

吕梁地区宁家湾岩体锆石U-Pb年代学、地球化学特征及地质意义

庞菲¹ 李秋根^{1,†} 刘树文¹ 王宗起² 柳政甫¹ 梅可辰¹

1. 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; † 通信作者, E-mail: qgli@pku.edu.cn

摘要 对呈小规模岩株状产出的宁家湾岩体进行野外地质、岩石学、岩石地球化学、锆石U-Pb同位素年代学和Hf同位素组成研究, 目的是确定其岩石成因及地球动力学意义。两件样品的LA-ICP-MS锆石U-Pb定年结果分别为2364±6 Ma (MSWD=0.13)和2360±23 Ma (MSWD=4.0), 属古元古代岩浆活动的产物。研究表明, 宁家湾岩体富碱、高K和Si, 具有高FeO^T/MgO比值和高的高场强元素(HFSE)含量, 富集Rb, Ba, Th和U等元素, 具有低的Ca和Mg含量, 明显亏损P和Ti, 具弱轻重稀土分异和强Eu负异常($\delta\text{Eu}=0.13\sim 0.36$)的海鸥型稀土分配模式, 显示高分异I型花岗岩的特征。较高的Y/Nb值(1.2~2.8)、锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值(+1.6~+6.4)以及单阶段模式年龄 $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$ 和二阶段模式年龄 $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ 分别为2449~2629 Ma和2474~2711 Ma的特点, 表明源区可能为壳幔混合。明显的Nb, P和Ti负异常及Ce, Nd和Zr正异常, 反映出大陆边缘弧岩浆岩的特征。结合区域地质背景, 认为宁家湾岩体很可能形成于岛弧构造环境。

关键词 高分异I型花岗岩; 锆石定年; 岛弧构造环境; 宁家湾岩体; 华北克拉通

Zircon U-Pb Age and Geochemistry of Ningjiawan Pluton in Lüliang Region and Their Geological Significances

PANG Fei¹, LI Qiugen^{1,†}, LIU Shuwen¹, WANG Zongqi², LIU Zhengfu¹, MEI Kechen¹

1. Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution (MOE), School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

† Corresponding author, E-mail: qgli@pku.edu.cn

Abstract Field investigations, petrology, geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf isotope analysis were performed to investigate the petrogenesis of Ningjiawan pluton, in an attempt to shed light on its geodynamic significance. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating from two samples yielded ages of 2364±6 Ma (MSWD=0.13) and 2360±23 Ma (MSWD=4.0) respectively, indicating that the magma emplaced and crystallized in Paleoproterozoic. The pluton contains high concentrations of alkaline, K and Si, had elevated FeO^T/MgO ratios and high field strength element (HFSE) contents, was enriched in Rb, Ba, Th and U elements, was depleted in Ca, Mg, P and Ti, and possessed a “seagull-type” chondrite-normalized REE pattern with significantly negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu}=0.13\sim 0.36$) and enrichment in the LREE relative to the HREE, exhibiting the traits of the highly fractionated I-type granite. Relatively high whole-rock Y/Nb values (1.2~2.8), together with positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (+1.6~+6.4), and $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$ and $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ ages of 2449~2629 Ma and 2474~2711 Ma respectively on the zircon grains, signified that they were products derived from magma mixing between crust and depleted mantle sources. Moreover, distinctive negative Nb, P and Ti anomalies and positive Ce, Nd and Zr anomalies, characteristics of continental margin arc, combining with the regional geological background, indicate that Ningjiawan pluton is very likely to form in island arc setting.

Key words highly fractionated I-type granite; zircon U-Pb dating; island arc setting; Ningjiawan pluton; North China Craton

华北克拉通是由中亚造山带(或兴蒙造山带)和祁连-秦岭-大别造山带围限的一个早前寒武纪稳定地块,是一个有大约38亿年漫长历史的古老克拉通^[1-2]。与世界上其他克拉通相比,华北克拉通出露面积不大,但经历了复杂的多阶段构造演化,记录了几乎所有的地球早期重大构造事件。长期以来,华北克拉通早前寒武纪基底的形成及其演化备受国内外学者关注,近二十年来学界更是将研究聚焦于新太古代-古元古代基底构造格局的划分。越来越多的学者认为华北克拉通基底是由独立的东部陆块和西部陆块在中部造山带碰撞过程中拼合而形成。然而,对于陆块碰撞的时间以及构造演化过程,目前存在激烈的争论。一部分学者提出俯冲方向是向东的,在东部陆块西缘之下的俯冲形成“安第斯型”岩浆弧,持续的俯冲导致东西陆块的碰撞以及1.85 Ga左右华北克拉通统一基底的形成^[3-9]。另一部分学者则认为俯冲方向是向西的,在2.5 Ga左右完成最终的拼合^[2,10-12]。还有一部分学者认为在东西陆块间存在一个古老的阜平地块,在约2.1 Ga的时候,东部陆块向西俯冲,与古老阜平地块碰撞后拼合形成太行山缝合带,然后于约1.9~1.87 Ga与西部陆块碰撞,形成华北中部缝合带^[13-14]。

吕梁山地区位于Zhao等^[4,15]划分的中部构造带,区域内主要为古元古代的火山-沉积建造以及花岗质岩石。宁家湾岩体出露于山西省岚县梁家庄乡西南,盖家庄岩体的北部。一些研究者将宁家湾岩体作为盖家庄岩体的一部分,与盖家庄岩体一道统称为盖家庄岩体^[16-19]。我们依据宁家湾岩体与其南部盖家庄岩体被第四系沉积物覆盖,且岩性上存在细微差别(宁家湾岩体中暗色矿物以黑云母为主,盖家庄岩体中暗色矿物以角闪石为主)的特征,将宁家湾岩体作为一个单独的岩体进行研究。之前,一些学者已对此区域做过相关的研究,但得出不同的结论。耿元生等^[16]认为吕梁山地区的盖家庄花岗岩为早期拉张的产物,Zhao等^[17]则认为该时期的花岗岩类为弧岩浆活动产物。王玺^[18]和赵娇等^[19]根据Whalen等^[20]的A型花岗岩判别图解,采用地球化学数据投影,得出该区花岗岩为A型花岗岩的结论。众所周知,随着分异程度的增加,岩浆中Ga/Al和FeO^T/MgO比值会逐渐增大,常常使得这些高分异的花岗岩具有一些A型花岗岩的地球化学特征^[21-23]。然而,无论哪一种类型的花岗岩,在经历强烈的分离结晶作用后,其矿物组成和化学成

分都趋近低共结花岗岩,从而难以确定花岗岩的成因类型^[22-23]。本地区花岗质片麻岩中大量发育的矿物为石英和微斜长石,可见斜长石,地球化学特征与A型花岗岩有不少相似的特点,但Rb, Th和Nb等元素含量和轻稀土元素(La, Ce, Nd和Sm等)含量都有别于A型花岗岩。

本文以宁家湾岩体中的花岗质片麻岩为研究对象,进行野外地质和岩相学、岩石地球化学、锆石U-Pb同位素年代学和Hf同位素组成等方面的研究,并结合前人发表的年代学和地球化学数据,确定该岩体的岩石成因,讨论该地区的构造性质,以期为揭示华北克拉通古元古代构造演化提供新的信息。

1 地质背景和样品描述

华北克拉通包括华北的大部分地区、内蒙古和东北的南部以及渤海和黄海的北部,总面积约为150万km²。华北克拉通以断裂和造山带为边界与其他地质单元分隔,其西侧为早古生代的祁连山造山带,北侧为晚古生代的中亚造山带,南侧以秦岭-大别造山带边界与华南板块分隔。根据岩石学、地球化学、构造学、变质岩石学和地质年代学特征的差别,华北克拉通可分为东部陆块、中部造山带和西部陆块3个部分^[4,10,15]。华北克拉通的中部造山带呈近南北向展布,长达1500 km。该造山带内基底岩石主要有晚太古代至早元古代的TTG(英云闪长-奥长花岗岩-花岗闪长质)片麻岩、表壳岩(变质沉积岩和火山岩)、基性岩墙以及同构造和构造后花岗岩^[16]。造山带内显示一系列陆-陆碰撞带的特征,大部分火成岩的地球化学特征显示它们形成于大陆边缘弧、岛弧或弧后构造背景。

吕梁山地区位于华北克拉通中部造山带西侧,该区发育早前寒武纪表壳岩(包括界河口群、吕梁群、岚县群和野山鸡群等)、花岗质片麻岩、花岗岩及基性岩墙/岩脉(图1)。宁家湾-盖家庄岩体位于吕梁山地区的中部偏东北的近周峪、宁家湾和盖家庄附近(图2)。该岩体因遭受变形变质作用的改造,片麻理极为发育,其方向与相邻的吕梁群变质地层的构造线一致。因此,前人曾经将该岩体划归吕梁群,命名为宁家湾组。直到20世纪90年代开展1:5万地质填图研究,才将这套岩石从吕梁群中分离出来,确认为变质变形的花岗岩体,称为宁家湾岩体,耿元生等^[16]将其称为盖家庄片麻岩。本研究中,我们称这套岩石为宁家湾-盖家庄岩体,其中

