华夏南部可能存在 Grenville 期造山作用: 来自基底变质岩中锆石 U-Pb 定年及 Lu-Hf 同位素信息

王丽娟^{*}, 于津海^{*}, O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 孙涛, 魏震洋, 舒良树, 蒋少涌

内生矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 南京 210093;

GEMOC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia

^{*} 联系人, E-mail: jhyu@nju.edu.cn

2007-12-03 收稿, 2008-04-22 接受

国家自然科学基金创新群体项目(批准号: 40221301)、国家自然科学基金(批准号: 40634022, 40672125)和澳大利亚国际合作项目(编号: 511)资助

摘要 对华夏地块南部粤中增城和赣南鹤仔 3 个基底变质岩的地球化学和碎屑锆石年代学研究表明, 它们的原岩都是形成于晚新元古代的沉积岩。3 个变质沉积岩都主要由新元古代早期(1.0~0.9 Ga)的碎屑物质组成, 并混有少量中元古代和新元古代中晚期(0.8~0.6 Ga)的碎屑物, 说明沉积物主要来源于一个遭受过 Gondwana 大陆聚合事件影响的 Grenville 期造山带。碎屑锆石的 Hf 同位素成分显示这些 Grenville 期锆石可能是造山旋回早期形成的弧与古老大陆碰撞产生的岩浆结晶的。结合华夏地块其他地区~1.0 Ga 年龄锆石的分布及形态学特征, 本文认为华夏地块的南缘很可能曾经存在或者极其靠近一个 Grenville 期的造山带。而这期造山作用的年代与东印度以及东南极的 Grenville 造山带一致, 且同样受到 Gondwana 大陆聚合事件的影响。因此, 从 Rodinia 超大陆裂解到 Gondwana 超大陆聚合期间, 华南地块很可能位于澳大利亚西部而与东印度和东南极相邻。

关键词
华夏地块
Grenville 造山带
锆石 U-Pb 定年
Hf 同位素
新元古代 Rodinia 超大陆

Grenville 造山运动是发生在晚中元古代-早新元古代的全球范围内板块构造体制下的一次重大构造热事件, Grenville 造山带是 Rodinia 超大陆形成过程中弧陆碰撞或者陆陆碰撞的缝合标志^[1]。因此, 超大陆的聚合与裂解以及 Grenville 期造山运动已成为当今地学界研究的热点课题^[1~3]。Grenville 造山运动的狭义概念是指陆-陆碰撞造山过程^[4], 而广义的概念则包含了陆-陆碰撞造山作用(距今 1190~980 Ma)和碰撞前发生的大陆增生作用(距今 1290~1190 Ma)^[5,6]。Mosher^[7]系统研究了劳伦大陆代表性的 Grenville 造山带从核部到边缘的地质作用, 描述了从 1326~1275 Ma 的弧-陆碰撞到 1150~1120 Ma 的陆-陆碰撞和 A 型俯冲的过程, 并指出该区与 Rodinia 超大陆聚合有关的造山运动持续了约 300 Ma。目前, 在世界其他地

区也发现了许多 Grenville 期造山带, 例如, 澳大利亚与南极洲之间的 Albany-Fraser 造山带形成于 1324~1060 Ma 之间^[8]; 印度东部 Eastern Ghats 带连接东南极大陆的 Grenville 造山事件发生在 960 Ma 左右^[9]; 东南极北查尔斯王子山的 Grenville 造山带形成于 990~900 Ma 之间^[10]。其他地区的 Grenville 期造山带还包括波罗地古陆的瑞典-挪威造山带、非洲 Kibaran 造山带和莫桑比克造山带等^[11~14]。华南地块零星出露的新元古代初期(1.0~0.9 Ga)的岩浆活动是不是 Grenville 期造山事件的产物? 一些学者认为华夏与扬子之间的江南(或四堡)造山带与 Grenville 造山运动时代相当, 是一条 Grenville 期的造山带^[15~17], 但在此造山带的大部分地区没有发现 Grenville 期(1.0~0.9 Ga)的岩浆活动和高级变质作用, 因此, 华南地块是否存在

在Grenville期造山作用仍存有争议。本次研究在华夏地块南部的新元古代变质沉积岩中发现了大量形成于Grenville期的锆石,说明华夏地块南部很可能存在或非常靠近一个Grenville期造山带。结合前人在该地区的研究成果,本文进而讨论了华南地块与Rodinia超大陆的关系。

1 研究区地质概况

中国东南主要由扬子地块和华夏地块组成,合称华南地块。扬子地块以其周边发育强烈的新元古代岩浆活动为特征,在其内部包含早前寒武纪的结晶基底(崆岭地区),并在其深部可能普遍存在新太古代基底^[18]。位于扬子地块东南侧的江南造山带出露两套不整合接触的浅变质地层,最近的研究显示位于不整合面之下的四堡群-冷家溪群很可能形成于新元古代^[19]。华夏地块前寒武纪地质体主要分布于浙南-闽北地区,在西部云开地区有少量出露(图1)。中部的南岭地区则零星出露一些震旦系地层,这些震旦系地层主要由中低级变质沉积岩组成。此外,南岭地区还分布一些中级变质的片麻岩和混合岩,但由于它们多被中生代花岗岩穿插分割或被中生代以来的沉积岩覆盖,这些中级变质岩与震旦系浅变质岩

的关系仍不十分清楚。

本次研究样品采自粤中的增城市附近以及赣南的鹤仔地区。增城-白云山是南岭地区基底变质岩最主要的出露地区(图1),出露面积约540 km²,主要是震旦系地层、中低级区域变质岩和各种混合岩,空间上两者相伴,其周围广泛出露燕山晚期及印支期花岗岩^[20]。增城的样品采自震旦系乐昌峡群,该群主要由一套中浅变质碎屑沉积岩组成,以云母片岩及石英片岩为主,局部出现片麻岩。因为研究区的晚古生代沉积岩基本未变质,且构造线与研究的变质岩的片理或片麻理完全不同,因此推测这些基底变质岩的变质时代可能是早古生代^[20]。最近刘建雄等人^[21]将粤中的变质岩基底归为中元古代,但是这些认识缺乏精确的同位素年代学资料的限定。赣南安远县的鹤仔地区同样出露震旦-前寒武纪的基底变质岩,其中那些中级变质岩被划归为寻乌群,与震旦-寒武纪浅变质地层呈断层接触。该群主要由黑云斜长变粒岩、黑云斜长(二长)石英片岩、砂线二云片岩、片麻岩、石英岩夹大理岩等中级变质岩组成,其原岩形成时代曾被认为是古元古代^[22]。2个地区变质岩的原岩都以陆源碎屑沉积岩为主,且本文的定年结果显示它们

图1 研究区前寒武纪地层分布图及采样点

形成于新元古代(见下文),这时正是 Rodinia 超大陆裂解时期.因此,这些碎屑物质可能记录了源区新元古代以前造山作用的信息.

