

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

李献华^{①②*}, 李武显^②, 王选策^①, 李秋立^①, 刘宇^①, 唐国强^①

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640

* E-mail: lixh@gig.ac.cn

收稿日期: 2009-02-26; 接受日期: 2009-05-20

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411403)、中国科学院知识创新工程项目(编号: KZCX1-YW-15-2)和国家自然科学基金(批准号: 40728002)资助

摘要 一些岩石学和同位素地球化学证据表明许多花岗岩是两种岩浆混合形成的, 但对于是否有幔源岩浆参与大规模花岗岩的形成一直有不同意见. 对南岭 3 个代表性的燕山早期 (~160 Ma) 岩体进行了系统的锆石 Hf-O 同位素分析, 结果显示清湖二长岩锆石具有非常一致的锆石 Hf-O 同位素组成, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 11.6 \pm 0.3$, $\delta^{18}\text{O} = (5.4 \pm 0.3)\text{‰}$, 结合全岩 Sr-Nd 同位素和微量元素地球化学特征, 表明清湖二长岩的母岩浆来源于受到近期地幔交代作用的含金云母岩石圈地幔, 没有地壳物质的混染. 里松花岗岩及其中暗色微粒包体(MME)和佛冈花岗岩的锆石 Hf-O 同位素组成有很大的变化范围, 锆石 Hf-O 同位素呈负相关关系, 里松 MME 主要为幔源岩浆(类似于清湖二长岩母岩浆)结晶的产物, 有少量壳源岩浆的加入; 里松和佛冈花岗岩是幔源岩浆与沉积岩重熔岩浆不同比例混合形成的, 花岗岩的形成伴随着重要的陆壳增生和分异.

关键词

花岗岩

离子探针

锆石

Hf-O 同位素

地幔

花岗岩是大陆地壳的重要组成部分. 虽然花岗岩的组成矿物相对简单(石英、长石和少量暗色矿物), 但是其成因, 特别是幔源基性岩浆在花岗岩形成中的作用却是地学界长期研究和争论的问题^[1].

幔源基性岩浆在花岗岩形成中的作用主要表现在“热”和“物质”两方面. 通常认为幔源岩浆活动(特别是基性岩浆的底侵和侵入)提供的热是导致地壳物质重熔形成花岗岩的重要因素, 但是对幔源岩浆是否直接参与了花岗岩的形成却非常有争议^[2]. 根据花岗岩的物质来源分类原则, 大陆地壳中广泛分布的 I

型花岗岩(由壳内火成岩重熔形成)和 S 型花岗岩(由表壳沉积岩重熔形成)都是由地壳物质重熔形成的, 花岗岩的成分变化主要是残留体或矿物结晶分异的结果, 没有地幔物质的加入^[3~10]. 然而, 一些野外地质、岩相学、元素和 Sr-Nd 同位素地球化学资料显示出许多 I 型花岗岩具有两端元混合的成因机制, 很可能是壳、幔源岩浆的混合^[11~15], 幔源岩浆甚至也可能参与了一些 S 型花岗岩的形成^[16]. 然而, 野外地质、岩相学、元素和 Sr-Nd 同位素地球化学证据在许多情况下还难以对幔源岩浆是否参与花岗岩的形成提供明确

的约束. 例如, 对花岗岩中暗色微粒包体(MEE)^[17]的成因就有不同的观点, 包括源岩的残留体^[5,7]、幔源基性岩浆包体^[14,17~19]或来自下地壳^[20,21]. 花岗岩和MME的Sr-Nd同位素有时存在较大差异, 可以判别两者物源的差别^[2], 但很多情况下基性和酸性岩浆混合过程中Sr-Nd同位素组成趋向于达到均一化, 就难以明确判断MME的确切来源. 近年来发展起来的锆石微区Hf同位素分析为研究这个问题提供了一个新的方法, 锆石可以象“录音机”一样详细记录岩浆混合和分异演化过程中同位素组成变化, 有效区分寄主花岗岩及其MME之间的Hf同位素组成的差异^[22~24]. 然而, 由于不同地幔储库的Hf同位素组成变化范围很大, 例如现今洋中脊下的极度亏损软流圈地幔的 ϵ_{Hf} 值可高达+20^[25], 而古老克拉通地区的岩石圈地幔 ϵ_{Hf} 值可低至-30^[26], 因此, 仅用Hf同位素组成有时不能有效限定地幔岩浆是否参与了花岗岩的形成. 当岩体没有或很少有MME时, 判断幔源岩浆是否参与花岗岩的形成就更加困难. 近年来发展起来的锆石微区原位氧同位素分析为有效地示踪花岗岩是否有幔源岩浆参与提供了新的约束^[27,28]. 锆石对氧同位素组成有很好的保存性, 幔源岩浆结晶出来的锆石有非常一致的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.3 ± 0.3)‰^[29,30], 而且这个比值受岩浆分异的影响很小, 由岩浆分异造成的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值增高会被锆石/熔体之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 分馏增加所补偿, 即 $\Delta^{18}(\text{Zrc-WR}) = \delta^{18}\text{O}(\text{Zrc}) - \delta^{18}\text{O}(\text{WR}) \approx -0.0612(\text{wt.}\% \text{SiO}_2) + 2.5$ ^[30]. 因此, 锆石Hf-O同位素综合研究能够为研究花岗岩的成因、特别是鉴别幔源岩浆在花岗岩形成过程中的作用提供有效的制约.

华南是世界上最大的花岗岩省之一, 特别是燕山早期花岗岩分布在长约 1000 km、宽约 600 km 的广大区域, 总出露面积超过 $64 \times 10^3 \text{ km}^2$ (图 1)^[31,32], 岩性主要为黑云母花岗岩以及少量花岗闪长岩和含白云母花岗岩(本文统称为花岗岩), 其中大多数燕山早期花岗岩集中在 165~155 Ma 很短的时间范围内形成^[15], 因此, 这些花岗岩的成因机制及其形成的地球动力学背景, 特别是地幔岩浆在花岗岩形成过程中的作用一直是学术界高度关注和争议的重要问题. 本文将对南岭燕山早期(~160 Ma) 2 个代表性的花岗岩(佛冈和姑婆山-里松花岗岩体)和 1 个同期的碱性侵入岩(清湖二长岩体)进行系统的锆石Hf-O同位素分析, 为花岗岩

的物质来源与成因机制提供新的制约.

1 岩体地质特征

1.1 清湖岩体

清湖岩体位于南岭西南部(广西陆川和广东化州交界地区), 岩体呈北西-南东向的椭圆形, 出露面积约 105 km^2 (图 1). 岩体侵入寒武系及加里东期花岗岩中, 外接触带有明显的热变质迹象. 清湖岩体中心相主要为粗粒角闪二长岩, 向边部过渡为中粒(石英)角闪二长岩, 到边缘相主要为细粒石英二长岩. 岩石主要矿物成分为 35%~60% 钾长石、15%~40% 斜长石(An_{27-33})、15%~25% 角闪石以及少量(<1%~2%) 黑云母和石英, 副矿物主要为锆石、磷灰石、铁钛氧化物和少量榍石. 早期的常规锆石U-Pb和LA-ICPMS锆石U-Pb年龄测定分别获得该岩体的侵入年龄为~158 Ma^[33]和(156±6) Ma^[34].

本文分析的锆石样品(07QH-1)采自广东化州平定乡与广西陆川清湖乡交界(广东境内)省际公路边的大型采石场, 岩性为中粒石英角闪二长岩.

1.2 姑婆山岩体

姑婆山岩体位于南岭西部(桂东北), 总出露面积约 700 km^2 (图 1), 岩体的边缘相为细粒黑云母(斑状)花岗岩; 过渡相为岩体主体, 岩性主要为粗粒(斑状)黑云母花岗岩, 主要由 25%~30% 石英、40%~50% 钾长石、20%~25% 斜长石(An_{10-25})和 4%~7% 黑云母组成, 副矿物主要有锆石、磷灰石、榍石、褐帘石、铁钛氧化物等; 中心相(即里松岩体)为中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩, 出露面积约 65 km^2 , 斑晶约占全岩的 15%~40%, 主要为钾长石, 其次微斜长石, 具定向排列; 基质由 18%~32% 石英、25%~50% 斜长石(An_{16-30})、4%~12% 黑云母、0~4% 角闪石和 0~4% 钾长石以及锆石、榍石、磷灰石和铁钛氧化物等副矿物组成^[35]. 里松岩体中富含形态多样的MME, 常见细粒淬冷边和细小的花岗质反向脉, 并含有大小和数量不等的钾长石斑晶, 表明MME是偏基性的岩浆与寄主花岗质岩浆发生混合时快速冷凝结晶的产物^[35]. SHRIMP锆石U-Pb定年结果表明, 姑婆山主体黑云母花岗岩、里松角闪石黑云母二长花岗岩以及MME均形成于约 162 Ma^[36].

本文分析的锆石样品采自里松岩体的 1 个中粒

斑状角闪石黑云母花岗岩样品(08HS42)和1个闪长质MME样品(08HS53), 该闪长质包体含有~20%自形至半自形钾长石斑晶(1~1.5 cm × 2~3 cm), 与寄主花岗岩中的钾长石斑晶类似, 少数斑晶横跨于花岗岩和MME边界.