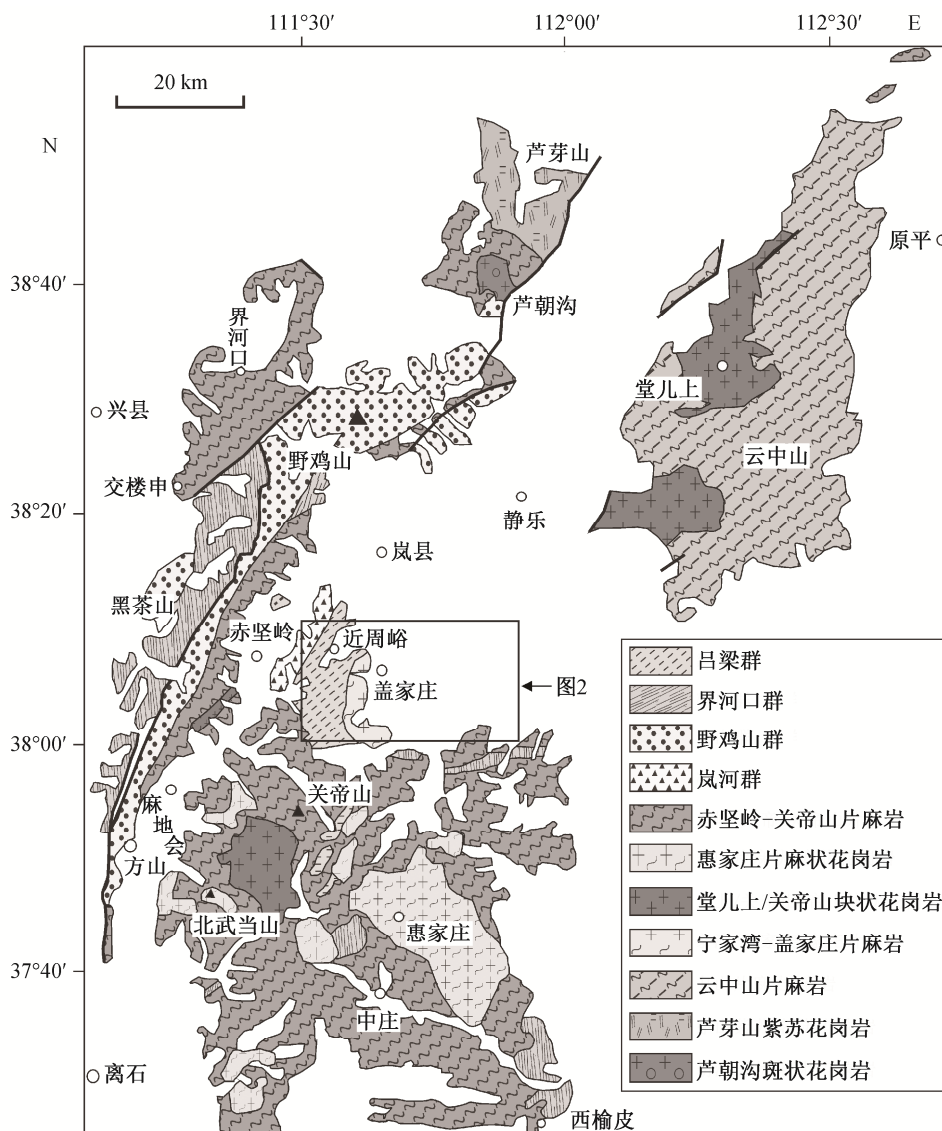


图 1 吕梁山变质杂岩的地质简图(据文献[16]修改)

Fig. 1 Geological map of Lüliang complex (modified after Ref. [16])

位于宁家湾以北的部分称为宁家湾岩体, 宁家湾以南的部分称为盖家庄岩体。宁家湾岩体以小规模岩株(岩枝)产出于盖家庄岩体的北面, 其东部覆盖寒武系, 两者呈不整合接触, 西部以韧性断层为界与古元古界的吕梁群袁家村组分割, 南部和北部都被第四系覆盖(图 2)。岩体多已发生较强烈的变形, 岩石类型主要为中粒花岗岩质片麻岩(图 3)。

在宁家湾岩体出露区选择两个采样位置, 共采集 10 多件样品。样品均呈浅粉色, 具花岗岩变晶结构、片麻状构造(图 3(a))。岩石具有不连续的明暗交替层, 石英和长石形成浅色层, 并呈现明显的粒状结构。岩石主要矿物成分为钾长石(45%~60%)、

石英(25%~30%)和斜长石(5%~10%), 次要矿物为黑云母(约 5%), 可见少量白云母。钾长石多为它形粒状变晶, 少部分为变斑晶, 构成斑状变晶结构, 因绢云母化、黏土矿物化等蚀变作用而略显浑浊(图 3(b))。因受变形改造, 石英多呈它形粒状, 部分颗粒边界呈锯齿状, 局部出现亚颗粒, 波状消光, 常常穿孔交代长石(图 3(c))。微斜长石发育格子双晶结构, 部分蚀变为高岭土(图 3(d))。黑云母和白云母为片状变晶, 黑云母呈深褐色, 发育解理, 轻微绿泥石化, 磷片状片麻理定向分布, 可能记录了后期经历的变形变质事件, 常被白云母交代(图 3(d))。副矿物为锆石和少量不透明磁铁矿等。

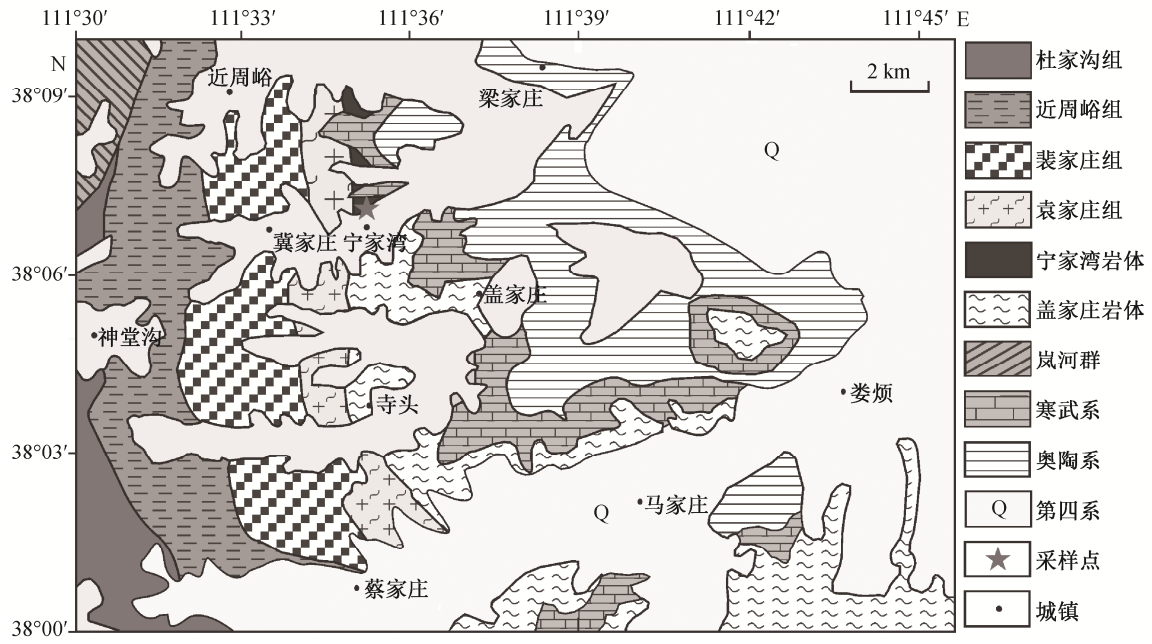
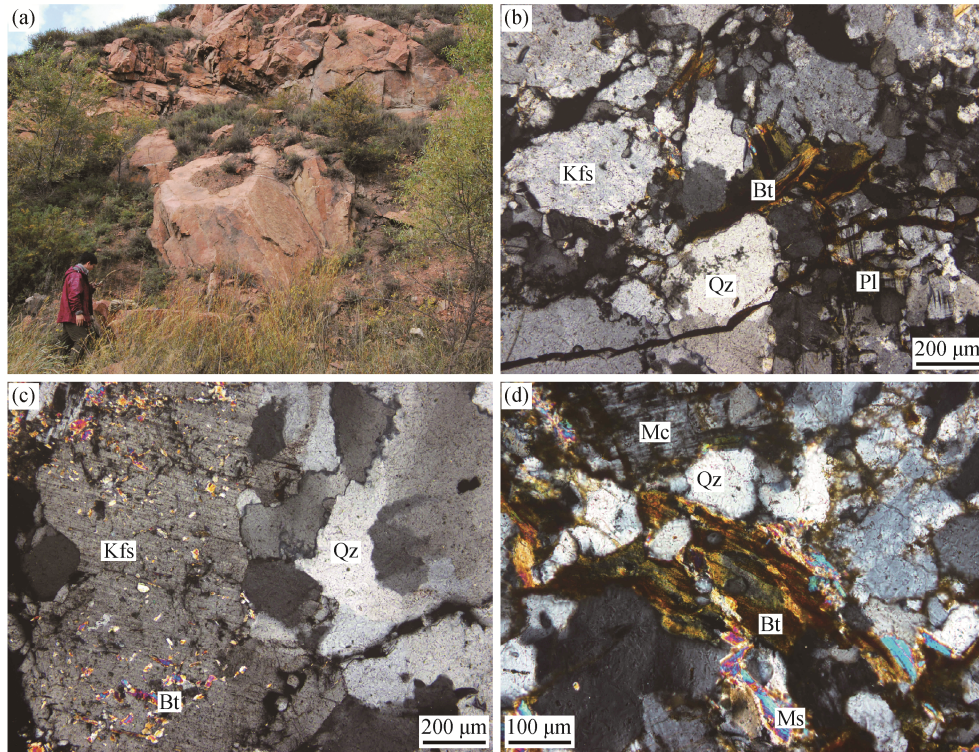


图2 吕梁地区地质简图^①
Fig. 2 Geological sketch map of Lüliang area^①



Kfs: 钾长石; Qz: 石英; Pl: 斜长石; Mc: 微斜长石; Bt: 黑云母; Ms: 白云母

图3 宁家湾岩体样品野外照片及显微照片
Fig. 3 Field photos and photomicrographs of the samples from Ningjiawan pluton

