科学通报 2009 年 第 54 卷 第 5 期: 641 ~ 647
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

扬子崆岭高级变质地体古元古代基性岩脉的发现及其意义

彭敏[①], 吴元保[①②*], 汪晶[①], 焦文放[①], 刘小驰[①], 杨赛红[①]

① 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074;
② 大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069
* 联系人, E-mail: cugybwu@yahoo.com

2008-08-05 收稿, 2008-10-20 接受
国家自然科学基金(批准号: 40772042, 90714010 和 40521001)、教育部项目(编号: IRT0441, B07039 和 NCET-06-0659)和西北大学大陆动力学国家重点实验室开放基金资助项目

Peng M, Wu Y B, Wang J, et al. Paleoproterozoic mafic dyke from Kongling terrain in the Yangtze Craton and its implication. Chinese Science Bulletin, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-008-0558-0

摘要 基性岩脉是区域伸展作用的标志, 具有明确的构造指示意义. 扬子板块崆岭高级变质地体内部发育有大量的基性岩脉, 这些基性岩脉对于认识扬子板块早期的构造演化具有重要意义; 但是, 目前还没有关于其形成年龄的报道. 对侵入崆岭变质地体内部的一个辉绿岩脉样品进行了 LA-(MC)ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析, 得到近似谐和或谐和年龄, 它们的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄加权平均结果为(1852 ± 11) Ma (MSWD = 0.37), 代表了该基性岩脉的形成年龄; 该基性岩脉中锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$为−6.3～0.5, 加权平均值为 (−3.06 ± 0.88) (MSWD = 1.01), 显示其岩浆源区可能为受到交代作用影响的岩石圈地幔. 这一发现表明, 在约 1850 Ma 扬子板块处于碰撞后板内伸展构造环境中, 同时该时期扬子板块已经具备足够的刚性, 以致能产生大规模的脆性破裂以及可能引发地幔对流作用, 因此我们推测在约 1.85 Ga 扬子板块已经具有克拉通的性质.

关键词
崆岭高级变质体
古元古代
基性岩脉
锆石 U-Pb 定年
伸展构造
克拉通化

基性岩脉(墙)主要由源自地幔的玄武质岩浆沿张性裂隙贯入而形成[1], 通常被作为区域伸展作用的标志[2], 它们既能为上地幔的物质组成提供制约, 又蕴含着有关古大陆聚合和分离时代及过程的重要信息, 因此具有明确的构造及地球动力学意义[3]. 统计全球基性岩脉的资料显示, 地球演化过程中全球范围内存在多期基性岩浆活动, 这些基性岩浆活动可能与全球周期性超大陆的聚合和裂解以及地幔物质对流有关[4,5]. 其中, 中元古代-古元古代的基性岩脉(墙)为地球演化过程中一期重要的基性岩浆事件, 它们广泛出露于各古老克拉通内, 是中元古代-古元古代大陆岩石圈演化中重要而独具特色的构造单元, 对于研究中元古代-古元古代地球演化具有重要意义[5~7].

华北板块和扬子板块是中国最大的两个前寒武板块, 两者于三叠纪沿秦岭-大别造山带碰撞在一起[8~10]. 华北板块广泛出露太古宙的岩石, 同时有大量与Columbia超大陆聚合和裂解有关的大规模的古元古代构造热事件的记录[11~18]. 但是, 扬子仅少量地方出露太古宙基底, 有关其与Columbia超大陆聚合和裂解相关的研究结果报道较少. 最新研究表明, 扬子板块不同地方存在 1.80~2.0 Ga的构造热事件的年代学记录[19~24], 这些记录表明扬子板块存在时代约为 2.0 Ga的碰撞造山事件, 并且可能与Columbia超大陆的聚合有关[23,24]. 但是, 前人的研究对象主要为扬子板块 2.0 Ga碰撞造山事件中高级变质作用的时代, 关于该时期的岩浆作用及扬子板块碰撞后的演化的研

究较为薄弱，从而限制了对扬子板块早期演化历史的认识.

崆岭地区太古宙变质基底中有大量的基性岩脉，虽然规模较小，但是准确测定它们的侵入年龄对于认识扬子板块早期构造演化历史具有重要的意义. 然而，目前还没有这些基性岩脉形成年龄的相关报道. 本文首次对崆岭变质地体中一个辉绿岩脉进行了 LA-(MC)ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析，结果为认识扬子板块古元古代构造演化历史和扬子板块的克拉通化时限提供了重要的制约.