1.3 佛冈岩基

佛冈花岗岩基位于南岭中南部(粤中地区), 总出

露面积约 6000 km²(图 1), 是南岭出露面积最大和最具有代表性的花岗岩基. 佛冈岩基的岩性多样, 以粗粒黑云母二长花岗岩和钾长花岗岩为主(约占岩基出露面积的 85%), 主要造岩矿物为 25%~40%石英、25%~45%钾长石、20%~45%斜长石(An₁₅₋₃₅)、2%~8%黑云母以及 0~5%角闪石; 副矿物包括锆石、磷灰石、褐帘石、榍石和钛铁氧化物等. 岩体局部可见MME^[37]. 此外, 岩基还含有少量角闪石黑云母花岗

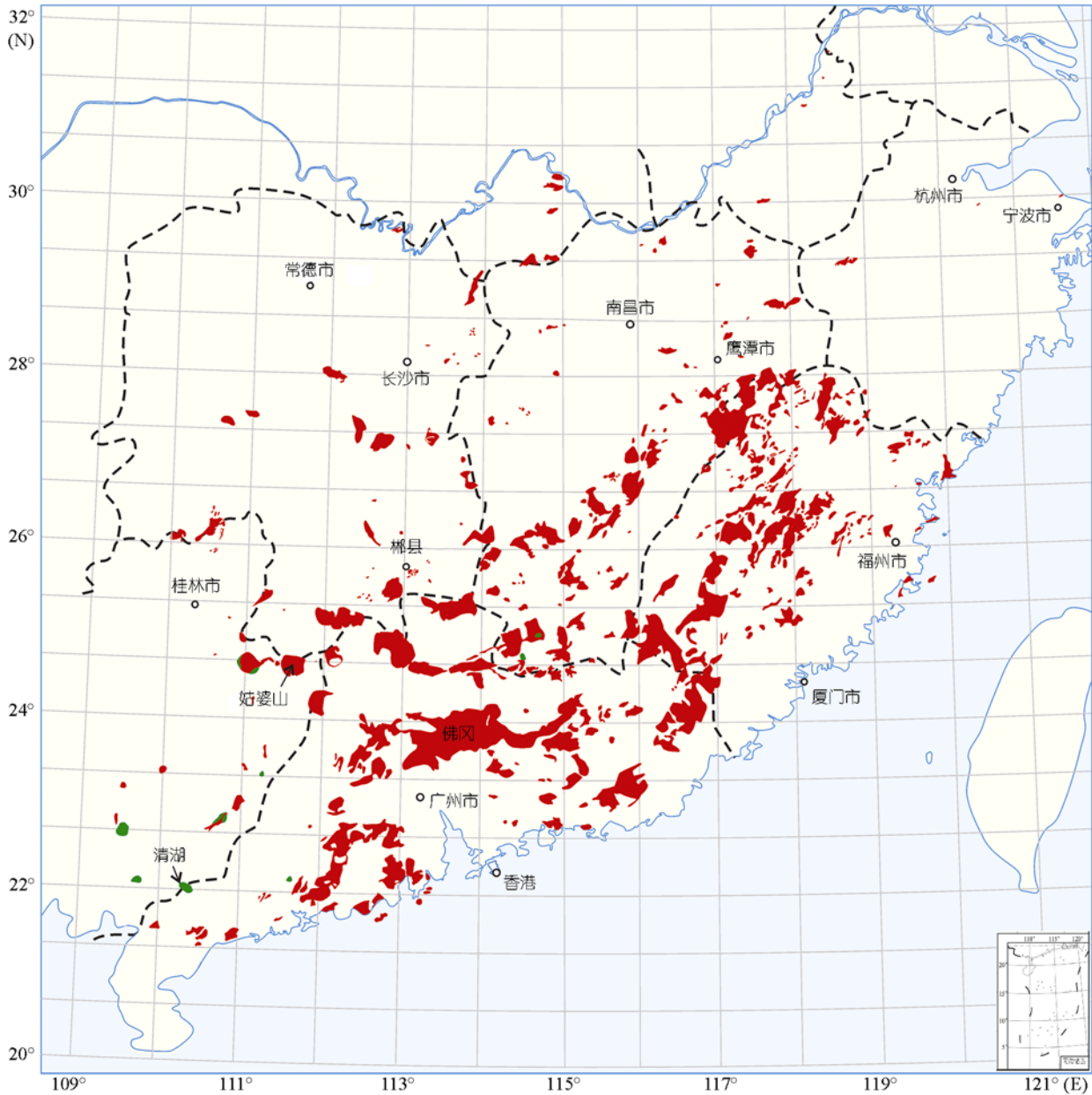


图 1 华南燕山早期花岗岩(红色)与碱性岩(绿色)分布图
据孙涛^[31]改编

闪长岩、细粒黑云母花岗岩、二云母花岗岩以及花岗岩。岩体侵入的最新地层为下侏罗统, 并被(137±2) Ma 恶狗脑霞石正长岩侵入^[38]。SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定结果表明佛冈岩基主体形成于约 160 Ma^[15]。

本文分析的锆石为 Li 等^[15]用于 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析的两个样品 MR42 和 2KSC3。

2 分析方法

2.1 SIMS 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的 Cameca IMS-1280 型二次离子质谱仪(SIMS)上进行, 详细的分析流程见 Li 等^[39]。用强度为 10 nA 一次 O_2^+ 离子束通过 -13 kV 加速电压轰击样品表面, 束斑约为 $20\ \mu\text{m} \times 30\ \mu\text{m}$ 。二次离子经过 60 eV 能量窗过滤, 质量分辨率为 5400。为了在高质量分辨率下获得高的二次离子传输率, 采用了二次离子光学系统中的矩形透镜模式。二次离子的强度用电子倍增器跳峰模式按以下顺序测量: $196\ (^{90}\text{Zr}_2^{16}\text{O})$, 基体参考峰, $200\ (^{92}\text{Zr}_2^{16}\text{O})$ 、200.5 (背景)、203.81 ($^{94}\text{Zr}_2^{16}\text{O}$, 参考质量峰)、203.97 (Pb), 206 (Pb), 207 (Pb), 208 (Pb), $209\ (^{177}\text{Hf}^{16}\text{O}_2)$, 238 (U), $248\ (^{232}\text{Th}^{16}\text{O})$, 270 ($^{238}\text{U}^{16}\text{O}_2$) 和 270.1 (参考质量峰), 积分时间分别为 1.04, 0.56, 4.16, 0.56, 6.24, 4.16, 6.24, 2.08, 1.04, 2.08, 2.08, 2.08 和 0.24 s, 每个样品点分析 7 组数据, 测量时间约 12 min。

锆石样品的 Pb/U 比值用标准锆石 TEMORA 2 (417 Ma)^[40] 的 $\ln(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ 与 $\ln(^{238}\text{U}^{16}\text{O}_2/^{238}\text{U})$ 之间的线性关系校正^[41]。Th 和 U 含量用标准锆石 91500 (Th = 29 ppm; U = 80 ppm; 1 ppm = $1\ \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, 下同)^[42] 计算。普通 Pb 用测量的 ^{204}Pb 进行校正。由于测得的普通 Pb 含量非常低, 可以认为普通 Pb 主要来源于制样过程中带入的表面 Pb 污染^[43], 用现代地壳的平均 Pb 同位素组成^[44] 作为普通 Pb 组成进行校正。单点分析的同位素比值及年龄误差为 1σ , U-Pb 平均年龄误差为 95% 置信度。数据结果处理采用 ISOPLOT 软件^[45]。

2.2 SIMS 锆石氧同位素分析

锆石微区原位氧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的 Cameca IMS-1280 型双离子源多接收器二次离子质谱仪上进

行。将做过 SIMS 锆石 U-Pb 定年的样品靶再次磨去 $\sim 5\ \mu\text{m}$, 以消除前期在 U-Pb 定年时造成的氧污染。用强度为 $\sim 2\ \text{nA}$ 一次 $^{133}\text{Cs}^+$ 离子束通过 10 kV 加速电压轰击样品表面, 采用高斯照明方式聚焦于约 $10\ \mu\text{m}$ 大小, 以光栅扫描方式扫描 $10\ \mu\text{m}$ 范围, 这样样品表面信号采集大小约为 $20\ \mu\text{m}$ 。以垂直入射的电子枪均匀覆盖于 $100\ \mu\text{m}$ 范围来中和样品的表面荷电效应。经过 -10 kV 加速电压提取负二次离子, 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 ^{16}O 和 ^{18}O 。采用核磁共振技术来控制磁场稳定性, 可达到 $< 3\ \text{ppm}/16\ \text{h}$ 。在这样的条件下锆石的 ^{16}O 信号一般为 $1 \times 10^9\ \text{cps}$, 每个样品点分析采集 20 组数据, 单组积分时间 4 s, 加上两分钟的样品表面剥蚀时间和峰对中 (peak centering) 等仪器参数优化时间, 单点测量时间约 5 min。单组 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 数据内精度一般优于 $0.2\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$ (1σ)。

仪器质量分馏校正采用 91500 锆石标准, 其中 91500 标准锆石的 $\delta^{18}\text{O} = 9.9\text{‰}$ ^[46], 测量的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值通过 VSMOW 值 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0020052$) 校正后, 加上仪器质量分馏校正因子 IMF 即为该点的 $\delta^{18}\text{O}$ 值: $(\delta^{18}\text{O})_{\text{M}} = ((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{M}} / 0.0020052 - 1) \times 1000\ (\text{‰})$, $\text{IMF} = (\delta^{18}\text{O})_{\text{M(standard)}} - (\delta^{18}\text{O})_{\text{VSMOW}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{Sample}} = (\delta^{18}\text{O})_{\text{M}} + \text{IMF}$ 。

2.3 LA-MC-ICPMS 锆石 Hf 同位素

锆石 Hf 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所的等离子体质谱实验室用配备了 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(MC-ICPMS)完成。Hf 同位素分析对应于氧同位素分析点。激光剥蚀的脉冲速率为 8~10 Hz, 激光束直径为 $63\ \mu\text{m}$ (取决于锆石颗粒大小), 激光束的能量密度为 $10\ \text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$, 剥蚀时间约为 26 s, 详细的分析方法见 Wu 等^[47]。 ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 的同质异位素干扰通过监测 ^{175}Lu 和 ^{172}Yb 信号强度、采用 $^{175}\text{Lu}/^{176}\text{Lu} = 0.02655$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5886$ ^[48] 进行校正。用每一分析点计算出的 Hf 和 Yb 的质量分馏系数 (β_{Hf} 和 β_{Yb}) 校正 Hf 和 Yb 同位素比值, 测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值用 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ 校正。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。在本研究分析过程中, 锆石标样 91500 的

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值测定的平均值为 0.282305 ± 20 (2σ), 在误差范围内与文献综合的结果一致^[47].

3 结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

(i) 清湖岩体. 清湖岩体样品 07QH-1 的锆石均呈柱状自型晶, 长 $100\sim 500\ \mu\text{m}$, 长宽比大多 $1:2$ 至 $1:4$, 阴极发光(CL)图像显示出很好的结晶环带(图 2). 对 20 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析(表 1). 这些锆石的 $\text{U} = 507\sim 1045\ \text{ppm}$, $\text{Th} = 220\sim 487\ \text{ppm}$, $\text{Th}/\text{U} = 0.37\sim 0.64$. 所有 20 个分析点的普通 Pb 含量非常低($f_{206} = 0.04\%\sim 0.21\%$), U-Pb 同位素组成在误差范围内谐和(图 3), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值的加权平均值为 0.02505 ± 0.00007 (1σ), 对应的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(160 \pm 1)\ \text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.17$, 95%置信度), 代表了清湖岩体的形成年龄.

