

文章编号: 0258-7106(2012)06-1227-10

# 宁芜盆地吉山铁矿床辉长闪长玢岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其地质意义\*

李锦伟<sup>1</sup>, 陈津华<sup>2</sup>, 曾键年<sup>1</sup>, 陆建培<sup>1</sup>, 张燕霞<sup>1</sup>, 李小芬<sup>1</sup>, 吴亚飞<sup>1</sup>, 陆顺富<sup>1</sup>

(1 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 2 浙江省地质调查院, 浙江 杭州 311203)

**摘要** 吉山铁矿床是宁芜火山岩盆地中的重要矿床, 矿体主要产于辉长闪长玢岩体内。对吉山辉长闪长玢岩体运用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年技术进行年龄测试, 结果为 $(130.0 \pm 1.0)$  Ma, 代表成岩年龄。结合地质事实与前人研究成果, 推测吉山铁矿床的成矿时间约为 130 Ma 或稍后。年代学研究中出现的年龄值 $(1885 \pm 14)$  Ma, 与扬子克拉通的基底年龄值相吻合, 暗示宁芜地区可能存在古元古代基底。吉山辉长闪长玢岩成岩及玢岩型铁矿床成矿作用所对应的地球动力学背景为中生代发生的中国东部岩石圈大规模减薄事件。

**关键词** 地球化学, SHRIMP 锆石 U-Pb 定年, 辉长闪长玢岩, 宁芜盆地, 地球动力学背景

中图分类号: P618.31

文献标志码: A

## SHRIMP zircon U-Pb dating of gabbro-diorite porphyrite in Jishan iron ore deposit of Ningwu basin and its geological significance

LI JinWei<sup>1</sup>, CHEN JinHua<sup>2</sup>, ZENG JianNian<sup>1</sup>, LU JianPei<sup>1</sup>, ZHANG YanXia<sup>1</sup>, LI XiaoFen<sup>1</sup>,  
WU YaFei<sup>1</sup> and LU SunFu<sup>1</sup>

(1 Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

2 Zhejiang Institute of Geological Survey, Hangzhou 311203, Zhejiang, China)

### Abstract

The Jishan iron ore deposit is one of the important deposits in Ningwu volcanic basin. Ore bodies occur mainly in the gabbro-diorite porphyrite pluton. SHRIMP zircon U-Pb dating shows that the petrogenetic age of the gabbro-diorite porphyrite pluton is  $(130.0 \pm 1.0)$  Ma. In combination with geological survey and the previous studies, the authors hold that the metallogenic age of the Jishan iron ore deposit was about 130 Ma or later. The single age  $(1885 \pm 14)$  Ma in the chronologic research is consistent with the age of the Yangtze craton basement, suggesting that the Early Proterozoic basement may exist in Ningwu basin. The geodynamic setting corresponding to the diorite porphyrite pluton and the porphyrite-type iron deposit in Jishan was the large-scale Mesozoic lithospheric thinning event in eastern China.

**Key words:** geochemistry, SHRIMP zircon U-Pb dating, gabbro-diorite porphyrite, Ningwu basin, geodynamic setting

\* 本文为中国地质调查局资源评价项目(编号:1212010781014, 1212010660404)及中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室开放基金课题(编号:MGMR2001-1)资助成果

第一作者简介 李锦伟,男,1989年生,硕士研究生,矿产普查与勘探专业,主要研究方向为矿床学和成矿规律与成矿预测。Email: 279346859@qq.com

收稿日期 2012-01-02; 改回日期 2012-11-03。张绮玲编辑。

宁芜地区是长江中下游多金属成矿带玢岩型铁矿的主要矿集区,产出一套在时间、空间和成因上与辉长闪长(玢)岩体关联的铁矿床组合(宁芜研究项目编写小组,1977),即“玢岩铁矿”。自上世纪七十年代以来,很多学者对本区构造-岩浆-成矿系统进行了深入研究(宁芜项目编写小组,1977;陈毓川等,1982;卢冰等,1990;常印佛等,1991;翟裕生等,1992);近年来,随着同位素精确定年技术的不断发展,许多学者通过年代学研究来认识本区矿床成因及与成岩成矿相关联的地质事件和地球动力学背景(余金杰等,2002;张旗等,2003;马芳等,2006,2010;闫峻等,2009;侯可军等,2010;胡劲平等,2010;袁顺达等,2010;薛怀民等,2010;范裕等,2010;袁峰等,2011;周涛发等,2011;段超等,2011)。然而,前人的年代学研究主要集中在宁芜盆地的4个火山岩旋回及盆地中部南山矿田的含矿玢岩体中,而对盆地北部吉山-梅山矿田含矿玢岩体的年代学研究甚少。鉴于此,本文应用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年技术对吉山铁矿床的辉长闪长玢岩进行测年,以约束该矿床的形成年代,并讨论了它的地质意义。

## 1 地质背景

宁芜地区位于下扬子地块北缘的长江中下游凹陷带内,从南京至芜湖呈 NEE 向展布,东、西、南、北分别以方山-小丹阳断裂、长江断裂带、芜湖断裂和南京-湖熟断裂为边界(图 1A),为长江中下游主要的 8 个火山岩盆地之一。区内分布的地层主要有三叠系上青龙组( $T_2q$ )海相碳酸盐岩建造和黄马青组( $T_3h$ )海陆交互相到陆相砂页岩建造、侏罗系象山群( $J_{1,2x}$ )陆相碎屑岩建造和西横山组( $J_3x$ )类磨拉石建造、白垩纪火山岩系、上白垩统浦口组( $K_2p$ )含砾砂岩和赤山组( $K_2c$ )细砂岩,以及覆盖在火山岩上的第三系砂砾岩及第四系沉积物(宁芜研究项目编写小组,1977)。其中,火山岩系从古到新分别为龙王山组、大王山组、姑山组、娘娘山组 4 个喷发旋回,岩性以中偏基性为主,主体属于橄榄玄粗岩系,只有少量属于高钾钙碱性岩系(王元龙等,2001)。区内断裂构造极为发育,构成宁芜盆地边界和盆地内部骨架的断裂主要为 NNE 向—近 SN 向纵向基底断裂和 NW 向—近 EW 向的横向基底断裂。

