

临汾断陷盆地孤峰山花岗闪长岩的地球化学 和年代学及其地质意义

齐玥,徐鸿博,张竞雄,罗金海

大陆动力学国家重点实验室,西北大学地质学系,西安,710069

内容提要:临汾断陷盆地孤峰山花岗闪长岩的 SiO_2 含量为 64.62% ~ 65.57%, 具有富碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.38\% \sim 7.71\%$)、富钠 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.37 \sim 1.54$)、准铝质 ($A/\text{CNK} = 0.94 \sim 0.99$) 和较低镁指数 ($\text{Mg}^\# = 31.8 \sim 36.2$) 的特点,属于高钾钙碱性岩系。岩石明显富集轻稀土 [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 17.0 \sim 19.3$], 基本不显示 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} = 0.94 \sim 1.04$), 富集大离子亲石元素 K、Rb、Ba、Sr 等, Sr/Y 比值高 ($\text{Sr}/\text{Y} = 59.3 \sim 67.2$), 亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 和 Y。岩石学和地球化学特点表明该花岗闪长岩由加厚的基性下地壳部分熔融形成。对岩石进行的激光探针等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 锆石 U-Pb 同位素年代测定获得了 $132.2 \pm 9.2\text{Ma}$ 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄, 该年龄与华北地块岩石圈减薄与破坏作用的峰期时间基本一致。部分锆石含有 2590.9Ma 的内核, 反映该地区在太古宙晚期发生过相应的构造事件。结合区域地质资料分析认为, 孤峰山花岗闪长岩是华北地块早白垩世峰期伸展作用期间的产物, 华北地块早白垩世期间的岩石圈减薄与破坏作用向西影响到了太行山以西的临汾断陷盆地一带。

关键词:临汾断陷盆地;孤峰山;花岗闪长岩;地球化学;年代学;早白垩世;岩石圈减薄与破坏作用

华北地块中生代的岩石圈减薄与破坏作用是地学界的热点问题之一。华北东部地区早古生代的岩石圈厚度比新生代的岩石圈厚度厚近 100km (Menzies et al., 1993; 邓晋福等, 1994)。华北地块岩石圈的减薄与破坏作用可能起始于 150 ~ 140Ma (翟明国等, 2003) 或中侏罗世 (约 160Ma) (付明希等, 2004), 减薄过程经历了早中生代岩石圈结构的深部调整和底侵作用、中晚侏罗世的断块差异隆升和火山喷发、早白垩世的地壳伸展和岩石圈减薄 (邵济安等, 2004), 峰期减薄作用可能发生于早白垩世 (吴福元等, 1999, 2003; 翟明国等, 2003, 2004; 许文良等, 2004)。华北地块东部广泛发育与中生代岩石圈减薄与破坏作用密切相关的变质核杂岩、原始裂陷盆地群和火山岩, 由此导致目前对华北地块中生代岩石圈减薄作用的研究主要集中于在华北地块东部地区 (邓晋福等, 1994; 胡受奚等, 1994; 吴福元等, 2003; 周立宏等, 2003; 翟明国等, 2003, 2004; 付明希等, 2004; 张宏福等, 2005; 段秋梁等, 2007; 李忠等, 2007; 刘俊来等, 2008)。虽然地学界对华北地块中部带 (大兴安岭—太行山一线) 的中

生代岩石圈减薄作用也有一些研究 (杨德彬等, 2004; 王冬艳等, 2005; 罗照华等, 2006; 许文良等, 2004, 2009a, 2009b), 但是由于大兴安岭—太行山一带中生代侵入岩出露较少, 目前对该地区中生代岩石圈减薄与破坏作用的机制与时限研究还相对比较薄弱。许文良等 (2009b) 通过对太行山南段符山高镁闪长岩的研究认为华北克拉通破坏并未涉及到中部带。在山西西南部临汾断陷盆地中部, 汾河地堑中的断块作用在万荣县南部形成了一个相对高差 300m 的断块山 (孤峰山), 山体主要由花岗闪长岩构成 (图 1)。1: 20 万运城幅地质图^①根据区域对比资料将孤峰山岩体标定为燕山期 ($\gamma\delta_5^2$), 1: 400 万《中国地质图》(程裕淇等, 2004) 将此花岗闪长岩标定为侏罗纪 ($\gamma\delta_5^2$), 这个时间明显早于华北地块东部岩石圈减薄与破坏作用的峰期时间 (早白垩世)。本文对孤峰山花岗闪长岩进行地球化学和同位素地质年代学研究, 确定其成因与形成时代, 为大兴安岭—太行山带中生代岩石圈减薄与破坏作用提供新的证据, 并结合前人对华北东部地区中生代岩石圈减薄与破坏作用的研究成果, 探讨其与华北克

注: 本文为国家基础科学人才培养基金地质科学研究培训项目 (编号 XDCX09-06) 的成果。

收稿日期: 2010-09-18; 改回日期: 2010-03-13; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 齐玥, 男, 1988 年生。本科在读, 地质学 (基地班) 专业。Email: qiyue2233@163.com。通讯作者: 罗金海, 男, 1967 年生。教授。主要从事构造地质学教学和研究。Email: luojh@nwwu.edu.cn。

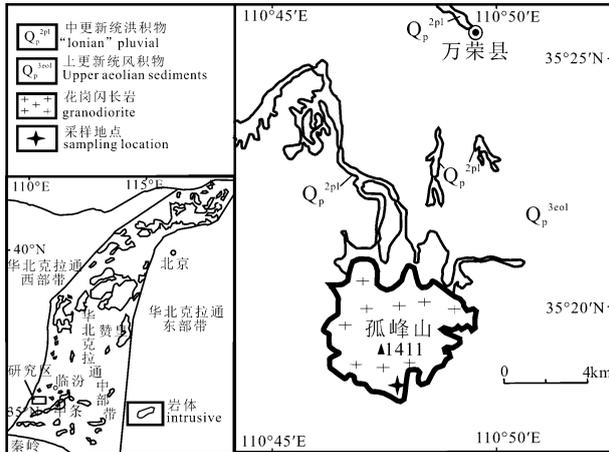


图1 孤峰山及邻区地质略图

(据运城幅、韩城幅 1: 20 万地质图修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the Gufeng Mountain and adjacent area (after 1: 200000 geological map of Yuncheng and Hancheng)