(ii) 里松二长花岗岩. 里松岩体角闪石黑云母二长花岗岩样品 08HS42 的锆石均呈柱状自型晶, 长

$150\sim 300\ \mu\text{m}$, 长宽比大多 $1:2$ 至 $1:3$, CL 图像显示出清晰的结晶环带(图 2). 对样品 08HS42 的 16 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析(表 1). 这些锆石的 U 和 Th 含量变化范围较大($\text{U} = 176\sim 1926\ \text{ppm}$, $\text{Th} = 76\sim 483\ \text{ppm}$), 但 Th/U 比较一致($0.17\sim 0.50$). 除 15 号分析点的普通 Pb 略高($f_{206} = 1.66\%$), 其他 15 个分析点的普通 Pb 都非常低($f_{206} = 0.03\%\sim 0.53\%$). 所有分析点的 U-Pb 同位素组成在误差范围内谐和(图 4), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值的加权平均值为 0.02508 ± 0.00010 (1σ), 对应的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(160 \pm 1)\ \text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.25$, 95%置信度), 代表了该样品的结晶年龄. 该年龄与朱金初等^[36]报道的里松岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 $(162 \pm 3)\ \text{Ma}$ 在误差范围内一致.

(iii) 里松岩体 MME. 里松岩体闪长质 MME 样品 08HS53 的锆石呈短柱状, 大多数粒度小于 $100\ \mu\text{m}$, 长/宽比为 $1:1\sim 1:2$, CL 图像环带不明显, 其中一些锆石 CL 呈黑色, 显示很高的 U 和 Th 含量; 部分锆石颗粒较大, $100\sim 200\ \mu\text{m}$, 长/宽比为约 $1:2$, CL 图像显示

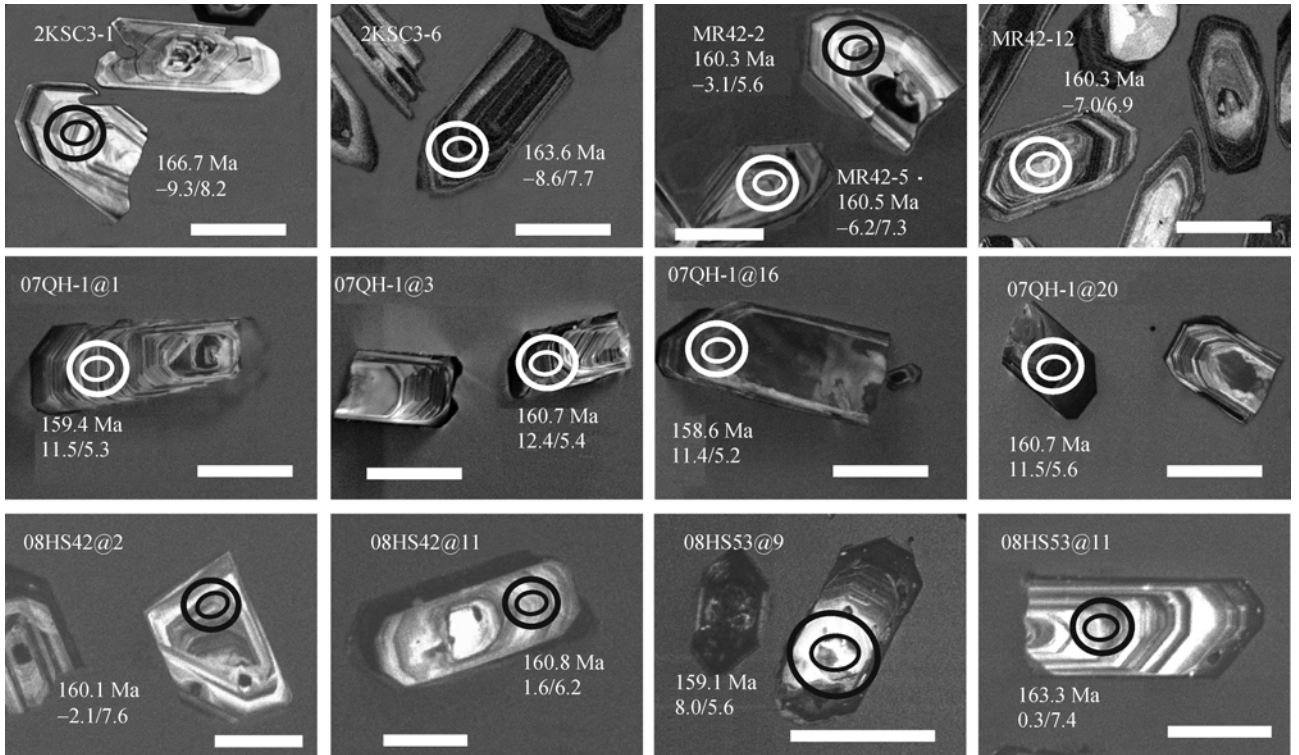


图 2 清湖、佛冈和里松岩体代表性 U-Pb, Hf 和 O 同位素原位分析的锆石阴极发光图像

小椭圆圈代表 SIMS 原位 U-Pb 和 O 同位素分析点, 外边的大椭圆圈代表 LA-MC-ICPMS 原位 Hf 同位素分析点, 分析点旁边的数字表示 U-Pb 年龄和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)/\delta^{18}\text{O}$ 值. 比例尺为 $100\ \mu\text{m}$

表 1 SIMS 锆石 U-Pb 年龄分析结果^{a)}

分析号	U /ppm	Th/ppm	Th U	$f_{206}^{\#}$ /%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$ /%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ /%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ /%	$t_{207/235}$ /Ma	$\pm 1\sigma$	$t_{206/238}$ /Ma	$\pm 1\sigma$
清湖岩体角闪石二长岩(07QH-1, 22°01.66'N, 110°21.25'E)														
07QH-1@1	749	294	0.39	0.09	0.0496	0.92	0.171	1.54	0.0250	1.23	160.4	2.3	159.4	1.9
07QH-1@2	962	562	0.58	0.06	0.0493	0.78	0.172	1.42	0.0253	1.18	161.1	2.1	161.0	1.9
07QH-1@3	507	230	0.45	0.11	0.0494	1.08	0.172	1.60	0.0252	1.18	161.1	2.4	160.7	1.9
07QH-1@4	828	326	0.39	0.21	0.0494	0.90	0.170	1.49	0.0250	1.19	159.4	2.2	159.0	1.9
07QH-1@5	884	370	0.42	0.04	0.0496	0.84	0.172	1.45	0.0252	1.18	161.3	2.2	160.3	1.9
07QH-1@6	684	300	0.44	0.07	0.0498	0.86	0.171	1.47	0.0249	1.18	160.3	2.2	158.8	1.9
07QH-1@7	1045	487	0.47	0.04	0.0498	0.65	0.173	1.35	0.0251	1.19	161.7	2.0	160.1	1.9
07QH-1@8	541	231	0.43	0.13	0.0486	1.03	0.168	1.57	0.0251	1.19	157.7	2.3	159.6	1.9
07QH-1@9	517	239	0.46	0.08	0.0508	0.94	0.176	1.52	0.0251	1.19	164.3	2.3	159.7	1.9
07QH-1@10	721	338	0.47	0.04	0.0491	0.93	0.170	1.51	0.0251	1.19	159.3	2.2	159.7	1.9
07QH-1@11	975	458	0.47	0.05	0.0497	0.73	0.172	1.39	0.0251	1.18	160.9	2.1	159.6	1.9
07QH-1@12	990	635	0.64	0.07	0.0495	0.96	0.169	1.55	0.0248	1.22	158.9	2.3	158.2	1.9
07QH-1@13	507	220	0.43	0.07	0.0498	1.24	0.172	1.72	0.0251	1.18	161.5	2.6	159.8	1.9
07QH-1@14	777	329	0.42	0.04	0.0492	0.84	0.170	1.45	0.0250	1.18	159.1	2.1	159.2	1.9
07QH-1@15	798	335	0.42	0.07	0.0491	0.84	0.169	1.45	0.0250	1.18	158.7	2.1	159.1	1.9
07QH-1@16	730	373	0.51	0.10	0.0484	0.92	0.166	1.50	0.0249	1.18	156.1	2.2	158.6	1.9
07QH-1@17	622	232	0.37	0.05	0.0497	0.85	0.171	1.46	0.0250	1.18	160.5	2.2	159.0	1.9
07QH-1@18	901	400	0.44	0.06	0.0495	0.73	0.170	1.39	0.0249	1.18	159.6	2.1	158.9	1.9
07QH-1@19	815	361	0.44	0.07	0.0489	0.82	0.168	1.44	0.0249	1.18	157.5	2.1	158.4	1.9
07QH-1@20	808	343	0.42	0.04	0.0500	0.76	0.174	1.41	0.0252	1.19	162.8	2.1	160.7	1.9
里松岩体角闪石黑云母花岗岩(08HS42, 24°34.85'N, 111°38.32'E)														
08HS42@1	220	91	0.41	0.43	0.0470	4.63	0.161	4.90	0.0249	1.60	152.0	6.9	158.5	2.5
08HS42@2	430	176	0.41	0.25	0.0499	1.84	0.173	2.39	0.0251	1.52	162.1	3.6	160.1	2.4
08HS42@3	682	269	0.39	0.05	0.0502	2.28	0.172	2.74	0.0249	1.51	161.6	4.1	158.8	2.4
08HS42@4	324	162	0.50	0.28	0.0493	4.82	0.169	5.07	0.0248	1.57	158.1	7.5	158.0	2.5
08HS42@5	672	211	0.31	0.22	0.0479	1.85	0.167	2.40	0.0253	1.53	156.7	3.5	160.9	2.4
08HS42@6	953	259	0.27	0.30	0.0471	2.08	0.162	2.56	0.0249	1.50	152.1	3.6	158.4	2.3
08HS42@7	609	216	0.35	0.17	0.0467	2.40	0.162	2.84	0.0252	1.52	152.5	4.0	160.4	2.4
08HS42@8	1926	456	0.24	0.17	0.0474	1.35	0.164	2.02	0.0251	1.50	154.5	2.9	160.0	2.4
08HS42@9	719	237	0.33	0.03	0.0498	2.57	0.171	2.99	0.0249	1.53	160.3	4.4	158.7	2.4
08HS42@10	968	263	0.27	0.24	0.0465	1.93	0.160	2.44	0.0250	1.50	151.0	3.4	159.1	2.4
08HS42@11	1691	483	0.29	0.16	0.0492	1.33	0.172	2.01	0.0253	1.51	160.7	3.0	160.8	2.4
08HS42@12	1342	426	0.32	0.19	0.0485	1.51	0.168	2.13	0.0251	1.50	157.5	3.1	159.9	2.4
08HS42@13	650	262	0.40	0.22	0.0479	1.85	0.166	2.40	0.0252	1.54	156.3	3.5	160.5	2.4
08HS42@14	176	76	0.43	0.53	0.0492	2.89	0.169	3.27	0.0249	1.51	158.4	4.8	158.5	2.4
08HS42@15	1225	227	0.18	1.66	0.0483	2.47	0.168	2.92	0.0252	1.56	157.3	4.3	160.3	2.5
08HS42@16	1681	285	0.17	0.09	0.0488	1.05	0.172	1.83	0.0255	1.50	160.9	2.7	162.5	2.4
里松岩体闪长质暗色细粒包体(08HS53, 24°38.16'N, 110°39.12'E)														
08HS53@1	435	167	0.38	0.12	0.0502	3.87	0.173	4.20	0.0250	1.63	162.1	6.3	159.4	2.6
08HS53@2	1184	469	0.40	0.08	0.0491	2.59	0.175	3.06	0.0258	1.62	163.7	4.6	164.3	2.6
08HS53@3	2033	1143	0.56	0.30	0.0501	1.55	0.175	2.49	0.0254	1.94	163.8	3.8	161.5	3.1
08HS53@4	1224	81	0.07	0.00	0.0493	1.55	0.177	2.16	0.0260	1.50	165.2	3.3	165.3	2.5
08HS53@5	1676	206	0.12	0.00	0.0486	1.32	0.172	2.04	0.0257	1.56	161.2	3.0	163.5	2.5
08HS53@6	136	58	0.42	0.00	0.0481	4.78	0.165	5.04	0.0248	1.57	154.7	7.3	158.1	2.5
08HS53@7	702	294	0.42	0.00	0.0507	2.03	0.177	2.57	0.0253	1.58	165.4	3.9	161.2	2.5
08HS53@8	2363	1021	0.43	0.16	0.0510	2.28	0.177	2.74	0.0252	1.50	165.3	4.2	160.2	2.4
08HS53@9	489	234	0.48	0.38	0.0478	2.47	0.165	2.90	0.0250	1.52	154.8	4.2	159.1	2.4
08HS53@10	1441	549	0.38	0.16	0.0479	1.46	0.166	2.13	0.0252	1.55	156.1	3.1	160.3	2.5
08HS53@11	1506	671	0.45	0.25	0.0483	1.43	0.171	2.08	0.0257	1.50	160.2	3.1	163.3	2.4
08HS53@12	2085	989	0.47	0.13	0.0497	1.32	0.171	2.02	0.0250	1.53	160.3	3.0	158.9	2.4
08HS53@13	114	47	0.41	0.35	0.0539	3.31	0.186	3.66	0.0251	1.57	173.6	5.9	159.8	2.5
08HS53@14	438	170	0.39	0.20	0.0499	1.80	0.172	2.36	0.0250	1.51	161.4	3.5	159.5	2.4