吉山铁矿床位于宁芜矿集区北部,矿区南北出露的地层为龙王山组白色、灰色凝灰岩,凝灰角砾岩

和安山岩,及第四系堆积层。矿区内存在辉长闪长玢岩和石英闪长玢岩 2 类浅成-超浅成次火山岩体(图 1B)。两者均侵入于龙王山组中,石英闪长玢岩侵入时间比辉长闪长玢岩要晚,辉长闪长玢岩是玢岩铁矿的成矿母岩(宁芜研究项目编写小组,1977)。该岩体在吉山矿区内以岩株形式沿 NW 向产出,出露于面积达  $9 \text{ km}^2$ 。

如图 1C,吉山铁矿床的矿体主要发育在辉长闪长玢岩体中,受到岩体顶部角砾岩化带与近接触带冷缩裂隙带控制(宁芜研究项目编写小组,1977),矿体呈透镜状或似层状产出,产状接近水平。大部分矿体呈隐伏状态产出,少部分矿体出露地表。

## 2 样品分析及结果

### 2.1 采样位置及岩相学特征

本次样品(10NW03)来自吉山铁矿周边的岩石中,岩性为辉长闪长玢岩,样品质量  $15 \text{ kg}$ ,有较弱的蚀变。

样品采集点地理坐标为:  $31^\circ 52' 3.5'' \text{N}$ ,  $118^\circ 44' 28.3'' \text{E}$ 。样品手标本具块状构造,颜色为浅灰色并带有绿色色调。显微镜下(图 2),岩石具斑状结构,基质细-隐晶质。斑晶以斜长石为主(约 20%),粒度  $0.5 \sim 2.0 \text{ mm}$ ,板状及板柱状,聚片双晶清楚,双晶纹中等,偶见环带,局部发生绢云母化;其次是普通辉石(约 10%),粒度  $0.3 \sim 1.0 \text{ mm}$ ,半自形-自形柱状,单偏光镜下略显褐色,最高干涉色二级中部。基质整体呈不等粒状,以斜长石(约 45%)为主,还有部分辉石(约 25%),另见不透明金属矿物(约 5%)星散分布。

### 2.2 测试方法

先对样品用常规方法进行粉碎至约  $300 \mu\text{m}$ ,用浮选和电磁选等方法分选出单颗粒锆石,然后在双目镜下挑选出晶形完好、纯净的锆石颗粒,将其与标准锆石(TEM)一起在玻璃板上用环氧树脂固定制靶。对样品靶表面进行磨蚀抛光至锆石新鲜面出露,在显微镜下对靶上锆石进行透射光和反射光的观察照相,选择晶形良好的锆石进行阴极发光(CL)分析。阴极发光(CL)观察与照相在中国地质科学院北京离子探针中心的电子探针室完成。

在阴极发光图像中(图 3),锆石晶体粒径集中在  $50 \sim 80 \mu\text{m}$  之间,部分锆石自形程度较好,并可见明显的岩浆震荡环带(如 1 号、2 号等);部分锆石呈自