拉通减薄与破坏事件的联系。

1 区域地质特征及岩相学特征

孤峰山花岗闪长岩岩体出露于山西省万荣县城以南约 11km 处, 出露面积约 30 km² (图 1), 岩体四周被黄土覆盖。大地构造上位于华北克拉通中南部, 临汾断陷盆地中部。孤峰山岩体主要是灰白色花岗闪长岩, 具中细粒—细粒花岗结构, 块状构造, 主要矿物组成有斜长石 (40% ~ 45%) 粒径 0.5 ~ 3.75mm, 半自形板状, 环带构造发育, 可见卡纳复合

双晶; 钾长石 (20% ~ 25%) 粒径 0.5 ~ 2.6mm, 半自形—他形; 石英 (15% ~ 20%) 粒径 0.25 ~ 0.75mm, 他形粒状, 充填于长石等矿物粒间; 角闪石 (8% ~ 10%) 粒径 0.3 ~ 1.4mm, 自形—半自形长柱状, 不均匀的分布于浅色矿物间; 副矿物以磷灰石为主, 其次为磁铁矿、锆石等。岩体中含少量黑云斜长角闪片麻岩捕虏体, 捕虏体较小, 与花岗闪长岩的边界清晰, 此外, 未在岩体中发现暗色铁镁质包体。

2 样品分析方法

花岗闪长岩样品采自孤峰山南麓马家窑采石场 (图 1) (GPS 点位: N35° 18.064' E110° 47.506' H773m)。主量和微量元素分析均在大陆动力学国家重点实验室 (西北大学) 完成。^TFe₂O₃ 和烧失量 (LOI) 采用湿法化学法分析, 其它主量元素利用碱熔玻璃片在日本理学 RIX2100X 荧光光谱仪 (XRF) 上测定, 分析相对误差一般小于 2%。微量元素分析在美国 Perkin Elmer 公司 Elan6100DRC 型电感耦合等离子质谱仪 (ICP-MS) 上进行, 相对误差一般小于 2% ~ 5%。

同位素地质年代测定时先在花岗闪长岩样品 (样品号 LY11) 中挑选出单颗粒锆石, 然后将双目显微镜下挑纯得到的锆石样品置于环氧树脂中打磨, 暴露出锆石的中心面, 用于阴极发光 (CL) 和锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素组成分析。阴极荧光 (CL) 图像在大陆动力学国家重点实验室 (西北大学) 完成, CL 发光仪加载于扫描电镜上的美国

表 1 孤峰山花岗闪长岩主量元素 (%)、稀土元素 (×10⁻⁶) 和微量元素 (×10⁻⁶) 分析数据表

Table 1 Major elements (%), REE (×10⁻⁶) and trace elements (×10⁻⁶) compositions of the Gufengshan granodiorite

样品号	LY01	LY02	LY03	LY04	LY05	LY06	LY07	LY08	LY09	LY10
SiO ₂	65.48	64.62	65.15	64.99	64.95	65.44	65.42	65.27	65.57	64.86
TiO ₂	0.42	0.41	0.42	0.40	0.40	0.43	0.40	0.43	0.39	0.43
Al ₂ O ₃	16.57	16.63	16.52	16.69	16.82	16.68	16.80	16.54	16.49	16.49
TFe ₂ O ₃	4.39	4.47	4.39	4.35	4.30	4.58	4.19	4.51	4.22	4.45
MnO	0.11	0.12	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10
MgO	0.98	1.09	0.98	1.05	0.90	1.04	0.89	0.99	0.92	0.89
CaO	3.61	3.71	3.45	3.88	3.63	3.56	3.47	3.63	3.58	3.48
Na ₂ O	4.58	4.39	4.45	4.52	4.56	4.42	4.46	4.53	4.36	4.29
K ₂ O	2.98	2.99	3.11	3.03	3.03	3.12	3.20	3.18	3.19	3.09
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.24	0.22	0.25
烧失量	0.75	0.87	0.82	0.72	0.63	0.75	0.84	0.70	0.68	1.53
总量	100.10	99.53	99.61	99.97	99.53	100.36	99.98	100.11	99.72	99.86
Mg [#]	34.2	36.2	34.2	36.0	32.8	34.6	33.1	33.8	33.7	31.8
A/CNK	0.96	0.97	0.97	0.94	0.97	0.97	0.98	0.95	0.96	0.99
Na ₂ O/K ₂ O	1.54	1.47	1.43	1.49	1.50	1.42	1.39	1.42	1.37	1.39

(续表 1)