a) $f_{206}^{\#}$ 为普通 ^{206}Pb 占总 ^{206}Pb 的比例

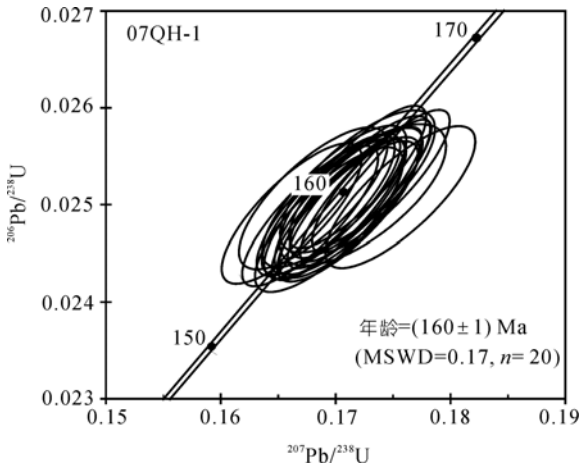


图3 清湖二长岩的锆石 U-Pb 一致图解

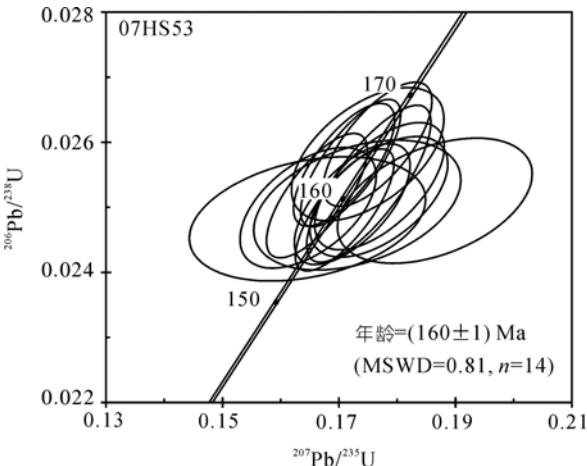


图5 里松岩体 MME 的锆石 U-Pb 一致图解

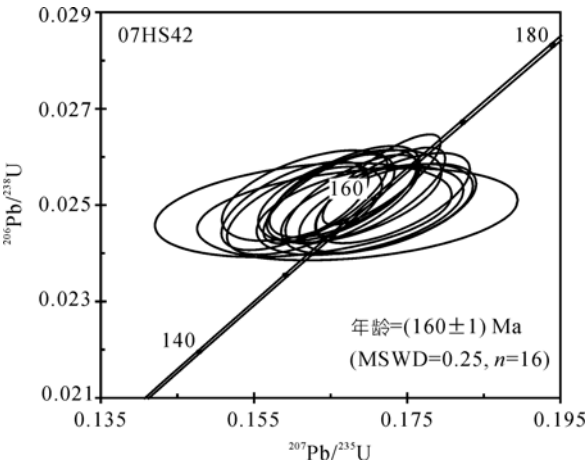


图4 里松角闪石黑云母二长花岗岩的锆石 U-Pb 一致图解

出较好的结晶环带(图 2), 与寄主花岗岩的锆石类似. 对该样品的 14 个锆石颗粒(不含CL呈黑色的高U和Th锆石)进行了U-Pb同位素分析(表 1), 这些锆石的U=114~2363 ppm, Th=47~1143 ppm, 除 4 号点Th/U = 0.07, 其余分析点的Th/U比集中在 0.38~0.56 范围内. 所有分析点的普通Pb都非常低($f_{206} < 0.4\%$), U-Pb同位素组成在误差范围内谐和(图 5), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值的加权平均值为 $0.02528 \pm 0.00011 (1\sigma)$, 对应的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(161 \pm 1) \text{ Ma}$ (MSWD = 0.81, 95%置信度). 这个年龄与朱金初等^[36]报道的 1 个MME样品SHRIMP锆石U-Pb年龄 $(162 \pm 2) \text{ Ma}$ 在误差范围内一致, 也和寄主花岗岩的年龄一致.

3.2 锆石 Hf-O 同位素组成特征

(i) 清湖岩体. 对 32 个清湖锆石(包括 20 个定

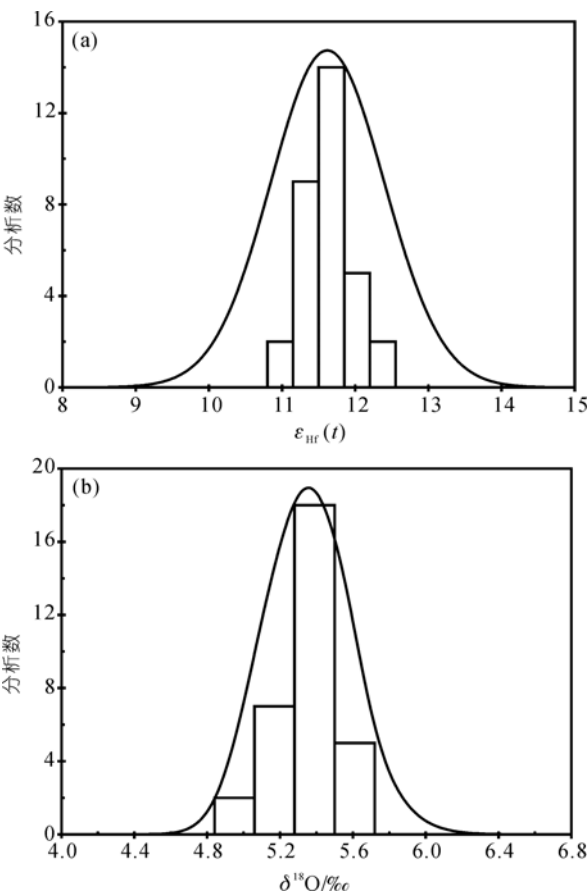


图6 清湖岩体锆石的 Hf 同位素(a)和氧同位素组成(b)柱状图

年的锆石)颗粒进行了原位 Hf-O 同位素测定(表 2), 分析结果表明清湖岩体的锆石有非常均匀的 Hf-O 同位素组成: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282989 \sim 0.283024$, 对应的