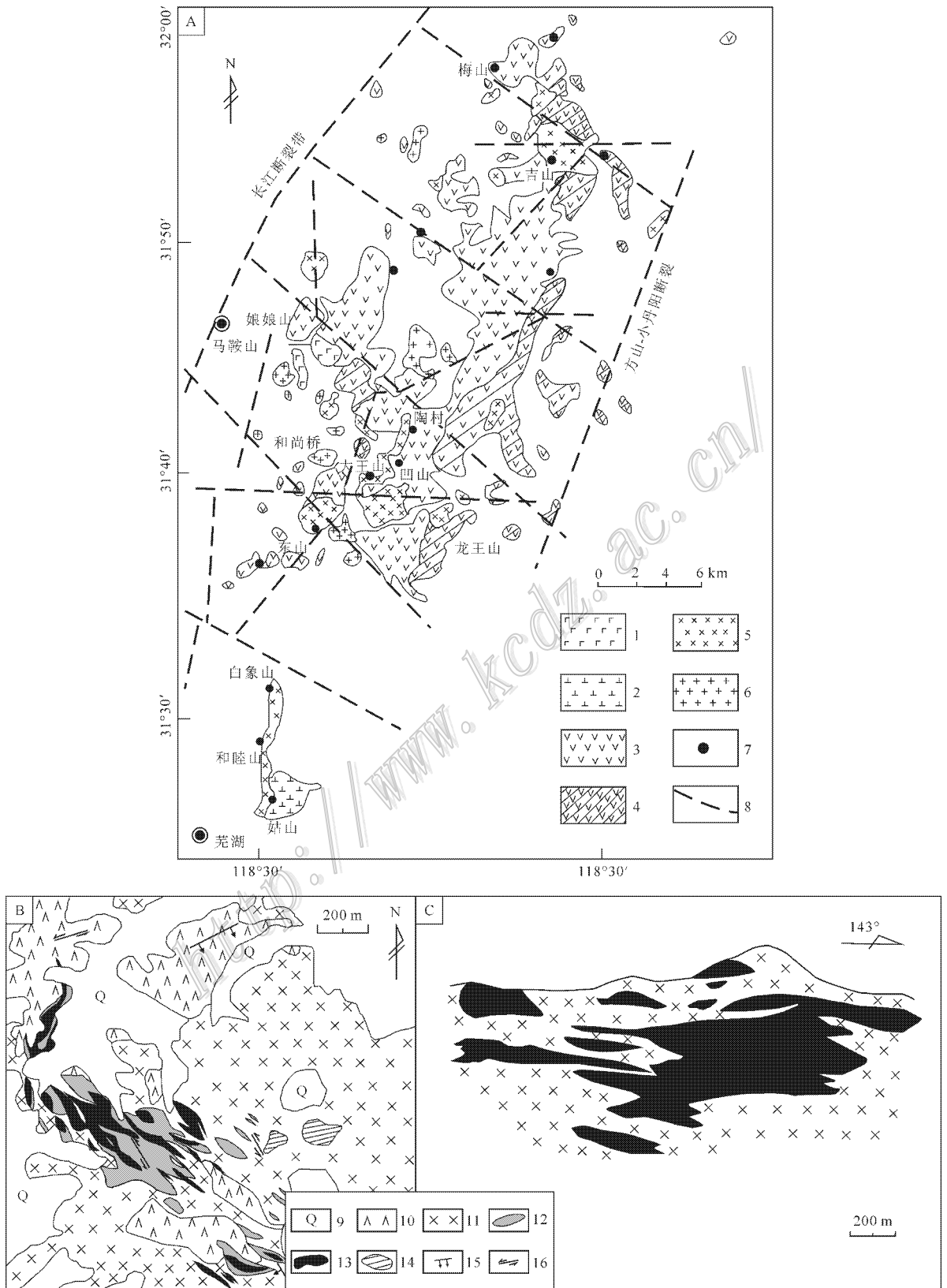


图 1A. 宁芜盆地地质简图(据宁芜研究项目编写小组,1977);B. 吉山铁矿矿区地质图(据刘绍峰,2009);  
C. 吉山铁矿床纵剖面图(据宁芜研究项目编写小组,1977)

- 1—娘娘山组( $K_2n$ )火山岩;2—姑山组( $K_2g$ )火山岩;3—大王山组( $K_2d$ )火山岩;4—龙王山组( $K_2l$ )火山岩;5—闪长玢岩;6—花岗岩;  
7—铁矿床;8—断裂;9—第四系沉积物;10—石英闪长玢岩;11—辉长闪长玢岩;12—磁铁矿化辉长闪长玢岩;13—铁矿体;  
14—次生石英岩;15—正断层;16—平移断层

Fig. 1 A. Sketch geological map of Ningwu volcanic basin (after Ningwu Research Group, 1977); B. Geological map of the Jishan iron ore district (after Liu, 2009); C. Longitudinal geological section of the Jishan iron ore deposit (after Ningwu Research Group, 1977)

- 1—Lava of Niangniangshan Formation( $K_2n$ ); 2—Lava of Gushan Formation( $K_2g$ ); 3—Lava of Dawangshan Formation( $K_2d$ ); 4—Lava of Longwangshan Formation( $K_2l$ ); 5—Diorite porphyrite; 6—Granite; 7—Iron ore deposit; 8—Fracture; 9—Quaternary sediments; 10—Quartz diorite porphyrite; 11—Gabbro-diorite porphyrite; 12—Magnetitized gabbro-diorite porphyrite; 13—Iron ore body; 14—Secondary quartzite; 15—Normal fault; 16—Strike-slip fault

