

# 冀北凤山晚古生代闪长岩-花岗质岩石的成因:岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素制约

凤永刚<sup>1</sup> 刘树文<sup>1,†</sup> 吕勇军<sup>1</sup> 田伟<sup>1</sup> 柳小明<sup>2</sup>

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. 西北大学大陆动力学国家重点实验室,西安 710069; †通讯作者, E-mail: swliu@pku.edu.cn

**摘要** 冀北凤山地区侵位于前寒武纪岩石组合中的晚古生代的闪长岩-花岗质岩石,具有富 Na,高 Sr,低 Y 和重稀土元素等地球化学特征, Sr/Y 在 37.15 ~ 151.22 之间变化,绝大多数样品均显示正 Eu 异常(一个样品例外), Eu<sup>\*</sup> 在 0.92 ~ 1.53 之间变化。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年和锆石 Hf 同位素分析表明闪长岩(JB6024)和二长花岗岩(样品 JB6037-1)分别形成于 315 ± 2.8 Ma 和 306.6 ± 6 Ma,即该区晚古生代存在两个岩浆作用幕。地球化学、全岩 Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素研究揭示凤山晚古生代闪长岩是 EMI 型富集岩石圈地幔部分熔融形成的岩浆与古老下地壳部分熔融形成的长英质岩浆混合作用结果,而花岗质岩石则是闪长质岩浆发生分离结晶作用的残余岩浆同化上部地壳岩石形成的。

**关键词** 闪长岩和花岗质岩石; 锆石 U-Pb 年代学; Sr-Nd-Hf 同位素体系; 岩石成因; 晚古生代; 华北克拉通北缘中图分类号 P588; P597

## Petrogenesis of the Late Paleozoic Diorites-Granitoids in Fengshan Area, Northern Hebei Province: Constraints from Petrochemistry, Zircon U-Pb Chronology and Hf Isotope

FENG Yonggang<sup>1</sup>, LIU Shuwen<sup>1,†</sup>, LÜ Yongjun<sup>1</sup>, TIAN Wei<sup>1</sup>, LIU Xiaoming<sup>2</sup>

1. The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; 2. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069; † Corresponding Author, E-mail: swliu@pku.edu.cn

**Abstract** The late Paleozoic diorites-granitoids emplaced into Precambrian lithological assemblages in Fengshan area, Northern Hebei province are characterized by enrichment in sodium ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.0$ ), high Sr, low Y and HREE contents, and their Sr/Y values change from 37.15 to 151.22. Most samples also show positive Eu anomalies and their Eu<sup>\*</sup> ranges from 0.92 to 1.53. LA-ICP-MS zircon dating and zircon Hf isotope analyses for samples diorite (sample JB6024) and monzogranite (sample JB6037-1) reveal that the diorite and the monzogranite were produced at 315 ± 2.8 Ma and 306.6 ± 6 Ma, respectively, namely, indicated the two late Paleozoic magmatic episodes in the Fengshan area. Whole rock petrochemistry, SrNd isotopes and zircon Hf isotope indicate that the late Paleozoic Fengshan diorite was produced by the magmatic mixing between mafic magma derived from an EM1-type enriched mantle and felsic magma derived from partial melting of the ancient lower crust, and the granitoids derived from fractional crystallization of the dioritic magma that was obviously contaminated by upper crustal materials during their emplacement.

**Key words** diorites and granitoids; Zircon U-Pb chronology; Sr-Nd-Hf isotopic systematics; petrogenesis; Late Paleozoic; northern margin of the North China Craton

国家自然科学基金(40872120, 40821002, 40472096, 40472118)和西北大学大陆动力学国家重点实验室对外开放测试基金资助

收稿日期: 2007-12-05; 修回日期: 2008-03-18

华北克拉通北缘中段保存着从太古宙到元古宙较为完整的前寒武纪地质记录<sup>[1]</sup>,最近的锆石 U-Pb 同位素年代学研究表明,冀北前寒武纪高级变质区有大量的古生代和中生代的闪长岩和花岗岩等深成侵入体<sup>[2-6]</sup>。例如,尚义-赤城断裂以南的水泉沟花岗岩、隆化片麻状花岗岩、大庙孤山闪长岩和波罗诺石英闪长岩形成于 390 ±5 ~ 302 ±4 Ma 之间<sup>[2,3,7]</sup>。但是,目前的研究多集中于这些岩石的年代学,对于它们的成因研究很少<sup>[4-5]</sup>。

Lu-Hf 同位素体系具有很高的封闭温度以及较强的抗扰动能力,目前已经被广泛的用于岩石成因研究。锆石抗风化能力强和具有极低的 Lu/Hf 比值,是 Hf 同位素测定的理想矿物<sup>[8-10]</sup>,为区分不同类型的锆石以及研究岩石成因提供依据<sup>[10]</sup>。

本文报道冀北凤山地区晚古生代闪长岩-花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、锆石 Hf 同位素、全岩地球化学资料和 Sr-Nd 同位素特征,讨论其岩石成因及地质意义。

1 区域地质背景

华北克拉通北缘中段主要由早前寒武纪变质基底、中元古宙以来未变质盖层和不同时期的各类深成岩浆侵入体组成。其中,早前寒武纪变质基底由太古宙—古元古宙的单塔子杂岩和古元古宙的红旗

营子杂岩构成,侵入体则包括古元古宙末期末变质的辉长岩-闪长岩-斜长岩-碱性花岗岩组合、晚古生代—中生代的基性-超基性侵入体组合和闪长质-花岗质侵入体。未变质盖层多为中元古宙到中生代的沉积-火山沉积盖层。以赤城-丰宁-大庙断裂南为界,北部为红旗营子杂岩以及晚古生代的基性-超基性侵入体和闪长质-花岗质侵入体的分布区域,南部为单塔子杂岩和中元古代到古生代未变质的沉积盖层以及中生代火山岩和火山碎屑岩的分布区域(图 1)<sup>[1]</sup>。太古宙单塔子杂岩主要由 TTG 片麻岩和其中的各类表壳岩捕虏体组成,经历了角闪岩相-麻粒岩相变质作用<sup>[11]</sup>。红旗营子杂岩主要由东部的太古宙地块、中部的古元古代地块和西部的晚古生代 3 个地块组成,经受了角闪岩相变质作用和强烈的变形作用,分布有大量的古生代闪长质到花岗质深成侵入体<sup>[1,12]</sup>。

2 地质学和岩石学

凤山晚古生代闪长岩体和花岗岩体分布在隆化-丰宁一带。其中,闪长岩体主要分布在凤山镇西北的滦河附近,在凤山镇南下官村附近也有出露,侵入到红旗营子杂岩中前寒武纪表壳岩中,岩体中可见浅粒岩的捕虏体以及球形-椭圆形暗色基性微粒包体(图 2(a))。凤山的晚古生代闪长岩体由闪长岩

