

王婕, 姚长利, 李泽林. 2019. 磁异常揭示的峨眉山大火成岩省的深部结构. 地球物理学报, 62(4):1394-1404, doi:10.6038/cjg2019M0333.

Wang J, Yao C L, Li Z L. 2019. Deep structure in the Emeishan large igneous province revealed by inversion of magnetic anomalies. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 62(4):1394-1404, doi:10.6038/cjg2019M0333.

磁异常揭示的峨眉山大火成岩省的深部结构

王婕, 姚长利*, 李泽林

中国地质大学(北京)地球物理与信息技术学院, 北京 100083

摘要 峨眉山大火成岩省位于中国西南部, 在晚二叠纪约 260 Ma 喷发出巨量的大陆溢流型玄武岩. 对于大火成岩省的岩浆喷发, 在地下必定有一个相应的大规模岩浆聚集和运移系统. 地球物理方法是探测岩石圈内部的有效方式. 峨眉山大火成岩省为镁铁质岩浆喷发, 由于镁铁质-超镁铁质岩石一般具有强磁性, 因此, 在喷发结束之后, 地下岩浆系统如果被镁铁质岩浆填充, 冷却固化成为岩石圈的一部分, 很有可能会引起磁异常. 本文使用区域磁异常数据来对峨眉山大火成岩省的深部构造进行研究. 该区域的磁异常由一系列离散的异常组成, 通过 3D 磁化率反演可以得到磁性体的空间分布. 由于磁异常中具有明显的剩磁, 直接使用经典的反演方法会有较大误差, 我们首先将磁异常转换为弱敏感于磁化方向的磁异常模量, 再使用模量数据进行 3D 反演, 得到地下空间内磁异常源的分布. 经过分析认为这些离散分布的磁异常源反映了岩石圈内部的镁铁质-超镁铁质侵入体. 侵入体的位置可能反映了底侵和内侵的镁铁质岩浆固化形成的侵入体, 代表镁铁质岩浆房位置或者岩浆运移的主要通道.

关键词 磁异常; 峨眉山大火成岩省; 底侵; 剩磁; 3D 反演

doi:10.6038/cjg2019M0333

中图分类号 P313, P631

收稿日期 2018-08-24, 2019-02-27 收修定稿

Deep structure in the Emeishan large igneous province revealed by inversion of magnetic anomalies

WANG Jie, YAO ChangLi*, LI ZeLin

School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

Abstract The Emeishan large igneous province is located in the southwest of China. At ~260 Ma in the late Permian period, it erupted massive continental flood basalts. For such an event, there must be a large-scale underground magmatic system for magma accumulation and migration in the subsurface. After the eruption is over, the underground magmatic system might be filled with mafic magma and becomes a part of the lithosphere. The solidified mafic-ultramafic intrusions, which are usually strongly magnetized, may cause magnetic anomalies. Thus the magnetic method can be used to detect such a system in the earth. In this research, magnetic anomaly grid data is applied to image the deep structure of the Emeishan large igneous province. The magnetic anomalies in this area consist of a series of discrete ones with obvious remanence, implying that the direction of magnetization is inconsistent with that of the current geomagnetic field. Since the classical 3D inversion method is based an assumption that there is only induced magnetization, the inversion result would be inaccurate due to the existence of remanence. Thus, we first transform

基金项目 国家高技术研究发展计划(863 计划)重大项目课题(2014AA06A613)与国家自然科学基金(41574132)资助.

第一作者简介 王婕, 主要从事磁异常的地质解译研究. E-mail: wangjie.geophysics@qq.com

* 通讯作者 姚长利, 从事重磁勘探理论与方法技术研究. E-mail: clyao@cugb.edu.cn

the magnetic anomalies to magnetic amplitude data, which is less sensitive to the direction of magnetization. Then we use the amplitude data for 3D inversion to obtain the distribution of magnetic anomaly sources within the lithosphere. These underground discrete magnetic sources may indicate the mafic-ultramafic intrusions beneath the Emeishan large igneous province. These intrusions might be formed during underplating or intraplating in the Emeishan large igneous province, which might be magma chambers or magma transport channels filled with mafic magma. After cooling, these mafic-ultramafic intrusions would have produced magnetic anomalies observed now.

Keywords Magnetic anomaly; Emeishan large igneous province; Underplating; Remanence; 3D inversion

0 引言

峨眉山大火成岩省位于中国的西南三省,在四川、云南、贵州均分布有晚二叠纪约 260 Ma 喷发的大陆溢流型玄武岩,是我国得到国内外同行普遍认可的大火成岩省(Xiao et al., 2004; Ali et al., 2005; Peate and Bryan, 2008; 徐义刚等, 2007; 张招崇, 2009; Shellnutt et al., 2012; Shellnutt, 2014). 峨眉山溢流型玄武岩的空间分布如图 1 所示,该玄武岩层位于二叠纪茅口组灰岩上,总体上西厚东薄,受后期构造活动改造,地表出露的玄武岩支离破碎,实际面积可能更大. 在大火成岩省的中部攀西地区分布有镁铁质-超镁铁质岩体,伴生同期的花岗岩体,这些岩体与攀西地区超大型 V-Ti 磁铁矿和大型岩浆硫化物型 Ni-Cu-PGE (platinum group elements, 铂族元素)矿床有直接关系(Zhou et al., 2008; 罗照华等, 2014). 峨眉山大火成岩省的成因一直存在争议,自从 Chung 和 Jahn(1995)提出其地幔柱成因的假说后,对峨眉山大火成岩省的研究取得了许多进展,关于其是否为地幔柱成因、壳幔相互作用方式以及大规模矿床的成因都展开了大量的研究和详细的论证,地学各个领域包括地质、地球化学和地球物理都发挥了重要作用(He et al., 2003, 2007; Xu et al., 2004; Zhang et al., 2009; Zhong et al., 2007; Wang et al., 2014, 2018; Zhu et al., 2018).

大火成岩省会在几个百万年内喷发出巨量的火成岩,因此,在地下必然存在一个相应的岩浆供给系统,岩浆的聚集、运移都需要一定的空间(Bryan et al., 2010; Ernst, 2014). 在喷发结束之后,岩浆房与岩浆通道仍然会留在岩石圈中,其物性和结构与周围的岩石圈必然存在差异. 但深部构造并不能被我们直接观察到,地球化学对岩石圈深部进行探测,

主要是通过对地表采集火成岩及深源包体的化学分析来判断岩浆来源和成因,并且可以推断其形成时间和温压条件,有着很高的时间分辨率,但是采样成本高导致采样点有限,也就是说地球化学特征的空间分辨率较低. 对于深部探测,地球物理信号直接包含岩石圈深部的信息,其优势在于具有连续的空间分辨率,由于观测手段的不同,地震和电法有着较高的垂向分辨率,而重力和磁力则易于获取具有连续空间分辨率的平面网格数据,当信噪比足够高时,岩石圈内部的物性差异就能被相应的地球物理手段探测到.

