多地球物理观测联合反演华南岩石圈温度和化学组分结构

单斌*, 周万里, 肖阳

中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院, 地球内部多尺度成像湖北省重点实验室, 武汉 430074

* 通讯作者, E-mail: binshan@cug.edu.cn

收稿日期: 2019-09-19; 收修改稿日期: 2020-06-23; 接受日期: 2020-07-09; 网络版发表日期: 2020-10-23

国家自然科学基金项目(批准号: 41674106)和科技部国家重点研发计划项目(编号: 201YFC1500302)资助

摘要 华南块体位处中国大陆东南, 对其深部结构的研究是深入认识中国东部构造及演化的基础. 岩石圈的温度和化学组分结构是岩石圈结构研究的重要内容, 对其的认识主要来自地球物理和地球化学两类研究. 由于单一的地球物理或地球化学观测资料和方法存在其各自的局限性, 需要开展综合多种地球物理资料, 并结合地球化学、岩石学方法的岩石圈结构和性质的研究. 文章综合利用华南地区地表地形、大地水准面高、地表大地热流数据、地震面波频散曲线等地球物理观测资料, 通过热动力学模拟和概率密度反演的方法, 研究该区三维岩石圈温度和化学组分结构. 结果表明, 华南东部的华夏块体和下扬子克拉通岩石圈较薄(<100km), 相对起伏较小, 岩石圈地幔以饱满型的橄榄岩为主, 表明古老难熔的地幔岩石圈物质被新的物质所取代, 古太平洋的俯冲作用是导致华南东部岩石圈减薄的主要动力学机制, 而热侵蚀作用在岩石圈减薄过程中占有重要地位. 四川盆地内部岩石圈较厚(>200km), 保留着厚而冷的克拉通岩石圈根, 岩石圈地幔可能存在由于组分差异所导致的不连续面, 其中下层饱满的岩石圈地幔要厚于上层难熔的岩石圈地幔, 因而使得四川盆地及周边地区岩石圈地幔整体以饱满和过渡型橄榄岩为主.

关键词 华南地区, 岩石圈温度结构, 岩石圈化学组分结构, 热动力学联合反演

1 引言

华南地区地处中国大陆东南, 是东亚大陆的重要构造单元, 其北部为秦岭-大别褶皱系列, 西北部为巴颜喀拉地体, 东南部为太平洋板块(张培震等, 2013). 在经历漫长的演化过程后, 华南地区形成了现今复杂多样的地壳、岩石圈物质组成和结构特征, 自西向东由新生代早期的西北扬子克拉通和东南部的华夏块体

拼合形成(朱介寿等, 2005)(图1). 有关华南地区的构造变形、地震活动、矿物形成等诸多热点问题研究一直是地球科学研究的重点, 取得了许多重要的研究成果(郑永飞和张少兵, 2007), 但仍然存在争议, 例如: 华南东部岩石圈减薄的主要机制是拆沉还是热侵蚀(吴福元等, 2003); 岩石圈减薄可能的动力学机制是扬子和华北碰撞、太平洋板块的俯冲还是地幔柱作用; 地热学研究(Hu等, 2000)、岩石圈均衡模型(单斌等, 2008)

中文引用格式: 单斌, 周万里, 肖阳. 2021. 多地球物理观测联合反演华南岩石圈温度和化学组分结构. 中国科学: 地球科学, 51(1): 120–133, doi: 10.1360/SSTe-2019-0219

英文引用格式: Shan B, Zhou W, Xiao Y. 2021. Lithospheric thermal and compositional structure of South China jointly inverted from multiple geophysical observations. Science China Earth Sciences, 64(1): 148–160, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9661-4>

图1 华南地区构造分区及地形图

黑色虚线为构造块体边界, 灰色网格线为反演划分的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 单元的边界, 红色正方形为出露新生代幔源捕虏体样品的地区(郑建平, 1999; Zheng等, 2015), 彩色圆点为研究区域地表大地热流观测点(姜光政等, 2016)

及地震面波成像(Zhou等, 2012; Priestley和McKenzie, 2013; An和Shi, 2006)得到的扬子克拉通西部岩石圈热厚度(>200km)与地震接收函数结果(~110km)(Zhang等, 2010)之间的巨大差异等. 这些问题的认识对于我们深入研究华南地块构造演化的深部动力学背景具有重要的参考价值.

对这些问题的认识都离不开岩石圈结构和性质的研究(Carlson等, 2005; Begg等, 2009), 而温度(热)结构和化学组分结构是岩石圈结构研究的重要内容. 利用地热学、地震和重力资料(Hu等, 2000; Wang, 2001; Zhou等, 2012)获得的岩石圈温度结构均表明华南地区东部岩石圈较薄, 可能经历了大范围的岩石圈减薄过程, 但是仍然存在两个问题. 首先, 地热学研究通过以地表大地热流值为边界条件, 求解稳态热传导方程获得. 但由于热流测点极其有限, 分布亦不均匀, 加之岩石的生热率和热传导系数具有较强的不确定性, 单纯由地热学研究得到的热结构比较粗糙(Hu等, 2000; Wang, 2001). 而利用地震和重力资料获得地震波速度结构(Zhou等, 2012; Huang等, 2003; Huang和Zhao, 2006; Priestley和McKenzie, 2013; An和Shi, 2006)和密度结构(Wang等, 2014; Tiberi等, 2003; Fulla等, 2007; 单斌等, 2008), 再根据之间的转换关系(Priestley和

McKenzie, 2013; An和Shi, 2006; Fulla等, 2007; 单斌等, 2008)将速度、密度结构转为温度结构. 但所采用的转换关系通常基于简化模型, 相关参数难以有效约束, 其所造成的误差使得不同研究结果间存在的争议, 无疑制约着我们对岩石圈结构深入认识. 更重要的是, 现今的研究难以回答目前岩石圈是减薄后古老岩石圈的残留还是伴随着新生代地幔物质的替换(Zheng等, 2015)等问题, 制约了我们对减薄机制的认识, 而化学组分结构是了解这些重要问题的关键.

