

华南陆块新元古代低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩的时空分布

张少兵*, 郑永飞

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

* 联系人, E-mail: sbzhang@ustc.edu.cn

2013-05-29 收稿, 2013-07-08 接受, 2013-08-07 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2009CB825004)和国家自然科学基金(41073006, 41222018)资助

摘要 华南广泛分布有新元古代中期的岩浆岩, 其锆石以低 $\delta^{18}\text{O}$ 值为特征. 判断和限定低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩分布的空间范围和时间段, 是认识华南新元古代地壳特征的一个重要方面. 根据对文献发表数据的总结分析发现, 华南新元古代岩浆岩中锆石既有低 $\delta^{18}\text{O}$ 值也有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 既有正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值也有负 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值. 高温热液蚀变岩石重熔是形成低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆和锆石的必然途径, 而风化过程中低温水岩反应或者沉积岩重熔是形成高 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石的必然途径. 古老地壳岩石的重熔会产生负 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 锆石, 新生地壳岩石重熔则会形成正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 锆石. 低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石分布在扬子克拉通周边地区, 负 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石则只出现在华南陆块北缘. 低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石主要出现在 $\sim 780\text{ Ma}$ 之后, 在此之前也有零星出现; 负 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石只在 $\sim 780\text{ Ma}$ 之后出现. 大陆裂谷岩浆作用及其相关的高温水岩反应是形成这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石最可能的构造环境.

关键词

新元古代中期
低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩
大陆裂谷
大陆碰撞
华南

华南陆块的一个重要特点是广泛分布的新元古代中期岩浆岩, 岩浆侵位年龄主要集中在 $830\sim 740\text{ Ma}$ ^[1]. 这些岩浆岩主要分布在扬子克拉通周边地区及其东南方向增生的华夏褶皱带, 少数分布在其内部(图 1). 在华南陆块北缘的大别-苏鲁造山带发现有不同程度亏损 ^{18}O 的变质岩^[2], 其中一部分表现为低 $\delta^{18}\text{O}$ 值($0\sim 4.8\text{‰}$), 另一部分表现为负 $\delta^{18}\text{O}$ 值(<0). 这样低 $\delta^{18}\text{O}$ 乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石已经成为华南陆块的一个鉴定性特征^[3]. 由于这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石在成因上可能与新元古代时期的雪球地球事件有关, 因此对其形成机制和时空分布的研究受到广泛关注^[2,4-11]. 但是, 就这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石在华南陆块分布的空间范围和时间范畴来说, 在有些研究中尚存在模糊认识^[11,12]. 这涉及识别哪些是从低 $\delta^{18}\text{O}$ 乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆中结晶的岩浆矿物, 哪些是由低 $\delta^{18}\text{O}$ 乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 蚀变岩石受到变质脱水作用后形成的变质矿物. 本文总结了华南新元古代中期岩浆岩的锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同

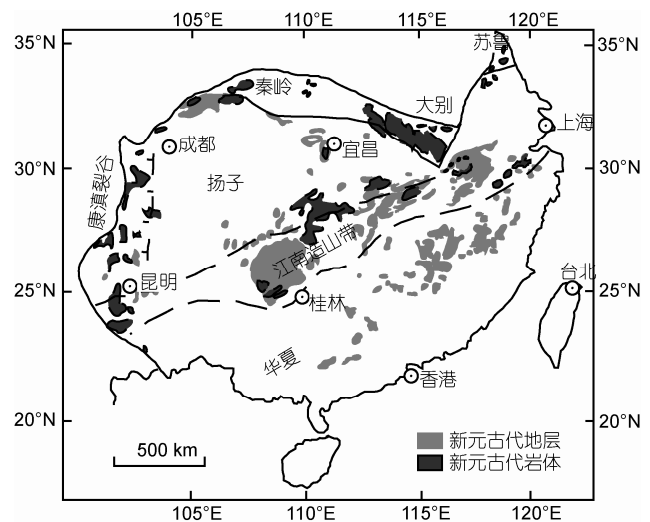


图 1 华南陆块新元古代岩浆岩分布示意图

根据文献[1]修改. 根据原岩性质, 图中把大别-苏鲁造山带中的大部分变质岩也标为新元古代岩体

引用格式: 张少兵, 郑永飞. 华南陆块新元古代低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩的时空分布. 科学通报, 2013, 58: 2344-2350

Zhang S B, Zheng Y F. Time and space of Neoproterozoic low $\delta^{18}\text{O}$ magmatic rocks in South China. Chin Sci Bull, 2013, 58: 2344-2350, doi: 10.1360/972013-655

