

扬子板块北缘周庵超镁铁质岩体锆石 U/Pb 年龄和 Hf-O 同位素特征: 对源区性质和 Rodinia 超大陆裂解时限的约束

王梦玺^{①②}, 王焰^{①*}, 赵军红^③

① 中国科学院广州地球化学研究所, 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074

* 联系人, E-mail: wang_yan@gig.ac.cn

2012-05-14 收稿, 2012-07-30 接受

国家自然科学基金(40972060, 41073026)和中国科学院“百人计划”择优资助项目资助

摘要 周庵超镁铁质岩体位于扬子板块北缘南秦岭地区, 岩体主要由二辉橄榄岩组成. 岩体中选出的锆石呈宽板状, 具明显振荡环带和扇状环带, Th/U 比值介于 0.8~10.6 之间, 具有基性岩浆结晶锆石的特征. 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄平均值为 637 ± 4 Ma (2σ , $n=15$), 代表岩体的形成时代. 锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 5.2‰ ~ 7.0‰ , 平均值为 $5.8\pm 0.4\text{‰}$ (1σ , $n=33$), 与锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 地幔值接近. 锆石初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_0$ 比值介于 0.282410~0.282594 之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 +1.3~+7.6 之间, 低于同期亏损地幔 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (~+15), 显示富集地幔特点, 富集地幔源区的形成与俯冲洋壳物质交代岩石圈地幔有关. 结合该地区新近发现的多个 ~635 Ma 镁铁-超镁铁质岩体以及同期大陆裂谷型耀岭河群双峰式火山岩, 我们认为, 周庵岩体是裂谷环境岩浆活动的产物, ~635 Ma 的岩浆活动代表扬子板块北缘新元古代 Rodinia 超大陆裂解过程最晚期的产物.

关键词

锆石 Hf-O 同位素
周庵超镁铁质岩体
扬子北缘
新元古代

华南是 Rodinia 超大陆的重要组成部分^[1-3]. 扬子板块周缘发育大规模新元古代岩浆作用, 成岩时代集中在 850~630 Ma 之间, 形成了以酸性侵入岩为主体, 镁铁-超镁铁质侵入岩为辅的特点, 并广泛发育同时代的火山-沉积岩组合^[4-16]. 大量对新元古代岩浆岩成因及热源研究认为, 扬子板块周缘经历了早期大洋板片俯冲作用 (1160~930 Ma) 和晚期大规模陆缘裂解^[6,7,17-21]. 然而, 俯冲-伸展的转换时间和机制仍然存在争论, 目前形成了地幔柱, 岩石圈伸展-裂谷模式和大陆岛弧等不同的学术观点. 地幔柱模式认为扬子周缘的岩浆岩 (<850 Ma) 是地幔柱活动引

发岩石圈地幔和下地壳熔融的产物^[6,7,22]. 板块-裂谷模式认为华南早期 (830~820 Ma) 岩浆岩为弧-陆碰撞造山带拉张垮塌熔融产物, 而晚期 (780~740 Ma) 为大陆裂谷岩浆活动产物^[23]. 板块俯冲模式推测扬子板块周缘的岩浆活动与活动大陆边缘构造环境有关^[4,24].

越来越多的地质资料表明, 新元古代时期扬子板块西缘-北缘与东南缘在伸展转换机制和时间上似乎并不完全相同. 在东南缘, 扬子板块和华夏板块拼合形成统一的华南陆块, 并导致江南褶皱带的形成和四堡群的变形变质^[25]. 随后华南陆内裂解, 形成以板溪群为代表的南华盆地和大规模岩浆活动^[26].

英文版见: Wang M X, Wang C Y, Zhao J H. Zircon U/Pb dating and Hf-O isotopes of the Zhouan ultramafic intrusion in the northern margin of the Yangtze Block, SW China: Constraints on the nature of mantle source and timing of the supercontinent Rodinia breakup. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5435-1

最新年代学资料显示, 原先认为的格林威尔期江南褶皱带实际年龄约为 830 Ma^[27], 其后的裂解发生于 814±12 Ma 至 725±10 Ma^[26,28].

与扬子板块东南缘相比较, 其西缘和北缘的情况更为复杂. 地幔柱和板块裂谷模型认为, 该区的地球动力学模式与扬子东南缘在时间和机制上一致^[6,7,22,23]. 然而岛弧模式认为, 至少在<950~735 Ma 期间, 扬子板块西缘-北缘仍然是活动大陆边缘构造背景^[4,5,9~13]. 因此, 扬子板块西缘和北缘在新元古代的裂解起始时间和机制仍然不清楚.

扬子板块北缘南秦岭地区发育大规模 640~630 Ma 镁铁-超镁铁质岩体^[14~16], 为研究扬子板块北缘新元古代地幔源区性质和最终裂解时间提供了很好的研究对象. 周庵超镁铁质岩体位于随枣盆地的西北部^[29], 该岩体富含镍-铂钯. 通常与铜镍硫化物矿床有关的镁铁-超镁铁质岩体与裂谷环境大规模的岩浆活动有关^[30], 研究周庵岩体的源区特征有助于了解扬子板块北缘新元古代晚期地幔源区性质和演化.

本研究对周庵超镁铁质岩体进行锆石 U-Pb 定年和 Hf-O 同位素分析, 以确定岩体的形成时代和源区性质, 并结合扬子板块北缘新元古代不同时期镁铁-超镁铁质岩体和基性火山岩的源区特征, 探讨扬子板块北缘新元古代地幔源区演化以及 Rodinia 超大陆在扬子板块北缘裂解的最终时限.

1 地质背景

扬子板块在东南部以中-新元古代形成的江南褶皱带与华夏板块相连^[31], 在北部以秦岭-大别-苏鲁造山带和华北板块相隔, 在西部与青藏高原相接(图 1).

扬子板块由基底杂岩和上覆震旦纪-中生代盖层组成. 基底主要由太古宇角闪岩(如 3.2 Ga 的崆岭高级变质体), 中元古界变质沉积岩^[32~36]和新元古界地层和大量侵入岩组成^[4,5,37,38]. 巨厚的盖层(>9 km)为上震旦统-上侏罗统地层, 主要由碎屑岩、碳酸盐岩、变火山岩和一些冰川沉积物组成^[39].