地球化学研究已经为峨眉山大火成岩省建立了一个初步的时间框架. 近年来,在该区域的地球物理深部探测也开展了许多工作,特别是重力和地震取得了许多成果(Wu and Zhang, 2012; He et al., 2014; Chen et al., 2015; 徐涛等, 2015; Deng et al., 2016; He and Santosh, 2017; 陈赞等, 2017). 不同的地球物理方法反映不同的物性差异,针对复杂的地质问题,需要综合利用各种不同的数据源,尽可能获取多元的信息. 本文拟采用区域磁异常网格数据对峨眉山大火成岩省进行研究. 该区域磁异常的分布和峨眉山大火成岩省的总体范围十分吻合,如图 1 所示. 我们知道,磁异常可以反映一定深度内的磁性体分布,在所有岩石中,火成岩一般磁性较强,其中,镁铁质-超镁铁质岩石中铁含量高,容易形成磁铁矿,因此往往具有强磁性(Xiong et al., 2016). 峨眉山大火成岩省主要是镁铁质岩浆喷发,在岩石圈内部的岩浆供给系统如果被镁铁质岩浆填充,在它们冷却后,都会形成强磁性的镁铁质-超镁铁质侵入岩,这些侵入体可以作为大火成岩省深部结构的记录,反映了大火成岩省的岩浆运移和壳幔相互作用. 我国已获取了全国范围内的航磁数据,但在与大地构造结合的研究中一般只作定性或者半定量的解释

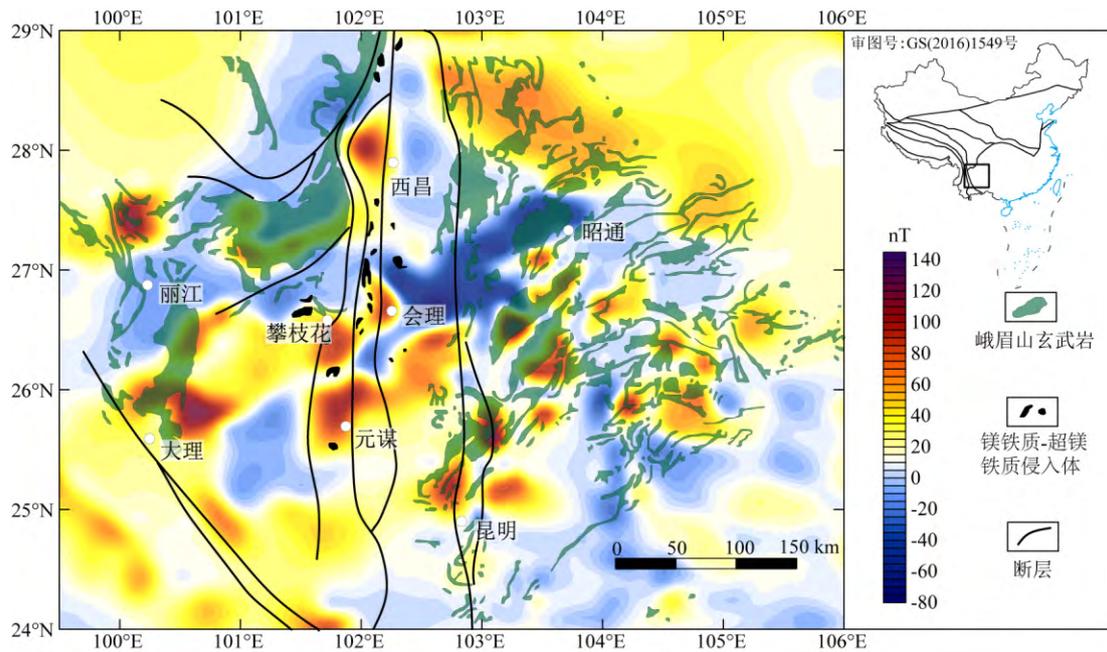


图 1 峨眉山玄武岩和同期镁铁质-超镁铁质侵入岩分布图

底图为峨眉山大火成岩省的区域磁异常图. 图中峨眉山玄武岩分布修改自 Zhu et al., 2018.

出露的同期镁铁质-超镁铁质侵入体分布主要集中在攀西地区, 其分布修改自 Wang et al., 2018.

Fig. 1 Distribution of Emeishan flood basalts (modified after Zhu et al., 2018) and associated mafic-ultramafic intrusions (modified after Wang et al., 2018) in SW China

The base map shows magnetic anomalies in the Emeishan large igneous province.

应用. 近年来, 针对磁异常 3D 磁化率反演的定量方法已经发展得比较成熟 (Li and Oldenburg, 1996, 2003; Pilkington, 1997, 2008; 姚长利等, 2007). 因此, 有必要对该区域的磁异常进行定量计算, 反演异常源的地下形态, 这些异常体的空间信息将为峨眉山大火成岩省的研究提供岩石圈深部构造方面的约束.

1 区域磁异常

本文采用的磁异常网格数据分辨率为 3 弧分 \approx 5 km (该磁异常数据收录于 EMAG3, 可从网站 <http://geomag.org/models/wdamam.html> 免费下载). 峨眉山大火成岩省区域的磁异常是由一系列离散的异常组成的异常群, 总体范围和大火成岩省的空间分布基本一致, 如图 1 所示. 该数据 5 km 的空间分辨率可能损失了大部分浅表细节的信息, 反映的主要是深部的磁性体分布.

岩石磁性主要取决于磁性矿物的含量和热状态, 磁铁矿是最主要的磁性矿物. 当温度超过居里点时, 铁磁性矿物显示为顺磁性 (强磁性消失), 磁铁矿的居里温度约为 580 °C. 花岗岩 (不包括 I 型花岗

岩, 其磁铁矿含量一般较高) 和沉积岩中磁铁矿含量相对较低, 为弱磁性, 对于磁异常来说, 这些岩石可以看作是无磁性的. 在火成岩中, 镁铁质-超镁铁质岩石中的 FeO 含量高, 容易形成磁铁矿, 磁性一般比较强. 镁铁质岩石分布比较广泛, 镁铁质岩浆的喷出岩和侵入岩都可以获得强磁性. 玄武岩为镁铁质岩浆喷出岩, 由于冷却速度快, 一般获得强剩磁, 磁化率较低; 而镁铁质侵入岩则磁化率较高 (Langel and Hinze, 1998).