1 研究区概况与样品描述

崆岭高级变质体位于扬子板块北缘宜昌黄陵地区秭归-兴山一带，呈一穹窿状产出，面积约 360 km^2[25]. 其北部有时代约为 1.85 Ga的圈椅堰钾长花岗岩侵入其中[26]，南部为大规模的新元古代黄陵花岗岩[27](图 1). 崆岭高级变质体主体主要由 3 套岩石组合构成：(1) 闪长质-英云闪长质-奥长花岗质-花岗闪长质(DTTG)片麻岩和花岗质片麻岩(51%)；(2) 变沉积岩(44%)；(3) 少量斜长角闪岩和基性麻粒岩(5%)，它们呈透镜状、布丁状或似层状产出于长英质片麻岩中. 其中，DTTG质片麻岩和花岗质片麻岩主要以奥长花岗质片麻岩为主；变沉积岩主要为含或不含石墨的条带状黑云变粒岩和片麻岩，显示出典型的孔兹岩建造特征[25].

在上述的太古宙变质基底中，有大量的基性岩脉产出，总体为北北西走向，倾角接近于 90°. 这些岩脉宽 0.4~3 m，长 1~5 km，岩性主要为辉绿岩或辉长岩，无明显的变质变形特征. 本文研究的辉绿岩脉 06HL33 采集于殷家坪到坦荡河之间的公路旁(31°11′03.9"N，111°11′01.2"E)，岩脉宽约 0.5～1 m，围岩为英云闪长岩，该岩脉具典型的辉绿结构，粒度较细，主要造岩矿物为辉石和斜长石，另有少量角闪石、黑云母和钛铁矿.

2 分析方法

样品 06HL33 中的锆石采用标准重矿物分离技术(包括磁选和重液分选等)分选，然后在双目显微镜下选择透明、无裂隙且具有代表性的锆石颗粒制成环氧树脂样品靶，磨至锆石颗粒中心部位后抛光，样品抛光后进行 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 CL