表 2 钻石 Hf-O 同位素分析结果

样品分析号	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma_m$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\pm 2\sigma$
清湖二长岩 (160 Ma)						
07QH-1@1	0.000568	0.283001	0.000024	11.5	5.3	0.4
07QH-1@2	0.000531	0.283017	0.000021	12.1	5.3	0.4
07QH-1@3	0.000607	0.283024	0.000021	12.4	5.4	0.4
07QH-1@4	0.000607	0.283006	0.000022	11.7	5.4	0.2
07QH-1@5	0.000585	0.283002	0.000021	11.6	5.5	0.3
07QH-1@6	0.000617	0.283014	0.000019	12.0	5.3	0.4
07QH-1@7	0.000589	0.282993	0.000021	11.3	5.3	0.4
07QH-1@8	0.000647	0.283001	0.000023	11.5	5.4	0.4
07QH-1@9	0.000623	0.283001	0.000022	11.5	5.3	0.4
07QH-1@10	0.000585	0.283004	0.000018	11.7	5.4	0.3
07QH-1@11	0.000654	0.282995	0.000022	11.3	5.4	0.5
07QH-1@12	0.000734	0.282990	0.000024	11.1	5.2	0.4
07QH-1@13	0.000606	0.283001	0.000023	11.5	5.7	0.4
07QH-1@14	0.000644	0.283005	0.000022	11.7	5.1	0.3
07QH-1@15	0.000567	0.282999	0.000019	11.5	5.5	0.4
07QH-1@16	0.000565	0.282998	0.000018	11.4	5.2	0.4
07QH-1@17	0.000600	0.283005	0.000021	11.7	5.5	0.5
07QH-1@18	0.000590	0.283002	0.000021	11.6	5.0	0.3
07QH-1@19	0.000522	0.283011	0.000020	11.9	5.4	0.5
07QH-1@20	0.000623	0.283001	0.000022	11.5	5.6	0.3
07QH-1@21	0.000593	0.282995	0.000020	11.3	5.6	0.2
07QH-1@22	0.000594	0.283009	0.000018	11.8	5.4	0.4
07QH-1@23	0.000703	0.282989	0.000019	11.1	5.1	0.3
07QH-1@24	0.000796	0.283003	0.000018	11.6	5.6	0.6
07QH-1@25	0.000911	0.283021	0.000019	12.2	5.3	0.4
07QH-1@26	0.000752	0.283012	0.000021	11.9	5.4	0.5
07QH-1@27	0.000646	0.283018	0.000018	12.1	5.2	0.3
07QH-1@28	0.000621	0.282999	0.000019	11.5	5.4	0.4
07QH-1@29	0.000657	0.282995	0.000020	11.3	5.2	0.3
07QH-1@30	0.000602	0.283008	0.000019	11.8	5.4	0.3
07QH-1@31	0.000659	0.282996	0.000019	11.4	5.4	0.3
07QH-1@32	0.000586	0.282995	0.000018	11.3	5.2	0.3
里松花岗岩 (160 Ma)						
08HS42@1	0.000631	0.282635	0.000013	-1.4	6.8	0.4
08HS42@2	0.000887	0.282616	0.000010	-2.1	7.6	0.4
08HS42@3	0.000696	0.282650	0.000012	-0.9	7.3	0.5
08HS42@4	0.000627	0.282719	0.000024	1.6	7.8	0.3
08HS42@5	0.000876	0.282604	0.000012	-2.5	8.0	0.4
08HS42@6	0.001234	0.282683	0.000012	0.3	6.3	0.4
08HS42@7	0.001282	0.282635	0.000013	-1.5	7.5	0.4
08HS42@8	0.001271	0.282668	0.000014	-0.3	7.3	0.4
08HS42@9	0.001050	0.282671	0.000010	-0.2	6.9	0.5
08HS42@10	0.000855	0.282667	0.000012	-0.3	7.1	0.4
08HS42@11	0.001163	0.282722	0.000015	1.6	6.2	0.5
08HS42@12	0.000932	0.282642	0.000011	-1.2	7.0	0.5
08HS42@13	0.001125	0.282683	0.000020	0.3	7.2	0.5
08HS42@14	0.000633	0.282696	0.000019	0.8	7.3	0.3
08HS42@15	0.000757	0.282660	0.000012	-0.5	7.5	0.5
08HS42@16	0.000677	0.282617	0.000014	-2.0	8.0	0.3
08HS42@17	0.000788	0.282646	0.000011	-1.0	7.2	0.3

续表 2

样品分析号	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma_m$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\pm 2\sigma$
08HS42@18	0.000365	0.282631	0.000012	-1.5	8.1	0.4
08HS42@19	0.001173	0.282623	0.000012	-1.9	7.6	0.5
08HS42@20	0.000935	0.282686	0.000011	0.4	7.3	0.5
08HS42@21	0.000912	0.282663	0.000012	-0.4	6.7	0.6
08HS42@22	0.001017	0.282644	0.000012	-1.1	7.5	0.4
08HS42@23	0.000961	0.282636	0.000011	-1.4	7.1	0.6
08HS42@24	0.001069	0.282675	0.000011	0.0	7.5	0.5
08HS42@25	0.001358	0.282655	0.000014	-0.8	7.0	0.6
08HS42@26	0.000707	0.282659	0.000012	-0.6	7.0	0.6
08HS42@27	0.000956	0.282669	0.000011	-0.2	6.9	0.4
08HS42@28	0.001718	0.282713	0.000011	1.3	6.6	0.5
08HS42@29	0.002508	0.282639	0.000015	-1.5	7.4	0.6
08HS42@30	0.001277	0.282674	0.000012	-0.1	6.4	0.6
08HS42@31	0.000970	0.282654	0.000013	-0.8	7.1	0.6
08HS42@32	0.000868	0.282651	0.000012	-0.9	7.8	0.6
08HS42@33	0.000437	0.282659	0.000011	-0.5	6.7	0.4
08HS42@34	0.000501	0.282619	0.000013	-2.0	6.6	0.6
08HS42@35	0.000921	0.282656	0.000015	-0.7	7.1	0.4
08HS42@36	0.001190	0.282661	0.000013	-0.5	7.3	0.5
08HS42@37	0.001754	0.282658	0.000015	-0.7	7.3	0.6
08HS42@38	0.002370	0.282709	0.000016	1.0	6.8	0.6
里松闪长质暗色细粒包体 (161 Ma)						
08HS53@1	0.003493	0.282767	0.000019	3.0	7.4	0.5
08HS53@2	0.005438	0.282872	0.000018	6.5	5.1	0.5
08HS53@3	0.004062	0.282755	0.000016	2.5	7.3	0.3
08HS53@4	0.001085	0.282658	0.000012	-0.6	6.9	0.4
08HS53@5	0.002958	0.282727	0.000016	1.6	6.9	0.3
08HS53@6	0.002499	0.282707	0.000013	1.0	6.8	0.5
08HS53@7	0.003847	0.282803	0.000017	4.2	5.8	0.6
08HS53@8	0.003195	0.282808	0.000017	4.4	5.8	0.6
08HS53@9	0.007279	0.282920	0.000022	8.0	5.6	0.5
08HS53@10	0.001739	0.282702	0.000013	0.9	6.8	0.6
08HS53@11	0.002141	0.282688	0.000013	0.3	7.4	0.4
08HS53@12	0.000981	0.282797	0.000011	4.3	6.3	0.4
08HS53@13	0.000871	0.282643	0.000012	-1.2	6.9	0.5
08HS53@14	0.000955	0.282675	0.000011	0.0	7.3	0.4
08HS53@15	0.001701	0.282624	0.000014	-1.9	7.6	0.4
08HS53@16	0.005997	0.282778	0.000020	3.1	5.6	0.4
08HS53@17	0.001214	0.282669	0.000010	-0.2	7.4	0.5
08HS53@18	0.006543	0.282847	0.000019	5.5	5.9	0.5
08HS53@19	0.001489	0.282667	0.000011	-0.3	7.4	0.6
08HS53@20	0.006291	0.282883	0.000017	6.8	5.5	0.6
08HS53@21	0.003767	0.282840	0.000015	5.5	6.1	0.5
08HS53@22	0.005318	0.282884	0.000019	6.9	6.0	0.6
08HS53@23	0.001283	0.282594	0.000014	-2.9	7.3	0.6
08HS53@24	0.003884	0.282849	0.000017	5.8	6.4	0.4
08HS53@25	0.005295	0.282891	0.000021	7.2	5.5	0.6
08HS53@26	0.006822	0.282843	0.000021	5.3	5.4	0.6
08HS53@27	0.004433	0.282896	0.000017	7.4	6.0	0.4

续表 2

样品分析号	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma_m$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\pm 2\sigma$
佛冈花岗岩 ^{a)} (160 Ma)						
2KSC3-1	0.001540	0.282411	0.000057	-9.3	8.2	0.3
2KSC3-2	0.002173	0.282378	0.000034	-10.4	8.8	0.3
2KSC3-3	0.001511	0.282410	0.000055	-9.3	8.4	0.3
2KSC3-4	0.001323	0.282426	0.000067	-8.7	8.2	0.4
2KSC3-5	0.001914	0.282381	0.000045	-10.3	8.5	0.3
2KSC3-6	0.001694	0.282430	0.000064	-8.6	7.7	0.2
2KSC3-7	0.001346	0.282423	0.000055	-8.8	7.9	0.3
2KSC3-8	0.001305	0.282386	0.000065	-10.1	9.0	0.3
2KSC3-9	0.001692	0.282400	0.000053	-9.6	8.7	0.4
2KSC3-10	0.001629	0.282394	0.000058	-9.9	8.4	0.3
2KSC3-11	0.001078	0.282398	0.000047	-9.7	8.0	0.2
2KSC3-12	0.001400	0.282394	0.000042	-9.9	8.6	0.3
2KSC3-13	0.001324	0.282400	0.000056	-9.6	8.0	0.3
2KSC3-14	0.001817	0.282389	0.000043	-10.0	8.1	0.3
2KSC3-15	0.001648	0.282393	0.000030	-9.9	8.2	0.4
MR42-1	0.000725	0.282552	0.000051	-4.3	5.9	0.4
MR42-2	0.002146	0.282585	0.000045	-3.1	5.6	0.3
MR42-3	0.001645	0.282525	0.000032	-5.2	6.9	0.3
MR42-5	0.002754	0.282498	0.000031	-6.2	7.3	0.4
MR42-6	0.000793	0.282540	0.000044	-4.7	6.2	0.6
MR42-7	0.002582	0.282491	0.000035	-6.4	7.7	0.5
MR42-8	0.001329	0.282477	0.000038	-6.9	7.5	0.3
MR42-9	0.000759	0.282482	0.000045	-6.7	7.5	0.3
MR42-10	0.003395	0.282584	0.000051	-3.1	5.8	0.5
MR42-11	0.003371	0.282485	0.000030	-6.6	8.0	0.3
MR42-12	0.002590	0.282474	0.000029	-7.0	6.9	0.4
MR42-13	0.001435	0.282473	0.000032	-7.1	7.9	0.3

a) 佛冈花岗岩的Lu-Hf同位素数据引自Li等^[15]

$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=11.1\sim 12.4$, $\delta^{18}\text{O}=5.0\text{‰}\sim 5.7\text{‰}$. 测定的 Hf 和 O 同位素组成均呈正态分布(图 6(a), (b)), $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 平均值为 $0.283003\pm 0.000018(2\sigma)$, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值为 $11.6\pm 0.3(2\sigma)$, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 $5.4\text{‰}\pm 0.3\text{‰}(2\sigma)$. 清湖锆石的氧同位素组成与地幔锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值 ($5.3\text{‰}\pm 0.3\text{‰}$) 非常一致, 是幔源岩浆结晶的产物; 高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 正值表明清湖岩体的母岩浆起源于 REE 长期亏损的地幔源区.

