1000-0569/2004/020(05)-1007-24 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报

北淮阳庐镇关岩浆岩锆石 U-Pb 年龄和氧同位素组成*

吴元保 郑永飞 龚冰 唐俊 赵子福 查向平

WU YuanBao, ZHENG YongFei, GONG Bing, TANG Jun, ZHAO ZiFu and ZHA XiangPing

中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, *China*

2004-03-23 收稿, 2004-08-03 改回.

Wu YB, Zheng YF, Gong B, Tang J, Zhao ZF and Zha XP. 2004. Zircon U-Pb ages and oxygen isotope compositions of the Luzhenguan magmatic complex in the Beihuaiyang zone. ***Acta Petrologica Sinica*****, 20(5):1007 – 1024**

Abstract We present the results of LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and oxygen isotope analysis for the Luzhenguan magmatic complex in the Beihuaiyang zone of the Dabie orogen. In CL images, most zircons show clear oscillatory and/or sector magmatic zoning, with or without thin alteration rims. Zircon U-Pb dating for 3 granites and 3 gabbro-diorites yields concordant ages of 739 ± 8Ma to 754 ± 5Ma, which are interpreted as timing of magma crystallization. Mineral separates from the Luzhenguan magmatic complex have very different oxygen isotope compositions, with zircon $\delta^{18}O$ being 1.39‰ to 6.81‰, quartz 3.12‰ to 12.47‰, plagioclase 0.71‰ to 8.38‰. The variable zircon $\delta^{18}O$ values indicate that the Luzhenguan magmatic complex has variable oxygen isotope compositions within a single intrusion and/or among different intrusions. Most of the samples experienced significant interaction with external fluids after the magma crystallization, and thus have clear disequilibrium oxygen isotope fractionations between zircon and other minerals. A few of them would assimilate high $\delta^{18}O$ wallrock after zircon crystallization. The most zircons from the Luzhenguan magmatic complex show internal structures and chemical compositions characteristic of magmatic origin, and exhibit low $\delta^{18}O$ values, demonstrating that they were crystallized from low-^{18}O magmas. The formation of low-^{18}O magmas in the Beihuaiyang zone is correlated with the Rodinia supercontinent breakup and the snowball Earth event. Furthermore, the rocks share the common feature in ^{18}O depletion and Neoproterozoic age with protolith of metaigneous rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt, suggesting that the suture between the Yangtze and North China plates lies below or north of the Beihuaiyang Zone.

Key words Luzhenguan, Zircon, Oxygen isotope, U-Pb age, Neoproterozoic

摘 要 对大别造山带北麓的北淮阳庐镇关浅变质岩浆杂岩进行了锆石阴极发光显微结构观察、激光剥蚀等离子质谱锆石 U-Pb 定年以及单矿物激光氟化氧同位素分析。锆石阴极发光图像显示,这些样品中的锆石具有明显的振荡环带或片状分带,为典型的岩浆锆石。少数样品的锆石具有窄的蚀变边。锆石 U-Pb 定年结果表明,这些岩浆岩有较一致的形成年龄,变化范围为 739 ± 8Ma ~ 754 ± 5Ma。岩浆岩单矿物的氧同位素组成具有较大的变化范围,其中锆石 $\delta^{18}O$ 为 1.39‰ ~ 6.81‰,石英为 3.12‰ ~ 12.47‰,斜长石为 0.71‰ ~ 8.38‰。锆石的 $\delta^{18}O$ 值在不同岩体和/或同一岩体的不同样品之间具有明显差别,反应了其初始岩浆在氧同位素组成上的不均一性。锆石与其它矿物之间表现出显著的氧同位素不平衡,说明它们经历了岩浆期后的扰动,其中部分样品受到了亚固相条件下高温热液蚀变作用的影响,还有部分样品在岩浆后期演化过程中可能同化混染了高 $\delta^{18}O$ 值的围岩。大多数锆石具有低于典型地幔锆石的 $\delta^{18}O$ 值,表现出 ^{18}O 亏损特征。低 $\delta^{18}O$ 锆石的内部结构和化学组成表现出典型岩浆锆石的特征,表明这些低 $\delta^{18}O$ 锆石是从亏损 ^{18}O 的岩浆中结晶出来的,而非热液蚀变成因。这一结果证明,扬子板块北缘新元古代低 $\delta^{18}O$ 锆石形成于热液蚀变岩石经部分熔融所形成的低 $\delta^{18}O$ 岩浆。结合这些样品的形成年龄,我们认为这些低 $\delta^{18}O$ 岩浆的形成与 Rodinia 超大陆裂解有关的地幔柱裂谷岩浆活动有关,并对应于全球性的雪球地球事件。此外,这些岩石中锆石 U-Pb 年龄与矿物 $\delta^{18}O$ 分布与大别造山带高压-超高压变火成岩原岩相似,指示北淮阳单元属于俯冲的

* 本文受国家自然科学基金(40334036)资助.

第一作者简介: 吴元保, 男, 1971 年出生, 博士, 副教授, 地球化学专业, E-mail:ybwu@ustc.edu.cn

扬子板块北缘。

关键词 庐镇关;锆石; 氧同位素; U-Pb 年龄;新元古代

中图法分类号 P597.3; P597.2

1 引言

大别-苏鲁造山带是扬子板块与华北板块之间的大陆俯冲-碰撞造山带。自从在大别山(Okay, 1989; Wang *et al.*, 1989; Wang and Liou, 1991; Xu *et al.*, 1992)及随后在苏鲁地区(Hirajima *et al.*, 1990; Yang and Smith, 1989)发现柯石英及其假象和金刚石以来,这一地区被证实为世界上出露面积最大的超高压变质带,从而引起了国内外地球科学界的广泛关注,成为近十年来世界上固体地球科学研究的热点地区之一。中外科学家从超高压变质岩形成的构造环境与折返机制、变质作用的 P-T 轨迹、超高压变质岩的岩石学和矿物学以及超高压岩石的地球化学等多方面对该超高压变质带进行了深入研究,取得了丰硕的研究成果(Wang *et al.*, 1995; Cong *et al.*, 1996; Liou *et al.*, 1996; Zheng *et al.*, 2003a)。对大别-苏鲁造山带超高压变质岩进行系统的稳定同位素研究结果表明,不但榴辉岩具有极端低的 $\delta^{18}O$ 值,其它岩石也不同程度亏损 ^{18}O。这种 ^{18}O 亏损是由于这些变质岩的原岩与大气降水之间相互作用的结果,且推测该热液蚀变事件发生在超高压变质作用之前(Baker *et al.* 1997; Rumble *et al.* 1998, 2002; Yui *et al.* 1995, 1997; Zheng *et al.* 1996, 1998, 1999, 2003a, 2003b, 2004)。

由于锆石具有极高的矿物稳定性,且 O 扩散速率极低(Watson and Cherniak 1997; Zheng and Fu 1998),它可以有效地保存其岩浆岩原岩特征的氧同位素信息。对锆石氧同位素的激光分析表明,即使经历亚固相高温热液蚀变和麻粒岩相高级变质作用的影响,锆石仍然能够保存其初始氧同位素特征(Valley *et al.*, 1994; Gilliam *et al.*, 1997; King *et al.*, 1997, 1998; Monani *et al.*, 2001; Peck *et al.*, 2003; Zheng *et al.*, 2004)。同时,锆石具有非常高的 Pb 扩散封闭温度(Lee *et al.*, 1997; Cherniak and Watson, 2000),使得锆石 U-Pb 定年方法成为放射同位素年代学研究中最常用和最有效的方法之一。将锆石氧同位素分析与 U-Pb 年龄结合起来,是近年来同位素地球化学研究的重要发展趋势之一。对地球上最古老锆石的年代学和氧同位素研究表明(Mojzsis *et al.*, 2001; Wilde *et al.*, 2001; Valley *et al.*, 2002),地球形成早期(>4.3Ga)已经出现水圈,导致锆石的 $\delta^{18}O$ 值明显偏离典型地幔锆石值($5.3 \pm 0.3‰$)(Valley *et al.*, 1998)。对大别-苏鲁造山带低 $\delta^{18}O$ 值超高压变质岩中的锆石进行激光氟化氧同位素分析和 U-Pb 年龄测定表明,这些低 $\delta^{18}O$ 值超高压岩石原岩的形成与新元古代热液蚀变有关(Rumble *et al.*, 2002; Zheng *et al.*, 2003a, 2003b, 2004)。但是,由于大别-苏鲁造山带中不同类型的变质岩在扬子板块俯冲和折返过程中经历了复杂的变质演化及碰撞后燕山期岩浆热事件的叠加和改造,制约了对这些超高压岩石原岩形成及 ^{18}O 亏损事件时间的准确测定,同时对其成因机制还存在不同的认识。

大别山造山带北缘的北淮阳带主要为浅变质的岩浆杂岩和变沉积岩(马文璞等, 2001; 周建波等, 2001; Faure *et al.* 1999; Hacker *et al.* 1998, 2000; Jiang *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2003)。这些浅变质岩石的变质程度主要为绿片岩相,局部可达低角闪岩相。目前对其构造归属问题还存在一定的争议(徐树桐等, 1994; 马文璞等, 2001; 谢智等, 2002; Dong *et al.*, 1993; Hacker *et al.* 1998, 2000; Fauer *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2003)。由于受印支期超高压变质作用和燕山期岩浆热事件的影响不明显,如果这些岩浆岩在构造属性上属于扬子板块,那么它们就成为研究扬子板块北缘新元古代岩石经受热液蚀变事件的时间和成因机制的理想对象。虽然对大别-苏鲁造山带北缘新元古代岩浆岩的年龄已有一定的研究,但是给出的年龄范围较大(约 600~800Ma),不能对这些新元古代岩浆岩的形成时代提供准确的年龄制约。迄今为止还没有任何关于北淮阳带新元古代岩浆岩氧同位素研究结果的报道。本文对北淮阳地区的新元古代岩浆岩进行了锆石阴极发光(CL)显微结构观察,在此基础上进行激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)微区定年,并对不同样品的单矿物进行激光氟化法(LF)氧同位素分析。根据这些结果,试图对这些新元古代岩浆岩的形成时代和 ^{18}O 亏损事件的确切时间及其成因机制提供进一步的制约。

2 地质背景

北淮阳构造带位于大别造山带的最北端,其南以晓天-磨子潭断裂为界与北大别相邻(图 1)。主要由两套岩系构成:下部为经历了变质变形的佛子岭群和梅山群;上部为侏罗-早白垩纪的磨拉石和陆相火山岩建造,上下两套岩系之间呈不整合接触。佛子岭群为变泥质岩及变泥砂岩,仅经历了绿片岩相变质,典型的矿物组合为绿泥石-绿帘石-白云母-黑云母,主要的岩石类型为板岩、千枚岩、片岩、大理岩和石英岩等。梅山群为一套含煤的浅变质岩系,是浅海或滨海向陆相过渡的含煤建造。庐镇关杂岩指下伏于佛子岭群的变质变形侵入体,主要包括片麻状花岗岩和中基性岩石(斜长角闪岩、闪长岩和辉长岩等)。这套岩石主要经历了绿片岩相变质作用,局部达到低角闪岩相,且部分地区糜棱岩化动力变形特征明显。