比较而言, 岩石化学组分结构较单纯的热(波速、密度)结构能够提供更多的地球动力学信息. 目前, 对华南地块岩石圈化学组分结构的认识主要来自地球化学或者岩石学研究. 通过对明溪、麒麟、牛头山(图1)等少数地区出露的幔源捕虏体的岩石学和地球化学分析, 郑建平(1999)认为华南东部地区岩石圈地幔以新生代地幔物质为主, 在岩石圈减薄的基础上化学组分也发生了改变, 表明热侵蚀作用可能在华南东部地区岩石圈减薄过程中发挥着重要的作用. 然而, 目前出露的幔源捕虏体样品主要集中在东南沿海的极少数地区, 没有同类样品出露的华夏块体其他地区、扬子克拉通是否同样存在化学组分等性质的改变, 直接关系到我们对华南地区幔源捕虏体分布的认识和构造动力

学过程的理解, 是回答岩石圈减薄的动力学机制问题的关键. 显然, 采样范围主要局限于地表的地球化学观测难以得到被地表覆盖的内部化学组分结构更为全面、可靠的认识, 而澄清该问题只能结合地球物理的内部成像研究.

因此, 地球物理、地球化学、岩石学等学科的深度交叉、融合, 研究岩石圈物理、化学性质, 充分发挥各种地球物理(重力、地形、地表热流、地震波和大地电磁等)和地球化学观测对岩石圈深部/浅部、温度/组分结构不同的敏感性和解析度, 是获取华南地区岩石圈的热-化学组分结构更为全面、可靠, 深入认识的有效途径. 本文综合利用华南地区地表地形、大地水准面高、地表大地热流数据、地震面波频散曲线等地球物理观测资料, 通过概率密度反演的方法, 研究该地区三维岩石圈的热-化学组分结构. 并以此为基础, 分析华南地区岩石圈热-化学组分的结构特征, 进一步获取对华南地区东部岩石圈减薄机制以及动力学来源的认识.

2 模型和方法

2.1 岩石圈温度、化学组分结构的热动力学反演方法

如前所述, 岩石圈热和化学组分结构是相互关联、控制岩石圈介质物理化学性质的基本参量. 如何将不同的地球物理和地球化学观测资料有机结合, 研究岩石圈热-化学组分结构是目前岩石圈结构和性质研究迫切需要解决的问题.

综合地球物理和岩石学的最新研究成果(Afonso等, 2008, 2013a, 2013b; Cammarano等, 2011; Khan等, 2007, 2013), 通过解算特定温度、压力、化学组分CFMAS($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-SiO}_2$)条件下岩石的热动力学平衡方程得到岩石的矿物组成(石榴石、尖晶石、辉石和橄榄石等)及该岩石密度、波速等物理特性, 再以岩石的物理特性为基础, 通过正演计算得到各种理论观测数据(重力、地震波速、海拔等), 从而将不同的地球物理和地球化学观测融合在统一、自洽的体系. 由于不同观测数据记录着来自浅部/深部、温度/组分结构上不同的信息, 当岩石圈热-化学组分模型给出的模型观测数据都能够在一定程度上吻合所有的地球物理和地球化学观测, 那么可以认为该模型是最能

反映真实结构的, 较单一观测数据反演得到的模型更为可靠. 目前, 该方法广泛的运用于蒙古-贝加尔地区(Fullea等, 2012)、爱尔兰岛(Jones等, 2014; Fullea等, 2014)、南非Kaapvaal克拉通(Fullea等, 2011)等各种新生代、古生代构造单元岩石圈结构的研究, 并取得了诸多重要的研究成果.

本研究采用了Afonso等(2008, 2013a, 2013b)基于热动力学模拟的概率密度反演方法. 对于一维岩石圈的温度-化学组分结构反演, 首先将所选区域岩石圈、上地幔进行参数化, 模型包含了地壳(沉积层、上地壳和下地壳)、岩石圈地幔和软流圈地幔(底界面为410km地幔转换带的顶部)三部分. 小尺度地幔对流的数值模拟研究结果(Zlotnik等, 2008)表明温度高于1250℃时地幔热传递方式以对流为主, 因此本研究中岩石圈底界面定义为1250℃等温面. 在文章参数敏感性分析部分, 我们将讨论不同等温面定义岩石圈底界面对反演结果的影响. 主要的反演参数包括岩石圈厚度(LAB深度)、岩石圈地幔和软流圈地幔的五大氧化物含量CFMAS以及地壳各层的物理几何参数(如厚度、生热率、波速、密度等).

反演过程中, 首先基于各模型参数的先验信息生成随机的岩石圈结构模型, 根据模型LAB深度和地壳热参数(热传导系数、生热率等)求解一维热传导方程得到岩石圈温度结构. 然后将温度和压力参数分配给不同深度上的地幔热动力学节点, 将热动力学节点所在的化学组分层中地幔橄榄岩五大氧化物(CFMAS)含量信息赋予热动力学节点, 构建热动力学节点上的温度-压力-组分系统. 基于温度-压力-组分系统, 使用Litmod软件中的Perple_X热动力学模拟程序包(Connolly, 2009)求解吉布斯自由能最小化方程, 得到热力学平衡状态下热力学节点处的矿物组成(橄榄石、尖晶石、辉石和石榴石等的含量), 根据矿物集合进而获取节点处岩石的物理参数(如密度、波速等). 以地表热流、高程、大地水准面、瑞雷面波相速度等地球物理学观测作为约束, 基于一维热传导、岩石圈均衡、重力势、面波频散等理论, 生成模型观测值并比较与实际观测值间的误差, 检验随机获取的岩石圈结构模型是否可靠, 达到反演岩石圈温度、化学组分结构的目的. 研究采用了马尔可夫链蒙特卡罗反演方法(MCMC), 共使用200000次抽样模拟, 结果展示反演收敛后的最后3000个模型. 当模型观测与实际观测间误

差最小时, 反演获得了能有效解释所有地球物理学观测的岩石圈温度、化学组分结构模型的集合. 而这些岩石圈结构模型的集合所给出的模型参数(LAB深度、化学组分等)的后验概率密度分布, 较传统正演拟合观测数据的方法, 能够为岩石圈结构参数的多解性问题提供定量的参考依据, 获得对岩石圈结构更全面、可靠的认识. 有关反演方法的具体细节, 可以参考Afonso等(2013a, 2013b)和Shan等(2014)的文章.