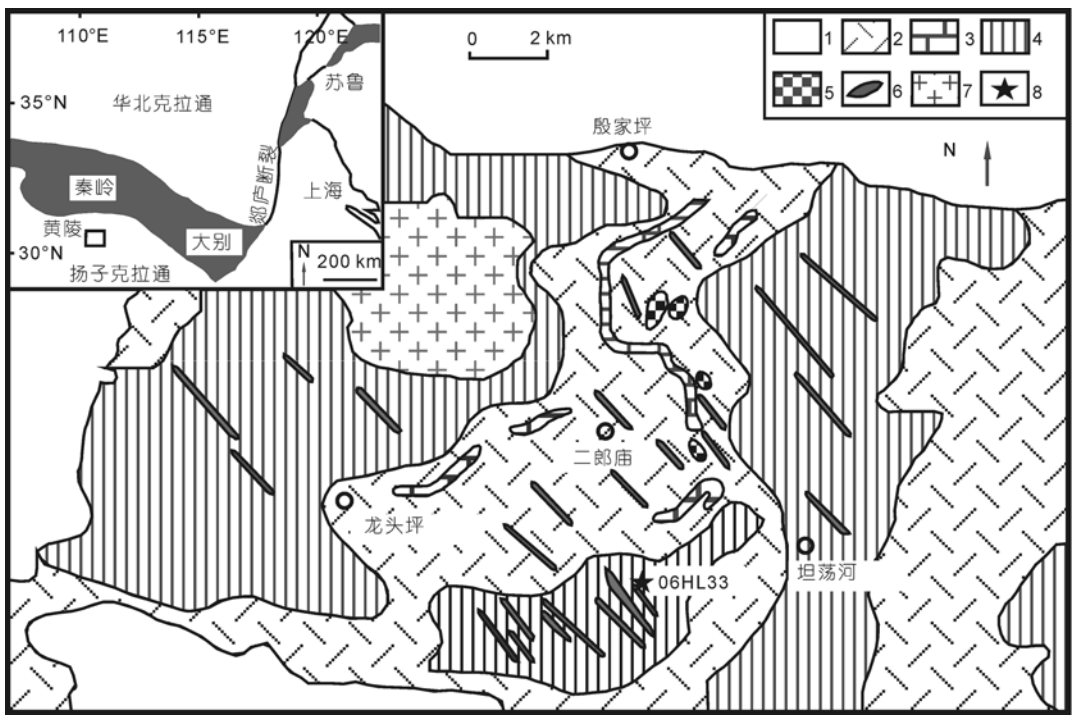

图 1 崆岭高级变质体地质简图及采样点位置

据文献[25]修改. 1，太古宙以后沉积盖层；2，变沉积岩；3，大理岩；4，TTG片麻岩；5，超基性岩；6，基性岩脉；7，圈椅堰钾长花岗岩；8，采样点位置

显微结构照像在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成，CL 分析在加载于 Quanta 400FEG 型扫描电子显微镜上的美国 Gatan 公司的 MonoCL3+型阴极荧光探头上完成，分析电压和电流分别为约 15 kV 和 20 nA.

锆石原位微区U-Pb同位素组成分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室利用LA-ICP-MS完成. 激光剥蚀系统为配备有 193 nm 激光器的GeoLas 2005. 分析采用的激光剥蚀孔径为 32 μm，激光脉冲为 10 Hz，能量为 110 mJ. ICP-MS为美国安捷伦公司生产的Agilent7500a，实验中采用氦气作为剥蚀物质的载气，同位素组成用锆石 91500 作为外标进行校正，元素含量用NIST610 作外标、^{29}Si 作内标进行标定，具体分析方法及仪器参数见文献[28]. 锆石测定点的Pb同位素比值、U-Pb表面年龄和U-Th-Pb含量采用GLITTER4.0 程序计算，普通Pb校正采用文献[29]方法. 锆石加权平均年龄的计算及谐和图的绘制采用Ludwig(2001)的ISOPLOT程序[30].

锆石原位 Lu-Hf 同位素测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室配备有 193nm ArF 激光器的 Nuplasma 型 MC-ICP-MS 上完成，分析采用的激光束斑直径为 44 μm，剥蚀频率为 10 Hz，具体分析方法及仪器参数见文献[31]. 用 ^{176}Lu/^{175}Lu = 0.02669[32]和 ^{176}Yb/^{172}Yb= 0.5886[33]进行同量异位干扰校正计算测定样品的 ^{176}Lu/^{177}Hf和 ^{176}Hf/^{177}Hf 比值. 样品测定过程中以锆石 91500 作为标样. ε_{Hf}计算采用 ^{176}Lu衰变常数为 $1.865\times10^{-11}a^{-1}$[34]，球粒陨石现今值 ^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282772 和 ^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0332[35]；亏损地幔Hf模式年龄(T_{DM1})计算采用现今亏损地幔值 ^{176}Hf/^{177}Hf = 0.28325 和 ^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0384[36]；二阶段Hf模式年龄(T_{DM2})计算采用上地壳平均值 ^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015[37].

3 结果

辉绿岩脉样品 06HL33 中的锆石多为半自型短柱状、无色透明至半透明颗粒，长度为 80～250 μm，长宽比为 1.5∶1～2∶1. 锆石 CL 图像显示绝大部分锆石具有较宽的岩浆环带或弱分带的特点，少数颗粒具有明显的振荡环带，无继承型核(图 2)，属典型的岩浆结晶产物.

用LA-ICP-MS对该样品 13 颗锆石进行了 13 个分析点的U-Pb年龄测定，获得的锆石U-Th-Pb同位素比值及年龄结果见表 1 和图 3. 由表 1 可见，该样品中的锆石具有较低的U (89～451 ppm，1 ppm = 1 μg·g^{-1})，Th (23～101 ppm)含量，Th/U比值为 0.07～0.67，符合岩浆型锆石的特征[38]. 13 个分析点构成一条不一致线，上下交点年龄分别为(1856 ± 16)和(64±