① 据中华人民共和国地质图(1:200000)静乐幅(山西省地质局测绘队, 1971)修改

2 分析方法

选择 9 件较新鲜的岩石样品进行分析。选取其中两件样品(14FS8-1 和 14FS9-1)做锆石 U-Pb 年代学分析,并对样品 14FS8-1 进行锆石原位 Lu-Hf 同位素分析。

样品 14FS8-1 和 14FS9-1 经人工破碎后,用常规的重液和磁选方法分选出锆石,在双目显微镜下进行人工挑选,然后由北京凯德正科技有限公司制靶,抛光到暴露出锆石的中心面。锆石的阴极发光(CL)图像在北京大学电子显微镜实验室的扫描电子显微镜下完成。锆石 U-Pb 年代学分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,所用仪器为 Agilent 7500ce 型 ICP-MS 及与之配套的 COM-Pex Pro102 型准分子激光器(波长为 193 nm)。激光剥蚀使用的束斑直径为 32 μm ,剥蚀深度为 20~40 μm 。以 91500 锆石为外标,元素含量以 NIST610 为外标进行校正。分析流程与文献[24]类似。数据处理采用 Gillite 程序,普通铅校正采用 Anderson^[25]的方法,锆石年龄谱和图用 Isoplot 程序生成。

9 件花岗质片麻岩样品的全岩主量、微量和稀土元素分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成。主量元素分析方法如下:准确称取 0.4 g 样品粉末,与 4.0 g 偏硼酸锂与四硼酸锂混合熔剂混合均匀后,用高频熔样机熔成玻璃片,然后使用瑞士 Thermo 公司生产的 ARL Advant'XP+ 型波长散射扫描 X 射线荧光光谱仪(XRF)测定。微量元素和稀土元素分析方法如下:准确称取 0.0250 \pm 0.0003 g 已烘干的样品,置于 Teflon 溶样罐中,加入 1.5 mL HNO₃ 和 1.5 mL HF 除 Si 蒸干,再将 1.5 mL HF, 1.5 mL HNO₃ 和少量的 HClO₄ (约 3 滴)放入配套的不锈钢溶样罐中,在 175 $^{\circ}\text{C}$ 恒温条件下消解 72 小时以上,取出蒸成湿盐状,加入 3 mL 1:1 HNO₃, 放入密闭钢罐中,150 $^{\circ}\text{C}$ 恒温 24 小时。然后,用浓度为 1% 的 HNO₃ 提取定容,用 Agilent 7500ce ICP-MS 进行测试。主量和微量元素测试数据的相对误差分别优于 3% 和 5%。

锆石原位 Lu-Hf 同位素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室 Neptune Plus MC-ICP-MS 和 Geolas 2005 型准分子激光器(波长为 193 nm)的联机上完成。参照锆石阴极发光(CL)图像,在已定年的同点或同域锆石上进行。使用的激光束斑直径为 44 μm ,激光频率为 8

Hz,激光能量密度为 5.3 J/cm²。利用锆石 91500 和 GJ-1 作为外标。仪器运行条件、详细的分析流程及数据精度见文献[26]。

3 分析结果

3.1 全岩地球化学

从表 1 看出,宁家湾岩体的主量元素有如下特征: 1) 高 Si(SiO₂ 含量为 74.66%~79.40%); 2) 富碱(K₂O+Na₂O 含量为 7.42%~8.12%), 相对富钾(K₂O/Na₂O 为 1.68~3.33); 3) TiO₂ (0.12%~0.16%), Fe₂O₃^T (0.77%~1.24%), MnO (0.002%~0.014%), MgO (0.01%) 和 CaO(0.09%~0.13%) 亏损,指示宁家湾岩体可能经历了较强烈的结晶分异作用; 4) Al₂O₃ 含量范围为 11.29%~11.96%, 铝饱和指数 A/NKC 介于 1.38~1.57 之间, A/NK 介于 1.45~1.60 之间,样品全部落在过铝质区域(图 4(a))。宁家湾岩体花岗质片麻岩样品在(Na₂O+K₂O)-SiO₂ 图解中均落于亚碱性区域(图 4(b)), 在 K₂O-SiO₂ 图解中落于高钾钙碱性区域(图 4(c)), 在 [FeO^T/(FeO^T+MgO)]-SiO₂ 图解中落于 A 型花岗岩和科迪勒拉花岗岩的边缘区域,而赵娇等^[9]的数据落于 A 型花岗岩和科迪勒拉花岗岩的共同区域,二者相近但又存在差异(图 4(d))。宁家湾岩体样品的 P₂O₅ 含量非常低,均低于 0.01%,明显不同于高度演化的 S 型花岗岩。

宁家湾岩体花岗质片麻岩样品的稀土元素配分模式明显向右倾斜(图 5(a)), 并显示明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.13\sim0.36$)(表 1)。标准化微量元素图解(图 5(b))显示,宁家湾岩体富集 Rb, Zr 和 K 等元素,亏损 Sm, Nb 和 Ta 等元素,这些元素的亏损可能与斜长石和钛铁氧化物的残留或矿物的结晶分异作用有关。岩石样品的 $\Sigma\text{REE}=197.1\sim350.4 \mu\text{g/g}$, 轻稀土相对富集(LREE/HREE=8.11~12.97); 轻、重稀土分馏明显((La/Yb)_N=8.14~13.43)。Th 和 Nb 含量比标准 A 型花岗岩低,轻稀土元素(La, Ce, Nd, Sm)含量也较低,与标准 A 型花岗岩不符,但与 Wu 等^[31]发表的高分异 I 型花岗岩数据非常相近(图 5(b))。

3.2 锆石 U-Pb 年龄与原位 Hf 同位素特征

样品 14FS8-1 和 14FS9-1 中的锆石为柱状自形晶,锥面和棱面清楚,表面干净,无明显的溶蚀现象。晶体内部环带结构发育,显示岩浆成因的特点。在 CL 图像(图 6)中,绝大多数锆石显示出清晰的震荡环带,个别锆石颗粒显示扇形分带结构。锆石 U-Pb 同位素分析结果见表 2。

表1 宁家湾岩体主量和微量元素分析结果
Table 1 Major and trace element analytical results of Ningjiawan pluton

分析项	14FS8-1	14FS8-3	14FS8-4	14FS8-5	14FS8-6	14FS8-7	14FS9-1	14FS9-2	14FS9-3
SiO ₂	78.46	78.90	78.09	78.21	78.50	78.85	79.24	79.20	79.40
Al ₂ O ₃	11.73	11.51	11.92	11.96	11.70	11.69	11.29	11.33	11.63
Fe ₂ O ₃ ^T	1.07	1.11	1.17	1.24	1.11	1.13	0.98	0.96	0.77
CaO	0.12	0.10	0.13	0.13	0.12	0.10	0.11	0.10	0.09
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	5.35	5.26	5.53	5.19	5.15	5.35	5.82	5.75	5.55
Na ₂ O	2.41	2.18	1.99	2.27	2.51	2.06	1.75	1.91	1.76
MnO	0.007	0.006	0.010	0.014	0.007	0.009	0.002	0.003	0.003
TiO ₂	0.137	0.121	0.141	0.156	0.151	0.134	0.126	0.128	0.116
P ₂ O ₅	0.001	0.009	0.009	0.005	0.008	0.010	0.001	0.001	0.001
LOI	0.61	0.71	0.91	0.73	0.66	0.58	0.61	0.53	0.61
总和	99.92	99.92	99.92	99.93	99.92	99.93	99.94	99.93	99.95
Ga	18.27	18.52	20.07	19.69	18.40	17.61	19.97	18.91	17.23
Rb	217.42	247.94	227.48	219.45	201.65	248.48	283.96	274.84	278.97
Sr	31.25	37.19	32.18	35.26	37.49	33.57	21.62	19.66	17.95
Y	24.29	24.65	38.14	33.56	32.76	22.12	53.95	52.41	36.74
Zr	165.11	176.44	197.59	234.76	173.57	167.88	221.73	225.65	204.33
Nb	15.34	14.65	16.76	15.60	16.30	18.60	19.45	19.54	17.74
Cs	3.08	6.21	3.89	3.34	3.98	3.62	2.14	2.75	2.92
Ba	375.58	370.52	387.77	400.18	358.58	375.8	167.24	163.07	150.09
La	49.49	41.22	61.66	61.34	47.35	40.14	65.42	71.15	60.12
Ce	107.6	96.0	119.6	124.5	97.0	97.4	134.8	151.1	124.6
Pr	11.37	9.49	14.86	14.50	11.48	8.82	15.78	17.77	14.50
Nd	40.49	31.61	59.22	55.16	41.70	31.51	53.69	64.79	49.66
Sm	6.61	4.75	9.34	9.12	7.31	4.70	9.12	10.27	8.17
Eu	0.75	0.48	1.10	1.06	0.88	0.42	0.40	0.45	0.36
Gd	6.29	4.44	9.17	8.67	7.48	4.45	9.31	10.09	7.99
Tb	0.80	0.66	1.20	1.13	1.07	0.60	1.48	1.50	1.18
Dy	4.26	3.95	6.45	5.93	6.02	3.33	8.76	8.59	6.60
Ho	0.86	0.86	1.32	1.20	1.21	0.72	1.86	1.83	1.33
Er	2.45	2.54	3.77	3.38	3.43	2.10	5.51	5.36	3.72
Tm	0.41	0.41	0.61	0.55	0.55	0.35	0.91	0.89	0.59
Yb	2.64	2.60	3.84	3.59	3.48	2.24	5.76	5.75	3.59
Lu	0.39	0.38	0.56	0.53	0.50	0.33	0.84	0.84	0.51
Hf	5.86	6.33	6.84	7.91	6.23	6.09	7.91	7.86	7.20
Ta	1.91	1.60	1.86	1.36	1.70	0.26	2.42	2.24	1.69
Pb	6.38	8.47	7.34	8.15	8.46	8.48	10.75	9.92	8.51
Th	23.54	21.24	28.43	22.71	25.56	21.43	29.20	29.73	26.11
U	2.41	2.25	2.56	2.63	2.88	3.91	3.17	3.35	2.93
REE	234.39	199.46	292.72	290.65	229.45	197.14	313.70	350.42	282.87
LREE/HREE	11.94	11.58	9.87	10.64	8.66	12.97	8.11	9.05	10.09
(La/Yb) _N	13.43	11.36	11.52	12.27	9.75	12.85	8.14	8.88	12.02
δEu	0.35	0.32	0.36	0.36	0.36	0.28	0.13	0.13	0.14

