论文

三维电性结构揭示的中国东北地区新生代火山深部起源

李世文¹, 翁爱华^{1*}, 李建平², 单玄龙³, 韩江涛¹, 唐裕¹, 张艳辉¹, 王雪秋¹

1. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130026;

2. 中国地质调查局广州海洋地质调查局, 广州 510760;

3. 吉林大学地球科学学院, 长春 130026

* 通讯作者, E-mail: wengah@jlu.edu.cn

收稿日期: 2018-11-29; 收修改稿日期: 2019-10-08; 接受日期: 2019-11-04; 网络版发表日期: 2020-01-19

国家重大科研仪器专项项目(编号: 2011YQ05006010)资助

摘要 利用上地幔尺度的三维电性结构探讨了中国东北地区新生代火山的深部起源及彼此间联系. 文章在该地区采集并获得了高质量的长周期大地电磁全阻抗张量数据, 并采用高斯-牛顿法进行三维反演, 得到了电阻率模型. 该电阻率模型显示, 中国东北地区高阻岩石圈内, 存在多个局部低阻异常, 它们在空间上和该区新生代火山对应; 在上地幔深部, 环松辽盆地分布三个低阻异常; 软流圈中存在着脉状低阻异常, 联系着岩石圈内和上地幔深部的低阻异常. 岩石物理分析表明, 这些低阻异常由流体熔融物质引起. 俯冲到中国东北地区地幔转换带中的西太平洋板块发生持续脱水作用, 模型则进一步揭示, 这些水向上迁移到松辽盆地下方的转换带顶部并引起上地幔底部的部分熔融, 在浮力作用下形成热物质上升流, 融透软流圈后底辟于干枯岩石圈底部, 最后刺穿较为薄弱或者活化的缝合带等构造边界, 排出地表形成包括长白山火山、哈拉哈火山等整个中国东北地区新生代大规模火山事件. 因此认为, 中国东北地区的新生代火山“本是同根生”, 它们均起源于上地幔深部的环状低阻异常.

关键词 中国东北地区, 新生代火山, 三维大地电磁反演, 部分熔融, 上地幔

1 引言

中国东北地区新生代以来火山岩浆活动广泛发育(Wu等, 2002; Zhang L Y等, 2016; Xu, 2014). 部分学者认为这些火山岩浆源自岩石圈(Zhang L Y等, 2016), 部分学者认为它们植根于软流圈(Zou等, 2000, 2008; Sun等, 2013; 孙明道, 2016), 甚至还有学者利用地幔柱模型解释这些火山的起源(Deng等, 1998; 真允庆等,

2012; He等, 2014). 最新的研究认为, 这些火山岩浆可能来自地幔转换带(Kuritani等, 2011, 2013; Wang等, 2015; Xia等, 2019). 总之, 基于岩石学与地球化学研究, 中国东北地区新生代火山的物质来源与成因仍存在较大分歧.

由于火山作用与深部流体和部分熔融密切相关, 而后两者会引起地幔岩石物理性质的明显变化, 这为利用地球物理方法研究火山深部结构、探索中国东北

中文引用格式: 李世文, 翁爱华, 李建平, 单玄龙, 韩江涛, 唐裕, 张艳辉, 王雪秋. 2020. 三维电性结构揭示的中国东北地区新生代火山深部起源. 中国科学: 地球科学, 50: 538–552, doi: [10.1360/N072018-00330](https://doi.org/10.1360/N072018-00330)

英文引用格式: Li S, Weng A, Li J, Shan X, Han J, Tang Y, Zhang Y, Wang X. 2020. Deep origin of Cenozoic volcanoes in Northeast China revealed by 3-D electrical structure. Science China Earth Sciences, 63: 533–547, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9537-2>

地区新生代火山的起源提供了重要前提. 地震波速度成像研究表明, 在长白山地区下方的地幔转换带顶部及软流圈中存在大面积的低速异常(Huang和Zhao, 2006; 张风雪等, 2014), 该异常可能是俯冲板块脱水作用造成的上地幔物质部分熔融, 并推测长白山火山为弧后板内火山(赵大鹏等, 2004; Lei和Zhao, 2005; Ma等, 2018), 而大地幔楔角流可能是形成中国东北地区新生代火山的主要物质来源(Zhao等, 2009; Zhao和Tian, 2013; Tian等, 2016). 最近, Tang等(2014)结合地震成像和波形模拟认为长白山火山由来自下地幔的地幔上升流引起. Guo等(2018)通过面波和接收函数联合成像指出, 可利用小尺度地幔对流模型来解释长白山火山和大兴安岭地区火山的成因.

地震波速度成像虽然获得了中国东北地区深部速度的整体结构, 但速度异常对水及其引起的少量熔融约束相对较弱(Karato, 2011). 然而, 少量水和连通的熔融体却可以引起地球内部岩石导电性极大的变化(Yoshino等, 2009; Xu等, 2000; Novella等, 2014; Laumonier等, 2017). 因此, 通过大地电磁测深方法获得地壳和上地幔电性结构, 可以更加准确估计地幔岩石的含水量和熔融程度等重要信息(Chave和Jones, 2012), 进而能更加直观地研究新生代火山深部结构(Naif等, 2013; McGary等, 2014).

为探索中国东北地区新生代火山的深部结构, 已经开展了大量大地电磁测深工作(汤吉等, 2001, 2005; 朱仁学等, 2001; 詹艳等, 2006; 仇根根等, 2014). 这些研究采用宽频大地电磁测深技术, 主要针对单个火山(群)进行研究, 揭示了中国东北地区部分新生代火山的浅部结构特征. 探测结果发现, 除长白山火山外, 其他第四纪火山没有发现明显的壳内岩浆囊, 但经推测都具有通往地幔的岩浆通道. 最新的地球化学研究发现, 中国东北地区新生代火山岩具有较高的含水量(Xia等, 2019). 同位素研究也表明, 这些火山岩基本都为幔源性高钾玄武岩(Xu, 2007, 2014; 樊祺诚等, 2012). 所有这些均预示中国东北地区看似孤立的新生代火山可能在深部具有更密切的联系, 因此我们应该开展更大深度和更广区域的研究, 以更好地认识中国东北地区新生代火山的深部结构和形成机制.

为此, 本文利用覆盖中国东北地区网状长周期大地电磁测深数据, 通过三维反演技术获得全区的电阻率模型, 从上地幔尺度上整体认识这些火山的深部

结构, 探索它们彼此间的联系和形成机制.