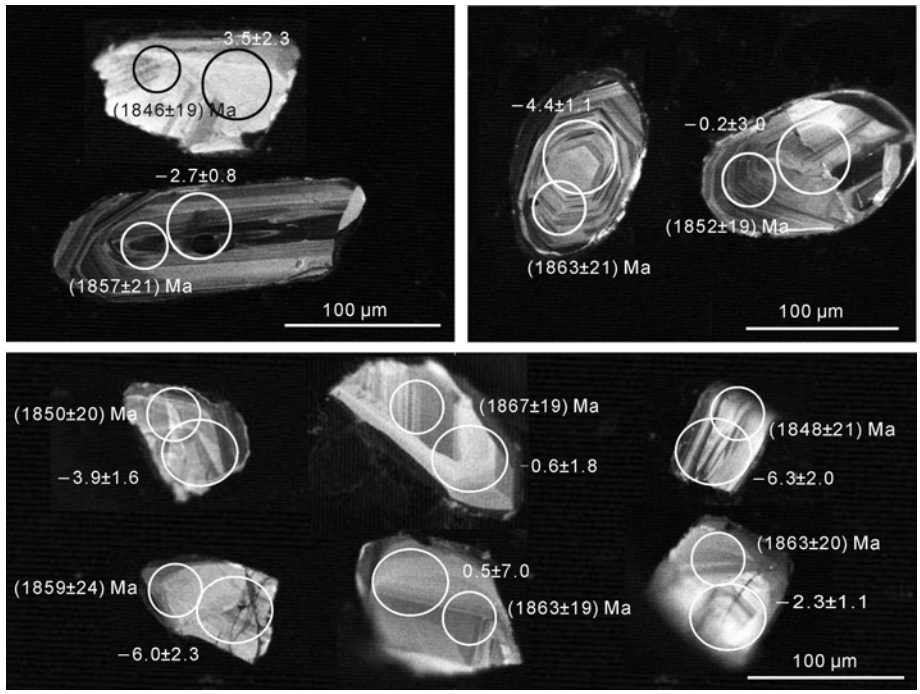

图 2　崆岭高级变质体辉绿岩中代表性锆石的 CL 图像

表 1 辉绿岩脉样品 06HL33 中锆石 LA-ICPMS 法 U-Pb 年龄分析结果 a)

测定点	元素含量/ppm			Th/U 比值	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$		$^{207}Pb^*/^{235}U$		$^{206}Pb^*/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	
	Pb	Th	U		比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ
01	108.61	92	244	0.38	0.11417	0.00121	5.24425	0.06076	0.33307	0.00276	1867	19	1860	10	1853	13
02	42.24	56	95	0.58	0.11393	0.00130	5.16637	0.08358	0.32600	0.00275	1863	21	1847	14	1819	13
03	54.95	71	128	0.56	0.11153	0.00130	4.45070	0.07115	0.28942	0.00244	1825	21	1722	13	1639	12
04	154.48	101	384	0.26	0.11321	0.00122	4.99418	0.06000	0.31934	0.00265	1852	19	1818	10	1787	13
05	40.45	56	93	0.61	0.11299	0.00130	4.93976	0.07597	0.31339	0.00264	1848	21	1809	13	1757	13
06	175.80	33	451	0.07	0.11286	0.00121	5.16006	0.06051	0.33019	0.00274	1846	19	1846	10	1839	13
07	42.49	53	102	0.52	0.11353	0.00131	4.71534	0.07230	0.30163	0.00255	1857	21	1770	13	1699	13
08	105.94	23	261	0.09	0.11238	0.00120	5.16417	0.05749	0.33357	0.00276	1838	19	1847	9	1856	13
09	54.18	71	132	0.54	0.11390	0.00123	4.54161	0.05576	0.28763	0.00239	1863	19	1739	10	1630	12
10	56.33	73	131	0.56	0.11310	0.00124	4.49826	0.05978	0.29781	0.00248	1850	20	1767	11	1680	12
11	63.71	91	151	0.60	0.11395	0.00124	4.57054	0.05812	0.28948	0.00241	1863	20	1744	10	1639	12
12	12.86	94	141	0.67	0.10620	0.00227	0.95395	0.02557	0.06502	0.00064	1735	33	680	13	406	4
13	39.16	49	89	0.55	0.11365	0.00151	5.16002	0.12412	0.32916	0.00290	1859	24	1846	20	1834	14