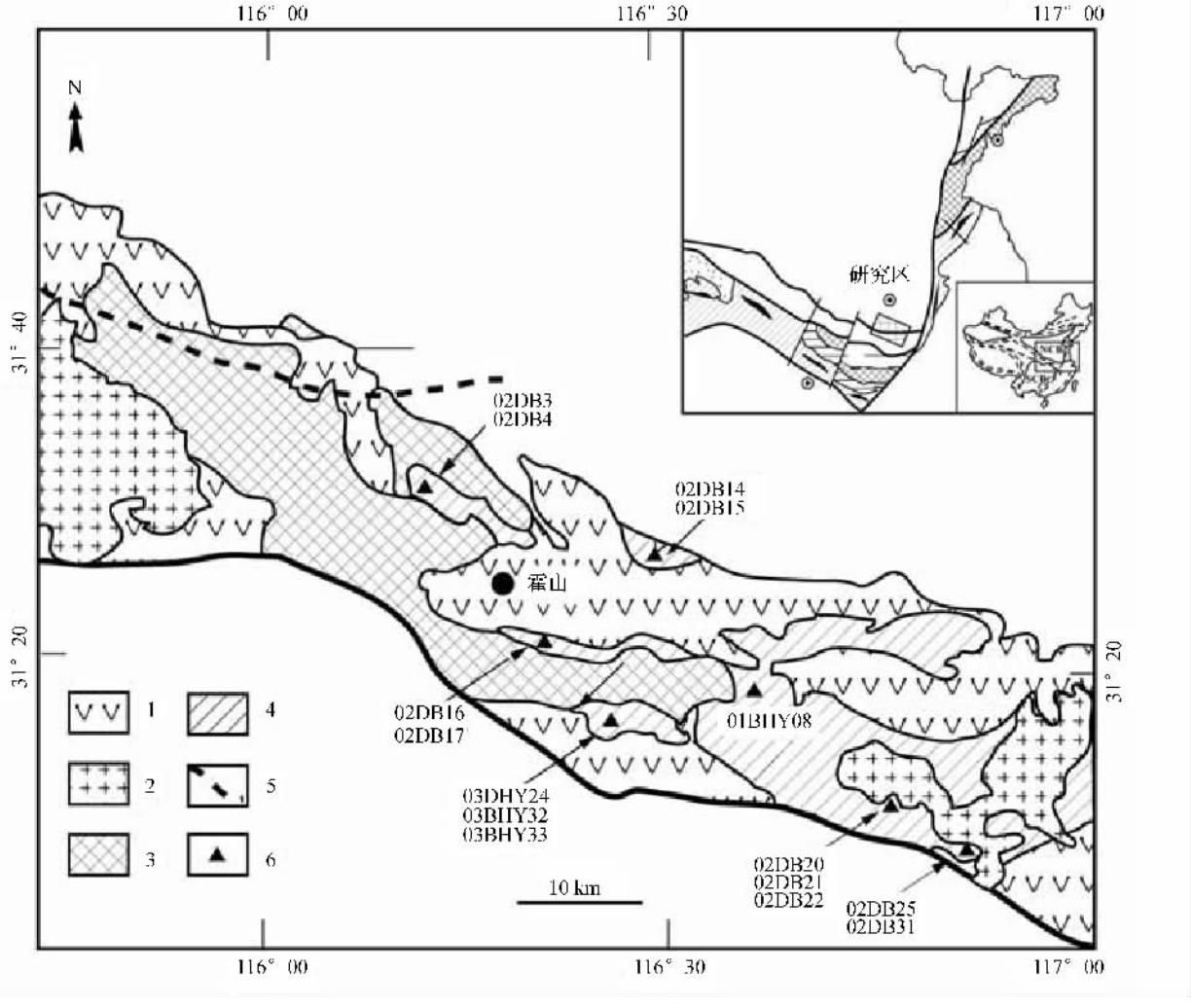


图 1 北淮阳地区地质简图(据 Jiang *et al.*, 2003 修改)

Fig. 1 Sketch geological map of the Beihuaiyang zone (revised after Jiang *et al.*, 2003)

1. 燕山期火山岩; 2. 燕山期花岗岩; 3. 佛子岭群; 4. 庐镇关岩浆杂岩; 5. 推测的缝合线位置; 6. 采样点

3 样品及分析方法

本文研究样品主要采自庐镇关杂岩中的片麻状花岗岩和中基性侵入岩(图 1 及表 1)。样品破碎到自然粒度,经摇床、淘洗、电磁分选及重液分选等步骤后分离出单矿物,在双目镜下挑纯,用于年龄测定和氧同位素分析。

在双目镜下选择透明、无裂隙且有代表性的锆石颗粒,将待测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,抛光的样品镀碳后进行 CL 显微结构观察,在此基础上选择合适的锆石颗粒和/或区域进行 U-Pb 年龄测定。锆石的 U-Pb 定年在西北大学地质系大陆动力学教育部重点实验室 LA-ICP-MS 上完成,激光剥蚀系统为 DeoLas200M,激光器为 ComPex102ArF 准分子激光器(波长为 193nm),ICP-MS 为 Elan6100DRC 型。样品分析时激光束斑直径为 40μm,ICP-MS 的运行模式为一般模式,数据采集选用跳峰方式。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气。详细的分析方法见参考文献(Gao *et al.*, 2002; Yuan *et al.*, 2003)。样品测定时用 91500 标准锆石、NIST610 和 NIST612 玻璃作为外标。其中 91500 作为外标用来校正锆石 U-Pb 定年过程中的质量歧视和同位素分馏效应,NIST610 和 NIST612 作为外标用来计算锆石的 U、Th 及 Pb 的含量。年龄结果采用 Glitter 4.0 软件包进行计算,并采用 Anderson(2002)的方法和程序来进行普通铅校正。

单矿物的氧同位素分析采用激光氟化法(Zheng *et al.*, 2002; 龚冰等,2003),在中国科学技术大学化学地球动力学实验室进行。所用激光器为一 25W 的 CO_2 激光发射器 MIR-10。将约 1.0 ~ 2.0 mg 的单矿物颗粒与 BF_5 反应,得到的 O_2 直接引入 Delta + 型质谱中进行氧同位素比值测定,结果以 $\delta^{18}O$ 相对于 VSMOW 标准报道,全流程日常分析误差优于

表 1 北淮阳庐镇关群岩浆岩样品特征及采样位置

Table 1 Sample descriptions and locations of the Luzhenguan magmatic complex in the Beihuaiyang zone

样品号	采样位置	GPS 坐标	岩性特征
01BHY08	上河村	31°18′16″N, 116°36′31″E	片麻状花岗岩
02DB3	猴子尖	31°30′31″N, 116°14′15″E	片麻状花岗岩
02DB4	猴子尖	31°30′31″N, 116°14′15″E	片麻状花岗岩
02DB14	复览山	31°22′35″N,116°11′30″E	闪长岩
02DB15	复览山	31°22′46″N,116°11′49″E	片麻状花岗岩
02DB16	牛角冲	31°21′41″N,116°22′50″E	片麻状花岗岩
02DB17	牛角冲	31°21′41″N,116°22′50″E	片麻状花岗岩
02DB20	王家河	31°15′01″N,116°41′46″E	辉长-闪长岩
02DB21	胡家河	31°15′17″N,116°42′48″E	辉长-闪长岩
02DB22	胡家河	31°15′18″N,116°42′38″E	辉长-闪长岩
02DB25	庐镇	31°09′50″N,116°46′25″E	片麻状花岗岩
02DB31	庐镇	31°08′5″N,116°46′56″E	片麻状花岗岩
03BHY24	单龙寺	31°16′19″N,116°27′54″E	片麻状花岗岩
03BHY32	单龙寺	31°15′34″N,116°27′37″E	花岗闪长岩
03BHY33	单龙寺	31°15′34″N,116°27′37″E	花岗闪长岩

±0.1‰。分析过程中三个标准物质分别为:(1)石榴石 UWG-2,$\delta^{18}O = 5.8 \pm 0.1$‰;(2)石英 GBW04409,$\delta^{18}O = 11.11 \pm 0.1$‰;(3)锆石 91500,$\delta^{18}O = 10.0 \pm 0.1$‰。

4 结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

本文共选择了 6 个样品进行锆石 U-Pb 定年,其中三个为片麻状花岗岩,另外三个为闪长-辉长岩。三个片麻状花岗岩样品为 01BHY08、02DB17 和 02DB25,分别采自上河村、牛角冲和庐镇附近;三个中基性岩样品为 02DB14、02DB20 和 02DB21,分别采自复览山、王家河和胡家河(图 1)。

上河村样品 01BHY08 中的锆石为短柱状到长柱状、无色透明。锆石长度为 80 ~ 200μm,长宽比为 1.5:1 ~ 3:1。锆石半自形到自形,无明显溶蚀现象。CL 图像中,锆石显示明显的振荡分带或片状分带,为典型岩浆锆石的 CL 特征(图 2a)。共对 10 个锆石颗粒进行了 15 个点的年龄测定,结果列于表 2 及图 3a。所有分析点的 Th 和 U 含量的变化范围为 41 ~ 299ppm 和 22 ~ 134ppm,Th/U 比值为 0.8 ~ 2.0。在一致曲线图中,1 号和 5 号分析点明显偏离了其它分析点,可能包含了放射成因 Pb 丢失的区域。其余 13 个点给出的

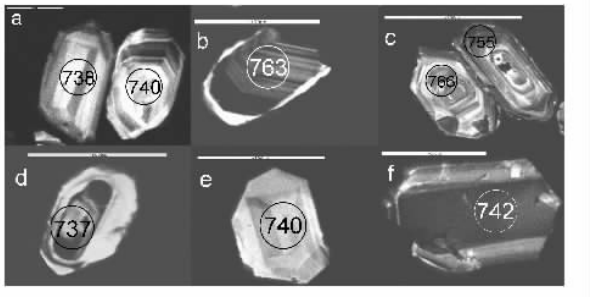


图 2 庐镇关岩浆杂岩锆石 CL 照片

a. 样品 01BHY08 中的锆石,具有振荡环带或面状分带; b. 样品 02DB17 中的锆石,具有典型的振荡环带,有窄的蚀变边; c. 样品 02DB25 中的锆石,具有扇形分带或振荡环带,部分锆石有残留核; d. 02DB14 中的锆石,有明显的核边结构,核部有弱的岩浆环带,边部无明显分带,为热液蚀变成因; e. 02DB20 中的锆石,具有宽的振荡环带; f. 02DB21 中的锆石,具有弱的岩浆环带。

Fig. 2 CL images of typical zircons from Luzhenguan magmatic complex

年龄结果为:$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 723 ± 12Ma ~ 757 ± 12Ma,加权平均为 745 ± 7Ma(MSWD = 0.88)(图 3a);$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄加权平均结果为 756 ± 11Ma(MSWD = 0.37);$^{207}Pb/^{206}Pb$