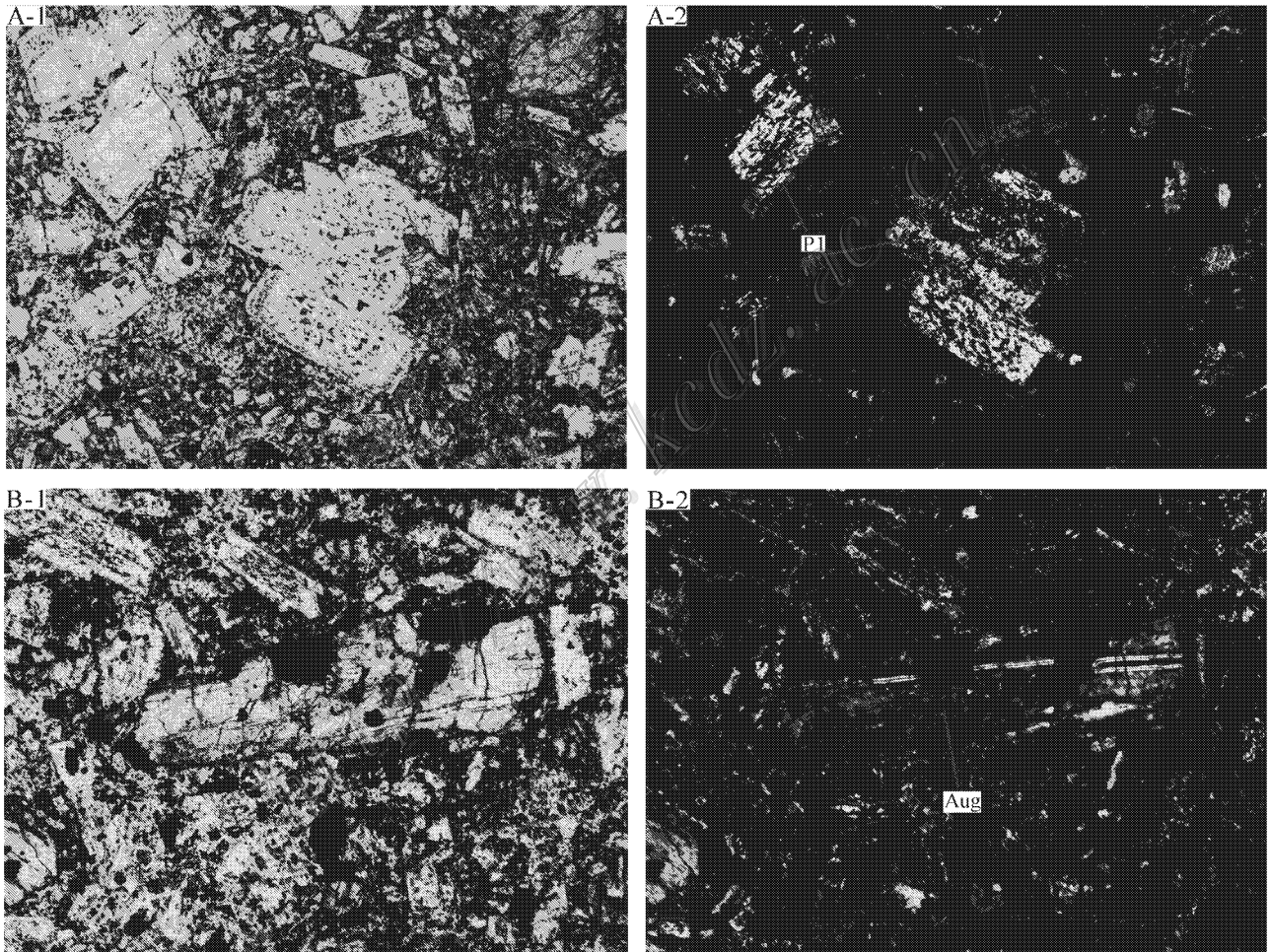


图2 显微镜下样品特征

- A. 斜长石斑晶,局部发生绢云母化(A-1为单偏光,A-2为正交偏光, $d=5.6\text{ mm}$ ); B. 辉石斑晶(B-1为单偏光,B-2为正交偏光, $d=2.24\text{ mm}$ ); Pl—斜长石, Aug—普通辉石

Fig. 2 Characteristics of the sample under microscope

- A. Plagioclase phenocryst, with partial sericitization (A-1—Plainlight, A-2—Crossed nicols,  $d=5.6\text{ mm}$ );  
B. Augite phenocryst (B-1—Plainlight, B-2—Crossed nicols,  $d=2.44\text{ mm}$ ); Pl—Plagioclase; Aug—Augite

形-半自形,边部也发育有明显的结晶环带,但锆石中心存在“白点”类的继承核(如11号、19号等);还

有个别锆石(8号)形态呈次圆形,他形,可见云雾状分带,无韵律环带,符合变质锆石的阴极发光特征。

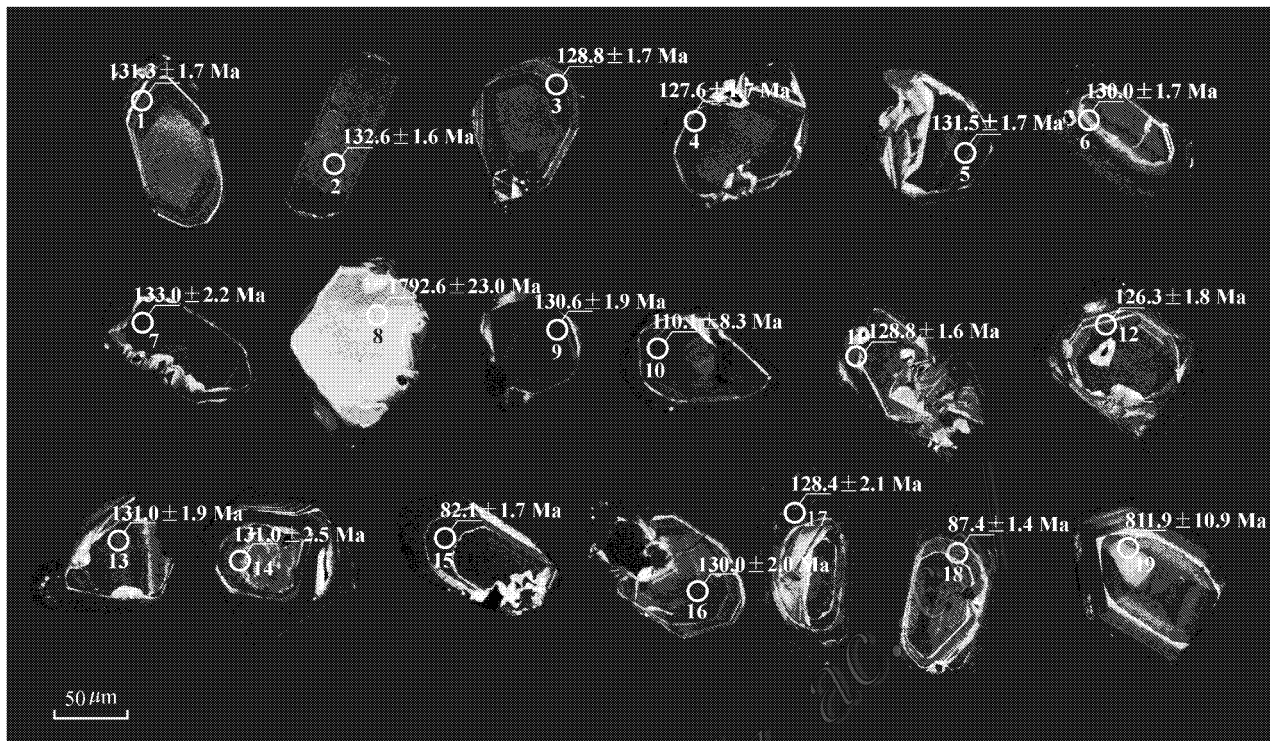


图 3 吉山辉长闪长玢岩分析锆石的阴极发光 (CL) 图像

图中标注年龄为  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of selected zircons from Jishan gabbro-diorite porphyrite  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages labeled in the diagram