2 样品特征

样品 ZC-6 采自增城东北的正果村附近(图 1),是一个中粒二云母斜长片麻岩,主要由石英(45%±)、黑云母(20%±)、斜长石(20%±)和白云母(10%±)组成,另有少量退变质形成的绿泥石(5%±).样品 ZC-7 是黑云斜长片麻岩,采自增城市西南大约 3 km 处.岩石富含石英(45%±),黑云母(25%±),斜长石(20%±)以及少量形态不规则的白云母.黑云母强烈定向排列,有时聚集成条带状.样品 XW-12 采自赣南鹤仔的寻乌群典型剖面 1874-3 点处,岩性为中细粒含石榴黑云斜长片麻岩,含有大量的斜长石(45%±);石英(20%±)部分压扁拉长,具波状消光,锯齿边;黑云母(25%±)较新鲜,少量绿泥石化.另有少量形态不规则的石榴子石残留.2 个地区变质岩的矿物组合相似,显示低角闪岩相的变质程度.对样品 ZC-7 进行的主量元素分析显示,其含 65.04%的 SiO₂, 0.80%的 TiO₂, 13.52%的 Al₂O₃, 7.99%的 FeO+Fe₂O₃, 3.20%的 MgO, 0.55%的 CaO, 0.93%的 Na₂O 和 3.67%的 K₂O.样品 XW-12 含 62.65%的 SiO₂, 0.88%的 TiO₂, 14.88%的 Al₂O₃, 6.84%的 FeO+Fe₂O₃, 3.66%的 MgO, 1.38%的 CaO, 1.7%的 Na₂O 和 4.23%的 K₂O.利用尼格里参数对其进行原岩恢复,在 Si-(al+fm)-(c+alk)原岩类型判别图上,2 个样品均投影于沉积岩区(图略);而由 Shaw^[23]的判别式计算得到的 DF 均是负值,也说明该变质岩是副变质岩,这与南岭其他地区基底变质岩(梅县、兴宁、南雄等)的原岩性质相同^[24].

3 分析技术

将岩石粉碎至 0.27~0.06 mm 粒级,经淘洗分选、磁选和重液分离获得富集锆石的重砂.在双目镜下从这 3 个样品中分别随机挑出 60 颗以上的锆石,用环氧树脂胶住后磨蚀和抛光到锆石的核心出露.对每个颗粒进行背散射电子图像(BSE)分析,并根据 BSE 图像显示的内部结构进行微区的 U-Pb 定年. BSE 成像分析是在 CAMECA-SX100 型电子探针仪上进行,工作条件是 15 kV 加速电压和 15~20 nA 束电流.原位锆石 U-Pb 定年是在 Agilent HP4500 系列 300 型 ICP-MS 与 Merchantek/NWR213 nm 激光熔蚀探针联机上进行.每组分析的前后各进行两次标样分析,之

中包含 10 个样品点的分析.每组分析中还内插标样 91500 和 Mud Tank 的分析,以检测分析的重复性和仪器的稳定性.激光分析蚀点的直径一般为 40~50 μm.详细的分析程序、分析精度和准确性见 Jackson 等人^[25]描述. Lu-Hf 同位素原位分析是在带 Merchantek/NWR 213 nm 激光熔蚀探针的 Nu PlasmaMC ICP-MS 机上进行,其熔蚀点的直径一般为 50~60 μm.典型的熔蚀时间是 80~120 s,熔蚀深度 40~50 μm.每次分析前先进行锆石 91500 和 Mud Tank 标样的测定,检测仪器的可靠性和稳定性.详细的测试条件和步骤见 Griffin 等人^[26]描述.以上分析都是在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 国家研究中心完成.

在后面的讨论中,本文对年龄老(>900 Ma)的锆石采用 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 的表面年龄,而年轻的锆石(<900 Ma)采用 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄. Hf 同位素计算中采用的亏损地幔 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.283251, ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0384, 球粒陨石 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282772, 地壳平均 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.015 和 λ¹⁷⁶Lu = 1.865×10⁻¹¹/a^[27].

4 锆石 BSE 图像及成分

样品 ZC-6 中的锆石以浅棕色、自形、长柱状为主(图 2),少部分颗粒显深棕色,表面有磨蚀现象,有少量颗粒发育裂理.大量自形颗粒的存在反映碎屑近距离搬运的特征. ZC-7 中的锆石颜色浅黄到粉红,大的颗粒颜色较深,颗粒晶面棱角多磨蚀,一些细小的具很好的磨圆度. XW-12 的锆石以粉红色为主,磨圆度中等,有些仍有较好的晶面;细小的自形锆石透明度好,有少量不透明矿物包裹体.3 个样品中的锆石背散射(BSE)图像显示这些锆石的内部结构有较大区别(图 2). ZC-6 的锆石大多数棱角分明、边界平直(图 2(b), (d)),少数有弱的环带,有的碎屑锆石具有薄的增生边;而 ZC-7 的锆石多数呈滚圆状或碎屑状,有的具有明显的韵律环带(图 2(e), (f), (h)),有的成分较为均一(图 2(g)). XW-12 的锆石多为均匀或宽带结构,少数具清晰的韵律环带,有些锆石具有亮的薄的增生边.这些复杂的形态和内部结构说明锆石成因的多样性.

样品 ZC-6 中锆石的 U 和 Th 含量范围分别为 77~2062 和 46~884 μg·g⁻¹ (除了 ZC6-7-27 的 Th, 1542 μg·g⁻¹); Th/U 比值大部分(59%)大于 0.4, 只有一个小于 0.1. 一般认为 Th/U 比值大于 0.4 以及具有韵律环带的锆石是岩浆成因,而无环带或弱环带和低的 Th/U 比值(<0.1)被认为是变质成因的^[28~31]. 所以,样品

图2 样品 ZC-6, ZC-7 和 XW-12 中锆石的 BSE 图像

小圆圈为 U-Pb 分析点; 大圆圈为 Lu-Hf 分析点; 左下线段是 50 μm

图3 锆石 Th/U 比值图

ZC-6 中的锆石以岩浆成因为主(图 3), 但是许多锆石并没有明显的韵律环带, 这可能是由于受到后期多次高温事件或流体影响, 锆石中的元素发生了离子扩散使成分均一化, 而使原来的韵律环带变弱甚至消失。样品 ZC-7 中锆石的 U 含量变化于 $83\sim 1076\ \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 之间, Th 含量为 $41\sim 513\ \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 。与样品 ZC-6 的锆石的 U 和 Th 变化特征相似, Th/U 比值也是大多数(63%)大于 0.4, 表明该样品也是以岩浆成因锆石为主, 只是样品 ZC-6 的锆石具有更大的 U 和 Th 变化范围(图 3)。样品 XW-12 中锆石的 U 含量变化于 $13\sim 1706\ \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 之间, Th 含量为 $8\sim 400$

$\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Th/U 比值与 ZC-7 相似。3 个样品中少量具有很低 Th/U 比值(~ 0.1)的锆石都显示较暗的 BSE 亮度, 且没有内部构造, 反映它们是变质成因的碎屑锆石。

5 锆石 U-Pb 定年结果

对样品 ZC-6 中 33 颗锆石的 U-Pb 定年分析结果显示这些碎屑锆石的年龄变化于 $713\sim 2130\ \text{Ma}$, 说明岩石中的锆石是多来源的。这些锆石大多(88%)具有很好的谐和性, 即在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 投影图上落在谐和线上或者附近(图 4), 这些谐和线上的锆石年龄即可代表它们的真实形成年龄, 只有几颗锆石的不谐和性大于 10%, 投影点偏离谐和线, 它们的真实年龄应该老于 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄。其中 4 个不谐和点似乎可以构成一条不一致曲线, 其上交点年龄是 $2266\ \text{Ma}$, 与一颗谐和锆石年龄($2130\ \text{Ma}$)相近, 指示原岩中包含了少量古元古代的碎屑物质。但岩石中最丰富的是形成于 $940\ \text{Ma}$ 左右的锆石, 在年龄谱上构成一个明显的峰值(图 5)。