2.2 观测数据

本文所用到的观测数据包括GTOPO30的地形数据(<http://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>)、地表大地热流数据(姜光政等, 2016)、去除长波长(2~9阶)的EGM2008大地水准面数据(Pavlis等, 2012)和8~150s周期的瑞雷面波相速度频散曲线(Shan等, 2017). Shan等(2017)给出了分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的面波频散曲线, 我们选取每个网格点中心位置的频散曲线作为反演的目标观测数据, 不同周期相速度的标准差根据后验模型协方差矩阵估算获得(Yang和Forsyth, 2006). 观测地形、大地水准面高及其相应的误差根据每个 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格点区域(图1)求平均值和标准差获得. 如图1所示, 华南地区地表大地热流观测数据分布很不均匀, 我们去除研究区域热流观测的奇异值($<20 \text{ mW m}^{-2}$ 和 $>150 \text{ mW m}^{-2}$), 因为这些测点通常仅反映了局部地下水循环的效应, 而不能反映深部的热结构, 最后通过插值获取研究区域 $1^\circ \times 1^\circ$ 的热流值. 对于有热流观测的网格点, 热流标准差取 10 mW m^{-2} (Wang, 2001; Hu等, 2000), 而对没有热流观测的区域, 设置较大标准差(50 mW m^{-2})用以降低热流观测数据不确定性对反演结果的影响.

3 计算结果

3.1 数据的拟合

本研究选取了不同的地球物理观测资料, 基于岩石圈热-化学组分结构模型正演模拟时采用了不同的地球物理学理论(均衡、重力势、面波频散等), 作为一种联合反演方法将各种地球物理数据集合于一个目标函数当中. 由于不同的数据具有不同的数据类型、物理单位、误差和维度(例如频散曲线包含多个周期的观测数据), 因此最终的反演结果受不同数据集质量的影响. 同时, 如前所述, 不同的地球物理资料对地球

深部/浅部、温度/化学组分结构具有不同的敏感度, 而权重赋予的数值不仅取决于数据集的类型, 还取决于反演的目标, 即反演得到的岩石圈温度、化学组分结构模型在一定程度上拟合所有的地球物理观测资料. 在本研究的目标函数中地表地形、大地水准面高和地表大地热流通过数据本身的质量(即观测数据的标准差)来控制其在反演过程中所占的权重. 而由于面波频散曲线包含多个周期的观测数据, 因此设置权重因子 W (式(1))适当降低其在反演过程中所占的权重, 使模型在拟合地震数据的同时也尽量满足非地震数据的约束. 本文反演所定义目标函数如下(Shan等, 2014):

$$E = \left\{ \frac{(d_i - c_i)}{\sigma_i} \right\}^2 + \frac{1}{(n_j - W)} \sum_{j=1}^{j=n_j} \left\{ \frac{(r_j - r_j^c)}{\sigma_j} \right\}^2, \quad (1)$$

式中, d_i 和 c_i 分别为高程、大地水准面数据、地表热流的观测值、预测值; σ_i 为观测数据的标准差. n_j 为瑞雷面波频散周期个数, r_j 和 r_j^c 分别为在周期 j 处的观测相速度、预测相速度, σ_j 为其不确定性, W 用于控制瑞雷面波所占的权重. 本研究中, 我们构建理论岩石圈温度、化学组分结构模型, 然后正演模拟生成模型观测值并赋以实际数据的观测误差, 并通过反演拟合模型观测值用于选取适合的 W 值. 结果表明, $W=7$ 时能够在吻合所有地球物理观测资料的基础上, 有效地获得理论岩石圈温度、化学组分结构. 目标函数为不同观测数据拟合差除以观测数据的标准差, 最后相加获取无量纲的拟合总误差, 消除了不同观测资料量纲不统一的问题.

图2a为正则化后的反演误差, 由于扬子克拉通地球物理学观测的数据质量要低于华夏块体, 总体趋势上, 扬子克拉通的反演误差要大于华夏块体. 由于反演程序主要针对大陆型岩石圈, 并且采用的面波频散数据在大陆以外区域分辨率很低, 位于中国大陆的东南沿海以及台湾地区反演误差较大, 因此在文中不作讨论. 我们深入分析了位于四川盆地内部、误差相对较大的60号格点(图2a中紫色强调区域). 图2e~2g中的蓝色柱状图分别表示反演得到的地表地形、大地水准面高和地表热流等模型观测数据的后验概率密度分布, 红色圆点和误差棒表示实际观测及标准差. 由于该网格点位于四川盆地内部, 缺乏地表大地热流的实际观测资料, 因此如2.2部分所述, 在反演中设置较大的

图2 模型观测与实际观测数据的拟合程度

(a) 正则化后的反演误差, (a)中数字代表反演过程中 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的网格点编号; (b), (c) 为反演得到的岩石圈、上地幔温度分布和LAB深度的后验概率分布; (d) 面波频散曲线的拟合程度, 黑色误差棒为不同周期的观测值, 灰色集合为模型给出的频散曲线集合, 红色曲线为误差最小时的频散曲线; (e)~(g) 地表地形、大地水准面高和地表大地热流的拟合程度, 红色误差棒为观测值, 蓝色直方图为模型观测值的后验概率分布

