

北淮阳东段河棚岩体地球化学特征、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及地质意义^{*}

鹿献章¹, 周博文^{2,3}, 彭 智¹, 邱军强^{1,4}, 陈 芳^{1,4}, 董婷婷^{1,4}, 柳丙全¹, 陈志洪³

(1. 安徽省地质调查院, 合肥 230001; 2. 中国地质科学院, 北京 100037;

3. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016; 4. 安徽省大陆成矿研究中心, 合肥 230001)

摘要: 河棚岩体位于北淮阳东段河棚地区, 为似斑状细粒黑云钾长花岗岩, 具有较高的 SiO₂ 和碱质含量, 属于偏铝质碱性系列岩石。稀土元素含量中等, La_N/Yb_N 与 LREE/HREE 值均较大, HREE 相对于 LREE 明显亏损, Eu 弱负异常, 具较弱的 Ce 负异常, 轻稀土分馏较明显, 重稀土较平坦, 属轻稀土富集型。岩石富集大离子亲石元素 Rb、Ba、K 和高场强元素 Th、U、Ce、Zr、Hf, 亏损 Nb、Ta、Sr、Ti、P。通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 获得河棚岩体 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 128.6 ± 2.1 Ma, 表明该岩体形成于燕山晚期, 是早白垩世早期岩浆活动的产物, 代表河棚岩体的成岩年龄。主、微量元素地球化学特征表明河棚岩体属于非造山 A 型花岗岩, 形成于燕山晚期伸展构造环境。

关键词: 岩石地球化学; 锆石 U-Pb 定年; 构造环境; 河棚岩体; 北淮阳

中图分类号: P597⁺. 3; P588. 12

文献标识码: A

文章编号: 2096-1871(2017)02-081-10

华北与扬子两大陆块之间的俯冲—碰撞造山作用形成了秦岭—桐柏—大别—苏鲁造山带, 北淮阳地区位于大别造山带北部, 总体为一断裂褶皱带(图 1), 习惯称之为北淮阳褶皱带^[1-9]。北淮阳地区跨皖豫两省, 东起郟庐断裂, 西至南阳盆地, 绵延 500 km, 桐柏—桐城断裂和明港—六安断裂构成南北边界, 宽约 50 km。该区亦属于武当—桐柏—大别成矿带^[10], 为我国新近设立的第 20 个重点成矿带。习惯上, 以商城—麻城断裂为界将北淮阳成矿带分为东段(安徽境内)和西段(河南境内)。

北淮阳地区沿金寨、霍山、舒城一线呈 NW—SEE 向出露若干早白垩纪花岗岩、正长岩体, 研究该花岗岩—正长岩带的岩石地球化学特征及同位素年代学特征, 并探讨岩石成因与构造环境, 对于进一步研究北淮阳地区岩浆活动具有重要意义。本文分析北淮阳东段河棚岩体主量、稀土和微量元素地球化学特征, 对岩体进行了 LA-ICP-MS 锆石

U-Pb 年龄测定, 探讨该岩体的成因及构造背景, 为进一步研究该区岩浆活动提供参考。

1 地质背景

根据北淮阳成矿带内岩石、地层、构造环境演化特征, 自下而上划分为 4 个构造岩石地层单元, 分别为新元古界庐镇关岩群(苏家河群、红安群)、新元古界一下古生界佛子岭岩群(信阳群)、石炭系杨山群和中生界—新生界未变质的陆相盆地堆积^[11]。庐镇关岩群主要为斜长角闪岩、变粒岩、浅粒岩、石英片岩、大理岩、千枚岩组合。佛子岭岩群岩石组合为长石石英岩、板岩、石英片岩、千枚岩、含石英白云质大理岩^[12]。杨山群为含煤浅变质岩系, 岩石组合为变质砂质页岩和粉砂岩, 是浅海相或滨海相向陆相过渡的含煤建造。侏罗纪—早白垩世火山—沉积建造以火山岩、火山碎屑岩为主。

^{*} 收稿日期: 2016-07-01 修订日期: 2016-09-22 责任编辑: 谭桂丽

基金项目: 中国地质调查局“安徽北淮阳地区成矿规律与资源潜力调查(项目编号: 1212011220547)”和“长江中下游关键地区区域地质调查(项目编号: 12120113069100)”联合资助。