a) Pb*, 表示放射成因 Pb

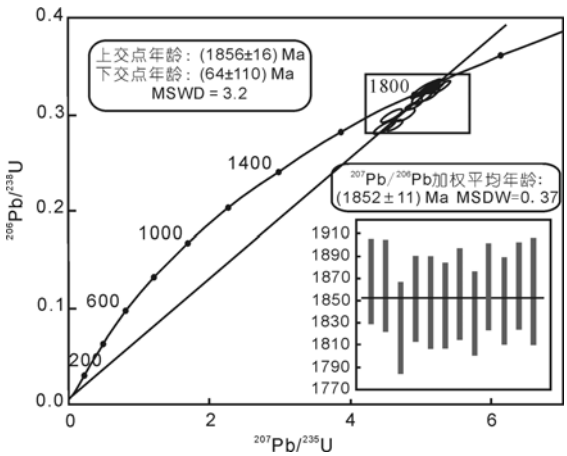

图 3 崆岭高级变质体辉绿岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

110) Ma (MSDW = 3.2). 其中大部分点位于谐和曲线上或其附近, 除去可能发生 Pb 丢失的 12 号分析点, 剩余 12 个分析点的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为(1852±11) Ma (MSDW = 0.37). 该年龄与上交点年龄在误差范围内一致, 且误差较小, 应该代表了该基性岩脉的侵位年龄.

在 U-Pb 定年的基础上, 本文利用 LA-MC-ICP-MS 对其中 10 颗锆石进行了 10 个点的 Lu-Hf 同位素分析, 结果列于表 2. 以 t = 1850 Ma 计算出锆石 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 初始值为 0.28144~0.28166, 对应的 $\varepsilon_{Hf}(t)$为 −6.3~0.5, 加权平均值为(−3.06 ± 0.88) (MSWD=1.01) (图 4(a))进行二阶段 Hf 模式年龄计算, 得到的 T_{DM2} 为 2467~2884 Ma (平均值为(2693 ± 55) Ma)(图 4(b)).

表 2 崆岭高级变质体辉绿岩脉样品 06HL33 锆石 Lu-Hf 同位素组成

测定点	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)^{a)}$	2σ	T_{DM1} /Ma	2σ	T_{DM2} /Ma	2σ
1	0.28151	0.000032	0.000800	0.031756	−44.6	−4.4	1.1	2423	87	2767	140
2	0.28153	0.000066	0.000750	0.029291	−43.8	−3.5	2.3	2390	180	2716	288
3	0.28162	0.000084	0.000418	0.017989	−40.9	−0.2	3.0	2259	227	2511	367
4	0.28153	0.000022	0.000045	0.002034	−43.9	−2.7	0.8	2350	59	2666	96
5	0.28152	0.000046	0.000528	0.017739	−44.4	−3.9	1.6	2401	125	2738	201
6	0.28156	0.000030	0.000429	0.016439	−43.0	−2.3	1.1	2341	81	2643	131
7	0.28144	0.000066	0.000055	0.002780	−47.1	−6.0	2.3	2472	176	2865	288
8	0.28146	0.000056	0.000960	0.037798	−46.3	−6.3	2.0	2499	153	2884	244
9	0.28166	0.000196	0.001248	0.057469	−39.2	0.5	7.0	2241	543	2467	858
10	0.28164	0.000052	0.001338	0.056253	−40.1	−0.6	1.8	2283	144	2533	227

a) Hf 初始比值采用 t = 1850 Ma 进行计算

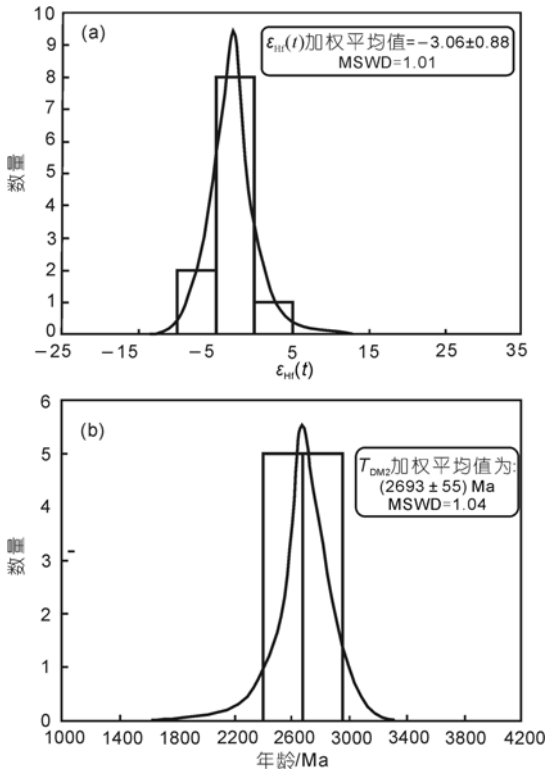

图 4　崆岭高级变质体辉绿岩锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(a)和二阶段 Hf 模式年龄(b)柱状分布图