2 数据和方法

中国东北地区大范围、面积性的长周期大地电磁数据采集于2015年8月至2017年10月, 测区位于 $40^{\circ}\sim 48^{\circ}\text{N}$ 、 $116^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$ 范围内, 覆盖了中国东北绝大部分地区. 前期测点间距为 2° , 后期在松辽盆地内部及附近地区进行了加密, 测点间距为 1° . 进行野外数据采集时, 测点布置在远离城镇、道路、高压线等的开阔地, 以最大可能提高数据观测质量. 测点的连续观测时长一般为30天, 加密测点的观测时长相对较短, 但仍达到了20天. 本文采用PRC-MTMV软件包(Varentsov和Sokolova, 2003)对野外数据进行处理, 得到了周期范围为10~15000s的全阻抗张量数据. 由于同一时间段内总是有多台仪器进行测量, 因此在数据处理过程中我们采用了磁场远参考技术(Gamble等, 1979)以降低相关噪声干扰. 经过数据挑选, 剔除具有明显“飞点”或受干扰严重的测点(主要集中在长白山附近), 我们最终获得了中国东北地区79个测点(图1)的全阻抗张量(包括主阻抗元素 Z_{xy} 、 Z_{yx} 和辅阻抗元素 Z_{xx} 、 Z_{yy}). 图2给出了典型测点的大地电磁测深视电阻率和相位曲线, 可以看出: 各测点曲线光滑, 数据误差较小, 均具有较高的数据质量; 不同地区测点的视电阻率存在明显变化, 表明地下电性结构存在显著差异.

根据面积性的大地电磁观测数据研究地下电性结构时, 三维反演是最合适的技术手段. 本文采用基于ModEM软件包(Kelbert等, 2014)开发的高斯-牛顿三维反演方法. 反演测点共79个, 反演数据类型为全阻抗张量, 共有21个频点响应数据, 等对数间隔地分布在10~15000s范围内. 在三维反演中, 过小的数据误差会使搜索方向不稳定, 引起反演结果对小误差数据的过度拟合; 误差较大时则说明频点数据受噪声干扰明显, 在反演中应压制其影响. 因此, 本文将 $|Z_{xy}Z_{yx}|^{1/2}$ 的5%作为反演误差限(Meqbel等, 2014; Zhang H Q等, 2016), 数据误差较小时采用该误差限, 保证搜索方向的稳定性; 数据误差较大时采用实际误差, 保证反演结果的可靠性.

反演时, 纵向网格表层厚度为100m, 之下各层厚度按照1.2的倍数递增, 总层数为37层, 因此反演模型的最大深度超过400km. Meqbel等(2014)的研究表明,

图1 中国东北地区长周期大地电磁测深测点分布

蓝点为长周期大地电磁测深数据采集点, 蓝色数字为图2中所展示测点的编号; 红色区域为新生代火山, 棕色为活动的火山. 深蓝色粗线为构造缝合带, 红色线为郯庐断裂带. XGTS: 喜桂图缝合带; HGSS: 贺根山缝合带; SLKS: 索伦克尔断裂; YYF: 依兰-伊通断裂; DMF: 敦化-密山断裂; MDJS: 牡丹江断裂

进行三维大地电磁反演时, 水平网格的最佳尺寸为平均点距的 $1/3 \sim 1/5$. 因此, 根据本文的测点分布情况, 我们分别采用40、30和20km水平网格间距进行了反演试算和对比, 结果发现网格间距为30和20km时得到的反演模型异常特征基本一致, 且较40km具有更好的分辨力和更小的拟合差. 因此, 考虑到反演效率和对计算资源的需求, 我们选择以30km的网格间距对研究区域进行水平剖分. 各方向在研究范围之外按照2.0的比例系数进行5个网格的扩边(水平方向总扩边数均为10个, Z方向向下为5个), 最终的反演网格总数为 $62 \times 45 \times 42$ 个.

由于本文研究的范围主要为上地幔, 其电性变化较为平缓, 因此反演时三方向的光滑系数均取0.3, 以期得到一个没有尖锐边界的光滑模型. 同时, 我们对其他反演参数, 如初始模型、初始正则化因子等也采用了不同的设置进行反演测试.

不同参数设置的各种反演结果显示的异常特征大体一致. 其中, 初始模型为 $100\Omega \cdot m$ 的均匀半空间、初始正则化因子为100时得到的异常最为清晰. 因此, 本文基于该参数设置时的反演结果研究中国东北地区上地幔电性结构. 该反演经过53次迭代后满足正则化因子小于 10^{-4} 的终止条件, 此时归一化数据拟合差(Nrms)由27.8下降并收敛于1.93. 图3给出了反演结束后各测点不同阻抗分量的Nrms分布图. 从图3可见, 大部分测点呈现绿色偏黄色, 单点拟合差的水平接近反演总体拟合差.

3 三维电性结构

虽然本文的三维反演从地表开始, 但考虑到较大的测点间距和本次反演采用10s的较大起始周期, 反演结果对地壳内部的电性结构分辨力不足. 根据Tao等

图2 典型测点15、18、32和J06的大地电磁测深视电阻率和相位曲线

由于大地电磁测深研究中, 通常由视电阻率和相位判断数据质量, 因此本文绘制了典型测点的视电阻率和相位曲线及它们对应的误差棒(图中黑色短线). 图中 xy 和 yx 分别对应主阻抗元素 Z_{xy} 和 Z_{yx} ; 各测点位置在图1中进行了标注

(2014)和朱洪翔等(2017)的研究, 中国东北地区地壳平均厚度约为35km. 因此, 下文只对35km以深的岩石圈和上地幔电性结构进行讨论. 大地电磁测深反演中, 15000s周期时的理论反演深度可以超过400km, 但根据开展的可靠性测试(图5和6)并参考前人的研究结果(Murphy和Egbert, 2017), 我们将讨论的最大深度限制到上地幔深部的350km.

图4给出了东北地区三维电性结构在不同深度的水平切片. 据Liu等(2016), 东北地区岩石圈平均厚度约为100km. 图中, 该深度范围内的高阻电性结构特征显然反映了该干枯岩石圈地幔. 但其中存在多处独立的局部低阻异常. 随着深度增加, 部分低阻异常消失, 余

者代之以更大规模的低阻异常. 到了上地幔深部, 低阻异常的规模进一步变大并演化为环形异常, 其形状几乎与松辽盆地轮廓呈镜像关系.