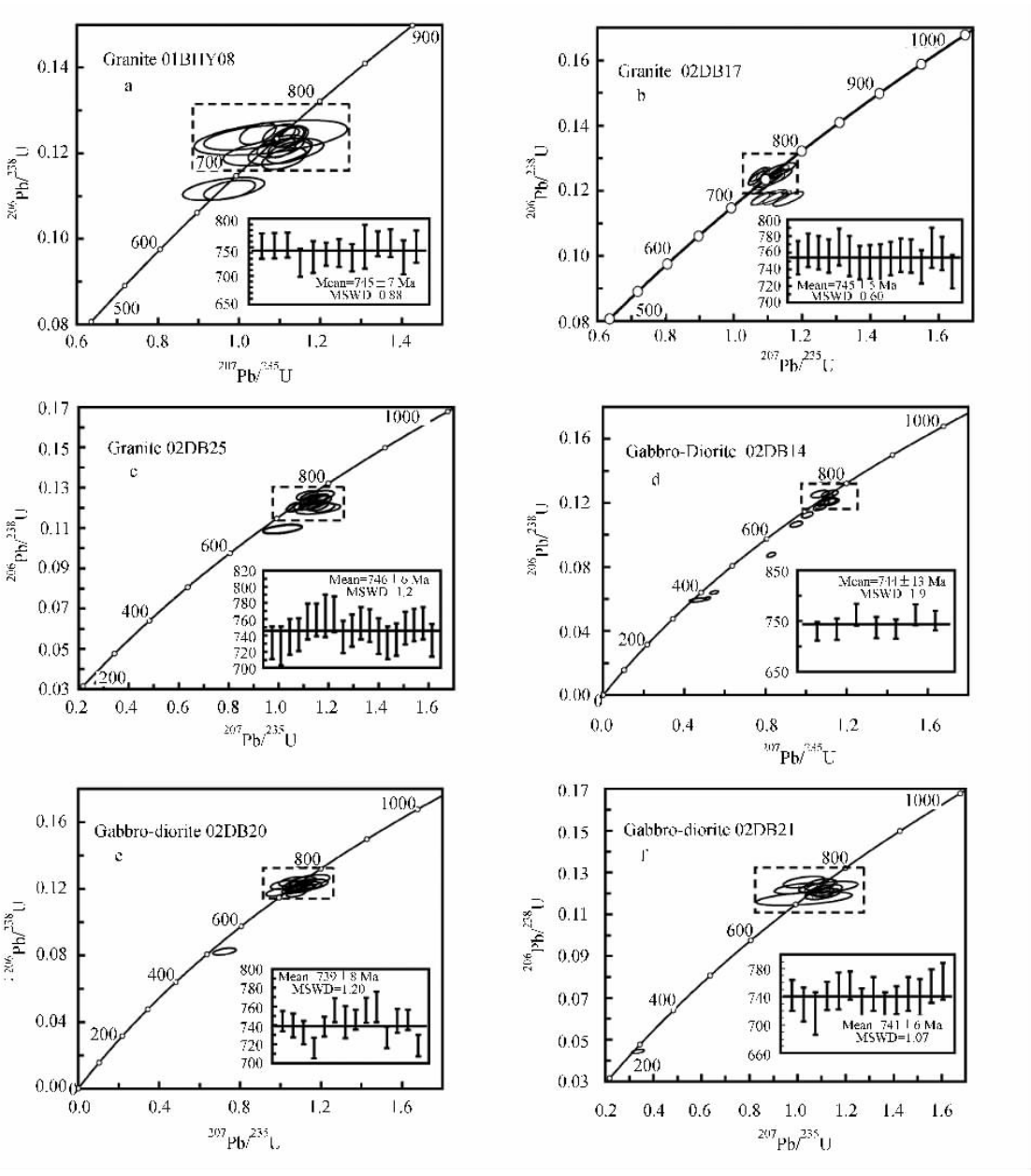


图 3 庐镇关岩浆岩锆石 U-Pb 一致曲线图

Fig. 3 Concordia U-Pb plot of LA-ICP-MS analyses of zircons from Luzhenguan magmatic complex

年龄加权平均结果为 779 ± 40Ma(MSWD = 1. 40)。由于分析过程中^{207}Pb 的信号明显比^{206}Pb 信号弱,对于小于 1000Ma 的样品$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄更准确可靠(Compston *et al.*, 1992),所以本文中所有锆石 U-Pb 年龄结果均选用$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄。因此,745 ± 7Ma 的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄平均值代表了该样品形成年龄的最佳估计值。

牛角冲样品 02DB17 中的锆石主要为半自形、短柱状、无色透明,锆石的长度为 100 ~ 200μm,长宽比为 1. 5∶1 ~ 2. 5∶1。锆石具有明显的振荡环带,为典型的岩浆锆石。锆石的边部有非常窄的强 CL 的蚀变边(图 2b),可能为低温(<500°C)热液蚀变作用形成(Liati *et al.*, 2002)。对 20 颗锆石进行了 20 个点的年龄测定,结果列于表 2。该样品中锆石的 U 含量为 185 ~ 3560ppm,Th 含量为 176 ~ 5364ppm,Th/U 比值为 0. 2 ~ 1. 5。在一致曲线图中,绝大多数分析点位于一致曲线上(图 3b)。3、5、7 及 13 号分析点位于一致曲线下方,且$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄明显小于其它分析点,可能是有热液蚀变引起的少量放射成因 Pb 丢失的结果。其余 16 个分析点$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均结果为 754 ± 5Ma(MSWD = 0. 61)。因此,754 ± 5Ma 代表了该样品形成年龄的最佳估计值。

庐镇样品 02DB25 中的锆石为自形、短柱状到长柱状。锆石长轴为 150 ~ 300μm,长宽比为 2∶1 ~ 3∶1。CL 图像中锆

石具有明显的振荡环带或片状分带,为典型的岩浆锆石,少量锆石有继承的核(图2c)。共对18颗锆石进行了20个点的U-Pb年龄测定,结果列于表2及图3c。所有分析点的Th和U含量的变化范围分别为81~520ppm和88~413ppm,Th/U比值为0.6~1.3。其中,第7号分析点明显偏离其它分析点,可能包括了Pb丢失的区域。其余19个位于一致线附近分析点的$^{206}Pb/^{238}U$年龄加权平均结果为746±6Ma(MSWD=1.2)。这一结果代表了该样品的形成年龄。

复览山样品02DB14中的锆石为半自形、短柱状。锆石长度为80~150μm,长宽比为1:1~2:1。锆石CL图像显示,锆石有大的弱阴极发光的核和窄的较强阴极发光的边,核部有弱的振荡环带,为岩浆锆石,边部具有无分带或弱分带特征,为热液蚀变锆石(图2d)。对14个锆石颗粒进行了14次分析,分析结果列于表2及图3d。大多数分析点的Th和U含量较高(Th:264~7533ppm; U:274~2406ppm),Th/U比值为0.8~3.1。由于该样品的锆石颗粒较小,且大多数颗粒有蚀变边,使得部分分析点给出了不一致年龄(1、4、8、9、11和14号分析点)。其余8个位于一致曲线上的分析点的$^{206}Pb/^{238}U$年龄权平均结果为740±14Ma(MSWD=2.8),应该代表了该样品锆石的结晶年龄。

王家河样品02DB20中的锆石为半自形、短柱状。锆石的长度为80~200μm,长宽比为1:1~2:1。锆石具有明显的振荡环带,为典型的岩浆锆石(图2e)。对02DB20中14个锆石颗粒进行了15次分析,结果列于表2及图3e。除1号分析点有较高的Th(2757ppm)和U(1847ppm)含量外,其余分析点的Th和U含量较低,分别为110~880ppm和88~614ppm,Th/U比值为1.0~1.9。9号分析点的年龄结果明显偏低,可能有放射成因Pb的丢失。其余14个分析点位于一致线附近,$^{206}Pb/^{238}U$年龄加权平均结果为739±8Ma(MSWD=1.20),代表了该样品的形成年龄。

胡家河样品02DB21中的锆石为半自形、短柱状。锆石颗粒长度为100~150μm,长宽比为1:1~1.5:1。锆石具有典型的岩浆振荡环带或面状分带(图2f)。对15个锆石颗粒进行了15次分析,分析结果列于表2及图3f。该样品锆石的Th和U含量变化较大(Th:62~1794ppm; U:53~525ppm),Th/U比值为0.8~3.4。从表2和图3f可知,1号分析点的年龄值明显小于其它分析点,该分析点中可能包含了放射成因Pb丢失的区域。其余14个位于一致线附近点的$^{206}Pb/^{238}U$年龄加权平均结果为741±6Ma(MSWD=1.07)。这一年龄代表了该样品的形成时代。

4.2 氧同位素

庐镇关岩浆杂岩中的锆石、石英、长石、黑云母、白云母、磁铁矿、石榴石、角闪石、绿帘石和褐帘石等单矿物的氧同位素分析结果列于表3。庐镇关岩浆杂岩中锆石$\delta^{18}O$值的变化范围为1.39‰~6.81‰,落入大别地体榴辉岩和花岗片麻岩中锆石氧同位素的变化范围(-4.3~8.5‰)之中(Zheng *et al.*, 2004),石英为3.15‰~12.47‰,斜长石为0.71‰~8.38‰,钾长石为0.15‰~9.92‰,黑云母为(0.70‰~5.30‰,白云母为3.93‰~9.16‰,磁铁矿为(3.17‰~0.95‰,石榴石为5.77‰~7.59‰。锆石的$\delta^{18}O$值在不同岩体和/或同一岩体的不同样品之间都有明显差别(表3)。部分样品(如:02DB17、02DB25、03BHY24、03BHY32和03BHY33等)中锆石的$\delta^{18}O$值明显偏离典型地幔锆石的$\delta^{18}O$值5.3±0.3‰(Valley *et al.*, 1998),表现出不同程度^{18}O的亏损,而其它样品中的锆石则具有正常或高于典型地幔锆石的$\delta^{18}O$值。在锆石与其它矿物之间的$\delta-\delta$图解中(图4),大多数样品中的矿物与锆石表现出显著的氧同位素不平衡分馏,说明相对于锆石其它矿物的氧同位素组成受到了后期地质作用的扰动。

三个中基性岩样品(02DB20、02DB21和02DB22)中,仅样品02DB21有足够量的锆石进行氧同位素分析,其$\delta^{18}O$值为5.06‰,接近地幔锆石的$\delta^{18}O$值5.3±0.3‰(Valley *et al.*, 1998);其它矿物的$\delta^{18}O$值明显偏低(表3)。样品02DB20中,角闪石、斜长石和磁铁矿具有较低的$\delta^{18}O$值,分别为1.94‰、1.95‰和-1.76‰。根据矿物对氧同位素分馏方程(Zheng,1993b; Zheng,1995),计算得到角闪石与磁铁矿的氧同位素平衡温度为675°C,表明这两个矿物之间到达了高温氧同位素平衡,其低$\delta^{18}O$值可能来自亏损^{18}O的岩浆,但也有可能是由于高温条件下这些矿物与低$\delta^{18}O$值流体发生氧同位素交换的结果。