样品号	LY01	LY02	LY03	LY04	LY05	LY06	LY07	LY08	LY09	LY10
La	44.2	44.7	44.3	45.4	44.0	45.5	43.9	45.1	28.7	52.9
Ce	84.8	86.1	85.0	85.2	83.7	87.7	82.4	86.6	53.2	92.2
Pr	9.59	9.84	9.74	9.57	9.46	9.93	9.49	9.92	6.00	11.4
Nd	35.1	36.5	36.5	34.9	35.4	37.3	35.4	36.9	22.4	42.5
Sm	6.06	6.31	6.29	6.00	6.08	6.43	6.06	6.39	3.79	7.16
Eu	1.74	1.81	1.79	1.74	1.77	1.84	1.81	1.86	1.10	1.95
Gd	4.76	4.95	4.93	4.72	4.75	5.01	4.72	5.02	2.94	5.60
Tb	0.62	0.65	0.65	0.62	0.62	0.65	0.62	0.66	0.38	0.73
Dy	3.39	3.55	3.55	3.41	3.42	3.59	3.40	3.60	2.11	3.98
Ho	0.67	0.71	0.71	0.67	0.68	0.71	0.67	0.72	0.42	0.77
Er	1.76	1.88	1.84	1.78	1.79	1.87	1.79	1.88	1.10	2.01
Tm	0.26	0.27	0.27	0.26	0.26	0.27	0.25	0.27	0.16	0.29
Yb	1.69	1.77	1.74	1.69	1.70	1.77	1.66	1.77	1.06	1.85
Li	19.0	19.6	20.1	18.7	16.8	19.4	19.1	17.8	11.3	19.7
Be	2.05	2.07	1.95	1.97	2.01	2.02	2.01	2.00	1.29	2.01
Sc	6.06	6.34	6.03	5.97	6.01	6.15	5.84	6.24	3.67	6.26
V	44.8	46.4	47.1	43.6	43.6	46.1	44.6	45.8	28.1	47.1
Cr	3.66	1.95	2.34	2.64	2.25	2.17	4.29	2.44	1.54	3.07
Co	103	75.9	79.3	80.2	74.3	87.7	76.4	83.5	49.7	72.9
Ni	2.82	1.96	1.74	2.42	1.60	2.68	2.40	1.82	1.40	4.15
Cu	4.24	4.43	4.08	4.47	3.72	6.02	3.82	3.71	2.61	5.01
Zn	59.2	64.1	62.4	77.8	64.5	65.1	58.2	65.7	41.2	65.4
Ga	20.1	20.1	19.9	20.0	19.8	20.0	20.0	20.0	12.7	19.8
Ge	1.16	1.19	1.14	1.15	1.14	1.19	1.12	1.16	0.74	1.19
Rb	65.6	65.0	66.5	64.0	62.7	66.0	66.3	65.2	42.8	66.9
Sr	1218	1136	1222	1220	1211	1142	1160	1246	727	1279
Y	18.1	19.1	18.8	18.2	18.6	19.1	18.3	19.3	11.4	20.9
Zr	166	176	193	167	179	171	185	171	109	166
Nb	11.0	11.4	11.3	10.9	10.8	11.5	10.7	11.3	7.16	11.9
Cs	1.45	1.71	1.33	1.49	1.49	1.75	1.63	1.56	0.86	2.02
Ba	1482	1624	1670	1658	1739	1648	1856	1818	1149	1736
Lu	0.26	0.28	0.28	0.26	0.26	0.27	0.26	0.27	0.16	0.28
Hf	4.22	4.47	4.78	4.19	4.44	4.26	4.51	4.29	2.72	4.21
Ta	0.69	0.71	0.70	0.67	0.66	0.72	0.66	0.69	0.42	0.71
Pb	19.0	20.2	15.9	20.4	17.7	17.6	15.8	15.5	12.1	20.7
Th	7.11	7.04	6.94	6.82	7.01	7.01	6.78	6.99	4.80	7.35
U	1.19	1.16	1.23	1.19	1.09	1.10	1.28	1.16	0.76	1.01
ΣREE	194.9	199.30	197.60	196.20	193.90	202.90	192.40	201.00	123.50	223.60
(La/Yb) _N	17.60	17.00	17.10	18.10	17.40	17.30	17.80	17.20	18.30	19.30
δEu	0.99	0.99	0.98	1.00	1.01	0.99	1.04	1.00	1.01	0.94
Sr/Y	67.2	59.3	65.1	67.1	65.1	59.7	63.4	64.5	63.9	61.3
Nb/Ta	15.8	16.2	16.1	16.4	16.4	16.0	16.1	16.3	17.0	16.8
Th/U	5.99	6.05	5.62	5.74	6.41	6.37	5.31	6.03	6.35	7.27
K/U	20836	21330	20933	21143	23026	23545	20827	22762	35065	25380
K/Rb	377	382	388	393	401	392	401	405	618	384

Gatan 公司的 Mono CL3 + 型阴极荧光探头。锆石的 U-Pb 同位素组成利用大陆动力学国家重点实验室 (西北大学) 的四极杆 ICP-MS Elan6100DRC 进行测定。激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M, 分析采用激光束斑直径为 30 μ m, 激光脉冲为 10Hz, 能量为 32 ~ 36mJ。同位素组成用锆

石 91500 进行外标校正。LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见袁洪林等(2003), U—Th—Pb 含量分析见 Gao et al. (2002)。

3 孤峰山花岗闪长岩地球化学特征

孤峰山花岗闪长岩的主量元素和微量元素分

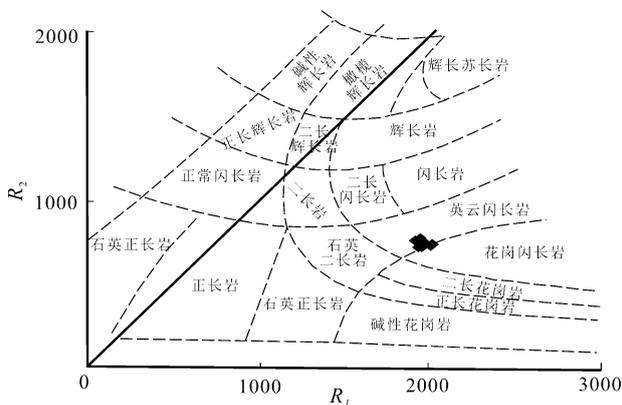


图2 孤峰山花岗闪长岩 R_1-R_2 图
(底图据 De la Roche et al., 1980)

Fig. 2 R_1-R_2 diagram of the Gufengshan granodiorite
(after De la Roche et al., 1980)