由于火山岩浆作用与低阻异常密切相关, 因此本文主要关注反演模型中的低阻异常. 在~35km深度附近(图4a), 电阻率整体以高阻为主, 反映了浅部的高阻地壳; 但其中存在多处彼此独立的明显局部低阻异常. 大多数低阻异常电阻率低于 $10\Omega\cdot\text{m}$, 在水平方向的尺度约为 $\sim 1^\circ$. Egbert和Kelbert(2012)的分辨率测试已经证明这些低阻异常的深度范围处于大地电磁探测的灵敏区间, 因此我们认为它们是可靠的. 其中部分低阻异常, 如长白山火山下方的低阻已被多次发现, 并被推测

图3 各个测点所有频点不同阻抗分量的归一化平均拟合差(Nrms)平面分布

(a) Z_{xx} ; (b) Z_{xy} ; (c) Z_{yx} ; (d) Z_{yy} . Z_{xy} 和 Z_{yx} 为主阻抗, Z_{xx} 和 Z_{yy} 为辅阻抗

为壳内岩浆囊(汤吉等, 2006; 仇根根等, 2014).

在更深的~50km深度上, 大部分低阻异常依然存在(图4b). 但部分异常发生了水平方向的连通, 如松辽盆地东南边缘和长白山火山附近的低阻异常. 这种现象也出现在更大的深度上, 比如在~100km时, 位于松辽盆地北端和东南端的多个低阻异常体, 异常形态不断膨胀、变形并彼此靠近, 逐渐形成一个更大规模的低阻异常带(图4c). 同样的情况也发生在松辽盆地西缘深部, 这说明在浅部表现为彼此独立的低阻异常可能具有较深的共同来源.

到了150km以至更大的深度, 低阻异常主要围绕松辽盆地边缘继续发育, 形成三个主要的低阻异常DC1、DC2和DC3, 并组合成近环状异常带(图4d~4f). 其中松辽盆地北部的异常, 剖面大地电磁测深已经探测到其顶部(韩江涛等, 2018a). 在松辽盆地南侧, 由于测点较为稀疏, 反演结果中的低阻异常分辨率不足, 但Dong等(2015)通过跨华北克拉通和中亚造山带的宽频和长周期大地电磁测深剖面清晰地确认了该低阻异常

的存在. 同时, 位于三江盆地下方的低阻异常也不断汇聚, 并在上地幔深部与松辽盆地下方的异常合并为面上连续分布的带状低阻异常, 其平面结构的主轴方向与贝尼奥夫等深线的方向一致. 因此, 我们认为这个低阻异常带可能和太平洋板块俯冲有关.

松辽盆地下方的环状低阻异常带是本次研究最重要的发现. 该异常带位于上地幔深部, 由三个低阻异常DC1、DC2和DC3组成. 它们是目前在东北地区可确认的最深最完整的低阻异常. 本文通过替换低阻异常的方法对环状低阻异常带的可靠性进行验证, 评价参数为各点Nrms的相对变化 $Nrms_{differences}$, 即

$$Nrms_{differences} = \frac{Nrms_{new} - Nrms_{preferred}}{Nrms_{preferred}} \times 100\%,$$

其中 $Nrms_{new}$ 为新模型的归一化数据拟合差, $Nrms_{preferred}$ 为本文讨论的反演模型对应的拟合差. 若拟合差变化量为正值(拟合差增大), 说明数据拟合情况变差; 反之, 则说明拟合情况变好. 但无论是变大还是变小, 都

图4 三维反演电阻率模型深度切片

红色三角为研究区内主要的火山, 其中HLHV和CBMV分别为哈拉哈(阿尔山)火山和长白山火山; 灰色虚线为研究区内的主要构造线, 封闭深灰色实线区域为松辽盆地; 黑色实线为主要山脉: DXAR(大兴安岭), XXAR(小兴安岭), ZGCR(张广才岭); 黑色圆圈为本次研究采用的测点位置; (d)~(f)中的DC1、DC2和DC3为上地幔低阻异常; (f)中白色虚线为贝尼奥夫等深线

表明模型的改变在地表可以被观测到. 验证时, 我们将反演结果中三个低阻异常中电阻率小于 $20\Omega\cdot\text{m}$ 的区域从150、250、350km向下分别以反演初始模型的 $100\Omega\cdot\text{m}$ 替换(图5中虚线, 这里只展示穿过DC2和DC3异常中心的 43°N 的东西向电阻率剖面). 对这三个新模型进行数值模拟得到正演响应并计算得到各测点拟合差的变化情况(图6). 由图6可以看出, 三组模型中位于环状低阻异常附近的测点拟合差均有明显增大, 尤其

替换起始深度为150km的模型, 部分测点的拟合差增大超过20%(图6a); 变化幅值最小的图6c, 个别测点的变化也超过5%. 这说明, 上地幔深处存在的环状低阻异常是可靠的. 由于该环状异常埋藏较深, 且大地电磁探测可能受到松辽盆地浅部低阻覆盖层屏蔽效应影响, 之前观测时间较短(通常小于5天)的宽频大地电磁探测(白登海等, 1993; 梁宏达等, 2017)揭示该异常较为困难.

图5 不同规模的替代模型过43°N纬线的垂直电阻率剖面

(a)为文中分析所采用的模型; (b)~(d)分别对应将(a)中不同深度以深的环状低阻异常中电阻率小于 $20\Omega\cdot\text{m}$ 的区域(图中虚线框)以初始模型的 $100\Omega\cdot\text{m}$ 代替后得到的新模型

图6 图5中三个新模型对应的各点归一化数据拟合差 $\text{Nrms}_{\text{differences}}$ 平面变化情况

各图中的三个灰色闭合区域分别为低阻异常DC1、DC2和DC3的大致范围; 若归一化数据拟合差变化量 $\text{Nrms}_{\text{differences}}$ 为正值, 说明数据拟合情况变差; 反之, 则说明拟合情况变好. 但无论变差还是变好, 都说明模型的改变对地表观测存在影响

4 讨论

4.1 低阻异常性质

上地幔中岩石物质组成、温度以及杂质等均可引起低阻异常(Gaillard等, 2008). 由于橄榄岩为上地幔的主要成分(约60~70%), 且其导电性决定上地幔导电性. 因此, 在一级近似条件下, 可以通过上地幔的主要矿物——橄榄石中含水量的增加解释低阻异常(Karato, 1990); 同时橄榄岩的固相线随含水量的增加而降低, 若其低至对应深度下的地幔温度, 该处将产生部分熔融, 进一步提高了上地幔的导电能力(Ardia等, 2012; Tenner等, 2012). 因此, 我们从含水量和部分熔融的角度, 以图4中三个低阻异常DC1、DC2和DC3为例讨论其形成原因.