样品 ZC-7 中 31 颗锆石和样品 XW-12 中 27 颗锆石的 U-Pb 定年显示了相似的结果, 它们的年龄范围都较 ZC-6 的更大, 分别变化于 $613\sim 2462$ 和 $615\sim 2560\ \text{Ma}$ (图 4, 5; 表 1), 也显示了沉积物源区成分的复杂。与样品 ZC-6 相似, 2 个样品锆石的年龄也主要集中于 $900\sim 1000\ \text{Ma}$ (图 5)。此外, 2 个样品都有一颗新太古代锆石, 一颗 $\sim 1.65\ \text{Ga}$ 的锆石以及少量新元古代锆石, 说明两者具有相似的物源区。

图4 样品 ZC-6, ZC-7 和 XW-12 中锆石的 U-Pb 谐和图

沉积物中最年轻的碎屑锆石年龄可以限定沉积时间的上限, 3 个样品中最年轻碎屑锆石的谐和年龄分别是 700, 613 和 615 Ma, 表示原岩的沉积时间不会早于此年龄。又因为本地区的寒武纪地层一般未变质或变质级明显低于本文研究样品, 且主要是炭质页岩和粉砂岩组合(形成板岩)^[20], 因此, 3 个变质沉积岩的原岩最可能形成于晚新元古代。这与粤北、粤东北及闽西地区基底变质岩的原岩形成时代是一致的^[24,32~36]。这些数据指示在新元古代中晚期华夏地块曾经是一个大陆边缘或沉积盆地, 该盆地的形成时代与Rodinia超大陆的裂解时间相当, 很可能是在超大陆裂解时期的拉张背景下形成。

在锆石年龄频率直方图上(图 5), 3 个样品分别出现~940, ~990 和~950 Ma 的峰值, 表明原岩主要由新元古代早期(Grenville期)的碎屑物质组成, 样品 ZC-6 的年龄峰值相对单一且年龄的谐和性更好, 而样品 ZC-7 和 XW-12 的年龄的谐和性稍差、碎屑物质来源相对复杂, 这也与样品 ZC-6 的锆石较为自形, 而 ZC-7 和 XW-12 锆石的磨圆度较好相吻合。样品中还都含有少量中元古代(1.6~1.2 Ga)和新元古代中晚期

(0.8~0.6 Ga)的碎屑物质。3 个样品中锆石的年龄谱特征很相似, 与锆石的 Th, U 特征一致, 反应了它们的主要物质源区是相同的, 都来源于一个年轻的 Grenville 期(1.1~0.9 Ga)的造山带。样品中新元古代中晚期(700~600 Ma)岩浆锆石的出现, 与扬子地块出现的不同规模的晚新元古代(635~610 Ma)岩浆活动一致^[37~41], 可能反映了Gondwana大陆聚合过程中华南岩石圈拉张在华夏地块的响应。

6 锆石 Hf 同位素

本文只对样品 ZC-6 和 XW-12 中的部分碎屑锆石进行了 Hf 同位素的分析(表 2)。样品 ZC-6 中 4 颗 Grenville 期锆石的 Hf 同位素组成变化相对较小, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值在 0.281927~0.282164 之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为负值, 变化范围为-1.25~-8.48, 锆石的 Hf 模式年龄指示它们的母岩可能是古元古代地壳部分熔融产生。

样品 XW-12 中 17 颗不同时代的锆石的 Hf 同位素组成有很大的变化(表 2)。其中最老的一颗新太古代的锆石具有最低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.281079)和中太古代的模式年龄, 指示其母岩浆很可能是~3.3 Ga