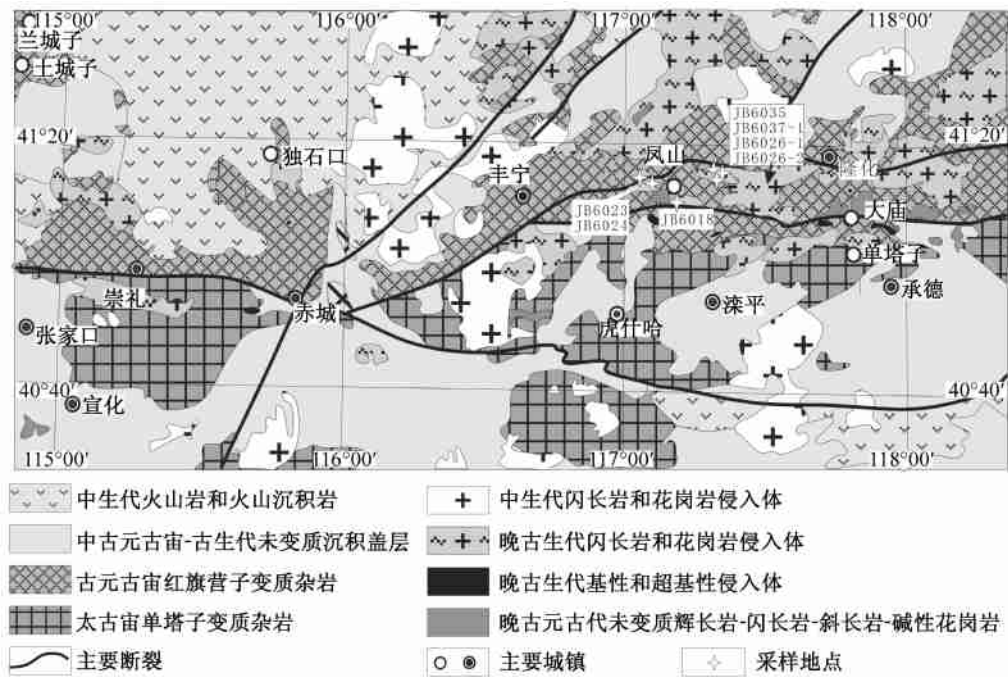
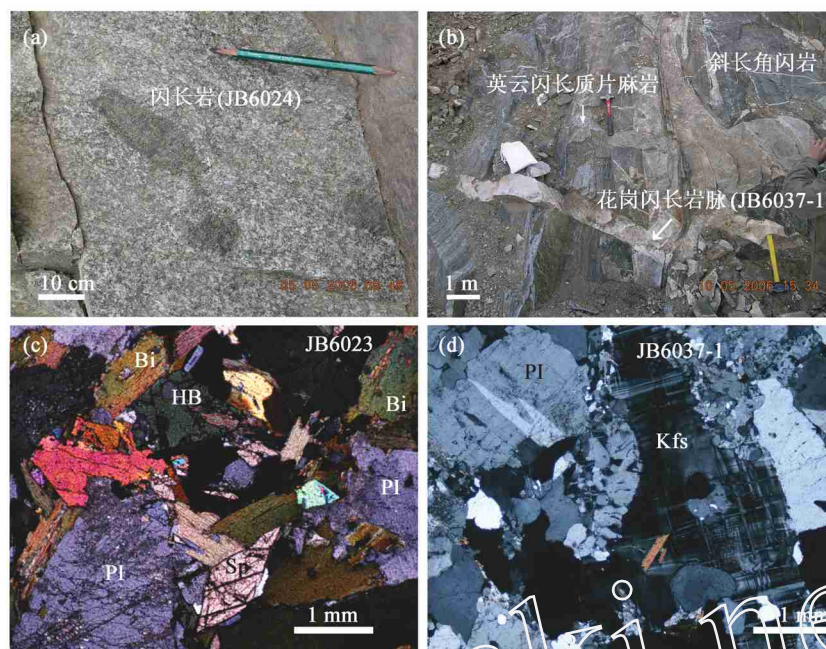


图 1 华北克拉通北缘地质简图 (修改自文献[1])  
Fig. 1 The geological map of northern margin of the North China Craton (after Ref. [1])



(a) 闪长岩(JB6024)中有早期基性岩包体,(b) 二长花岗岩岩脉(JB6037-1)切穿早期的英云闪长质片麻岩(JB6037-2)和斜长角闪岩,(c) JB6023 岩相学显微照片,(d) JB6037-1 岩相学显微照片。英云闪长质片麻岩(JB6037-2)已经进行了锆石 SHRIMP 测年,见文献[12]。Hb: 角闪石,Pl: 斜长石,Bt: 黑云母,Cpx: 单斜辉石,Kfs: 钾长石,Q: 石英,Sp: 榍石

图 2 野外照片和岩相学显微照片(10 倍目镜,5 倍物镜,正交偏光)

Fig. 2 Field photos and petrographic photos (under crossed polars with 10 × eye lens and 5 × objective lens)

和石英闪长岩组成,二者渐变过渡。花岗岩体主要分布于凤山镇东北,侵入到红旗营子杂岩的前寒武纪英云闪长质片麻岩、斜长角闪岩以及黑云母变粒岩中,岩石类型包括片麻状花岗闪长岩、片麻状英云闪长岩以及无明显片麻理的二长花岗岩(图 2(b),(c)和(d))。

对采自凤山地区的 7 个代表性样品进行了全岩地球化学分析,其中 3 件样品采自闪长岩体,4 件样品采自花岗岩体。其中样品 JB6018 和 JB6024 为闪长岩,似斑状结构,片麻状构造,岩石片麻理较强。主要矿物组合为角闪石、斜长石、黑云母以及少量石英(< 5%),副矿物为榍石、磷灰石、锆石以及磁铁矿。样品 JB6023 为石英闪长岩,似斑状结构,块状构造。其矿物组合与闪长岩类似,表现相对较多的石英(8%~10%)和少量单斜辉石(3%)(图 2(c))。样品 JB6026-1,JB6026-2 以及 JB6035 分别为花岗闪长岩和英云闪长岩,似斑状结构,片麻状构造,主要矿物组合为斜长石、少量钾长石、黑云母以及石英(25%),副矿物组合为榍石、磷灰石、锆石以及磁铁矿。样品 JB6037-1 为二长花岗岩,斑状结构,块状构造。岩石的斑晶由石英、斜长石和钾长石组成,基质则由斜长石、钾长石和石英组成,副矿物包括磷灰石、锆石以及磁铁矿(图 2(d))。

### 3 实验方法

对样品 JB6024 (闪长岩)和 JB6037-1 (二长花岗岩)进行锆石 U-Pb 同位素测年和锆石 Lu-Hf 同位素分析。从样品中分离出锆石颗粒并置于环氧树脂上,磨去一半的厚度,高度剖光,进行 CL 图像照相。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年与锆石 Lu-Hf 同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。年龄测定时的激光束斑直径控制在 30 μm,激光剥蚀深度控制在 20~40 μm,采用标准锆石 91500 作为锆石年龄测定的外部标样。在已确定年龄的锆石颗粒上进行 Hf 同位素测试,分析时激光束斑直径控制在 40 μm,激光剥蚀时间为 120 s。采用标准锆石 91500,MON-1 和 G-1 作外部标样,具体分析步骤见文献[13-14]。采用 Tom Anderson 方法进行普通铅校正,年龄数据处理采用 Isoplot3.0<sup>[15]</sup>。分析数据列于表 1,分析及计算误差均为 1。主量元素测试在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室的 XRF 分析仪器上进行,详细的测试步骤以及仪器工作条件见文献[1]。微量元素测试和 Sr-Nd 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成,具体分析流程参见文献[1]。

表 1 样品 JB6024 和 JB6037-1 锆石年龄和 Lu-Hf 同位素分析结果  
Table 1 Ages and analyzed Lu-Hf isotope of zircon grains from samples JB6024 and JB6037-1