相较于异常体的电导率, 大地电磁测深对异常体的电导更加敏感, 其反演结果是异常体的规模和电导率之间的平衡, 不能过度解释反演结果中的低阻异常(Key等, 2013). 因此, 在从三维反演结果中提取三个低阻异常体的电阻率-深度剖面时, 我们选择异常中心网格及邻近4个网格的电阻率平均值作为异常中心的电阻率(图7a). 为得到中国东北地区上地幔中更加准确的启动熔融时对应的电阻率剖面, 需要首先估计不同深度的温度, 其上下限来自Ichiki等(2006)由Hashin-Shtrikman(HS)模型估计的结果(图7b中粗实线和虚线); 再根据Hirschmann等(2009)标定的公式, 计算不同

含水量时的橄榄岩固相线(图7b中细实线); 结合以上两者可以估计出东北地区不同深度的温度及该温度条件下启动部分熔融所需的含水量; 最后根据Gardés等(2014)提出的橄榄石电阻率随温度和含水量的变化模型(其中部分参数选择Bell等(2003)的结果), 就得到东北地区100~350km深度范围内熔融启动时的电阻率上下限剖面(图7a中黑色实线和虚线). 例如, 在图7b中200km深时, 东北地区的温度上限为1440℃, 对应着约420ppm的橄榄岩固相线; 再结合电阻率公式可以计算出深度为200km处部分熔融启动时的电阻率上限值为10.4Ω·m, 若该深度的实际体积电阻率低于此上限值, 则会产生部分熔融, 否则不易发生部分熔融.

从图7a可以看出, 在100~350km范围内, 松辽盆地北侧DC1异常中心的电阻率始终低于熔融启动时的电阻率, 推测已经发生部分熔融. 在长白山地区, DC3异常的深部电阻率也基本低于最低熔融电阻率, 推测也已经发生了部分熔融. 虽然180~270km深度区间电阻率恰好位于HS上下限之间, 处于熔融临界状态, 但考虑到图中的电性剖面为电阻率平均值, 异常体中存在更低的电阻率. 因此, 我们认为DC3在该深度内也处于熔融状态. 特别是在岩石圈底部及软流圈顶部(约100~150km), 电阻率明显低于熔融启动时的电阻率, 推测也应发生了大比例的熔融. 此外, 除了含水作用, 该深度附近的减压作用导致固相线降低也是重要的致融因素.

图7 三个低阻异常中心附近的电阻率-深度剖面及橄榄岩固相线

(a) 蓝色、红色和绿色曲线分别为DC1、DC2和DC3异常中心的平均电阻率剖面, 黑色实线和虚线为根据中国东北地区地幔温度上下限计算得到的熔融启动时电阻率上下限; (b) 橄榄岩固相线, 其中细实线为不同含水量的橄榄岩固相线, 粗实线和粗虚线分别为Ichiki等(2006)根据Hashin-Shtrikman(HS)公式得到的东北地区地温线上下限

软流圈中, 中国东北地区的地温约在1200~1450℃范围内(图7b)。在此条件下, 根据HS双相介质导电模型(Hashin和Shtrikman, 1962), 可以计算出熔融比例与上地幔电阻率的变化关系曲线(图8黑色线)。由于DC1和DC3在100~350km内的电阻率范围分别在1.4~4.9Ω·m(图8蓝色区域)和3.5~9.5Ω·m(图8绿色区域)之间, 据此可以估计得到DC1低阻异常的熔融比例约为4~15%, DC3的熔融比例约为2~6%。Laumonier等(2017)的高温高压实验结果表明, 当发生0.5%的熔融时, 熔体就可能呈相互连通的状态, 因此可以推测DC1和DC3各自的熔融部分是连通的。由于岩石导电性随压力变化幅度较小, 这里的讨论均未考虑压力的影响(Gardés等, 2014; 郭新转, 2016)。

相对而言, 位于大兴安岭地区的DC2异常平均电阻率相对较高, 始终大于图7a中启动熔融电阻率, 故其含水量不足以启动熔融。在250km深度, 该异常平均电阻率约为10Ω·m, 由图7b可知此深度的温度约为1400℃, 根据Gardés等(2014)公式估计, 该异常的含水量大致为400ppm。因此, 我们推测DC2低阻异常主要由含水量的增加引起, 可能存在非常低(~1%)的熔融(图8红色区域)。但在~100km深度附近, 由于减压作用, DC2发生熔融的可能性会进一步增高。正是因为该区域熔融较少, 产生的地震波速度异常并不明显, 增加了地震成像发现该异常的难度。

4.2 低阻异常空间结构

将反演模型中不同深度的低阻异常作为整体联系起来, 可以得到中国东北地区地幔转换带深度以上低阻异常立体图像(图9)。该图像清晰显示, 中国东北地区上地幔深部发育有环形低阻异常, 该异常向上生长, 以类脉状穿过软流圈到达其顶部, 之后受到高阻岩石圈的阻挡而侧向或延构造裂隙等发育, 最终形成岩石圈中多个低阻子异常。

根据异常基本直立的形态, 我们推测流体熔融物质的运移过程受正的浮力作用控制。但在由上地幔深部向上发育过程中, 低阻异常体积变小, 我们推测可能是在运移过程中, 异常体边缘的流体熔融相物质不停熔融上地幔岩石, 其中的水逐渐被稀释, 使得电阻率增高, 导致低阻异常分布范围减小。上述异常的空间结构具有和东太平洋地区弧火山深部电阻率结构类似的特征(Naif等, 2013)。但到达软流圈顶部后, 低阻异

图8 地幔岩石电导率与熔融比例变化关系

蓝色、红色和绿色区域分别表示DC1、DC2和DC3在100~350km内的电阻率范围, 黑色实线和虚线分别为按照HS双相介质模型(Hashin和Shtrikman, 1962)计算的不同熔融比例时的电阻率。根据HS双相介质模型计算时, 干的橄榄石电导率值由Wang等(2006)的高温高压实验得到, 1200℃和1450℃时分别为 4.8×10^{-5} 和 $7.0 \times 10^{-4} \text{ S m}^{-1}$; 熔融状态的橄榄石硅质玄武岩电导率为 7.0 S m^{-1} (Partzsch等, 2000)。

常发生侧向生长, 体积重新变大。一个合理的解释是, 随着熔体上升, 压力持续降低, 到岩石圈底部引起失压熔融; 而低阻异常中水的存在, 进一步降低了橄榄岩的固相线, 引起浅部更大范围的部分熔融。