峨眉山大火成岩省主要为镁铁质岩浆喷发, 溢流型玄武岩在地表分布广泛. 但是, 从磁异常的分布来看, 并不是和玄武岩的分布严格对应. 这是因为喷出的玄武岩快速冷却, 并且经过后期构造改造而支离破碎, 其不同部分剩磁的磁化方向各异, 会互相抵消, 而且其产状接近水平层状, 磁异常对于水平薄层状的异常也不敏感, 因此, 该区域的磁异常源与浅表的玄武岩相关性不大, 反映的主要是深部的强磁性体. 镁铁质-超镁铁质岩石的磁性比较强, 这些深部的强磁性体很有可能是镁铁质-超镁铁质侵入体, 是峨眉山大火成岩省在岩石圈内部的遗留构造. 对这些磁异常体进行 3D 定量反演, 可以获得更准确直观的空间分布信息.

2 剩磁处理:磁异常模量转换

在峨眉山大火成岩省的磁异常中,存在明显的剩磁.在研究区的中部,会理—昭通一带,有一个显著的负异常存在.如果剩磁不存在或者比较弱,化极后应该没有明显负异常(Blakely, 1996),而在实际化极后,如图 2c 所示,会理—昭通的负异常仍然存在,说明在研究区内存在显著的剩磁影响.要对大火成岩省区域的磁异常进行定量研究,就需要对剩磁进行处理,采用针对强剩磁条件下的反演方法.

磁异常值由场源的剩余磁化强度和感应磁化强度共同引起.对于岩石来说,剩余磁化强度,即剩磁,是指没有外部磁场(主要是地磁场)时表现出的磁感应强度,其方向与获得剩磁时的地磁场方向有关,地磁场方向一直在变化而且发生周期性的极性倒转,所以岩石在地质历史时期获得的剩磁一般与现在的

地磁场方向不一致(Arkani-Hamed and Celetti, 1989).感应磁化强度是指岩石在地磁场作用下磁化产生的部分,其大小和方向与现在的地磁场相关.但是在实际情况中,二者并不能有效分离,因此我们测得的磁异常都是由这两个分量共同影响的.传统的磁异常 3D 反演方法不考虑剩磁的影响,假设场源的磁化方向和地磁场方向一致.但是,当剩磁较强时,由于其磁化方向一般和现在的地磁场方向不同,不能忽略,如果直接使用传统的 3D 反演方法,反演结果会出现较大偏差.

针对剩磁的处理,常用的一种思路是将磁异常转化为受剩磁化方向影响小、与场源位置对应关系较好的转换量,再用该转换量进行进一步反演和解释(李泽林, 2015).在强剩磁条件下,采用的转换量有归一化磁源强度(Wilson, 1985)、解析信号振幅(Roest et al., 1992)、磁异常模量(Stavrev and Gerovska, 2000),等等.

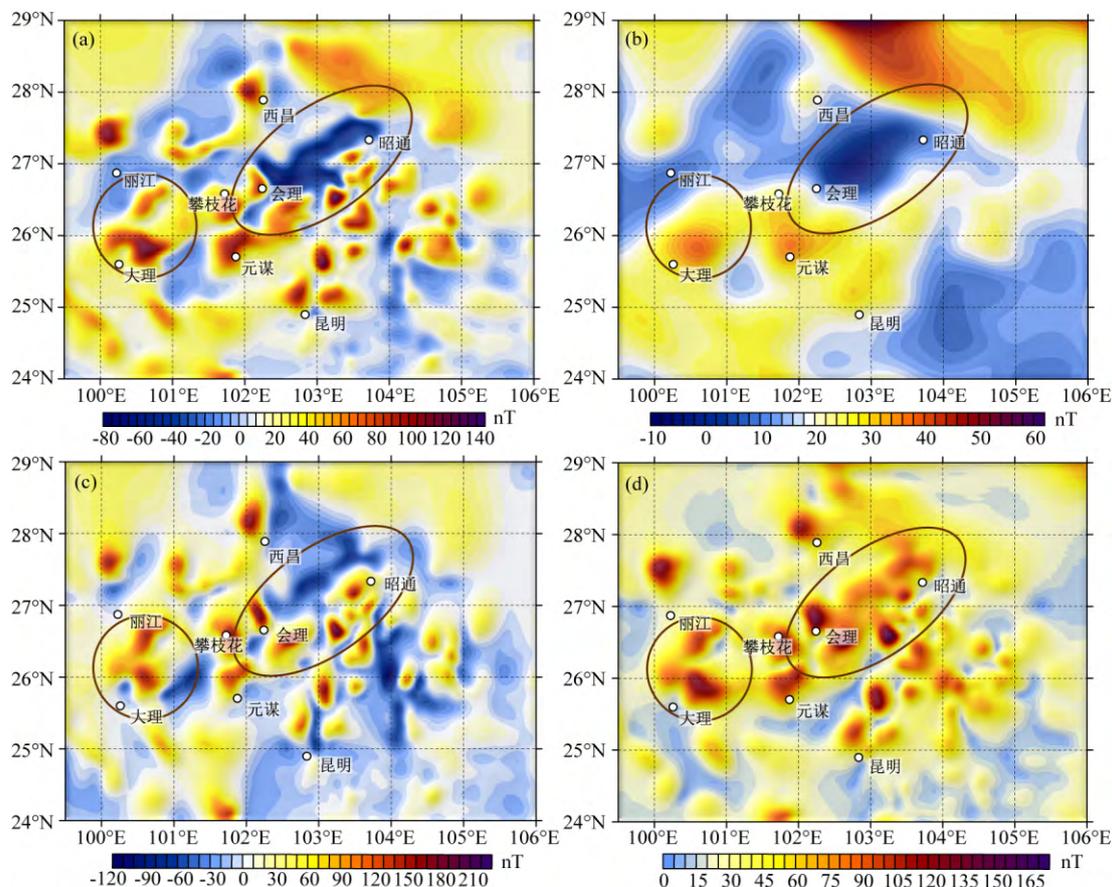


图 2 峨眉山大火成岩省区域磁异常数据及处理转换

(a) 总场磁异常; (b) 磁异常向上延拓 30 km; (c) 化极磁异常; (d) 磁异常模量.

Fig. 2 Transforms of magnetic anomaly data in the Emeishan large igneous province

(a) Total-field magnetic anomaly; (b) Magnetic anomaly upward continued by 30 km;
(c) Magnetic anomaly after reduction to the pole (RTP); (d) Magnetic amplitude data.

本文采用磁异常模量转换来降低剩磁的影响. 磁异常模量弱敏感于磁化方向, 与异常源的平面位置对应关系更好, 其定义如下:

$$T = \sqrt{H_x^2 + H_y^2 + Z^2}, \quad (1)$$

其中, T 是磁性体产生的磁异常矢量 \mathbf{T} 的模量, H_x 、 H_y 、 Z 分别为磁异常矢量 \mathbf{T} 在 x 、 y 、 z 三个方向的投影分量.

实测的磁异常数据为总场异常 ΔT (ΔT 相当于磁异常矢量 \mathbf{T} 在地磁场方向上的投影分量), 因此需要将 ΔT 换算成磁异常模量. 对于平面网格数据, 可通过频率域转换的方法将总场异常 ΔT 转化为异常三分量 H_x 、 H_y 、 Z , 然后根据公式(1)合成得到磁异常模量数据.