新元古代岩浆活动在扬子板块周缘产生了大量

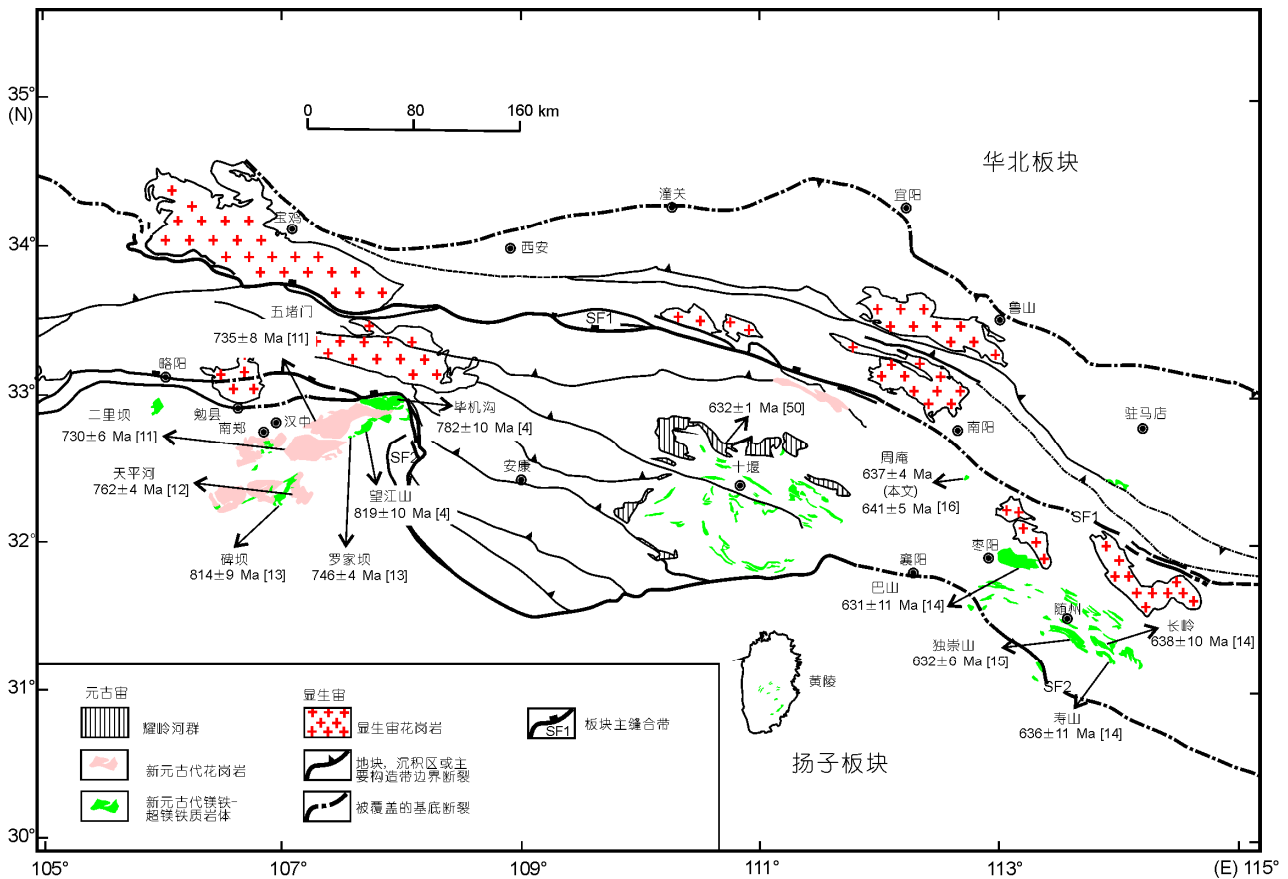


图 1 扬子板块北缘新元古代镁铁-超镁铁质岩体、花岗岩和火山岩分布图

820~630 Ma 的镁铁-超镁铁质岩体, 主要分布在东南缘桂北地区^[22,40]、西缘的攀西地区^[9,37,41]、北缘的汉南地区和南秦岭地区^[13-16]。

在扬子板块北缘的汉南杂岩带中, 赋含铜镍矿化的 819±10 Ma 望江山层状辉长岩岩体^[4]和赋含钒钛磁铁矿化的 782±10 Ma 毕机沟辉长岩-闪长岩岩体^[4]侵入古元古界后河群, 中-新元古界火地垭群和新元古界西乡群。后河群(2081±9 Ma^[42])主要由经历了高角闪岩相变质和混合岩化的英云闪长质片麻岩以及少量角闪岩和大理岩组成^[43,44]; 火地垭群不整合覆盖于后河群之上, 下部为变沉积岩, 上部为变火山岩^[11]; 西乡群(950±4~895±3 Ma^[44])主要是形成于弧后盆地中的火山岩和沉积岩序列^[10]。另外, 汉南杂岩带中还发育大量同期花岗质岩体, 例如, 具埃达克岩特征的 735±8 Ma 五堵门花岗岩体和 730±6 Ma 二里坝花岗岩体^[11], 以及具岛弧地球化学特征的 762±4 Ma 天平河花岗岩体^[12]。

在扬子板块北缘的南秦岭地区, 大量 640~630 Ma 的镁铁-超镁铁质岩体发育在随枣盆地中, 如 641±5 Ma 的周庵岩体^[16], 638±10 Ma 的长岭岩体, 636±11 Ma 的寿山岩体^[14], 632±6 Ma 的独崇山岩体^[15]和 631±11 Ma 的巴山岩体^[14], 这些岩体侵入中-新元古界朱家山群和新元古界随县群。朱家山群大雀山组主要由大理岩和片岩互层组成^[29]; 随县群下段主要由变双峰式火山岩组成, 含少量变沉积岩夹层; 中段主要为变沉积岩, 夹变流纹质火山碎屑岩及少量变中-基性熔岩; 上段以变沉积岩为主, 局部出现较多的变粗面安山岩或碱性流纹岩^[15]。同时, 武当地块中的耀岭河群具双峰式结构^[45], 以变玄武质火山岩(熔岩、火山碎屑或凝灰岩)为主, 夹少量变酸性火山岩和变泥质岩^[46], 被认为是大陆裂谷环境的产物^[45-47]。前人曾报道过耀岭河群全岩 Sm-Nd 同位素年龄为 780~1000 Ma^[48,49], 耀岭河群中变流纹质火山熔岩和晶屑岩屑凝灰质火山碎屑岩岩层中锆石的 U/Pb 年龄为 685±5 Ma^[46], 而变细碧岩-变角斑岩-变凝灰岩中锆石的 U/Pb 年龄为 632±1 Ma^[50], 这一年龄值与随枣盆地中发育的大量~630 Ma 镁铁-超镁铁质岩体形成时代基本一致。

2 分析方法

周庵岩体由二辉橄榄岩组成, 主要由橄榄石(65%~70%)、单斜辉石(10%~15%)和斜方辉石(10%~

15%)组成。锆石从~20 kg 的二辉橄榄岩样品中选出, 在无污染条件下经过传统的重液和磁法分选, 然后在双目显微镜下手工挑选出来。将锆石颗粒和锆石标样(Qinghu, Plésovice 和 91500)用环氧树脂粘在靶上, 抛光至锆石的内部暴露在外面以后在表面喷金。对锆石颗粒拍摄反射光, 透射光和阴极发光(CL)图像以选择合适点位。锆石 CL 图像在西北大学大陆动力学国家重点实验室扫描电子显微镜上拍摄。锆石颗粒先进行原位 O 同位素分析, 然后在相同点位进行 U/Pb 年龄和 Hf 同位素测定。

2.1 锆石 O 同位素分析

锆石微区原位 O 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室 Cameca IMS-1280 型双离子源多接收器二次离子质谱仪(SIMS)上进行, 分析方法详见 Li 等人^[51-53]和李献华等人^[54]。强度为~2 nA 的一次 ¹³³Cs⁺ 离子束通过 10 kV 加速电压轰击样品表面。样品表面信号采集大小约为 20 μm, 其中包括采用高斯照明方式聚焦于 10 μm 大小, 以光栅扫描方式扫描 10 μm 的范围。垂直入射的电子枪均匀覆盖于 100 μm 范围以中和样品的表面电荷效应。-10 kV 加速电压提取负二次离子, 孔径场设置为 5000 μm, 经过 30 eV 能量窗过滤, 质量分辨率为 2500, 以两个法拉第杯同时接收 ¹⁶O 和 ¹⁸O。单点测量时间约为 5 min, 包括 20 组单组积分时间 4 s 的样品点分析采集, 2 min 的样品表面剥蚀时间和峰对中等仪器参数优化时间。单组 ¹⁸O/¹⁶O 数据内精度一般优于 0.2‰~0.3‰ (1σ), 标样的外部精度为 0.5‰ (2SD)。分析过程中的仪器质量分馏用 Penglai 锆石标准^[55]进行校正, 测量的 ¹⁸O/¹⁶O 比值通过 VSMOW 值(¹⁸O/¹⁶O=0.0020052)校正后, 加上仪器质量分馏校正因子 IMF 即为该点的 δ¹⁸O 值: $(\delta^{18}\text{O})_{\text{M}} = ((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{M}} / 0.0020052 - 1) \times 1000 (\text{‰})$, $\text{IMF} = (\delta^{18}\text{O})_{\text{M(standard)}} - (\delta^{18}\text{O})_{\text{VSMOW}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{样品}} = (\delta^{18}\text{O})_{\text{M}} + \text{IMF}$ ^[54]。