4.3 低阻异常与新生代火山

将Xu等(2013)确认的中国东北地区新生代火山分布叠加到图4上, 可以明显看到, 岩石圈中低阻异常与火山在平面位置上具有较好的对应性。在~35km深度上, 这些火山基本发育在低阻异常上方或者附近。虽然少数火山, 如哈拉哈火山、赤峰火山等下方的地壳内不存在低阻异常, 但在~50km深度甚至更深, 低阻异常重新出现。汤吉等(2005)在这些地区的探测也发现同样的规律。随着深度的增加, 可能受岩石圈结构的影响, 岩浆运移通道发生了扭曲变形, 导致部分火山和深部低阻异常位置出现偏离。由于这些低阻异常与流体及部分熔融密切相关, 进一步结合图9中低阻异常的空间结构, 我们认为中国东北地区新生代火山岩浆可能均来源于上地幔深部环形低阻异常所对应的流体熔融物质。

但从火山位置与深部异常结构的对应关系看, 松

图9 中国东北地区低阻异常三维结构

顶部深度分别为50km(a)、100km(b)、150km(c)、250km(d)和350km(e), 图中最外侧等值面的电阻率为 $20\Omega\cdot\text{m}$, 红色三角表示部分新生代火山的位置

辽盆地东侧的长白山地区和西侧的大兴安岭地区明显不同. 在长白山地区, 火山基本与上地幔深部的低阻异常直接联系, 典型的是长白山火山(图10a). 虽然我们的模型受测点密度影响浅部分辨力不足, 但前人探测发现长白山火山下方的地壳中存在低阻岩浆囊, 在更深部存在通往地幔的低阻岩浆通道(汤吉等, 2001, 2005; 仇根根等, 2014). 我们的模型在深部不仅确认了该通道的存在, 还进一步揭示了长白山火山岩浆通道的完整结构及其物质来源, 即该岩浆通道植根于深部更大规模的低阻异常DC3上. 因为DC3异常的熔融

比例较高, 在该异常大致的位置上, 地震成像结果也发现了明显的低波速异常, 并将其解释为长白山火山岩浆物质源区(Tang等, 2014; Zhao和Tian, 2013; Tian等, 2016; Guo等, 2016, 2018). 低波速结合低阻异常, 可以进一步确认长白山地区深部含水熔融的性质(Karato, 2010; Zhang Y L等, 2016).

在大兴安岭地区, 部分火山下方的岩石圈深部可能存在低阻异常, 但在软流圈中低阻异常消失, 表现为高阻特征, 如哈拉哈火山(图10b). 在岩石圈尺度上, 这个特征和前人的大地电磁探测结果一致(汤吉等,

图 10 过长白山火山和哈拉哈火山的東西向电阻率剖面

(a)为过长白山火山的41.4°N纬向电阻率剖面, (b)为过哈拉哈火山的46.9°N纬向电阻率剖面. 在每个子图中, 自上至下分别为地表的高程、0~100km剖面和0~400km剖面; 红色倒三角为火山位置

2005; 韩江涛等, 2018a, 2018b). Guo等(2018)通过地震成像也探测到哈拉哈火山下方的岩石圈低速异常和软流圈高速异常, 并据此推测大兴安岭地区火山是小尺度地幔对流形成的地幔上升流引起. 但如果从整个上地幔的尺度看, 我们的模型清晰显示哈拉哈火山下方岩石圈深部的低阻异常到达软流圈顶部后并没有消失, 而是代之以侧向生长, 并植根在更东侧的软流圈深部低阻异常上. 在这个意义上, 哈拉哈火山是有根的.

因此, 东北地区那些在岩石圈尺度上表现为断根的火山, 若是由于构造减压作用引起, 那么它们的岩浆极可能来自干枯的岩石圈, 含水量应该较低. 但中国东北地区大部分新生代火山, 如哈拉哈火山, 含水量普遍较高(Xia等, 2019), 这个现象仅用减压机制则不易解释. 我们的模型显示, 这些火山在更深处扎根于软流圈中的低阻异常, 而引起这些异常的直接原因是富水流体及熔融作用, 从而可以更加合理地解释中国东北地区火山岩的高含水量现象.

5 火山机制

火山岩浆是由温度升高或者绝热减压诱发的物质熔融产生(Hall和Kincaid, 2001), 或者由含水量增加导

致岩石固相线降低引起的熔融形成(Grove等, 2006), 或者兼而有之. 综合本文研究获得的电阻率三维结构和流变分析结果, 我们认为中国东北地区的板内火山根本上是由富水幔源物质及其引起的熔融作用所导致. 图11总结了我們提出的中国东北地区新生代火山深部结构和机制.

中国东北地区大陆是由兴安地块、松嫩地块和布列亚-佳木斯地块等多个微板块经过弱碰撞拼贴而成的显生宙大陆(Wu等, 2011), 它们之间没有大规模的相互俯冲(郑永飞等, 2016), 板块缝合带结合力较弱, 因此该地区大陆的整体刚度主要受这些缝合带强度控制. 渐新世以来, 受西太平洋俯冲海沟后撤影响, 东北地区总体处于拉张的环境(Wei等, 2010), 从而导致这些缝合带和深大断裂可能重新活化, 成为深部物质上升通道, 形成大规模火山事件. 因此, 看似孤立分布的中国东北地区新生代大规模的火山活动, 从一个侧面反映了该区深断裂的发育规律(Xu等, 2013; Zhao等, 2016).

在更深的尺度上, 西太平洋板块俯冲到中国东北地区的地幔转换带后以平卧方式滞留其中(Fukao等, 2001; Huang和Zhao, 2006). 俯冲洋壳中携带有大量水, 它们的大部分在岩石圈范围内会因相变而被释放掉.