(ii) 里松岩体. 对里松花岗岩样品 08HS40 及 MME 样品 08HS53 分别做了 38 和 27 颗锆石的原位 Hf-O 同位素测定(表 2). 花岗岩样品 08HS40 锆石的 Hf-O 同位素组成变化范围相对较小: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282604\sim 0.282722$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-2.5\sim 1.6$; $\delta^{18}\text{O}=6.2\text{‰}\sim 8.1\text{‰}$; 而 MME 样品 08HS53 锆石的 Hf 和 O 组成变化较大: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282594\sim 0.282920$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-2.9\sim 8.0$; $\delta^{18}\text{O}=5.1\text{‰}\sim 7.6\text{‰}$. 该 MME 样品的锆石 Hf-O 同位素组成明显分成两组(图 7), 一组锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 较高

($3.1\sim 8.0$)、 $\delta^{18}\text{O}$ 较低($5.1\text{‰}\sim 6.4\text{‰}$) 其中最高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和最低 $\delta^{18}\text{O}$ 值表明部分锆石是幔源岩浆结晶的产物; 另一组 Hf-O 同位素组成与寄主花岗岩重叠, 表明很可能是花岗岩岩浆结晶的产物, 与该 MME 含有较多钾长石斑晶一致. 总体上看, 里松岩体 MME 和寄主花岗岩的锆石 Hf-O 同位素组成呈明显的负相关关系(图 6), 显示出幔源和壳源两种岩浆的混合作用.

(iii) 佛冈岩体. 在Li等^[15]报道的佛冈花岗岩Hf同位素分析的基础上, 对样品MR42和2KSC3分别进行了 12 颗和 15 颗锆石的原位O同位素分析(表 2). 样品MR42 的Hf同位素组成显示出较大变化范围, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-7.1\sim -3.1$ 并具有“多峰”的分布特征^[15], 氧同位素组成范围也较大, $\delta^{18}\text{O}=5.6\text{‰}\sim 8.0\text{‰}$; 样品 2KSC3 的Hf同位素组成相对均一, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-10.4\sim -8.6$, 呈“单峰”正态分布特征^[15], 这些锆石相应的氧同位素组成变化范围也较小, $\delta^{18}\text{O}=7.7\text{‰}\sim 9.0\text{‰}$. 总体上佛冈花岗岩的锆石 Hf-O 同位素构成一明显的负相关

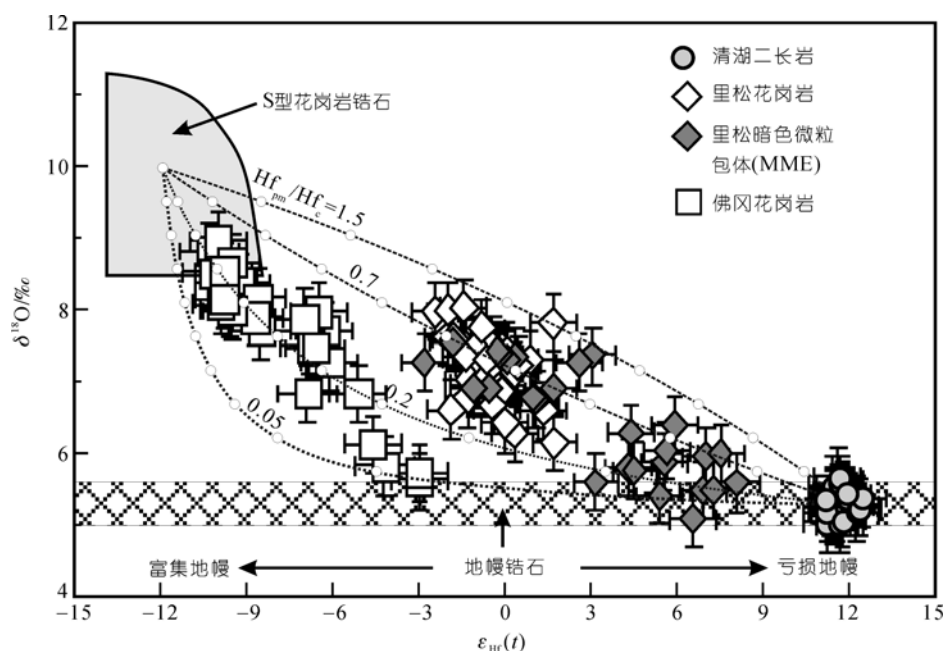


图7 清湖、里松和佛冈岩体的锆石 Hf-O 同位素相关关系图

点线为地幔和表壳沉积岩来源岩浆的二元混合趋势线, Hf_{pm}/Hf_c 代表幔源岩浆与表壳沉积岩来源岩浆的 Hf 浓度比, 线上空心圆圈表示混合比例(10%间隔)。地幔端元锆石的 $\epsilon_{Hf} = 12$, $\delta^{18}O = 5.6\text{‰}$; 表壳沉积岩端元的锆石 $\epsilon_{Hf} = -12$, $\delta^{18}O = 10\text{‰}$ 。S型花岗岩锆石的 Hf-O 同位素范围根据广西印支期大容山堑青石花岗岩的数据^[49,50]计算获得

排列(图7), 其中最低的 $\delta^{18}O = 5.6\text{‰}$, 接近地幔锆石的氧同位素组成上限, 最高的 $\epsilon_{Hf}(t) = -3.1$, 与里松花岗岩的最低 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值相近。

4 讨论

华南燕山早期大规模的侵入岩在很短的时间(约 160 ± 5 Ma)内形成, 被称之为中侏罗世“大火成岩事件”^[15], 岩石类型以黑云母二长花岗岩和钾长花岗岩为主, 以及少量的花岗闪长岩、二(白)云母花岗岩、碱性(A型)花岗岩和碱性岩, 并伴随爆发式金属成矿作用^[51]。有关这些花岗岩的成因及其形成的地球动力学背景是学术界长期关注和争论的问题, 甚至对一些花岗岩的成因类型也完全不同的认识。

本文分析的南岭中-西部的三个约 160 Ma 的岩体为该时期花岗岩和碱性岩的代表。佛冈和姑婆山-里松花岗岩以高硅(大多数样品 $SiO_2 \geq 70\%$)、高碱(大多数样品 $K_2O + Na_2O > 7.5\%$)和富钾($K_2O/Na_2O = 1 \sim 2$)为特征(图 8(a)), K_2O 与 Na_2O 呈正相关关系(图 8(b)), 与澳大利亚 Lachlan 褶皱带部分富钾 I 型花岗岩类 似^[52], 但明显不同于北美 Cordilleran 中生代岩浆弧花岗岩^[53]。值得注意的是里松花岗岩中的 MME 具有高

碱 ($K_2O + Na_2O = 7.1\% \sim 10.3\%$) 和 富 钾 ($K_2O/Na_2O = 0.6 \sim 1.7$) 的特征, 非常类似于清湖二长岩及邻近的同安和牛庙钾质碱性岩^[54]。

在 Sr-Nd 同位素相关图上, 清湖二长岩、姑婆山-里松 MME 和寄主花岗岩以及佛冈花岗岩的样品构成明显的负相关关系(图 9), 其中清湖二长岩具有低放射成因 Sr 和高放射成因 Nd 同位素组成 ($I_{Sr} = 0.703 \sim 0.704$, $\epsilon_{Nd}(t) = 4 \sim 5$) 以及高 Nb/La 比值 (> 1.3), 与湘南 ~175 Ma 碱性玄武岩一致^[54], 锆石 Hf-O 同位素组成与典型的地幔组成一致。这些同位素和元素地球化学组成特征指示清湖岩体的母岩浆来自于长期亏损大离子亲石元素和 REE 的地幔, 没有受到地壳物质的混染, 其全岩 Sr-Nd 和锆石 Hf-O 同位素组成可以代表华南陆内燕山早期幔源岩浆的端元组成。清湖二长岩明显富钾, 指示其地幔源区可能为受到近期地幔交代作用的含金云母岩石圈地幔^[54,57], 或者是软流圈来源的熔体与富集岩石圈地幔熔体混合岩浆结晶形成^[58]。