5 讨论

5.1 庐镇关岩浆杂岩的形成时代及构造背景

对庐镇关岩浆杂岩中花岗岩和辉长-闪长岩进行LA-ICP-MS锆石微区U-Pb定年结果显示,这些岩浆岩的主要形成年龄为739~754Ma,且这些年龄结果在误差范围内完全一致,表明这些花岗岩和辉长-闪长岩之间在形成年龄上没有任何差别,为同一期构造岩浆活动的产物。

马文璞等(2001)对北淮阳庐镇关中的游寨、猴子尖、复览山和牛角冲等4个变形花岗岩进行了TIMS单颗粒锆石U-Pb年龄测定后发现,除游寨岩体中有古老的残留锆石(上交点年龄:1958Ma)及受到了燕山期岩浆作用强烈影响外,其余三个岩体均给出了新元古代年龄,分别为582Ma、744Ma及665Ma。其中582Ma和665Ma的年龄值明显小于我们的锆石微区定年结果。我们对牛角冲岩体进行了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年,结果显示该岩体的形成年龄为754±5Ma。我们认为那些U-Pb年龄偏低的锆石可能发生了部分蜕晶化作用,有放射成因Pb的丢失,导致其U-Pb年龄小于岩体的形成年龄。

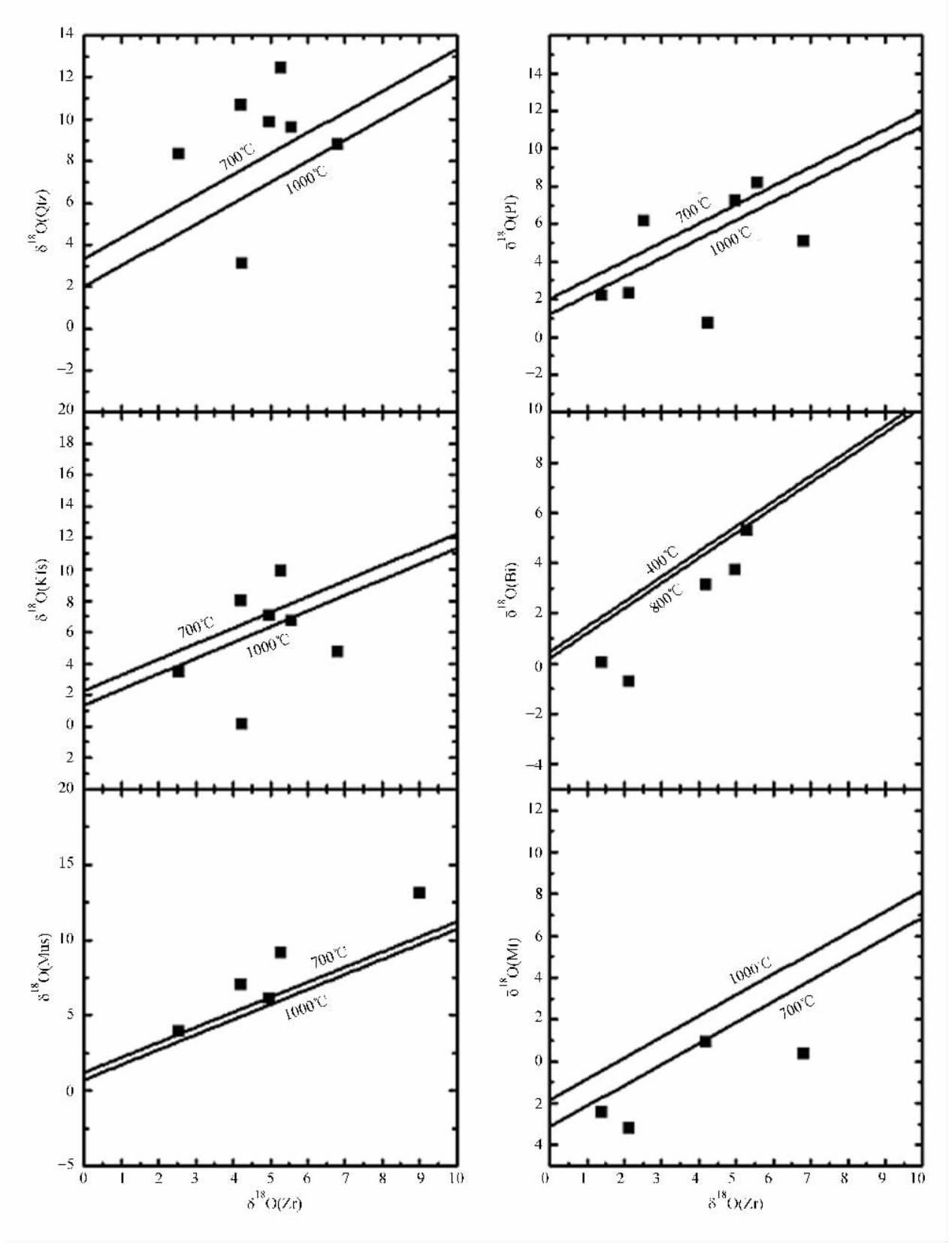


图 4　庐镇关群岩浆岩中锆石与其它矿物 δ-δ 图解

矿物对氧同位素分馏方程据 Zheng(1993a, 1993b, 1995)

Fig. 4　δ – δ plot of zircon and other minerals for Luzhenguan magmatic complex

表 2 北淮阳庐镇关群岩浆岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 2 Zircon U-Pb data measured by LA-ICPMS for Luzhenguan magmatic complex in the Beihuaiyang zone

样品点	元素含量(ppm)			同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
01BHY08													
1	237	300	0.8	0.06355	0.00354	0.97627	0.05173	0.11142	0.00189	727	121	681	11
2	149	131	1.1	0.06557	0.00186	1.11897	0.03292	0.12379	0.00198	793	36	752	11
3	323	156	2.1	0.06613	0.00188	1.12882	0.03319	0.12382	0.00199	810	35	753	11
4	301	150	2.0	0.06586	0.00186	1.12363	0.03314	0.12401	0.00198	802	59	754	11
5	195	141	1.4	0.06246	0.00549	0.96166	0.08232	0.11166	0.0022	690	194	682	13
6	186	159	1.2	0.06739	0.00272	1.11044	0.04482	0.11875	0.00207	850	84	723	12
7	126	68	1.9	0.06874	0.00392	1.10132	0.0643	0.12042	0.00248	891	118	733	14
8	206	262	0.8	0.06691	0.00164	1.10583	0.0279	0.12121	0.00181	835	51	738	10
9	203	120	1.7	0.06589	0.00282	1.10234	0.04745	0.12162	0.00216	803	90	740	12
10	256	138	1.9	0.06795	0.00267	1.12236	0.04457	0.12020	0.00210	867	81	732	12
11	74	41	1.8	0.06325	0.00421	1.07821	0.15413	0.12364	0.00334	717	141	751	19
12	140	126	1.1	0.06403	0.00183	1.0981	0.03255	0.12436	0.00199	743	36	756	11
13	141	95	1.5	0.06088	0.00207	1.04578	0.03631	0.12457	0.00205	635	47	757	12
14	202	156	1.3	0.06538	0.00624	1.08437	0.1008	0.12028	0.00262	787	208	732	15
15	308	244	1.3	0.06047	0.00585	1.03049	0.0959	0.12361	0.00235	620	209	751	14
02DB17													
1	771	706	1.1	0.06499	0.00123	1.11250	0.02261	0.12408	0.0017	774	39	754	10
2	358	516	0.7	0.06515	0.00143	1.12971	0.02588	0.12571	0.00176	779	45	763	10
3	239	185	1.3	0.06489	0.00221	1.05127	0.03607	0.11749	0.00179	771	62	716	10
4	929	1348	0.7	0.06293	0.00088	1.08561	0.01742	0.12509	0.00166	706	29	760	10
5	1123	968	1.2	0.06649	0.00137	1.07813	0.02342	0.11759	0.00164	822	42	717	9
6	734	588	1.2	0.06534	0.0013	1.12114	0.02375	0.12445	0.00172	785	41	756	10
7	235	252	0.9	0.06519	0.0026	1.06135	0.04213	0.11807	0.00193	780	78	720	11
8	359	390	0.9	0.06405	0.00198	1.11550	0.03483	0.12636	0.00191	743	64	767	11
9	176	199	0.9	0.06445	0.00281	1.10484	0.04775	0.12439	0.00211	757	89	756	12
10	2165	1441	1.5	0.06494	0.00123	1.10091	0.02231	0.12303	0.0017	772	39	748	10
11	923	1164	0.8	0.06441	0.00164	1.09261	0.02863	0.12314	0.00179	755	53	749	10

续表 2

Continued Table 2

样品点	元素含量(ppm)			同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
12	733	574	1.3	0.06538	0.00192	1.10836	0.03297	0.1231	0.00185	786	60	748	11
13	814	583	1.4	0.06806	0.00206	1.10689	0.0339	0.11794	0.00179	870	60	719	10
14	1035	1913	0.5	0.06264	0.00116	1.0686	0.02131	0.1239	0.00171	696	39	753	10
15	1075	1020	1.1	0.06524	0.00143	1.11917	0.02568	0.12462	0.00177	782	45	757	10
16	848	811	1.0	0.06619	0.00169	1.13345	0.02972	0.12441	0.00181	813	53	756	10
17	5364	2614	2.1	0.0647	0.00115	1.08834	0.02094	0.12224	0.00169	765	37	744	10
18	1073	1045	1.0	0.06508	0.0024	1.12929	0.0415	0.12611	0.00204	777	76	766	12
19	2483	3077	0.8	0.06235	0.00114	1.07204	0.02112	0.12498	0.00173	686	39	759	10
20	751	3560	0.2	0.06471	0.00124	1.07837	0.02213	0.12115	0.00169	765	40	737	10
02DB25													
1	228	274	0.8	0.06426	0.00157	1.06382	0.02684	0.12007	0.00166	750	31	731	10
2	240	217	1.1	0.06428	0.00458	1.05841	0.07286	0.11941	0.00203	751	150	727	12
3	291	233	1.2	0.06629	0.00226	1.10789	0.03777	0.12123	0.00185	816	46	738	11
4	520	461	1.1	0.06306	0.00164	1.05915	0.02837	0.12179	0.0017	710	55	741	10
5	273	220	1.2	0.06694	0.00245	1.14917	0.0419	0.12453	0.00196	836	50	757	11
6	193	228	0.8	0.06539	0.00185	1.12652	0.03232	0.12495	0.00181	787	36	759	10
7	162	169	1.0	0.06726	0.00448	1.01551	0.06412	0.10948	0.0018	846	139	670	10
8	81	88	0.9	0.06659	0.00323	1.15527	0.05535	0.12584	0.00221	825	71	764	13
9	190	169	1.1	0.06404	0.00199	1.11389	0.03485	0.12616	0.00187	743	41	766	11
10	175	207	0.8	0.06057	0.00210	1.01268	0.03534	0.12125	0.0018	624	75	738	10
11	232	375	0.6	0.06712	0.00183	1.13601	0.03143	0.12276	0.00177	841	34	746	10
12	223	234	1.0	0.06737	0.00185	1.15419	0.0322	0.12427	0.00179	849	34	755	10
13	244	192	1.3	0.0657	0.00169	1.12139	0.02947	0.12381	0.00176	797	32	752	10
14	130	143	0.9	0.06751	0.00236	1.13094	0.03948	0.12152	0.00187	854	47	739	11
15	192	196	1.0	0.06171	0.00209	1.02215	0.03493	0.12012	0.00178	664	73	731	10
16	415	413	1.0	0.06077	0.00196	1.01214	0.03308	0.12078	0.00177	631	69	735	10
17	219	214	1.0	0.06584	0.00179	1.11864	0.03101	0.12325	0.00177	801	34	749	10
18	126	157	0.8	0.06577	0.00182	1.12313	0.03157	0.12383	0.00178	799	58	753	10
19	236	179	1.3	0.06784	0.00169	1.16119	0.02965	0.12417	0.00176	864	30	755	10
20	324	280	1.2	0.06409	0.0014	1.0658	0.0242	0.12064	0.00166	745	26	734	10