说明: 主量元素含量单位为%, 微量元素含量单位为 μg/g; Fe₂O₃^T为全铁, LOI 为烧失量, δEu=Eu_N/(Sm_N×Gd_N)^{1/2}。

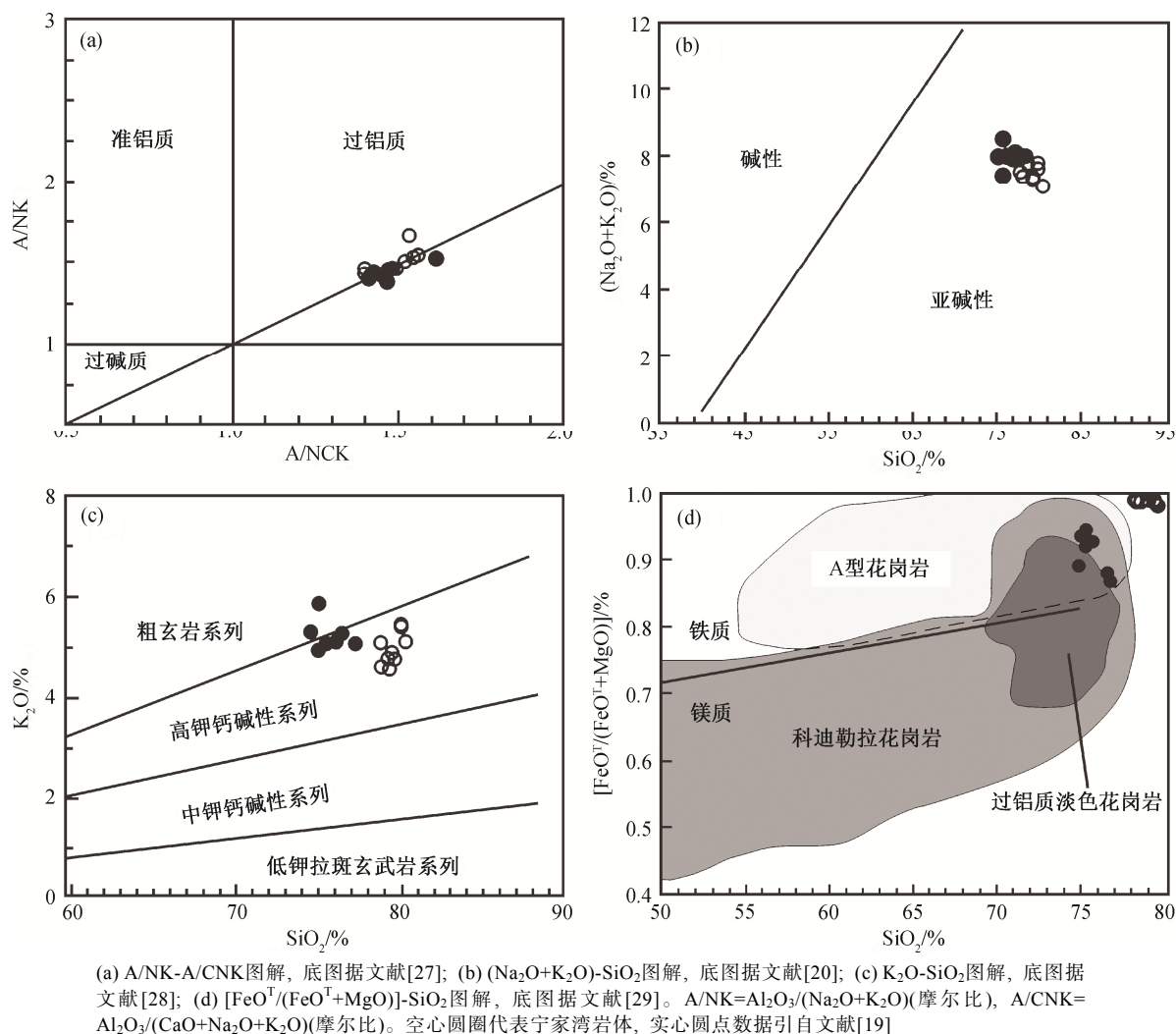
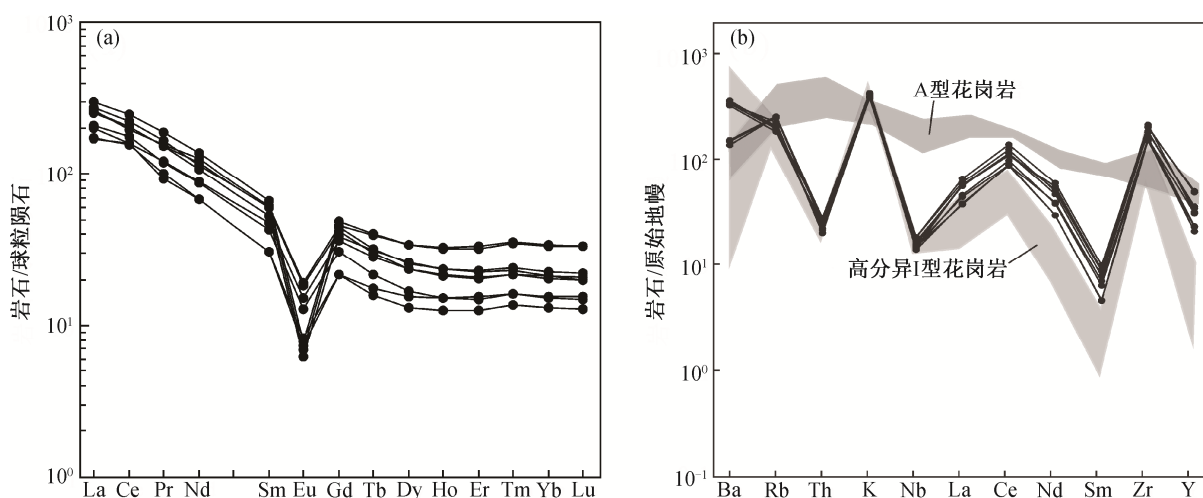


图 4 宁家湾岩体主量元素地球化学特征图解

Fig. 4 Gepchemical features for the major compositions of Ningjiawan pluton



(b) 中省略强相容元素 Sr, P 和 Ti; 阴影部分 A 型花岗岩引自文献[30], 高分异 I 型花岗岩数据引自文献[31], 标准化值来自文献[32]

图 5 宁家湾岩体稀土元素配分模式(a)和标准化微量元素图解(b)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and normalized trace element patterns (b) of Ningjiawan pluton

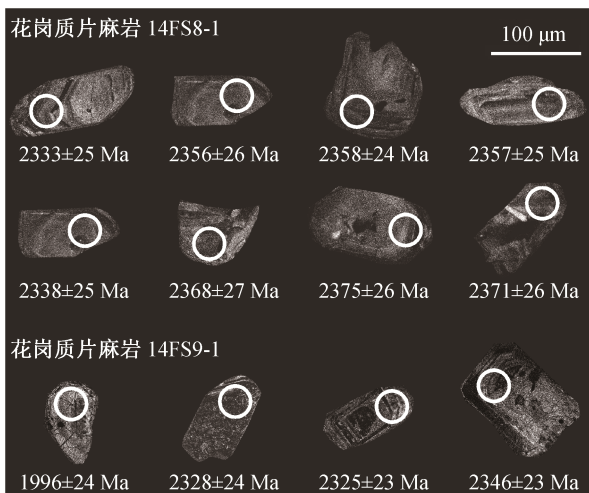


图6 宁家湾岩体花岗质片麻岩典型锆石阴极发光图像
Fig. 6 Cathodoluminescence images of typical zircons from Ningjiawan pluton

样品 14FS8-1 共分析 30 个测试点。结果表明, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄变化范围大, 除 5 个测试点获得谐和年龄外, 因受后期构造事件的干扰, 大多数测试点锆石发生铅丢失而明显偏离谐和线, 构成一条不一致线, 获得 2358 ± 6 Ma (MSWD=2.0) 的上交点年龄(图 7(a)), 在误差范围内与谐和年龄 2364 ± 6 Ma (MSWD=0.13, $n=5$) 一致。因此, 谐和年龄 2364 ± 6 Ma 可以代表宁家湾岩体的形成时代。

样品 14FS9-1 共分析 10 个测试点。其中, 有 1 个测试点落在谐和线附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表观年龄为 2346.0 ± 23 Ma。其余 9 个测试点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表观年龄在 1694.5~2328.6 Ma 之间, 均偏离一致线, 铅严重丢失。经 ISOPLLOT 处理, 10 个测试点构成的不一致线的上交点年龄为 2360 ± 23 Ma (MSWD=4.0, 图 7(b)), 在误差范围内, 与从样品 14FS8-1 获得的年龄一致, 因此也解释为岩浆侵位的时间。