为了获取样品的准确年龄信息,选择大部分锆石中发育明显的结晶环带作为分析点,此外还选取 8 号锆石内部和 19 号锆石核部“白点”作为分析点进行对比研究。

本次锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院北京离子探针中心的 SHRIMP II 上进行,测试原理与详细分析过程参考 Compston 等(1992)和 Williams 等(1987)的相关文献。分析时采用跳峰扫描,记录  $\text{ZrO}^+$ 、 $^{204}\text{Pb}^+$ 、背景值、 $^{207}\text{Pb}^+$ 、 $^{208}\text{Pb}^+$ 、 $\text{U}^+$ 、 $\text{Th}^+$ 、 $\text{UO}^+$  和  $\text{ThO}^+$  九个离子束峰,每 7 次扫描记录一次平均值,一次离子流约为 4.5 nA,加速电压为约 10 kV 的  $\text{O}^+$ ,样品靶上的离子束斑直径约为 25~30  $\mu\text{m}$ ,质量分辨率约 5000(1% 峰高)。应用澳大利亚地调局标准锆石 TEM(母岩为年龄 417 Ma 的闪长岩体,采自澳大利亚堪培拉附近)进行元素间的分馏校正,应用澳大利亚国立大学地学院参考锆石 SL13 [年龄 572 Ma,  $w(\text{U}) 238 \times 10^{-6}$ ] 标定所测锆石的 U、Th 和 Pb 含量。为确保测试结果可靠,分析时每测完 4 次样品靶上锆石后测定一次标准锆石 (TEM),以控制分析仪器的稳定性和离子记数统计

的精确性。分析数据处理采用 Ludwig(1999,2001) 的 ISOPLOT 及 SQUID1.02 程序。

### 3.3 分析结果

通过上述的样品测试过程,得到分析结果列于表 1 表中所列单个数据点的误差均为  $1\sigma$ ,加权平均年龄具 95% 的置信度。据 Hoskin 等(2000),岩浆锆石的 Th/U 比值一般大于 0.5,变质老锆石的 Th/U 比值一般小于 0.1,但也存在变质增生锆石的 Th/U 比值高达 0.7 的例子(Vavra 等,1999),因此仅靠锆石的 Th/U 比值来区分岩浆锆石和变质锆石显然是不合理的。然而由于变质重结晶作用使 Th、U 等元素被逐出晶格,同一地区变质锆石的 Th、U 含量总是比岩浆锆石的 Th、U 含量要低得多(吴元保等,2004)。由表 1 中可知,该样品 19 个分析点的 Th/U 比值均大于 0.5,符合岩浆锆石 Th/U 比值的一般特征。根据  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值将其分为大于 800 Ma(8 号和 19 号)、小于或接近 110 Ma(10 号、15 号和 18 号)和 130 Ma 左右(剩余 14 个)3 组,这三组数据的 Th、U 值具有一定规律,统计 130 Ma 左右的 14 个点的  $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$  平均分别为 2445  $\mu\text{g}/\text{g}$  和 994  $\mu\text{g}/\text{g}$ ,

表 1 吉山铁矿辉长闪长玢岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果  
Table 1 SHRIMP U-Pb analyses of zircons from the Jishan gabbro-diorite porphyrite

分析点号	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}}{10^{-6}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}$	误差(±%)	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}$	误差(±%)	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$	误差(±%)	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}$ 年龄/Ma	误差(1σ)	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}$ 年龄/Ma	误差(1σ)
1	1120	3895	0.9600	1.6	0.0206	1.3	0.21	1.9	131.3	1.7	332	100
2	2032	1488	0.0545	1.2	0.0208	1.2	0.15	1.8	132.6	1.6	119	68
3	981	2720	0.0532	1.8	0.0202	1.3	0.19	2.0	128.8	1.7	2	113
4	1167	3585	0.0618	1.6	0.0200	1.3	0.20	1.9	127.6	1.7	157	132
5	996	2390	0.0506	1.9	0.0206	1.3	0.18	2.0	131.5	1.7	23	102
6	952	2201	0.0536	1.9	0.0204	1.3	0.14	2.4	130.0	1.7	-181	154
7	1156	2754	0.0584	1.6	0.0209	1.7	0.21	2.1	133.0	2.2	114	111
8	197	105	0.1164	0.8	0.3206	1.5	5.16	1.7	1792.6	23.0	1885	14
9	869	1961	0.0556	1.9	0.0205	1.5	0.17	2.3	130.6	1.9	223	113
10	1748	8602	0.3257	2.9	0.0173	7.6	1.00	3.6	110.4	8.3	1268	1374
11	1137	2486	0.0541	1.7	0.0202	1.3	0.18	1.9	128.8	1.6	132	85
12	1391	4525	0.1051	1.4	0.0198	1.5	0.24	2.2	126.3	1.8	337	277
13	1323	3953	0.0524	1.6	0.0205	1.4	0.13	2.3	131.0	1.9	148	66
14	792	2274	0.0809	1.7	0.0205	1.9	0.12	3.9	131.0	2.5	243	222
15	1923	10454	0.2206	0.8	0.0128	2.1	1.39	1.5	82.1	1.7	1439	276
16	1180	3898	0.0847	5.0	0.0204	1.6	0.14	8.7	130.0	2.0	410	271
17	600	1454	0.1182	2.0	0.0201	1.7	0.11	7.2	128.4	2.1	362	348
18	1711	6187	0.1452	1.0	0.0137	1.6	0.06	7.7	87.4	1.4	739	243
19	172	110	0.0716	1.6	0.1342	1.4	1.30	2.2	811.9	10.9	786	76

注: 假设 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{232}\text{Th}$ 年龄谱校正普通铅, 采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。