续表 2

Continued Table 2

样品点	元素含量(ppm)			同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
02DB14													
1	1367	1322	1.0	0.06485	0.0014	1.00608	0.02287	0.1125	0.00154	770	42	687	9
2	2467	1064	2.3	0.06553	0.00135	1.08272	0.02389	0.11981	0.00162	791	37	730	9
3	626	407	1.5	0.06716	0.00223	1.11624	0.03731	0.12052	0.00182	843	60	734	10
4	264	352	0.8	0.05688	0.00424	0.4658	0.03366	0.05938	0.00102	487	156	372	6
5	579	361	1.6	0.06169	0.00203	1.06785	0.03559	0.12552	0.00184	663	55	762	11
6	1856	775	2.4	0.06603	0.00156	1.06768	0.02612	0.11728	0.00165	807	49	715	10
7	295	274	1.1	0.06621	0.00232	1.10579	0.03897	0.12111	0.00183	813	59	737	11
8	2211	1832	1.2	0.06855	0.00127	0.82795	0.01657	0.08758	0.00118	885	36	541	7
9	2610	996	2.6	0.06473	0.00158	0.95197	0.02423	0.10665	0.00149	766	44	653	9
10	1206	593	2.0	0.06717	0.00128	1.11692	0.02271	0.1206	0.00164	843	39	734	9
11	4880	1565	3.1	0.06193	0.00179	0.54728	0.01621	0.06408	0.00091	672	49	400	6
12	727	431	1.7	0.06450	0.00183	1.11691	0.03268	0.12557	0.00179	758	48	763	10
13	2700	1126	2.4	0.06505	0.00126	1.10724	0.02281	0.12346	0.00168	776	40	750	10
14	7533	2406	3.1	0.06159	0.00138	0.51252	0.01241	0.06034	0.00081	660	35	378	5
02DB20													
1	2752	1847	1.5	0.06766	0.00205	1.1393	0.03486	0.12242	0.00185	858	62	745	11
2	869	459	1.9	0.06752	0.00356	1.13254	0.05863	0.12164	0.00223	854	95	740	13
3	485	314	1.5	0.06668	0.00337	1.10355	0.05512	0.12032	0.00217	828	102	732	12
4	732	664	1.1	0.06673	0.00244	1.07825	0.03938	0.11749	0.00188	829	75	716	11
5	931	569	1.6	0.06572	0.00188	1.09747	0.03193	0.12141	0.0018	797	59	739	10
6	255	173	1.5	0.0646	0.00329	1.10825	0.05566	0.12448	0.0022	760	94	756	13
7	111	83	1.3	0.0665	0.00564	1.12177	0.09224	0.12225	0.00294	823	136	744	17
8	880	562	1.6	0.0655	0.00208	1.10825	0.03552	0.1227	0.00185	790	58	746	11
9	125	131	1.0	0.06379	0.00417	0.72262	0.04637	0.08236	0.00169	735	133	510	10
10	124	119	1.0	0.06199	0.00333	1.06079	0.05607	0.12442	0.00233	674	111	756	13
11	123	103	1.2	0.06664	0.00469	1.14657	0.07899	0.12509	0.00282	826	140	760	16
12	475	293	1.6	0.0644	0.00259	1.05831	0.04222	0.11946	0.00198	755	83	728	11

续表 2

Continued Table 2

样品点	元素含量(ppm)			同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
13	135	88	1.5	0.06022	0.00312	1.01455	0.05195	0.12247	0.00219	612	108	745	13
14	326	263	1.2	0.06297	0.00188	1.06265	0.03203	0.12269	0.00184	707	62	746	11
15	449	243	1.8	0.06036	0.00252	0.97904	0.04049	0.11791	0.00197	617	88	719	11
02DB21													
1	88	116	0.8	0.05468	0.00357	0.33503	0.02162	0.04442	0.00084	399	111	280	5
2	345	166	2.1	0.06365	0.00208	1.07145	0.03536	0.12203	0.00185	730	44	742	11
3	62	53	1.2	0.066863	0.00372	1.10387	0.06062	0.11972	0.00208	834	49	729	12
4	168	70	2.4	0.06340	0.01035	1.02735	0.16307	0.11750	0.00268	722	185	716	15
5	1794	525	3.4	0.0661	0.00136	1.11044	0.02405	0.12180	0.00167	810	24	741	10
6	276	143	1.9	0.0665	0.00606	1.12835	0.10019	0.12300	0.00226	823	176	748	13
7	388	201	1.9	0.0654	0.00201	1.12247	0.03497	0.12438	0.00182	789	35	756	10
8	207	145	1.4	0.07046	0.00201	1.11871	0.03378	0.12028	0.00176	942	36	732	10
9	1031	369	2.8	0.0630	0.00286	1.06347	0.04779	0.12241	0.00204	708	57	744	12
10	307	194	1.6	0.0673	0.00208	1.10531	0.0345	0.11918	0.00176	846	38	726	10
11	349	218	1.6	0.0665	0.00206	1.10695	0.03468	0.12071	0.00177	822	36	735	10
12	255	155	1.6	0.06861	0.00485	1.00108	0.07951	0.12231	0.00205	887	151	744	12
13	304	276	1.1	0.06861	0.00344	1.11579	0.0568	0.12154	0.00219	887	69	739	13
14	96	98	1.0	0.06374	0.0031	1.09191	0.05243	0.12426	0.00217	733	72	755	12
15	63	54	1.2	0.06861	0.00419	1.02697	0.07093	0.12547	0.00221	887	46	762	13

表 3 大别山北淮阳地区晋宁期岩浆岩单矿物氧同位素组成(‰)

Table 3 Oxygen isotope composition of minerals from Neoproterozoic rocks of Beihuaiyang zone in the Dabie terrain

样品号	锆石	石英	斜长石	钾长石	黑云母	白云母	角闪石	磁铁矿	其它矿物
02DB3		10.27	8.38	7.32	3.13	7.12			
02DB4	4.98	9.85	7.22	7.03	3.71	6.13			
02DB15	5.56	9.59	8.17	6.68					
02DB16	5.29	12.47		9.92	5.30	9.16			7.59(Gt)*
02DB17	4.20	10.70		8.00	3.13	7.03		0.95	5.77(Gt)
02DB20			1.95				1.94	-1.76	
02DB21	5.06						3.88		2.97(Ep)
02DB22							3.86		
02DB25	4.24	3.12	0.71	0.15					
02DB31	6.81	8.81	5.08	4.75				0.39	4.82(Al)
03BHY24	2.53	8.34	6.17	3.47		3.93			
03BHY32	1.39		2.18		0.05			-2.45	
03BHY33	2.12		2.33		-0.70			-3.17	

* 注: Gt 为石榴石, Ep 为绿帘石, Al 为褐帘石

谢智等(2002)对庐镇关中的胡家河和王家河两个基性岩体进行了 TIMS 锆石 U-Pb 定年,得到两个岩体的年龄分别为 784Ma 和 758Ma。其中王家河岩体的年龄值与我们的结果在误差范围内一致,而胡家河岩体 784Ma 的年龄值则明显高于我们的结果(741 ± 7Ma)。我们对胡家河岩体进行 LA-ICP-MS 定年选用的锆石的 CL 图像显示,这些锆石具有明显的环带结构,为典型的岩浆锆石(图 2),因此,我们认为 741 ± 7Ma 的年龄值应该代表了胡家河岩体的形成年龄。谢智等(2002)得到的 784Ma 的年龄值既可能为该岩体形成时同化混染较老的围岩的年龄,也可能是该基性岩体的源区岩石残留锆石年龄。如果后一种情况成立,那么说明该基性岩有可能由更老的(780Ma 左右)基性-超基性岩石部分熔融形成。

Hacker 等(1998, 2000)对庐镇关岩浆杂岩中的两个样品进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,得到的年龄结果与我们的类似,分别为 739Ma 和 779Ma。Chen 等(2003)对北淮阳庐镇关群六个花岗岩体进行了锆石 TIMS 法 U-Pb 单颗粒定年和蒸发法 Pb-Pb 定年,得到的年龄为约 720 ~ 770Ma。

综上所述,北淮阳庐镇关岩浆杂岩的形成时代为约 720 ~ 780Ma,其中绝大多数岩石形成于约 740 ~ 750Ma 之间。这些年龄结果支持北淮阳带在构造属性上属于扬子板块的推论(周建波等,2001; Hacker *et al.*, 1998; Fauer *et al.*, 1999)。Li 等(1999; 2003)认为扬子板块新元古代岩浆岩是与 Rodinia 超大陆裂解有关的裂谷岩浆作用形成产物,约 820Ma 和约 750 ~ 780Ma 左右的岩浆活动分别对应一个地幔超柱事件的两次主活动期。这一结论得到了扬子板块同期大规模花岗岩(Li *et al.*, 1999, 2003)、新元古代主动裂谷岩浆岩(Li *et al.*, 2002)和科马提岩(Zhou *et al.*, 2000)等与地幔柱有关的岩浆活动的支持。扬子板块北缘大别-苏鲁造山带中不同类型变质火成岩原岩的岩浆结晶年龄范围为 600 ~ 800Ma(Ames *et al.*, 1996; Ayers *et al.*, 2002; Hacker *et al.*, 1998, 2000; Grimmer *et al.*, 2003; Rowley *et al.*, 1997; Zheng *et al.*, 2003a, 2004),但主要集中在 700 ~ 800Ma,且峰值为 758 ± 15Ma(Zheng *et al.*, 2004),说明在约 750 ~ 770Ma 该地区岩浆活动表现最为强烈。结合庐镇关岩浆杂岩的时代特征,我们认为扬子北缘的新元古代岩浆岩可能主要形成于约 750 ~ 780Ma 的与地幔超柱有关的裂谷岩浆作用。