第一作者简介: 鹿献章, 1962 年生, 男, 高级工程师, 主要从事资源环境地质调查研究。

通讯作者简介: 周博文, 1992 年生, 男, 研究生, 主要从事区域大地构造学研究。

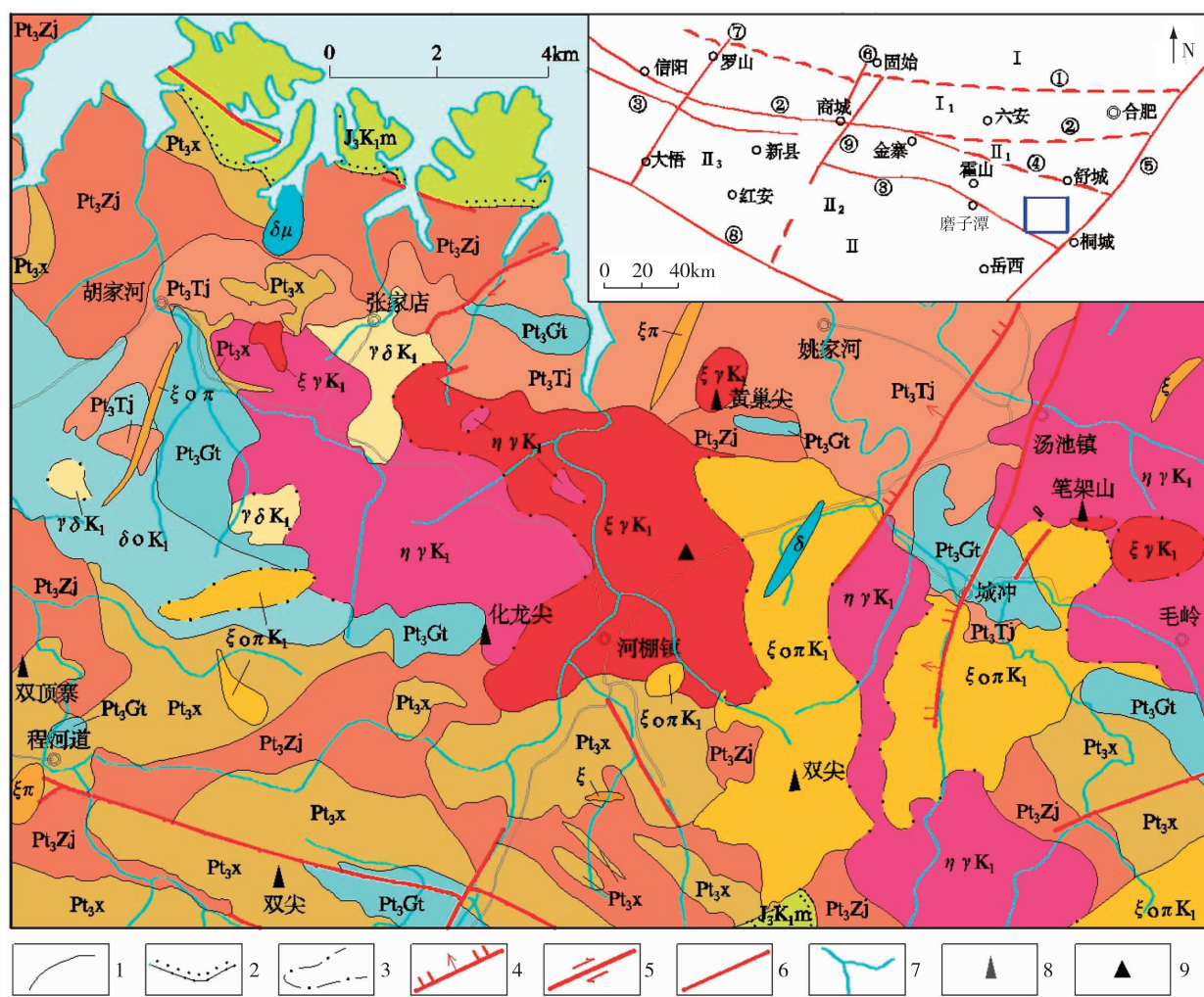


图1 北淮阳东段河棚地区地质图(据1:250 000 六安市幅地质图修编)

Fig. 1 Geologic map of the Hepeng area in the eastern section of North Huaiyang

I-华北地块, I₁-华北地块南缘逆冲构造带, II-桐柏-大别山构造带, II₁-北淮阳裂陷槽复合褶皱带, II₂-桐柏-大别裂解岛基底, II₃-桐柏-大别中元古代岛弧海盖层。①固始-合肥断裂;②明港-六安断裂;③桐柏-桐城断裂;④金寨-舒城断裂;⑤郟城-庐江断裂;⑥商城-麻城断裂;⑦罗山-大悟断裂;⑧银沙-泗河断裂。1-岩层界线;2-角度不整合界线;3-脉动接触界线;4-正断层;5-平移断层;6-性质不明断层;7-水系;8-山峰;9-采样点。J₃K₁m-晚侏罗-早白垩世毛坦厂组;Pt₃x-新元古代小溪河岩组;Pt₃Zj-新元古代郑家冲片麻岩;Pt₃Tj-新元古代陶家湾片麻岩;Pt₃Gt-新元古代古塘岗片麻岩;δoK₁-石英闪长岩(山七单元);γδK₁-花岗闪长岩(中岭单元);ηγK₁-二长花岗岩(徐家湾单元);ξγK₁-钾长花岗岩(凤凰山单元,图中心部位最大的侵入岩即为河棚岩体);ξoπK₁-石英正长斑岩(华盖山单元);δ-闪长岩;δμ-闪长玢岩;ξ-正长岩;ξπ-正长斑岩

区内构造复杂多样、断层褶皱发育,形成了多期次、多层次、多型式、多级次的构造岩片^[13],主要构造有北部金寨-舒城断裂、南部桐柏-桐城断裂以及东部郟庐断裂带。

区域内岩浆岩发育,形成时代为元古代、古生代和中生代,与成矿关系密切的岩浆岩主要为燕山期。北淮阳东段侵入岩出露面积远大于喷出岩,燕

山期以来,区内岩浆活动频繁,形成以中酸性为主的火山-侵入岩,早期为钙碱性系列,晚期以碱性系列、钾玄岩系列为主^[14]。

2 岩相学特征

河棚岩体位于金寨断裂和磨子潭断裂之间(图1),分布于河棚镇,出露面积近22 km²,呈岩株状产

出,1:250 000六安市幅区调将其划为河棚超单元凤凰山单元^①,侵入于陶家湾片麻岩和小溪河岩组中,与徐家湾单元和华盖山单元超动接触。

前人认为河棚岩体为钾长花岗岩,经岩石薄片鉴定为肉红色似斑状细粒黑云钾长花岗岩(图 2)。岩石由斑晶和基质组成,含少量副矿物,似斑状结构,基质为细粒结构,块状构造。斜长石斑晶 5%,呈半自形板状,具聚片双晶,为更长石,表面有绢云母和泥状物。钾长石斑晶 24%,呈半自形板状,部

分具简单双晶,为条纹长石,较新鲜。未见石英和暗色矿物斑晶。基质中斜长石 15%,为半自形板状,具聚片双晶,为更长石,表面有绢云母和泥状物。基质中钾长石 25%,呈半自形—他形粒状,为条纹长石,部分具简单双晶,表面少量泥状物。基质中石英 25%,他形粒状,波状消光,为单晶体和多晶体。基质中黑云母 5%,片状,已全部蚀变为绿泥石化和少量方解石。副矿物 1%,为微粒—细粒状锆石、磷灰石和磁铁矿。