针对峨眉山大火成岩省的磁异常进行模量换算的结果如图 2d 所示, 大部分异常形态和位置有轻微变化, 椭圆形圈出的会理—昭通一带的异常也转换为非负异常.

3 模量 3D 反演

磁异常模量反演已经成功地应用到了不同尺度的地质问题中, 包括金属矿勘探 (Leão-Santos et al., 2015; Ribeiro et al., 2013)、盆地火山岩勘探 (Li et al., 2012b)、海洋基底构造研究 (Li et al., 2012a), 等等. 为了获得地下磁化强度大小的三维分布, 本文采用 Shearer(2005)和 Li 等(2010)的算法对磁异常模量数据进行了反演. 方便起见, 首先定义有效磁化率 $\kappa = \mu_0 M/T_0$, 其中, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H} \cdot \text{m}^{-1}$ 为真空中的磁导率, M 为有效磁化强度, 单位为 $\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$, T_0 为地磁场强度, 单位为 T .

磁异常模量反演与磁异常反演 (Li and Oldenburg, 1996) 算法类似, 均可以表述为一个约束优化问题. 主要的差别在于: (1) 磁异常模量与地下场源之间为非线性关系, 而磁异常为线性关系; (2) 磁异常模量反演中的磁化方向未知, 需要采用地磁场方向作为假设的磁化方向. 反演时, 将地下空间剖分成大量立方体单元, 通过极小化目标函数得到每个单元的有效磁化率值. 磁异常模量反演的目标函数如下:

$$\begin{aligned} \min \varphi(m) &= \varphi_d(m) + \mu \varphi_m(m) \\ \text{s. t. } m &\geq 0. \end{aligned} \quad (2)$$

其中 μ 为正则化因子, m 为有效磁化率模型向量, φ_d 为数据拟合差, 其形式如下:

$$\varphi_d(m) = \|W_d[F(m) - d]\|_2^2, \quad (3)$$

其中 W_d 代表对角数据加权矩阵, F 为非线性正演

算子, d 为模量数据向量. φ_m 为模型目标函数, 其形式如下:

$$\varphi_m(m) = \|W_m m\|_2^2, \quad (4)$$

其中 W_m 代表对角深度加权矩阵. 公式(2)属于不等式约束非线性反演问题, 可以采用内点法求解, 详细的算法见 Shearer(2005)和 Li 等(2010)的文献.

本文对峨眉山大火成岩省区域的磁异常采用模量 3D 反演方法, 将地下空间剖分成小立方体的集合, 每个小立方体的边长 $\approx 5 \text{ km}$, 反演得到每个立方体的有效磁化率, 不同深度 ($0 \sim 100 \text{ km}$) 的有效磁化率值分布如图 3 所示. 高磁化率值的区域代表地下空间内的强磁性岩体, 图 4a 和图 4b 以等值面 (有效磁化率 $\kappa = 0.008 \text{ S. I.}$) 的形式展示反演结果, 图 4c 中展示了沿着纬度 26°N 、 27°N 、 28°N 的垂向剖面图, 可以对异常体的三维形态进行更直观的观察.

4 讨论: 异常源深度

3D 反演的磁异常源, 有几处场源比较深, 比如说大理—丽江之间的磁异常和会理—昭通之间的磁异常, 在图 2b 中, 将磁异常向上延拓了 30 km , 这两处异常仍然存在, 也说明场源较深, 其反演场源结果达到了岩石圈地幔的深度, 会理—昭通之间的磁异常场源最深, 规模也最大, 如图 3 和图 4 所示. 对于磁异常数据, 由于深部场源的信号衰减比较多, 3D 反演的结果随着深度增加会越来越模糊, 分辨能力下降, 而且不确定性增大 (Pilkington, 2016), 但从结果来看, 即使深部场源的细节有所损失, 可以确定的是磁异常源从浅部一直延伸到深部, 很有可能达到了岩石圈地幔的上层.

这就与我们之前所秉持的观点发生了矛盾, 在磁异常解释中, 我们一般会默认磁异常源只存在于地壳中, 地幔是没有磁性的. 但是需要指出的是, 这一结论是基于假设地下结构是均匀层状的, 根据地热梯度估计, 大概在 Moho 面附近, 温度会达到磁铁矿的居里点 (600°C), 也就是说, 在 Moho 面以下, 磁铁矿会变成顺磁性, 对于磁异常来说, 可以看作是无磁性的. 随着对岩浆演化的深入研究和越来越多的地球物理探测, 我们已经知道, 岩石圈在水平和垂直方向上, 普遍是非均一的. 越来越多的研究人员意识到, 在一些构造区域的岩石圈地幔最上层是可能存在磁异常源的, 比如洋盆、俯冲带和稳定的克拉通内部, 等等 (Ferré et al., 2014a, b; Friedman et al.,