样品 14FS8-1 中 10 个谐和度较高的锆石 Hf 同位素分析结果见表 3。可以看出, 除一个测试点外, 所有测试点的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值小于 0.002, 指示锆石形成后无明显的放射性成因 Hf 的积累, 因此, 测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值可以代表它们形成时体系的 Hf 同位素组成^[22]。锆石中 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.281355\sim 0.281534$, 以 2360 Ma 作为岩体形成年龄计算获得的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值, 在 +1.6~+6.4 之间变化, 所有数据点均位于球粒陨石和亏损地幔 Hf 同位素演化线之间的区域(图 8)。Hf 同位素单阶段模式年龄 $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})=2449\sim$

2629 Ma, 二阶段模式年龄 $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})=2474\sim 2711$ Ma。

4 讨论

4.1 岩体的形成时代

吕梁地区宁家湾岩体中锆石发育典型的岩浆生长环带(图 6), 具较高的 Th/U 值(5.48~11.11), 表明它们为岩浆成因。本研究的定年结果说明吕梁地区宁家湾花岗质片麻岩形成于 2360 Ma 左右, 是古元古代岩浆活动的产物。

耿元生等^[16]曾经对盖家庄片麻状花岗岩进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年, 结果为 2364 ± 9 Ma, 与本研究的定年结果具有较好的一致性。Zhao 等^[17]得出盖家庄岩体花岗岩的结晶年龄为 2375 ± 10 Ma。王玺^[18]用锆石 U-Pb 法得到的结晶年龄为 2365~2394 Ma。赵娇等^[19]对盖家庄岩体正长花岗岩进行测年, 得到的上交点年龄为 2398 ± 26 Ma。已有年代学数据表明, 该地区岩体的形成年龄主要在 2358~2398 Ma 范围, 宁家湾岩体与盖家庄岩体形成年龄相近, 为同一时期岩浆作用的产物, 形成于古元古代的成铁纪。

4.2 岩石成因

宁家湾岩体在矿物学方面具有如下特征: 长石和石英的含量总和大于 90%, 并含少量白云母。唯一的暗色矿物为黑云母, 含量为 5% 左右。宁家湾岩体在地球化学方面具有如下特点: 1) 常量元素以 Si, Al, Na 和 K 这 4 种元素为主, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca 和 P 等其他元素含量较低, 呈现高 Si ($\text{SiO}_2>74.66\%$) 和富碱($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}>7.42\%$) 的特点; 2) 微量元素以高 Rb, Th 和 U 为特色, 具高 Rb/Sr 值和低 K/Rb 值的特征; 3) 强烈的 Eu 负异常, 分异指数较高, 与华南佛冈高分异 I 型花岗岩^[33] 比较相近; 4) 高 Ga/Al 和 $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$ 比值, 高场强元素(HFSE)含量高。这些特征使得宁家湾岩体既显示 A 型花岗岩富 Si 和 K、贫 P 的特点, 又表现出 I 型花岗岩富 Na 的特征。依据大部分样品点落在 Whalen 等^[20] 的花岗岩判别图解中 A 型或 S 型花岗岩区域的事实, 有研究者认为宁家湾岩体是 A 型花岗岩^[18-19]。但是, 宁家湾岩体在以下矿物学和地球化学特征上与 A 型花岗岩不相符。

1) A 型花岗岩有两个亚类: 碱性 A 型花岗岩和铝质 A 型花岗岩。碱性 A 型花岗岩中常见铁橄榄石、钠闪石、钠铁闪石和霓石等碱性暗色矿物^[20,34]。铝质 A 型花岗岩的主要造岩矿物为斜长石、石英和

表 2 宁家湾岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果
Table 2 Results of LA-ICP-MS U-Pb zircon dating for granitoids of Ningjiawan pluton

分析点	含量/($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)		Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	Th	U		比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ
14FS8-1-1	1170	525	2.23	0.1489	0.0022	3.0300	0.0405	0.1477	0.0014	2333	25	1415	10	888	8
14FS8-1-2	136	149	0.91	0.1508	0.0023	7.8250	0.1110	0.3764	0.0038	2356	26	2211	13	2060	18
14FS8-1-3	255	229	1.12	0.1510	0.0022	8.8096	0.1183	0.4233	0.0041	2358	24	2319	12	2275	19
14FS8-1-4	156	301	0.52	0.1509	0.0022	6.3457	0.0860	0.3051	0.0030	2357	25	2025	12	1717	15
14FS8-1-5	1409	983	1.43	0.1493	0.0022	2.6573	0.0354	0.1291	0.0012	2338	25	1317	10	783	7
14FS8-1-6	26	69	0.37	0.1520	0.0024	9.2875	0.1414	0.4435	0.0048	2368	27	2367	14	2367	21
14FS8-1-7	92	109	0.84	0.1525	0.0024	8.7102	0.1295	0.4144	0.0044	2375	26	2308	14	2235	20
14FS8-1-8	195	155	1.26	0.1523	0.0023	7.6891	0.1107	0.3665	0.0037	2371	26	2195	13	2013	18
14FS8-1-9	367	147	2.50	0.1499	0.0024	6.7678	0.1008	0.3277	0.0034	2345	27	2082	13	1827	17
14FS8-1-10	285	196	1.46	0.1532	0.0022	6.2268	0.0842	0.2949	0.0029	2382	25	2008	12	1666	15
14FS8-1-11	45	132	0.34	0.1522	0.0023	9.2978	0.1297	0.4432	0.0044	2371	25	2368	13	2365	20
14FS8-1-12	54	98	0.56	0.1504	0.0026	8.6672	0.1425	0.4183	0.0048	2350	29	2304	15	2253	22
14FS8-1-13	43	116	0.37	0.1525	0.0024	9.3229	0.1367	0.4437	0.0045	2374	26	2370	13	2367	20
14FS8-1-14	125	111	1.13	0.1517	0.0025	8.2321	0.1266	0.3939	0.0042	2365	27	2257	14	2141	19
14FS8-1-15	904	540	1.67	0.1492	0.0023	4.4194	0.0622	0.2150	0.0021	2337	26	1716	12	1255	11
14FS8-1-16	81	111	0.73	0.1523	0.0025	8.9222	0.1363	0.4251	0.0045	2372	27	2330	14	2284	20
14FS8-1-17	377	119	3.17	0.1521	0.0025	7.3292	0.1142	0.3498	0.0037	2369	28	2152	14	1934	18
14FS8-1-18	40	107	0.37	0.1511	0.0024	9.1852	0.1368	0.4411	0.0045	2359	27	2357	14	2356	20
14FS8-1-19	310	450	0.69	0.1498	0.0024	4.6362	0.0689	0.2246	0.0022	2344	27	1756	12	1306	12
14FS8-1-20	65	123	0.53	0.1522	0.0025	8.8953	0.1381	0.4240	0.0044	2371	28	2327	14	2279	20
14FS8-1-21	140	220	0.64	0.1529	0.0024	7.3290	0.1082	0.3480	0.0034	2378	27	2152	13	1925	16
14FS8-1-22	205	179	1.14	0.1529	0.0025	8.3922	0.1277	0.3983	0.0041	2379	27	2274	14	2161	19
14FS8-1-23	79	115	0.69	0.1504	0.0025	8.8781	0.1395	0.4286	0.0045	2350	28	2326	14	2299	20
14FS8-1-24	280	173	1.62	0.1509	0.0025	7.4631	0.1176	0.3591	0.0037	2356	28	2169	14	1978	18
14FS8-1-25	1196	590	2.03	0.1483	0.0025	2.5904	0.0399	0.1268	0.0013	2326	28	1298	11	769	7
14FS8-1-26	101	182	0.55	0.1541	0.0025	7.9625	0.1228	0.3751	0.0038	2391	28	2227	14	2053	18
14FS8-1-27	67	115	0.58	0.1511	0.0022	8.9918	0.1260	0.4318	0.0045	2358	25	2337	13	2314	20
14FS8-1-28	167	242	0.69	0.1538	0.0025	8.0931	0.1250	0.3818	0.0039	2389	28	2242	14	2085	18
14FS8-1-29	112	206	0.54	0.1489	0.0022	6.6061	0.0915	0.3219	0.0032	2334	25	2060	12	1799	16
14FS8-1-30	179	172	1.04	0.1505	0.0022	8.0084	0.1091	0.3860	0.0039	2352	25	2232	12	2104	18
14FS9-1-1	418	814	0.51	0.1227	0.0017	1.8898	0.0231	0.1117	0.0010	1996	24	1078	8	683	6
14FS9-1-2	252	176	1.43	0.1484	0.0021	5.7447	0.0756	0.2809	0.0028	2328	24	1938	11	1596	14
14FS9-1-3	272	218	1.24	0.1482	0.0020	5.9954	0.0750	0.2936	0.0029	2325	23	1975	11	1659	14
14FS9-1-4	87	135	0.65	0.1500	0.0020	8.9029	0.1120	0.4306	0.0043	2346	23	2328	11	2308	19
14FS9-1-5	733	815	0.90	0.1315	0.0017	3.1399	0.0373	0.1733	0.0016	2118	23	1443	9	1030	9
14FS9-1-6	757	412	1.84	0.1449	0.0019	5.0614	0.0614	0.2535	0.0024	2286	23	1830	10	1457	12
14FS9-1-7	183	268	0.69	0.1487	0.0020	7.5420	0.0949	0.3681	0.0037	2331	23	2178	11	2020	17
14FS9-1-8	461	362	1.27	0.1425	0.0019	5.3590	0.0664	0.2729	0.0026	2258	23	1878	11	1555	13
14FS9-1-9	172	201	0.86	0.1471	0.0019	5.8981	0.0708	0.2908	0.0028	2313	22	1961	10	1646	14
14FS9-1-10	2411	2489	0.97	0.1039	0.0013	1.0528	0.0121	0.0735	0.0007	1694	23	730	6	457	4