4　讨论

由于基性岩脉中的锆石既可能是从围岩中捕获而来，也可以是从基性岩浆中结晶的，而只有从基性岩浆中结晶的锆石的年龄才能代表基性岩脉侵入的准确年龄，因此，对于基性岩脉年龄的测定必须选择原生的岩浆锆石进行测定[39]．本文样品的锆石具有较宽的岩浆环带或无明显分带特征，应为基性岩浆中结晶的锆石[38]；部分颗粒具有清楚的振荡环带，这种类型的锆石在基性岩脉中也有报道[40~42]．绝大部分锆石具有较低的Th，U含量和较高的Th/U比值(>0.2)，这些特征与基性岩浆中结晶的锆石特征一致；两个锆石颗粒的Th/U比值小于 0.1，这样的结果在前人对基性岩脉的研究中同样也有报道[3,43]．同时该基性岩脉的直接围岩为约 2.9 Ga的TTG片麻岩[23,25]，而附近的变沉积岩的碎屑锆石和变质锆石U-Pb年龄也都大于 1.95 Ga[24]，因此本文分析的基性岩脉样品中的锆石捕获围岩约 1.85 Ga捕掳晶锆石的可能性较小．本文基性岩脉中锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$初始值为0.28144～0.28166，对应的$\varepsilon_{Hf}(t)$为−6.3～0.5，加权平均值为(−3.06 ± 0.88) (MSWD = 1.01) (图 4(a))，显示其岩浆源区可能为相对富集的岩石圈地幔．本文进行年龄测定的锆石为基性岩脉中结晶的锆石颗粒．这些岩浆锆石的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为(1852 ± 11) Ma (MSDW = 0.37)，与上交点年龄一致且误差较小，因此，(1852 ± 11) Ma 应该代表了基性岩脉侵位的准确年龄．

Columbia超大陆的存在已经得到较为广泛的认可，时代约为 2.1～1.8 Ga的全球性的碰撞造山事件代表了其聚合的主要过程[44]．最新研究表明，扬子板块不同地区存在 1.8～2.0 Ga构造热事件的年代学记录．Zhang等人[23,24]从崆岭高级变质体的变质岩和混合岩中获得了一批 1.95～2.0 Ga的锆石U-Pb年龄；Qiu等人[45]从奥长花岗岩和负片麻岩的变质锆石中获得了(1992 ± 16)和(1958 ± 15) Ma的谐和年龄；凌文黎等人[46]从斜长角闪岩和副片麻岩中获得Sm-Nd矿物等时线年龄为(1958 ± 15)和(1939 ± 44) Ma．同时扬子板块其他地方存在相似的年龄记录[19,20]，这些年代学记录揭示出扬子板块存在这一时代为约 2.0 Ga的碰撞造山作用，并且可能与Columbia超大陆的聚合有关[19,23,24]．

基性岩脉是伸展作用背景下岩石圈地幔部分熔融作用的产物，因此是区域伸展作用的重要标志[2]．基性岩脉既可以形成于与俯冲作用有关的弧后伸展作用[12,47]，也可以形成于板内伸展的构造背景[2,11]．扬子板块与Columbia超大陆聚合作用有关的造山事件发生在约 2.0 Ga，而本文报道的基性岩脉的形成时间约为 1.85 Ga，明显晚于碰撞造山作用事件发生的时间，它们不可能是同一构造作用过程的产物．此外，崆岭地区出露的圈椅埫岩体是年龄约为 1.85 Ga的A型花岗岩[48]，它是碰撞后板内伸展环境中岩浆作用的产物．这些A型花岗岩具有非常负的$\varepsilon_{Hf}(t)$值−27.0～−16.7，指示其岩浆源区比基性岩墙的要富集得多，可能是古老太古宙基底[49]．不过，这些基性和酸性侵入体都形成于碰撞后板内伸展的构造背景，指示在约 1.85 Ga扬子板块发生了由碰撞挤压向伸展作用的构造转换．