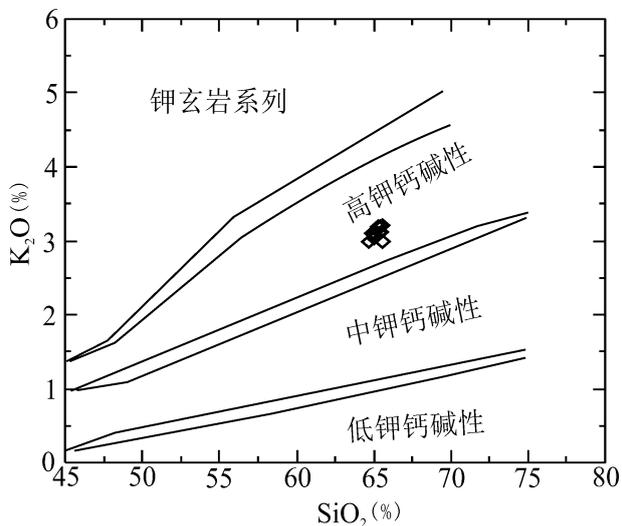


图3 孤峰山花岗闪长岩 SiO_2-K_2O 图解
(底图据 Rickwood, 1989)

Fig. 3 SiO_2-K_2O diagram of Gufengshan granodiorite (after Rickwood, 1989)

析结果见表1, 岩石的 $SiO_2 = 64.62\% \sim 65.57\%$ (平均 65.17%); 在 R_1-R_2 岩石类型分类图中(图2)样品落在英云闪长岩和花岗闪长岩的过渡区域, 岩石富铝 ($Al_2O_3 = 16.49\% \sim 16.82\%$), 铝指数 ($A/CNK = 0.94 \sim 0.99$), 属于准铝质系列; 富钠 ($Na_2O/K_2O = 1.37 \sim 1.54$); 镁指数偏低 ($Mg^{\#} = 31.8 \sim 36.2 < 45$); 在 SiO_2-K_2O 图(图3)中样品全部落于高钾钙碱性区域。岩石稀土含量 $\sum REE = 123.5 \times 10^{-6} \sim 223.6 \times 10^{-6}$ (平均 192.53×10^{-6}), 轻重稀土明

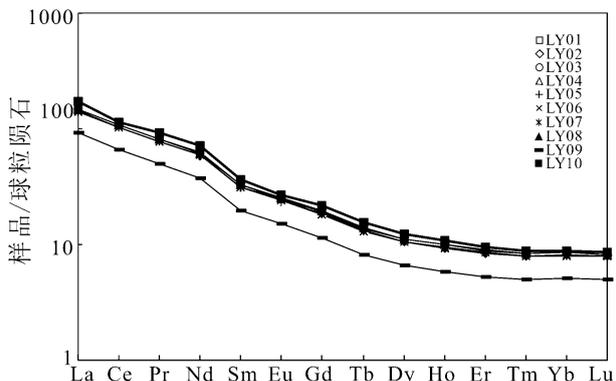


图4 孤峰山花岗闪长岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(球粒陨石值据 Boynton, 1984)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE-patterns diagram for Gufengshan granodiorite (chondrite data from Boynton, 1984)

显分异 [$(La/Yb)_N = 17.0 \sim 19.3$], 稀土配分模式呈右倾曲线(图4), 重稀土(HREE)相对平坦, 基本不显示铕异常 ($\delta Eu = 0.94 \sim 1.04$)。在原始地幔标准化图解上(图5), 岩石富集大离子亲石元素(LILE) Rb、Ba、Sr、K 等和轻稀土(LREE), 其中 $Sr = 727 \times 10^{-6} \sim 1279 \times 10^{-6}$, 高 Sr/Y 值 ($Sr/Y = 59.3 \sim 67.2$), $Ba = 1149 \times 10^{-6} \sim 1856 \times 10^{-6}$, 亏损高场强元素(HFSE) Nb、Ta、Ti 等、重稀土(HREE) 和 Y, Nb、Ta、Ti 呈明显的负异常。

4 孤峰山花岗闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

孤峰山花岗闪长岩中锆石的CL图像如图6所

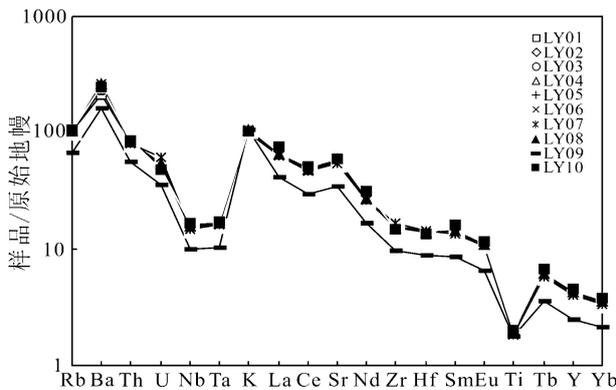


图5 孤峰山花岗闪长岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(原始地幔值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Primitive-mantle normalized spider diagram for Gufengshan granodiorite (primitive mantle data from Sun and McDonough, 1989)

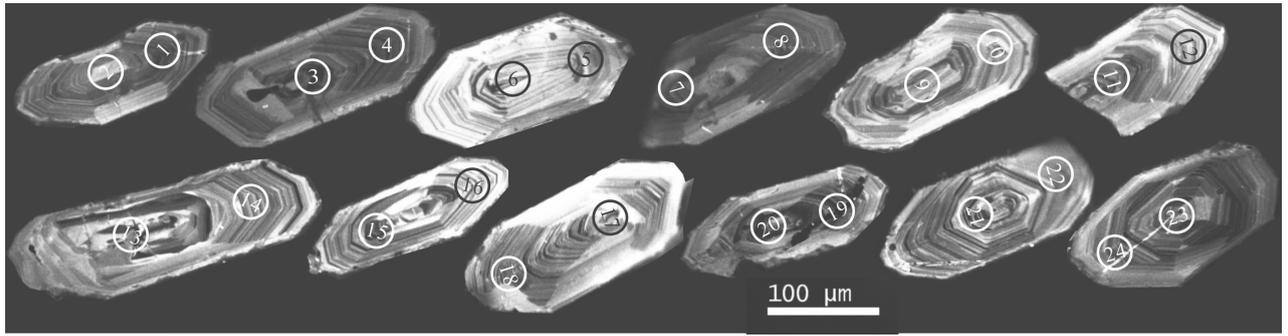


图6 孤峰山花岗闪长岩中锆石的阴极发光 (CL) 图像

Fig. 6 CL images of zircons from the Gufengshan granodiorite

示, 锆石颗粒呈自形晶, 短柱状, 长宽比近似 2:1, 有明显的韵律环带, 锆石的 Th/U 比值较高 ($\text{Th}/\text{U} = 0.46 \sim 1.70$), 说明这些锆石为岩浆锆石。对 12 颗锆石进行 U-Pb 同位素测年, 每颗锆石在核部和边部各打一个测点, 共 24 个年龄值 (表 2)。第 13 测点打在锆石核部, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 2590.9 Ma, 该测点的年龄数据落在谐和线上, 可信度高, 反映该地区在太古宙晚期发生过相应的构造事件; 其它 23 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄主要集中在 123.9 ~ 143.5 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $132.2 \pm 9.2 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.57$) (图 7), 表明孤峰山岩体的形成时代为早白垩世。