图 11 中国东北地区深俯冲带的太平洋板块脱水诱发熔融并形成新生代火山的模式卡通图

MTZ内滞留的太平洋板块,在深部可能的地幔上升流作用下,产生板内脱水或者角流,运移到MTZ顶部,产生部分熔融;该流体/熔融相物质重力不稳定,向上熔透软流圈,底劈于岩石圈底部,最后刺穿岩石圈构造薄弱位置,可能以火山或者大陆溢流玄武岩形式排出地表。地幔上升流据Tang等(2014)。东北地区地幔转换带中可能存在的热物质上升通道据Tang等(2014)、Guo等(2018)、Lai等(2019)和Wu等(2019);地幔楔角流据Zhao等(2009)、Zhao和Tian(2013)。图中各界面均为示意位置,未按照实际深度的比例作图

但在中国东北地区,仍有部分水被带入到地幔转换带中(Huang等, 2005; Kelbert等, 2009; Li等, 2013)。转换带中的水,部分可由地震等作用释放(Zhao和Tian, 2013),但大部分可能受深部持续热作用,甚至来自更深部地幔上升流的热作用(Tang等, 2014; Guo等, 2018; Lai等, 2019; Wu等, 2019)而发生脱水反应,受浮力作用而运移到转换带顶部(Litasov和Ohtani, 2002; Guo和Yoshino, 2013)。当地幔转换带顶部含水量达到0.4wt%时,将可能启动橄榄岩的熔融机制(Toffelmier和Tyburczy, 2007)。这些流体熔融物质此后因重力不稳定而继续向上运移,构成我们发现的软流圈中低阻异常的根。

我们的模型进一步表明,这些来自地幔转换带顶部的流体熔融物质将继续上升,穿透软流圈,底辟在干枯坚硬的大陆岩石圈底部,最终刺穿板块缝合带等构造薄弱部位以板内火山等形式出现。

中国东北地区新生代火山虽然大部分处于休眠状态,但电阻率模型显示它们的深部基本都还处于热活动状态。它们目前之所以失去活动性,可能是由于深部热作用暂时性减弱,浅部得以冷却固结。但根据本

文推测的火山机制,由于西太平洋俯冲板块提供的流体熔融物质不断地供给,这些异常会持续发育,可能唤起休眠的火山或者诱发新的火山。在这个角度上,我们认为东北地区新生代火山基本具有地质年代上的并发性特点,从而部分解释了中国东北地区新生代的大规模火山事件。

6 结论

本文基于面积性长周期大地电磁探测,通过对全阻抗抗量数据进行三维反演,获得了中国东北地区上地幔深度范围内的三维电阻率模型。

我们的电阻率结构显示,在中国东北地区松辽盆地下方的软流圈中存在大规模低阻异常。岩石物理分析表明,这些低阻异常是由高含量的水,甚至部分熔融物质引起。这些流体熔融物质上升到岩石圈底部,蚀穿岩石圈后喷出地表,形成中国东北地区的新生代火山。因此,虽然在平面位置上中国东北地区新生代火山相距较远,但它们均发育自上地幔深部的环形异常。

由于长周期大地电磁探测深度的限制,我们发现的软流圈中低阻异常的更深部结构还不能得到很好的限制。但前人的地磁测深和地震成像结果表明,这些流体极可能来自滞留的西太平洋板块脱水作用。因此,中国东北地区新生代火山活动可能主要受西太平洋板块俯冲作用和岩石圈结构共同控制。

本文得到的电阻率模型是能对中国东北地区新生代火山形成机制进行整体解释的首个较完整的上地幔三维电性结构模型。但该模型尚未覆盖北部的五大连池和诺敏等火山,若要涵盖这些火山,还需要采集更多的数据。此外,由于长周期大地电磁探测深度的限制,还需要借助地磁测深对软流圈底部异常的更深部结构作进一步约束。

致谢 本文的野外数据由吉林大学研究生周子琨、邹宗霖和黄颖采集,吉林金太地球探测科技有限公司的董瑞春和孟宪福等协助采集。中国地质大学(武汉)胡祥云教授和中国科学院地质与地球物理研究所白登海研究员为野外数据采集提供了无私帮助,并对资料的处理和解释提出了宝贵意见。吉林大学林君教授在野外数据采集中无私提供了仪器支持。论文撰写过程中,与中国地震局地

质研究所陈小斌研究员在数据处理和资料认识方面进行了深入交流, 与吉林大学地球科学学院梁一鸿教授关于东北地区构造演化的讨论对本文认识的深化帮助匪浅。在此一并表示衷心感谢。最后, 特别感谢两位匿名审稿人, 他们对本文的完善和质量提升提出了许多建设性的意见; 审稿人认真、严谨的学术风格也使作者受益匪浅。