基性岩墙中锆石的产出指示其结晶岩浆处于Zr饱和状态，因此这种镁铁质岩浆可能由相对难熔的弧下岩石圈地幔在弧陆碰撞之后发生熔融所形成的[50]．形成于板内的基性岩脉与大陆地壳或岩石圈伸展作用产生的刚性破裂相联系[1]，它们是大陆板块刚

性化及其古应力状态最直接的地质标志[7,51]. 本文研究结果显示, 扬子板块发育时代为 1.85 Ga的基性岩脉, 表明该时期扬子板块已经具备足够的刚性特征, 以致能产生大规模的脆性破裂, 并可能发生地幔对流作用, 因此我们推测扬子板块克拉通化的完成应不晚于 1.85 Ga.

致谢 评审人提出了建设性的修改意见, LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄测定得到陈海红老师的帮助, 锆石 CL 照像得到西北大学大陆动力学国家重点实验室弓虎军博士的帮助, 锆石 Lu-Hf 同位素测试得到宗春蕾老师的指导和帮助, 在此一并表示衷心的感谢.

参考文献

1 Mathieu L, van Wyk de Vries B, Holohan E P, et al. Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. Earth Planet Sci Lett, 2008, 271: 1—13[doi]
2 Williams H, Turner S, Kelley S, et al. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. Geology, 2001, 29: 339—342[doi]
3 Kullerud K, Skjerlie K P, Corfu F, et al. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dikes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. Precambrian Res, 2006, 150: 183—200[doi]
4 Ernst R E, Buchan K L, West T D, et al. Diabase (Dolerite) dike swarms of the world. Open File-Geol Surv Can, 1996, 3241: 1—104
5 Yale L B, Carpenter S J. Large igneous provinces and giant dike swarms: Proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection. Earth Planet Sci Lett, 1998, 163: 109—122[doi]
6 Condie K C. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? Earth Planet Sci Lett, 1998, 163: 97—10810.1016/S0012-821X(98)00178-2
7 李江海, 何文渊, 钱祥麟. 元古代基性岩墙群的成因机制、构造背景及其古板块再造意义. 高校地质学报, 1997, 3(3): 272—281
8 Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Sci Rev, 2003, 62: 105—161[doi]
9 Wu Y B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. U-Pb, Hf and O isotope evidence for episodes of fluid-assisted zircon growth in marble-hosted eclogites from the Dabie orogen. Geochim Cosmochim Acta, 2006, 70: 3743—3761[doi]
10 Li S G, Jagoutz E, Lo C H, et al. Sm/Nd, Rb/Sr, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic systematics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu belt Central China: A retrospective view. Int Geol Rev, 1999, 41: 1114—1124
11 Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H. Geochemical, $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca. 1800 Ma event of the North China Craton. Precambrain Res, 2004, 135: 55—79[doi]
12 Wang Y J, Zhao G C, Fan W M, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dikes from western Shandong Province: Implications for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton. Precambrain Res, 2007, 154: 107—124[doi]
13 Zhai M G, Liu W J. Palaeoproterozoic tectonic history of the North China craton: A review. Precambrain Res, 2003, 122: 183—199[doi]
14 李江海, 侯贵廷, 黄雄南, 等. 华北克拉通对前寒武纪超大陆旋回的基本制约. 岩石学报, 2001, 17(2): 177—186
15 Guo J H, Sun M, Chen F K, et al. Sm-Nd and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-pressure granulites in the Sanggan area, North China Craton: Timing of Paleoproterozoic continental collision. J Asian Earth Sci, 2005, 25: 629—642[doi]
16 Wan Y S, Song B, Liu D Y, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: Evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event. Precambrain Res, 2006, 149: 249—271[doi]
17 Peng P, Zhai M G, Ernst R E, et al. 1.78 Ga large igneous province in the North China craton: The Xiong'er Volcanic Province and the North China dyke swarm. Lithos, 2008, 101: 260—280[doi]
18 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. Precambrain Res, 2005, 136: 177—206[doi]
19 Wu Y B, Zheng Y F, Liu Y S, et al. Zircon U-Pb age and trace element evidence for Paleoproterozoic granulite facies metamorphism and Archean crustal rocks in the Dabie Orogen. Lithos, 2008, 101: 308—322[doi]
20 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Widespread Archean basement beneath theYangtze craton. Geology, 2006, 34: 417—420[doi]
21 沈其韩, 耿元生, 宋彪, 等. 华北和扬子陆块及秦岭-大别造山带地表和深部太古宙基底的新信息. 地质学报, 2005, 79(5): 616—627
22 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报, 2003, 48(16): 1705—1720