里松 MME 在化学成分上与清湖二长岩相似, 其 Sr-Nd-Hf-O 同位素组成均介于清湖二长岩和里松二

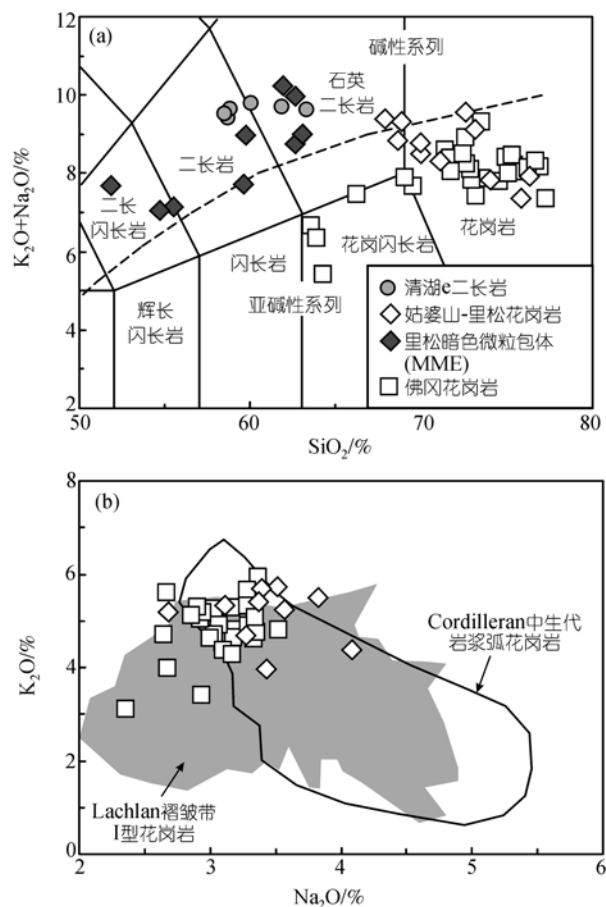


图 8

(a) 侵入岩(Na_2O+K_2O)- SiO_2 岩石分类图解^[55]; (b) 佛冈与姑婆山-里松花岗岩 Na_2O - K_2O 相关关系图。清湖、姑婆山-里松和佛冈岩体的数据分别引自Li等^[54]、朱金初等^[35]和Li等^[15]; 澳大利亚Lachlan褶皱带I型花岗岩引自文献^[52]、北美Cordilleran中生代岩浆弧花岗岩引自文献^[53]

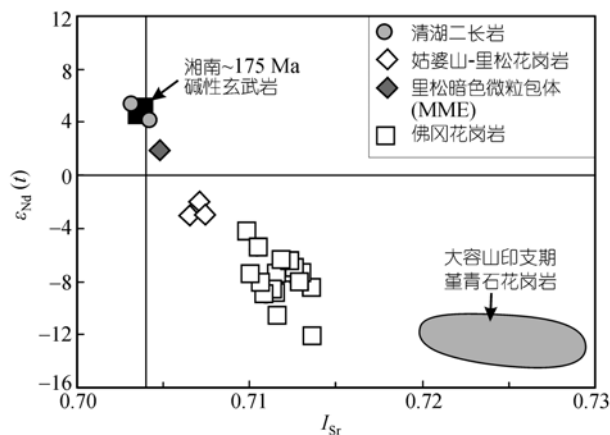


图 9 清湖、姑婆山-里松和佛冈岩体 Sr-Nd 同位素相关图数据分别引自Li等^[54]、朱金初等^[56]、Li等^[15]; 湘南碱性玄武岩和大容山堇青石花岗岩数据分别引自Li 等^[54]和祁昌实等^[50]

长花岗岩之间, 我们推测这些MME的母岩浆与清湖二长岩具有相似的地幔源区, 其同位素组成的变化是这些幔源岩浆与共生花岗质岩浆相互作用的结果, 与岩相学和元素地球化学的结论一致^[35,59]。里松花岗岩样品 08HS42 锆石 $\delta^{18}O$ 值(6.2‰~8.1‰)的上、下限均超出了太古宙岩浆锆石 $\delta^{18}O$ 值范围 6.5‰~7.5‰^[30], 表明其岩浆可能含有幔源和表壳来源两种岩浆组分。佛冈花岗岩锆石的 $\delta^{18}O$ 值变化范围很大(5.6‰~9.0‰), 跨越了从接近幔源岩浆到沉积岩的氧同位素范围^[30]。根据相应全岩的 SiO_2 含量可以估算出其全岩 $\delta^{18}O$ 值范围大约为 7.7‰~11.2‰, 涵盖了全球典型I型花岗岩($\delta^{18}O=6\text{‰}\sim 10\text{‰}$)和S型花岗岩(10‰~14‰)的全岩氧同位素组成变化范围^[60,61]。

本文的锆石Hf-O同位素分析结果表明, 幔源岩浆均不同程度地参与了佛冈和姑婆山-里松花岗岩的形成。里松花岗岩中含有大量的MME, 为基性岩浆参与花岗岩的形成提供了直接的岩石学证据。根据里松岩体MME和寄主花岗岩锆石Hf-O同位素相关关系, 我们推测参与里松花岗岩的基性岩浆很可能和清湖二长岩来自相同或相似的岩石圈地幔。佛冈花岗岩基MME很少(局部偶见MME)^[37], 且以强分异的高硅花岗岩为主, 但其锆石Hf-O同位素结果仍显示幔源岩浆可能参与了花岗岩的形成。

目前, 学术界对南岭燕山早期花岗岩的成因类型有许多不同的观点, 例如, 对佛冈花岗岩就有S-型、I-型和铝质A-型等不同认识^[62-65,15]。这些不同的认识反映了南岭燕山早期花岗岩在矿物组成、地球化学和同位素组成特征上和典型的S, I和A型花岗岩相比存在明显的“过渡”特征。锆石氧同位素分析结果显示佛冈和里松花岗岩均有沉积岩组分的加入, 这些花岗岩很可能是幔源岩浆侵入地壳导致(变质)沉积岩重熔、壳幔源岩浆不同比例混合形成, 类似于澳大利亚Lachlan褶皱带的I型花岗岩的成因^[28]。我们采用二端元混合模式计算了幔源岩浆参与里松和佛冈花岗岩的比例。地壳沉积物端元采用大容山堇青石花岗岩的平均同位素组成。大容山花岗岩是华南印支期典型的S型花岗岩, 大多数锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)\sim -12\sim -8$ ^[50](换算到 160 Ma时 $\epsilon_{Hf}(t)\sim -14\sim -10$, 平均为-12); 全岩 $\delta^{18}O\approx 10.2\text{‰}\sim 13.1\text{‰}$ ^[49], 相当于锆石 $\delta^{18}O\approx 8.5\text{‰}\sim 11.3\text{‰}$, 平均为 10‰(用全岩 $SiO_2\approx 70\%$ 换算)。

地幔端元的同位素组成为 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) \approx 12\%$, $\delta^{18}\text{O} \approx 5.3\%$, 类似于清湖二长岩的组成. 锆石 Hf-O 同位素混合模式计算结果表明, 里松 MME 锆石含亏损地幔来源的岩浆比例约 70%~90%, 而寄主花岗岩锆石所含的壳、幔源物质比例大约为 1:1. 佛冈花岗岩锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值明显低于清湖二长岩和里松花岗岩, 花岗岩锆石中幔源岩浆的比例约 10%~30%. 需要指出的是, 上述混合模式计算假设所有的地壳物质都来源于表壳沉积岩的重熔(没有壳内火成岩的参与), 因此计算获得的幔源岩浆比例是最大估计值.

佛冈和里松花岗岩的幔源岩浆与沉积岩重熔岩浆的混合成因对我们理解华南大规模燕山早期花岗岩的成因提供了新的思路. 南岭这个时期的许多花岗岩具有一些共同的岩相学和地球化学特征: (1) 花岗岩富含黑云母, 表明花岗岩岩浆中富 H_2O ; (2) 花岗岩的 SiO_2 与 P_2O_5 呈明显的负相关关系, 表明母岩浆总体上应为准铝质-弱过铝质^[51]; (3) 一些花岗岩具有较高含量的高场强元素和较高的锆饱和温度^[15,56,66~69], 与板内非造山型或 A 型花岗岩相似. 这些特征与单一的沉积岩或火成岩熔融形成的 S 型和 I 型岩浆均有所不同. 根据本文的锆石 Hf-O 同位素体系特征, 幔源岩浆和沉积岩重熔的酸性岩浆之间的不均匀混合很可能是这些花岗岩的主要成因. 这个混合模式有利于解释上述一些介于 I 型、A 型和 S 型花岗岩之间的“过渡性”特征. 当沉积岩重熔岩浆比例较高时, 岩浆显示出较为明显的 S 型特征; 板内幔源岩浆在热和物质(含较高的高场强元素)两个方面的贡献使得岩浆或多或少地显示出一些 A 型特征; 表壳沉积岩和地幔来源岩浆的混合使岩浆总体上呈准铝质-弱过铝质成分, 与 I 型花岗岩类似.

值得注意的是华南燕山早期花岗岩活动非常广泛和强烈, 如果幔源岩浆参与花岗岩的形成是一个普遍现象, 则要求同时代有大规模的基性岩活动. 但是, 除了里松花岗岩等少数岩体具有较多的 MME 外,

目前还较少有直接的基性-酸性岩浆混合以及大规模基性岩出露的地质记录. 最近, Zhang 等^[70,71]通过综合地球物理资料解译了华夏块体的地壳结构, 发现华夏中地壳下部(~20 km)存在一个厚~5 km 的辉长岩-玄武岩层, 在下地壳底部存在一个厚 2~3 km、P 波速度从 $7.4 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加到 $8.0 \sim 8.2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的过渡层, 表明华夏地块有可能存在时代较新的大规模基性岩的底侵和侵入. 根据 Li 和 Li^[72]提出的印支期水平俯冲大洋岩石圈在燕山早期的破裂-拆沉、软流圈地幔上涌和大陆岩石圈伸展的模式, 这个中地壳下部的辉长岩-玄武岩层很可能是燕山早期软流圈地幔岩浆上涌侵入的结果. 如果这个模式是正确的话, 那么华南燕山早期大范围花岗岩的形成很可能与这个时期幔源岩浆侵入提供的巨大热源和部分岩浆物质的参与密切相关.

5 小结

(1) 清湖二长岩具有非常均一的锆石 Hf-O 同位素组成($\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=11.6$, $\delta^{18}\text{O}=5.4\%$)和典型的亏损地幔 Sr-Nd 同位素组成($I_{\text{Sr}}=0.703 \sim 0.704$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=4 \sim 5$), 结合其他元素地球化学特征, 表明其母岩浆来源于受到近期地幔交代作用的含金云母岩石圈地幔, 没有地壳物质的混染. 其全岩 Sr-Nd 和锆石 Hf-O 同位素组成大致可以代表华南陆内燕山早期幔源岩浆的端元组成.

(2) 里松和佛冈花岗岩的锆石 Hf-O 同位素体系特征表明这些花岗岩是由幔源岩浆与沉积岩重熔岩浆不同比例混合形成的, 其中幔源岩浆与清湖二长岩的母岩浆相似. 里松 MME 主要由幔源岩浆结晶并同化混染少量壳源物质形成. 幔源岩浆在热源和物质两方面对花岗岩的形成起着非常重要的作用.