观测标准差用以降低地表热流观测可靠性低对反演结果的影响(图2g). 如图2e~2f所示, 模型给出的地球物理观测与实际观测资料间的拟合程度较高. 图2g中, 反演得到的地表大地热流的后验概率分布($50\pm 10\text{ mW m}^{-2}$)较插值的得到的热流观测偏低($\sim 67\text{ mW m}^{-2}$), 但一方面反演得到的模型观测值仍位于标准差的范围内, 另一方面, 基于其他地球物理观测(如面波频散曲线等)约束得到的地表热流值能为缺乏实际观测的区域提供参考值. 图2d为瑞雷面波相速度频散曲线的拟合程度, 其中灰色曲线集合代表反演稳定后马尔可夫链最后3000个模型得到的频散曲线, 黑色误差条棒为不同周期相速度的观测值及误差. 模型频散曲线与实际观测在中、短周期时的拟合程度高, 偏差主要出现在长周期区域. 导致拟合偏差的主要原因在于四川盆地内部地震台站稀疏, 长周期面波反演误差较大并出现震荡的现象(Shan等, 2017), 无法被平滑的频散曲线所完全

拟合, 这也是导致华南地区西北部拟合误差普遍高于东南部的的主要原因. 总体而言, 反演得到的岩石圈温度、化学组分结构模型能够较好地解释华南地区的地形、大地水准面高、地表热流以及面波频散曲线的观测资料.

3.2 华南地区岩石圈厚度

如前所述, 在反演中LAB深度根据 1250°C 等温面搜索得到(具体深度数据见网络版附录LABforplot.dat, <http://earthcn.scichina.com>). 位于四川盆地以下的60号网格点的一维温度曲线和LAB深度如图2b和2c所示, 其中, 灰色曲线集合为3000个输出模型的温度结构, 绿色曲线为其平均值, 右侧灰色直方图为LAB深度的反演概率密度分布. 可以看出, 该区域下方的LAB深度平均值为 $\sim 230\text{ km}$, 标准差为 $\sim 20\text{ km}$. 相较于四川盆地, 华南地区东部岩石圈厚度较薄($\sim 100\text{ km}$), 反演结

果的标准差为~10km. 由于反演所用数据的分辨率随深度的增加而降低, 对深部结构的约束较弱, 导致四川盆地以下岩石圈结构的不确定度高于华南地区东部.

如图3和图4所示, 华南地区岩石圈结构复杂, 西北部与东南部地区之间差异显著. 华夏块体岩石圈厚度较薄(<100km), 相对起伏较小, 温度结构的横向差异不明显. 与之相应的下扬子克拉通、右江盆地的岩石圈厚度与华夏块体相近, 并且不同块体之间不存在明显的岩石圈厚度过渡带(图4a和4d), 表明这些区域可能与华夏块体经历过相似的构造活动. 岩石圈温度结构相近的下扬子克拉通、华夏块体和右江盆地在空间展布上呈现NNE向(图3), 垂直于古太平洋板块的俯冲方向, 因此导致华南块体东部这一整体性的岩石圈结构特征的动力学机制可能是来自于太平洋板块的平俯冲作用(Li和Li, 2007). 如图4b和4c所示, 江南造山带岩石圈厚度从东部的~100km向西北逐渐增厚到200km以上, 是连接华南东西部地区的过渡带, 我们推测太平洋板块的平俯冲作用并没有穿过江南造山带. 在四川盆地内部岩石圈较厚(>200km), 保留着厚而冷的克拉通岩石圈根. 深部地球物理探测的结果证实(李英康等, 2019), 青藏高原向东挤出的物质, 在龙门山断裂带附近受到坚硬的四川盆地阻挡, 虽然上、中地壳逆冲推覆置于四川盆地之上, 但下地壳和岩石圈地幔插

入到四川盆地之下. 同时, 研究表明(李英康等, 2019)扬子克拉通并没有俯冲到江南造山带之下, 而是华夏块体和太平洋板块的向西俯冲使得江南造山带物质NW向逆冲推覆到扬子块体的东缘之上. 扬子块体东西侧的逆冲推覆作用使得四川盆地内部岩石圈西北部要薄于西南、东南部. Li和Van der Hilst(2010)在P波走时层析成像的研究结果同样发现四川盆地西部P波波速较盆地中部慢, 对应薄的岩石圈, 推测盆地西部岩石圈结构受到了青藏高原碰撞挤压的影响.

比较其他研究者用不同数据和方法获得的结果, Hu和Wang(2000)基于单一的地表大地热流数据研究了华南地区岩石圈厚度, 认为华夏块体岩石圈厚度为60~120km, 起伏较大, 而本研究反演得到的该地区LAB深度较为平坦; 江南造山带中段与华夏块体相邻的区域岩石圈平坦、厚度为~200km(本研究为~160km), 与东部华夏块体间存在岩石圈厚度的跳变. 导致这一差异的原因在于热流测点有限, 且分布亦不均匀, 而岩石的生热率和热传导系数具有较强的不确定性, 因此单纯由地热学研究得到的热结构比较粗糙. Priestley和McKenzie(2013)根据S波波速与温度的衰减关系给出的华南地区东部的LAB深度结果与我们的结果接近, 但是扬子克拉通、四川盆地以下较我们的结果薄40km. 导致该差异的原因一方面在于采用了不同的面波频散数据; 另一方面, 在单地震学观测的基础

图3 华南地区LAB深度分布图

(a) 反演得到的研究区域LAB深度平均值; (b) 反演得到LAB深度分布的标准差. a, b, c, d四条线段分别对应图4中沿纬度和经度的各两条剖面. 各块体单元的简写为: SB, 四川盆地; JO, 江南造山带; YB, 右江盆地; HB, 华夏块体; LYZ, 下扬子克拉通; NC, 华北平原

图 4 华南地区岩石圈温度结构剖面图

(a) 沿24°N的剖面图; (b) 沿29°N的剖面图; (c) 沿106°E的剖面图; (d) 沿114°E的剖面图. 虚线示意1250°C等温面, 即LAB深度分布

上我们加入了更多观测数据作为约束, 从而降低了传统波速和温度转换关系不准确所造成的误差. 在文章的讨论部分, 我们将进一步分析单一地球物理观测在约束岩石圈温度结构中的局限性.