位素数据, 试图对这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩的时空分布和成因进行明确的约束。

1 地球岩石氧同位素异常

大别-苏鲁造山带变质岩中的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值可低至 -9% ^[6], 而与正常地幔平衡的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $5.3\% \pm 0.3\%$ ^[13], 两者相比显然存在氧同位素异常。对于固体地球科学来说, 氧同位素异常指的就是岩石或矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏离正常地幔值 $5.5\% \pm 0.4\%$ ^[14]。大陆俯冲带变质岩的原岩可以是岩浆岩、沉积岩或者变质岩^[3]。沉积岩一般具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($>10\%$), 不仅由此变质形成的变质岩继承了其高 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 而且由此部分熔融形成的岩浆岩也继承了其高 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[15]。但是随着温度升高和变质脱水作用, 结果变质沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐降低, 不过最终变质岩和岩浆岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般仍能保持在 $8\% \sim 10\%$ 以上。这就是变沉积岩和 S 型花岗岩具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值的基本原因。正常地幔部分熔融形成的新生地壳玄武岩具有 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $5.5\% \sim 6.5\%$, 由此进一步再造形成的花岗岩仍然具有正常 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $6\% \sim 8\%$ (具体与 SiO_2 含量呈正相关^[16]), 这也是变火成岩和 I 型花岗岩具有正常 $\delta^{18}\text{O}$ 值的基本原因。如果这些正常 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩在侵位过程中受到热液蚀变, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值就会发生升高或者降低; 如果这些正常 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩在侵位过程中受到高或低 $\delta^{18}\text{O}$ 地壳物质的混染作用, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值也会发生升高或者降低。由于地壳岩石一般以富集大离子亲石元素 (LILE) 和轻稀土元素 (LREE) 为特征^[17], 受到地壳混染的岩浆岩在表现出氧同位素异常的同时, 也一定伴有 LILE 和 LREE 含量同步变化, 否则可能是岩浆岩本身存在氧同位素异常或者只是受到热液蚀变。

需要指出的是: (1) 只要岩石中主要组成矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为负, 岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值就会表现为负值。这个规则可以推广到正常和低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石; (2) 岩石中不同矿物的氧扩散速率存在显著差别^[18]。在受到热液蚀变时, 高扩散速率的矿物易于发生氧同位素交换而变得异常, 而低扩散速率矿物则难以发生氧同位素交换而保持正常; (3) 温度是导致蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高或降低的决定性因素^[16]。一般高温 ($>400^\circ\text{C}$) 蚀变引起岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低, 而低温 ($<200^\circ\text{C}$) 蚀变引起岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高; (4) 地表水流体主要为海水和大气降水两类, 前者 $\delta^{18}\text{O}$ 者为 $0 \pm 1\%$, 后者 $\delta^{18}\text{O}$ 者一般为负, 具体随纬度升高而降低 (在中纬度地区为 $-10\% \sim -6\%$,

在高纬度地区可低至 $-50\% \sim -30\%$ ^[15])。在高温条件下, 海水热液蚀变只能形成低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石, 而只有大气降水热液蚀变才能形成负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石^[2]; (5) 当具有异常 $\delta^{18}\text{O}$ 值的岩石受到变质作用时, 不仅所形成的变质矿物表现出异常的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 而且由此变质脱水形成的变质流体也表现出异常的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 如果发生部分熔融则形成具有异常 $\delta^{18}\text{O}$ 值的岩浆岩^[3]; (6) 大陆裂谷构造带最有利于大规模的深大断裂和岩浆活动同时发育, 因此是形成低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆最有利的构造环境^[19]。

2 大别-苏鲁造山带氧同位素异常

大量研究数据的积累^[2,4-10,20-24]已经对华南陆块北缘大别-苏鲁造山带超高压榴辉岩和片麻岩的原岩形成年龄和氧同位素组成提供了有效制约 (图 2(a))。综合这些数据表明, 经受超高压变质的镁铁质和长英质岩浆岩的原岩 U-Pb 年龄主要集中在 $740 \sim 780 \text{ Ma}$, 大多都不同程度的亏损 ^{18}O 。但是, 具有负 $\delta^{18}\text{O}$ 并且是岩浆成因锆石的只出现在苏鲁造山带东端的威海附近^[23]。这些新元古代原岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值可以分为两组^[21]: 一组为正值 ($1.1 \pm 0.6 \sim 10.1 \pm 0.6$), 另外一组为负值 ($-9.1 \pm 1.1 \sim -2.7 \pm 0.6$), 分别对应华南陆块北缘在中元古代晚期 $1.13 \pm 0.14 \text{ Ga}$ 和古元古代中期 $1.98 \pm 0.22 \text{ Ga}$ 出现新生地壳生长。