2.2 锆石 U/Pb 定年

锆石 U/Pb 定年在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室 Cameca IMS-1280 型二次离子质谱仪(SIMS)上进行, 分析方法详见 Li 等人^[51-53]和李献华等人^[54]。用强度为 10 nA 的一次 O₂⁻ 离子束通过-13 kV 加速电压轰击样品表面, 束斑大小约为 20 μm × 30 μm^[54]。二次离子经 60 eV 的能量窗过滤, 其

质量分辨率约为 5400, 用以从同量异位素干扰中分离出 Pb^+ 的峰值. 二次离子光学系统中用矩形透镜来增加高质量分辨率条件下的离子传输率. 用氧气流来增加样品室氧气的压力达到 $\sim 5 \times 10^{-6}$ T 以提高锆石中 Pb^+ 离子的敏感度. 利用独立电子倍增器的跳峰模式来测量二次离子强度, 每个样品点分析 7 组数据, 测量时间约为 12 min. 锆石样品的 U-Th-Pb 同位素比值用标准锆石 Plésovice^[56] 校正获得. 以长期监测标准样品获得的标准偏差 $1.5\%(1\sigma)^{[57]}$ 和单点测试内部精度共同传递得到样品单点误差. 锆石样品的 Pb/U 比值利用标准锆石 91500(1065 Ma) 进行校正; Th 和 U 含量用标准锆石 91500(Th=29 ppm; U=81 ppm)^[58] 计算(1 ppm=1 $\mu\text{g/g}$, 下同). 普通 Pb 用测量的 ^{204}Pb 进行校正, 虽然 ^{204}Pb 丰度较低而使校正不太准确, 但 ^{204}Pb 含量可以提供普通 Pb 的直接测量值^[51]. 单点分析的同位素比值及年龄误差均为 1σ .

2.3 锆石 Lu-Hf 同位素分析

锆石微区原位 Lu-Hf 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所多接收等离子质谱仪实验室配备有 Geolas-193 型紫外激光剥蚀系统(LA)的 Neptune 型多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上进行. 测试方法详见 Wu 等人^[59]. 样品分析时激光剥蚀的时间为 26 s, 激光剥蚀脉冲功率为 100 mJ 时的脉冲频率是 10 Hz, 束斑大小是 $\sim 60 \mu\text{m}$. ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 的同质异位素干扰是通过采用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ 比值(0.02655)^[60] 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ 比值(0.5886)^[61], 并对 ^{175}Lu 和 ^{172}Yb 信号强度的监测进行校正的. 利用标准锆石 91500 与锆石样品交叉分析对仪器漂移进行外部监控. 在测试过程中, 标准锆石(91500)的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值分别为 $0.282294 \pm 15(2\sigma, n=20)$ 和 0.00031, 与通常溶液法的测定值相似. 我们采用 ^{176}Lu 的衰变常数 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ^[62] 和球粒陨石现代值 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$ ^[63] 来计算 ε_{Hf} 值. 亏损地幔趋势线是假设亏损地幔现代值 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.28325$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0384$ 计算得到的^[64].

3 分析结果

3.1 锆石形态

锆石多为无色、透明晶体, 呈宽板状或不规则状.

颗粒长度约 50~120 μm , 长宽比约为 1:1~3:1; CL 图像显示锆石内部结构以振荡环带和扇状环带为主, 无核幔结构, 为典型的基性岩浆结晶锆石的特征(图 2).

3.2 锆石 U/Pb 年龄

共测定了 33 个锆石颗粒的 U/Pb 年龄, 结果显示: 锆石的 U 含量介于 40~1024 ppm, Th 含量介于 127~2342 ppm 之间, Th/U 比值在 0.8~10.6 之间(表 1), 与典型基性岩浆成因锆石的 Th/U (>0.5 ^[65]) 比值一致. 在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 图解上, 谐和线与铅丢失线交于零点, 指示存在现代铅丢失事件, 可能与采集的岩芯样品长期露天暴露, 遭受风化有关, 但 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄一致(图 3(a)), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄加权平均值为 $635 \pm 8 \text{ Ma}$ (2σ). 有 15 个点的谐和度大于 95%, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $637 \pm 4 \text{ Ma}$ (2σ)(图 3(b)), 这一年龄值代表岩体的结晶年龄.

3.3 锆石 O 同位素组成

33 个锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 5.2‰ ~ 7.0‰ 之间, 构成一正态分布(图 4(a)), 加权平均值为 $5.8 \pm 0.4\text{‰}$ ($1\sigma, n=33$)(表 1), 说明氧同位素组成基本均一. 26 个锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 地幔值($5.3 \pm 0.3\text{‰}$)^[66] 接近, 其他 7 个锆石点的 $\delta^{18}\text{O}$ 值略高于地幔值(图 4(b)). U/Pb 年龄谐和度大于 95% 的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 5.2‰ ~ 7.0‰ 之间, 而谐和度小于 95% 的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 5.3‰ ~ 6.4‰ 之间, 两者在误差范围内基本一致(表 1, 图 4(b)).

3.4 锆石 Lu-Hf 同位素组成

谐和度大于 95% 的锆石 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.0002~0.0016, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282421~0.282608 之间, 以 $t=637 \text{ Ma}$ 进行计算, 初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ 比值介于 0.282410~0.282589 之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 $+1.3$ ~ $+7.6$ 之间(表 2). 谐和度小于 95% 的锆石 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.0003~0.0023, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282453~0.282620 之间, 以 $t=637 \text{ Ma}$ 进行计算, 初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ 比值介于 0.282450~0.282594 之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 $+2.1$ ~ $+6.9$ 之间(表 2).