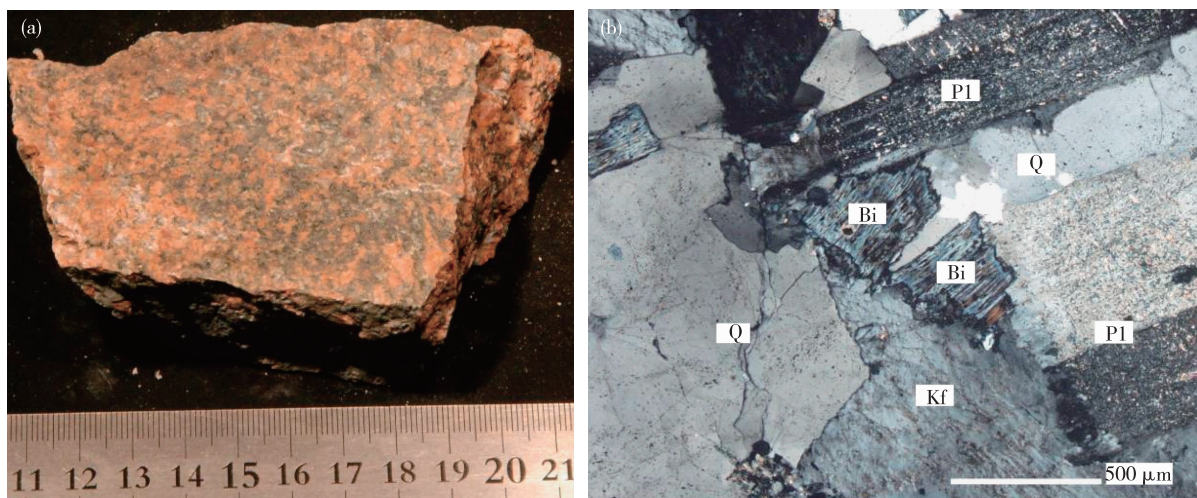


图 2 河棚钾长花岗岩手标本照片(a)及显微照片(b)

Fig. 2 Hand specimen(a)and photomicrograph(b)of the moyite in the Hepeng region

Pl-斜长石;Kf-钾长石;Q-石英;Bi-黑云母

3 岩石地球化学特征

3.1 分析方法

在河棚岩体采集 1 组似斑状细粒黑云钾长花岗岩,包括 1 件 U-Pb 定年样品和 5 件主量、稀土和微量元素分析样品,采样位置见图 1。在安徽省地质实验研究所(国土资源部合肥矿产资源督检测中心)完成相关测试工作。主量元素分析采用原子吸收法、容量法分析,除 SiO_2 采用碱熔法测定外,其它氧化物采用酸熔法测定,分析精度优于 2%。稀土元素、微量元素采用美国 Thermo X Series 2 电感耦合等离子体质谱联用仪(ICP-MS)测定分析,分析精度优于 1%~3%。

3.2 主量元素特征

河棚钾长花岗岩主量元素分析结果及特征参数见表 1。由表 1 可知,河棚岩体具有较高的 SiO_2 含量(平均值为 66.84%),属酸性岩;铝含量中等

(Al_2O_3 平均值为 14.88%), A/CNK 平均值为 0.98,属偏铝质型。与花岗岩平均化学成分^[15]相比, TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 K_2O 、 Na_2O 偏高, SiO_2 、 FeO 、 P_2O_5 偏低, MnO 相近。碱质含量高,ALK 平均值为 8.42, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均值为 1.04,属钾质系列。分异指数(DI)平均值为 82.67,反映岩浆分异程度较高。在 SiO_2 -AR 变异图(图 3)中,样品均落入碱性岩区,属碱性系列。可知,河棚岩体为偏铝质碱性岩石系列。

3.3 稀土元素和微量元素特征

河棚钾长花岗岩稀土元素、微量元素分析结果及特征参数见表 2。由表 2 可知,河棚岩体稀土元素含量中等, ΣREE 平均值为 314.82×10^{-6} , LREE/HREE 平均值为 15.45,HREE 相对于 LREE 明显亏损,轻重稀土明显分异(La_N/Yb_N 平均值为 20.10),Eu 弱负异常(δEu 平均值为 0.62),具弱的 Ce 负异常(δCe 平均值为 0.94)。球粒陨石

标准化稀土元素配分曲线见图 4a, 曲线右倾呈海鸥型, Eu 谷明显, 轻稀土分馏较明显, 重稀土分馏不明显, 属轻稀土富集型, 且各稀土元素配分曲线具有较好的一致性, 说明岩浆分异过程具有一致性。

由表 2 和原始地幔标准化微量元素蛛网图 (图 4b) 可知, 岩体富集大离子亲石元素 (LILE) Rb、

Ba、K 富集, 亏损 Sr, 高场强元素 (HFSE) Th、U、Ce、Zr、Hf 呈凸峰或明显富集, 而 Nb、Ta、Ti、P 明显亏损, 与造山带花岗岩微量元素特征一致^[17], P、Ti 亏损暗示存在磷灰石和钛铁矿的结晶分离作用。河棚岩体富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 与陆壳再造型花岗岩特征一致^[18-19]。

表 1 河棚地区钾长花岗岩主量元素分析结果 (wt.%) 及特征参数

Table 1 Major element analysis results (wt.%) and characteristic parameters of the moyite in the Hepeng region