表 1 增城、鹤仔片麻岩中锆石 U-Pb 年龄的 LAM-ICPMS 分析结果

样品号	同位素比值			年龄/Ma			谐和性	Th/U
	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ U ²³⁸		
ZC-6								
ZC6-2	0.06875 ± 0.00070	1.48934 ± 0.01743	0.15682 ± 0.00183	891 ± 21	926 ± 7	939 ± 10	105	0.23
ZC6-3	0.06769 ± 0.00137	1.39956 ± 0.03905	0.14997 ± 0.00193	859 ± 43	889 ± 17	901 ± 11	105	0.60
ZC6-4	0.06414 ± 0.00070	1.09576 ± 0.01297	0.12418 ± 0.00141	746 ± 22	751 ± 6	755 ± 8	101	0.13
ZC6-5	0.06975 ± 0.00105	1.47139 ± 0.03469	0.15299 ± 0.00200	921 ± 30	919 ± 14	918 ± 11	100	0.53
ZC6-6	0.07077 ± 0.00079	1.45620 ± 0.01825	0.14925 ± 0.00178	951 ± 23	912 ± 8	897 ± 0	94	0.65
ZC6-8	0.06568 ± 0.00101	1.24022 ± 0.02938	0.13694 ± 0.00187	796 ± 33	819 ± 13	827 ± 11	104	0.40
ZC6-11	0.10131 ± 0.00099	2.43882 ± 0.03403	0.17460 ± 0.00213	1648 ± 18	1254 ± 10	1037 ± 12	63	0.23
ZC6-13	0.06949 ± 0.00087	1.34927 ± 0.02658	0.14083 ± 0.00175	913 ± 25	867 ± 11	849 ± 10	93	0.38
ZC6-14	0.06701 ± 0.00083	1.08109 ± 0.01447	0.11701 ± 0.00140	838 ± 26	744 ± 7	713 ± 8	85	0.35
ZC6-16	0.07291 ± 0.00075	1.67808 ± 0.02046	0.16703 ± 0.00203	1011 ± 21	1000 ± 8	996 ± 11	99	0.24
ZC6-17	0.07408 ± 0.00074	1.7767 ± 0.020990	0.17405 ± 0.00209	1044 ± 20	1037 ± 8	1034 ± 11	99	0.41
ZC6-18	0.07192 ± 0.00093	1.52547 ± 0.02206	0.15387 ± 0.00198	984 ± 26	941 ± 9	923 ± 11	94	0.39
ZC6-19	0.06718 ± 0.00107	1.26903 ± 0.02836	0.13700 ± 0.00183	843 ± 33	832 ± 13	828 ± 10	98	0.36
ZC6-7-2	0.07153 ± 0.00106	1.56919 ± 0.03890	0.15910 ± 0.00227	973 ± 30	958 ± 15	952 ± 13	98	0.52
ZC6-7-3	0.08459 ± 0.00085	2.57142 ± 0.03190	0.22047 ± 0.00277	1306 ± 19	1293 ± 9	1284 ± 15	98	0.76
ZC6-7-4	0.07445 ± 0.00082	1.69192 ± 0.02134	0.16480 ± 0.00199	1054 ± 22	1005 ± 8	983 ± 11	93	3.10
ZC6-7-10	0.06313 ± 0.00070	0.99827 ± 0.01312	0.11470 ± 0.00144	713 ± 24	703 ± 7	700 ± 8	98	0.60
ZC6-7-11	0.07023 ± 0.00083	1.49759 ± 0.02122	0.15467 ± 0.00206	935 ± 23	929 ± 9	927 ± 12	99	0.36
ZC6-7-12	0.07117 ± 0.00073	1.57721 ± 0.01993	0.16073 ± 0.00204	962 ± 21	961 ± 8	961 ± 11	100	0.59
ZC6-7-13	0.07554 ± 0.00090	1.78853 ± 0.02392	0.17172 ± 0.00211	1083 ± 24	1041 ± 9	1022 ± 12	94	0.61
ZC6-7-14	0.06996 ± 0.00071	1.45606 ± 0.01793	0.15095 ± 0.00187	927 ± 22	912 ± 7	906 ± 10	98	0.20
ZC6-7-15	0.07422 ± 0.00089	1.3026 ± 0.024890	0.12729 ± 0.00176	1047 ± 24	847 ± 11	772 ± 10	74	0.19
ZC6-7-16	0.07013 ± 0.00074	1.44916 ± 0.01824	0.14987 ± 0.00185	932 ± 22	910 ± 8	900 ± 10	97	0.67
ZC6-7-17	0.06995 ± 0.00076	1.49311 ± 0.01905	0.15481 ± 0.00190	927 ± 21	928 ± 8	928 ± 11	100	0.91
ZC6-7-18	0.13241 ± 0.00134	6.93078 ± 0.08280	0.37957 ± 0.00456	2130 ± 17	2103 ± 11	2074 ± 21	97	0.39
ZC6-7-19	0.06811 ± 0.00104	1.36889 ± 0.03344	0.14578 ± 0.00194	872 ± 33	876 ± 14	877 ± 11	101	0.61
ZC6-7-21	0.06793 ± 0.00078	1.30164 ± 0.01697	0.13893 ± 0.00169	866 ± 23	846 ± 7	839 ± 10	97	1.71
ZC6-7-22-1	0.06952 ± 0.00069	1.47098 ± 0.01752	0.15339 ± 0.00185	914 ± 20	919 ± 7	920 ± 10	101	0.48
ZC6-7-23	0.06801 ± 0.00071	1.12772 ± 0.01340	0.12023 ± 0.00140	869 ± 21	767 ± 6	732 ± 8	84	0.31
ZC6-7-24-1	0.07052 ± 0.00076	1.44381 ± 0.01832	0.14846 ± 0.00184	944 ± 22	907 ± 8	892 ± 10	94	0.47
ZC6-7-26	0.07278 ± 0.00076	1.76871 ± 0.02129	0.17614 ± 0.00209	1008 ± 21	1034 ± 8	1046 ± 11	104	0.44
ZC6-7-26-1	0.07081 ± 0.00076	1.48465 ± 0.01850	0.15191 ± 0.00184	952 ± 22	924 ± 8	912 ± 10	96	0.64
ZC6-7-27	0.07180 ± 0.00071	1.75482 ± 0.02032	0.17692 ± 0.00207	980 ± 20	1029 ± 7	1050 ± 11	107	0.86
ZC-7								
ZC7-1	0.06519 ± 0.00069	1.11713 ± 0.02229	0.12428 ± 0.00149	781 ± 22	762 ± 11	755 ± 9	97	0.27
ZC7-2R	0.07284 ± 0.00041	1.62357 ± 0.02083	0.16163 ± 0.00204	1010 ± 12	979 ± 8	966 ± 11	96	0.17
ZC7-3	0.07074 ± 0.00040	1.53133 ± 0.01950	0.15702 ± 0.00198	950 ± 12	943 ± 8	940 ± 11	99	0.52
ZC7-6	0.07444 ± 0.00060	1.63793 ± 0.02999	0.15958 ± 0.00208	1053 ± 17	985 ± 12	954 ± 12	91	0.26
ZC7-7	0.07984 ± 0.00049	2.04291 ± 0.02855	0.18555 ± 0.00234	1193 ± 12	1130 ± 10	1097 ± 13	92	1.68
ZC7-9	0.06519 ± 0.00122	0.91605 ± 0.02701	0.10192 ± 0.00140	780 ± 39	660 ± 14	626 ± 8	80	0.47
ZC7-10	0.07884 ± 0.00043	1.96160 ± 0.02394	0.18046 ± 0.00223	1168 ± 11	1102 ± 8	1069 ± 12	92	0.55
ZC7-11	0.06994 ± 0.00064	1.05600 ± 0.01963	0.10950 ± 0.00137	927 ± 19	732 ± 10	670 ± 8	72	0.30
Z7-11-14	0.05964 ± 0.00033	0.82087 ± 0.01036	0.09984 ± 0.00124	591 ± 12	609 ± 6	613 ± 7	104	0.82
Z7-11-13	0.07217 ± 0.00040	1.60096 ± 0.02001	0.16091 ± 0.00200	991 ± 11	971 ± 8	962 ± 11	97	0.52
Z7-11-12	0.08072 ± 0.00139	2.29519 ± 0.06405	0.20621 ± 0.00269	1215 ± 35	1211 ± 20	1209 ± 14	100	0.45
Z7-11-11	0.06854 ± 0.00039	0.77233 ± 0.01005	0.08174 ± 0.00102	885 ± 12	581 ± 6	507 ± 6	57	0.62
Z7-11-10	0.07207 ± 0.00042	1.53116 ± 0.02015	0.15408 ± 0.00191	988 ± 12	943 ± 8	924 ± 11	94	0.36
ZC7-11-9	0.16057 ± 0.00092	8.70900 ± 0.11166	0.39351 ± 0.00504	2462 ± 10	2308 ± 12	2139 ± 23	87	0.72

表 1(续)