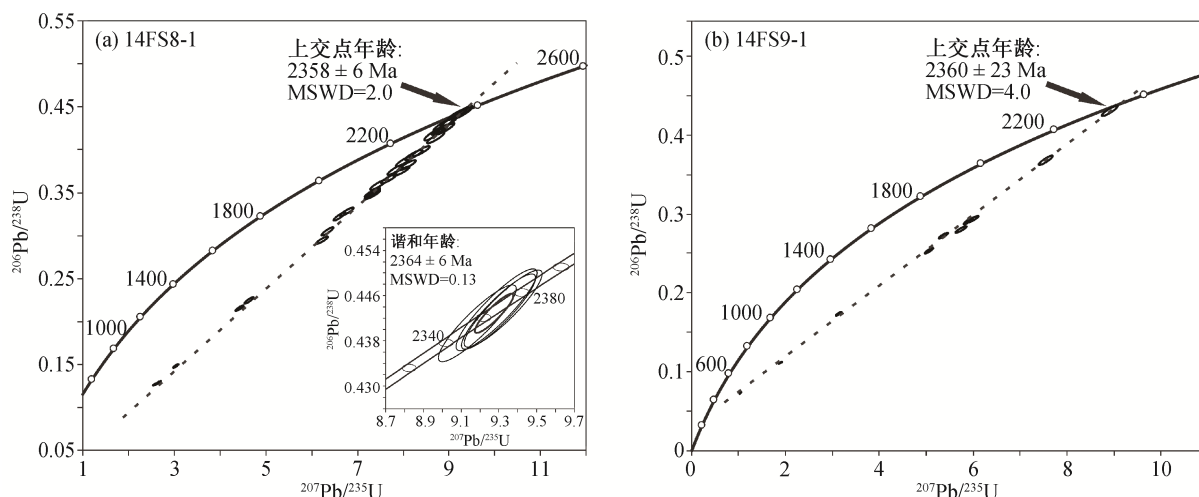


图7 宁家湾岩体锆石 U-Pb 同位素谱和图
Fig. 7 U-Pb concordia diagrams of zircons from Ningjiawan pluton

表3 宁家湾岩体的 Lu-Hf 同位素分析结果
Table 3 Zircon Hf trace elements features of granitoids of Ningjiawan pluton

测试点 编号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$		$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}(\text{Hf})/\text{Ma}$	$t_{\text{DM2}}(\text{Hf})/\text{Ma}$
	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ				
2	0.28146	0.000032	0.0007	0.00002	0.032664	0.001450	-46.3	5.5	2480	2517
3	0.28141	0.000034	0.0009	0.00004	0.048489	0.003112	-48.3	3.2	2570	2633
6	0.28141	0.000034	0.0006	0.00001	0.026913	0.000733	-48.2	3.8	2546	2604
7	0.28139	0.000032	0.0004	0.00001	0.017640	0.000435	-48.8	3.5	2557	2618
8	0.28146	0.000042	0.0014	0.00011	0.080039	0.006876	-46.3	4.4	2527	2576
11	0.28139	0.000032	0.0006	0.00003	0.030377	0.002733	-48.8	3.1	2570	2634
13	0.28153	0.000045	0.0026	0.00025	0.155171	0.014643	-43.8	5.0	2507	2546
14	0.28136	0.000040	0.0007	0.00003	0.039921	0.002245	-50.1	1.6	2629	2711
16	0.28141	0.000044	0.0010	0.00003	0.052991	0.002169	-48.1	3.1	2572	2636
18	0.28149	0.000033	0.0018	0.00018	0.107988	0.011160	-45.4	4.6	2520	2564
22	0.28140	0.000025	0.0005	0.00001	0.022817	0.000655	-48.4	3.7	2549	2607
24	0.28142	0.000037	0.0005	0.00001	0.023168	0.000857	-47.9	4.2	2529	2582
26	0.28146	0.000038	0.0013	0.00003	0.069008	0.002105	-46.2	4.6	2516	2561
28	0.28136	0.000032	0.0004	0.00001	0.021733	0.000580	-50.1	2.1	2607	2684
30	0.28152	0.000033	0.0015	0.00005	0.076676	0.002222	-44.2	6.4	2449	2474

碱性长石等, 常出现普通角闪石或铁绿钠闪石^[35], 白云母、锰铝榴石等富Al矿物^[36-37], 以及萤石等富F的矿物^[35,38]。宁家湾岩体中大量的矿物为石英和微斜长石, 可见斜长石, 不含碱性A型花岗岩中常见的碱性暗色矿物, 但与铝质A型花岗岩的部分矿物特征相符。因此, 从矿物学特征上看, 宁家湾岩体与碱性A型花岗岩不符, 但与铝质A型花岗岩有相似的特征。

2) 典型的A型花岗岩高硅, 富碱, 贫钙、镁和

铝, 具高 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$ 值; 富Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ga和Y, 贫Sr, Cr, Co, Ni和V; 具有显著的Eu负异常、高Ga/Al比值^[20,39]、高稀土元素(除Eu外)含量, 常为轻稀土元素富集型, 配分模式呈海鸥型展布。A型花岗岩这一稀土元素的配分特点是由于岩石中主要赋存稀土元素的矿物(角闪石、黑云母、霓石和磷灰石等)稀土含量高所致^[38,40]。宁家湾岩体也具有高硅、富碱、高 $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$ 值和Ga/Al值等特点, 与

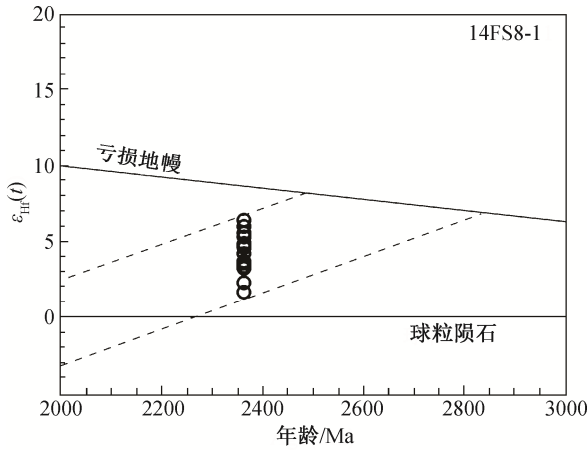


图 8 宁家湾岩体花岗质片麻 $\epsilon_{Hf}(t)$ 对年龄图解
Fig. 8 $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. U-Pb age diagram of zircons from Ningjiawan pluton

A 型花岗岩十分相似，但是样品的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 均为正值，说明其来自新生地壳或者亏损地幔^[21-22]。Nelson^[21] 提出 Y/Nb 值是 A 型花岗岩的重要分类标志，当 Y/Nb < 1.2 时，主要与大陆裂谷或板内岩浆有关，属于幔源；当 Y/Nb > 1.2 时，产出环境多样化，以造山后环境为代表，源于地壳物质。宁家湾岩体样品的 Y/Nb 值在 1.2~2.8 之间，可排除地幔来源的可能性。Nelson^[21] 认为 A1 型花岗岩来源于非常特殊的地幔源，而 A2 型花岗岩常具有壳幔混合的特征。在 Nelson^[21] 的判别图解中，宁家湾岩体样品落在 A2 型花岗岩区域(图 9)。这也说明宁家湾岩体具有壳幔混源的特征。高度分异的 I 型花岗岩与 A 型花岗岩具有许多相似的地球化学特征，常常很难加以区分，若不仔细分析，必然导致成因判别的偏差。我们注意到，宁家湾岩体中 Th 和 Nb 的含量比标准

的 A 型花岗岩低，轻稀土元素(La, Ce, Nd 和 Sm)含量也较低，与标准的 A 型花岗岩不符(图 5(b))。因此，从地球化学特征来看，宁家湾岩体与 A 型花岗岩存在差异。

此外，Rb 为不相容元素，且 Rb/Nb 值在岩浆作用过程中不受岩浆分异和部分熔融的影响，也很难因岩体的后期改造而改变，因此，可选用 Rb 含量和 Rb/Nb 值来反映源区的特征。在图 10(a)中，几乎所有的测试点都落在 I 型花岗岩区域，再次证明宁家湾岩体花岗质片麻岩不是 A 型或 S 型花岗岩。在 Whalen 等^[20] 的 $(Zr+Nb+Ce+Y)-10000 \times Ga/Al$ 花岗岩判别图解中，测试点全部落入分异的花岗岩区域(图 10(b))，表明宁家湾岩体的花岗质片麻岩经历过分异作用。这一推论与宁家湾岩体具有较高的 SiO₂ 含量(>74.66%)及其岩相学特征相吻合。众多研究表明，高分异 I 型花岗岩在矿物组成上以少暗色矿物为特征，在地球化学上以高 Si(SiO₂ 含量通常大于 75%)、富碱、低 Ti, Fe, Mn, Mg, Ca 和 P、高 Rb/Sr 值和低 K/Rb 值、亏损 Nb, Sr 和 Eu 以及富集 Rb, Th 和 U 为特征^[31]。这些特征与宁家湾岩体十分相似。宁家湾岩体具有高的 Ga/Al 值和 FeO^T/MgO 值以及 HFSE 元素含量，这些特殊的地球化学特征可能是岩浆演化后期与流体相互作用的结果，其初始岩浆应具有 I 型花岗岩的特征。