样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	LOI
h71	67.27	0.53	14.44	1.61	1.47	0.06	1.31	1.90	4.17	4.34	0.22	1.46	2.27
h72	66.77	0.52	15.37	1.76	1.48	0.07	1.31	1.98	4.11	4.22	0.23	1.08	2.27
h73	66.75	0.52	14.96	1.63	1.43	0.06	1.24	2.06	4.18	4.44	0.22	1.42	2.34
h74	66.65	0.58	14.41	1.67	1.57	0.07	1.33	2.18	4.14	4.10	0.24	1.46	2.50
h75	66.74	0.58	15.24	1.66	1.51	0.06	1.31	2.01	4.05	4.34	0.23	1.34	2.21
平均	66.84	0.55	14.88	1.67	1.49	0.06	1.30	2.03	4.13	4.29	0.29	1.36	2.32
样号	Σ	ALK	K ₂ O/Na ₂ O	Di	σ	Mg [#]	R1	R2	AR	SI	A/MF	C/MF	A/CNK
h71	101.05	8.51	1.04	83.70	2.93	30	1 943	567	3.17	10.17	1.94	0.46	0.96
h72	101.17	8.33	1.03	82.10	2.87	29	1 946	591	2.85	10.20	2.01	0.47	1.03
h73	101.24	8.62	1.06	83.01	3.07	29	1 877	590	3.05	9.61	2.06	0.52	0.97
h74	100.90	8.24	0.99	82.27	2.81	29	1 971	600	2.97	10.40	1.87	0.51	0.95
h75	101.28	8.39	1.07	82.25	2.91	29	1 939	593	2.89	10.20	2.01	0.48	1.02
平均	101.13	8.42	1.04	82.67	2.92	29	1 935	588	2.97	10.12	1.98	0.49	0.98

Mg[#] = MgO / (MgO + FeO + Fe₂O₃); R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti); R2 = 6Ca + 2Mg + Al; AR = [Al₂O₃ + CaO + (Na₂O + K₂O)] / [Al₂O₃ + CaO - (Na₂O + K₂O)]; SI = MgO × 100 / (MgO + FeO + Fe₂O₃ + Na₂O + K₂O); A/MF = Al₂O₃ / (TFeO + MgO); C/MF = CaO / (TFeO + MgO); A/CNK = Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O)

表 2 河棚地区钾长花岗岩稀土元素、微量元素分析结果 (×10⁻⁶) 及特征参数

Table 2 REE, trace element analysis results (×10⁻⁶) and characteristic parameters of the moyite in the Hepeng region

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
h71	73.32	142.8	15.32	55.47	8.13	1.55	7.01	0.89	4.57	0.86	2.49
h72	71.59	136.9	14.97	53.79	7.86	1.55	6.88	0.88	4.47	0.84	2.44
h73	68.25	127.9	14.21	51.46	7.55	1.48	6.49	0.85	4.42	0.83	2.44
h74	81.14	151.4	16.03	57.19	8.27	1.56	7.37	0.93	4.79	0.89	2.62
h75	77.65	148.7	15.56	57.00	8.26	1.58	7.18	0.94	4.78	0.89	2.56
样号	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	LREE/HREE	La _N /Yb _N	δEu	δCe	Rb
h71	0.38	2.44	0.37	23.92	315.55	296.54	15.60	20.31	0.61	0.96	129.4
h72	0.38	2.43	0.37	23.77	305.38	286.69	15.34	19.91	0.63	0.94	127.4
h73	0.39	2.50	0.38	23.99	289.18	270.88	14.80	18.45	0.63	0.92	135.6
h74	0.39	2.54	0.39	25.26	335.55	315.63	15.84	21.59	0.60	0.94	131.1
h75	0.40	2.59	0.39	25.12	328.46	308.73	15.65	20.26	0.61	0.96	130.7
样号	Ba	Th	U	K	Ta	Nb	Sr	P	Zr	Hf	Ti
h71	1 293	26.0	3.85	36 022	1.74	20.21	309.0	968	253.2	7.77	3 180
h72	1 427	28.0	4.45	35 026	1.70	21.08	358.1	1 012	263.0	8.13	3 120
h73	1 400	22.3	3.71	36 852	1.64	20.66	341.5	968	236.6	7.44	3 120
h74	1 190	24.4	3.87	34 030	1.82	24.02	305.3	1 056	274.9	8.48	3 480
h75	1 437	23.9	4.24	36 022	1.97	24.13	374.6	1 012	262.4	8.29	3 480

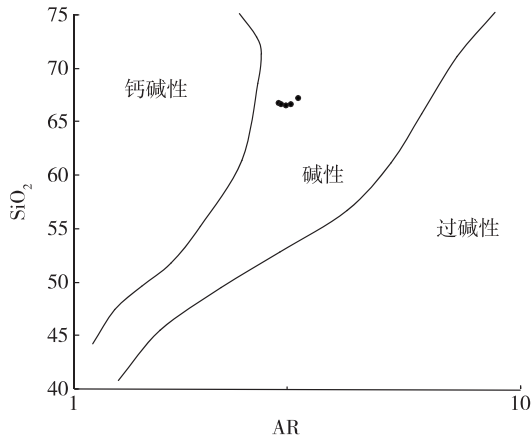
图 3 河棚钾长花岗岩 SiO_2 -AR 变异图(底图据文献[16])

Fig. 3 SiO_2 vs. AR diagram of the moyite in the Hepeng region

4 锆石 U-Pb 年代学特征

4.1 样品处理及测试方法

锆石在河北省廊坊市地科勘探技术服务有限公司进行分选。岩石样品破碎至自然粒度,经摇床、淘洗、电磁分选及重液分选等步骤后分离出锆石单矿物,在双目镜下挑纯。在北京锆年领航科技有限公司制靶、照相,在双目镜下选择透明、无裂隙且具有代表性的锆石颗粒制成环氧树脂样品座,磨至锆石颗粒中心部位后抛光,抛光后的样品进行 CL 显微结构观察和照相(图 5)。

锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院矿产资源研

究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。激光剥蚀斑束直径为 $25\ \mu\text{m}$,频率为 10 Hz,能量密度约 $2.5\ \text{J}/\text{cm}^2$,以 He 为载气。信号较小的 ^{207}Pb 、 ^{206}Pb 、 ^{204}Pb 、 ^{204}Hg 、 ^{202}Hg 用离子计数器接收, ^{208}Pb 、 ^{232}Th 、 ^{238}U 信号用法拉第杯接收。均匀锆石颗粒 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的测试精度(2σ)约 2%,对锆石标准的定年精度和准确度约 1% (2σ)。LA-MC-ICP-MS 激光剥蚀采样采用单点剥蚀方式,分析前用锆石 GJ-1 调试仪器,锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标,U、Th 含量以锆石 M127 为外标进行校正。数据处理采用 ICPMS DataCal 程序^[22],测试过程中绝大多数分析点 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 1\ 000$,未进行普通铅校正, ^{204}Pb 由离子计数器检测, ^{204}Pb 含量异常高的分析点可能受包体等普通 Pb 影响,对 ^{204}Pb 含量异常高的分析点计算时剔除,锆石年龄谐和图用 Isoplot 3.0 程序获得。详细实验测试过程参见文献[23]。样品分析过程中,Plesovice 锆石标准作为未知样品分析结果为 $336.5 \pm 1.5\ \text{Ma}$,对应的年龄推荐值为 $337.13 \pm 0.37\ \text{Ma}$ ^[24],两者在误差范围内一致。样品 TW16 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果见表 3。

4.2 测试结果

所测样品锆石均为无色透明,以自形短柱状为主,少量长柱状,粒径约 $60 \sim 240\ \mu\text{m}$,长宽比约为 $1:1 \sim 4:1$ 。阴极发光图像显示(图 5),绝大多数锆石结晶良好,发育明显的韵律环带,表明其为岩浆锆石^[25]。少量锆石具有核边结构,但是其锆石

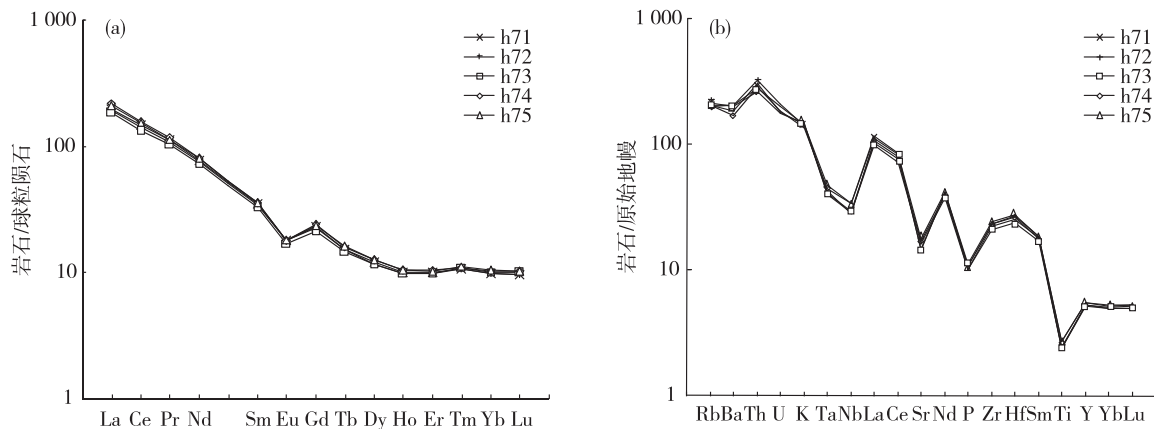


图 4 河棚钾长花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(a)(标准化值据文献[20])和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准化值据文献[21])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) of the moyite in the Hepeng region

Th/U值均远 >0.1 ,说明其为岩浆成因^[26]。从获得的测年结果看,核部和边部年龄基本一致,反映核边结构不是继承或捕获锆石所致,而是岩浆体系内锆石自然结晶形成的,因此,本次锆石测年结果可以代表钾长花岗岩的成岩年龄。

本次研究共计完成了河棚岩体(TW16)20 颗锆石 20 个测点的分析,其中 13 个测点有效数据、7 个测点数据异常,表 3 仅列出有效数据。结果显示,锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $120.3 \pm 2.2 \text{ Ma} \sim 132.6 \pm 3.0 \text{ Ma}$ (表 3), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $128.6 \pm 2.1 \text{ Ma}$ (图 6),说明该岩体的成岩年龄为早白垩世。



图 5 样品 TW16 锆石阴极发光图像及测点

Fig. 5 Cathodoluminescence image and test points of the zircon in sample TW16

表 3 河棚钾长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotope analysis results of the moyite in the Hepeng region

测点	$w/10^{-6}$		同位素比值								U-Pb 同位素年龄/Ma					
	^{232}Th	^{238}U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
1	285	208	1.37	0.056 4	0.005 5	0.155 3	0.013 6	0.020 5	0.000 4	477.8	247.2	146.5	12.0	131.1	2.7	
5	226	267	0.85	0.056 9	0.004 1	0.156 8	0.010 5	0.020 5	0.000 3	487.1	159.2	147.9	9.2	130.7	2.1	
6	665	398	1.67	0.052 8	0.004 4	0.150 9	0.011 7	0.020 8	0.000 5	320.4	188.9	142.8	10.3	132.6	3.0	
8	1 108	512	2.16	0.054 1	0.004 0	0.149 2	0.011 4	0.020 0	0.000 5	376.0	194.4	141.2	10.1	127.5	3.4	
10	778	289	2.69	0.051 6	0.003 9	0.150 1	0.009 8	0.020 7	0.000 6	333.4	174.1	142.0	8.7	131.9	3.7	
12	448	284	1.58	0.052 5	0.006 4	0.142 3	0.016 6	0.020 4	0.000 6	305.6	80.5	135.1	14.7	130.0	4.0	
13	625	435	1.44	0.053 8	0.004 4	0.151 3	0.013 2	0.020 3	0.000 4	364.9	185.2	143.0	11.7	129.8	2.4	
15	645	490	1.32	0.049 0	0.003 5	0.131 4	0.008 2	0.019 8	0.000 4	150.1	159.2	125.4	7.4	126.2	2.2	
16	672	479	1.40	0.057 2	0.003 4	0.146 5	0.008 2	0.018 8	0.000 3	498.2	133.3	138.8	7.3	120.3	2.2	
17	672	586	1.15	0.069 8	0.004 7	0.183 2	0.013 8	0.018 9	0.000 4	924.1	140.7	170.8	11.9	120.6	2.2	
18	637	452	1.41	0.053 7	0.005 1	0.142 5	0.013 8	0.019 1	0.000 3	366.7	219.4	135.3	12.3	122.1	2.2	
19	307	235	1.30	0.048 1	0.005 3	0.133 0	0.013 9	0.020 2	0.000 6	101.9	240.7	126.8	12.4	129.1	3.8	
20	379	303	1.25	0.050 9	0.004 1	0.138 4	0.011 6	0.019 8	0.000 4	235.3	187.0	131.6	10.4	126.2	2.2	