样品号	同位素比值			年龄/Ma			谐和性	Th/U
	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{206}/U^{238}	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$		
ZC7-11-8	0.07189 ± 0.00040	1.60493 ± 0.02012	0.16193 ± 0.00200	983 ± 11	972 ± 8	967 ± 11	98	0.42
ZC7-11-7	0.06927 ± 0.00039	1.40104 ± 0.01756	0.14672 ± 0.00183	907 ± 11	889 ± 7	883 ± 10	97	0.23
ZC7-11-7-1	0.06756 ± 0.00110	1.36109 ± 0.03725	0.14612 ± 0.00200	855 ± 33	872 ± 16	879 ± 11	103	0.54
ZC7-11-6-1	0.10539 ± 0.00056	4.10228 ± 0.04815	0.28232 ± 0.00341	1721 ± 10	1655 ± 10	1603 ± 17	93	0.57
ZC7-11-6	0.07178 ± 0.00078	1.60606 ± 0.03333	0.16229 ± 0.00198	980 ± 22	973 ± 13	969 ± 11	99	0.51
ZC7-11-5	0.07347 ± 0.00041	1.37516 ± 0.01734	0.13577 ± 0.00168	1027 ± 12	878 ± 7	821 ± 10	80	0.63
ZC7-11-4B	0.06927 ± 0.00039	1.40440 ± 0.01755	0.14706 ± 0.00183	907 ± 12	891 ± 7	884 ± 10	97	0.72
ZC7-11-4S	0.08275 ± 0.00046	1.90882 ± 0.02366	0.16733 ± 0.00206	1263 ± 11	1084 ± 8	997 ± 11	79	0.21
ZC7-11-2B	0.06265 ± 0.00101	0.92988 ± 0.02561	0.10764 ± 0.00155	696 ± 34	668 ± 13	659 ± 9	95	0.78
ZC7-11-2A	0.06777 ± 0.00111	0.99457 ± 0.02785	0.10644 ± 0.00148	862 ± 34	701 ± 14	652 ± 9	76	0.62
ZC7-11-1	0.07504 ± 0.00042	1.71197 ± 0.02183	0.16547 ± 0.00205	1070 ± 12	1013 ± 8	987 ± 11	92	0.23
ZC7-11-1A	0.07422 ± 0.00041	1.72638 ± 0.02161	0.16871 ± 0.00209	1047 ± 12	1018 ± 8	1005 ± 12	96	0.79
ZC7-11-17	0.07324 ± 0.00041	1.68466 ± 0.02088	0.16684 ± 0.00206	1021 ± 11	1003 ± 8	995 ± 11	97	0.28
ZC7-11-17A	0.10046 ± 0.00055	3.26176 ± 0.04005	0.23552 ± 0.00290	1633 ± 11	1472 ± 10	1363 ± 15	83	0.22
ZC7-11-18A	0.06335 ± 0.00035	1.05497 ± 0.01290	0.12080 ± 0.00148	720 ± 11	731 ± 6	735 ± 9	102	0.66
ZC7-11-22	0.09112 ± 0.00054	2.33504 ± 0.03150	0.18582 ± 0.00243	1449 ± 11	1223 ± 10	1099 ± 13	76	0.10
ZC7-11-23A	0.07186 ± 0.00040	1.46754 ± 0.01846	0.14815 ± 0.00181	982 ± 11	917 ± 8	891 ± 10	91	0.34
ZC7-11-23B	0.06824 ± 0.00039	1.33894 ± 0.01733	0.14232 ± 0.00177	876 ± 11	863 ± 8	858 ± 10	98	0.83
ZC7-11-23	0.08609 ± 0.00050	2.32854 ± 0.03025	0.19618 ± 0.00252	1340 ± 11	1221 ± 9	1155 ± 14	86	0.59
XW-12								
XW12-23	0.17020 ± 0.00160	9.79954 ± 0.12122	0.41762 ± 0.00556	2560 ± 16	2416 ± 11	2250 ± 25	88	0.70
XW12-11	0.07428 ± 0.00083	1.79621 ± 0.02397	0.17547 ± 0.00235	1049 ± 23	1044 ± 9	1042 ± 13	99	0.55
XW12-12	0.06955 ± 0.00069	1.50104 ± 0.01879	0.15662 ± 0.00208	915 ± 21	931 ± 8	938 ± 12	103	0.57
XW12-13	0.08144 ± 0.00085	2.34462 ± 0.02963	0.20899 ± 0.00270	1232 ± 21	1226 ± 9	1223 ± 14	99	1.50
XW12-15c	0.07107 ± 0.00155	1.30967 ± 0.02240	0.13366 ± 0.00182	959 ± 46	850 ± 10	809 ± 10	84	0.21
XW12-17	0.10239 ± 0.00098	3.67082 ± 0.04570	0.26009 ± 0.00350	1668 ± 18	1565 ± 10	1490 ± 18	89	0.29
XW12-18	0.06626 ± 0.00072	0.99328 ± 0.01329	0.10875 ± 0.00148	815 ± 23	700 ± 7	665 ± 9	82	0.76
XW12-1	0.05990 ± 0.00146	0.82731 ± 0.01706	0.10017 ± 0.00130	600 ± 54	612 ± 9	615 ± 8	103	0.17
XW12-20r	0.06929 ± 0.00073	1.47930 ± 0.02022	0.15489 ± 0.00216	907 ± 22	922 ± 8	928 ± 12	102	0.34
XW12-22-1	0.09258 ± 0.00226	2.83634 ± 0.05700	0.22219 ± 0.00306	1479 ± 47	1365 ± 15	1293 ± 16	87	0.43
XW12-22r	0.06106 ± 0.00121	0.94319 ± 0.01439	0.11203 ± 0.00142	641 ± 44	675 ± 8	685 ± 8	107	0.12
XW12-22c	0.07133 ± 0.00076	1.51607 ± 0.02081	0.15424 ± 0.00218	967 ± 22	937 ± 8	925 ± 12	96	0.28
XW12-24	0.06429 ± 0.00127	1.09580 ± 0.01669	0.12362 ± 0.00154	751 ± 43	751 ± 8	751 ± 9	100	0.14
XW12-24-1	0.06633 ± 0.00140	1.16852 ± 0.01945	0.12777 ± 0.00166	817 ± 45	786 ± 9	775 ± 9	95	0.15
XW12-25	0.07154 ± 0.00071	1.67333 ± 0.02096	0.16974 ± 0.00226	973 ± 21	998 ± 8	1011 ± 12	104	0.371
XW12-26	0.08204 ± 0.00214	2.11008 ± 0.04590	0.18653 ± 0.00267	1247 ± 52	1152 ± 15	1103 ± 15	88	0.331
XW12-2	0.06155 ± 0.00225	0.89598 ± 0.03006	0.10558 ± 0.00153	658 ± 80	650 ± 16	647 ± 9	98	0.381
XW12-3	0.07699 ± 0.00088	1.79272 ± 0.02391	0.16900 ± 0.00226	1121 ± 23	1043 ± 9	1007 ± 12	90	0.661
XW12-7	0.07294 ± 0.00101	1.47726 ± 0.02278	0.14695 ± 0.00204	1012 ± 29	921 ± 9	884 ± 11	87	0.779
XW12-8	0.06009 ± 0.00092	0.97277 ± 0.01616	0.11748 ± 0.00160	607 ± 34	690 ± 8	716 ± 9	118	0.894
XW12-9r	0.07063 ± 0.00089	1.51695 ± 0.02165	0.15588 ± 0.00207	947 ± 26	937 ± 9	934 ± 12	99	0.453
XW12-9c	0.07040 ± 0.00101	1.71222 ± 0.02740	0.17643 ± 0.00249	940 ± 30	1013 ± 10	1047 ± 14	111	0.517
xw12-1-14	0.07079 ± 0.00079	1.07653 ± 0.01435	0.11029 ± 0.00141	951 ± 23	742 ± 7	674 ± 8	71	0.299
xw12-1-13	0.10395 ± 0.00104	4.00734 ± 0.05020	0.27958 ± 0.00354	1696 ± 19	1636 ± 10	1589 ± 18	94	0.198
xw12-1-11	0.07651 ± 0.00089	2.03169 ± 0.02755	0.19256 ± 0.00245	1108 ± 24	1126 ± 9	1135 ± 13	102	0.96
xw12-1-7	0.08411 ± 0.00085	2.50265 ± 0.03101	0.21578 ± 0.00268	1295 ± 20	1273 ± 9	1260 ± 14	97	0.359
xw12-1-6	0.07026 ± 0.00075	1.55518 ± 0.02022	0.16049 ± 0.00204	936 ± 22	953 ± 8	959 ± 11	102	0.612
xw12-1-1c	0.08810 ± 0.00208	2.53479 ± 0.06029	0.20867 ± 0.00307	1385 ± 46	1282 ± 17	1222 ± 16	88	0.601
xw12-1-1r	0.07632 ± 0.00222	2.00112 ± 0.05700	0.19019 ± 0.00293	1103 ± 60	1116 ± 19	1122 ± 16	102	0.536

图5 样品中锆石年龄频率直方图

的地壳物质再循环的产物。中元古代锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值较为均一,且都具有古元古代的模式年龄,指示其源岩可能是在古元古代从地幔分异出来的。Grenville期(1.1~0.9 Ga)锆石的Hf同位素组成可以分成两组:第一组具有低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.281868 ~ 0.281977)和负的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-5.40~-7.60),与样品ZC-6中的相似;第二组具有较高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.282229 ~ 0.282401)和正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(1.16~8.04),说明二组锆石的母岩浆起源于不同的源岩。第一组锆石负的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和古元古代模式年龄指示其源岩经历了较长的地壳演化;而第二组锆石的源岩则是形成不久(中元古代中期 1.2~1.4 Ga)的新生地壳组分。2个样品中Grenville期锆石的Hf同位素特征显示其母岩浆既有起源于古老物质的再循环,也有起源于形成不久的新生地壳的熔融。这种现象指示这些锆石的