综上所述，我们推断宁家湾岩体不是 A 型或者 S 型花岗岩，而是高分异 I 型花岗岩。

4.3 构造意义

吕梁山位于华北克拉通中部构造带中段西缘，与西部陆块东缘相毗邻，广泛发育古元古代岩石。探讨该时期的构造演化，可为华北克拉通甚至地球

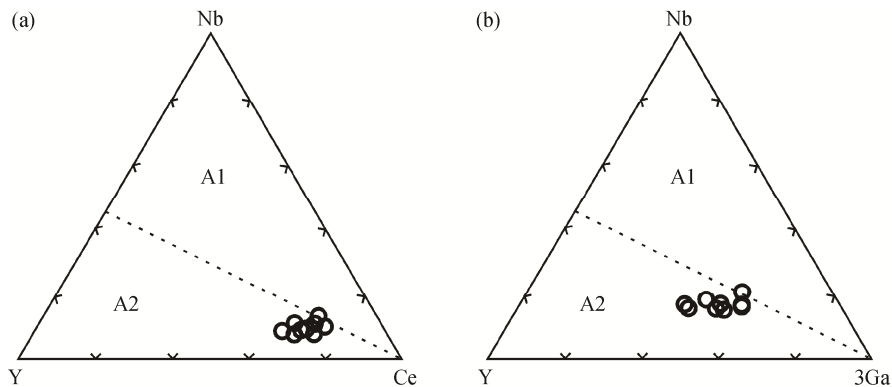


图 9 宁家湾岩体花岗岩的 Ce-Nb-Y 和 3Ga-Nb-Y 图解^[21]
Fig. 9 Granitoid discrimination diagrams of Ce-Nb-Y and 3Ga-Nb-Y of Ningjiawan pluton^[21]

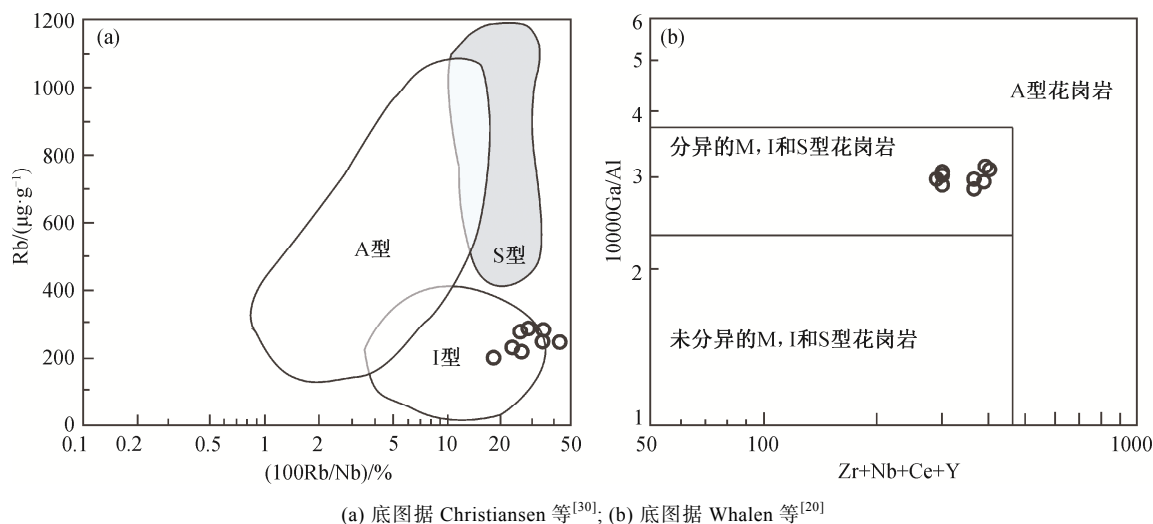


图 10 宁家湾岩体花岗岩判别图解

Fig. 10 Granitoid discrimination diagrams of Ningjiawan pluton

早期的地壳形成机制等基础研究提供重要依据。本研究获得的 U-Pb 年代学结果以及前人的数据资料表明, 宁家湾-盖家庄岩体形成于 2358~2398 Ma 的古元古代成铁纪。这一时段正好处于所谓全球岩浆活动的 2.45~2.20 Ga “宁静期”, 以陆内伸展、大陆裂开和被动大陆边缘沉积环境为特点, 被记录在 Kaapvaal, Superior, Hearne, Rae, Wyoming 和 Fennoscandian 克拉通内^[41]。然而, 近来的研究改变了全球在 2.45~2.20 Ga 期间缺乏岩浆活动这一认识。不少克拉通存在明显的岩浆活动记录, 如南澳大利亚的 Sleafordian 造山带、印度的 Dharwar 克拉通南缘、美国怀俄明州西北部的 Selway 地体、加拿大北极地区的 Arrowsmith 造山带以及巴西 2.35~2.30 Ga 的 Borborema 省等^[42-45]。与吕梁山地区出露的宁家湾-盖家庄岩体类似, 华北克拉通中部构造带的其他区域陆续有该时段相关岩浆活动的报道, 如崇礼地区约 2.44 Ga 的富钾质花岗岩^[46]、恒山杂岩中约 2360~2330 Ma 的花岗片麻岩^[7-8]、中条山地区 2351±37 Ma 的烟庄钾长花岗岩^[47]、太华杂岩体中约 2.34~2.30 Ga 的斜长角闪片麻岩^[48]以及华北克拉通中部构造带南缘 2424 Ma 的刘家沟岩体^[49]等, 意味着所谓的“宁静期”在华北克拉通中部构造带的岩浆活动记录比较普遍。另外, 华北克拉通中部构造带出露的古元古代变质沉积岩中也有不少该时段的碎屑锆石存在^[50-52], 进一步证实该时期的岩浆活动普遍发育。

岩石学和地球化学特征共同指示宁家湾岩体为

高分异的 I 型花岗岩, 而非前人认为的 A 型花岗岩。并且, 在原始地幔标准化图解中显示 Nb, P 和 Ti 负异常及 Ce, Nd 和 Zr 正异常(图 4(b)), 反映明显的大陆边缘弧岩浆岩的地球化学特征^[53-54]。最近的高精度锆石 U-Pb 定年数据显示吕梁山地区吕梁群的火山岩形成于 2.30~2.10 Ga^[55-58], 其东南部中条山绛县群火山岩形成于 2.30~2.10 Ga^[59-61], 稍晚于吕梁山地区出露的宁家湾-盖家庄岩体的形成时代。最新地球化学研究结果显示, 吕梁群中袁家村、近周峪和杜家沟组的火山岩及中条山绛县群的火山岩都具有岛弧岩浆的地球化学特征^[55-61]。李秋根等^[62]通过对绛县群出露的沉积岩进行地球化学分析, 推断这些变质沉积岩沉积于岛弧体系下的弧后盆地。除此之外, 在吕梁山北部的怀安地区, 由 2.31~1.90 Ga 的花岗质岩石-紫苏花岗岩-辉长岩-长英质凝灰岩组合为汇聚板块边界长期岛弧岩浆作用的产物^[63-65], 在其南部的熊耳、嵩山和鲁山等地区, 同样发育相似的岛弧花岗岩浆作用^[66-68]。因此, 如果具大陆边缘弧岩浆岩地球化学特征的高分异 I 型宁家湾-盖家庄岩体侵入在汇聚板块边界位置的话, 那么 2358~2398 Ma 的高分异 I 型花岗岩浆作用提供了有利的岩石学和地球化学证据来说明吕梁山地区开始俯冲的时间至少在约 2360 Ma。同时, 该期岩浆作用也为几乎同时期的吕梁群变质沉积岩提供物源^[50-52]。

综上所述, 在 2358~2398 Ma 侵位的宁家湾-盖家庄岩体很可能形成于岛弧构造背景。

5 结论

本文通过对宁家湾岩体地质学、岩石学和地球化学分析, 结合前人的研究成果, 得到如下认识。

1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年获得宁家湾岩体的花岗质片麻岩形成时代约为 2360 Ma, 属于古元古代早期。

2) 宁家湾岩体富硅和碱, 高钾, 贫钙和镁, 高 FeO^T/MgO 值, 高稀土总量, 弱轻重稀土分异, 强 Eu 负异常, 富集 Rb, Th 和 U, 明显亏损 Ba, Sr, Nb 和 Ti, 属于高分异 I 型花岗岩, 而非 A 型或 S 型花岗岩。

3) 宁家湾岩体形成于岛弧环境, 是华北克拉通在古元古代陆块俯冲背景下壳幔混合作用形成的原始岩浆经历高分异后的产物。

参考文献

- [1] Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. Remnants of ≥ 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 1992, 20(4): 339-342
- [2] Zhai M G, Santosh M. The Early Precambrian odyssey of the North China Craton: a synoptic overview. *Gondwana Research*, 2011, 20(1): 6-25
- [3] Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Research*, 2001, 107(1/2): 45-73
- [4] Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. *Precambrian Research*, 2005, 136(2): 177-202
- [5] Wilde S A, Zhao G C, Sun M. Development of the North China Craton during the Late Archaean and its final amalgamation at 1.8 Ga: some speculations on its position within a global Palaeoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 2002, 5(1): 85-94
- [6] Kröner A, Wilde S A, Li J H, et al. Age and evolution of a Late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005, 24(5): 577-595
- [7] Kröner A, Wilde S A, O'Brien P J, et al. Field relationships, geochemistry, zircon ages and evolution of a Late Archaean to Palaeoproterozoic lower crustal section in the Hengshan terrain of Northern China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2005, 79(5): 605-632
- [8] Wilde S A, Zhao G C. Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. *Precambrian Research*, 2005, 24(5): 519-522
- [9] Zhang J, Zhao G C, Li S W, et al. Deformation history of the Hengshan complex: implications for the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen. *Journal of Structural Geology*, 2007, 29(6): 933-949
- [10] Kusky T M, Li J H. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, 22(4): 383-397
- [11] Polat A, Herzberg C, Munker C, et al. Geochemical and petrological evidence for a suprasubduction zone origin of Neoproterozoic (ca. 2.5 Ga) peridotites, central orogenic belt, North China Craton. *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118(7): 771-784
- [12] Li J H, Kusky T M. A Late Archean foreland fold and thrust belt in the North China Craton: implications for early collisional tectonics. *Gondwana Research*, 2007, 12(1): 47-66
- [13] Faure M, Trap P, Lin W, et al. Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt — new insights from Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs. *Episode*, 2007, 30(2): 95-106
- [14] Trap P, Faure M, Lin W, et al. Paleoproterozoic tectonic evolution of the Trans-North China Orogen: toward a comprehensive model. *Precambrian Research*, 2012, 222/223: 191-211
- [15] Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Thermal evolution of Archean basement rocks from the eastern part of the North China Craton and its bearing on tectonic setting. *International Geology Review*, 1998, 40(8): 706-721
- [16] 耿元生, 杨崇辉, 万渝生. 吕梁地区古元古代花岗岩浆作用——来自同位素年代学的证据. *岩石学报*, 2006, 22(2): 305-314
- [17] Zhao G C, Wilde S A, Sun M, et al. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoid rocks in Lüliang complex: implications for the accretion and evolution of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, 2008, 160(3/4): 213-226
- [18] 王玺. 华北中部吕梁地区古元古代构造演化的年代学与地球化学制约[D]. 南京: 南京大学, 2014
- [19] 赵娇, 张成立, 郭晓俊, 等. 华北吕梁地区 2.4 Ga A 型花岗岩的确定及地质意义. *岩石学报*, 2015, 31(6): 1606-1620
- [20] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407-419
- [21] Nelson E G. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geo-*