23 Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon isotope evidence for ≥3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China. Precambrian Res, 2006, 146: 16—34[doi]
24 Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China. Precambrain Res, 2006, 151: 265—288[doi]
25 Gao S, Ling W L, Qiu Y M, et al. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrane of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatomies. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63: 2071—2088[doi]
26 袁海华, 张志兰, 刘炜, 等. 直接蒸发单颗粒锆石测定 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄的方法. 矿物岩石, 1991, 11(2): 72—79
27 Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? Precambrian Res, 2003, 122: 45—83[doi]
28 袁洪林, 吴福元, 高山, 等. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 2003, 48(14): 1511—1520
29 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 2002, 192: 59—79[doi]
30 Ludwig K R. Users manual for Isoplot/Ex (rev.2.49): A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochron Cent Spec Publ, 2001. 1—55
31 Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser ablation quadrupole and multiple collector ICP-MS. Chem Geol, 2008, 247: 100—118[doi]
32 De Bievre P, Taylor P D P. Table of the isotopic composition of the elements. Int J Mass Spectrom Ion Process, 1993, 123: 1—149[doi]
33 Chu M F, Chung S L, Song B, et al. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. Geology, 2006, 34: 745—748[doi]
34 Scherer E, Munker C, Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock. Science, 2001, 293: 683—687[doi]
35 Blichert-Toft J, Albarede F. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth Planet Sci Lett, 1997, 148: 243—258[doi]
36 Vervoort J D, Blichert-Toft J. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63: 533—556[doi]
37 Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: *in-situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 2002, 61: 237—269[doi]
38 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. 科学通报, 2004, 49(16): 1859—1604
39 侯贵廷, 刘玉琳, 李江海, 等. 关于基性岩墙群的 U-Pb SHRIMP 地质年代学的探讨——以鲁西莱芜辉绿岩岩墙为例. 岩石矿物学杂志, 2005, 3(24): 179—185
40 Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. Zircon U-Pb geochronology and major, trace elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, East China: Constrains on their petrogenesis and geodynamic significance. Chem Geol, 2008, 255: 325—349
41 林广春, 李献华, 李武显. 川西新元古代基性岩墙群的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd-Hf 同位素地球化学: 岩石成因与构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(7): 630—645
42 Kröner A, Wilde S A, Zhao G C, et al. Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: Evidence for late Palaeoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism in the North China Craton. Precambrain Res, 2006, 146: 45—67[doi]
43 Hou G T, Liu Y L, Li J H. Evidence for ~1.8 Ga extension of the Eastern Block of the North China Craton from SHRIMP U-Pb dating of mafic dyke swarms in Shandong Province. J Asian Earth Sci, 2006, 27: 392—401[doi]
44 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. Earth Sci Rev, 2004, 67: 91—123
45 Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. First evidence of >3.2 Ga continental Crust in the Yangtze craton of South China and its implications for Archean Crustal evolution and phanerozoic tectonics. Geology, 2000, 28(1): 11—14[doi]
46 凌文黎, 高山, 张本仁, 等. 扬子陆核古元古代晚期构造热事件与扬子克拉通演化. 科学通报, 2000, 45(21): 2343—2348
47 Cadman A C, Tarney J, Bridgwater D, et al. The petrogenesis of the Kangâmiut dike swarm, W. Greenland. Precambrain Res, 2001, 105: 183—203[doi]
48 熊庆, 郑建平, 余淳梅, 等. 宜昌圈椅埫 A 型花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素与扬子大陆古元古代克拉通化作用. 科学通报, 2008, 53(22): 2782—2792
49 Zhang S B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Neoproterozoic anatexis of Archean lithosphere: Geochemical evidence from felsic to mafic intrusives at Xiaofeng in the Yangtze George, South China. Precambrain Res, 2008, 163: 210—238[doi]
50 Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, et al. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. Precambrain Res, 2008, 163: 351—383[doi]
51 Desmond E M, John R B, John W, et al. Creation of a continent recorded in zircon zoning. Geology, 2008, 36(3): 239—242[doi]