3.3 化学组分结构

相较于更为复杂的地壳化学组分结构, 虽然岩石圈地幔的化学组分较为简单(以橄榄岩为主), 但是地幔橄榄岩因其熔融程度不同所导致的化学组分差异仍然蕴含着丰富的地球动力学信息. 因此, 本研究以岩石圈、软流圈地幔的化学组分为目标, 反演得到地幔橄榄岩中CFMAS五大氧化物含量的后验概率分布(具体反演过程参考2.1节). 虽然CaO和 Al_2O_3 较FeO更易熔, 但由于FeO和MgO的总含量占橄榄岩中金属氧化物含量的90%以上, 因此通常用镁值 $\text{Mg}^\# (=100 \times n(\text{MgO}) / [n(\text{MgO}) + n(\text{FeO})])$ 来指示地幔橄榄岩的饱满和难熔程度(Herzberg, 2004; Pearson等, 2003). 镁值越高, 熔融程度

越高; 镁值越低, 熔融程度越低. 一般认为, 岩石圈地幔橄榄岩 $\text{Mg}^\#$ 小于90为饱满型地幔, 大于92为难熔型地幔, 而90~92为过渡型地幔(郑建平, 2009).

如前文所述, 我们在岩石圈模型的构建中将岩石圈地幔和软流圈地幔设置为两个相互独立的组分, 每个组分内不同深度上的热力学节点具有相同的化学组分(即相同的CFMAS氧化物百分比含量), 反演得到各组分化学组分结构的平均值(见网络版附录Mgnum1.dat). 华南东部的下扬子克拉通和华夏块体岩石圈地幔以饱满型的橄榄岩为主(图5a), 该结果与华南东部牛头山、麒麟等地(图1)新生代地幔橄榄岩包体地球化学的研究结果一致(Xu等, 2000; 郑建平, 2009), 表明古老难熔的地幔岩石圈物质已经被新的饱满型橄榄岩物质所取代. 与地球化学观测仅仅局限于东部沿海地区不同, 我们的结果显示饱满型岩石圈地幔普遍存在于下扬子克拉通、华夏块体和右江盆地, 结合这些地区薄且较平坦的岩石圈结构, 我们认为整

图5 华南地区岩石圈地幔和软流圈地幔橄榄岩镁值($\text{Mg}^\#$)分布

(a)和(b)为反演得到的岩石圈和软流圈地幔的镁值分布平均值; (c)和(d)为反演得到的岩石圈地幔和软流圈地幔镁值分布的标准差. 块体名称缩写参考图3

个华南块体东部普遍存在岩石圈减薄和化学性质转变的现象。而上扬子克拉通、华北盆地岩石圈的饱满程度要高于华夏块体, 华夏块体东部的饱满程度高于西部, 表明平俯冲作用对岩石圈的改造由东往西, 并且可能开始作用于华北、华南北部然后向南扩展。与传统认为克拉通地区岩石圈以高镁值的难熔型地幔橄榄岩不同, 例如美国西部的Wyoming克拉通岩石圈地幔镁值约为92(Afonso等, 2016), 四川盆地及周边地区岩石圈地幔整体以饱满和过渡型橄榄岩为主。

图5b为反演得到的软流圈地幔橄榄岩的镁值含量分布, 整个软流圈地幔橄榄岩的镁值低于89, 为饱满型的橄榄岩, 接近于原始地幔橄榄岩的含量。而对应岩石圈较厚的四川盆地东南部, 软流圈地幔中存在部分过渡型橄榄岩, 可能是拆沉作用所产生的地幔岩石圈橄榄岩。而导致拆沉作用可能的动力学解释为四川盆地以下存在的地幔对流向下拉拽力的作用(谢媛等, 2019)。

4 讨论

4.1 岩石圈地幔分层结构特征

本文的研究结果与以往的研究和认识存在不同, 比如: (1) 龙门山断裂带以东的四川盆地LAB深度与接收函数的结果(Zhang等, 2010)之间存在~100km的差异; (2) 反演得到的四川盆地饱满型岩石圈地幔与传统认为的难熔型克拉通岩石圈地幔不一致。需要指出的是, 以前的热动力学反演过程中, 我们将整个岩石圈地幔作为单一的组分层来进行处理, 整个岩石圈地幔橄榄岩具有相同的氧化物含量。然而越来越多的研究表明(Yuan和Romanowicz, 2010; 张耀阳等, 2018), 岩石圈地幔具有结构分层特征, 而化学组分差异是导致结构分层特征的原因之一。Yuan和Romanowicz(2010)认为, 上岩石圈地幔以低密度的难熔型橄榄岩为主, 保证了轻的岩石圈能长期稳定漂浮于软流圈之上, 而下岩石圈地幔以饱满型橄榄岩为主, 由于化学性质与软流圈接近, 能够更好地抵御来自岩石圈底部的侵蚀, 两者的共同作用保证了古老克拉通长期稳定的存在。

在以上工作的基础上, 我们进一步将岩石圈地幔划分为两个独立的组分层, 其中上岩石圈地幔化学组分为难熔型橄榄岩, 下岩石圈地幔为饱满型橄榄岩, 两

层之间不连续面的深度作为新的反演参数, 重新进行热动力学反演。反演得到的地壳、上岩石圈地幔和下岩石圈地幔三层的厚度分别如图6所示(厚度数据见网络版附录midLABforplot_2C.dat)。龙门山断裂带东侧的地壳厚度约为45~50km(图6a), 上岩石圈地幔的厚度为~60km, 两者之和为~110km(图6b), 接近于Zhang等(2010)根据接收函数给出的LAB深度。因此, 我们认为Zhang等(2010)给出的LAB深度可能对应着四川盆地以下存在着的岩石圈地幔的不连续面。对比四川盆地内部岩石圈地幔上下组分层的厚度, 化学组分为难熔型橄榄岩的岩石圈地幔上层的厚度为60~70km, 而化学组分为饱满型橄榄岩的岩石圈地幔下层厚度为120~160km。由于, 饱满型的下层岩石圈地幔厚度约为上层岩石圈地幔的两倍, 使得四川盆地内部岩石圈地幔整体呈现出镁值小于90态势, 化学组分为饱满型橄榄岩。