5 讨论和结论

5.1 岩体成因及源区性质

孤峰山花岗闪长岩体在地球化学特征上属于准铝质的高钾钙碱性岩系 (图 2), 总体具有地壳—地幔混合起源的特点 (Barbarin, 1999)。岩石低镁 ($\text{Mg}^\# = 31.8 \sim 36.2 < 45$), 富集轻稀土 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE) Rb、Ba、Sr、K 等, 亏损高场强元素 (HFSE) Nb、Ta、Ti 等, 显示了壳源岩石的特征。孤峰山花岗闪长岩含少量黑云斜长角闪片麻岩捕虏体, 该捕虏体与南边不远处中条山出露的新太古界涑水杂岩中的黑云斜长角闪片麻岩类似。此外, 岩体中获得的锆石核部年龄 2590.9 Ma 与华北地块基底主体部分的年龄一致 (刘富等, 2009), 所有这些都共同表明孤峰山岩体的源区可能主要来自地壳。

孤峰山花岗闪长岩具有高 Sr ($\text{Sr} = 727 \times 10^{-6} \sim 1279 \times 10^{-6}$) 低 Y ($\text{Y} = 11.4 \times 10^{-6} \sim 20.9 \times 10^{-6}$) 和高 Sr/Y 值 ($\text{Sr}/\text{Y} = 59.3 \sim 67.2$) 的特征。目前对高 Sr 低 Y 中酸性岩石的形成机制主要有以下四种解释:

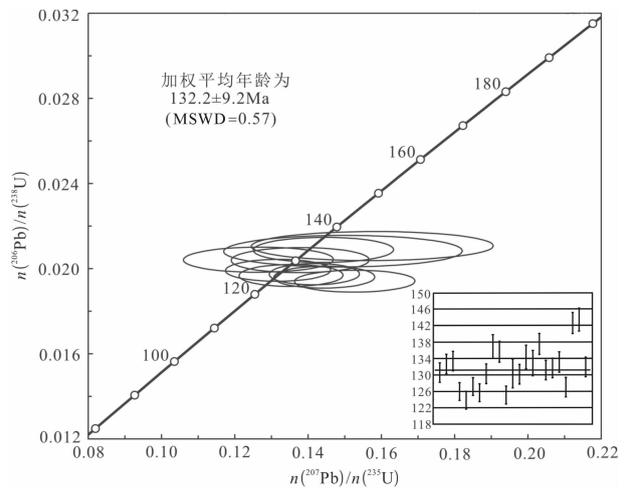


图7 孤峰山花岗闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图

Fig. 7 LA-ICP-MS U-Pb zircon concordia diagram of the Gufengshan granodiorite

- (1) 年轻俯冲洋壳 ($< 25 \text{ Ma}$) 熔融的产物 (Defant & Drummond, 1990, 1993)。
- (2) 加厚的下地壳部分熔融 (Atherton & Petford, 1993; Petford & Atherton, 1996; 刘洪涛等, 2002; 张旗等, 2006)。
- (3) 壳幔混合的岩浆经历结晶分异或 AFC 过程 (陈斌等, 2002; 钱青等, 2002)。
- (4) 幔源基性岩浆结晶分异 (Flower et al., 2001)。

孤峰山岩体的形成时间远远大于 25 Ma, 且该地区远离同时期板块俯冲带, 不可能为年轻俯冲洋壳 ($< 25 \text{ Ma}$) 熔融的产物。目前研究表明, 由幔源基性岩浆结晶分异形成的高 Sr 低 Y 类中酸性岩石往往伴生有同期的中基性岩石 (陈斌等, 2002; 钱青等,

表 2 孤峰山花岗闪长岩锆石的 LA-ICP-MS U—Th—Pb 同位素分析结果
 Table 2 LA-ICP-MS U—Th—Pb isotopic data of zircon from the Gufengshan granodiorite