北淮阳地区浅变质岩主要包括佛子岭群和庐镇关岩浆

杂岩，其中佛子岭群由泥质岩和变泥砂岩等细陆源碎屑岩组成，庐镇关岩浆杂岩为前寒武纪结晶基底。这些岩石与超高压变质岩的原岩在岩石组合和形成时代上具有一定的相似性，但是其变质程度仅为绿片岩相到低角闪岩相，且动力变质变形特征显著。这些地质地球化学特征表明，北淮阳浅变质岩是三叠纪扬子板块俯冲过程中被上覆的华北板块所刮削下来的构造单元，为扬子板块俯冲过程中形成的构造加积楔（周建波等，2001；Zhou *et al.*，2003）。因此，扬子板块与华北板块之间的构造缝合线在大别造山带应该位于庐镇关杂岩之下或以北。

5.2 庐镇关岩浆杂岩的氧同位素特征及其后期演化

对庐镇关岩浆杂岩中不同单矿物的氧同位素分析结果表明，这些岩浆杂岩形成以后经历了明显的后期扰动。那些氧保存能力较差的矿物（如石英、长石和云母等）的氧同位素组成受到的后期扰动明显，其 $\delta^{18}O$ 值不能代表其从岩浆中结晶时的初始同位素组成。锆石的 $\delta^{18}O$ 值在不同岩体和/或同一岩体的不同样品之间存在明显差别（表 3），并且最低值达 +1.39‰。锆石的这种氧同位素特征是其初始组成特征还是在高温下与大气降水发生不同程度交换的结果？即锆石是否保存了其原始岩浆的氧同位素组成？

我们对 02DB17 和 02DB25 两个低 $\delta^{18}O$ 值锆石的样品进行了 CL 显微结构观察（图 2a、2b、2c），发现这两个样品中的锆石具有清楚的振荡环带，为典型的岩浆锆石。其中 02DB17 的锆石有非常窄的蚀变边，而 02DB25 中的锆石有少量的残留核，但是这些蚀变边和残留核所占整个锆石样品的体积比不超过 5%，不管它们的氧同位素组成如何，它们对整个锆石样品 $\delta^{18}O$ 值的影响都可以忽略不计。

由于锆石的氧保存能力比石英强，高温热液蚀变作用对石英的影响比锆石大（Gillam and Valley，1997；King *et al.*，1998；King and Valley，2001；Monani and Valley.，2001；O'Conner and Morrison，1999；Valley *et al.*，1994；Wei *et al.*，2002；Zheng *et al.*，2004）。如果热液蚀变作用影响了锆石的氧同位素组成，那么其对石英氧同位素组成的影响会更明显。但是，在部分样品中，虽然锆石具有较低的 $\delta^{18}O$ 值，石英却具有显著较高并与锆石不平衡的 $\delta^{18}O$ 值，显然不能用高温热液蚀变来解释锆石的低 $\delta^{18}O$ 值。如 02DB17 和 03BHY24 中锆石的 $\delta^{18}O$ 值分别为 4.20‰和 2.53‰，而这两个样品石英的 $\delta^{18}O$ 值却分别为 10.70‰和 8.34‰。同时，由于锆石本身的矿物稳定性高，且氧扩散速率很低（Watson and Cherniak，1997；Zheng and Fu，1998），在绿片岩相到低角闪岩相变质条件下，它可以几乎不受热液蚀变和变质作用的影响，从而有效地保存其形成时的原始氧同位素信息（Gilliam *et al.*，1997；King *et al.*，1997，1998；Monani *et al.*，2001；Valley *et al.*，1994；Zheng *et al.*，2004）。

以上分析表明，庐镇关岩浆杂岩中锆石的 $\delta^{18}O$ 值没有受到后期热液蚀变的影响，保存了其原始岩浆的氧同位素组成。锆石的 $\delta^{18}O$ 值在不同岩体和/或同一岩体的不同样品之间都有明显差别（表 3），反应了其初始岩浆在氧同位素组成上的不均一性。这种氧同位素的不均一性可能继承了其源区岩石氧同位素组成的特点，是热液蚀变岩石经受重熔的典型特征（Sheppard and Taylor，1974；Taylor，1986；Taylor and Sheppard，1986）。在热液蚀变过程中，由于流体的通道、持续时间和水/岩比在岩石的不同部分的不均一性，导致了热液蚀变的强度不同，从而出现蚀变岩石的氧同位素组成在不同尺度上（从微米级到公里级）的差异（Sheppard and Taylor，1974；Taylor，1986；Taylor and Sheppard，1986；Valley and Graham，1996；Zheng *et al.*，2003a，2004）。庐镇关岩浆岩样品中锆石的 $\delta^{18}O$ 值变化范围与大别苏鲁超高压岩中锆石的 $\delta^{18}O$ 值变化范围接近（Zheng *et al.*，2004），这也从氧同位素的角度证明其在构造属性上属于扬子板块。其中大多数锆石的 $\delta^{18}O$ 值低于典型地幔锆石的 $\delta^{18}O$ 值，表明其初始岩浆不同程度地亏损 ^{18}O。

在庐镇关岩浆杂岩中，石英与锆石之间氧同位素的分馏值有非常大的变化范围，为（1.12‰～7.18‰，大多数显著偏离石英与锆石在岩浆温度下的平衡分馏值（800℃ 时，$\Delta_{石英-锆石}$ = 2.6‰）（Valley *et al.*，1994，2003；Zheng，1993a）（表 3，图 4）。石英与锆石之间的氧同位素分馏不平衡指示，相对于锆石而言，石英的氧同位素组成受到了后期地质作用的扰动。样品 02DB25 中，$\Delta_{石英-锆石}$ =（1.12‰，石英的 $\delta^{18}O$ 值明显低于岩浆温度下与锆石平衡的石英的 $\delta^{18}O$ 值，表明该样品的石英在亚固相条件下与亏损 ^{18}O 流体发生了高温氧同位素交换，使石英的 $\delta^{18}O$ 值降低（Gilliam and Valley，1997；King *et al.*，2001；O'Conner and Morrison，1999；Valley *et al.*，1996；Wei *et al.*，2002）。样品 02DB4、02DB15、02DB16、02DB17 和 03BHY24 中，$\Delta_{石英-锆石}$ = 4.03‰～7.18‰，石英的 $\delta^{18}O$ 值显著高于岩浆温度下与锆石平衡的石英的 $\delta^{18}O$ 值。这一方面可能是石英形成以后受到了低温热液蚀变的影响，使其 $\delta^{18}O$ 值升高，而这一过程并不改变锆石的氧同位素组成（King *et al.*，1998）；还有可能由于锆石结晶较早、封闭温度较高，在锆石形成以后，石英形成以前，岩浆同化混染了富集 ^{18}O 围岩，导致石英的 $\delta^{18}O$ 值升高（King and Valley，2001；Valley *et al.*，1994）。如果岩石遭受低温热液蚀变使石英的 $\delta^{18}O$ 值升高，那么比石英更容易受到蚀变的长石应该受到更强烈的蚀变作用，而使其 $\delta^{18}O$ 值升高。但是氧同位素分析结果显示，这些样品中长石的 $\delta^{18}O$ 值并没有相应升高（表 3），因此我们可以排除低温蚀变引起石英富集 ^{18}O 的可能。因此，石英高 $\delta^{18}O$ 值的原因只可能是在锆石形成

以后、石英形成以前,岩浆演化过程中同化混染了高 $\delta^{18}O$ 值的围岩。

石榴石是常见矿物中稳定性最好和氧扩散速率最慢的矿物之一(Fortier and Giletti,1989; Zheng and Fu,1998),石榴石可以有效地保存其形成时的氧同位素组成。由于在岩浆演化过程中锆石早于石榴石生成,通过对锆石和石榴石矿物对的氧同位素分析,就可以很好地判断岩浆演化时的同化混染过程(King and Valley,2001; Lackey *et al.*, 2002; Valley *et al.*,1994,2003)。在高温平衡条件下,锆石与石榴石之间的氧同位素分馏为 0 ~ 0.3‰(Valley *et al.*, 1994, 2003; Zheng,1993a)。样品 02DB16 和 02DB17 中,$\Delta_{石榴石-锆石}$ 分别为 2.30‰和 1.57‰,石榴石比锆石具有更高的 $\delta^{18}O$ 值,同样支持在锆石形成以后岩浆同化混染了高 $\delta^{18}O$ 值的围岩的结论。

5.3 低 $\delta^{18}O$ 值岩浆的成因

对于大别-苏鲁造山带不同类型低 $\delta^{18}O$ 值变质岩,不同的研究者提出了不同的成因机制。Rowley 等(1997)根据大别山五庙和石马地区英云闪长质片麻岩锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄,推测这些低 $\delta^{18}O$ 值变质岩的大气降水热液蚀变作用发生在新元古代。Rumble 等(2002)对苏鲁地体东南部青龙山附近虎山和房山花岗片麻岩中的低 $\delta^{18}O$ 值锆石进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,结合已有的榴辉岩的年龄,他们认为比榴辉岩原岩年轻的花岗片麻岩原岩岩浆侵位作为热源,加热了沿裂谷带深循环的地表水,驱动了局部地热体系的对流和基性-酸性岩浆岩的热液蚀变,导致榴辉岩和花岗片麻岩的原岩具有较低的 $\delta^{18}O$ 值。但是,他们用来定年的两个虎山片麻岩样品锆石核部的年龄分别为 684、712 和 754Ma,边部的年龄则为古生代。由于这些样品经历过超高压变质作用,这些锆石的核部可能受到了重结晶作用的影响,其 754Ma 的年龄才能代表其原岩年龄,而这一年龄与青龙山榴辉岩的原岩 767 ± 13Ma(Zheng *et al.*, 2004)在误差范围内完全一致,所以它们的原岩侵位时间可能并不存在先后关系。同时,已有研究表明,在亚固相条件下的高温(一般小于 600℃)水岩相互作用过程中,如果要使粒径为 100μm 的锆石颗粒发生氧同位素再造需要几十甚至几百百万年以上的持续时间,这个时间长度在自然界是不太可能出现的(Zheng *et al.*, 2004)。Zheng 等(2003b)根据大别山双河地区花岗片麻岩锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄 724 ~ 768Ma 和低的 $\delta^{18}O$ 值 -4.1‰ ~ -1.1‰,认为这些低花岗片麻岩原岩花岗岩由新元古代大气降水热液蚀变的地壳熔融形成,$\delta^{18}O$值与新元古代冰期对应的寒冷气候有关,但是依然缺乏直接的岩浆岩氧同位素证据。