母岩浆很可能形成于弧-陆碰撞的构造环境,即1.4~1.2 Ga的新生地壳代表了Grenville造山旋回早期形成的岛弧性质的岩浆岩,而古老的物质来源于与之碰撞的大陆。对扬子地块周边新元古代岩浆岩中锆石Lu-Hf同位素分析显示扬子地块也普遍存在中元古代晚期(1.2~1.0 Ga)具岛弧岩浆性质的新生地壳生长[42-46]。为此,Zheng等人[44,46]提出了华南新元古代岩浆岩成因的板块-裂谷模式,认为在2个汇聚的大陆之间存在弧-陆碰撞和碰撞后垮塌这两个过程及其对应的岩浆作用产物;一些所谓的“岛弧岩浆岩”很可能是弧陆碰撞岩浆作用或者碰撞后构造垮塌岩浆作用的产物,不是真正的岛弧岩浆岩,而是其再造产物。这期弧-陆碰撞引起的弧岩浆再循环作用在扬子东南缘发生的960~860 Ma[46]甚至更晚[19]。而本次研究显示在华夏地块的南部可能存在一期比扬子周边稍早的对1.4~1.2 Ga岛弧岩浆岩再造的造山作用(990~940 Ma)。

7 讨论

7.1 华夏地块 Grenville 期的造山作用

一些学者认为华夏与扬子之间的江南(或四堡)造山带是一条Grenville期的造山带[15-17],主要的依据是位于此造山带东段的赣东北-皖南的蛇绿岩是形成于(968±23) Ma[47],另两组可靠的Grenville期的年龄获得于扬子西缘的康定群花岗岩片麻岩和浙江东北部具有岛弧特征的英云闪长岩-花岗闪长岩中。前者的锆石SHRIMP U-Pb年龄为(1007±14) Ma[16],后一地区两个岩体的SHRIMP年龄是(913±15)和(905±14) Ma[48]。最近,Li等人[49]在此造山带的东端的田里云母片岩中用Ar-Ar法获得了云母的变质-变形时代是(1042±7)到(1015±4) Ma。但是,在此造山带中部的大部分地段还没有发现Grenville期的岩浆活动和高级变质作用,沿此带分布的大量的原被认为Grenville期的S型花岗岩实际形成830~800 Ma[50-52]。更重要的是江南造山带上一直被认为是四堡运动(被认为等同于Grenville期)[16]造成强烈褶皱的中元古代基底(四堡群-冷家溪群)实际上形成于860 Ma之后[19],表明此江南造山带西段的造山运动(弧-陆碰撞)必定发生在860 Ma之后,这也是华南新元古代弧陆碰撞的最晚时间。因此,整个华南新元古代弧陆碰撞的起始时间可能是不同的,东部为990~940 Ma,中部为920~880 Ma,西部为870~860 Ma[46-48]。整个江南造

表 2 增城、鹤仔片麻岩中锆石的 Hf 同位素组成

样品号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	年龄/Ma	$T_{(\text{DM})}/\text{Ga}$	$T_{(\text{DM})}^{\text{C}}/\text{Ga}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$
ZC-6								
ZC-6-16	0.282117	0.000015	0.001905	0.05522	1011	1.64	1.99	-2.10
ZC-6-17	0.281927	0.000017	0.002378	0.06821	1044	1.94	2.41	-8.48
ZC-6-7-26	0.282015	0.000022	0.000977	0.02726	1008	1.74	2.18	-5.16
ZC-6-7-27	0.282164	0.000018	0.002162	0.06455	980	1.58	1.91	-1.25
XW-12								
XW12-23	0.281079	0.000021	0.000603	0.01552	2560	3.00	3.26	-3.53
XW12-17	0.281759	0.000021	0.001172	0.02742	1668	2.11	2.36	-0.04
XW12-22-1	0.281616	0.000017	0.001865	0.04663	1479	2.35	2.83	-9.92
XW12-13	0.281896	0.000024	0.000736	0.01897	1232	1.90	2.29	-4.31
XW12-3	0.281868	0.000018	0.000554	0.01501	1121	1.92	2.41	-7.60
XW12-11	0.281977	0.000021	0.000672	0.01794	1049	1.78	2.22	-5.40
XW12-7	0.282377	0.000029	0.000562	0.01404	1012	1.22	1.35	8.04
XW12-25	0.282255	0.000018	0.000946	0.02318	973	1.41	1.66	2.61
XW12-22	0.282247	0.000026	0.001158	0.02955	967	1.43	1.69	2.06
XW12-9	0.282229	0.000018	0.000643	0.01650	940	1.43	1.73	1.16
XW12-12	0.282401	0.000019	0.002648	0.07054	915	1.26	1.44	5.49
XW12-20	0.282090	0.000019	0.001207	0.03704	871	1.65	2.10	-5.60
XW12-24	0.282029	0.000025	0.000410	0.01142	751	1.70	2.28	-9.94
XW12-22h	0.281813	0.000029	0.001560	0.03813	685	2.05	2.82	-19.6
XW12-18	0.282501	0.000021	0.000483	0.01112	665	1.05	1.29	4.86
XW12-2	0.282312	0.000017	0.000805	0.02361	647	1.32	1.73	-2.36
XW12-1	0.281977	0.000025	0.000631	0.01967	615	1.78	2.48	-14.9

山带是否都属于一个 Grenville 期造山作用的产物还需进一步工作。

本次工作对华夏地块南部 3 个新元古代沉积岩的碎屑锆石年代学及 Hf 同位素研究表明华南南部存在大量 Grenville 期造山运动形成的物质。3 个样品具有一致的 940~990 Ma 的年龄峰值, 其他组分仅占有很少的比例, 表明沉积物的来源较为单一, 暗示源区较近。更重要的是样品 ZC-6 中锆石大多具有较好的自形晶, 也说明碎屑物质没有经过长距离搬运。XW-12 和 ZC-7 中的锆石具有一定的磨圆度。XW-12 中锆石的磨蚀可能归因于蚀源区较远, 碎屑经过一定距离的搬运-磨蚀作用, 或者是多次剥蚀-搬运-沉积再循环的结果。而样品 ZC-7 采自 ZC-6 附近, 年龄谱也相对简单, 明显不同于粤北南雄地区和闽西北建阳地区新元古代沉积岩中复杂的碎屑物质组成^[35,36], 因此, 它们较强的磨蚀外形只可能是由于经历多次剥蚀-搬运-沉积再循环所致。ZC-7 和 XW-12 更晚

的沉积时代(由最小的碎屑锆石年龄限定)也与以上推论相吻合。

实际上, 在华夏地块南部的其他地区已有 Grenville 期年龄的报道, 例如, 云开地区低压麻粒岩中三颗锆石的上交点年龄为 1014 Ma(由周汉文等人^[53]的 3 组数据重新计算的结果); 覃小锋等人^[54]在云开群各种变质岩中测得四颗锆石的年龄变化于 1035~900 Ma; 海南岛抱板花岗闪长岩中许多锆石的年龄分布于 1.2~1.0 Ga 之间^[16]; 粤中和平县古寨花岗闪长岩中也存在大量 1.07~0.91 Ga 的继承锆石^[55]; 刘邦秀等人^[22]对赣南鹤仔地区花岗闪长质片麻岩中锆石的蒸发法分析, 获得了(996±29) Ma 的 Pb-Pb 年龄; 于津海和 Wan 等人^[35,36]在对粤北南雄地区和闽西北建阳地区新元古代变质沉积岩的详细年代学研究中发现了大量~1.0 Ga 的碎屑锆石。最近, 舒良树等人^[56]在对研究区东部兴宁县径南一个变质流纹岩中锆石的 SHRIMP 定年时发现, 16 颗分析的锆石

中竟有 15 个形成于 1.1~0.9 Ga. 综合以上资料, 可以认为华夏地块南部很可能曾经存在或者至少是非常靠近一个 Grenville 期的造山带.