分析点	$t/\text{Ma}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$2\sigma$	$t_{\text{DMT}}/\text{Ma}$	$t_{\text{DMT}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
JB6024_1	321	0.0232950	0.00380	0.0011324	0.0001680	0.2821688	0.0000260	-21.333182	-14.526618	0.920118	1532	2247	-0.9658919
JB6024_2	321	0.0284462	0.00156	0.0013327	0.0000600	0.2821418	0.0000182	-21.287909	-15.524626	0.644083	1578	2309	-0.9598590
JB6024_3	312	0.0200912	0.00280	0.0009317	0.0001200	0.2821808	0.0000280	-20.508859	-14.252028	0.990877	1507	2223	-0.9719383
JB6024_4	333	0.0204671	0.00138	0.0009441	0.0000620	0.2821928	0.0000260	-20.484535	-13.380371	0.920142	1491	2185	-0.9715621
JB6024_5	340	0.0230701	0.00076	0.0010558	0.0000380	0.2822008	0.0000300	-20.201653	-12.972512	1.061719	1484	2165	-0.9681997
JB6024_6	325	0.0351256	0.00098	0.0016174	0.0000460	0.2822497	0.0000300	-18.469900	-11.679707	1.061684	1437	2072	-0.9512846
JB6024_7	314	0.0437457	0.00640	0.0019748	0.0000280	0.2823327	0.0000360	-15.524098	-9.047784	1.273990	1332	1899	-0.9405172
JB6024_8	313	0.0282400	0.00172	0.0013329	0.0000780	0.2822817	0.0000280	-17.337672	-10.739989	0.990879	1381	2004	-0.9598527
JB6024_9	334	0.0217140	0.00112	0.0010201	0.0000540	0.2822717	0.0000240	-17.691074	-10.580255	0.849364	1384	2011	-0.9692744
JB6024_10	312	0.0173773	0.00420	0.0008051	0.0001820	0.2821768	0.0000300	-21.050300	-14.367410	1.061654	1508	2230	-0.9757491
JB6024_11	329	0.0268964	0.00178	0.0012666	0.0000880	0.2821378	0.0000220	-22.429350	-15.482561	0.778575	1581	2313	-0.9618500
JB6024_12	315	0.0181559	0.00072	0.0008522	0.0000320	0.2822048	0.0000188	-20.660212	-13.321978	0.665307	1471	2167	-0.9743301
JB6024_13	322	0.0331375	0.00120	0.0015100	0.0000640	0.2822158	0.0000380	-19.671249	-12.922800	1.344791	1481	2148	-0.9545187
JB6024_14	335	0.0347493	0.00054	0.0015957	0.0000260	0.2822278	0.0000240	-19.246926	-12.243681	0.849366	1467	2115	-0.9519380
JB6024_15	325	0.0487855	0.00090	0.0021677	0.0000320	0.2822777	0.0000190	-17.478913	-10.807452	0.672400	1418	2018	-0.9347075
JB6024_16	322	0.0295769	0.00044	0.0013431	0.0000240	0.2822737	0.0000192	-17.620354	-10.834840	0.679473	1393	2017	-0.9595452
JB6024_17	318	0.0431080	0.00320	0.0018730	0.0001340	0.2822357	0.0000360	-18.964044	-12.375743	1.274001	1467	2110	-0.9435837
JB6024_18	317	0.0265168	0.00160	0.0012166	0.0000800	0.2822108	0.0000300	-19.840951	-13.143260	1.061665	1476	2158	-0.9633566
JB6024_19	310	0.0293927	0.00162	0.0013504	0.0000820	0.2822218	0.0000260	-19.459488	-12.930103	0.920096	1466	2139	-0.9593262
JB6024_20	308	0.0427146	0.00110	0.0019339	0.0000440	0.2823227	0.0000300	-15.887701	-9.517662	1.061644	1345	1924	-0.9417491
JB6024_21	304	0.0191136	0.00200	0.0009145	0.0001000	0.2822208	0.0000220	-19.494443	-13.014501	0.778532	1451	2139	-0.9724555
JB6024_22	314	0.0302389	0.00092	0.0013928	0.0000400	0.2821938	0.0000260	-20.449175	-13.845142	0.920104	1507	2199	-0.9580497
JB6024_23	285	0.0204610	0.00320	0.0009500	0.0001440	0.2821438	0.0000240	-22.217188	-16.142602	0.849272	1559	2319	-0.9713868
JB6037-1.1	1800	0.0066993	0.00013	0.0002601	0.0000050	0.2815060	0.0000220	-44.769827	-4.977285	0.781146	2395	2801	-0.9921654
JB6037-1.2	2414	0.0119209	0.00080	0.0005068	0.0000340	0.2812430	0.0000400	-54.070211	-0.774511	1.422265	2764	3010	-0.9847355
JB6037-1.3	1893	0.0036680	0.00066	0.0001238	0.0000240	0.2815570	0.0000220	-42.966330	-0.890573	0.781312	2318	2614	-0.9962700
JB6037-1.4	2338	0.0080099	0.00011	0.0003250	0.0000044	0.2812780	0.0000240	-52.832517	-0.965862	0.853210	2705	2963	-0.9902094

续表

分析点	$t/\text{Ma}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$2\sigma$	$t_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$t_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Hf}}$
JB6037-1.5	2541	0.0305472	0.00340	0.0012326	0.0001340	0.2812090	0.0000280	-55.272542	0.95878	2863	3081	-0.9628741
JB6037-1.6	333	0.0207042	0.00094	0.0009580	0.0000460	0.2821730	0.0000263	-21.182921	0.920142	1519	2229	-0.9711453
JB6037-1.7	2567	0.0370206	0.00172	0.0013035	0.0000540	0.2811031	0.0000260	-59.320986	0.924799	3013	3312	-0.9607367
JB6037-1.8	312	0.0459928	0.00300	0.0019430	0.0001060	0.2821760	0.0000320	-21.476833	1.132431	1555	2246	-0.9414771
JB6037-1.9	1852	0.0063863	0.00013	0.0002515	0.0000050	0.2815610	0.0000300	-42.824879	1.065326	2320	2643	-0.9924243
JB6037-1.10	2432	0.0128750	0.00060	0.0005962	0.0000280	0.2812780	0.0000400	-52.832317	1.422324	2724	2928	-0.9820415
JB6037-1.11	340	0.0239709	0.00066	0.0010983	0.0000360	0.2821060	0.0000280	-23.552220	0.990938	1618	2375	-0.9669196
JB6037-1.12	2431	0.0231327	0.00200	0.0010391	0.0000960	0.2813590	0.0000280	-49.963140	2.857117	2645	2791	-0.9687009
JB6037-1.13	2487	0.0113091	0.00015	0.0004640	0.0000052	0.2812820	0.0000182	-52.691066	0.647240	2709	2867	-0.9860244
JB6037-1.14	2117	0.0157963	0.00040	0.0006599	0.0000176	0.2812030	0.0000300	-55.484718	1.065971	2829	3309	-0.9801245
JB6037-1.15	2369	0.0094233	0.00036	0.0004461	0.0000178	0.2813220	0.0000240	-51.276559	0.833271	2654	2855	-0.9865625
JB6037-1.16	2492	0.0140256	0.00040	0.0005620	0.0000196	0.2813440	0.0000400	-50.498589	1.422521	2632	2734	-0.9830731
JB6037-1.17	1822	0.008424	0.00019	0.0002713	0.0000068	0.2815420	0.0000280	-43.496770	0.994236	2347	2707	-0.9918279
JB6037-1.18	2411	0.0059735	0.00022	0.0002621	0.0000094	0.2813250	0.0000360	-51.170471	1.280030	2637	2801	-0.9921052
JB6037-1.19	2474	0.0149268	0.00070	0.0005960	0.0000280	0.2812580	0.0000240	-53.539771	0.853477	2750	2945	-0.9820493
JB6037-1.20	1851	0.0084209	0.00026	0.0003321	0.0000098	0.2815300	0.0000280	-43.921122	0.994302	2367	2720	-0.9899974
JB6037-1.21	303	0.0489773	0.00240	0.0019748	0.0001040	0.2823030	0.0000220	-16.585773	0.778531	1375	1971	-0.9405172
JB6037-1.22	1853	0.0075042	0.00018	0.0002931	0.0000072	0.2815590	0.0000200	-42.895605	0.710219	2326	2650	-0.9911726
JB6037-1.23	1817	0.0077312	0.00018	0.0003115	0.0000096	0.2815630	0.0000260	-42.754154	0.923209	2321	2666	-0.9906182
JB6037-1.24	1848	0.0081564	0.00056	0.0003218	0.0000220	0.2815470	0.0000300	-43.319957	1.065316	2343	2682	-0.9903072
JB6037-1.25	280	0.0428698	0.00170	0.0018629	0.0000760	0.2822850	0.0000340	-17.222301	1.203123	1396	2021	-0.9438901
JB6037-1.26	1821	0.0070176	0.00003	0.0002787	0.0000011	0.2815580	0.0000300	-42.930967	1.065251	2326	2672	-0.9916054