4 讨论

4.1 源区性质

Hf 的地球化学性质与 Zr 基本相似, 相对 Lu 更

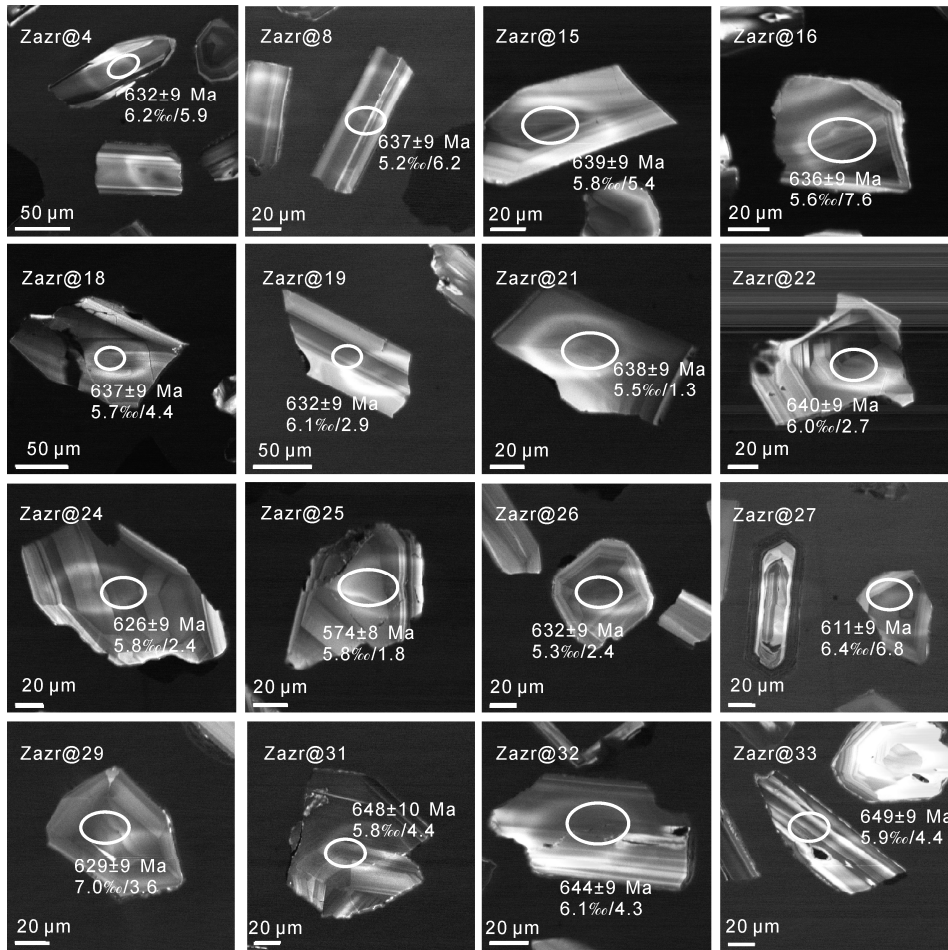


图 2 锆石的阴极发光(CL)图像

椭圆代表 U/Pb 定年和 Hf-O 同位素分析的位置, 椭圆旁边的数字表示 U/Pb 年龄, $\delta^{18}\text{O}$ 值以及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值

易进入锆石晶格替代 Zr, 造成锆石 Lu/Hf 比值通常较低 (~0.002), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值通常小于 0.0005. 由于 ^{176}Lu 原位衰变造成的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值随时间累积的变化非常小, 因此, 基性岩浆中结晶的锆石基本可以有效保留该岩浆的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值^[67]. 在壳幔分异过程中, 原始地幔分异形成地壳和亏损地幔, 亏损地幔的 Lu/Hf 比值要比地壳中的比值高几倍, 因此亏损地幔 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值增长要比地壳快, ϵ_{Hf} 值随着时间的演化呈正值且越来越高, 而地壳 ϵ_{Hf} 值随着时间的演化为负值并且越来越低^[68]. 经亏损地幔和地壳物质混合而形成的基性岩浆, 结晶出的锆石 ϵ_{Hf} 值位于二者之间, 而如果没有地壳混染, 基性岩浆锆石低于同时期亏损地幔的正 ϵ_{Hf} 值则说明其岩浆源区具有富集地幔的特征^[68]. 周庵岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 +1.3~+7.6, 明显低于同期亏损地幔 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (~+15) (图

5(a)). 全岩微量元素结果表明, 岩体 Zr/Nb 和 La/Nb 比值变化不大, Zr/Nb 比值介于 13~17 之间, La/Nb 比值为 1.4~1.6, La/Sm(2.3~3.0)和 Sm/Yb(2.1~2.6)比值较高, 在原始地幔标准化蛛网图上显示较弱的 Nb-Ta 负异常和 Ti 正异常, 无 Zr-Hf 正异常(文献[16]; 作者未发表数据), 这些均与富集地幔特征一致^[73], 而不是地壳混染的结果. 同时, 周庵岩体锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值绝大部分与地幔 $\delta^{18}\text{O}$ 值一致, 平均值为 $5.8\pm 0.4\text{‰}$ ($1\sigma, n=33$), 进一步说明岩浆源区无大量壳源物质混染. 因此, 周庵岩体校正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值反映的是富集地幔特征.

周庵岩体全岩 Sr-Nd 同位素组成也说明岩浆源区为富集地幔, 与锆石 Hf 同位素反映的结果一致. 全岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 比值(I_{Sr})变化范围较小(0.7046~0.7055), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 -4.4~+1.1 之间, 基本落在富集地

表1 周庵岩体锆石 U/Pb 年龄和氧同位素组成

点号	含量			比值					年龄(Ma)				氧同位素组成				
	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm(1\sigma)$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(1\sigma)$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(1\sigma)$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm(1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm(1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm(1\sigma)$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$			
Zazr@1	212	584	42	2.76	0.0604	1.25	0.8842	1.97	0.1061	1.52	619	27	643	9	650	9	5.8
Zazr@2	269	1561	79	5.81	0.0616	1.07	0.8735	1.87	0.1029	1.53	659	23	638	9	631	9	5.5
Zazr@3	103	190	16	1.85	0.0618	2.47	0.8335	2.89	0.0978	1.50	667	52	616	13	602	9	5.4
Zazr@4	512	878	83	1.71	0.0610	1.23	0.8651	1.94	0.1029	1.50	638	26	633	9	632	9	6.2
Zazr@5	154	448	30	2.90	0.0607	1.54	0.8439	2.15	0.1008	1.51	630	33	621	10	619	9	5.5
Zazr@6	194	339	29	1.75	0.0612	1.84	0.8070	2.38	0.0956	1.50	647	39	601	11	589	8	5.6
Zazr@7	213	1469	70	6.88	0.0591	1.41	0.8315	2.06	0.1021	1.50	570	31	615	10	627	9	5.7
Zazr@8	266	2342	102	8.79	0.0612	1.24	0.8764	1.95	0.1038	1.50	647	26	639	9	637	9	5.2
Zazr@9	40	425	15	10.55	0.0658	3.31	0.8852	3.65	0.0975	1.54	800	68	644	18	600	9	5.9
Zazr@10	239	1785	80	7.47	0.0601	1.65	0.8683	2.23	0.1048	1.50	606	35	635	11	643	9	5.4
Zazr@11	142	606	32	4.27	0.0599	1.70	0.8138	2.36	0.0986	1.64	599	37	605	11	606	10	5.3
Zazr@12	223	614	41	2.75	0.0616	1.43	0.8425	2.11	0.0993	1.55	659	30	621	10	610	9	5.4
Zazr@13	210	466	34	2.22	0.0611	2.10	0.8167	2.58	0.0969	1.50	643	45	606	12	596	9	5.6
Zazr@14	146	238	23	1.62	0.0611	2.42	0.8516	2.85	0.1010	1.51	644	51	626	13	620	9	5.8
Zazr@15	289	1285	71	4.45	0.0609	1.18	0.8742	1.94	0.1041	1.53	635	25	638	9	639	9	5.8
Zazr@16	300	615	52	2.05	0.0614	1.19	0.8783	1.92	0.1037	1.50	654	25	640	9	636	9	5.6
Zazr@17	560	627	78	1.12	0.0612	0.69	0.8294	1.65	0.0984	1.50	645	15	613	8	605	9	5.9
Zazr@18	293	930	63	3.17	0.0606	0.96	0.8685	1.78	0.1039	1.50	626	21	635	8	637	9	5.7
Zazr@19	268	378	42	1.41	0.0610	1.11	0.8660	1.87	0.1030	1.50	639	24	633	9	632	9	6.1
Zazr@20	126	913	43	7.23	0.0621	1.78	0.8511	2.32	0.0994	1.50	677	38	625	11	611	9	5.5
Zazr@21	278	686	53	2.47	0.0604	0.93	0.8657	1.77	0.1040	1.50	616	20	633	8	638	9	5.5
Zazr@22	261	824	56	3.15	0.0605	1.25	0.8696	1.96	0.1043	1.51	620	27	635	9	640	9	6.0
Zazr@23	48	127	9	2.63	0.0606	3.67	0.8418	3.97	0.1007	1.51	626	77	620	19	619	9	5.6
Zazr@24	209	277	32	1.32	0.0610	1.50	0.8582	2.18	0.1020	1.58	639	32	629	10	626	9	5.8
Zazr@25	387	676	58	1.75	0.0604	0.98	0.7753	1.79	0.0931	1.50	617	21	583	8	574	8	5.8
Zazr@26	407	475	59	1.17	0.0607	0.84	0.8619	1.72	0.1030	1.50	628	18	631	8	632	9	5.3
Zazr@27 1024	1284	148	125	0.0610	0.59	0.8358	1.62	0.0994	1.51	639	13	617	8	611	9	6.4	
Zazr@28	76	165	13	2.18	0.0596	1.96	0.8461	2.47	0.1030	1.50	588	42	623	12	632	9	5.6
Zazr@29	406	1012	76	2.49	0.0610	0.88	0.8624	1.76	0.1025	1.52	641	19	631	8	629	9	7.0
Zazr@30	103	229	19	2.21	0.0610	1.65	0.8784	2.23	0.1045	1.50	639	35	640	11	641	9	6.2
Zazr@31	520	394	71	0.76	0.0611	0.74	0.8913	1.73	0.1058	1.56	643	16	647	8	648	10	5.8
Zazr@32	456	860	78	1.89	0.0610	0.87	0.8839	1.76	0.1050	1.53	640	19	643	8	644	9	6.1
Zazr@33	238	1182	65	4.96	0.0607	1.10	0.8871	1.86	0.1060	1.50	629	24	645	9	649	9	5.9