尽管上述许多 Grenville 期的年龄多测自碎屑或继承锆石, 但这些锆石不可能来源于遥远的北方-江南造山带. 首先, 自形的锆石只见于华夏地块南部的增城(ZC-6)和兴宁(流纹岩)地区^[56], 往北的粤北南雄地区和闽北地区尽管也有大量的 Grenville 期的锆石, 但它们都具有很好的磨圆度^[35,36]; 其次, 由南往北含 Grenville 期锆石的沉积岩中物质组成的复杂程度逐渐增加, 如增城的 2 个片麻岩(ZC-6 和 ZC-7)和兴宁流纹岩中锆石组成非常单一, 寻乌群沉积岩的组成稍复杂, 而粤北和闽西北地区变质沉积岩中含有大量其他时代的组分. 同时代沉积物中碎屑组分复杂化的一个重要原因是沉积区距蚀源区更远来源更多; 第三, 对江南造山带中新元古代沉积岩的锆石年代学研究显示, 其中包含丰富的新元古代、古元古代和新太古代组成, 而极少 Grenville 期的碎屑锆石^[19]; 第四, 从岩相古地理方面分析, 广东省震旦系碎屑沉积岩的岩性由东南往西北出现砂岩-页岩-灰岩(图 6)^[57], 显示水体由浅到深的变化, 也说明碎屑沉积物的源区是在华夏地块的

东南部. 最近, 作者在对江西中部抚河和南部赣江中河流重砂锆石的定年分析也发现(未发表数据), 靠近南岭地区的赣江流域含有较多的 Grenville 期锆石, 而靠近江南造山带的抚河流域几乎没有 Grenville 期的锆石. 所有这些资料表明华夏地块内的 Grenville 期锆石来自南方一个曾经存在的 Grenville 期造山带, 而非扬子地块东南缘的江南造山带. 根据含 Grenville 期锆石岩石和自形锆石的分布, 以及含 Grenville 期锆石的岩石中其他组分增多的趋势, 推测此造山带很可能呈 NE 向展布(图 1).

7.2 对华南在 Rodinia 超大陆位置的指示

在 Rodinia 超大陆重建图中 Grenville 期造山带被认为是各大陆的拼合标志, 因此将华南的 Grenville 造山带与其他大陆的造山带进行对比, 可以进一步了解其与周边地块的关系. 至今为止, 华南在 Rodinia 超大陆中的位置主要有两种观点: () 华南位于澳大利亚的东南与劳伦大陆西部之间^[15,16], () 华南位于澳大利亚的西部与印度相邻^[58-61]. 本文研究显示华夏地块南方的 Grenville 期造山作用的峰期是 990~940 Ma, 较劳伦南部典型的 Texas 和 Grenville 省的 Grenville 造山带及澳大利亚的 Albany-Fraser 和 Musgrave 造山带

图 6 广东省震旦系岩相古地理图

(1300~1050 Ga)年轻 100~300 Ma^[7,8], 而与印度的East Ghats (~960 Ma)、东南极的北查尔斯王子山的 Grenville期造山运动(990~960 Ma)的时代一致^[9,10]. 因此, 从Grenville造山带的年代学角度考虑, 本文的研究结果更加支持第二种观点. 另一方面, 最新研究表明扬子与华夏的碰撞-拼贴只可能发生在 900~860 Ma以后^[19,42], 而Rodinia超大陆聚合的高峰期发生在 1.3~1.0 Ga. 如果将华南置于劳伦与澳大利亚之间, 即Rodinia超大陆的核部, 这意味着在超大陆形成以后, 在其核心仍然存在一个大洋(蛇绿岩年龄显示)一直到 900 Ma之后, 这显然是不协调的. 因此, 华南地块在新元古代时期最可能位于Rodinia超大陆的边缘, 即澳大利亚西部并更靠近东印度和东南极大陆.

8 结论

华夏地块南部的许多基底岩石是形成于晚新元

古代的变质沉积岩, 它们包含了大量新元古代早期(1.0~0.9 Ga)和少量中元古代及新元古代晚期形成的碎屑物质. 新元古代早期锆石是 Grenville 期弧-陆碰撞的产物, 具岛弧性质的新生地壳是造山旋回早期形成, 而与之碰撞的陆块具有大量古元古代地壳. 明显的 1.0~0.9 Ga 单峰年龄谱以及部分锆石的自形晶形表明这些 Grenville 期碎屑物质的来源不远. 结合前人研究成果, 本文推断华夏地块的南部曾经存在或非常靠近一个年轻的 Grenville 期造山带. 这一造山作用的峰期时代稍晚于劳伦大陆南侧和澳大利亚中部典型的 Grenville 造山带, 而与印度和东南极的 Grenville 期造山作用时间一致. 因此, 华南在Rodinia 超大陆的位置更可能是位于印度和东南极附近, 而不太可能位于超大陆的核心即劳伦大陆与澳大利亚之间.

致谢 澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 国家研究中心 Suzie 女士在 U-Pb 定年分析上给予了帮助, 韶关 290 所谭正中高级工程师、谢磊和赵蕾在野外样品采集和室内锆石分离上给予了帮助, 两位匿名评审专家对本文提出的许多修改建议, 在此一并致谢.

参考文献

- Hoffman P F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 1991, 252: 1409—1411 [\[DOI\]](#)
- Moores E M. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 1991, 19: 425—428 [\[DOI\]](#)
- Karlstrom K E, Åhäll Karl-Inge, Harlan S S, et al. Long-lived convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Res*, 2001, 111: 5—30 [\[DOI\]](#)
- Riviers T. Lithotectonic elements of the Grenville Province: Review and tectonic implication. *Precambrian Res*, 1997, 86: 117—154 [\[DOI\]](#)
- Moore J M, Thompson P. The Flinton Group: A late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville Province of Eastern Ontario. *Can J Earth Sci*, 1980, 17: 1685—1707
- Davidson A. A review of the Grenville orogen in its North American type. *J Australia Geol Geophy*, 1995, 16: 3—24
- Mosher S. Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt. *GSA Bull*, 1998, 110: 1357—1375
- White R W, Clarke G L, Nelson D R. SHRIMP U-Pb zircon dating of Grenville-age events in the western part of the Musgrave Block, central Australia. *J Metamorph Geol*, 1999, 17(5): 465—481 [\[DOI\]](#)
- Klaus M, Michael A C. The thermal history of the Eastern Ghats Belt (India) as revealed by U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of metamorphic and magmatic minerals: Implications for the SWEAT correlation. *Precambrian Res*, 1999, 94: 251—271 [\[DOI\]](#)
- Boger S D, Carson C J, Wilson C M, et al. Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica: Evidence for a single protracted orogenic event. *Precambrian Res*, 2000, 104: 1—24 [\[DOI\]](#)
- Park R G. Plate kinematic history of Baltica during the middle to late Proterozoic: A model. *Geology*, 1992, 20: 725—728 [\[DOI\]](#)
- Romer R L, Smeds S A. U-Pb columbite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in southwestern Sweden. *Precambrian Res*, 1996, 76: 15—30 [\[DOI\]](#)
- Jacobs J, Thomas R J, Weber K. Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal Craton during the Kibaran (Grenville) Orogeny. *Geology*, 1993, 21: 203—206 [\[DOI\]](#)
- Pinna P, Jourde G, Calvez J Y, et al. The Mozambique Belt in northern Mozambique: Neoproterozoic (1100~850 Ma) crustal growth