4.2 华南东部岩石圈减薄机制的讨论

尽管对华南岩石圈减薄的事实学者们分歧不大, 但是对减薄的机制目前仍有争论。大多数研究主张交代和拆沉两个模型, 分别对应岩石圈减薄的物理和化学两类不同的机制。其中, 交代是指原有的难熔型岩石圈地幔物质通过交代作用转变为饱满的岩石圈地幔, 具体的过程就是化学/热侵蚀(吴福元等, 2003)。而拆沉模型是指由于重力不稳定而导致的重力垮塌。拆沉模型是否成立的关键在于晚中生代华南地块东部是否存在岩石圈加厚, 然而, 由于在华南地区缺少限定早期岩石圈厚度的金伯利岩等岩石样品, 因而无法得到确切的结论。但是, 从我们反演得到的华南地区岩石圈地幔的化学组分来看, 以饱满型橄榄岩为主的岩石圈地幔广泛分布于华夏块体、下扬子克拉通、右江盆地等区域以下, 表明古老、难熔的岩石圈地幔物质已经被新的物质所取代, 表明热侵蚀作用在华南块体东部岩石圈减薄的过程中发挥着十分重要的作用。

目前提出的华南地区岩石圈减薄可能的动力学作用主要包括(吴福元等, 2003): (1) 扬子和华北板块的拼合作用; (2) 东侧太平洋板块的俯冲; (3) 地幔柱作用。如果扬子和华北拼合是导致岩石圈减薄的主要因素, 那么岩石圈减薄的区域应该呈现出东西向分布, 且集中在华南地区的东北缘。然而, 我们得到的华南地区岩石圈减薄的区域包括下扬子克拉通、华夏块体和右江盆地等, 这些区域呈NNE向分布在华南东部, 与

图6 华南地区岩石圈分层结构模型的厚度分布

(a) 地壳厚度; (b) 上层岩石圈地幔厚度; (c) 下层岩石圈地幔厚度

扬子和华北的拼合方向不吻合。而地幔柱模式依赖于局部地区的深部动力学背景, 它所导致的岩石圈减薄也会是区域性的, 与我们得到的华南地区东部岩石圈整体性的减薄、岩石圈厚度水平向变化不大的情况不符。因此, 我们认为古太平洋板块的俯冲是导致华南东部岩石圈减薄的主要因素。首先, 古太平洋板块俯冲的力学作用可能导致华南块体岩石圈发生减薄, 形成NNE向平坦的LAB界面; 而后, 古太平洋板块的转返过程(roll-back)形成的地幔上涌流对残留的华南岩石圈进行了有效的热侵蚀, 改变了古老岩石圈地幔的化学组成, 能够较好地解释本文得到的华南地区东部岩石圈的热-化学组分结构。

4.3 参数的敏感性分析

4.3.1 岩石圈底界面温度不确定性对反演结果的影响

如前文所述, 本研究根据地幔对流数值模拟的研究结果将1250℃等温面定义为岩石圈的底界面。然而, 其他研究表明(Till等, 2010)岩石圈底界面的温度可能为1350℃。因此, 我们分别设置LAB底界面为1250℃和1350℃, 以华夏块体较薄岩石圈和四川盆地内部较厚岩石圈为例, 比较岩石圈底界面温度不同对反演得到的岩石圈厚度以及化学组分的影响。结果表明, LAB底界面温度设置为1250℃和1350℃时, 反演得到的岩石圈温度、化学组分结构模型均能较好地拟合观测数据。1350℃底界面温度反演得到的岩石圈地幔 $Mg^\#$ 要略低于1250℃的情况(图7b和7d), 表明岩石圈熔融程度略高, 但总体变化不明显。但是对LAB深度而言

(图7a和7c), LAB底界面温度为1350℃时, 四川盆地内部和华夏块体的岩石圈厚度分布为 (270 ± 15) 和 (110 ± 5) km, 而1250℃时两个地区的岩石圈厚度分布为 (220 ± 15) 和 (95 ± 5) km。总体上, 本研究采用1250℃等温面作为岩石圈底界面温度对化学组分结构的反演结果影响不大, 但是较1350℃等温面的反演结果可能低估了研究区域的岩石圈厚度。

4.3.2 不同观测资料对反演结果的敏感性

不同学者利用不同的观测资料研究了岩石圈的温度、化学组分结构, 但是由于不同的观测资料对岩石圈的深部/浅部、温度/化学组分结构有着不同的敏感度, 因此得到的研究结果存在一定争议。要清楚认识争议产生的原因, 需要对不同观测资料开展反演结果的敏感性分析。我们构建理论岩石圈结构模型(给定岩石圈温度、化学组分结构), 通过正演计算获取模型的地球物理观测值, 并赋以真实的观测误差。分别以地表地形、大地水准面高、地表大地热流和面波频散曲线作为单独的观测资料约束, 反演岩石圈温度、化学组分结构, 并与联合多种观测资料的反演结果作比较, 结果如图8所示。

单独以地表地形、大地水准面高和地表热流为约束反演得到岩石圈厚度平均值接近模型的理论值, 但是存在较大的反演标准差。这主要是由于反演中模型参数(如热传导系数、生热率、地壳各层的厚度和密度等)的不确定性所导致的。因此, 在传统依靠单一观测资料反演岩石圈热结构的研究中, 需要通过有效地约束模型参数来获取可靠的研究结果。而单独面波频