测点	含量 ($\times 10^{-6}$)			Th/U	$\frac{n(^{207}\text{Pb}^*)}{n(^{206}\text{Pb}^*)}$		$\frac{n(^{207}\text{Pb}^*)}{n(^{235}\text{U})}$		$\frac{n(^{206}\text{Pb}^*)}{n(^{238}\text{U})}$		年龄 (Ma)					
	Pb*	Th	U		测值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	$\frac{n(^{207}\text{Pb}^*)}{n(^{206}\text{Pb}^*)}$		$\frac{n(^{207}\text{Pb}^*)}{n(^{235}\text{U})}$		$\frac{n(^{206}\text{Pb}^*)}{n(^{238}\text{U})}$	
											测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ
01	2.52	77.53	93.38	0.83	0.08071	0.00667	0.22735	0.01677	0.02046	0.00038	1214.3	154.55	208	13.87	130.6	2.37
02	3.74	126.58	129.62	0.98	0.09199	0.00557	0.26345	0.01264	0.0208	0.00036	1467.1	110.86	237.4	10.16	132.7	2.29
03	3.25	78.6	126.78	0.62	0.067	0.00553	0.19287	0.01421	0.02091	0.00038	837.8	163.03	179.1	12.1	133.4	2.39
04	4.73	120.74	207.77	0.58	0.05215	0.00355	0.14172	0.00812	0.01974	0.00033	291.9	147.97	134.6	7.22	126	2.11
05	3.24	92.61	149.58	0.62	0.05714	0.00458	0.15275	0.01086	0.01941	0.00034	496.4	167.88	144.3	9.57	123.9	2.14
06	4.03	90.38	182.12	0.5	0.04804	0.00388	0.1318	0.00947	0.01992	0.00034	101.5	180.42	125.7	8.5	127.2	2.17
07	3.75	100.06	166.52	0.6	0.04992	0.00391	0.13535	0.00937	0.01968	0.00034	191.3	172.54	128.9	8.38	125.7	2.16
08	3.39	72.37	141.86	0.51	0.04496	0.00509	0.12645	0.01352	0.02042	0.00039	0.1	197.24	120.9	12.19	130.3	2.45
09	3.82	88.67	113.63	0.78	0.1626	0.00983	0.4809	0.02245	0.02147	0.00046	2482.9	98.48	398.7	15.39	136.9	2.88
10	2.64	59.34	95.28	0.62	0.10736	0.00716	0.31461	0.01741	0.02127	0.0004	1755.1	117.25	277.7	13.45	135.7	2.52
11	4.16	121.63	181.43	0.67	0.05348	0.00389	0.14444	0.0091	0.0196	0.00034	349	156.4	137	8.07	125.1	2.17
12	<2.89	83.93	128.57	0.65	0.03199	0.01845	0.09008	0.05182	0.02044	0.00055	0.1	215.03	87.6	48.27	130.4	3.5
13	62.4	49.71	104.9	0.47	0.17754	0.00702	12.10496	0.20036	0.49468	0.00808	2630.1	64.22	2612.6	15.52	2590.9	34.84
14	3.72	97.45	162.76	0.6	0.04902	0.00479	0.13785	0.01245	0.0204	0.00039	148.6	214.02	131.1	11.11	130.2	2.44
15	2.23	81.51	89.12	0.91	0.05426	0.0078	0.15753	0.02182	0.02106	0.00045	381.9	294.45	148.5	19.14	134.4	2.86
16	2.81	80.16	118.72	0.68	0.0521	0.00777	0.14956	0.02151	0.02082	0.00049	289.7	308.97	141.5	19	132.9	3.08
17	3.63	60.35	130.91	0.46	0.13734	0.00723	0.40851	0.01535	0.02157	0.0004	2193.9	88.68	347.8	11.07	137.6	2.53
18	3.98	86.37	166.96	0.52	0.0659	0.00439	0.18685	0.01041	0.02056	0.00037	803.3	133.57	173.9	8.9	131.2	2.32
19	3.7	95.54	160.6	0.59	0.05698	0.00424	0.16236	0.01051	0.02066	0.00037	490.2	156.67	152.8	9.18	131.8	2.36
20	3.22	126.64	128.08	0.99	0.05007	0.00476	0.14419	0.01265	0.02088	0.00039	198.4	207.12	136.8	11.23	133.2	2.46
21	7.34	390.11	229.88	1.7	0.12925	0.00648	0.35457	0.01214	0.01989	0.00037	2087.7	85.63	308.2	9.1	127	2.33
22	4.25	88.11	133.72	0.66	0.15937	0.00783	0.49223	0.01622	0.02239	0.00041	2448.9	80.86	406.4	11.04	142.7	2.58
23	2.95	78.09	97.52	0.8	0.10626	0.00727	0.32996	0.01903	0.02251	0.00043	1736.3	120.51	289.5	14.53	143.5	2.73
24	3.59	83.04	155.69	0.53	0.06208	0.00465	0.17714	0.0116	0.02068	0.00038	676.9	152.5	165.6	10.01	132	2.38

注: Pb* 代表放射性成因铅。

2002;汪洋等,2007,2009),根据现有研究资料及野外地质观察,在孤峰山岩体周围并未发现与之伴生的同期的基性岩;此外,孤峰山岩体内除发现少量片麻岩捕虏体外并未发现暗色铁镁质包体,据此,我们认为孤峰山岩体由壳幔混合的岩浆经历结晶分异或AFC过程或由幔源基性岩浆结晶分异形成的可能性不大。黄方等(2010)对基性下地壳部分熔融形成高Sr低Y的中酸性岩提出了质疑,其以基性大陆下地壳无水为前提,通过MELTS程序模拟提出基性下地壳部分熔融不可能形成高Sr低Y的中酸性岩石,而已有研究表明,一些名义上不含水的矿物仍是含水的(Xia et al., 2006),所以基性下地壳并不是绝对的干,而是含水矿物种类及含水量多少的问题,而水会从根本上改变榴辉岩的熔融过程。因此,用无水部分熔融体系来制约高Sr低Y类中酸性岩石的成因是值得商榷的(汪洋等,2010)。岩体的Nb/Ta比值平均为16.3,接近中地壳相应的平均值(16.5);Th/U比值平均为6.12,接近下地壳相应的平均值(6.0);K/U比值平均为23484.46,接近下地壳相应的平均值(27245);K/Rb比值平均414.11,接近下地壳相应平均值(462, Rudnick and Gao, 2003)。因此,岩体很可能起源于加厚下地壳的部分熔融。

孤峰山花岗闪长岩轻稀土(LREE)富集,重稀土(HREE)亏损,轻重稀土分馏明显 $[(La/Yb)_N = 17.0 \sim 19.3]$,表明源区的残留相含石榴子石;岩体的中稀土(MREE)有一定程度亏损,表现为稀土配分模式图(图4)中右半部分有轻微下凹,重稀土(HREE)相对平坦,暗示源区残留相存在角闪石(Hanson, 1978);高Sr且不发育铕异常($\delta Eu = 0.94 \sim 1.04$)表明源岩残留相中无或仅有少量斜长石;玄武岩部分熔融产生的熔体 $Mg^{\#} < 45$ (Rapp et al., 1997),孤峰山岩体的 $Mg^{\#} = 31.8 \sim 36.2$,表明其的主要由加厚的基性下地壳部分熔融形成。