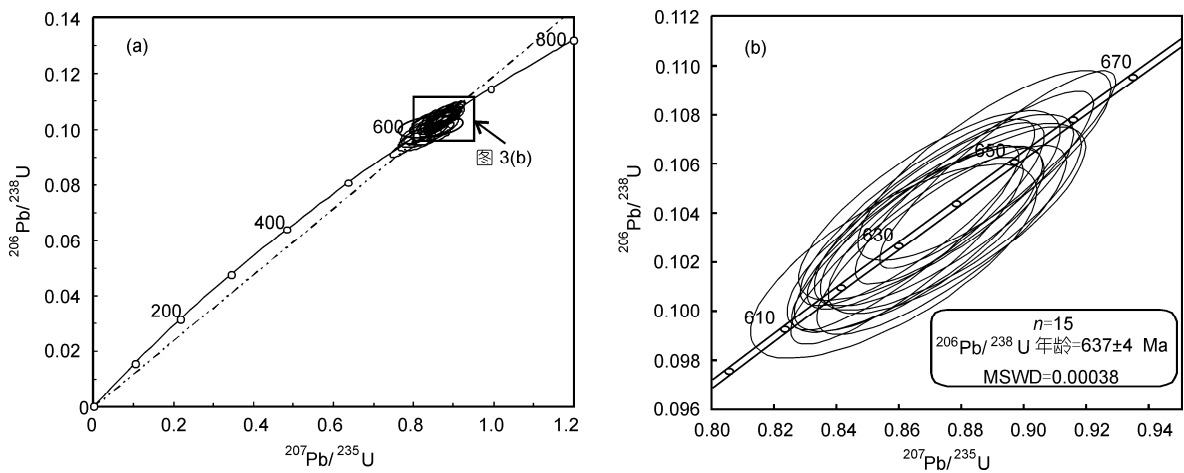


图3 周庵岩体锆石 U/Pb 年龄谐和图

表 2 周庵岩体锆石 Hf 同位素组成

点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$
Zazr@1	0.0306	0.0003	0.0010	0.0000	0.282527	0.000028	0.282515	5.3
Zazr@2	0.0351	0.0003	0.0012	0.0000	0.282480	0.000022	0.282466	3.1
Zazr@3	0.0200	0.0002	0.0006	0.0000	0.282484	0.000027	0.282477	2.8
Zazr@4	0.0415	0.0004	0.0013	0.0000	0.282559	0.000037	0.282544	5.9
Zazr@5	0.0418	0.0008	0.0014	0.0000	0.282571	0.000028	0.282555	6.0
Zazr@6	0.0325	0.0004	0.0009	0.0000	0.282475	0.000033	0.282465	2.1
Zazr@7	0.0538	0.0006	0.0017	0.0000	0.282507	0.000035	0.282486	3.7
Zazr@8	0.0527	0.0007	0.0016	0.0000	0.282570	0.000030	0.282551	6.2
Zazr@9	0.0243	0.0002	0.0008	0.0000	0.282473	0.000023	0.282463	2.3
Zazr@10	0.0651	0.0025	0.0020	0.0001	0.282549	0.000031	0.282525	5.4
Zazr@11	0.0337	0.0005	0.0011	0.0000	0.282500	0.000021	0.282488	3.3
Zazr@12	0.0346	0.0001	0.0011	0.0000	0.282496	0.000024	0.282483	3.2
Zazr@13	0.0737	0.0017	0.0023	0.0001	0.282620	0.000028	0.282594	6.9
Zazr@14	0.0288	0.0003	0.0009	0.0000	0.282484	0.000028	0.282474	3.1
Zazr@15	0.0261	0.0004	0.0008	0.0000	0.282536	0.000029	0.282526	5.4
Zazr@16	0.0529	0.0013	0.0016	0.0000	0.282608	0.000029	0.282589	7.6
Zazr@17	0.0149	0.0005	0.0003	0.0000	0.282471	0.000027	0.282467	2.6
Zazr@18	0.0213	0.0000	0.0006	0.0000	0.282505	0.000020	0.282498	4.4
Zazr@19	0.0153	0.0001	0.0005	0.0000	0.282465	0.000025	0.282460	2.9
Zazr@20	0.0271	0.0007	0.0009	0.0000	0.282491	0.000029	0.282481	3.2
Zazr@21	0.0313	0.0001	0.0009	0.0000	0.282421	0.000022	0.282410	1.3
Zazr@22	0.0242	0.0002	0.0007	0.0000	0.282457	0.000023	0.282448	2.7
Zazr@23	0.0137	0.0002	0.0004	0.0000	0.282488	0.000022	0.282483	3.4
Zazr@24	0.0178	0.0001	0.0005	0.0000	0.282454	0.000025	0.282448	2.4
Zazr@25	0.0201	0.0001	0.0006	0.0000	0.282473	0.000025	0.282466	1.8
Zazr@26	0.0223	0.0003	0.0007	0.0000	0.282454	0.000021	0.282446	2.4
Zazr@27	0.0400	0.0005	0.0012	0.0000	0.282596	0.000046	0.282583	6.8
Zazr@28	0.0184	0.0001	0.0006	0.0000	0.282554	0.000028	0.282547	6.0
Zazr@29	0.0070	0.0001	0.0002	0.0000	0.282484	0.000020	0.282482	3.6
Zazr@30	0.0081	0.0002	0.0003	0.0000	0.282453	0.000019	0.282450	2.8
Zazr@31	0.0200	0.0001	0.0006	0.0000	0.282500	0.000023	0.282492	4.4
Zazr@32	0.0279	0.0001	0.0008	0.0000	0.282501	0.000020	0.282492	4.3
Zazr@33	0.0311	0.0008	0.0009	0.0000	0.282502	0.000021	0.282490	4.4

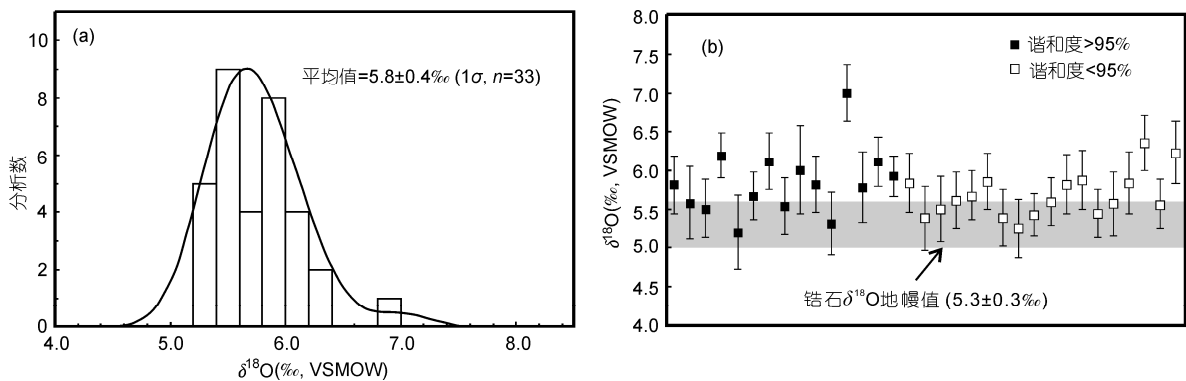


图 4 周庵岩体锆石氧同位素组成直方图(a)和氧同位素分布范围图(b)

锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 地幔值范围据文献[66]

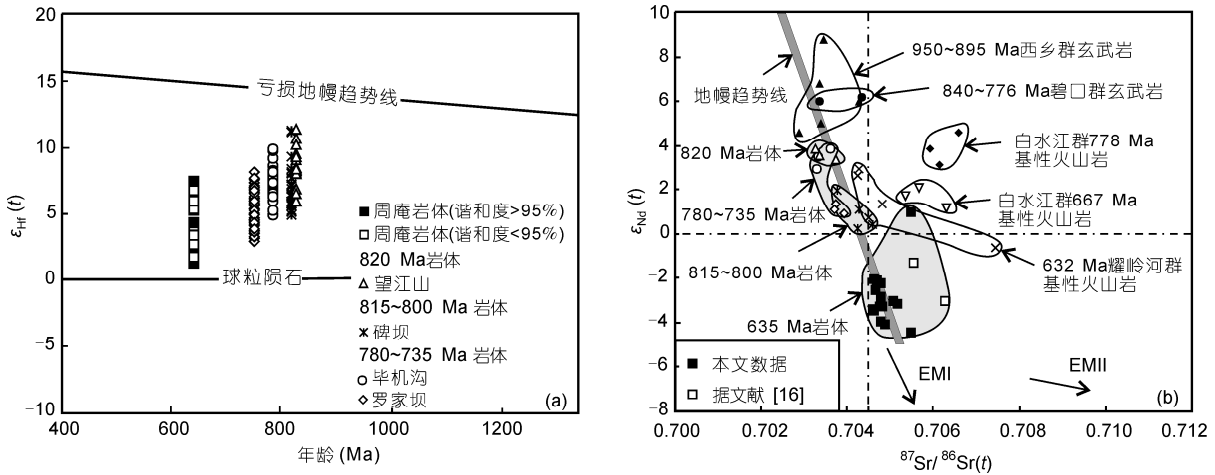


图5 扬子板块北缘新元古代镁铁-超镁铁质岩体和基性火山岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值-年龄图解(a)和全岩 Sr-Nd 同位素组成(b)

数据来源: 820 Ma 望江山岩体, 815~800 Ma 碑坝岩体以及 780~735 Ma 毕机沟和罗家坝岩体锆石 Hf 同位素以及全岩 Sr-Nd 同位素数据引自文献[13]; 950~895 Ma 西乡群玄武岩数据引自文献[20], 840~776 Ma 碧口群玄武岩数据引自文献[69], 白水江群 778~667 Ma 基性火山岩数据引自文献[70], 632 Ma 耀岭河群基性火山岩数据引自文献[71,72]

幔范围内, 并接近 EM1 地幔端元(图 5(b), 作者未发表数据), 这与闫海卿等人^[16]报道的结果一致(图 5(b)). 另外, 随枣盆地中独崇山橄长岩体(632±6 Ma)轻重稀土强烈分异, 高场强元素 Nb, Ta, Zr 和 Hf 无明显异常, 也被认为是富集地幔的特征, 与地壳混染无关^[15]. 因此, 南秦岭大量 640~630 Ma 的镁铁-超镁铁质岩体应该都来源于富集地幔.

4.2 地幔交代作用

幔源岛弧岩浆和地幔柱岩浆均有可能出现富集地幔端元的特征. 在俯冲带, 深海沉积物和大洋板片部分熔融形成富 Sr, Nd 和 Hf 的熔体^[74], 这些熔体上升并交代岩石圈地幔, 使其具有富集地幔特征^[75]. 另一方面, 循环进入地幔柱源区的古深海沉积物或者下地壳部分熔融物质也会形成富集地幔端元^[75].

在俯冲作用过程中, 大洋板片流体富集轻稀土元素和大离子亲石元素, 而亏损高场强元素, 如 Nb, Ta, Zr, Hf 等^[76]. 因此, 活动大陆边缘产出的幔源岩浆岩通常继承地幔流体交代的特点^[77]. 扬子板块北缘汉南地区新元古代镁铁-超镁铁质岩体的微量元素具有岛弧地球化学特征, 被解释为俯冲作用改造的结果^[13]. 周庵岩体具有低 Nb/Y (0.27~0.40)和 Nb/Zr (0.06~0.08)比值, 高 Rb/Y (0.48~1.64)比值(文献[16]; 作者未发表数据), 表明其地幔源区经历过俯冲流体/熔体的强烈改造作用(如文献[9]).

结合已有的全岩 Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素数据, 我们发现, 扬子板块北缘新元古代镁铁-超镁铁质岩体以及基性火山岩的源区性质随时间发生有规律的变化(图 5(a), (b)). ~820 Ma 望江山岩体具有高的全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(+3.4~+3.8), 低的 I_{Sr} 值(0.7033~0.7037)和高的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+6.0~+11.5), 说明地幔源区相对亏损^[13]; 815~800 Ma 碑坝岩体具有较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(+0.2~+2.0), 较高的 I_{Sr} 值(0.7038~0.7061)和较低的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+4.5~+11.4), 显示富集地幔源区特征^[13]; 780~735 Ma 镁铁-超镁铁质岩体具有中等 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(+0.9~+3.9), 较低的 I_{Sr} 值(0.7033~0.7039)和较低的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+2.9~+10.0), 也显示富集地幔的特征^[13]. 本次研究的~637 Ma 周庵岩体具更低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-4.4~+1.1), 较高的 I_{Sr} 值(0.7046~0.7062)(文献[16]; 作者未发表数据)和更低的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+1.3~+7.6), 表明来源于更加富集的地幔源区. 同样地, 扬子板块北缘新元古代基性火山岩的地幔源区也表现出类似的演化特征, 如 950~895 Ma 的西乡群玄武岩全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为+8.8~+4.6 之间, 具有岛弧地球化学特征, 来源于较亏损的地幔源区并受到了地壳混染的影响, 形成于早期前弧向晚期弧后拉张盆地转变阶段^[20]; 840~776 Ma 的碧口群中玄武岩和玄武质安山岩的全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在+7.9~+3.4 之间, 地幔源区具有从亏损向富集的转变^[69]; 778~667 Ma 的白水江群基性火山岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为+4.6~+1.1^[70], 与~755 Ma 的武当群基性火

山岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值相似(+4.6~+2.0), 来源于富集地幔^[78]. 将耀岭河群基性火山岩 Nd 同位素比值^[71,72], 换算到 632 Ma 得到 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为+3.0~-0.6 之间, 显示更加富集的地幔源区. 因此, 我们推测从~820 Ma 至~630 Ma, 扬子板块北缘新元古代镁铁-超镁铁质岩的地幔源区具有逐渐富集的趋势. 结合全岩微量元素组成特征, 这一转变的原因被认为是俯冲板片流体/熔体交代岩石圈地幔的结果^[13].