- and tectogenesis, and superimposed Pan-African (800~550 Ma) tectonism. *Precambrian Res*, 1993, 62: 1—59[DOI]
- 15 Li Z X, Zhang L, Powell C M. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 1995, 23: 407—410[DOI]
- 16 Li Z X, Li X H, Zhou H, et al. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. *Geology*, 2002, 30: 163—166[DOI]
- 17 Li X H, Zhao J X, Mculloch M T, et al. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of Neoproterozoic Ophiolites from southeastern China: Petrogenesis and tectonic implication. *Precambrian Res*, 1997, 81: 129—144[DOI]
- 18 Zheng J, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Widespread Archaean basement beneath the Yangtze craton. *Geology*, 2006, 34: 417—420[DOI]
- 19 Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. Detrital zircon geochronology of the Precambrian basement sequences of the Jiangnan orogen: Implications for timing of the assembly of the Yangtze and Cathaysia blocks. *Precambrian Res*, 2007, 159: 117—131[DOI]
- 20 广东省地质局. 1:200000 广州幅地质图说明. 1965
- 21 刘建雄, 庄文明. 粤中前震旦纪基底锆石 Pb-Pb 蒸发年龄及其地质意义. *华南地质与矿产*, 2003, 2: 52—57
- 22 刘邦秀, 刘春根, 邱永泉. 江西南部鹤仔片麻状花岗岩类 Pb-Pb 同位素年龄及地质意义. *火山地质与矿产*, 2001, 22(4): 264—268
- 23 Shaw D M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can J Earth Sci*, 1972, 9: 18—35
- 24 于津海, 王丽娟, 周新民, 等. 粤东北基底变质岩的组成和形成时代. *地球科学*, 2006, 31(1): 38—48
- 25 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 2004, 211: 47—69[DOI]
- 26 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]
- 27 Scherer E, Munker C, Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. *Science*, 2001, 293: 683—687[DOI]
- 28 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. . Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205—217[DOI]
- 29 Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem Geol*, 2002, 184: 123—138[DOI]
- 30 Bingen B, Austrheim H, Whitehouse M J, et al. Traceelement signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arc, Caledonides of W-Norway. *Contrib Mineral Petrol*, 2004, 147: 671—683[DOI]
- 31 Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, et al. Metamorphic effect on zircon Lu-Hf and U-Pb isotope systems in ultrahigh-pressure eclogite-facies metagranite and metabasite. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 240: 378—400[DOI]
- 32 陈忠权, 李文辉, 郭良. 粤东北发现元古宙花岗岩. *广东地质*, 2001, 16(4): 16—21
- 33 Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relict Proterozoic basement in the Nanling Mountains (SE China) and its tectonothermal overprinting. *Tectonics*, 2005, 24, TC2003, doi: 10.1029/2004 TC001652[DOI]
- 34 于津海, 周新民, O'Reilly S Y, 等. 南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质-锆石的 U-Pb- Hf 同位素研究. *科学通报*, 2005, 50(16): 1758—1767
- 35 于津海, Y S O'Reilly, 王丽娟, 等. 华夏地块古老物质的发现和前寒武纪地壳的形成. *科学通报*, 2007, 52(1): 11—18
- 36 Wan Y S, Liu D Y, Xu M H, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and geochemistry of metavolcanic and metasedimentary rocks in Northwestern Fujian, Cathaysia Block, China: Tectonic implications and the need to redefine lithostratigraphic units. *Gondwana Res*, 2007, 12(1-2): 166—183[DOI]
- 37 Condon D, Zhu M, Bowring S, et al. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, 2005, 308: 95—98[DOI]
- 38 储雪蕾, Wolfgang T, 张启锐, 等. 南华-震旦系界线的锆石 U-Pb 年龄. *科学通报*, 2005, 50: 600—602
- 39 刘贻灿, 李曙光, 古晓锋, 等. 北淮阳王母观橄榄辉长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. *科学通报*, 2006, 51(18): 2175—2180
- 40 Yin C, Tang F, Liu Y, et al. U-Pb zircon age from the base of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges, South China: Constraint on the age of Marinoan glaciation. *Episodes*, 2005, 28: 48—49
- 41 陈玲等. 大别山北淮阳构造带柳林辉长岩: 新元古代晚期裂解事件的记录. *地球科学*, 2006, 31: 578—584
- 42 Wu R X, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Reworking of juvenile crust: Element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. *Precambrian Res*, 2006, 146: 179—212[DOI]
- 43 Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite

- and gneiss in the Dabie orogen. *Chem Geol*, 2006, 231: 135—158^[DOI]
- 44 Zheng Y F, Zhang S B, Zhao Z F, et al. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: Implications for growth and reworking of continental crust. *Lithos*, 2007, 96: 127—150^[DOI]
- 45 Chen R X, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Chinese Continental Scientific Drilling project. *J Metamorph Geol*, 2007, 25: 873—894^[DOI]
- 46 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. *Precambrian Res*, 2008, 163: 351—383^[DOI]
- 47 李献华, 周国庆, 赵建新, 等. 赣东北蛇绿岩的离子探针锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. *地球化学*, 1994, 23(2): 125—131
- 48 Ye M F, Li X H, Li W X, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for early Neoproterozoic Sibaoan magmatic arc along the southeastern margin of Yangtze Block. *Gondwana Res*, 2007, 12: 144—156^[DOI]
- 49 Li Z X, Wartho J A, Occhipinti S, et al. Early history of the eastern Sibao Orogen (South China) during the assembly of Rodinia: New mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and SHRIMP U-Pb detrital zircon provenance constraints. *Precambrian Res*, 2007, 159: 79—94^[DOI]
- 50 Li X H. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: Timing of Neoproterozoic Jinning Orogen in SE China and implication for Rodinia Assembly. *Precambrian Res*, 1999, 97: 43—57^[DOI]
- 51 Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi, South China: Implications for tectonic evolution. *Precambrian Res*, 2006, 145: 111—130^[DOI]
- 52 钟玉芳, 马昌前, 余振兵, 等. 江西九岭花岗岩类复式岩基锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. *地球科学*, 2005, 30(6): 685—691
- 53 周汉文, 游振东, 钟增球, 等. 云开隆起低压麻粒岩相变质作用时代的重要发现. *地质科技情报*, 1994, 13(3): 23—26
- 54 覃小锋, 潘元明, 李江, 等. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. *地质通报*, 2006, 25(5): 553—559
- 55 丁兴, 周新民, 孙涛. 华南陆壳基底的幕式生长——来自广东古寨花岗岩闪长岩中锆石 LA-ICPMS 定年的信息. *地质论评*, 2005, 51(4): 382—392
- 56 舒良树, 邓平, 于津海, 等. 武夷山西缘流纹岩的形成时代及其地球化学特征. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38(8): 950—959
- 57 广东地质矿产局. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1988
- 58 Jiang G, Sohl L E, Christie-Blick N. Neoproterozoic stratigraphic comparison of the Lesser Himalaya (India) and Yangtze block (South China): Paleogeographic implications. *Geology*, 2003, 31: 917—920^[DOI]
- 59 Zhang Q R, Piper J D A. Palaeomagnetic study of Neoproterozoic glacial rocks of the Yangzi Block: Palaeolatitude and configuration of South China in the late Proterozoic Supercontinent. *Precambrian Res*, 1997, 85: 173—199^[DOI]
- 60 Yang Z Y, Sun Z M, Yang T S, et al. A long connection (750~380 Ma) between South China and Australia: Paleomagnetic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 423—434^[DOI]
- 61 郑永飞. 新元古代超大陆构型中华南的位置. *科学通报*, 2004, 49(8): 715—717