图7 岩石圈底界面温度设置为1250和1350℃对岩石圈厚度和化学组分反演结果的影响

(a)和(b)以四川盆地内地区为例; (c)和(d)以华夏块体内地区为例. 红色和蓝色直方图分别为LAB定义为1250℃和1350℃等温面的反演结果

散曲线的反演结果相较于联合反演的结果, 虽然标准差略大, 但均能较好地反演得到模型LAB深度的理论值, 表明面波波速是约束岩石圈热结构的有效观测资

料. 但是, 对岩石圈地幔的化学组分而言, 单一的地球物理观测资料均无法有效地约束岩石圈地幔的 $Mg^{\#}$. 本文通过求解特定温度、压力和化学组分条件下的Gibbs自由能最小化方程, 获取热力学平衡状态时地幔橄榄岩的元素、矿物组成及其相应的密度、波速等物理学特性. 以岩石的物理、化学性质为出发点, 将不同的地球物理学观测资料统一在一个自治的体系内. 就单一的地球物理学观测资料反演而言, 面波频散观测资料主要受控于岩石圈地震波速度结构, 而地形(基于岩石圈均衡理论)和大地水准面主要受控于岩石圈的密度结构. 基于密度或者波速结构的单方面约束将导致化学组分的反演结果误差较大. 例如, 假设岩石圈地幔中存在榴辉岩(密度远高于地幔橄榄岩, 而两者波速差别不大)的特殊情况(Afonso等, 2013a, 2013b), 以面波频散曲线作为独立观测资料无法为化学组分结构的反演提供更多的有用信息, 而只有结合地形、大地水准面等观测才能有效约束组分结构. 因此, 多种地球物理观测资料的联合反演是获取可靠的岩石圈化学组分结构的有效途径.

图8 不同观测数据对岩石圈厚度和化学组分反演结果的敏感性分析

(a)~(e)反演得到的LAB深度; (f)~(j)反演得到的岩石圈地幔 $Mg^{\#}$. 右上角Ele、Geoid、SHF和Disp分别表示以地表地形、大地水准面高、地表大地热流和面波频散曲线为独立约束的反演结果, Combine表示数据联合反演的结果. 图中虚线为理论模型参数

5 结论

本文利用地表地形、大地水准面高、地表大地热流和地震面波频散曲线等多种地球物理学观测资料, 基于热动力学模拟和概率密度反演, 研究了华南块体岩石圈温度、化学组分结构, 可以得到以下主要结论.

(1) 华南地区岩石圈结构复杂, 不同构造单元之间差异显著. 位于华南东部的华夏块体、下扬子克拉通和右江盆地岩石圈厚度较薄(<100km), 相对起伏较小, 温度结构的横向差异不明显. 岩石圈厚度经江南造山带由东向西逐渐增加, 四川盆地内部岩石圈较厚(>200km), 保留着厚而冷的克拉通岩石圈根. 盆地内部岩石圈西北部要薄于西南、东南部, 导致这一现象的可能原因是扬子克拉通东西两侧块体的推覆挤压作用.

(2) 华南东部的下扬子克拉通和华夏块体岩石圈地幔的化学组分以饱满型的橄榄岩为主, 表明古老难熔的地幔岩石圈物质已经被新的饱满型橄榄岩物质所取代, 结合该地区薄且较平坦的岩石圈结构, 我们认为古太平洋由东往西的平俯冲作用是华南东部岩石圈减薄的主要动力学机制, 而热侵蚀作用在岩石圈减薄过程中扮演了重要角色.

(3) 四川盆地及周边克拉通地区岩石圈地幔可能存在由于组分差异所导致的不连续面, 其中下层饱满的岩石圈地幔要厚于上层难熔的岩石圈地幔, 因而使得四川盆地及周边地区岩石圈地幔的化学组成整体呈现出以饱满和过渡型橄榄岩为主.

致谢 在本文的完成过程中, 澳大利亚Macquarie大学的Afonso和杨英杰教授参与了讨论并给予了有益建议, 主编、编委和审稿人提出建设性的修改意见, 特此感谢. 本文图件均用GMT软件绘制.

参考文献

- 姜光政, 高棚, 饶松, 张林友, 唐晓音, 黄方, 赵平, 庞忠和, 何丽娟, 胡圣标, 汪集旸. 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版). 地球物理学报, 59: 2892–2910
- 李英康, 高建伟, 韩健, 杨予鄂. 2019. 扬子块体两侧造山带地壳推覆的地球物理证据及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 49: 687–705
- 单斌, 熊熊, 郑勇, 许厚泽. 2008. 地幔岩石圈热结构差异与中国大陆岩石圈均衡分析. 地球物理学报, 51: 1058–1065
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中

- 的几个问题. 地学前缘, 10: 51–60
- 谢媛, 李永东, 熊熊. 2020. 控制龙门山地形的动力学机制. 中国科学: 地球科学, 50: 79–89
- 张培震, 邓起东, 张竹琪, 李海兵. 2013. 中国大陆的活动断裂, 地震灾害及其动力过程. 中国科学: 地球科学, 43: 1607–1620
- 张耀阳, 陈凌, 艾印双, 姜明明, 许卫卫, 申中寅. 2018. 利用S波接收函数研究华南地块的岩石圈结构. 地球物理学报, 61: 138–149
- 郑建平. 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社. 26
- 郑建平. 2009. 不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生置换过程. 科学通报, 54: 1990–2007
- 郑永飞, 张少兵. 2007. 华南前寒武纪大陆地壳的形成和演化. 科学通报, 52: 1–10
- 朱介寿, 蔡学林, 曹家敏, 高德章, 赵凤清, 杜杨松, 汪洋. 2005. 中国华南及东海地区岩石圈三维结构及演化. 北京: 地质出版社. 30–296
- Afonso J C, Fernández M, Ranalli G, Griffin W L, Connolly J A D. 2008. Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: Methodology and applications. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q05008
- Afonso J C, Fullea J, Griffin W L, Yang Y, Jones A G, D. Connolly J A, O'Reilly S Y. 2013a. 3-D multiobservable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle. I: A priori petrological information and geophysical observables. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 2586–2617
- Afonso J C, Fullea J, Yang Y, Connolly J A D, Jones A G. 2013b. 3-D multi-observable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle. II: General methodology and resolution analysis. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 1650–1676
- Afonso J C, Rawlinson N, Yang Y, Schutt D L, Jones A G, Fullea J, Griffin W L. 2016. 3-D multiobservable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle: III. Thermochemical tomography in the Western-Central U. S. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 7337–7370
- An M, Shi Y. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 257–266
- Begg G C, Griffin W L, Natapov L M, O'Reilly S Y, Grand S P, O'Neill C J, Hronsky J M A, Djomani Y P, Swain C J, Deen T, Bowden P. 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, 5: 23–50
- Cammarano F, Tackley P, Boschi L. 2011. Seismic, petrological and geodynamical constraints on thermal and compositional structure of the upper mantle: Global thermochemical models. *Geophys J Int*, 187: 1301–1318
- Carlson R W, Pearson D G, James D E. 2005. Physical, chemical, and