4.3 扬子板块北缘 Rodinia 超大陆裂解的最终时限

最近研究认为, 扬子板块东南缘南华盆地是由沿北缘和西缘安底斯型汉南-攀西大陆边缘弧长期俯冲作用形成的弧后盆地^[27]. 俯冲作用开始于<950 Ma, 并持续到~735 Ma^[9,13,37]. 本文报道的周庵岩体及同期众多镁铁-超镁铁质岩体和耀岭河群双峰式火山岩代表了大陆伸展环境的产物^[45-47], 指示了~635 Ma 大陆裂解事件. 因此, 我们认为扬子板块北缘俯冲和伸展的转换时间在<735~635 Ma 之间, 但由于扬子板块北缘缺少该期与俯冲作用有关的岩浆记录, 俯冲作用何时结束这一问题仍有待进一步探讨.

通过研究扬子板块东南缘晚新元古代-震旦系南华纪-震旦纪冰碛砾岩的时代, 并系统分析对比南华盆地和康滇盆地的地层, 前人认为扬子板块大陆裂谷活动结束时间与新元古代最晚的冰期, 即南沱冰期接近^[79]. 南沱组之上陡山沱组底部白云岩中火山灰的年龄为 635.2 ± 0.6 Ma^[80], 可以代表南沱冰期结束的时间, 这与全球 Morinoan 冰期的时间一致^[80,81],

也与随枣盆地中大量 635 Ma 的岩体及同期火山岩的时代一致. 因此, 陡山沱组底部白云岩中的火山灰有可能与该期岩浆活动有关. Hoffman^[82]认为火山活动过程中去气作用导致大气中温室气体 CO_2 含量迅速增加是从雪球突变为极温暖气候的主要原因. 因此, 我们推测南沱冰期结束可能与随枣盆地中 635 Ma 大规模岩浆活动有关.

古地磁数据表明, 与华南板块相邻的澳大利亚板块西部和南部在新元古代以中部为轴相对北部顺时针旋转了 40° , 改变了用来重建 Rodinia 超大陆的澳大利亚板块的视极移路径, 说明 Rodinia 超大陆中主要板块的分离发生在~650 Ma^[83]. 另外, 650~630 Ma 的岩浆事件在其他大陆也有报道, 如塔里木板块北缘 650~630 Ma 的镁铁质岩墙^[84], 西伯利亚板块南缘 650~630 Ma 的碱性杂岩体^[85]等, 它们均代表了 Rodinia 超大陆裂解的最晚阶段^[86,87]. 因此, 我们认为南秦岭~635 Ma 的岩浆活动记录了 Rodinia 超大陆在扬子板块北缘裂解过程最晚期的产物.

5 结论

扬子板块北缘随枣盆地中的周庵超镁铁质岩体形成于 637 ± 4 Ma, 其地幔源区具富集地幔特征, 富集地幔的形成是由于俯冲洋壳物质交代岩石圈地幔的结果. 随枣盆地中大量~635 Ma 的镁铁-超镁铁质岩体的发现以及同期形成于大陆裂谷环境的双峰式火山岩说明扬子板块北缘在新元古代~635 Ma 存在一期裂解事件, 这可能代表了 Rodinia 超大陆在扬子板块北缘裂解过程最晚期的产物.

致谢 野外工作中得到了赵太平研究员的悉心指导和帮助; 河南省地矿局第一地质勘察院王国敏、王建明、李胜利、张铁骊和张星等工程师在样品的采集过程中提供了大力的帮助; 中国科学院地质与地球物理研究所刘宇工程师、杨岳衡高级工程师和陈琛元博士生在实验过程中也给予了大力帮助, 谨此一并致谢.

参考文献

- 1 郑永飞. 新元古代超大陆构型中华南的位置. 科学通报, 2004, 49: 715-717
- 2 Li Z X, Zhang L H, Powell C M. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 1995, 23: 407-410
- 3 Yu J H, O'Reilly S Y, Wang L J, et al. Where was South China in the Rodinia supercontinent?: Evidence from U-Pb geochronology and Hf isotope of detrital zircon. *Precambrian Res*, 2008, 164: 1-15
- 4 Zhou M F, Kennedy A K, Sun M, et al. Neo-proterozoic arc-related mafic intrusions in the northern margin of South China: Implications for accretion of Rodinia. *J Geol*, 2002, 110: 611-618
- 5 Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, et al. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Res*, 2006, 144: 19-38

- 6 Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: Crust melting above a mantle plume at ca.825 Ma? *Precambrian Res*, 2003, 122: 45–83
- 7 Li X H, Li Z X, Zhou H W, et al. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2003, 46(Suppl): 73–83
- 8 Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 2008, 102: 341–357
- 9 Zhao J H, Zhou M F. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Res*, 2007, 152: 27–47
- 10 Zhao J H, Zhou M F. Neoproterozoic adakitic plutons and arc magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *J Geol*, 2007, 115: 675–689
- 11 Zhao J H, Zhou M F. Neoproterozoic adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze Block, China: Partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution. *Lithos*, 2008, 104: 231–248
- 12 Zhao J H, Zhou M F. Melting of newly formed mafic crust for the formation of Neoproterozoic I-type granite in the Hannan region, South China. *J Geol*, 2009, 117: 54–70
- 13 Zhao J H, Zhou M F. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China. *Lithos*, 2009, 107: 152–168
- 14 洪吉安, 马斌, 黄琦. 湖北枣阳大阜山镁铁/超镁铁杂岩体与金红石矿床成因. *地质科学*, 2009, 44: 231–244
- 15 薛怀民, 马芳, 宋永勤. 扬子克拉通北缘随州-枣阳地区新元古代变质岩浆岩的地球化学和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究. *岩石学报*, 2011, 27: 1116–1130
- 16 闫海卿, 汤中立, 钱壮志, 等. 河南周庵铜镍矿锆石 U-Pb 年龄及地质意义. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2011, 47: 23–32
- 17 周新民, 邹海波, 杨杰东, 等. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. *科学通报*, 1989, 34: 1243–1245
- 18 沈渭洲, 章邦同, 凌洪飞, 等. 浙江西裘细碧-角斑岩的 Nd, Sr, O 同位素地质研究. *地质学报*, 1991, 65: 337–346
- 19 李献华, 周国庆, 赵建新. 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: 125–131
- 20 凌文黎, 高山, 欧阳建平, 等. 西乡群的时代与构造背景: 同位素年代学及地球化学制约. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32: 101–112
- 21 Wang X C, Li X H, Li W X, et al. Ca. 825 Ma komatiitic basalts in South China: First evidence for >1500°C mantle melts by a Rodinian mantle plume. *Geology*, 2007, 35: 1103–1106
- 22 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 171–181
- 23 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
- 24 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
- 25 Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia blocks. *Precambrian Res*, 2007, 159: 117–131
- 26 Wang J, Li X H, Duan T Z, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating for the Cangshuipu volcanic rocks and its implications for the lower boundary age of the Nanhua strata in South China. *Chin Sci Bull*, 2003, 48: 1663–1669
- 27 Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, et al. Reappraisal of the ages of Neoproterozoic strata in South China: No connection with the Grenvillian orogeny. *Geology*, 2011, 39: 299–302
- 28 Zhang Q R, Li X H, Feng L J, et al. A new age constraint on the onset of the Neoproterozoic glaciations in the Yangtze Platform, South China. *J Geol*, 2008, 116: 423–429
- 29 王建国, 陈衍景, 李胜利, 等. 河南周庵铂族-铜镍矿床的地质特征及成因分析. *矿物岩石*, 2006, 26: 31–37
- 30 Naldrett A J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas. *Econ Geol*, 2010, 105: 669–688
- 31 Chen J F, Foland K A, Xing F M, et al. Magmatism along the southeastern margin of Yangtze block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathaysia block of China. *Geology*, 1991, 19: 815–818
- 32 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: 11–14
- 33 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 terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 2071–2088
- 34 焦文放, 吴元保, 彭敏, 等. 扬子板块最古老岩石的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 872–887