Zheng 等(2004)对大别-苏鲁造山带区域规模分布的一百多个榴辉岩和花岗片麻岩样品中的锆石进行了氧同位素分析并对部分低 $\delta^{18}O$ 值锆石样品进行阴极发光观察和 U-Pb 年龄测定后发现,锆石 $\delta^{18}O$ 值变化范围较大(-10.9‰ ~ 8.5‰),且大多数锆石的 $\delta^{18}O$ 值显著低于典型地幔锆石的 $\delta^{18}O$ 值;大多数低 ^{18}O 锆石具有大的岩浆成因核和窄的变质边,岩浆成因核具有新元古代年龄(700 ~ 800Ma)。据此,他们认为这些低 $\delta^{18}O$ 值的榴辉岩和花岗片麻岩的原岩分别为低 $\delta^{18}O$ 的基性和酸性岩,对应于扬子板块北缘的与新元古代裂谷构造有关的双峰式岩浆活动,并进一步把这种新元古代低 $\delta^{18}O$ 岩浆的成因与 Rodinia 超大陆裂解及雪球地球事件相联系。这一推断得到了超高压变质岩中原岩锆石 SIMS 微区 U-Pb 定年和氧同位素分析结果的支持(Chen *et al.*, 2003)。但是,这些研究均是针对超高压变质岩石,这些变质岩在扬子板块俯冲和折返过程中经历了复杂的变质演化及碰撞后燕山期岩浆热事件的叠加和改造,制约了这些超高压岩石原岩形成及 ^{18}O 亏损事件时间的准确测定(Rumble *et al.*, 2002; Zheng *et al.*, 2003a, 2004)。

本文研究的庐镇关岩浆杂岩中低 $\delta^{18}O$ 值的锆石具有典型的岩浆振荡环带和岩浆锆石的 Th、U 含量及 Th/U 比值等化学特征,表明这些低 $\delta^{18}O$ 值的锆石来自低 $\delta^{18}O$ 的岩浆,而非热液蚀变成因或超高压变质效应。这些岩浆岩的主要形成年龄为约 740 ~ 750Ma,且酸性和基性岩石的形成年龄在误差范围内完全一致,同时与 Rodinia 超大陆裂解有关的、约 750 ~ 780Ma 的地幔超柱和裂谷岩浆活动相对应。由于裂谷构造带是热液蚀变的有利场所(Taylor,1977,1986),早期裂谷岩浆活动启动了高温大气降水热液蚀变,形成 ^{18}O 亏损的蚀变岩石。这些蚀变岩石在断裂塌陷处发生重熔,就会形成低 ^{18}O 岩浆(Bindeman and Valley,2000; Zheng *et al.*,2003a, 2004)。

这一时期不但是新元古代 Rodinia 超大陆裂解有关的地幔超柱和裂谷岩浆活动的时间(Zheng, 2003; Li *et al.*, 2003),同时也对应于新元古代全球性的冰川事件(雪球地球)发生的时间(Kirschvink, 1992; Hoffman, *et al.*, 1998, 1999)。在新元古代至少有两期全球性的冰川事件,分别为约 720 ~ 760Ma 的 Sturtian 冰期和约 610 ~ 630Ma 的 Marinoan 冰期(Kennedy *et al.*,1998; Prave,1999)。在相同时期,扬子板块发育有两个冰期和一个间冰期,分别为古城(或长安)冰期、南沱冰期和大塘坡间冰期(周传明等,2001; 张启锐等,2002; Yin *et al.*, 2003)。对位于古城组冰碛岩之下的莲沱组及与之对应的陡水河组中的凝灰岩夹层进行锆石 U-Pb 定年,得到的年龄结果分别为 748 ± 12Ma 和 758 ± 23Ma,这些年龄被认为是古城冰期年龄的下限值(马国干等,1984; Yin *et al.*, 2003)。这些年龄结果与扬子板块北缘这些新元古代岩浆岩的年龄结果在误差范围内完全一致。因此,我们认为

产生这些亏损^{18}O岩浆的蚀变流体来源为消融的冰川冰雪水。

这些结果证实了 Zheng 等(2003a，b)的推断，即在扬子板块北缘与 Rodinia 超大陆裂解有关的裂谷构造环境，成冰纪岩浆侵位启动周围的地下水热液循环，岩浆本身由于高温水-岩反应出现^{18}O亏损；在断裂塌陷之处出现局部地壳物质再循环，热液蚀变岩石发生重熔，从而形成低^{18}O岩浆。所以这些低$\delta^{18}O$值岩浆的成因与 Rodinia 超大陆的裂解、地幔超柱活动和裂谷岩浆作用以及雪球地球事件相耦合的高温大气降水热液蚀变有关。

6 结论

(1)北淮阳庐镇关岩浆杂岩中锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 定年结果显示，这些岩浆杂岩的形成时间为约 720～780Ma，其中绝大多数岩石形成于约 740～750Ma。

(2)这些岩浆岩进行锆石和其它矿物的氧同位素分析结果表明，它们经历了复杂的岩浆后期和/或岩浆期后的水-岩相互作用。对锆石、石英、石榴石及其它单矿物系统的氧同位素组成研究表明，部分样品经历了岩浆期后高温热液蚀变，还有部分样品在岩浆演化后期同化混染了高$\delta^{18}O$值的围岩。

(3)锆石的$\delta^{18}O$值在不同岩体和/或同一岩体的不同样品之间都有明显差别(1.39‰～6.81‰)，反应了其初始岩浆氧同位素组成的不均一性。部分样品的岩浆锆石表现出低$\delta^{18}O$特征，因此扬子板块北缘新元古代低$\delta^{18}O$锆石是从低$\delta^{18}O$岩浆中结晶出来的，这些低$\delta^{18}O$岩浆可能为热液蚀变岩石部分熔融所形成。

(4)新元古代低$\delta^{18}O$岩浆的形成与 Rodinia 超大陆裂解有关的约 750～780Ma 的地幔超柱和裂谷岩浆活动以及全球性的雪球地球事件有关。

(5)这些低$\delta^{18}O$的双峰式岩浆岩构成了扬子板块北缘的新元古代基底，在三叠纪大陆俯冲过程中一部分进入地幔深部经受超高压变质作用，另一部分则被仰冲的华北板块刮削下来成为构造加积楔。因此，扬子板块与华北板块的缝合线应在北淮阳带之下或以北。

致谢 感谢沈渭洲教授和陈福坤研究员提出的宝贵修改意见。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年得到西北大学地质系柳小明博士、袁洪林博士和胡兆初同学的指导和帮助；锆石 CL 照相得到中国地质科学院周剑雄研究员和陈振宇工程师的指导和帮助；野外工作得到倪进治博士和陈斌同学的协助；氧同位素分析过程中得到赵彦冰女士的帮助，在此表示衷心的感谢。

References

Ames L, Tilton G, Zhou G. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtse cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. Geology, 21: 339－342

Ames L, Zhou G Z, Xiong B C. 1996. Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. Tectonics, 15(2): 472－489

Anderson T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemical Geology, 192: 59－79

Ayers J C, Dunkle S, Gao S, Miller C F. 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. Chemical Geology, 186: 315－331

Baker J, Mathews A, Mattey D, Rowley D, Xue F. 1997. Fluid-rock interactions during ultra high pressure metamorphism, Dabie Shan, China. Geochim. Cosmochim. Acta., 61: 1685－1696

Bindeman I N, Valley J W, Wooden J L. 2001. Post-caldera volcanism: in situ measurement of U-Pb age and oxygen isotope ratio in Pleistocene zircons from Yellowstone caldera. Earth and Planet. Science Letters, 189: 197－206

Chen D G, Etienne D, Cheng H, Xia Q K, Wu Y B. 2003. Preliminary study of micro-scale zircon oxygen isotopes for Dabie-Sulu metamorphic rocks: Ion probe in situ analyses. Chinese Sci. Bull., 48(16): 1670－1678

Chen F K, Guo J H, Jiang L L, Siebel W, Cong B L, Satir M. 2003. Provenance of the Beihuaiyang lower-grade metamorphic zone of the Dabie ultrahigh-pressure collisional orogen, China: evidence from zircon ages. J. Asian Earth Sci., 22: 343－352

Cherniak D J, Watson E B, 2000. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology, 172: 5－24

Compston W, Williams I S, Kirschvink J L. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. J. Geol. Soc. London, 149: 171－184

Cong B L. 1996. Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks in the Dabieshan-Sulu Region of China. Beijing: Science Press, 224 pp

Faure M, Lin W, Shu L, Sun Y, Scharer U. 1999. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultrahigh-pressure rocks. Terra Nova, 11(6): 251－258

Fortier S M, Giletti B J. 1989. An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals, Science, 245: 1481－1484

Gao S, Liu X M, Yuan H L, 2002. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM Glasses by LA-ICP-MS. Geostandard Newslett., 22: 181－195

Gilliam C E, Valley J W. 1997. Low $\delta^{18}O$ magmas, Isle of Skye, Scotland: evidence from zircons. Geochim. Cosmochim. Acta, 61: 4975－4981

Gong B, and Zheng Y F. 2003. A CO_2－laser technique for oxygen isotope analysis of silicates. Earth Science Frontiers, 10(2): 279－286 (in Chinese with English abstract)

Grimmer J C, Ratschbacher L, McWilliams M, Franz L, Gaitzsch I. 2003. When did the ultrahigh-pressure rocks reach the surface? A

$^{207}Pb/^{206}Pb$ zircon, $^{40}Ar/^{39}Ar$ white mica, Si-in-white mica, single-grain provenance study of Dabie Shan synorogenic foreland sediments, Chem. Geol. ,197: 87 – 100

Hacker B R, Ratshbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. Earth Planet. Sci. Lett., 161: 215 – 230

Hacker B, Ratschbacher L, Webb L, McWilliams M, Ireland T, Calvert A, Dong S, Wenk H R. 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. J. Geophysical Research, 105: 13339 – 13364

Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B. 1990. Coesite from Mengzhoug eclogite at Donghai county, northern Jiangsu province, China. Mineral. Mag., 54: 579 – 583

Hoffman P F, Kaufmann A J, Halverson G P, Schrag D P. 1998. A Neoproterozoic snowball earth. Science, 281: 1342 – 1346

Hoffman P F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, ture polar wander and the snowball earth. J. Afr. Earth Sci., 28, 17 – 33

Jiang L L, Wu W P, Chu R D, Liu Y C, Zhang Y. 2003. Post-collisional extensional and thrust-nappe structures in northern part of Dabie Mountains. Chinese Sci. Bull., 48: 2378 – 2385

Kennedy M J, Runnegar B, Prave A R. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? Geology, 26: 1059 – 1063

King E M, Barrie C T, Valley J W. 1997. Hydrothermal alteration of oxygen isotope ratios in quartz phenocrystals, Kidd Creek mine, Ontario: magmatic values are preserved in zircon. Geology, 25: 1079 – 1082

King E M, Valley J W, Davis D W, Edwards G R. 1998. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source. Precambrian Research, 92: 365 – 387

King E M, Valley J W, 2001. The source, magmatic contamination, and alteration of the Idaho batholith. Contrib. Mineral. Petrol., 142: 72 – 88

Lackey J S, Hinke H J, and Valley J. 2002. Tracking contamination in felsic magma chambers with $\delta^{18}O$ of magmatic garnet and zircon. Geochim. Cosmochim. Acta., 66: A428

Lee J, Williams I, Ellis D. 1997 Pb, U and Th diffusion in nature zircon. Nature, 390(13): 159 – 162

Li X H. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze block: timing of the Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia assembly. Precambrain Res., 97: 43 – 57

Li X H, Li Z X, Zhou H W. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. Precambrian Res., 113: 135 – 154

Li X H, Li Z X, Ge W C. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? Precambrain Res., 122: 45 – 83.