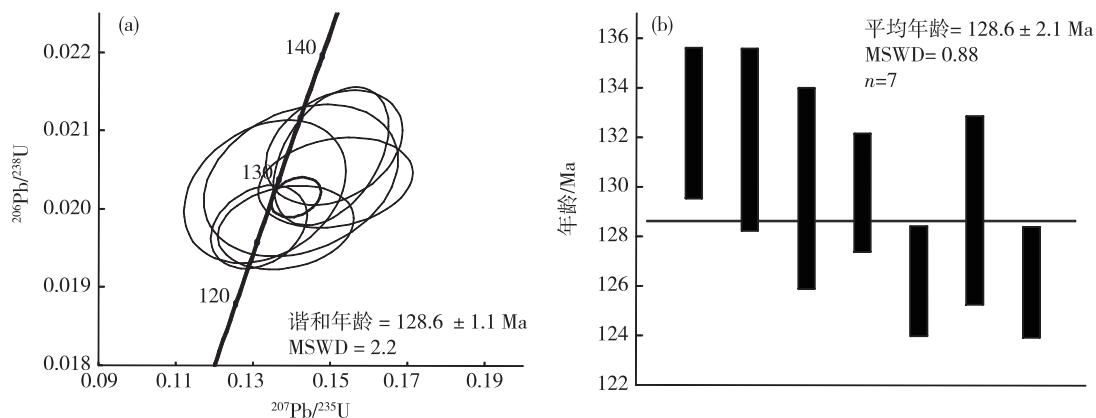


图 6 河棚钾长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄图(b)

Fig. 6 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram (a) and weighted ages (b) of the moyite in the Hepeng region

5 讨 论

5.1 形成时代

样品 TW16 参与有效年龄计算的 13 颗锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值集中于 120.3~132.6 Ma, 误差为 2.2~4.0 Ma, 获得河棚岩体的成岩年龄为 128.6 ± 2.1 Ma, 表明该岩体形成于燕山晚期, 是早白垩世早期岩浆活动的产物, 与北淮阳地区中生代火山岩喷发和其他岩体的年龄一致。

目前尚无关于河棚岩体年龄的报道, 本次采用 LA-ICP-MS 同位素定年方法, 获得锆石 U-Pb 同位素年龄为首次报道数据, 证明北淮阳地区部分中生代侵入岩形成于早白垩世^[21], 为深入研究该地区岩浆活动提供了新依据。

5.2 成因类型

河棚岩体是否为埃达克岩? 通过对比河棚岩体地球化学特征, 发现该岩体 Sr 含量、Sr/Y 值和 La/Yb 值均不高, 表明河棚钾长花岗岩不符合埃达克岩的地球化学特征。在 Sr/Y-Y 判别图解中, 样品均落入岛弧岩区(图略), 进一步说明河棚岩体非埃达克岩。在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 判别图解(图 7), 河棚岩体均落入 A 型花岗岩区域, 与分异的 I 型花岗岩或 S 型花岗岩相区别。

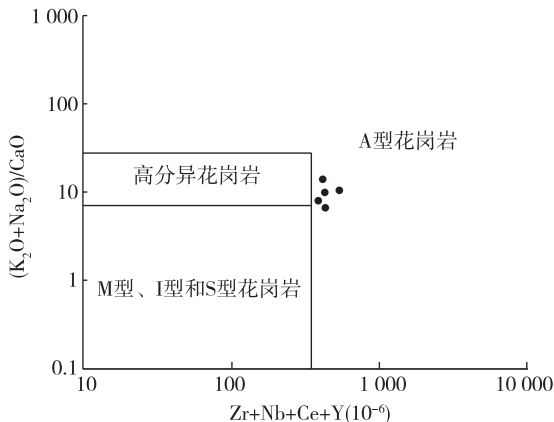


图 7 河棚岩体 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 图解(底图据文献^[27])

Fig. 7 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ diagram for the Hepeng pluton

杨玉柱^[28]、吴锁平^[29]、贾小辉^[30]、张旗^[31]等分别对 A 型花岗岩进行研究, 张旗^[32]认为 A 型花岗岩是富硅、富碱、贫水花岗岩类, 以贫 Al、Sr、Eu、Ba、

Ti、P 为特征, 形成于低压高温条件下, 对源区没有选择。河棚岩体基本具有这些特征, 说明河棚岩体属于 A 型花岗岩。A 型花岗岩又分为 A1 型花岗岩(非造山的 A 型花岗岩)和 A2 型花岗岩(造山的 A 型花岗岩), 利用 A 型花岗岩 Nb-Y-3Ga 和 Nb-Y-Ce 分类图解细分河棚岩体, 样品均落入 A1 型花岗岩区, 表明河棚岩体是非造山 A 型花岗岩(图 8)。