由于大别-苏鲁造山带超高压变质岩中的锆石都经历了不同程度的变质重结晶或者有变质生长边, 其同位素体系容易在这些变质过程中受到改造。传统的全颗粒 U-Pb 定年和氧同位素分析往往得到的是老的残留锆石与变质新生锆石之间的混合结果^[4,6]。原位微区分析技术的应用, 使我们能够成功地得到继承岩浆成因核和变质生长域的 U-Pb 年龄、O 和 Hf 同位素组成^[9,26,27]。全颗粒分析表明^[6], 苏鲁造山带东南部青龙山地区的榴辉岩具有最低的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 低至 -10% 。微区分析表明^[9], 它们的岩浆核 U-Pb 年龄为 $769 \pm 9 \text{ Ma}$, 多具有正的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 高的 Th/U 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值。与此对应的是, 具有三叠纪 U-Pb 年龄的变质新生锆石域具有负的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($-10.0\% \sim -2.2\%$), 低的 Th/U 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值。这些负 $\delta^{18}\text{O}$ 变质锆石是从负 $\delta^{18}\text{O}$ 变质流体中结晶出来的, 而这些流体是从遭受过大气降水热液蚀变的负 $\delta^{18}\text{O}$ 原岩中变质脱水形成的。如果只考虑其中新元古代 U-Pb 年龄的岩浆核 (图 2(a)), 这些数据有力地证明了新元