Li Z X, Li X H, Kinney P D, Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Planet. Sci. Lett., 173: 171 – 181

Li Z X, Li X H, Kinndy P D, Wang J, Zhang S, Zhou H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrain Res., 122: 85 – 109

Liati A, Gebauer D, and Wysoczanski R, 2002. U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece); evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. Chemical Geology, 184: 281 – 299

Liou J G, Zhang R Y, Eide E A. 1996. Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultra high-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China. In Harrison, M T, Yin A (eds.), The Tectonics of Asia. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 300 – 344

Ma G G, Li H Q, Zhang Z C. 1984. An investigation of the age limits of the Sinian system in South China. Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral. Res., 8: 1 – 29 (in Chinese)

Ma W P, Wang G Y, and Wang G S. 2001. Jinningian plutonic belt in the Fuziling Group and its tectonic implication. Geol. Rev., 47 (5): 476 – 481 (in Chinese with English abstract)

Mojzsis S J, Harrison T M, Pidgeon R T, 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the earth's surface 4,300 Myr ago. Nature, 409:178 – 181

Monani S, Valley J W, 2001. Oxygen isotope ratios of zircon: magma genesis of low $\delta^{18}O$ granites from the British Tertiary Igneous Province, western Scotland. Earth Planet. Sci. Lett., 184: 377 – 392

O'Connor Y L, and Morrison J. 1999. Oxygen isotope constraints on the petrogenesis of the Sybille Intrusion of the Proterozoic Laramie anorthosite complex. Contrib. Mineral. Petrol., 136: 81 – 91

Okay A, Xu S and Sengor A M C. 1989. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China, Eur. J. Mineral., 1:595 – 598

Peck W H, Valley J W. Graham C M, 2003. Slow oxygen diffusion rates in igneous zircons from metamorphic rocks. Am. Mineral., 88 (in press)

Prave A R. 1999. Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}C$ excursions, two rifts: the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California. Geology, 27: 339 – 342

Rowley D B, Xue F, Tucker R D, Peng Z X, Baker J, Davis A. 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Ph zircon geochronology, Earth and Planet. Science Letters, 151:191 – 203

Rumble D, Yui T F. 1998. The Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. Geochim. Cosmochim. Acta., 62: 3307 – 3321

Rumble D, Giorgis D, Ireland T, Zhang Z M, Xu H F, Yui T F, Yang J S, Xu Z Q. 2002. Low $\delta^{18}O$ zircons, U-Pb dating, and the age of the Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu province, China. Geochim. Cosmochim. Acta., 66: 2299 – 2306

Sheppard S M F, Taylor H P Jr. 1974. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origin of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits. Econ. Geol., 69: 926 – 946

Taylor H P. 1977. Water/rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholiths. J. Geol. Soc. Lond., 133: 509 – 558

Taylor H P. 1986. Igneous rocks. I I. Isotopic case studies of

Circumpacific magmatism. In: Valley J W, Taylor H P, O'Niel J R (eds.). Stable isotopes in high-temperature geological processes. Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral., 16:273 – 317

Taylor H P, Sheppard S M F. 1986. Igneous rocks. I. Processes of isotopic fractionation and isotopic systematics. In: Valley J W, Taylor H P, O'Niel J R (eds.) Stable isotopes in high-temperature geological processes. Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral., 16:227 – 271

Valley J W, Chiarenzeli J R, McLelland J M. 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. Earth Planet. Sci. Lett., 126: 187 – 206

Valley J W, Graham C M. 1996. Ion microprobe analysis of oxygen isotope ratios in quartz from Skye granite: healed micro-cracks, fluid flow, and hydrothermal exchange. Contrib. Mineral. Petrol., 124: 225 – 234

Valley J W, Kinney P D, Schulze D J, Spicuzza M J. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. Contrib. Mineral. Petrol., 133: 1 – 11

Valley J W, Peck W H, King E M, Wilde S. 2002. A cool early earth. Geology, 30: 351 – 354

Valley J W, Bindeman I N, and Peck W H. 2003. Empirical calibration of oxygen isotope fractionation in zircon. Geochim. Cosmochim. Acta., 67: 3257 – 3266

Wang X, Liou J, Mao H. 1989. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains in central China. Geology, 17: 1085 – 1088

Wang X M, and Liou J. 1991. Regional ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: evidence from country rocks, gneiss, marble, and metapelite. Geology, 19: 933 – 936

Wang X M, Zhang R Y, Liou J G. 1995. UHP terrane in east central China. In: Coleman R, Wang X (eds.), Ultrahigh Pressure Metamorphism. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 356 – 390 pp

Watson E B, Cherniak D J. 1997. Oxygen diffusion in zircon. Earth Planet. Sci. Lett., 148: 527 – 54

Wei C S, Zheng Y F, Zhao Z F, Valley J. 2002. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. Geology, 30: 375 – 378

Wilde S A, Valley J W, Peck W H. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the earth 4.4 Gyr ago. Nature, 409: 175 – 178

Xie Z, Chen J F, Zhang X, Li H M, Zhou T X, Yang G. 2002. Geochronology of Neoproterozoic mafic intrusions in North Huaiyang area. Acta Geoscience Sinica. 23(6): 517 – 520 (in Chinese with English abstract)

Xu S, Okay A, Ji S, Jiang L L, Liu Y C. 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for the tectonic setting. Science, 256: 80 – 82

Xue F, Rowley D B, Tucker R D and Peng Z X. 1997. U-Pb ages of Granitoid rocks in the North Dabie Complex, Eastern Dabieshan, China, J. Geol., 105: 744 – 753

Yang J, Smith D. 1989. Evidence for a former sanidine-coesite eclogite at Lanshantou, eastern China, and the recognition of the Chinese "Su-Lu Coesite-Eclogite Province". Terra Abstract, 1: 26

Yin C Y, Liu D Y, Gao L Z. 2003. The lower boundary age of the Nanhua System and the Gucheng glacial stage: evidence from SHRIMP II dating. Chinese Sci. Bull., 18(6): 1657 – 1662

Yuan HL, Wu FY, Gao S, Liu XM, Xu P and Sun DY. 2003. Determination of U-Pb and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. Chinese Sci. Bull., 48: 2411 – 2421

Yui T F, Rumble D, Lo C H. 1995. Unusually low $\delta^{18}O$ ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Sulu terrain, eastern China. Geochim. Cosmochim. Acta., 59: 2859 – 2864

Yui T F, Rumble D, and Lo C H. 1997. Stable isotope characteristics of eclogites from the ultra high-pressure metamorphic terrain, central-east China. Chem. Geol., 137: 135 – 147

Zhang Q R, Chu X L, Zhang T G, Feng L J. 2002. From global glaciation to snowball Earth: recent research on the Neoproterozoic glaciation events. Geol. Jour. of China Universities, 8(4): 473 – 481 (in Chinese with English abstract)

Zheng Y F. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochim. Cosmochim. Acta., 57: 1079 – 1091

Zheng Y F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth Planet. Sci. Lett., 120: 247 – 263

Zheng Y F. 1995. Oxygen isotope fractionation in magnetites: structural effect and oxygen inheritance. Chem. Geol., 121: 309 – 316

Zheng Y F, Fu B, Gong B, *et al*. 1996. Extreme ^{18}O depletion in eclogite from the Su-Lu terrain in East China. Eur. J. Mineral., 8: 317 – 323

Zheng Y F, Fu B. 1998. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. Geochem. J., 32: 71 – 89

Zheng Y F, Fu B, Li Y L, *et al*. 1998. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh pressure eclogites form the Dabie Mountains and the Sulu terrane. Earth and Planet. Sc. Lett., 155: 113 – 129

Zheng Y F, Fu B, Xiao Y L, *et al*. 1999. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains. Lithos, 46: 677 – 693

Zheng Y F. 2003. Neoproterozoic magmatic activity and global change. Chinese Sci. Bull., 48(16): 1639 – 1656

Zheng Y F, Fu B, Gong B, Li L. 2003a. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Sci. Rev., 62: 105 – 161

Zheng YF, Gong B, Zhao ZF, Fu B and Li YL. 2003b. Two types of gneisses associated with eclogite at Shuanghe in the Dabie terrane: carbon isotope, zircon U-Pb dating and oxygen isotope. Lithos, 70: 321 – 343

Zheng YF, Wu YB, Chen FK, Gong B, Li L and Zhao ZF. 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochem. Cosmochim. Acta, 68:4145 – 4165

Zhou C M, Yan K, Hu J, Meng F W, Chen Z, Xue Y S, Cao R J. 2001. The Neoproterozoic tillites at Lantian, Xiuning County, Anhui Province. J. Startigraphy., 25(4): 247 – 258 (in Chinese with English abstract)

Zhou J B, Zheng Y F, Li L, Xie Z. 2001. Accretionary wedge of the subductrion of the Yangtze Plate. Acta Geol. Sinica, 75(3)338 – 352 (in Chinese with English abstract)

Zhou JB, Zheng YF and Wu YB. 2003. Zircon U-Pb ages for Wulian granites in northwest Sulu and their tectonic implications. Chinese Science Bulletin, 48: 379 – 384

Zhou M F, Zhao T P, Malpas J. 2000. Crustal-contaminated komatiitic basalts in southern China: products of Proterozoic mantle plume underneath the Yangtze Block. Precambrain Res., 103: 175 – 189

附中文参考文献

龚冰,郑永飞. 2003. 硅酸盐矿物氧同位素组成的激光探针分析. 地学前缘,10(2): 279 – 286

马国干,李华芹,张自超. 1984. 华南地区震旦纪时限范围的研究. 宜昌地质矿产研究所所刊, 8:1 – 29

马文璞,王关玉,王果胜. 2001. 佛子岭岩群中的晋宁期深成岩带及其构造含义. 地质论评, 47(5): 476 – 482

谢智,陈江峰,张巽,李惠民,周泰禧,杨刚. 2002. 北淮阳新元古代基性侵入岩年代学初步研究. 地球学报, 23(6): 517 – 520

张启锐,储雪蕾,张同钢,冯连君. 2002. 从“全球冰川”到“雪球假说”——关于新元古代冰川事件的最新研究. 高校地质学报, 8(4): 473 – 481

周传明,燕燮,胡杰. 2001. 皖南新元古代两次冰期事件. 地层学杂志. 25(4): 247 – 258

周建波,郑永飞,李龙,谢智. 2001. 扬子板块俯冲的构造加积楔. 地质学报, 57(3):338 – 351