注： $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \eta + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [ (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} ] + t^{16}$ ；其中  $t$  为分析点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表观年龄， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$  和  $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$  为样品测定值， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$  为样品初始值， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$  为样品初始值， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{C}} = 0.015^{16}$ ， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.03842^{17}$ ， $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ 。

4 锆石 U-Pb 同位素年代学

样品JB6024 的 CL 图像显示所有测定的锆石都具有岩浆锆石的形态和震荡环带(图 3(a))。如图 4(a)所示,JB6024 的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄概率密度曲线显示 2 个明显年龄峰值,315.8 ±2.8 Ma(分析点数为 19, MSWD = 3.1)和 334.7 ±2.9 Ma(分析点数为 6, MSWD = 0.79)。图 4(b)中,所有分析点都落在谐和线上。334.7 ±2.9 Ma 代表了岩浆早期结晶相的年龄,而 315.8 ±2.8 Ma 代表了主体闪长岩的结晶年龄,即该岩体存在两个岩浆作用幕。

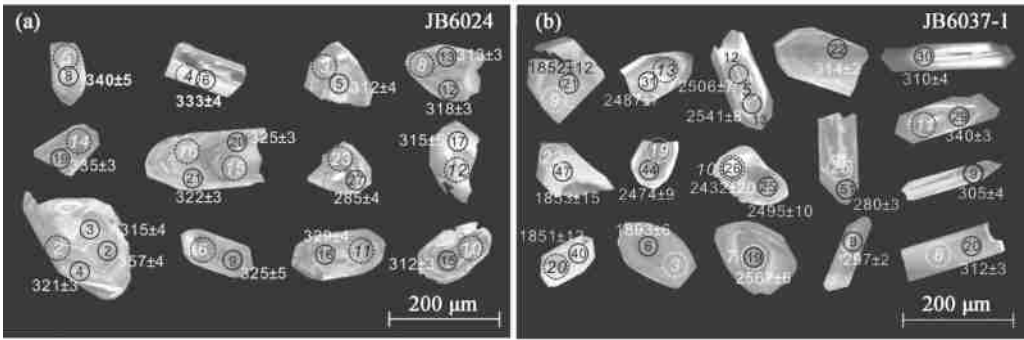
样品JB6037-1 的 CL 图像显示所有测定的锆石在形态大体上可分成 3 类(图 3(b)),第 1 类为具有震荡环带的岩浆锆石核部(如分析点 25 和 31),第 2 类为既无震荡环带也无典型岩浆锆石形态的锆石(如分析点 40),第 3 类为具有长柱状或针状形态并具有震荡环带的岩浆锆石(如分析点 9)。如图 4(c)所示,JB6037-1 的<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄概率密度曲线(300 ~ 380 Ma 的年龄为<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄)显示 4 个年龄组。全岩 Sr-Nd 同位素分析得到凤山花岗岩体的 Nd 模式年龄 *t*<sub>DM</sub> 为 1751 ~ 1815 Ma(表 2)。Hf 同位素研究表明岩浆结晶锆石年龄约为 300 Ma,而 1840 ~ 1890 Ma 以及约 2490 Ma 的锆石具有不同的成因(见下文),与围岩英云闪长质片麻岩(图 2(b))中的锆石年龄结构一致<sup>[12]</sup>,为捕获锆石年龄。年龄为 300 ~ 380 Ma 的锆石较为复杂(图 4(e)),但在 CL 图像中可以识别出年龄在 310 Ma 左右的锆石(第 3 类锆石)具有典型的岩浆锆石的形态,长短轴比接近 5:1,多数锆石 Th/U > 0.5,而年龄大于 330 Ma 的锆石则明显受到过变质作用的改造,Th/U 值变化大,

在 U-Pb 同位素谐和线图上多数显示出明显的铅丢失。在谐和线上 8 个年龄值为 300 Ma 左右的分析点得到的加权平均年龄为 306.6 ±6 Ma (MSWD = 6.2),我们将这一年龄解释为二长花岗岩的结晶年龄。这一年龄与 Zhang 等<sup>[6]</sup>获得的这一地区闪长岩-花岗岩 324 ±6 Ma 的年龄相当。

5 全岩地球化学

凤山闪长岩-花岗岩均为钙碱性系列岩石。其中闪长岩 SiO<sub>2</sub> 含量为 55.66 % ~ 58.65 %,A/CNK 值为 0.875 ~ 0.979,表现了亚铝钙碱性岩石系列特征(表 3)。花岗岩 SiO<sub>2</sub> 含量 67.71 % ~ 75.28 %,Na<sub>2</sub>O > K<sub>2</sub>O (JB6037-1 除外),A/CNK > 1.0。凤山晚古生代闪长岩-花岗岩表现为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,MgO, CaO, FeOT, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 以及一些过渡族元素含量(Cr, Ni, Co, Sc)与 SiO<sub>2</sub> 明显的负相关(表 3)。

在球粒陨石标准化的稀土配分模式图(图 5(a))上,所有样品的稀土元素分布为右倾式,轻重稀土分异强烈,重稀土明显亏损,Sr 绝对含量均在 300 μg/g 以上(平均为 693.02 μg/g),Sr/Y 值很高,在 37.15 ~ 151.22 之间, Eu\* 为 0.92 ~ 1.53。非常高的 Sr/Y 值、亏损重稀土以及无明显负 Eu 异常表明源区残留相中有石榴石和角闪石而基本无斜长石,斜长石在熔融过程中进入熔体<sup>[5,20-22]</sup>。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5(b))显示 Nb, Ta 和 P 的亏损,Ti 弱亏损,Ba, K 和 Sr 相对富集,Th 则相对亏损。所有样品都具有很低的 Rb/Sr 值,多数样品的 Rb/Sr < 0.1。上述研究表明凤山闪长岩-花岗岩具有下地壳熔融产物的地球化学特征<sup>[4,20-22]</sup>,暗示其形成与古老下地壳物质部分熔融有关<sup>[5]</sup>。



实线圆圈为表现年龄分析点,虚线圆圈为 Hf 同位素分析点

图 3 样品 JB6024 和 JB6037-1 中锆石的 CL 图像以及 LA-ICP-MS 分析点

Fig. 3 CL images of zircon grains in sample JB6024 and JB6037-1 and the distribution of analytical points