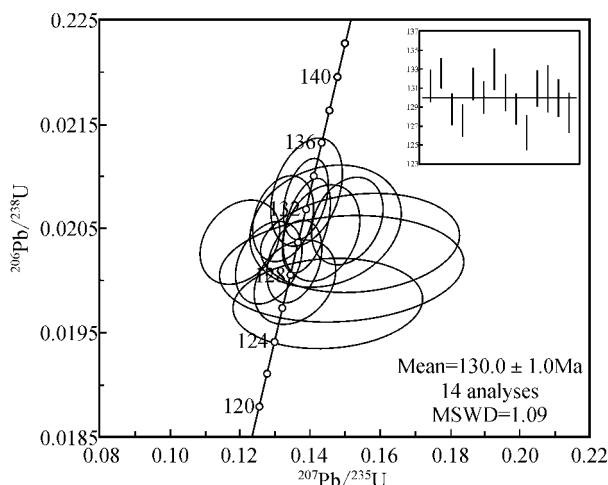


图 4 吉山辉长闪长玢岩锆石 U-Pb 谐和曲线

Fig. 4 U-Pb concordia curve of zircons from the Jishan gabbro-diorite porphyrite

Th/U 平均值为 2.46, 大于 800 Ma 组的 Th、U 含量和 Th/U 比值均比 130 Ma 左右组的值要低出许多, 而小于或接近 110 Ma 组的 Th、U 含量和 Th/U 比值却比 130 Ma 左右组的值高出许多(表 1)。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值为 130 Ma 左右的 14 个分析点所得数据集中, 误差较小, 认为可以代表吉山岩体锆石主体年龄值。利用 ISOPLOT 软件将 14 个锆石点的分析结果绘成谐和曲线图(图 4), 这 14 个点都位于谐和曲线上或附近, 几乎没有偏离谐和曲线, 因此将这 14 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  的加权平均年龄( $130.0 \pm 1.0$ ) Ma (MSWD=1.9) 作为吉山辉长闪长玢岩中锆石的结晶年龄。大于 800 Ma 组中, 8 号锆石呈现变质锆石的阴极发光特征, 19 号锆石分析点所在位置为“白点”继承核的边部, 这两个分析点贫 Th、U, 获得的年龄值偏大, 说明它们代表继承锆石或在火山喷发过程中的捕获锆石。小于或接近 110 Ma 组的 3 个分析点位于锆石的结晶环带部位, 但 Th/U 值明显偏高, 认为是受到后期热液中的 Th 进入晶格置换 Zr 或其他元素所导致的, 这组年龄可能代表了后期的一次或多次热事件。

## 3 讨论

### 3.1 成岩成矿时代

近年来, 锆石 U-Pb 测年技术在宁芜盆地火山岩的年代学研究中得到了广泛的应用(张旗等, 2003; 闫峻等, 2009; 周涛发等, 2011)。应用 LA-ICP-MS

锆石 U-Pb 定年方法对宁芜盆地火山岩年龄值测试表明(曾键年等, 待发表资料), 4 个火山旋回从下至上, 龙王山组、大王山组、姑山组和娘娘山组的年龄值分别为( $132.3 \pm 1.0$ ) Ma、( $130.4 \pm 1.6$ ) Ma、( $128.1 \pm 1.9$ ) Ma 和 ( $127.2 \pm 1.1$ ) Ma。对比近年来沿江地区其他断陷盆地的火山岩精细测年数据结果(表 2), 从区域地质证据和火山活动的一般规律上推论, 将该区火山岩浆活动时间限定在 134 ~ 127 Ma 之间。

对于与玢岩铁矿有关的闪长玢岩的形成年代, 根据其野外地质特征和岩石地球化学特征, 许多学者认为闪长玢岩与大王山旋回火山岩关系密切(宁芜研究项目编写小组, 1977; 胡劲平等, 2010; 周涛发等, 2011)。近年来, 相关文献中报道的宁芜盆地含矿闪长玢岩锆石 U-Pb 年龄值在 131.1 ~ 128.2 Ma 之间, 主要集中在 130 Ma(范裕等, 2010; 薛怀民等, 2010; 段超等, 2011)。本次研究获得的吉山辉长闪长玢岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 ( $130.0 \pm 1.0$ ) Ma, 年龄值误差较小, 分析精度较高, 该年龄值正好对应于大王山组火山旋回年龄(表 2), 符合闪长玢岩侵入于大王山组地层的野外地质实际情况。这些均表明, 本次测定的吉山辉长闪长玢岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄值具有较高的可信度, 能够代表该岩体的形成年代。

吉山矿床的玢岩铁矿体与辉长闪长玢岩体空间关系密切, 矿体以透镜状或似层状产于岩体内部, 同时根据岩体被成矿流体交代蚀变、矿体穿插等野外地质事实, 认为成矿作用要晚于成岩作用。据宁芜研究项目编写小组(1977)研究表明, 铁矿化是火山-侵入活动过程中另一种形式的继续, 岩浆分异演化、围岩蚀变和矿化几乎保持着一致性, 矿床形成年龄与岩体年龄的差距很小, 矿床很可能形成于岩体成岩的晚期。综上所述, 认为吉山铁矿床的成矿时代应在 130 Ma 或稍后。

### 3.2 宁芜盆地古元古代基底探讨

上世纪七十年代起, 学者们一致认为宁芜地区是一个以前震旦系为基底的凹陷盆地。但几乎在整个长江中下游地区, 人们一直都没能找到古老的变质基底, 这种情况直到上世纪九十年代才改变。刑凤鸣等(1993)在安徽怀宁董岭地区采集董岭群斜长角闪片岩进行 Sm-Nd 同位素定年, 测定年龄为 2000 ~ 1900 Ma。凌文黎等(2000)依据扬子克拉通出露基底岩系的 Sm-Nd 同位素年龄研究, 推测在约 2.0 ~ 1.85 Ga 之间整个扬子陆块发生了一次强烈的构造热

表 2 长江中下游断陷盆地火山岩锆石 U-Pb 测年数据对比

Table 2 Zircon U-Pb dating comparison of volcanic rocks in the middle and lower Yangtze River fault subsidence basins