5.2 地质意义

本文对孤峰山花岗闪长岩体进行的锆石U-Pb LA-ICP-MS同位素年龄测定获得了 132.2 ± 9.2 Ma的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄,说明该岩体形成于早白垩世。华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用的峰期时间为早白垩世(吴福元等,1999,2003;翟明国等,2003,2004;邓晋福等,2006;孙金凤等,2009)。因此,孤峰山花岗闪长岩的形成时间与华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用的峰期时间基本同时。王冬艳等(2005)和许文良等(2004)对华北克拉通中南部

地区部分岩浆岩进行的 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 法测年结果表明这些岩体的形成时间也是早白垩世。从而表明早白垩世的岩浆活动在华北克拉通中部带南部地区也是广泛存在的。

此外,我们对中条山蚕坊花岗闪长岩和三门峡大坝西南端石英闪长岩进行的地球化学和同位素年代学研究表明,这两处岩体都具有与孤峰山花岗闪长岩类似的地球化学特征,形成年龄也大致一致(中条山蚕坊花岗闪长岩及三门峡大坝西南端石英闪长岩 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄分别为 130.11 ± 0.90 Ma、 135.3 ± 1.5 Ma,数据未发表,在另文中论述)。

孤峰山花岗闪长岩的地球化学特征反映其主要源自加厚的基性下地壳的部分熔融作用,而这正是华北克拉通东部早白垩世大规模岩浆活动的主要机制,是华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用的反映。因此,早白垩世期间华北克拉通峰期减薄与破坏作用已影响到本文的研究区域,已影响到华北克拉通的中部带。推测当时在岩石圈减薄的背景下,地幔隆升并导致下地壳部分熔融,最终形成了孤峰山花岗闪长岩体。

6 结论

(1)孤峰山花岗闪长岩形成于 132.2 ± 9.2 Ma,改变了前人对孤峰山岩体形成时间的认识。

(2)孤峰山花岗闪长岩的岩相学和地球化学特征表明其源自加厚的基性下地壳的部分熔融作用,是华北克拉通的岩石圈在早白垩世减薄与破坏作用的产物。

(3)华北克拉通早白垩世期间的岩石圈减薄与破坏作用向西影响到了太行山以西的临汾断陷盆地一带。

注 释 / Note

① 山西省建委地质局区域地质测量队. 1972. 中华人民共和国地质图《运城幅》(I-49-IX)(1:20万)。

参 考 文 献 / References

- 程裕淇,耿树方,谢良珍,丁孝忠,叶定衡,吴良士,熊群尧,傅德荣. 2004. 中国地质图(1:400万). 北京:地质出版社.
- 陈斌,翟明国,邵济安. 2002. 太行山北段中生代岩基的成因和意义:主要和微量元素地球化学证据. 中国科学(D辑), 32(11): 896~907.
- 邓晋福,莫宣学,赵海玲,罗照华,杜杨松. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”. 现代地质, 8(3): 349~356.