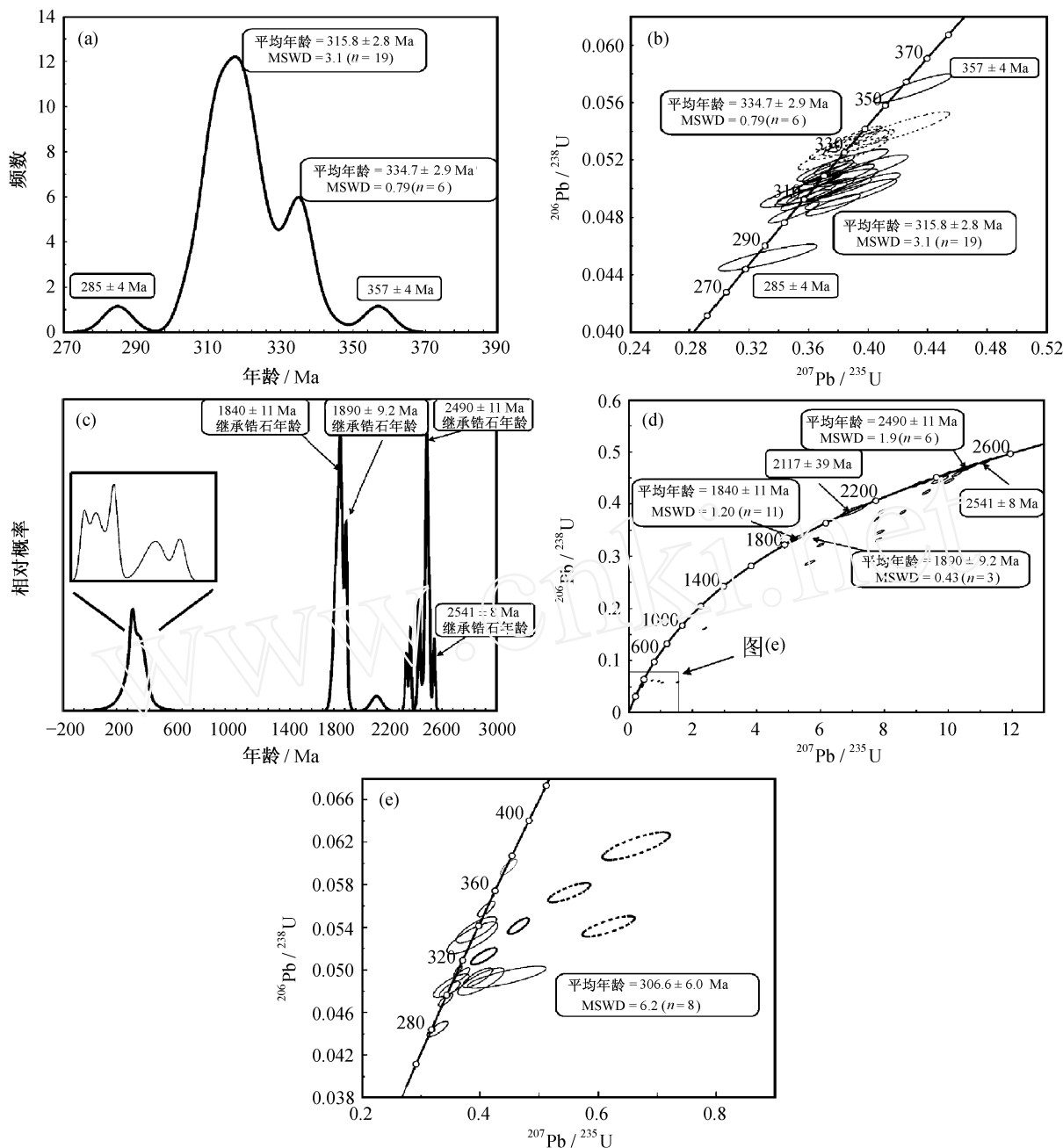


图 4 样品 JB6024 锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄概率密度曲线(a) 和锆石 U-Pb 同位素谐和线(b)；样品 JB6037-1 锆石  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  年龄概率密度曲线(c), 锆石 U-Pb 同位素谐和线(d) 和 300 ~ 380 Ma 锆石 U-Pb 同位素谐和线(e)

Fig. 4  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age probability density plot of zircon grains in sample JB6024 (a) and the U-Pb Concordia diagram of all zircon grains (b),  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  age probability density plot of zircon grains in sample JB6037-1 (c) and the U-Pb Concordia diagram of all zircons grain (d), and the U-Pb Concordia diagram of zircons of 300-380 Ma (e)

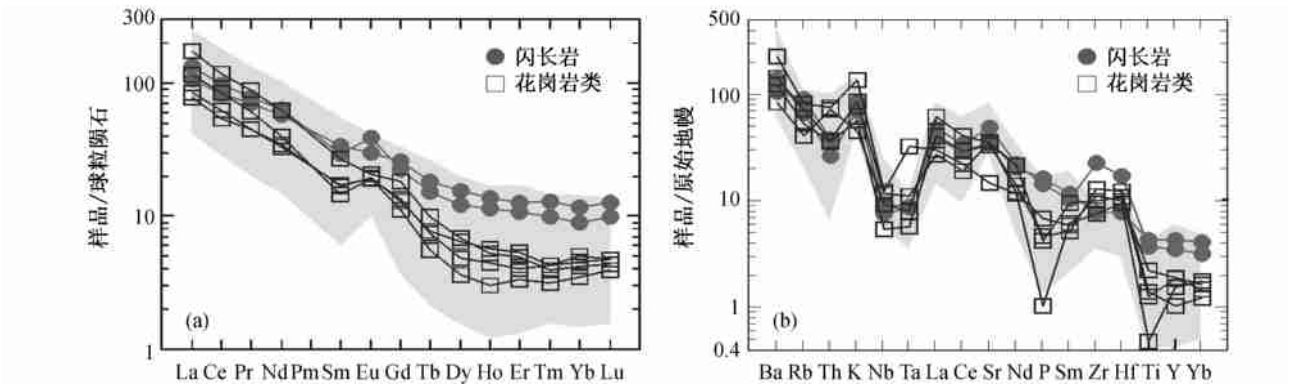
表 2 凤山花岗岩的 Sr-Nd 同位素分析  
Table 2 Sr-Nd isotopic analyses of Fengshan granitoids

样品编号	Rb	Sr	Sm	Nd	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m(2)$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$
JB6035	35.83	785.2	2.490197	18.22692474	0.1318	0.706995 ± 0.000011	0.082706
JB6037-1	51.03	199.2	2.987984	16.63344599	0.7404	0.777147 ± 0.000022	0.108746
样品编号	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m(2)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Nd(0)	Nd(t)	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$t_D/\text{Ma}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$
JB6035	0.511643 ± 0.000005	0.70642	-19.4	-15.0	-0.58	1751	0.511478
JB6037-1	0.511899 ± 0.000001	0.77392	-14.4	-11.0	-0.45	1815	0.511681

说明： $\text{Nd}(t)$  和  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  以  $t = 306.6 \text{ Ma}$  计算。

表 3 凤山闪长岩和花岗岩常量 and 微量元素分析数据  
Table 3 Analyses of the major and trace elements of Fengshan diorites and granitoids