参考文献

- 白登海, 张丽, 孔祥儒. 1993. 内蒙古东部古生代块体碰撞区的大地电磁测深研究. *地球物理学报*, 36: 773–783
- 仇根根, 裴发根, 方慧, 杜炳锐, 张小博, 张鹏辉, 袁永真, 何梅兴, 白大为. 2014. 长白山天池火山岩浆系统分析. *地球物理学报*, 57: 3466–3477
- 樊祺诚, 赵勇伟, 隋建立, 李大明, 武颖. 2012. 大兴安岭诺敏河第四纪火山岩分期: 岩石学、年代学与火山地质特征. *岩石学报*, 28: 66–72
- 郭新转. 2016. 高温高压下壳幔含水矿物电导率实验研究. *中国科学: 地球科学*, 46: 301–312
- 韩江涛, 郭振宇, 刘文玉, 侯贺晟, 刘国兴, 韩松, 刘立家, 王天琪. 2018a. 松辽盆地岩石圈减薄的深部动力学过程. *地球物理学报*, 61: 2265–2279
- 韩江涛, 王天琪, 刘文玉, 刘国兴, 韩松, 刘立家. 2018b. 阿尔山火山群深部“拱桥式”岩浆系统及其稳定性分析. *地震地质*, 40: 590–610
- 梁宏达, 金胜, 魏文博, 高锐, 侯贺晟, 韩江涛, 韩松, 刘国兴. 2017. 松嫩地块东缘和佳木斯地块西缘电性结构. *地球物理学报*, 60: 1511–1520
- 孙明道. 2016. 中国东北及邻区白垩纪岩浆活动与古太平洋板块俯冲的关系. *矿物岩石地球化学通报*, 35: 1090–1097
- 汤吉, 邓前辉, 赵国泽, 李文军, 宣飞, 晋光文, 白登海, 詹艳, 梁竞阁, 蒲兴华, 王继军, 李国深, 洪飞, 马明志, 陈风学. 2001. 长白山天池火山区电性结构和岩浆系统. *地震地质*, 23: 191–200
- 汤吉, 王继军, 陈小斌, 赵国泽, 詹燕. 2005. 阿尔山火山区地壳上地幔电性结构初探. *地球物理学报*, 48: 196–202
- 汤吉, 赵国泽, 王继军, 詹艳, 邓前辉, 陈小斌. 2006. 基于地下电性结构探讨中国东北活动火山形成机制. *岩石学报*, 22: 1503–1510
- 詹艳, 赵国泽, 王继军, 肖骑彬, 汤吉, Rokityansky II. 2006. 黑龙江五大连池火山群地壳电性结构. *岩石学报*, 22: 1494–1502
- 张风雪, 吴庆举, 李永华. 2014. 中国东北地区远震S波走时层析成像研究. *地球物理学报*, 57: 88–101
- 赵大鹏, 雷建设, 唐荣余. 2004. 中国东北长白山火山的起源: 地震层析成像证据. *科学通报*, 49: 1439–1446
- 真允庆, 牛树银, 刁谦, 叶良文, 巫静, 宋涛, 贾学谊. 2012. 东北地区地幔热柱构造与成矿成藏作用. *地质学报*, 86: 1869–1889
- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. *中国科学: 地球科学*, 46: 253–286
- 朱洪翔, 田有, 刘财, 冯晖, 杨宝俊, 刘才华, 刘廷, 马锦程. 2017. 中国东北地区高分辨率地壳结构: 远震接收函数. *地球物理学报*, 60: 1676–1689
- 朱仁学, 付维洲, 孟令顺, 陈洪洲, 赵谊. 2001. 黑龙江镜泊湖火山地区电性结构初步研究. *地震地质*, 23: 186–190
- Ardia P, Hirschmann M M, Withers A C, Tenner T J. 2012. H₂O storage capacity of olivine at 5–8 GPa and consequences for dehydration partial melting of the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 345–348: 104–116
- Bell D R, Rossman G R, Maldener J, Endisch D, Rauch F. 2003. Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. *J Geophys Res*, 108: 1–9
- Chave A D, Jones A G. 2012. *The Magnetotelluric Method, Theory and Practice*. Cambridge: Cambridge University Press
- Deng J F, Zhao H L, Luo Z H, Guo Z F, Mo X X. 1998. Mantle plumes and lithosphere motion in East Asia. *Mantle Dyn Plate Interact East Asia*, 27: 59–65
- Dong Z, Tang J, Unsworth M, Chen X. 2015. Electrical resistivity structure of the upper mantle beneath Northeastern China: Implications for rheology and the mechanism of craton destruction. *J Asian Earth Sci*, 100: 115–131
- Egbert G D, Kelbert A. 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophys J Int*, 189: 251–267
- Fukao Y, Widiyantoro S, Obayashi M. 2001. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev Geophys*, 39: 291–323
- Gaillard F, Malki M, Iacono-Marziano G, Pichavant M, Scailliet B. 2008. Carbonatite melts and electrical conductivity in the asthenosphere. *Science*, 322: 1363–1365
- Gamble T D, Goubau W M, Clarke J. 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44: 53–68
- Gardés E, Gaillard F, Tarits P. 2014. Toward a unified hydrous olivine electrical conductivity law. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 4984–5000
- Grove T, Chatterjee N, Parman S, Medard E. 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth Planet Sci Lett*, 249: 74–89
- Guo X, Yoshino T. 2013. Electrical conductivity of dense hydrous magnesium silicates with implication for conductivity in the stagnant slab. *Earth Planet Sci Lett*, 369–370: 239–247
- Guo Z, Chen Y J, Ning J, Yang Y, Afonso J C, Tang Y C. 2016. Seismic evidence of on-going sublithosphere upper mantle convection for intra-plate volcanism in Northeast China. *Earth Planet Sci Lett*, 433: 31–43
- Guo Z, Wang K, Yang Y J, Tang Y C, Chen Y J, Hung S H. 2018. The origin and mantle dynamics of quaternary intraplate volcanism in

- Northeast China from joint inversion of surface wave and body wave. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 2410–2425
- Hall P S, Kincaid C. 2001. Diapiric flow at subduction zones: A recipe for rapid transport. *Science*, 292: 2472–2475
- Hashin Z, Shtrikman S. 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. *J Appl Phys*, 33: 3125–3131
- He C, Dong S, Chen X, Santosh M, Niu S. 2014. Seismic evidence for plume-induced rifting in the Songliao Basin of Northeast China. *Tectonophysics*, 627: 171–181
- Hirschmann M M, Tenner T, Aubaud C, Withers A C. 2009. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning. *Phys Earth Planet Inter*, 176: 54–68
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: B09305
- Huang X, Xu Y, Karato S I. 2005. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite. *Nature*, 434: 746–749
- Ichiki M, Baba K, Obayashi M, Utada H. 2006. Water content and geotherm in the upper mantle above the stagnant slab: Interpretation of electrical conductivity and seismic P-wave velocity models. *Phys Earth Planet Inter*, 155: 1–15
- Karato S. 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, 347: 272–273
- Karato S. 2010. Rheology of the Earth's mantle: A historical review. *Gondwana Res*, 18: 17–45
- Karato S. 2011. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 413–423
- Kelbert A, Meqbel N, Egbert G D, Tandon K. 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Comput Geosci*, 66: 40–53
- Kelbert A, Schultz A, Egbert G. 2009. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations. *Nature*, 460: 1003–1006
- Key K, Constable S, Liu L, Pommier A. 2013. Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern east pacific rise. *Nature*, 495: 499–502
- Kuritani T, Kimura J I, Ohtani E, Miyamoto H, Furuyama K. 2013. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China. *Lithos*, 156–159: 1–12
- Kuritani T, Ohtani E, Kimura J I. 2011. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. *Nat Geosci*, 4: 713–716
- Lai Y, Chen L, Wang T, Zhan Z. 2019. Mantle transition zone structure beneath Northeast Asia from 2-D triplicated waveform modeling: Implication for a segmented stagnant slab. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 1871–1888
- Laumonier M, Farla R, Frost D J, Katsura T, Marquardt K, Bouvier A S, Baumgartner L P. 2017. Experimental determination of melt interconnectivity and electrical conductivity in the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 463: 286–297
- Lei J, Zhao D. 2005. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia. *Tectonophysics*, 397: 281–295
- Li J, Wang X, Wang X, Yuen D A. 2013. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath northeast china: Evidence for a stagnant slab in hydrous mantle transition zone. *Earth Planet Sci Lett*, 367: 71–81
- Litasov K, Ohtani E. 2002. Phase relations and melt compositions in CMAS-pyrolite-H₂O system up to 25 GPa. *Phys Earth Planet Inter*, 134: 105–127
- Liu J Q, Chen L H, Zeng G, Wang X J, Zhong Y, Yu X. 2016. Lithospheric thickness controlled compositional variations in potassic basalts of Northeast China by melt-rock interactions. *Geophys Res Lett*, 43: 2582–2589
- Ma J, Tian Y, Liu C, Zhao D, Feng X, Zhu H. 2018. P-wave tomography of Northeast Asia: Constraints on the western Pacific plate subduction and mantle dynamics. *Phys Earth Planet Inter*, 274: 105–126
- McGary R S, Evans R L, Wannamaker P E, Elsenbeck J, Rondenay S. 2014. Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, 511: 338–340
- Meqbel M N, Egbert G D, Wannamaker P E, Kelbert A, Schultz A. 2014. Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of USArray magnetotelluric data. *Earth Planet Sci Lett*, 402: 290–304
- Murphy B S, Egbert G D. 2017. Electrical conductivity structure of southeastern North America: Implications for lithospheric architecture and Appalachian topographic rejuvenation. *Earth Planet Sci Lett*, 462: 66–75
- Naif S, Key K, Constable S, Evans R L. 2013. Melt-rich channel observed at the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 495: 356–359
- Novella D, Frost D J, Hauri E H, Bureau H, Raepsaet C, Roberge M. 2014. The distribution of H₂O between silicate melt and nominally anhydrous peridotite and the onset of hydrous melting in the deep upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 400: 1–13
- Partzsch G M, Schilling F R, Arndt J. 2000. The influence of partial melting on the electrical behavior of crustal rocks: Laboratory examinations, model calculations and geological interpretations. *Tectonophysics*, 317: 189–203
- Sun M D, Chen H L, Zhang F Q, Wilde S A, Dong C W, Yang S F.