(3) 和澳大利亚 Lachlan 褶皱带 I 型花岗岩一样, 南岭燕山早期 I 型花岗岩在形成时伴随着重要的陆壳增生和分异.

致谢 感谢朱金初教授和孙卫东研究员对姑婆山-里松花岗岩野外考察的指导与帮助以及两位匿名审稿人的建设性意见.

参考文献

- 1 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 2007, 23(6): 1217—1238
- 2 Holden P, Halliday A N, Stephens W E. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 1987, 330: 53—56[[doi](#)]
- 3 Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol*, 1974, 8: 173—174
- 4 Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci*, 1992, 83: 1—26
- 5 Chappell B W, White A J R, Wyborn D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J Petrol*, 1987, 28: 1111—1138
- 6 Chappell B W, Stephens W E. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans R Soc Edinb Earth Sci*, 1988, 79: 71—86
- 7 Chen Y D, Price R C, White A J R, et al. Inclusions in three S-type granites from southeastern Australia. *J Petrol*, 1989, 30: 1181—1218
- 8 Chappell B W. Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its causes and implications for the physical state of granite magma. *Trans R Soc Edinb Earth Sci*, 1997, 88: 159—170
- 9 White A J R, Chappell B W, Wyborn D. Application of the restite model to the Deddick granodiorite and its enclaves—a reinterpretation of the observations and data of Mass et al. (1997). *J Petrol*, 1999, 40: 413—421[[doi](#)]
- 10 Chappell B W, White A J R, Williams I S, et al. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. *Aust J Earth Sci*, 2000, 47: 123—138[[doi](#)]
- 11 DePaolo D J. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J Geophys Res*, 1981, 86: 10470—10488[[doi](#)]
- 12 Gray C M. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 70: 47—60[[doi](#)]
- 13 Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, 46: 605—626[[doi](#)]
- 14 Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. Multiple sources for the origin of granites: geochemical and Nd/Sr isotopic evidence from the Gudaoling granite and its mafic enclaves, northeast China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 4469—4483[[doi](#)]
- 15 Li X H, Li Z X, Li W X, et al. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in respond to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 2007, 96: 186—204[[doi](#)]
- 16 Clemens J D. S-type granitic magmas—petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Sci Rev*, 2003, 61: 1—18[[doi](#)]
- 17 Didier J, Barbarin B. *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 1991. 625
- 18 Collins W J. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. *Aust J Earth Sci*, 1998, 45: 483—500[[doi](#)]
- 19 Waight T E, Maas R, Nicholls I A. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Lithos*, 2001, 56: 165—186[[doi](#)]
- 20 Maas R, Nicholls I A, Legg C. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. *J Petrol*, 1997, 38: 815—841
- 21 Dahlquist J A. Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. *J S Am Earth Sci*, 2002, 15: 643—655[[doi](#)]
- 22 Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon geochemistry and magma mixing, SE China: *in-situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 2002, 61: 237—269[[doi](#)]
- 23 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contrib Mineral Petrol*, 2007, 153: 177—190[[doi](#)]
- 24 Chen B, Chen Z C, Jahn B M. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. *Lithos*, 2009, 110: 343—358[[doi](#)]
- 25 Nowell G M, Kempton P D, Noble S R, et al. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chem Geol*, 1998, 149: 211—233[[doi](#)]
- 26 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 133—147[[doi](#)]
- 27 Hawkesworth C J, Kemp A I S. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem Geol*, 2006, 206: 144—162[[doi](#)]
- 28 Kemp A I S, Hawkesworth C J, Foster G L, et al. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 2007, 315: 980—983[[doi](#)]

- 29 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[[doi](#)]
- 30 Valley J W, Lackey J S, Cavosie A J, et al. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contrib Mineral Petrol*, 2005, 150: 561—580[[doi](#)]
- 31 孙涛. 新编华南花岗岩分布图及其说明. *地质通报*, 2006, 25: 332—335
- 32 Zhou X M, Sun T, Shen W, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution. *Episodes*, 2006, 29: 26—33
- 33 徐磊明, 袁忠信. 广西清湖二长岩稀土元素地球化学. *岩石矿物学杂志*, 1992, 11: 289—298
- 34 Li X H, Liang X R, Sun M, et al. Precise $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age determination on zircons by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry using continuous linear ablation. *Chem Geol*, 2001, 175: 225—235
- 35 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 桂东北里松花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因. *地球化学*, 2006, 35: 506—516
- 36 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 南岭西段花山-姑婆山侵入岩带锆石 U-Pb 年龄格架及其地质意义. *岩石学报*, 2006, 22: 2270—2278
- 37 徐夕生, 周新民, 王德滋. 花岗岩中的钾长石巨晶: 以南岭佛冈花岗岩质杂岩体中微斜长石巨晶为例. *高校地质学报*, 2002, 8: 121—128
- 38 王强, 赵振华, 简平, 等. 华南腹地白垩纪 A 型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约. *岩石学报*, 2005, 21: 795—808
- 39 Li X H, Liu Y, Li Q L, et al. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multi-collector SIMS without external standardization. *Geochem Geophys Geosyst*, 2009, 10: Q04010[[doi](#)]
- 40 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem Geol*, 2004, 205: 115—140[[doi](#)]
- 41 Whitehouse M J, Claesson S, Sunde T, et al. Ion-microprobe U-Pb zircon geochronology and correlation of Archaean gneisses from the Lewisian Complex of Grunard Bay, north-west Scotland. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 4429—4438[[doi](#)]
- 42 Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostand News*, 1995, 19: 1—23[[doi](#)]
- 43 Ireland T R, Williams I S. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Zircon Mineral Soc Am Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 215—241[[doi](#)]
- 44 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, 1975, 26: 207—221[[doi](#)]
- 45 Ludwig K R. Users Manual for Isoplot/Ex Rev. 2.49. Berkeley Geochronology Centre Special Publication, No. 1a, 2001. 56
- 46 Wiedenbeck M, Hanchar J M, Peck W H, et al. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostand Geoanal Res*, 2004, 28: 9—39[[doi](#)]
- 47 Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2006, 234: 105—126[[doi](#)]
- 48 Chu N C, Taylor R N, Chavagnac V, et al. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J Anal At Spectrom*, 2002, 17: 1567—1574[[doi](#)]
- 49 于津生, 桂训唐, 袁超. 广西大容山花岗岩套同位素地球化学特征. *广西地质*, 1999, 12(3): 1—6
- 50 祁昌实, 邓希光, 李武显, 等. 桂东南大容山-十万大山 S 型花岗岩带的成因: 地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约. *岩石学报*, 2007, 23: 403—412
- 51 李献华, 李武显, 李正祥. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. *科学通报*, 2007, 52: 981—991
- 52 King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J Petrol*, 1997, 38: 371—391[[doi](#)]
- 53 Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks. *J Petrol*, 2001, 42: 2033—2048[[doi](#)]
- 54 Li X H, Chung S L, Zhou H W, et al. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for tectonic evolution of SE China. In: Malpas J, Fletcher C J, Aitchison J C, et al, eds. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. *Geol Soc London Spec Publ*, 2004, 226: 193—216[[doi](#)]
- 55 Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sci Rev*, 1994, 37: 215—224
- 56 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 南岭西段花山-姑婆山 A 型花岗岩质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因. *地质学报*, 2006, 80: 529—542
- 57 Furman T, Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 1999, 48: 237—262[[doi](#)]

- 58 贺振宇, 徐夕生, 王孝磊, 等. 赣南橄榄安粗质火山岩的年代学与地球化学. 岩石学报, 2008, 11: 2524—2536
- 59 杨策, 朱金初, 张佩华, 等. 广西姑婆山里松花岗岩中闪长质包体的地球化学特征及其成因探讨. 高校地质学报, 2006, 12: 310—318
- 60 O'Neil J R O, Chappell B W J. Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. J Geol Soc London, 1977, 133: 559—571[[doi](#)]
- 61 Eiler J M. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. In: Valley J W, Cole D R, eds. Stable Isotope Geochemistry. Rev Mineral Geochem, 2001, 43: 319—364[[doi](#)]
- 62 赵子杰, 马大铨, 林惠坤. 广东龙窝、佛冈花岗岩类岩体地球化学特征及其形成地质背景. 南岭地质矿产科研报告集(第一集). 武汉: 武汉地质学院出版社, 1986. 28—67
- 63 庄文明, 陈绍前, 黄友义. 佛冈复式岩体地质地球化学特征及其成岩源岩. 广东地质, 2000, 15(3): 1—12
- 64 陈小明, 王汝成, 刘昌实, 等. 广东从化佛冈(主体)黑云母花岗岩定年和成因. 高校地质学报, 2002, 8: 293—307
- 65 包志伟, 赵振华. 佛冈铝质 A 型花岗岩的地球化学及其形成环境初探. 地质地球化学, 2003, 31: 52—61
- 66 Sewell R J, Campbell S D G. Geochemistry of coeval Mesozoic plutonic and volcanic suites in Hong Kong. J Geol Soc London, 1997, 154: 1053—1066
- 67 邓希光, 李献华, 刘义茂, 等. 骑田岭花岗岩体的地球化学特征及其对成矿的制约. 岩石矿物学杂志, 2005, 24: 93—102
- 68 于津海, 周新民, 赵蕾, 等. 壳幔作用导致武平花岗岩形成 Sr-Nd-Hf-U-Pb 同位素证据. 岩石学报, 2005, 21(3): 651—664
- 69 黄会清, 李献华, 李武显, 等. 南岭大东山花岗岩的形成时代与成因——锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、元素和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学. 高校地质学报, 2008, 14: 317—333
- 70 Zhang Z J, Badal J, Li Y K, et al. Crust-upper mantle seismic velocity structure across Southeastern China. Tectonophysics, 2005, 395: 137—157[[doi](#)]
- 71 Zhang Z J, Zhang X, Badal J. Composition of the crust beneath southeastern China derived from an integrated geophysical data set. J Geophys Res, 2008, 113: B04417[[doi](#)]
- 72 Li Z X, Li X H. Formation of the 1300 km-wide intra-continental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: a flat-slab subduction model. Geology, 2007, 35: 179—182[[doi](#)]