样品编号	常量元素质量分数/ %														
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	FeOT	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	总和		
JB6018-1	55.66	0.92	17.38	8.72	7.85	0.15	6.77	3.43	2.43	3.39	0.35	0.62	99.80		
JB6023	58.65	0.78	19.01	5.99	5.39	0.09	5.45	1.95	2.06	4.42	0.31	1.03	99.74		
JB6026-1	67.71	0.47	16.44	3.25	2.92	0.06	3.22	1.04	2.53	4.27	0.15	0.66	99.79		
JB6026-2	70.33	0.27	16.26	2.13	1.92	0.04	3.24	0.58	1.34	5.03	0.09	0.52	99.83		
JB6035	70.63	0.29	15.89	2.37	2.13	0.04	2.96	0.48	1.66	4.95	0.1	0.43	99.81		
JB6037-1	75.28	0.10	13.92	0.92	0.83	0.03	1.24	0.08	4.03	3.87	0.02	0.31	99.80		
样品编号	微量元素质量分数/(μg g <sup>-1</sup> )														
	Mg <sup>#</sup>	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	
JB6018-1	43.80	18.70	14.79	21.88	10.96	25.53	80.45	18.59	55.83	717.37	19.31	85.32	5.28	0.94	
JB6023	39.21	11.69	13.39	9.98	8.56	11.29	58.17	18.52	40.76	999.64	15.55	248.64	6.44	0.35	
JB6026-1	38.80	6.40	8.41	6.11	3.86	2.25	49.99	17.12	43.85	737.99	8.54	122.19	8.04	0.17	
JB6026-2	35.04	4.45	4.78	4.11	2.87	12.36	32.99	16.23	24.99	713.50	8.25	109.02	6.48	0.11	
JB6035	28.63	2.78	4.93	2.65	1.52	1.27	36.77	14.07	32.63	686.55	4.54	140.53	3.74	—	
JB6037-1	14.70	2.36	1.91	0.88	1.62	1.62	17.29	14.12	50.77	303.07	6.97	82.46	8.66	0.04	
样品编号	微量元素质量分数/(μg g <sup>-1</sup> )														
	Sn	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	
JB6018-1	0.97	1.00	707.74	25.17	50.98	6.61	26.95	5.10	1.72	5.27	0.68	3.96	0.77	2.08	
JB6023	0.70	0.67	947.50	31.51	59.24	7.37	29.51	4.49	2.27	4.58	0.57	3.11	0.64	1.77	
JB6026-1	0.47	0.51	982.67	18.27	33.17	4.22	16.01	2.55	1.12	2.64	0.29	1.62	0.32	0.89	
JB6026-2	0.35	0.23	568.64	40.97	71.17	8.37	28.83	4.15	1.19	3.76	0.37	1.73	0.30	0.82	
JB6035	0.34	0.44	824.54	27.16	51.32	5.77	18.68	2.24	1.10	2.32	0.21	0.93	0.17	0.55	
JB6037-1	0.47	0.38	1531.00	19.89	37.94	4.27	15.45	2.64	1.11	2.78	0.28	1.23	0.25	0.66	
样品编号	微量元素质量分数/(μg g <sup>-1</sup> )									Rb/Sr	Sr/Y	(La/Yb)N	REE	Eu <sup>+</sup>	A/CNK
	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U						
JB6018-1	0.33	1.98	0.32	2.36	0.34	6.34	0.06	3.15	0.66	0.08	37.15	9.12	131.92	1.02	0.875
JB6023	0.25	1.51	0.25	5.15	0.35	7.89	0.07	2.18	0.72	0.04	64.29	14.97	147.07	1.53	0.979
JB6026-1	0.11	0.78	0.12	2.99	0.44	10.83	0.08	3.08	0.42	0.06	86.42	16.81	82.11	1.32	1.053
JB6026-2	0.10	0.71	0.11	3.24	0.32	8.58	0.08	5.99	0.68	0.04	86.48	41.41	162.58	0.92	1.041
JB6035	0.08	0.59	0.10	3.72	0.23	7.28	0.06	3.01	0.44	0.05	151.22	33.03	111.22	1.48	1.037
JB6037-1	0.11	0.85	0.12	2.86	1.31	20.39	0.16	6.24	0.94	0.17	43.48	16.79	87.58	1.25	1.072



球粒陨石和原始地幔标准化数据引自文献[19]。阴影区为对比数据,引自文献[6]  
图 5 凤山闪长岩和花岗岩类的球粒陨石标准化稀土配分模式图以及原始地幔标准化微量元素蛛网图  
Fig. 5 Chondrite-normalized REE pattern and Primitive mantle-normalized trace element spider diagram of Fengshan diorites and granitoids

## 6 全岩 Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素

两件样品 JB6035 (花岗闪长岩) 和 JB6037-1 (二长花岗岩) 进行了全岩 Sr-Nd 同位素分析, 分析结果见表 2。凤山花岗岩 1751 ~ 1815 Ma 的钨模式年龄表明其结晶年龄应该比模式年龄年轻, 即  $306.6 \pm 6$  Ma。花岗闪长岩的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.70642,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  为 0.511477,  $\text{Nd}(t) = -15.0$ , 表明其源区物质主要来自于下部地壳或者与 EM 型岩石圈地幔相关。二长花岗岩具有高达 0.77392 的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值, 其  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  为 0.511681,  $\text{Nd}(t) = -11.0$ , 显示了与上地壳物质的亲缘性。

样品 JB6024 和 JB6037-1 中锆石被用于进行 Hf 同位素分析, JB6024 与 JB6037-1 分别进行了 23 和 26 个分析点的测试, 分析结果见表 1, 分析点的具体位置见 CL 图像 (图 3)。JB6024 中锆石的  $\text{Hf}(t)$  在  $-16.1 \sim -9.0$  之间, 单阶段 Hf 模式年龄  $t_{\text{DMI}}$  为 1332 ~ 1581 Ma, 地壳 Hf 模式年龄  $t_{\text{DMC}}$  为 1899 ~ 2319 Ma, 所有锆石具有相似的 Hf 同位素特征。在  $\text{Hf}(t)-t$  图解上 (图 6), 多数分析点都位于 2.5 Ga 平均地壳演化线附近 ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ,  $f_{\text{Lu/Hf}} = -0.55$ , 见文献 [16])。JB6037-1 中锆石  $\text{Hf}(t)$  明显的分为 3 组, 年龄在 2338 ~ 2541 Ma 之间的锆石  $\text{Hf}(t)$  在  $-1.0 \sim -4.5$  之间; 年龄在 1800 ~ 1893 Ma 之间的锆石  $\text{Hf}(t)$  为  $-5.0 \sim -0.9$ ; 年龄为 280 ~ 340 Ma 的锆石  $\text{Hf}(t)$  在  $-16.3 \sim -10.3$ , 表明 JB6037-1 中 3 个年龄段的锆石的成因不同。而铅丢失对锆石 Hf 同位素组成无明显影响 [23], 这也排除了年轻的锆石是年老的锆石发生铅丢失的结果。因此, 将  $306.6 \pm 6$  Ma 解释为 JB6037-1 的结晶年龄是合理的。JB6037-1 中年龄为 280 ~ 340 Ma 的锆石具有 1971 ~ 2375 Ma 的地壳 Hf 模式年龄, 与 JB6024 中锆石地壳 Hf 模式年龄一致, 明显年轻于这一地区古元古代和太古宙侵入体的锆石地壳 Hf 模式年龄 [5, 24]。

## 7 岩石成因

冀北凤山晚古生代闪长岩-花岗岩显示高 Sr, 低 Y, 低 Yb, 无明显负 Eu 异常和大离子亲石元素亏损的地球化学特征, 表明岩浆形成于很深的部位并且源区的残留相为石榴石和角闪石或者单斜辉石, 基本无斜长石 [5, 20-22]。亏损高场强元素和 Th, 富集 Ba

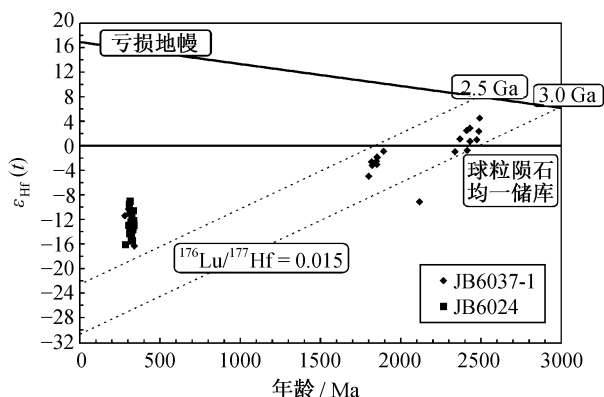


图 6 样品 JB6024 和 JB6037-1 中锆石的  $\text{Hf}(t)-t$  图解  
Fig. 6  $\text{Hf}(t)-t$  diagram of the zircons in sample JB6024 and JB6037-1