- 35 Greentree M R, Li Z X, Li X H, et al. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia. *Precambrian Res*, 2006, 151: 79–100
- 36 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly, et al. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. *Geology*, 2006, 34: 417–420
- 37 Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 51–67
- 38 Zhou M F, Yan D P, Wang C L, et al. Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 248: 286–300
- 39 Yan D P, Zhou M F, Song H L, et al. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust within the Yangtze Block(South China). *Tectonophysics*, 2003, 361: 239–254
- 40 Zhou M F, Zhao T P, Malpas J, et al. Crustal-contamination komatiitic basalts in Southern China: Products of a Proterozoic mantle plume beneath the Yangtze Block. *Precambrian Res*, 2000, 103: 175–189
- 41 Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, et al. Zircon Lu-Hf isotope constrains on Neoproterozoic subduction-related crustal growth along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Precambrian Res*, 2008, 163: 189–209
- 42 Wu Y B, Gao S, Zhang H F, et al. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Paleoproterozoic arc related granitoid in the north-western Yangtze Block and its geological implication. *Precambrian Res*, 2012, 200-203: 26–37
- 43 高山, 张本仁. 扬子地台北部太古宙 TTG 片麻岩的发现及其意义. *地球科学*, 1990, 15: 675–679
- 44 Ling W L, Gao S, Zhang B R, et al. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: Implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent. *Precambrian Res*, 2003, 122: 111–140
- 45 夏林圻, 夏祖春, 李向民, 等. 南秦岭东段耀岭河群, 郧西群, 武当山群火山岩和基性岩墙群岩石成因. *西北地质*, 2008, 41: 1–29
- 46 凌文黎, 任邦方, 段瑞春, 等. 南秦岭武当山群, 耀岭河群及基性侵入岩群锆石 U-Pb 同位素年代学及其地质意义. *科学通报*, 2007, 52: 1445–1456
- 47 张成立, 周鼎武, 金海龙, 等. 武当地块基性岩墙群及耀岭河群基性火山岩的 Sr, Nd, Pb, O 同位素研究. *岩石学报*, 1999, 15: 430–437
- 48 张宗清, 张国伟, 傅国民, 等. 秦岭变质地层年龄及其构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 216–222
- 49 周鼎武, 张成立, 刘良, 等. 武当地块基性岩墙群的 Sm-Nd 定年及其相关问题讨论. *地球学报*, 1998, 19: 25–30
- 50 蔡志勇, 熊小林, 罗洪, 等. 武当地块耀岭河群火山岩的时代归属: 单锆石 U-Pb 年龄制约. *地质学报*, 2007, 81: 620–625
- 51 Li X H, Liu Y, Li Q L, et al. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochem Geophys Geosys*, 2009, 10: Q04010, doi: 10.1029/2009GC002400
- 52 Li X H, Li W X, Wang X C, et al. Role of mantle-derived magma in genesis of early Yanshanian granites in the Nanling Range, South China: *in situ* zircon Hf-O isotopic constraints. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 1262–1278
- 53 Li X H, Li W X, Li Q L, et al. Petrogenesis and tectonic significance of the ~850 Ma Gangbian alkaline complex in South China: Evidence from *in situ* zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes and whole-rock geochemistry. *Lithos*, 2010, 114: 1–15
- 54 李献华, 李武显, 王选策, 等. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成中的作用: 锆石原位 Hf-O 同位素制约. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 872–887
- 55 Li X H, Long W G, Li Q L, et al. Penglai zircon megacryst: A potential new working reference for microbeam analysis of Hf-O isotopes and U-Pb age. *Geostand Geoanal Res*, 2010, 34: 117–134
- 56 Sláma J, Košler J, Condon D J, et al. Plésovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem Geol*, 2008, 249: 1–35
- 57 Li Q L, Li X H, Liu Y, et al. Precise U-Pb and Pb-Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique. *J Anal Atom Spectrom*, 2010, 25: 1107–1113
- 58 Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostand NewsL*, 1995, 19: 1–23
- 59 Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, et al. Hf isotope compositions of the standard zircon and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2006, 234: 105–126
- 60 Machado N, Simonetti A. U-Pb dating and Hf isotope composition of zircons by laser ablation-MC-ICP-MS. In: Sylvester P, ed. *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications*. Newfoundland: Mineral Assoc Can, 2001. 121–146
- 61 Chu N C, Taylor R N, Chavagnac G, et al. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: An evaluation of isobaric interference correction. *J Anal Atom Spectrom*, 2002, 17: 1567–1574
- 62 Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 219: 311–324
- 63 Blichert-Toft J, Albarède F. Hafnium isotope in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 265: 686–702

- 64 Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: *In-situ* analysis of Hf isotope Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 2002, 61: 237–269
- 65 Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 27–62
- 66 Valley J W, Kinny P D, Schulze D J, et al. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 133: 1–11
- 67 Patchett P J, Kouvo O, Hedge C E, et al. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. *Contrib Mineral Petrol*, 1981, 78: 279–297
- 68 Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age, Hf and O isotope constrains on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen. *Chem Geol*, 2006, 231: 135–158
- 69 闫全人, Andrew D H, 王宗起, 等. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境. *岩石矿物学杂志*, 2004, 23: 1–11
- 70 王涛, 王宗起, 闫全人, 等. 南秦岭白水江群变基性火山岩块体的形成时代及其地球化学特征. *岩石学报*, 2011, 27: 645–656
- 71 黄莹, 吴利仁. 陕西地区岩浆岩 Nd, Sr 同位素特征及其与大地构造发展的联系. *岩石学报*, 1990, 2: 1–11
- 72 张宗清, 张国伟, 唐索寒. 南秦岭变质地层同位素年代学. 北京: 地质出版社, 2002
- 73 Sun S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geologic Society, 1989. 313–345
- 74 Plank T, Langumuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol*, 1998, 145: 325–394
- 75 Viccaro M, Nicotra E, Millar I L, et al. The magma source at Mount Etna Volcano: Perspectives from the Hf isotope composition of historic and recent lavas. *Chem Geol*, 2011, 281: 343–351
- 76 Gill J B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. New York: Springer, 1981
- 77 Münker C. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: Identification of four source components. *J Petrol*, 2000, 41: 759–788
- 78 凌文黎, 程建萍, 王歆华, 等. 武当地区新元古代岩浆岩地球化学特征及其对南秦岭晋宁期区域构造性质的指示. *岩石学报*, 2002, 18: 25–36
- 79 Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up. *Precambrian Res*, 2003, 122: 141–158
- 80 Condon D, Zhu M Y, Bowring S A, et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, 2005, 308: 95–98
- 81 Hoffmann K H, Condon D J, Bowring S A, et al. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, 2004, 32: 817–820
- 82 Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A Neoproterozoic snowball earth. *Science*, 1998, 281: 1342–1346
- 83 Li Z X, Evans D A D. Late Neoproterozoic 40° interpolate rotation within Australia allows for a tighter-fitting and longer-lasting Rodinia. *Geology*, 2011, 39: 39–42
- 84 Zhu W B, Zhang Z Y, Shu L S, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic Korla mafic dykes in the northern Tarim Block, NW China: Implications for the long-lasting breakup process of Rodinia. *J Geol Soc London*, 2008, 165: 887–890
- 85 Yarmolyuk V V, Kovalenko V I, Salnikova E B, et al. Late Riphean rifting and breakup of laurasia: Data in geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton. *Dokl Earth Sci*, 2005, 404: 1031–1036
- 86 Gladkochub D P, Pisarevsky S A, Donskaya T V, et al. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Res*, 2010, 183: 660–668
- 87 Zhu W B, Zheng B H, Shu L S, et al. Geochemistry and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Korla mafic dykes: Constrains on the Neoproterozoic continental breakup in the Tarim Block, northwest China. *J Asian Earth Sci*, 2011, 42: 791–804