盆地	火山岩地层	年龄/Ma	方法	资料来源
宁芜盆地	娘娘山组	127.2 ± 1.1	LA-ICP MS U-Pb	曾键年等(待发表资料)
	姑山组	128.1 ± 1.9		
	大王山组	130.4 ± 1.6		
	龙王山组	132.3 ± 1.0		
庐枞盆地	浮山组	127.1 ± 1.2	LA-ICP MS U-Pb	周涛发等, 2008
	双庙组	130.5 ± 0.8		
	砖桥组	134.1 ± 1.6		
	龙门院组	134.8 ± 1.8		
繁昌盆地	三梁山组	128.1 ± 3.1	LA-ICP MS U-Pb	袁峰等, 2010
	蝌蚪山组	130.8 ± 2.2		
	赤砂组	131.3 ± 1.8		
金牛盆地	大寺组	128.0 ± 1.0	SHRIMP U-Pb	谢桂青等, 2006
溧水盆地	龙王山组	128.7 ± 1.8	LA-ICP MS U-Pb	禹尧等, 2009

事件。这次事件构成扬子地区最早期的初生地壳和基底,导致扬子陆块形成了统一的基底。高山等(2001)通过对扬子陆块的崧岭高级变质地体奥长花岗岩片麻岩和变沉积岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年,厘定出奥长花岗岩的侵位年龄为 2947~2903 Ma,在变沉积岩中发现了 3.3 Ga 的碎屑锆石,证实扬子克拉通存在太古代陆壳物质。在宁芜盆地,张旗等(2003)和侯可军等(2010)对盆地内火山岩和侵入岩年代学研究中均获得古老的锆石年龄。本次工作中分析点 8 和 19 可能就是岩浆侵入时捕获的古老锆石。分析点 8 给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为(1792.6 ± 23.0) Ma,如果年龄值大于 1400 Ma,考虑到古老锆石存在铅丢失的问题,通常是使用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值作为其可靠年龄来讨论,分析点 8 给出的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为(1885 ± 14) Ma,分析点 19 给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为(811.9 ± 10.9) Ma。8 号锆石符合变质锆石的阴极发光特征,其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值可以代表它的形成时代;19 号锆石的分析点则正好位于“白点”继承核的边部,由于打在与外环带的交界处导致得到没有明确地质意义的混合年龄。对比靶内其他锆石,8 号锆石和 19 号锆石在阴极发光下颜色较亮,明显贫 Th、U(表 1),很可能就是基底岩石在中高级区域变质作用下发生了 Th、U 丢失造成的。这些证据,进一步说明宁芜盆地存在古元古代基底的可能性。

### 3.3 岩浆-成矿地球动力学背景

据据王文斌等(1996)研究,长江中下游地区在新太古代已经形成古陆核,陆壳于古元古代初步形

成,之后陆壳快速增长直至新元古代完成克拉通化。新太古代—古元古代和中元古代变质岩系构成了长江中下游地区的基底,年代学研究中出现的年龄值(1885 ± 14) Ma,与扬子克拉通的基底年龄值相吻合,也暗示宁芜地区存在古元古代基底的可能性。同时,在燕山期侵入岩中发现了古老锆石,暗示着古元古代基底可能是本区燕山期成矿岩浆的物质来源之一。

Mao 等(2003)通过对华北及邻区的大量金属矿床测年数据总结,认为中国东部中生代 200~160 Ma、140 Ma 左右和 130~110 Ma 三次大规模成矿时限分别对应了碰撞造山、构造体制大转折和岩石圈减薄三大事件。本文获得辉长闪长玢岩的年龄为 130 Ma,表明吉山铁矿的成岩成矿作用主要受中国东部岩石圈伸展减薄控制。对于中国东部岩石圈减薄的机制主要有岩石圈重物质拆沉和软流圈轻物质上涌热侵蚀两种认识,两种模式可能是相互促进的,但减薄的主要机制应该是“突发性”的机械拆沉(薛怀民等,2010)。拆沉作用使岩石圈变薄,甚至可能造成岩石圈地幔或部分下地壳的丢失(吴福元等,2003),因此将诱发软流圈的物质上涌,在压力减低的环境下岩石圈地幔熔融分离出大量钾玄质岩浆。在这一深部过程中,Fe 等亲地幔元素被活化萃取而与幔源岩浆一起上升,随着物理化学环境的改变,在岩浆冷凝固结成岩的过程中或成岩之后,成矿物质在有利的构造位置聚集成矿。

在燕山运动晚期(100~83 Ma),华北地区形成了以 NW 向为主的挤压应力场,致使包括宁芜盆地



在内的伸展凹陷盆地的构造体制发生了不同程度的反转(董树文等, 2007)这种构造体制的变化必然引发盆地内的热液活动。3 件样品中获得的较低年龄值(小于或接近 110 Ma 组)指示了火山岩体和铁矿床形成之后可能经受了上述的热事件。对于火山岩是否存在后期热液叠加改造作用,有待于进一步的成矿作用地球化学和矿床年代学研究。

## 4 结 论

(1) 火山岩的结晶年龄为(130.0 ± 1.0) Ma, 以此约束火山岩成矿年龄约为 130 Ma 或稍后, 两者均形成于早白垩世。

(2) 本次测试中出现的古老年龄值(1885 ± 14) Ma, 与扬子克拉通的基底年龄值相吻合, 暗示宁芜地区可能存在古元古代基底。

(3) 火山岩成岩及玢岩型铁矿床成矿作用对应的动力学背景为中生代发生的中国东部岩石圈大规模减薄事件。

志 谢 野外调研和取样得到南京地质矿产研究所郭坤一研究员、曾勇教授级高工的支持与帮助, 中国地质科学院离子探针中心万渝生研究员为本文 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定提供了多方帮助, 审稿专家提出了重要的修改意见, 在此一并感谢。

## 参考文献/References

常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社. 71-76.

陈毓川, 张荣华, 盛继福, 艾永德. 1982. 玢岩铁矿矿化蚀变作用及成矿机理[J]. 中国地质科学院院报矿床地质所刊, 1: 1-24.

董树文, 张岳桥, 龙长兴, 杨振宇, 季强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释[J]. 地质学报, 81(11): 1449-1461.

段超, 毛景文, 李延河, 侯可军, 袁顺达, 张成, 刘佳林. 2011. 宁芜盆地火山岩铁矿床辉长闪长玢岩和花岗岩闪长斑岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 85(7): 1159-1171.