和 Sr, 很低的初始 Sr 比值、 $\text{Hf}(t)$  以及锆石  $\text{Nd}(t)$  值等特征表明岩石的源区具有下地壳物质或富集型地幔的特征。加厚的镁铁质下地壳发生部分熔融 [4, 25-27] 和富集型地幔与下地壳物质相互作用 [5, 28-29], 可能是形成具有此类特征岩石的原因。

凤山晚古生代闪长岩具有低硅特征 ( $\text{SiO}_2$  含量 55.66 % ~ 58.65 %), 加厚的镁铁质下地壳发生部分熔融不能解释其成因, 而高 Sr, 低 Y, 低 Yb, 无明显负 Eu 异常的地球化学特征指示凤山晚古生代闪长岩源自富集型地幔 [5, 29]。闪长岩中锆石的 Hf 同位素特征表明源区有古老的下地壳物质参与。Zhang 等 [6] 对隆化附近的孤山闪长岩体的研究表明, 孤山闪长岩体的地球化学特征、锆石 Hf 同位素特征 ( $\text{Hf}(t) = -11.8 \sim -5.8$ ) 以及锆石 Hf 模式年龄 ( $t_{\text{DMI}} = 1230 \sim 1451$  Ma,  $t_{\text{DMC}} = 1755 \sim 2141$  Ma) 都与凤山晚古生代闪长岩相似, 而其形成也被解释为富集型地幔形成的新生岩浆与古老下地壳物质相互作用 [5]。幔源岩浆与古老下地壳相互作用涉及幔源岩浆与下地壳部分熔融形成的长英质岩浆发生混合, 凤山晚古生代闪长岩中很多基性微粒包体 (图 2 (a)) 可能指示其形成与上述的岩浆混合有关 [30-31]。其锆石的 Hf 模式年龄以及全岩 Nd 模式年龄实际上是混合模式年龄并不代表源区的真实年龄。

凤山晚古生代花岗岩与闪长岩的结晶年龄相近, 均在 310 Ma 左右, 二者具有相似的主微量元素特征, 代表二者结晶年龄的锆石也显示相同的 Hf 同位素特征以及 Hf 模式年龄, 表明二者由同源岩浆演化而来。主、微量元素与  $\text{SiO}_2$  含量的负相关性反映出凤山晚古生代花岗岩的形成与闪长岩岩浆的结晶分异有关。MgO 与 CaO, FeOT,  $\text{TiO}_2$  具有明显的正

相关性(相关系数  $r$  分别为 0.925, 0.9887 和 0.9234),表明角闪石和黑云母参与分离结晶,  $\text{TiO}_2$  与  $\text{FeOT}$  的正相关性(相关系数  $r = 0.9594$ ) 则指示钛铁矿参与分离结晶。 $\text{CaO}$  与  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  也显示出很好的正相关性(相关系数  $r$  分别为 0.7158, 0.945 和 0.9563),说明斜长石、榍石以及磷灰石也参与分离结晶。晚古生代花岗岩的全岩  $\text{Sr-Nd}$  同位素分析表明,在闪长质岩浆结晶分异形成花岗岩的过程中伴随着地壳物质的同化混染。凤山晚古生二长花岗岩很高的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1.0$  和  $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.17$  可以反映岩浆同化混染上地壳物质。

8 地质意义

凤山晚古生代闪长岩-花岗岩的锆石  $\text{U-Pb}$  同位素年代学和锆石  $\text{Hf}$  同位素分析表明,锆石  $\text{Hf}$  同位素分析有助于区分不同成因的锆石,从而能更合理的解释锆石测年结果。另外,凤山晚古生代闪长岩-花岗岩提供的丰富的年龄记录为我们了解这一地区的地质演化提供了线索。约 2500 Ma 的锆石揭示出存在太古代的老地壳,捕获锆石也揭示了约 1850 Ma 的构造-热事件,约 310 Ma 的锆石则代表凤山晚古生代闪长岩-花岗岩的侵位时代,反映了晚古生代存在一次重要的岩浆事件。

凤山晚古生代闪长岩-花岗岩的成因研究为制约古亚洲洋的活动提供了新思路。对于古亚洲洋的俯冲消减以及闭合的时代一直存有争议,部分学者认为闭合发生在晚泥盆-早石炭世,也有学者认为闭合的时代为二叠纪<sup>[6, 32-36]</sup>。在花岗岩的  $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$

和  $\text{Nb-Y}$  构造环境判别图上(图 7),所有凤山晚古生代闪长岩和花岗岩的样品均落在岛弧花岗岩区域(VAG),和冀北地区其他晚古生代闪长岩和花岗岩(如波罗诺、虎什哈、隆化以及大光顶中酸性侵入体)相同。这意味着凤山晚古生代闪长岩-花岗岩可能形成于岛弧环境,而华北克拉通北缘在 330 ~ 310 Ma 时仍为活动大陆边缘<sup>[6]</sup>。

冀北凤山晚古生代闪长岩是富集地幔熔融形成的岩浆与古老下地壳发生作用的结果,而花岗岩则是闪长质岩浆发生分离结晶作用形成的。这意味着在晚古生代华北克拉通北缘之下有富集型地幔的存在,而孤山闪长岩体的研究也表明这一富集型地幔的存在<sup>[5]</sup>。同时,这次岩浆事件也是一次岩石圈地幔新生幔源岩浆对地壳的增生与改造过程。此外,凤山晚古生代闪长岩-花岗岩形成于岛弧环境,表明富集型地幔的产生可能与古亚洲洋的俯冲有关,俯冲板片的交代可以导致大陆下岩石圈地幔的富集<sup>[38]</sup>。

9 结论

1) 冀北地区分布着大量的闪长岩和花岗质岩石,锆石 LA-ICP-MS  $\text{U-Pb}$  同位素测年结果表明:凤山闪长岩体存在  $334.7 \pm 2.9 \text{ Ma}$  和  $315.8 \pm 2.8 \text{ Ma}$  两个岩浆作用幕,  $334.7 \pm 2.9 \text{ Ma}$  代表了岩浆早期结晶相的年龄,而  $315.8 \pm 2.8 \text{ Ma}$  代表了主体闪长岩的结晶年龄。凤山花岗岩具有  $306.6 \pm 6 \text{ Ma}$  的结晶年龄,岩体中具有太古宙和元古宙年龄的锆石为捕获锆石。