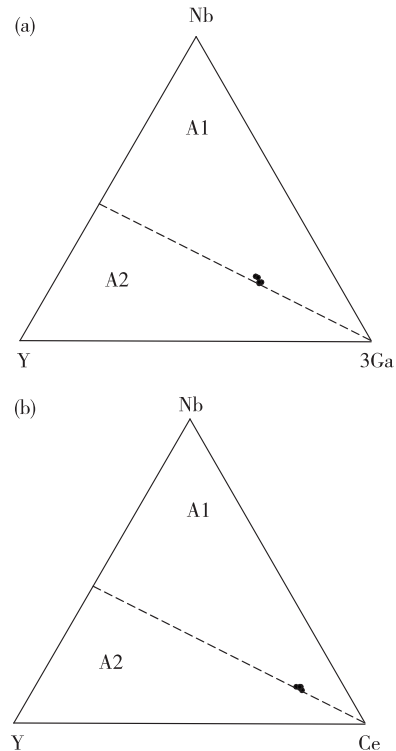


图 8 A 型花岗岩分类 Nb-Y-3Ga 图解(a)和 Nb-Y-Ce 图解(b)(底图据参考文献^[33])

Fig. 8 Nb-Y-3Ga (a) and Nb-Y-Ce (b) diagrams of A-type granite

A1-非造山 A 型花岗岩; A2-造山后 A 型花岗岩

5.3 构造环境

80 年代中期以来, 秦岭—大别造山带作为典型的大陆造山带引起国内外地质学界广泛关注, 普遍认为该造山带是华北和扬子两大板块碰撞作用的产物, 在约 230.9~243.9 Ma 华北板块与扬子板块碰撞拼合, 形成的大别造山带是一个典型的大陆造山带^[34-35]。在晚三叠世末—早中侏罗世, 强烈的挤压和陆内俯冲导致造山带地壳和岩石圈缩短增厚^[36-37]。晚侏罗世仍是造山挤压构造环境, 据马昌前等^[38]研究, 大别山地区中生代构造格局

转变的时间约为 135 Ma,为早白垩世。随着高钾质岩石尤其是钾玄岩系列花岗岩的侵位,该区实现了从挤压缩短到整体伸展的构造转换。在花岗岩构造环境 R_2 - R_1 判别图解(图 9)中,样品均落在晚造山期花岗岩区,表明河棚岩体形成于伸展构造环境。

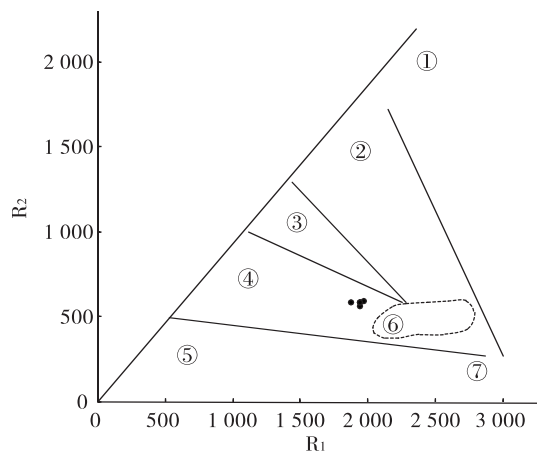


图 9 花岗岩构造环境 R_2 - R_1 判别图解(底图据参考文献[39])

Fig. 9 R_1 vs. R_2 discrimination diagram showing the tectonic environment of the granite

①地幔斜长花岗岩;②破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗岩;③板块碰撞后隆起期花岗岩;④晚造山期花岗岩;⑤非造山区 A 型花岗岩;⑥同碰撞(S 型)花岗岩;⑦造山期后 A 型花岗岩

6 结 论

(1)河棚岩体为似斑状细粒黑云钾长花岗岩, SiO_2 和碱质含量较高,属于偏铝质碱性系列岩石。稀土元素含量中等, La_N/Yb_N 与 LREE/HREE 值均较大, HREE 相对于 LREE 明显亏损, Eu 弱负异常,具较弱的 Ce 负异常,轻稀土分馏较明显,属轻稀土富集型。大离子亲石元素 Rb 、 Ba 、 K 富集,而 Sr 亏损;高场强元素 Th 、 U 、 Ce 、 Zr 、 Hf 明显富集,而 Nb 、 Ta 、 Ti 、 P 明显亏损,岩体整体亏损 HFSE,富集 LILE。

(2)河棚岩体 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 128.6 ± 2.1 Ma,表明该岩体形成于燕山晚期,是早白垩世早期岩浆活动的产物,代表河棚岩体的成岩年龄。

(3)河棚岩体岩石成因类型属于非造山 A 型花岗岩,形成于燕山晚期伸展构造环境。

注释

① 安徽省地质调查院.1:25 万六安市幅区域地质调查报告.2011.

参考文献

- [1] 徐树桐,江来利,刘贻灿,等.大别山(安徽部分)的构造格局和演化过程[J].地质学报,1992,66(1):1-14.
- [2] 周泰禧,陈江峰,张 巽,等.北淮阳花岗岩—正长岩带地球化学特征及其大地构造意义[J].地质论评,1995,41(2):144-151.
- [3] 杜建国,张 鹏,姜俊峰.安徽北淮阳地区构造岩相带的划分与对比[J].安徽地质,1996,6(1):19-27.
- [4] 杜建国.大别造山带中生代岩浆作用与成矿地球化学研究[D].合肥:合肥工业大学,2000.
- [5] 彭智.北淮阳东段基础地质评述[J].安徽地质,2004,14(3):172-176.
- [6] 彭智,陆三明,徐晓春.北淮阳构造带东段金—多金属矿床区域成矿规律[J].合肥工业大学学报(自然科学版),2005,28(4):364-368.
- [7] 陆三明,彭海辉,盛中烈.北淮阳构造带东段铅锌矿找矿远景[J].安徽地质,2002,12(2):114-119.
- [8] 陆三明,徐晓春,彭 智.北淮阳构造带东段隐爆角砾岩型多金属矿床的地质特征及成因[J].地质与勘探,2005,41(3):7-11.
- [9] 邱军强,彭智,陈芳,等.北淮阳东段杨家湾岩体地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及地质意义[J].华东地质,2016,37(2):89-96.
- [10] 徐志刚,陈毓川,王登红,等.中国成矿区带划分方案[M].北京:地质出版社,2008:133-135.
- [11] 张怀东,王波华,郝越进,等.安徽沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息[J].矿床地质,2012,31(1):41-51.
- [12] 陈跃志,桑宝梁.佛子岭群变质岩石学变质作用及时代的初步研究[J].中国区域地质,1995(3):280-288.
- [13] 汤加富,侯明金,石乾华,等.北淮阳地区变质地层序列与构造变形特征[J].安徽地质,1995,5(3):50-59.
- [14] 陈廷愚,牛宝贵,刘志刚,等.大别山腹地燕山期岩浆作用和变质作用的同位素年代学研究及其地质意义[J].地质学报,1991,65(4):329-336.
- [15] 黎彤.化学元素的地球丰度[J].地球化学,1976(3):167-173.
- [16] Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J].Geological Magazine,1969,106(4):370-384.
- [17] 钟华明,童劲松,鲁如魁,等.西藏日土北部松西—胜利