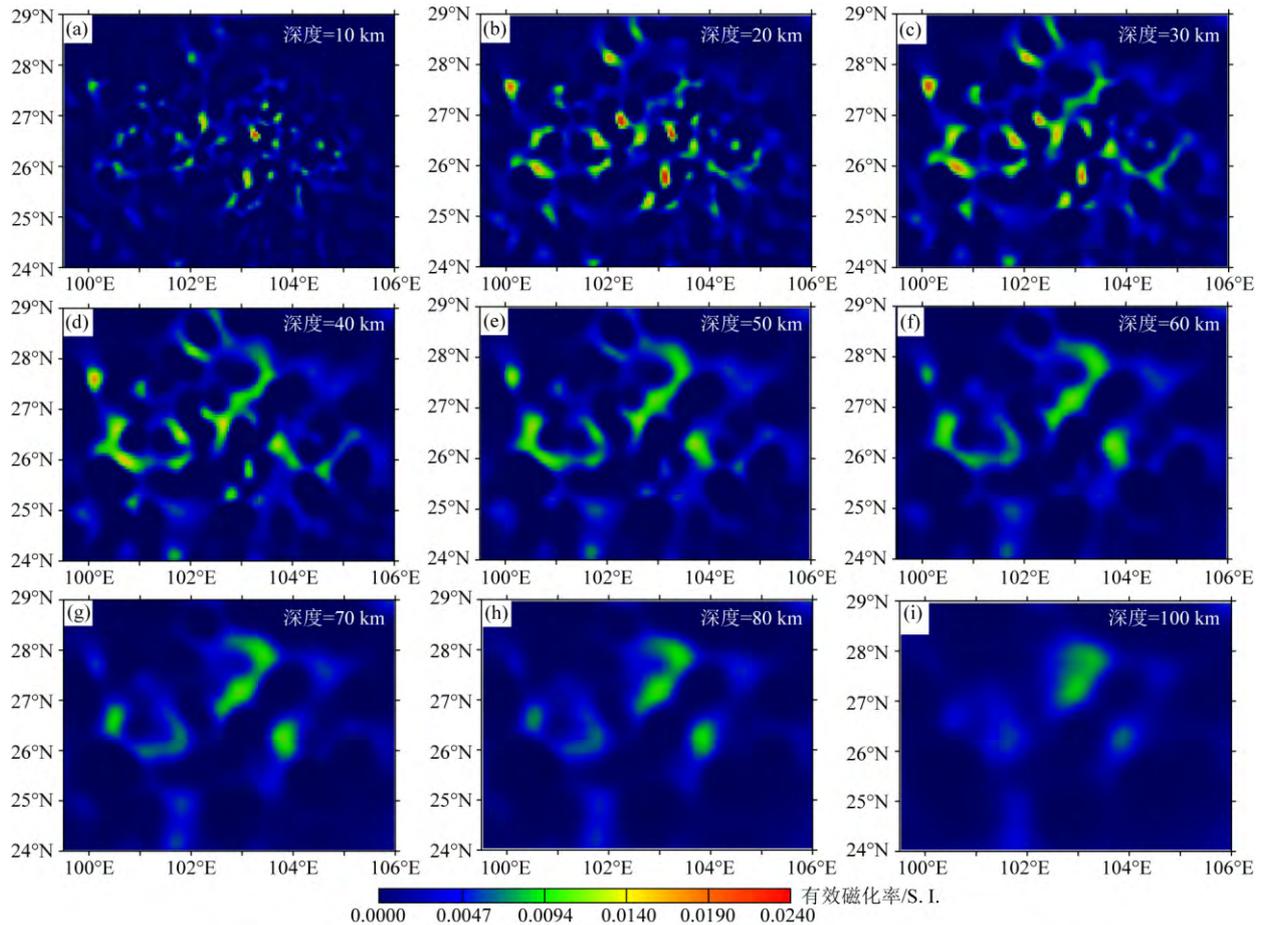


图3 磁异常模量 3D 反演结果 0~100 km 不同深度切片图

Fig. 3 Slices showing 3D inversion results of magnetic amplitude data at different depths from 0~100 km

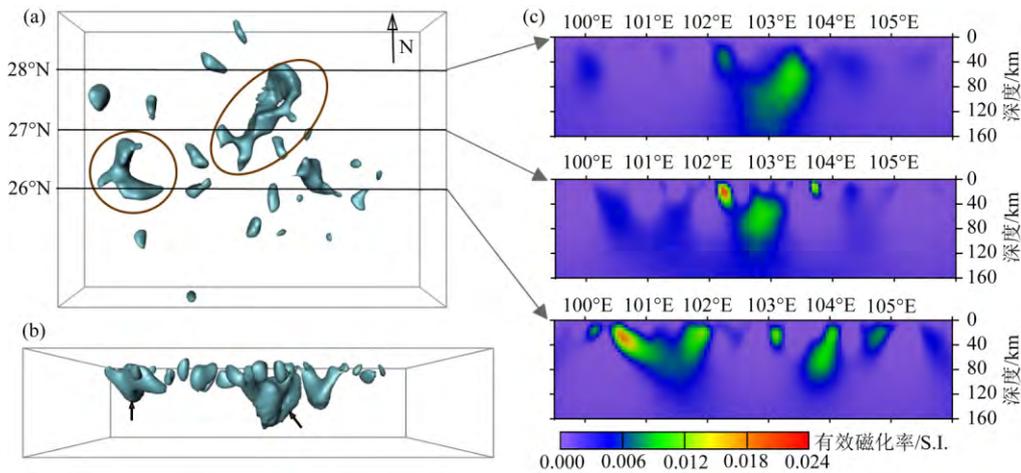


图4 磁异常模量 3D 反演结果三维显示

(a) 俯视图; (b) 正视图(从南向北看); (c) 垂向切片图(沿着 26°N/27°N/28°N). 磁异常体以有效磁化率 $\kappa=0.008$ S. I. 的等值面表示.

Fig. 4 3D display of inversion results of magnetic amplitude data

(a) High-susceptibility anomaly viewed from top; (b) High-susceptibility anomaly viewed from front; (c) Vertical slices along 26°N/27°N/28°N. The magnetic sources are displayed by iso-surfaces of susceptibility = 0.008 S. I.

2014; Brown et al., 2014). Ferré 等(2014a)总结了上地幔的最上层可能具有磁性的不同方面的证据. 其中关键的证据来源于对地幔捕掳体研究, 有的地

幔捕掳体中发现了形成于地幔深度的磁铁矿, 这些磁铁矿主要是流体/熔体交代作用的次级矿物, 其形成还受控于环境的氧逸度, 后来伴随着岩浆活动快

速上升而保存下来,这就说明在上地幔是可以形成磁性矿物的,只要上地幔的温度低于居里温度就可以形成磁异常.根据对岩石圈深部热状态的研究,岩石圈地幔的上部温度是可能低于居里温度的,比如克拉通内部、古老的大洋、以及俯冲带区域的岩石圈,而且地热梯度的大小还与大陆地壳的年龄相关,所以用统一的地热梯度对研究区进行居里面深度估计,得出居里面一般比 Moho 面浅的结论显然并不是普遍适用的.因此,之前我们认为上地幔没有磁性的观点是有待商榷的.

在峨眉山大火成岩省区域,特别是攀西地区,岩石圈深部存在高速异常体,对应低热流区域,地震层析成像的结果(He and Santosh, 2017)圈出了高速异常区,在深度为 50 km 和 100 km 的地震层析成像结果中都有明显体现.峨眉山大火成岩省区域的基底构造比较复杂,地壳厚度也变化较大(邓阳凡等, 2011; Chen et al., 2015; 徐涛等, 2015; 陈赞等, 2017),因此不能用简单的统一标准值来估计,在地热梯度足够低的局部区域,岩石圈地幔上层是可能有磁异常源分布的.

但是需要指出的是,3D 磁化率反演结果的深度并不一定代表真实场源的绝对深度,因为深部异常源的物性约束很难准确获得,而该反演方法一般应用于地壳浅部,异常体通常物性比较均匀,关于该算法的模型测试大多针对这种物性均匀的场源,如果真实的深部场源磁化率比浅部高,反演的深度是有可能偏深的.而且深部的磁化率模型形态比较发散,其分辨率较低,延伸的深度可能并不能代表实际的场源深度.3D 磁化率反演方法的优势在于不需要额外的物性约束就可以得到比较稳定的场源地下形态,结果更为直观,也就是说,即使 3D 反演结果的物性和深度可能存在不确定性,但由于其具有一定的深度分辨率,可以更直观地反映场源在水平方向上的物性差异和垂向上的相对深浅,因此更易于和其他资料进行对比.