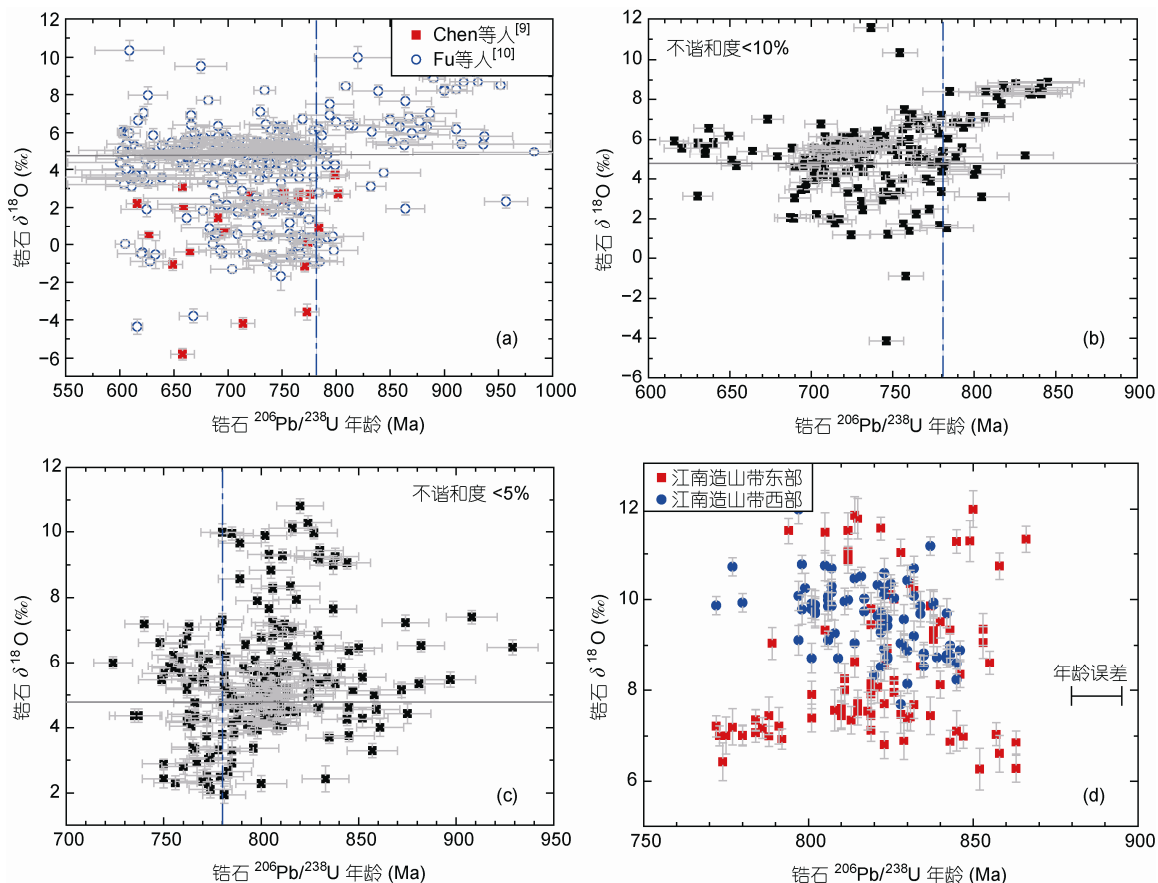


图2 华南新元古代锆石 SIMS 法 U-Pb 年龄与 O 同位素组成关系

(a) 大别-苏鲁造山带变质岩原岩^[9,10]; (b) 南秦岭耀岭河群火山岩^[11]; (c) 成冰纪地层中的碎屑锆石^[12]; (d) 江南造山带东部和西部的花岗质岩石^[25]

古代时期低 $\delta^{18}\text{O}$ 和负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动的存在. 部分低 $\delta^{18}\text{O}$ 和负 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石表现出较年轻的表面 U-Pb 年龄及其较低的谐和度, 这显然是三叠纪变质重结晶作用所引起的. Fu 等人^[10]对大别-苏鲁造山带更多产地的研究也得到了类似的结果. 新元古代 U-Pb 年龄岩浆核的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-0.9\text{‰}\sim 6.9\text{‰}$, 三叠纪 U-Pb 年龄变质增生边的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-9.9\text{‰}\sim 6.8\text{‰}$. 在锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 与 U-Pb 年龄关系图(图 2(a))上, 虽然 ~ 800 Ma 之前有零星的锆石表现出低于 4.8‰ 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 但低 $\delta^{18}\text{O}$ 和负 $\delta^{18}\text{O}$ 的锆石都是在 ~ 780 Ma 之后才开始集中出现. 这意味着, 低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动开始发育的时间在 780 Ma 左右.

除了应用微区分析技术之外, 另外一个消除变质作用影响的途径是选择没有变质或者变质程度很低的新元古代岩浆岩作为研究对象. 由于大别造山带北麓北淮阳低级变质带的花岗质岩石只遭受了绿

片岩相变质作用, 它们成为研究这一问题的绝佳对象. Wu 等人^[22]和 Zheng 等人^[7]对北淮阳变花岗岩的研究表明, 其锆石 U-Pb 年龄分为两组, 分别为 ~ 780 和 ~ 750 Ma, 全颗粒锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 大多低于 4‰ , 少量与正常地幔值 $5\text{‰}\sim 6\text{‰}$ 相似. 锆石阴极发光照片显示, 它们基本都保留了岩浆振荡环带, 少数颗粒有很窄 ($\sim 1 \mu\text{m}$) 的热液蚀变边, 并且锆石与其共生矿物之间显示出强烈的 O 同位素不平衡. 其中, 沃子村花岗岩中的石榴石 $\delta^{18}\text{O}$ 值低达 $-14.4\text{‰}\sim -10.0\text{‰}$, 而其中的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $0.5\text{‰}\sim 2.7\text{‰}$, 远远高于共存石榴石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 这些结果说明, 北淮阳花岗岩至少经历了两期高温水岩反应, 第一期形成了低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆以及低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石, 而第二期则只导致包括石榴石、石英在内的造岩矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 值变负, 而锆石颗粒只发育了热液蚀变边. 通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年, Zheng 等人^[7]确定出这两期水岩反应发生的时间分别是 ~ 780 和

~750 Ma. 由于负 $\delta^{18}\text{O}$ 水岩反应时间~750 Ma 明显早于雪球地球事件时间 720~635 Ma, 因此将其解释为最早一期大陆冰川(Kaigas 冰期)融水的结果. 刘景波等人^[28]报道了北淮阳带中低级变火山岩和变花岗岩的离子探针锆石 O 同位素和 U-Pb 年龄数据, 发现低 $\delta^{18}\text{O}$ 值(2.8‰~4.0‰)在锆石的边部和核部均有记录, U-Pb 年龄集中在 757±12~770±6 Ma; 变流纹岩中一粒锆石的边部给出负 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-6.4‰和-5.3‰), 获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄是 747±11 Ma; 少数分析由于放射成因 Pb 丢失而给出了新元古代晚期 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄. 显然, 这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石是在新元古代中期形成的, 与先前的 U-Pb 定年结果^[7,22]一致; ~750 Ma 的高温热液蚀变可能只是局部改变了锆石边部的 U-Pb 年龄和 O 同位素组成.