- chronological characteristics of continental mantle. *Rev Geophys*, 43: 156–179
- Connolly J A D. 2009. The geodynamic equation of state: What and how. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q10014
- Fullea J, Fernández M, Zeyen H, Vergés J. 2007. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics*, 430: 97–117
- Fullea J, Lebedev S, Agius M R, Jones A G, Afonso J C. 2012. Lithospheric structure in the Baikal-central Mongolia region from integrated geophysical-petrological inversion of surface-wave data and topographic elevation. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q0AK09
- Fullea J, Muller M R, Jones A G, Afonso J C. 2014. The lithosphere–asthenosphere system beneath Ireland from integrated geophysical-petrological modeling II: 3D thermal and compositional structure. *Lithos*, 189: 49–64
- Fullea J, Muller M R, Jones A G. 2011. Electrical conductivity of continental lithospheric mantle from integrated geophysical and petrological modeling: Application to the Kaapvaal Craton and Rehoboth Terrane, southern Africa. *J Geophys Res*, 116: B100202
- Herzberg C. 2004. Geodynamic information in peridotite petrology. *J Petrol*, 45: 2507–2530
- Hu S B, He L J, Wang J Y. 2000. Heat flow in the continental area of China: A new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 407–419
- Hu S B, Wang J Y. 2000. Heat flow, deep temperature and thermal structure across the orogenic belts in Southeast China. *J Geodyn*, 30: 461–473
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: B09305
- Huang Z, Su W, Peng Y, Zheng Y, Li H. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions. *J Geophys Res*, 108: 2073
- Jones A G, Afonso J C, Fullea J, Salajegheh F. 2014. The lithosphere–asthenosphere system beneath Ireland from integrated geophysical-petrological modeling—I: Observations, 1D and 2D hypothesis testing and modeling. *Lithos*, 189: 28–48
- Khan A, Connolly J A D, MacLennan J, Mosegaard K. 2007. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state. *Geophys J Int*, 168: 243–258
- Khan A, Zunino A, Deschamps F. 2013. Upper mantle compositional variations and discontinuity topography imaged beneath Australia from Bayesian inversion of surface-wave phase velocities and thermochemical modeling. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 5285–5306
- Li C, van der Hilst R D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltimes tomography. *J Geophys Res*, 115: B07308
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35: 179–182
- Pavlis N K, Holmes S A, Kenyon S C, Factor J K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J Geophys Res*, 117: B04406
- Pearson D G, Canil D, Shirey S B. 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds. In: *The Mantle and Core, Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. 171–275
- Priestley K, McKenzie D. 2013. The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 381: 78–91
- Shan B, Afonso J C, Yang Y, Grose C J, Zheng Y, Xiong X, Zhou L. 2014. The thermochemical structure of the lithosphere and upper mantle beneath south China: Results from multiobservable probabilistic inversion. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 8417–8441
- Shan B, Xiong X, Zhao K F, Xie Z J, Zheng Y, Zhou L. 2017. Crustal and upper mantle structure of South China from Rayleigh wave tomography. *Geophys J Int*, 208: 1643–1654
- Tiberi C, Diamant M, Déverchère J, Petit-Mariani C, Mikhailov V, Tikhotsky S, Achauer U. 2003. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology. *J Geophys Res*, 108: 2133
- Till C B, Elkins-Tanton L T, Fischer K M. 2010. A mechanism for low-extent melts at the lithosphere–asthenosphere boundary. *Geochem Geophys Geosyst*, 11: Q10015
- Wang X, Fang J, Hsu H. 2014. Three-dimensional density structure of the lithosphere beneath the North China Craton and the mechanisms of its destruction. *Tectonophysics*, 610: 150–158
- Wang Y. 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: Constraints on active deformation. *Phys Earth Planet Inter*, 126: 121–146
- Xu X, O'Reilly S Y, Griffin W L, Zhou X. 2000. Genesis of young lithospheric mantle in Southeastern China: An LAM-ICPMS trace element study. *J Petrol*, 41: 111–148
- Yang Y, Forsyth D W. 2006. Rayleigh wave phase velocities, small-scale convection, and azimuthal anisotropy beneath southern California. *J Geophys Res*, 111: B07306
- Yuan H, Romanowicz B. 2010. Lithospheric layering in the North American craton. *Nature*, 466: 1063–1068
- Zhang Z, Yuan X, Chen Y, Tian X, Kind R, Li X, Teng J. 2010. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and

- the Sichuan Basin. [Earth Planet Sci Lett](#), 292: 254–264
- Zheng J P, Lee C T A, Lu J G, Zhao J H, Wu Y B, Xia B, Li X Y, Zhang J F, Liu Y S. 2015. Refertilization-driven destabilization of subcontinental mantle and the importance of initial lithospheric thickness for the fate of continents. [Earth Planet Sci Lett](#), 409: 225–231
- Zhou L, Xie J, Shen W, Zheng Y, Yang Y, Shi H, Ritzwoller M H. 2012. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography. [Geophys J Int](#), 189: 1565–1583
- Zlotnik S, Afonso J C, Diez P, Fernandez M. 2008. Small-scale gravitational instabilities under the oceans: Implications for the evolution of oceanic lithosphere and its expression in geophysical observables. [Philos Mag](#), 88: 3197–3217

(责任编辑: 袁怀玉)