- 山一带燕山期高钾钙碱性花岗岩的地球化学特征及构造环境[J].地质通报,2007,26(6):730-738.
- [18] 任康绪,阎国翰,牟保磊,等.阿拉善断块富碱侵入岩岩石地球化学和 Nd、Sr、Pb 同位素特征及其富碱意义[J].地学前缘,2005,12(2):292-302.
- [19] 王世伟,周涛发,袁峰,等.铜陵舒家店岩体的年代学和地球化学特征研究[J].地质学报,2011,85(5):849-861.
- [20] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution[J]. Journal of Geology, 1984,94(4):57-72.
- [21] Sun S S, Mcdonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society London Special Publications,1989,42(1):313-345.
- [22] Liu Y, Gao S, Hu Z, et al. Continental and oceanic crust recycling—induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenolith[J]. Journal of Petrology,2010,51(1/2):537-571.
- [23] 侯可军,李延河,田有荣.LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J].矿床地质,2009,28(4):481-492.
- [24] Sláma J, Kosler J, Condon D J, et al. Pleovice zircon—a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. Chemical Geology,2008,249(1/2):1-35.
- [25] 吴元保,郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报,2004,49(16):1589-1604.
- [26] Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type [J]. Contributions to Mineralogy & Petrology,2002,143(5):602-622.
- [27] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 1987,95(4):407-419.
- [28] 杨玉柱,袁万明.A 型花岗岩的鉴别标志[J].河北地质学院学报,1993,16(2):621-626.
- [29] 吴锁平,王梅英,戚开静.A 型花岗岩的研究现状及其述评[J]. 岩石矿物学杂志,2007,26(1):57-66.
- [30] 贾小辉,王强,唐功建.A 型花岗岩的研究进展及意义[J].大地构造与成矿学,2009,33(3):465-480.
- [31] 张旗,冉焱,李承东.A 型花岗岩的实质是什么? [J]. 岩石矿物学杂志,2012,31(4):621-626.
- [32] 张旗.A 型花岗岩的标志和判别[J].岩石矿物学杂志,2013,32(2):267-274.
- [33] Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology,1992,20(7):641-644.
- [34] 李曙光, Hart S R, 郑双根,等.中国华北、华南陆块碰撞时代的钐—钕同位素年龄证据[J].中国科学(B辑),1989,19(3):312-319.
- [35] Ames L, Tilton G R, Zhou G. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites[J]. Geology,1993,21(4):339-342.
- [36] 任纪舜,陈廷愚,牛宝贵,等.中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[M].北京:科学出版社,1992:1-203.
- [37] Li C, Chen Y J, He S D. Age, mechanism and direction of East Qinling-Dabieshan lithosphere delamination: Petrological evidence and stipulation [J]. Chinese Journal of Geochemistry,2001,20(1):59-72.
- [38] 马昌前,杨坤光,明厚利,等.大别山中生代地壳从挤压转向伸展的时间:花岗岩的证据[J].中国科学(D辑),2001,33(9):817-827.
- [39] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters [J]. Chemical Geology,1985,48(1/4):43-55.

Geochemical characteristics and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology of the Hepeng intrusion in the eastern section of North Huaiyang and their geological significance

LU Xian-zhang¹, ZHOU Bo-wen^{2,3}, PENG Zhi¹, QIU Jun-qiang^{1,4}, CHEN Fang^{1,4},

DONG Ting-ting^{1,4}, LIU Bing-quan¹, CHEN Zhi-hong³

(1. Geological Survey of Anhui Province, Hefei 230001, China;

2. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

3. Nanjing Centre, China Geological Survey, Nanjing 210016, China;

4. Continental Mineralization Research Center of Anhui Province, Hefei 230001, China)

Abstract: The Hepeng intrusion, located in the Hepeng area in the eastern section of North Huaiyang, consists mainly of porphyritic fine-grained biotite-feldspar granite. It has high SiO₂ and alkali contents, belonging to the metaluminous alkaline rock series. The Hepeng intrusion is characterized by medium REE content, high La_N/Yb_N and LREE/HREE ratios, distinct HREE depletion relative to LREE, weak negative Eu anomalies and weaker negative Ce anomalies, and distinct fractionation of LREE relative to that of HREE, indicating it belongs to a LREE-enriched terrane. Large-ion lithophile elements (LILE), such as Rb, Ba and K, and high field strength element (HFSE), such as Th, U, Ce, Zr and Hf, are significantly enriched, while Nb, Ta, Sr, Ti and P are depleted. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating yields a ²⁰⁶Pb/²³⁸U age (128.6 ± 2.1 Ma) for the Hepeng intrusion, indicating the diagenetic age of the Hepeng intrusion is in late Yanshanian and the Hepeng intrusion was the product of the Early Cretaceous magmatic activity. Geochemical characteristics of major and trace elements show that the Hepeng intrusion belongs to the anorogenic A-type granites and formed in extensional tectonic environment at late Yanshanian period.

Key words: geochemistry; zircon U-Pb dating; tectonic environment; Hepeng intrusion; North Huaiyang