大陆俯冲带地壳物质重熔和再循环是化学地球动力学研究的前沿和热点^[3]. 华南陆块北缘新元古代氧同位素异常为我们示踪俯冲带地壳物质重熔和再循环提供了独特的地球化学标志. 在大别-苏鲁造山带及其以北蚌埠-胶北的碰撞后岩浆岩中, 业已发现新元古代和三叠纪 U-Pb 年龄的锆石以及低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石^[29-32]. 显然, 这些碰撞后花岗岩中的低 $\delta^{18}\text{O}$ 信息是继承自俯冲大陆地壳的低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石; 碰撞后镁铁质岩石中的低 $\delta^{18}\text{O}$ 信息是继承自其造山带岩石圈地幔源区, 具体是通过俯冲地壳岩石部分熔融衍生的低 $\delta^{18}\text{O}$ 熔体交代上覆地幔楔所形成的^[3]. 在这些岩石中, 不仅残留的岩浆锆石核保存了新元古代 U-Pb 年龄和低 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 而且残留的变质锆石保存了三叠纪 U-Pb 年龄和低 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 这些观察说明, 在大陆俯冲带部分熔融条件下地壳源岩锆石的 U-Pb 年龄和氧同位素信息能够得以幸存而没有完全抹去.

3 华南陆块其他地区氧同位素异常

大别-苏鲁造山带的西向延伸是红安-桐柏-秦岭造山带, 同属华南陆块北缘^[33]. Liu 等人^[11]报道了南秦岭耀岭河群火山岩 CAMECA 离子探针锆石 U-Pb 定年和 O 同位素结果, 为华南陆块北缘低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动的时间提供了进一步限定(图 2(b)). 对耀岭河群不同层位变流纹岩中的锆石进行分析, 得到底部单元锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为-4.1‰~10‰, 而顶部单元则缺乏低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石. 底部单元的锆石 U-Pb 年龄为 719~790 Ma, 代表了低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动的时间. 在这些样品中, 只有两粒锆石具有负的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 分别为-4.1‰

和-0.9‰, 并且都具有谐和的 U-Pb 年龄 758±11 和 746±11 Ma. 这两粒锆石都具有 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏高(分别为 4.1‰和 2.7‰)但 U-Pb 年龄与边部一致的核, 似乎暗示短时间内负 $\delta^{18}\text{O}$ 蚀变岩石的重熔可能是负 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石形成的机制. 但是, 这两粒锆石中具有负 $\delta^{18}\text{O}$ 值的边部环带都比较模糊, 因此负 $\delta^{18}\text{O}$ 值也可能是~750 Ma 高温热液蚀变的结果. 如果只考虑锆石 U-Pb 年龄比较谐和(不谐和度<10%)的数据(图 2(b)), $\delta^{18}\text{O}$ 值低于 4.8‰的锆石 U-Pb 年龄范围为 780~690 Ma. 因此, 南秦岭浅变质火山岩的数据也说明, 低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆开始活动出现的可能时间是~780 Ma.

对华南陆块其他地区新元古代岩石的研究, 也为低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动的时间和空间范围提供了限定. Zheng 等人^[34]对扬子克拉通西缘川西地区 760~750 Ma 双峰式侵入岩中锆石进行了激光氟化氧同位素分析, 得到其 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 4.2‰~6.2‰; 对这些锆石进行 LA-MC-ICPMS 法 Lu-Hf 同位素分析, 得到了正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图 3). 与此相似, Fu 等人^[10]报道了川西宝兴杂岩中~800 Ma 锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 3.9‰±0.9‰ 到 4.0‰±0.9‰(CAMECA 分析结果加权平均值), 810~820 Ma 花岗岩的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 4.6‰±0.4‰到 6.7‰±5.7‰. 这些结果说明, 华南陆块西缘可能在~820 Ma 就开始发育低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动, 但是参加高温水岩反应的表面流体可能是古海水, 目前尚无大气降水参与的地球化学证据.

扬子克拉通东南缘江南造山带出露有大量新元古代中期 S 型花岗岩和火山岩. Zheng 等人^[34]对江南

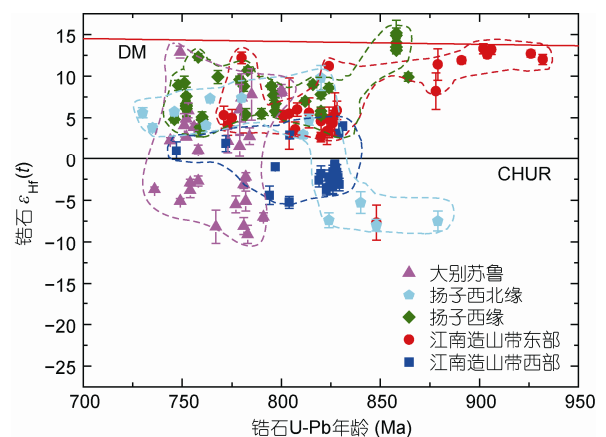


图3 华南不同地区新元古代中期岩浆岩锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素组成
数据来源文献[1]