在通过 3D 反演得到磁性体的地下形态后,我们希望探究这些岩石圈内部深浅不一的强磁性体的地质意义.从区域磁异常的性质来看,由于峨眉山大火成岩省是镁铁质岩浆喷发形成的,镁铁质-超镁铁质岩石的磁性比较强,这些磁异常源很有可能是峨眉山大火成岩省岩浆系统在岩石圈内部的遗留构造,代表了岩石圈中的镁铁质-超镁铁质侵入体.

5 应用:大火成岩省岩浆系统的深部结构

根据磁异常 3D 反演结果,在峨眉山大火成岩省的岩石圈内部有很多离散分布、不同规模的强磁性镁铁质-超镁铁质侵入体.这些镁铁质-超镁铁质侵入体需要有一定的规模才能被磁异常反映,对于很多板状体,如岩墙侵入体,其厚度一般仅为几十米或者几百米,如果只是离散分布的分支,没有集群分布的话,在空间分辨率为 5 km 的磁异常数据中很难有所反映.对于水平产状的薄层侵入体,如岩席,磁异常可能并不能有效反映.因此,该磁异常数据反映的是相对大规模的在深度上有一定延伸的镁铁质-超镁铁质侵入体.

这些侵入体和地表分布的玄武岩有什么关系呢?磁异常所反映的镁铁质-超镁铁质侵入体的总体范围和溢流型玄武岩的分布范围基本一致,二者都为镁铁质,很有可能这些侵入体与喷出的玄武岩具有同样的成因,侵入体是大火成岩省在岩石圈内部的遗留构造.大火成岩省巨量岩浆的聚集和运移都需要一定的空间,这些空间后期可能被镁铁质岩浆填充,在喷发结束后,冷却固化,成为岩石圈的一部分.侵入体的位置可能反映了底侵和内侵的镁铁质岩浆固化形成的侵入体,代表镁铁质岩浆房位置或者岩浆运移的主要通道.底侵是镁铁质岩浆与岩石圈相互作用的一种主要方式,在岩石圈演化中十分重要,不仅通过岩浆侵入为岩石圈加进了深部来源的新物质,其伴随的热和构造效应也会改变岩石圈的物理性质,造成地壳重融产生花岗质岩浆上升侵入,在俯冲带、大陆裂谷、地幔柱、古缝合带等区域都有底侵作用发生(金振民和高山, 1996; Thybo and Artemieva, 2013).内侵是指幔源岩浆直接上侵于地壳内部,也可使地壳重熔形成岩浆并上升(顾连兴等, 2006).可见内侵的概念和底侵没有截然的分界,在大规模的岩浆活动中同时包括底侵和内侵作用.

地表出露的镁铁质-超镁铁质侵入体主要集中在攀西地区,如图 1 所示,在附近往往会有伴生的花岗质岩体.出露的镁铁质-超镁铁质岩体都位于磁异常附近,也就是说,在深部还存在具有一定规模的强磁性的镁铁质-超镁铁质侵入体.共生的花岗质岩体的形成,被认为和大火成岩省时期底侵的镁铁质岩

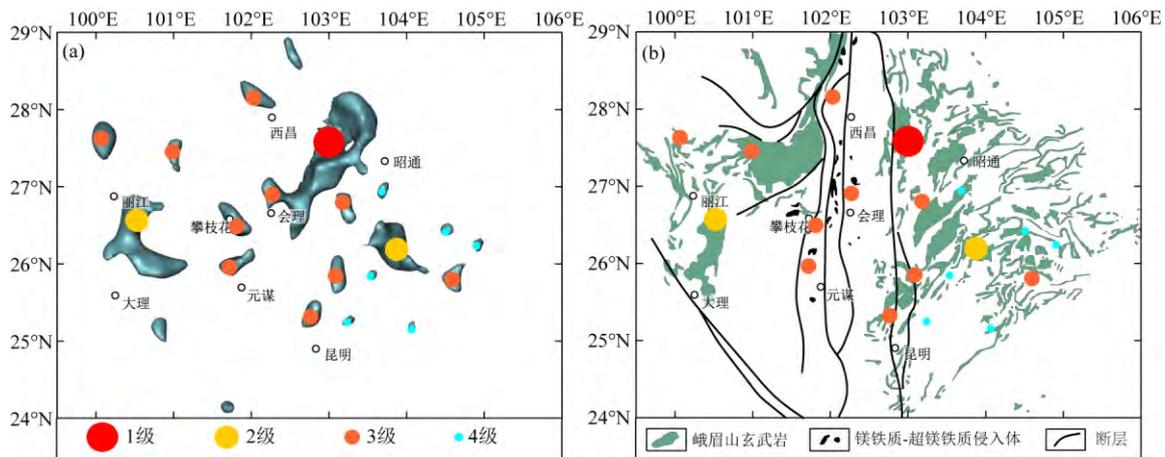


图 5 磁异常模量反演推断的岩石圈内部镁铁质-超镁铁质侵入体的位置

镁铁质-超镁铁质侵入体的位置用圆点标示。按照磁异常体的规模和场源深度,分了 4 个等级,1 级为最深最大的异常体。这些侵入体可能反映了大火成岩省的岩石圈内的遗留结构,代表岩浆房或者岩浆运移通道。(a)的底图为磁异常模量 3D 反演结果的俯视图;(b)的底图为峨眉山大火成岩省的基性岩分布图。

Fig. 5 Distribution of mafic-ultramafic intrusions within lithosphere revealed by magnetic 3D inversion in the Emeishan large igneous province

(a) The base map is magnetic inversion results viewed from top; (b) The base map is distribution of Emeishan flood basalts. According to the source depth and scale, these intrusions are divided into 4 grades. Grade 1 represents the largest and deepest source. Their locations are denoted by round dots in (a) and (b).

浆有关,其中,太和岩体位于西昌西侧,白马、茨达和红格岩体位于会理北侧,镁铁质岩浆底侵被认为是这些地区酸性岩浆形成的重要条件(Zhong et al., 2007; Shellnutt and Zhou, 2007; 钟宏等, 2009),西昌西侧和会理北侧都分别有磁异常分布。

在磁异常反演结果中,有几个比较深的磁异常是从地壳浅部一直延伸到深部,比如位于大理—丽江一带的和会理—昭通一带的磁异常,在图 4 中分别圈出。有些异常源则比较浅,规模也比较小,它们可能是独立的异常,代表单独的侵入体,也有可能是某个深源异常的分支。离散异常源之间是可能有空间联系的,但如果联系各个侵入体之间的岩浆通道比较细,或者呈现离散的岩墙或者水平的岩床状,由于规模有限,可能就不能反映在磁异常上。在本文中,从磁异常处理和反演的结果来看,只能暂时把这些异常体当作离散的侵入体看待,每个异常体的位置都可能是一处岩浆房、或者比较大规模的岩浆通道。在图 5 中,用圆点标出了每个异常源的位置,圆点标注在各个异常体最深的点对应的水平位置上。根据反演结果,将主要异常源按照场源深度和规模分了 4 个等级,用不同颜色不同大小的圆点表示,比如,最大的是会理—昭通一带的异常,标注为 1 级侵入体,用红色的圆点表示。为了和地表情况更好的对比,将这些推断的侵入体位置叠加在峨眉山大火