2013. A 100 Ma bimodal composite dyke complex in the Jiamusi Block, NE China: An indication for lithospheric extension driven by Paleo-Pacific roll-back. *Lithos*, 162-163: 317-330
- Tang Y, Obayashi M, Niu F, Grand S P, Chen Y J, Kawakatsu H, Tanaka S, Ning J, Ni J F. 2014. Changbaishan volcanism in northeast China linked to subduction-induced mantle upwelling. *Nat Geosci*, 7: 470-475
- Tao K, Niu F, Ning J, Chen Y J, Grand S, Kawakatsu H, Tanaka S, Obayashi M, Ni J. 2014. Crustal structure beneath NE China imaged by NECESSArray receiver function data. *Earth Planet Sci Lett*, 398: 48-57
- Tenner T J, Hirschmann M M, Withers A C, Ardia P. 2012. H₂O storage capacity of olivine and low-Ca pyroxene from 10 to 13 GPa: Consequences for dehydration melting above the transition zone. *Contrib Mineral Petrol*, 163: 297-316
- Tian Y, Zhu H, Zhao D, Liu C, Feng X, Liu T, Ma J. 2016. Mantle transition zone structure beneath the Changbai volcano: Insight into deep slab dehydration and hot upwelling near the 410 km discontinuity. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 5794-5808
- Toffelmier D A, Tyburczy J A. 2007. Electromagnetic detection of a 410-km-deep melt layer in the southwestern United States. *Nature*, 447: 991-994
- Varentsov I M, Sokolova E Y. 2003. Diagnostics and suppression of auroral distortions in the transfer operators of the electromagnetic field in the BEAR experiment. *Izvestiya Phys Solid Earth*, 39: 283-307
- Wang D J, Mookherjee M, Xu Y S, Karato S. 2006. The effect of water on the electrical conductivity of olivine. *Nature*, 443: 977-980
- Wang X C, Wilde S A, Li Q L, Yang Y N. 2015. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. *Nat Commun*, 6: 1-9
- Wei W B, Unsworth M, Jones A, Booker J, Tan H, Nelson D, Chen L S, Li S, Solon K, Bedrosian P, Jin S, Deng M, Ledo J, Kay D, Roberts B. 2010. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 292: 716-719
- Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, Zhang Y B, Grant M L, Wilde S A, Jahn B M. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in north-eastern China. *J Asian Earth Sci*, 41: 1-30
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, Jahn B, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem Geol*, 187: 143-173
- Wu W, Ni S, Irving J C E. 2019. Inferring Earth's discontinuous chemical layering from the 660-kilometer boundary topography. *Science*, 363: 736-740
- Xia Q K, Liu J, Kovács I, Hao Y T, Li P, Yang X Z, Chen H, Sheng Y M. 2019. Water in the upper mantle and deep crust of eastern China: Concentration, distribution and implications. *Natl Sci Rev*, 6: 125-144
- Xu W L, Pei F P, Wang F, Meng E, Ji W Q, Yang D B, Wang W. 2013. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes. *J Asian Earth Sci*, 74: 167-193
- Xu Y G. 2007. Mantle plume, large igneous provinces and lithospheric evolution. *Episodes*, 30: 5
- Xu Y G. 2014. Recycled oceanic crust in the source of 90-40 Ma basalts in North and Northeast China: Evidence, provenance and significance. *Geochim Cosmochim Acta*, 143: 49-67
- Xu Y, Shankland T J, Poe B T. 2000. Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *J Geophys Res*, 105: 27865-27875
- Yoshino T, Matsuzaki T, Shatskiy A, Katsura T. 2009. The effect of water on the electrical conductivity of olivine aggregates and its implications for the electrical structure of the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 291-300
- Zhang H Q, Huang Q H, Zhao G Z, Guo Z, Chen Y J. 2016. Three-dimensional conductivity model of crust and uppermost mantle at the northern Trans North China Orogen: Evidence for a mantle source of Datong volcanoes. *Earth Planet Sci Lett*, 453: 182-192
- Zhang L Y, Prelević D, Li N, Mertz-Kraus R, Buhre S. 2016. Variation of olivine composition in the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: Lithosphere control on the origin of the K-rich intraplate mafic lavas. *Lithos*, 262: 153-168
- Zhao D, Tian Y, Lei J, Liu L, Zheng S. 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 197-206
- Zhao D, Tian Y. 2013. Changbai intraplate volcanism and deep earthquakes in East Asia: A possible link? *Geophys J Int*, 195: 706-724
- Zhao T, Zhu G, Lin S, Wang H. 2016. Indentation-induced tearing of a subducting continent: Evidence from the Tan-Lu Fault Zone, East China. *Earth-Sci Rev*, 152: 14-36
- Zou H, Fan Q, Yao Y. 2008. U-Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab. *Chem Geol*, 255: 134-142
- Zou H, Zindler A, Xu X, Qi Q. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chem Geol*, 171: 33-47

(责任编辑: 陈凌)