造山带西部~825 Ma 花岗岩的研究发现, 其中锆石具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值(8.7‰~10.4‰)和负 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图 3). Wu 等人^[35]和 Zheng 等人^[36]对江南造山带东部新元古代花岗岩和火山岩的研究得到, 其中锆石一般表现为高 $\delta^{18}\text{O}$ 值和正 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图 3). 这些结果说明, 江南造山带新元古代中期 S 型花岗岩和火山岩的源岩均为沉积岩, 但是西部来自古老地壳的风化剥蚀, 而东部来自新生地壳的风化剥蚀. Wang 等人^[25]对江南造山带东部和西部新元古代花岗岩进行了锆石微区 Hf-O 同位素分析, 结果证实其中锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值都高于地幔值 5‰~6‰(图 2(d)), 范围为 6‰~12‰, 并且核-边变化幅度较大, 为 3‰~6‰; 江南造山带西部锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为负值, 东部为正值, 总体上与前人在江南造山带的研究结果^[34-41]一致. 江南造山带东部新元古代中期岩浆岩源区为新生地壳, 指示扬子克拉通东缘是大陆增生形成华夏褶皱带的主要地区^[1]. 因此, 江南造山带在新元古代中期显然没有发育低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动. 唯一例外是江南造山带东部石耳山花岗岩, 其锆石虽然不亏损 ^{18}O , 但石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 1.8‰~9.3‰^[36], 说明局部地区发育了高温水岩反应.

Wang 等人^[12]对江南造山带西部成冰纪地层中的碎屑锆石进行了大量的 CAMECA 离子探针 O 同位素分析和 U-Pb 定年. 排除 U-Pb 年龄不谐和的那些碎屑锆石(图 2(c)), 对其余的数据进行检查发现: (1) 这些碎屑锆石中没有负 $\delta^{18}\text{O}$ 值; (2) 虽然在 850 Ma 之前已经零星地出现了少数低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于 4.8‰. 锆石大量出现的 U-Pb 年龄局限在 790~750 Ma 之间. 由于这些碎屑锆石来源不确定, 并且江南造山带西部的这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石所对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围也很大, 约为 -20~-15^[42], 因此这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石既有可能是像黄石公园那样由破火山口低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石重熔形成^[43], 也有可能是经历了海水高温蚀变的洋壳岩石被俯冲之后重熔形成^[44].

对比图 2(a)~(c) 可以看到, 这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石表现出一个共同特点, 就是在 ~780 Ma (点划线), 它们相对于正常和高 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石的比例发生了显著提高, 意味着低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆的产率显著提高, 即低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆活动开始大量发育. 另一方面, 扬子克拉通周边不同地区新元古代岩石的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值存在明显的差别(图 3), 说明有的地区出现新生地壳生长, 有的地区只有古老地壳再造. 这也与图 2 中所显示的大量 $\delta^{18}\text{O}$ 值超过 8‰ 的高 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石在 850~800 Ma 阶段大量出现相一致, 因

为古老地壳再造往往伴随着有大量经历过地表风化作用的物质参加岩浆活动, 形成高 $\delta^{18}\text{O}$ 锆石^[34-36].

4 小结

对锆石进行氧同位素分析的方法有两种: (1) 激光全颗粒分析, 具体是将 1~2 μg 含有几百个锆石颗粒在 BrF_3 氛围下通过激光加热发生反应形成氧气, 然后将其引入质谱仪进行 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值测定; (2) 离子探针微区分析, 目前有 CAMECA 和 SHRIMP 两种型号的离子探针可对锆石进行氧同位素分析, 都是采用阳离子束激活矿物表面 ~5 μm 深度的氧离子, 然后在离子计数器中分别测定单个氧同位素 ^{16}O , ^{17}O 和 ^{18}O 的含量. 需要注意的是, 只有当被分析锆石颗粒具有均一的 $\delta^{18}\text{O}$ 值时, 离子探针测定结果才会与激光分析结果一致. 如果被分析锆石颗粒具有不均一 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 则对核-幔-边的离子探针分析就会给出不同 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 而激光分析则是给出多个颗粒加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 由于矿物在受到热液蚀变时边部比核部易于发生氧同位素交换, 而对矿物颗粒进行离子探针分析时需要抛光表面物质, 这样采用离子探针测定的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可能与激光分析值存在一定的差别, 具体取决于被抛光表面物质 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全颗粒物质 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间的差别. 此外, Th 或 U 含量高的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值易于受到热液蚀变而显著改变, 而结晶程度高的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值即使受到热液蚀变也可保持基本不变. 采用激光 LA-(MC)-ICPMS 法分析锆石 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素以及微量元素时, 激光剥蚀深度比离子探针取样深度要大几倍, 这样在对这两种分析方法获得数据进行耦合时, 需要考虑单个锆石颗粒的地球化学不均一性^[19,26].