成岩省的火成岩分布图上,如图 5b 所示,可以看出,地下镁铁质-超镁铁质侵入体的位置和地表出露的峨眉山大火成岩省时期的火成岩分布在总体范围上是一致的,被磁异常所揭示的岩石圈内部镁铁质岩浆系统分布在整个大火成岩省区域,因此地表广泛分布的溢流型玄武岩应该是多点喷发的。

最后,需要特别提出的问题是,该区域的磁异常是否都只和峨眉山大火成岩省相关?可能并不一定,因为岩石圈的组成和构造都是过去地质历史时期所有事件叠加作用的结果,而我们所能观察到的只是很少一部分,该区域还发生中生代-新生代岩浆活动的改造,在攀西地区前寒武时期也发生过多期岩浆活动,因此,磁异常所反映的场源可能也包括这些岩浆活动的影响。但是,从对现有的资料和分析来看,该区域的磁异常与峨眉山大火成岩省的空间相关性最高。

6 结论

本文使用磁异常网格数据对峨眉山大火成岩省区域进行研究,认为磁异常主要反映了大火成岩省深部的镁铁质-超镁铁质侵入体,属于大火成岩省在岩石圈内部的遗留构造。对磁异常进行定量反演可以得到异常源更精确的空间分布信息。由于该区域

的磁异常明显存在剩磁影响,我们采用了对磁化方向不敏感的磁异常模量进行 3D 反演,得到了大火成岩省地下磁异常体的分布. 经过分析比对,我们认为这些分散的异常源可能代表底侵和内侵的镁铁质岩浆填充的岩浆房或者岩浆运移通道,在喷发结束后,冷却固化形成侵入体,成为岩石圈的一部分. 由于镁铁质-超镁铁质岩石一般具有强磁性,因此这些侵入体可以被磁异常揭示出来. 对磁异常进行定量反演,可以获得岩石圈内部强磁性的镁铁质-超镁铁质侵入体的分布,从而为研究幔源岩浆侵入和大火成岩省的深部构造提供更多空间约束.

攀西地区的大规模矿床成因是与峨眉山大火成岩省时期的镁铁质岩浆活动相关的,存在相应的磁异常,说明其岩浆起源较深,沿着康滇地轴一带还存在其他磁异常源,具有相似的环境条件,磁异常代表了镁铁质岩浆自下而上运移储存的位置,可能对后续找矿具有指导意义.

磁异常网格数据具有水平方向上连续的空间分辨率,反映了基底在横向上的磁性差异,与区域构造的相关性较强. 关于磁异常数据的处理和反演算法已经发展得比较成熟,在矿产勘查领域已经取得了很多成果,但在区域构造、大地构造尺度上的定量应用并不充分. 对大尺度的磁异常进行定量计算,将为我们研究岩石圈内部以及岩浆作用的深部机制提供更多信息.

致谢 感谢中国地质大学(北京)王瑜和罗照华老师的指导和建议. 衷心感谢两位匿名审稿人对初稿的宝贵意见.

References

- Ali J R, Thompson G M, Zhou M F, et al. 2005. Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 79(3-4): 475-489.
- Arkani-Hamed J, Celetti G. 1989. Effects of thermal remanent magnetization on the magnetic anomalies of intrusives. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6): 7364-7378.
- Blakely R J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Brown L L, Webber J, Williams M, et al. 2014. Magnetism of the lower crust: Observations from the Chipman Domain, Athabasca Granulite Terrain, Northern Canada. *Tectonophysics*, 624-625: 66-74.
- Bryan S E, Peate I U, Peate D W, et al. 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4): 207-229.
- Chen Y, Xu Y G, Xu T, et al. 2015. Magmatic underplating and crustal growth in the Emeishan large igneous province, SW China, revealed by a passive seismic experiment. *Earth and Planetary Science Letters*, 432: 103-114.
- Chen Y, Wang Z H, Guo X, et al. 2017. Geophysical signature of the ancient mantle plume activities: A case study of the Emeishan large igneous province. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (in Chinese), 36(3): 394-403.
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10): 889-892.
- Deng Y F, Li S L, Fan W M, et al. 2011. Crustal structure beneath South China revealed by deep seismic soundings and its dynamics implications. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 54(10): 2560-2574, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.013.
- Deng Y F, Chen Y, Wang P, et al. 2016. Magmatic underplating beneath the Emeishan large igneous province (South China) revealed by the COMGRA-ELIP experiment. *Tectonophysics*, 672-673: 16-23.
- Ernst R E. 2014. *Large Igneous Provinces*. Cambridge: Cambridge University Press, doi: 10.1017/CBO9781139025300.
- Ferré E C, Friedman S A, Martín-Hernández F, et al. 2014a. Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 624-625: 3-14.
- Ferré E C, Martín-Hernández F, Purucker M, et al. 2014b. Thematic issue: Crustal and mantle sources of magnetic anomalies. *Tectonophysics*, 624-625: 1-2.
- Friedman S A, Feinberg J M, Ferré E C, et al. 2014. Craton vs. rift uppermost mantle contributions to magnetic anomalies in the United States interior. *Tectonophysics*, 624-625: 15-23.
- Gu L X, Zhang Z Z, Wu C Z, et al. 2006. Some problems on granites and vertical growth of the continental crust in the eastern Tianshan Mountains, NW China. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 22(5): 1103-1120.
- He B, Xu Y G, Chung S L, et al. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3-4): 391-405.
- He B, Xu Y G, Huang X L, et al. 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian Section. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4): 306-323.
- He C S, Santosh M, Wu J P, et al. 2014. Plume or no plume: Emeishan large igneous province in Southwest China revisited from receiver function analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 232: 72-78.
- He C S, Santosh M. 2017. Mantle roots of the Emeishan plume: An evaluation based on teleseismic P-wave tomography. *Solid Earth*, 8(6): 1141-1151.
- Langel R A, Hinze W J. 1998. *The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere: The Satellite Perspective*. Cambridge: Cambridge University Press.