- logy, 1992, 20(7): 641-644
- [22] 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 2007, 23(6): 1217-1238
- [23] 李献华, 李武显, 李正祥. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 2007, 52(9): 981-991
- [24] Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. 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*, 2008, 247(1/2): 100-118
- [25] Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report Pb-204. *Chemical Geology*, 2002, 192: 59-79
- [26] Hu Z C, Liu Y S, Gao S, et al. Improved in situ Hf isotope ratio analysis of zircon using newly designed X skimmer cone and jet sample cone in combination with the addition of nitrogen by laser ablation multiple collector ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2012, 27(9): 1391-1399
- [27] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, 101(5): 635-643
- [28] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 1976, 58(1): 63-81
- [29] Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 2001, 42: 2033-2048
- [30] Christiansen E H, Keith J D. Trace element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration // Wyman D A. Geological association of Canada, short course notes, volume 12. Newfoundland: Memorial University of Newfoundland, 1996: 115-151
- [31] Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 2003, 66(3/4): 241-273
- [32] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345
- [33] 陈璟元, 杨进辉. 佛冈高分异I型花岗岩的成因: 来自Nb-Ta-Zr-Hf等元素的制约. 岩石学报, 2015, 31(3): 846-854
- [34] 李小伟, 莫宣学, 赵志丹, 等. 关于A型花岗岩判别过程中若干问题的讨论. 地质通报, 2010, 29(2): 278-285
- [35] King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of Aluminous A-type granites from the Lachlan Fold belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 1997, 38(3): 371-391
- [36] 刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 等. A型岩套的分类、判别标志和成因. 高校地质学报, 2003, 9(4): 573-591
- [37] Qiu J S, Wang D Z, McInnes B I A, et al. Two subgroups of A type granites in the coastal area of Zhejiang and Fujian Provinces, SE China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 2004, 95: 227-236
- [38] Charoy B, Raimbault L. Zr-, Th- and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China). *Journal of Petrology*, 1994, 35(4): 919-962
- [39] Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 1982, 80(2): 189-200
- [40] Marks M, Halama R, Wenzel T, et al. Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral-melt trace-element partitioning. *Chemical Geology*, 2004, 211(3/4): 185-215
- [41] Condie K C, O'Neill C, Aster R C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 282: 294-298
- [42] French J E, Heaman L M. Precise U-Pb dating of Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Dharwar craton, India: implications for the existence of the Neoproterozoic supercraton Sclavia. *Precambrian Research*, 2000, 183(3): 416-441
- [43] Partin C A, Bekker A, Sylvester P J, et al. Filling in the Juvenile magmatic gap: evidence for uninterrupted Paleoproterozoic plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 388: 123-133
- [44] Pehrsson S J, Buchan K L, Eglinton B M, et al. Did plate tectonics shutdown in the Palaeoproterozoic? A view from the Siderian geologic record. *Gondwana Research*, 2014, 26(3/4): 803-815
- [45] Salminen J, Halls H C, Mertanen S, et al. Paleomagnetic and geochronological studies on Paleoproterozoic diabase dykes of Karelia, East Finland-Key for testing the Superia supercraton. *Precambrian Research*, 2014, 224: 87-99
- [46] 李创举, 包志伟. 冀西北早白垩世岩浆岩的地球化

- 学特征及其地球动力学背景. 地球化学, 2012, 41 (4): 343-358
- [47] 张瑞英, 张成立, 第五春荣, 等. 中条山前寒武纪花岗岩地球化学、年代学及其地质意义. 岩石学报, 2012, 28(11): 3559-3573
- [48] 蒋宗胜, 王国栋, 肖玲玲, 等. 河南洛宁太华变质杂岩区早元古代变质作用 P - T - t 轨迹及其大地构造意义. 岩石学报, 2011, 27(12): 3701-3717
- [49] Zhou Y N, Zhao T P, Wang Y, et al. Geochronology and geochemistry of 2.5 to 2.4 Ga granitic plutons from the southern margin of the North China Craton: implications for a tectonic transition from arc to post-collisional setting. *Gondwana Research*, 2011, 20(1): 171-183
- [50] Liu C H, Zhao G C, Sun M, et al. U-Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Yejishan Group of the Lüliang Complex: constraints on the timing of collision between the Eastern and Western Blocks, North China Craton. *Sedimentary Geology*, 2011, 236: 129-140
- [51] Liu C H, Zhao G C, Sun M, et al. U-Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Hutuo group in the Trans-North China Orogen and tectonic implications. *Gondwana Research*, 2011, 20: 106-121
- [52] Liu C H, Zhao G C, Sun M, et al. Detrital zircon U-Pb dating, Hf isotopes and whole-rock geochemistry from the Songshan Group in the Dengfeng Complex: constraints on the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, 2012, 192-195: 1-15
- [53] Ashwal L D, Demaiffe D T H. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin. *Journal of Petrology*, 2002, 43: 45-83
- [54] Johnson S P, Oliver G J H. Tectonothermal history of the Kaourera Arc, northern Zimbabwe: implications for the tectonic evolution of the Irumide and Zambezi Belts of south central Africa. *Precambrian Research*, 2004, 130: 71-97
- [55] 杜利林, 杨崇辉, 任留东, 等. 吕梁地区 2.2~2.1 Ga 岩浆事件及其构造意义. 岩石学报, 2012, 28(9): 87-105
- [56] 刘树文, 李秋根, 张立飞. 吕梁山前寒武纪野鸡山群火山岩的地质学、地球化学及其构造意义. 岩石学报, 2009, 25(3): 547-560
- [57] Liu S W, Zhang J, Li Q G, et al. Geochemistry and U-Pb zircon ages of metamorphic volcanic rocks of the Paleoproterozoic Lüliang complex and constraints on the evolution of the Trans-North China Orogen, North China Craton. *Precambrian Research*, 2012, 222/223: 173-190
- [58] Liu C H, Zhao G C, Liu F L, et al. 2.2 Ga magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakitic rocks in the Lüliang Complex: evidence for early Paleoproterozoic subduction in the North China Craton. *Lithos*, 2014, 208/209: 104-117
- [59] 杨崇辉, 杜利林, 任留东, 等. 中条山铜矿峪变质火山岩的时代、构造背景及对成矿的制约. 地球学报, 2015, 36(5): 613-633
- [60] 刘玄, 范宏瑞, 邱正杰, 等. 中条山地区绛县群和中条群沉积时限: 夹层斜长角闪岩 SIMS 锆石 U-Pb 年代学证据. 岩石学报, 2015, 31(6): 1564-1572
- [61] Liu X, Fan H R, Santosh M, et al. Geological and geochronological constraints on the genesis of the giant Tongkuangyu Cu deposit (Palaeoproterozoic), North China Craton. *International Geology Review*, 2016, 58(2): 155-170
- [62] 李秋根, 刘树文, 王宗起, 等. 中条山绛县群碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年及其地质意义. 岩石学报, 2008, 24(6): 217-226
- [63] Su Y P, Zheng J P, Griffin W L, et al. Zircon U-Pb ages and Hf isotope of gneissic rocks from the Huai'an Complex: implications for crustal accretion and tectonic evolution in the northern margin of the North China Craton. *Precambrian Research*, 2014, 255: 3335-3354
- [64] Wang L J, Guo J H, Peng P, et al. Lithological units at the boundary zone between the Jinling and Huai'an Complexes (central-northern margin of the North China Craton): a Paleoproterozoic tectonic mélange?. *Lithos*, 2015, 227: 205-224
- [65] Yang Q Y, Santosh M. Paleoproterozoic arc magmatism in the North China Craton: no Siderian global plate tectonic shutdown. *Gondwana Research*, 2015, 28: 82-105
- [66] Huang X L, Wilde S A, Yang Q J, et al. Geochronology and petrogenesis of gray gneisses from the Taihua Complex at Xiong'er in the southern segment of the Trans-North China Orogen: implications for tectonic transformation in the Early Paleoproterozoic. *Lithos*, 2012, 134/135: 236-252
- [67] Huang X L, Wilde S A, Zhou J W. Episodic crustal growth in the southern segment of the Trans-North China Orogen across the Archean-Proterozoic boundary. *Precambrian Research*, 2013, 233, 337-357
- [68] Zhou Y Y, Zhai M G, Zhao T P, et al. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of the early Paleoproterozoic potassic granite in the Lushan area, southern margin of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Science*, 2014, 94: 190-204