华南陆块产出的低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石和负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩石都局限在其北缘的秦岭-大别-苏鲁造山带, 其中所卷入的地表水是大气降水或大陆冰川融水^[2,7]; 而其他地区只发生了局部高温水岩反应, 其中所卷入的地表水可能是海水而不是大气降水或大陆冰川融水; 低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩乃至负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩侵位的初始时间是 ~780 Ma. 大陆裂谷构造带是形成这些新元古代中期低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆和负 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆最有可能的地质环境^[6]. 这个裂谷构造开始发育的时间与 Rodinia 超大陆裂解时间^[36,45]一致, 结合华南陆块北缘在三叠纪时期与华北克拉通南缘发生碰撞^[3], 可以推测华南陆块北缘就是其从 Rodinia 超大陆裂解出去的位置. 在经过

~500 Ma 的大陆漂移后, 华南陆块北缘与华北克拉通南缘及其古生代时期增生的造山带在三叠纪时期发生大陆碰撞, 形成了今天看到的秦岭-桐柏-红安-大别-苏鲁造山带^[33]。

参考文献

- 1 Zhang S B, Zheng Y F. Formation and evolution of precambrian continental lithosphere in South China. *Gondwana Res*, 2013, 23: 1241–1260
- 2 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
- 3 Zheng Y F. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 2012, 328: 5–48
- 4 Rumble D, Giorgis D, Ireland T, et al. Low $\delta^{18}\text{O}$ zircons, U-Pb dating, and the age of the Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66: 2299–2306
- 5 Zheng Y F, Gong B, Zhao Z F, et al. Two types of gneisses associated with eclogite at Shuanghe in the Dabie terrane: Carbon isotope, zircon U-Pb dating and oxygen isotope. *Lithos*, 2003, 70: 321–343
- 6 Zheng Y F, Wu Y B, Chen F K, et al. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 4145–4165
- 7 Zheng Y F, Wu Y B, Gong B, et al. Tectonic driving of Neoproterozoic glaciations: Evidence from extreme oxygen isotope signature of meteoric water in granite. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 256: 196–210
- 8 Zheng Y F, Gong B, Zhao Z F, et al. Zircon U-Pb age and O isotope evidence for Neoproterozoic low- ^{18}O magmatism during supercontinental rifting in South China: Implications for the snowball earth event. *Am J Sci*, 2008, 308: 484–516
- 9 Chen Y X, Zheng Y F, Chen R X, et al. Metamorphic growth and recrystallization of zircons in extremely ^{18}O -depleted rocks during eclogite-facies metamorphism: Evidence from U-Pb ages, trace elements, and O-Hf isotopes. *Geochim Cosmochim Acta*, 2011, 75: 4877–4898
- 10 Fu B, Kita N, Wilde S, et al. Origin of the Tongbai-Dabie-Sulu Neoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ igneous province, east-central China. *Contrib Mineral Petrol*, 2013, 165: 641–662
- 11 Liu J, Zhang L. Neoproterozoic low to negative $\delta^{18}\text{O}$ volcanic and intrusive rocks in the Qinling mountains and their geological significance. *Precambrian Res*, 2013, 230: 138–167
- 12 Wang X C, Li Z X, Li X H, et al. Nonglacial origin for low- $\delta^{18}\text{O}$ Neoproterozoic magmas in the South China Block: Evidence from new *in-situ* oxygen isotope analyses using sims. *Geology*, 2011, 39: 735–738
- 13 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
- 14 Matthey D, Lowry D, Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 128: 231–241
- 15 Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry*. 6th ed. Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. 284
- 16 Zhao Z F, Zheng Y F. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Chem Geol*, 2003, 193: 59–80
- 17 Rudnick R, Gao S. Composition of the continental crust. In: Rudnick R, ed. *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. 1–64
- 18 Zheng Y F, Fu B. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. *Geochem J*, 1998, 32: 71–89
- 19 张少兵, 郑永飞. 低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩的成因. *岩石学报*, 2011, 27: 520–530
- 20 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
- 21 Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the chinese continental scientific drilling (CCSD) core samples. *Tectonophys*, 2009, 475: 327–358
- 22 Wu Y B, Zheng Y F, Tang J, et al. Zircon U-Pb dating of water-rock interaction during Neoproterozoic rift magmatism in south China. *Chem Geol*, 2007, 246: 65–86
- 23 Tang J, Zheng Y F, Gong B, et al. Extreme oxygen isotope signature of meteoric water in magmatic zircon from metagranite in the Sulu Orogen, China: Implications for Neoproterozoic rift magmatism. *Geochim Cosmochim Acta*, 2008, 72: 3139–3169
- 24 Tang J, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the tectonic affinity of the Jiaodong terrane in the Sulu orogen, China. *Precambrian Res*, 2008, 161: 389–418
- 25 Wang X L, Zhou J C, Wan Y S, et al. Magmatic evolution and crustal recycling for Neoproterozoic strongly peraluminous granitoids from Southern China: Hf and O isotopes in zircon. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 366: 71–82