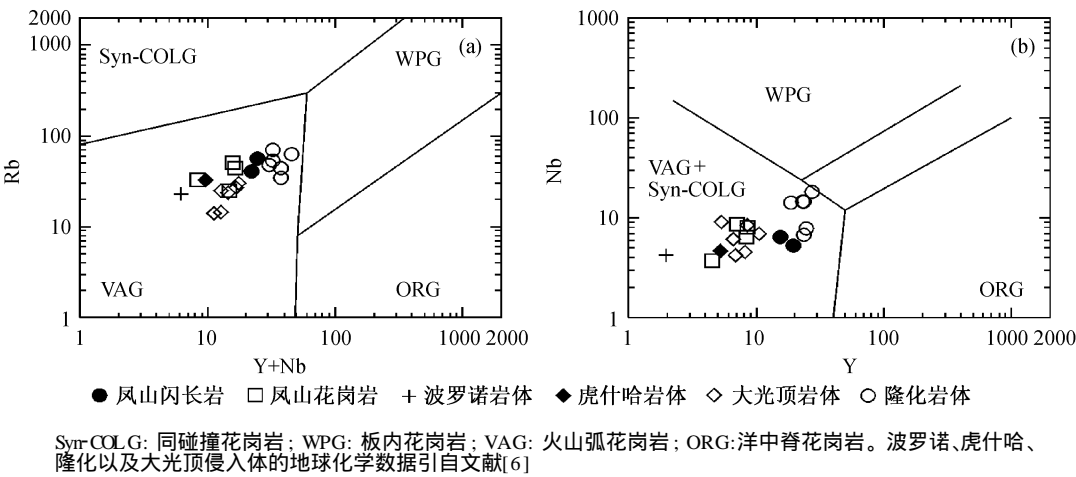


图 7  $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$  和  $\text{Nb-Y}$  构造环境判别图(据文献[37])  
Fig. 7  $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$  and  $\text{Nb-Y}$  discrimination diagrams for tectonic settings (after Ref. [37])

2) 地球化学、全岩 Sr-Nd 同位素分析以及锆石 Hf 同位素研究表明冀北凤山晚古生代闪长岩是 EM 型富集地幔熔融形成的岩浆与古老下地壳相互作用的结果,可能为岩浆混合。而花岗质岩石则是闪长质岩浆分离结晶形成,部分花岗岩的形成涉及同化混染上地壳物质。

致谢 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室杨斌和朱文萍,中国科学院地质与地球物理研究所储贻银以及西北大学大陆动力学国家重点实验室袁洪林、第五春荣、张红和戴梦宁协助完成本研究,朱永峰教授对本文提出宝贵的修改意见,在此深表谢意。

### 参考文献

- [1] Liu S W, Tian W, Liu C H, et al. Geochemistry, Nd isotopic characteristics of metamorphic complexes in Northern Hebei: Implication for crustal accretion. *Acta Geologica Sinica*, 2005, 80(6): 807-818
- [2] 张拴宏,赵越,宋彪,等. 冀北隆化早前寒武纪高级变质区内的晚古生代片麻状花岗闪长岩-锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其构造意义. *岩石学报*, 2004, 20(3): 621-626
- [3] 张拴宏,赵越,刘建,等. 华北地块北缘晚古生代-中生代花岗岩体侵位深度计算及其构造意义. *岩石学报*, 2007, 23(3): 625-638
- [4] Jiang N, Liu Y S, Zhou W G et al. Derivation of Mesozoic adakitic magmas from ancient lower crust in the North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71: 2591-2608
- [5] Zhang S H, Zhao Y, Song B, et al. Petrogenesis of the middle Devonian Gushan diorite pluton on the northern margin of the North China block and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 2007, 144(3): 1-16
- [6] Zhang S H, Zhao Y, Song B, et al. Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block: Implication for a late Paleozoic active continental margin. *Journal of the Geological Society London*, 2007, 164(2): 451-463
- [7] 罗镇宽,苗来成,关康,等. 河北张家口水泉沟岩体 SHRIMP 年代学研究及其意义. *地球化学*, 2001, 30(2): 116-122
- [8] Knudsen T L, Griffin W L, Hartz E H, et al. *In situ* hafnium and lead isotope analyses of detrital zircons from the Devonian sedimentary basin of NE Greenland: A record of repeated crustal reworking. *Contrib Mineral Petrol*, 2001, 141: 83-94
- [9] Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon // Hancher J M, Hoskin P W O. *Zircon. Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 327-341
- [10] 吴福元,李献华,郑永飞,等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 2007, 23(2): 185-220
- [11] 刘树文,吕勇军,凤永刚,等. 冀北单塔子杂岩的地质学和锆石 U-Pb 年代学. *高校地质学报*, 2007, 13(3): 484-497
- [12] 刘树文,吕勇军,凤永刚,等. 冀北红旗营子杂岩的锆石、独居石年代学及其地质意义. *地质通报*, 2007, 26(9): 1086-1100
- [13] Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace elements determinations of zircon by laser ablation inductively coupled plasma Mass spectrometry. *Geostandards Newsletter*, 2004, 28: 353-370
- [14] 杨进辉,吴福元,柳小明,等. 北京密云环斑花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素及其地质意义. *岩石学报*, 2005, 21(6): 1633-1644
- [15] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot/Ex, version 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2003, 4: 1-67
- [16] Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: *in situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 2002, 61: 237-269
- [17] Blichert-Toft J, Albarède F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 243-258
- [18] Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 219: 311-324
- [19] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and process // Saunders A D, Norry M J. *Magmaism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42: 313-345
- [20] Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123: 263-281
- [21] 刘红涛,孙世华,刘建明,等. 华北克拉通北缘中生代高锆花岗岩类: 地球化学与源区性质. *岩石学报*, 2002, 18(3): 257-274
- [22] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 1993, 362: 144-146
- [23] Zeh A, Gerdes A, Klemd R, et al. Archaean to proterozoic crustal evolution in the central zone of the Limpopo Belt

- (South Africa-Botswana): Constraints from combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses of zircon. *Journal of Petrology*, 2007, 48(8): 1605-1639
- [24] 杨进辉, 吴福元, 邵济安, 等. 冀北张-宣地区后城组、张家口组火山岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素. *地球科学*, 2006, 31: 71-80
- [25] Smithies R H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 182: 115-125
- [26] 罗照华, 柯珊, 谌宏伟. 埃达克岩的特征、成因及构造意义. *地质通报*, 2002, 21(7): 436-440
- [27] Condie K C. TTGs and adakites: Are they both slab melts?. *Lithos*, 2005, 80: 33-44
- [28] 钱青, 钟孙霖, 李艺通. 八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗岩地球化学特征及成因探讨: 华北和大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩的对比. *岩石学报*, 2002, 18(3): 275-292
- [29] 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 等. 鲁东昆崙山地区宫家辉长闪长岩成因: 岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素制约. *岩石学报*, 2007, 23(2): 369-380
- [30] 莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 等. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长. *高校地质学报*, 2007, 13(3): 403-414
- [31] 陈智超, 陈斌, 田伟. 太行山北段中生代岩基及其包体锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素性质及其地质意义. *岩石学报*, 2007, 23(2): 295-306
- [32] 陈斌, 徐备. 内蒙古苏左旗地区古生代两类花岗岩类的基本特征和构造意义. *岩石学报*, 1996, 12(4): 546-561
- [33] 张臣, 刘树文, 韩宝福, 等. 内蒙古商都大石沟花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其意义. *岩石学报*, 2007, 20(3): 621-626
- [34] Zhu Y F, Sun S H, Jiang N. A gold-bearing alkaline pluton in eastern Linxi District, Inner Mongolia: Its geochemistry and Metallogenic significance. *Resource Geology*, 2001, 51: 393-399
- [35] Zhu Y F, Sun S H, Gu L B, et al. Permian volcanism in the Mongolian orogenic zone, northeast China: Geochemistry, magma sources and petrogenesis. *Geological Magazine*, 2001, 138(2): 101-115
- [36] 陈斌, 赵国春, Wilde S. 内蒙古苏尼特左旗南两类花岗岩的同位素年代学及其构造意义. *地质评论*, 2001, 47(4): 361-367
- [37] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 1984, 25: 956-983
- [38] 李晓勇, 范蔚明, 郭峰. 古亚洲洋对华北陆缘岩石圈的改造作用: 来自西山大岭组中基性火山岩的地球化学证据. *岩石学报*, 2004, 20(3): 557-566