- Leão-Santos M, Li Y G, Moraes R. 2015. Application of 3D magnetic amplitude inversion to iron oxide-copper-gold deposits at low magnetic latitudes: A case study from Carajás Mineral Province, Brazil. *Geophysics*, 80(2): B13-B22.
- Li S L, Li Y G, Meng X H. 2012a. The 3D magnetic structure beneath the continental margin of the northeastern South China Sea. *Applied Geophysics*, 9(3): 237-246.
- Li Y G, Oldenburg D W. 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2): 394-408.
- Li Y G, Oldenburg D W. 2003. Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, 152(2): 251-265.
- Li Y G, Shearer S E, Haney M M, et al. 2010. Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization. *Geophysics*, 75(1): L1-L11.
- Li Y G, He Z X, Liu Y X. 2012b. Application of magnetic amplitude inversion in exploration for volcanic units in a basin environment. *Geophysics*, 77(5): B219-B225.
- Li Z L, Yao C L, Zheng Y M, et al. 2015. 3D data-space inversion of magnetic amplitude data. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 58(10): 3804-3814, doi: 10.6038/cjg20151030.
- Luo Z H, Zhou J L, Hei H X, et al. 2014. Post-supereruption (-superintrusion) metallogenesis. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 30(11): 3131-3154.
- Peate I U, Bryan S E. 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province. *Nature Geoscience*, 1(9): 625-629.
- Pilkington M. 1997. 3-D magnetic imaging using conjugate gradients. *Geophysics*, 62(4): 1132-1142.
- Pilkington M. 2008. 3D magnetic data-space inversion with sparseness constraints. *Geophysics*, 74(1): L7-L15.
- Pilkington M. 2016. Resolution measures for 3D magnetic inversions. *Geophysics*, 81(2): J15-J23.
- Ribeiro V B, Louro V H A, Mantovani M S M. 2013. 3D inversion of magnetic data of grouped anomalies—Study applied to São José intrusions in Mato Grosso, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 93: 67-76.
- Roest W R, Verhoef J, Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1): 116-125.
- Shearer S E. 2005. Three-dimensional inversion of magnetic data in the presence of remanent magnetization [Master's thesis]. Colorado: Colorado School of Mines.
- Shellnutt J G, Zhou M F. 2007. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi District, SW China; Their relationship to the Emeishan mantle plume. *Chemical Geology*, 243(3-4): 286-316.
- Shellnutt J G, Denyszyn S W, Mundil R. 2012. Precise age determination of mafic and felsic intrusive rocks from the Permian Emeishan large igneous province (SW China). *Gondwana Research*, 22(1): 118-126.
- Shellnutt J G. 2014. The Emeishan large igneous province: A synthesis. *Geoscience Frontiers*, 5(3): 369-394.
- Stavrev P, Gerovska D. 2000. Magnetic field transforms with low sensitivity to the direction of source magnetization and high centrality. *Geophysical Prospecting*, 48(2): 317-340.
- Thybo H, Artemieva I M. 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609: 605-619.
- Wang C Y, Wei B, Zhou M F, et al. 2018. A synthesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in the ~260 Ma Emeishan large igneous province, SW China and northern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 154: 162-186.
- Wang Y, Luo Z H, Wu P, et al. 2014. A new interpretation of the sedimentary environment before and during eruption of the Emeishan LIP, Southwest China. *International Geology Review*, 56(10): 1295-1313.
- Wilson H. 1985. Analysis of the magnetic gradient tensor. Defense Research Establishment Pacific: Canada Technical Memorandum, 85: 13-47.
- Wu J, Zhang Z J. 2012. Spatial distribution of seismic layer, crustal thickness, and V_p/V_s ratio in the Permian Emeishan mantle plume region. *Gondwana Research*, 22(1): 127-139.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al. 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4): 525-546.
- Xiong S Q, Yang H, Ding Y Y, et al. 2016. Distribution of igneous rocks in China revealed by aeromagnetic data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 129: 231-242.
- Xu T, Zhang Z J, Liu B F, et al. 2015. Crustal velocity structure in the Emeishan large igneous province and evidence of the Permian mantle plume activity. *Science China Earth Sciences*, 58(7): 1133-1147.
- Xu Y G, He B, Chung S L, et al. 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32(10): 917-920.
- Xu Y G, He B, Huang X L, et al. 2007. The debate over mantle plumes and how to test the plume hypothesis. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 14(2): 1-9.
- Yao C L, Zheng Y M, Zhang Y W. 2007. 3-D gravity and magnetic inversion for physical properties using stochastic subspaces. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 50(5): 1576-1583.
- Zhang Z C, Mao J W, Saunders A W, et al. 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints. *Lithos*, 113(3-4): 369-392.
- Zhang Z C. 2009. A discussion on some important problems concerning the Emeishan large igneous province. *Geology in China* (in Chinese), 36(3): 634-646.
- Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, et al. 2007. Shrimp U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd-Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China. *Chemical Geology*, 236(1-2): 112-133.
- Zhong H, Xu G W, Zhu W G, et al. 2009. Petrogenesis of the Taihe granites in the Emeishan large igneous province and its

tectonic implications. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry (in Chinese)*, 28(2): 99-109.

Zhou M F, Arndt N T, Malpas J, et al. 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 103(3-4): 352-368.

Zhu J, Zhang Z C, Reichow M K, et al. 2018. Weak vertical surface movement caused by the ascent of the Emeishan mantle anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2): 1018-1134.

附中文参考文献

陈赟, 王振华, 郭希等. 2017. 古地幔柱作用“遗迹”的深部地球物理探测——以峨眉山大火成岩省为例. *矿物岩石地球化学通报*, 36(3): 394-403.

邓阳凡, 李守林, 范蔚茗等. 2011. 深地震测深揭示的华南地区地壳结构及其动力学意义. *地球物理学报*, 54(10): 2560-2574, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.013.

顾连兴, 张遵忠, 吴昌志等. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳垂向

增生的若干认识. *岩石学报*, 22(5): 1103-1120.

金振民, 高山. 1996. 底侵作用(underplating)及其壳-幔演化动力学意义. *地质科技情报*, 15(2): 1-7.

李泽林, 姚长利, 郑元满等. 2015. 数据空间磁异常模量三维反演. *地球物理学报*, 58(10): 3804-3814, doi: 10.6038/cjg20151030.

罗照华, 周久龙, 黑慧欣等. 2014. 超级喷发(超级侵入)后成矿作用. *岩石学报*, 30(11): 3131-3154.

徐涛, 张忠杰, 刘宝峰等. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江—清镇宽角地震资料的约束. *中国科学: 地球科学*, 45(5): 561-576.

徐义刚, 何斌, 黄小龙等. 2007. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说. *地学前缘*, 14(2): 1-9.

姚长利, 郑元满, 张聿文. 2007. 重磁异常三维物性反演随机子域法方法技术. *地球物理学报*, 50(5): 1576-1583.

张招崇. 2009. 关于峨眉山大火成岩省一些重要问题的讨论. *中国地质*, 36(3): 634-646.

钟宏, 徐桂文, 朱维光等. 2009. 峨眉山大火成岩省太和花岗岩的成因及构造意义. *矿物岩石地球化学通报*, 28(2): 99-109.

(本文编辑 何燕)