范裕, 周涛发, 袁峰, 张乐峻, 钱兵, 马良, David R C. 2010. 宁芜盆地闪长玢岩的形成时代及对成矿的指示意义[J]. 岩石学报, 26(9): 2715-2728.

高山, Qiu Y, 凌文黎, McNaughton N J, Groves D I. 2001. 崆岭高级变质体单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究——扬子克拉通 > 3.2 Ga 陆壳物质的发现[J]. 中国科学(D 辑), 31(1): 27-

35.

侯可军, 袁顺达. 2010. 宁芜盆地火山-次火山岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报, 26(3): 888-902.

胡劲平, 蒋少涌. 2010. 宁芜盆地浅成侵入岩的锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究及其地质意义[J]. 高校地质学报, 16(3): 294-308.

刘绍峰. 2009. 宁芜地区火山和火山岩铁矿床特征和成因(硕士论文)[D]. 导师: 杜杨松. 北京: 中国地质大学. 14 页.

凌文黎, 高山, 张本仁, 周炼, 徐启东. 2000. 扬子克拉通古元古代晚期构造热事件与扬子克拉通演化[J]. 科学通报, 45(21): 2343-2348.

卢冰, 胡受奚, 简雨时, 叶水泉. 1990. 宁芜型铁矿床成因和成矿模式[J]. 矿床地质, 9(1): 13-24.

马芳, 蒋少涌, 姜耀辉, 王汝成, 凌洪飞, 倪培. 2006. 宁芜地区玢岩铁矿 Pb 同位素研究[J]. 地质学报, 80(2): 279-286.

马芳, 蒋少涌, 薛怀民. 2010. 宁芜盆地火山和火山岩铁矿床中阳起石的激光<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 年代学研究[J]. 矿床地质, 29(2): 283-289.

宁芜研究项目编写小组. 1977. 宁芜玢岩铁矿[M]. 北京: 地质出版社. 1-196.

王文斌, 李文达, 范洪源. 1996. 长江中下游地区变质基底及地壳形成时间[J]. 火山地质与矿床, 17(3-4): 42-50.

王元龙, 张旗, 王焰. 2001. 宁芜火山岩的地球化学特征及其意义[J]. 岩石学报, 17(4): 565-575.

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[J]. 地学前缘, 10(3): 51-60.

吴元保, 郑永飞. 2004. 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, 49(16): 1589-1604.

谢桂青, 毛景文, 李瑞玲, 周少东, 叶会寿, 闫全人, 张祖送. 2006. 长江中下游鄂东南地区大寺组火山岩 SHRIMP 定年及其意义[J]. 科学通报, 51(19): 2283-2291.

刑凤鸣, 徐祥, 李志昌. 1993. 长江中下游早元古代基底的发现及其意义[J]. 科学通报, 38(20): 1883-1886.

薛怀民, 董树文, 马芳. 2010. 长江中下游地区庐(江)枞(阳)和宁(南京)芜(湖)盆地内与成矿有关潜火山岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄[J]. 岩石学报, 26(9): 2653-2664.

闫峻, 刘海泉, 宋传中, 徐夕生, 安亚军, 刘佳, 戴立群. 2009. 长江中下游繁昌-宁芜火山岩盆地火山岩锆石 U-Pb 年代学及其地质意义[J]. 科学通报, 54(12): 1716-1724.

余金杰, 毛景文. 2002. 宁芜玢岩铁矿钠长石<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 定年及意义[J]. 自然科学进展, 12(10): 1059-1063.

禹尧, 徐夕生. 2009. 长江中下游地区白垩纪富碱火山岩浆作用[J]. 地球科学, 34(1): 105-116.

袁峰, 周涛发, 范裕, 黄贻梅, 张乐骏. 2010. 安徽繁昌盆地中生代火山岩锆石 LA-ICP MS U-Pb 年龄及其意义[J]. 岩石学报, 26(9): 2805-2817.

袁峰, 周涛发, 范裕, 张乐峻, 马良, 钱兵. 2011. 宁芜盆地花岗岩类的锆石 U-Pb 年龄、同位素特征及其意义[J]. 地质学

- 报, 85(5): 821-833.
- 袁顺达, 侯可军, 刘敏. 2010. 安徽宁芜地区铁氧化物-磷灰石矿床中金云母 Ar-Ar 定年及其地球动力学意义[J]. 岩石学报, 26(3): 797-808.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律[M]. 北京: 地质出版社. 1-235.
- 张旗, 简平, 刘敦一, 王元龙, 钱青, 王焰, 薛怀民. 2003. 宁芜火山岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义[J]. 中国科学(D 辑), 33(4): 309-315.
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 陆三明, 尚世贵, David R C, Sebastien M. 2008. 安徽庐枞(庐江-枞阳)盆地火山岩的年代学及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 38(11): 1342-1353.
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 张乐峻, 钱兵, 马良, 杨西飞, David R C. 2011. 宁芜(南京-芜湖)盆地火山岩的年代学及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 41(7): 960-971.
- Compston W, Williams I S and Kirschvink J L. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian timescale[J]. J. Geol. Soc. London, 149(2): 171-184.
- Hoskin P W and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. Journal of Metamorphic Geology, 18: 423-439.
- Ludwig K R. 1999. Using Isoplot/Ex, Version 2.0: Geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication. 47p.
- Ludwig K R. 2001. Squid 1.02: A user manual[M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication. 19.
- Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H, Yu J J and Niu B G. 2003. Geodynamic setting of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas-implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits[J]. Science in China(Series D), 46(8): 839-851.
- Vavra G, Schmid R and Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: Geochronology of the Ivrea Zone[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 134: 380-404.
- Williams I S and Claessens S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Sveco-Nappes, Scandania Caledonides: II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 97(2): 205-217.

<http://www.kcdz.cn/>