- 26 Sheng Y M, Zheng Y F, Chen R X, et al. Fluid action on zircon growth and recrystallization during quartz veining within UHP eclogite: Insights from U-Pb ages, O-Hf isotopes and trace elements. *Lithos*, 2012, 136-139: 126-144
- 27 Sheng Y M, Zheng Y F, Li S N, et al. Element mobility during continental collision: Insights from polymineralic metamorphic vein within uhp eclogite in the Dabie Orogen. *J Metamorph Geol*, 2013, 31: 221-241
- 28 刘景波, 张灵敏, 叶凯, 等. 大别山北部卢镇关群变质火山岩和共生变质的花岗岩全岩和锆石氧同位素、锆石 U-Pb 年代学研究. *岩石学报*, 2013, 29: 1511-1524
- 29 赵子福, 郑永飞. 俯冲大陆岩石圈重熔: 大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩成因. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 888-909
- 30 Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. Zircon Hf-O isotope evidence for crust-mantle interaction during continental deep subduction. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 308: 229-244
- 31 Jiang N, Chen J, Guo J, et al. *In situ* zircon U-Pb, oxygen and hafnium isotopic compositions of jurassic granites from the North China Craton: Evidence for Triassic subduction of continental crust and subsequent metamorphism-related ^{18}O depletion. *Lithos*, 2012, 142-143: 84-94
- 32 Wang S J, Li S G, Liu S A. The origin and evolution of low- $\delta^{18}\text{O}$ magma recorded by multi-growth zircons in granite. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 373: 233-241
- 33 Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G. Introduction to tectonics of China. *Gondwana Res*, 2013, 23: 1189-1206
- 34 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
- 35 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
- 36 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
- 37 王孝磊, 周金城, 邱检生, 等. 桂北新元古代强过铝花岗岩的成因: 锆石年代学和 Hf 同位素制约. *岩石学报*, 2006, 22: 326-342
- 38 Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, et al. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic mafic rocks from western Hunan, South China: Implications for petrogenesis and post-orogenic extension. *Geol Mag*, 2008, 145: 215-233
- 39 Wang X L, Shu L S, Xing G F, et al. Post-orogenic extension in the eastern part of the Jiangnan Orogen: Evidence from ca. 800-760 Ma volcanic rocks. *Precambrian Res*, 2012, 222-223: 404-423
- 40 Zhang S B, Wu R X, Zheng Y F. Neoproterozoic continental accretion in South China: Geochemical evidence from the fuchuan ophiolite in the Jiangnan Orogen. *Precambrian Res*, 2012, 220-221: 45-64
- 41 Zhou J C, Wang X L, Qiu J S. Geochronology of Neoproterozoic mafic rocks and sandstones from northeastern Guizhou, South China: Coeval arc magmatism and sedimentation. *Precambrian Res*, 2009, 170: 27-42
- 42 Wang X C, Li X H, Li Z X, et al. Episodic Precambrian crust growth: Evidence from U-Pb ages and Hf-O isotopes of zircon in the Nanhua Basin, central South China. *Precambrian Res*, 2012, 222-223: 386-403
- 43 Bindeman I. Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis. *Rev Mineral Geochem*, 2008, 69: 445-478
- 44 Wei C S, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. *Geology*, 2002, 30: 375-378
- 45 Li X X, Bogdanova S V, Collins A S, et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res*, 2008, 160: 179-210