- 邓晋福, 苏尚国, 刘翠, 赵国春, 赵兴国, 周肃, 吴宗絮. 2006. 关于华北克拉通燕山期岩石圈减薄的机制与过程的讨论: 是拆沉, 还是热侵蚀和化学交代? 地学前缘, 13(2): 105~119.
- 段秋梁, 谭未一, 杨长春, 张延玲, 闫臻. 2007. 华北东部晚中生代伸展构造作用. 地球物理学进展, 22(2): 403~410.
- 付明希, 胡圣标, 汪集场. 2004. 华北东部中生代热体制转换及其构造意义. 中国科学(D辑), 34(6): 514~520.
- 胡受奚, 赵乙英, 胡志宏, 郭继春, 徐兵. 1994. 中国东部中—新生代活动大陆边缘构造—岩浆作用演化和发展. 岩石学报, 10(4): 370~381.
- 黄方, 何永胜. 2010. 干的基性大陆下地壳部分熔融: 对C型埃达克岩成因的制约. 科学通报, 55(13): 1255~1267.
- 李忠, 董仁国, 郑建平. 2007. 华北克拉通东部南北缘中生代火山—沉积格局及其构造转折过程. 古地理学报, 9(3): 227~242.
- 刘富, 郭敬辉, 路孝平, 第五春荣. 2009. 华北克拉通 2.5 Ga 地壳生长事件的 Nd-Hf 同位素证据: 以怀安片麻岩地体为例. 科学通报, 54(17): 2517~2526.
- 刘洪涛, 孙世华, 刘建明, 翟明国. 2002. 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, 18(3): 257~274.
- 刘俊来, Gregory A I Davis, 纪沫, 关会梅, 白相东. 2008. 地壳的拆离作用与华北克拉通破坏: 晚中生代伸展构造约束. 地学前缘, 15(3): 72~81.
- 罗照华, 魏阳, 辛后田, 柯珊, 李文韬, 李德东, 黄金香. 2006. 太行山中生代板内造山作用与华北大陆岩石圈巨大减薄. 地学前缘, 13(6): 52~63.
- 钱青, 钟孙霖, 李通艺, 温大任. 2002. 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, 16(3): 401~412.
- 渤济安, 张履桥, 牟保磊. 2004. 构造体制转折是岩石圈尺度的行为. 地质通报, 23(9~10): 973~979.
- 孙金凤, 杨进辉. 2009. 华北东部早白垩世 A 型花岗岩与克拉通破坏. 地球科学, 34(1): 137~147.
- 吴福元, 孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄. 长春科技大学学报, 29(4): 313~318.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 10(3): 51~60.
- 王冬艳, 裴福萍, 许文良, 王清海, 杨德彬. 2005. 华北地块南缘中段中生代花岗质岩石的 ^{40}Ar — ^{39}Ar 年代学研究. 大地构造与成矿学, 29(2): 262~268.
- 汪洋. 2007. 中国东部中生代钾质火成岩研究中的几个问题. 地质论评, 53(2): 198~206.
- 汪洋, 姬广义, 孙善平, 李家振. 2009. 北京西山沿河城东岭台组火山岩成因及其地质意义. 地质论评, 55(2): 191~214.
- 汪洋, 程素华. 2010. 干的榴辉岩部分熔融与 C 型埃达克岩成因的关系. 中国科技论文在线.
- 许文良, 王冬艳, 王清海, 裴福萍, 林景任. 2004. 华北地块中东部中生代侵入杂岩中角闪石和黑云母的 ^{40}Ar / ^{39}Ar 定年: 对岩石圈减薄时间的制约. 地球化学, 33(3): 221~231.
- 许文良, 杨德彬, 裴福萍, 王枫, 王微. 2009a. 华北克拉通中生代拆沉陆壳物质对岩石圈地幔的改造: 来自橄榄岩捕虏体中角闪石的成分制约. 吉林大学学报(地球科学版), 39(4): 606~617.
- 许文良, 杨德彬, 裴福萍, 于洋. 2009b. 太行山南段符山高镁闪长岩的成因——拆沉陆壳物质熔融的熔体与地幔橄榄岩反应的结果. 岩石学报, 25(8): 1947~1961.
- 杨德彬, 许文良, 王冬艳, 王清海, 裴福萍. 2004. 河南三门峡市曲里石英闪长斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 中国地质, 31(4): 379~383.
- 袁洪林, 吴福元, 高山, 柳小明, 徐平, 孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入岩的激光锆石探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(4): 1511~1520.
- 翟明国, 朱日祥, 刘建明, 孟庆任, 李忠, 张宏福, 刘伟, 侯泉林, 胡圣标. 2003. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学(D辑), 33(10): 913~920.
- 翟明国, 孟庆任, 刘建明, 侯泉林, 胡圣标, 李忠, 张宏福, 刘伟, 邵济安, 朱日祥. 2004. 华北东部中生代构造体制转折峰期的主要地质效应和形成动力学探讨. 地学前缘, 11(3): 285~297.
- 张宏福, 周新华, 范蔚若, 孙敏, 郭锋, 英基丰, 汤艳杰, 张瑾, 牛利锋. 2005. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理. 岩石学报, 21(4): 1271~1280.
- 周立宏, 李三忠, 刘建忠, 高振平. 2003. 渤海湾盆地地区燕山期构造特征与原型盆地. 地球物理学进展, 18(4): 692~699.
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr—Yb 分类及其地质意义. 岩石学报, 22(9): 2249~2269.
- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 362: 144~146.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605~626.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the earth elements: Meteorite studies. In: Henderson R. ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 63~114.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347(18): 62~665.
- Defant M J and Drummond M. 1993. Monut St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology, 21: 547~550.
- De la Roche H, Leterrier J, Grandclaude P and Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 , R_2 -diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. 29: 183~210.
- Fowler M B, Henney P J, Darbyshire D P F, Greenwood P B. 2001. Petrogenesis of high Ba—Sr granites; the Rogart pluton, Sutherland. Journal of the Geological Society, London, 158: 521~524.
- Gao Shan, Liu Xiaoming, Yuan Honglin. 2002. Determination of forty two major and trace element in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geostandards News Letter, 26(2): 181~195.
- Hanson JN. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters, 38: 26~43.
- Menzies M A, Fan W M, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W. et al. eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics. London: The Geol. Soc., 76: 71~81.
- Petford N and Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. Journal of Petrology, 37: 1497~1521.
- Rapp R P. 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoids. Oxford: Oxford University Press.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which

- use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247 ~ 263.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick R L ed. *The Crust. Treaties on Geochemistry Vol. 3*. Oxford: Elsevier Pergamon, 1 ~ 64.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implication for the mantle composition and process. In: Saunderson A D and M J. eds. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London Special Publication, 42: 313 ~ 345.
- Xia Qunke, Yang Xiaozhi, Deloule E, Sheng Yingming, Hao Yantao. 2006. Water in the lower crustal granulite xenoliths from Nushan, SE China. *J. Geophys. Res.*, 111, B11202, doi: 10.1029/2006JB 004296.

Geochemistry, Geochronology and Geological Significance of Gufengshan Granodiorite in Linfen Grabben Basin

QI Yue, XU Hongbo, ZHANG Jingxiong, LUO Jinhai

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069

Abstract: The Gufengshan granodiorite makes up the Gufeng Mountain, is located in the Linfen grabben Basin, belongs to high-K calc-alkaline series, and SiO_2 varying in the range of 64.62% ~ 65.57%, has the features of high alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.38\% \sim 7.71\%$), high Na ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.37 \sim 1.54$), $A/\text{CNK} = 0.94 \sim 0.99$, which falls into the range of metaluminous rocks, and low magnesium index ($\text{Mg}^\# = 31.8 \sim 36.2$). The rock is riched in LREE [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 17.0 \sim 19.3$], with little Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.94 \sim 1.04$), riched in LILE K, Rb, Ba, Sr et al., high Sr/Y ($\text{Sr}/\text{Y} = 59.3 \sim 67.2$) and flatter HFSE Nb, Ta, Ti, Y. Petrological and geochemical characteristics indicate the granodiorite results from the partial melting of thickening mafic lower crust. Zircons from these rocks are used in LA-ICP-MS U-Pb dating, yielding a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 132.29.2Ma, which is consistent with the peak time of the lithospheric thinning and the destruction of the North China Block. The core of some zircons with the age of 2590.9Ma shows that some corresponding tectonic events happened in Neoproterozoic. Based on the regional geological data analysis, the Gufengshan granodiorite is the product of the extension being coetaneous to the peak period of the lithospheric thinning and destruction of North China Block, and such lithospheric thinning and destruction happened in the Early Cretaceous in North China block affected westwards the Linfen grabben basin region on the west Taihang Mountains.

Key words: Linfen grabben basin; Gufengshan; granodiorite; geochemistry; geochronology; Early Cretaceous; lithospheric thinning and destruction