

Document Version

Final published version

Citation (APA)

Sheng, Y., Jin, S., Hou, Z., Comeau, M. J., Becken, M., Wei, W., Ye, G., Zhang, L., Dong, H., Yin, Y., Xie, C., & Jing, J. (2025). 青藏高原南部申扎-定结裂谷深部物质运移特征及孕震环境: 来自三维电阻率模型提供的证据. *Science China Earth Sciences*, 55(8), 2703-2727. <https://doi.org/10.1360/SSTe-2024-0333>

Important note

To cite this publication, please use the final published version (if applicable).
Please check the document version above.

Copyright

In case the licence states "Dutch Copyright Act (Article 25fa)", this publication was made available Green Open Access via the TU Delft Institutional Repository pursuant to Dutch Copyright Act (Article 25fa, the Taverne amendment). This provision does not affect copyright ownership.
Unless copyright is transferred by contract or statute, it remains with the copyright holder.

Sharing and reuse

Other than for strictly personal use, it is not permitted to download, forward or distribute the text or part of it, without the consent of the author(s) and/or copyright holder(s), unless the work is under an open content license such as Creative Commons.

Takedown policy

Please contact us and provide details if you believe this document breaches copyrights.
We will remove access to the work immediately and investigate your claim.



青藏高原南部申扎-定结裂谷深部物质运移特征及孕震环境: 来自三维电阻率模型提供的证据

盛跃^{1,3}, 金胜^{1,2,3*}, 侯增谦^{4*}, Matthew J. COMEAU⁵, Michael BECKEN⁶, 魏文博^{1,3}, 叶高峰^{1,3}, 张乐天^{1,3}, 董浩^{1,3}, 尹曜田^{1,3}, 谢成良^{1,3}, 景建恩^{1,3}

1. 中国地质大学(北京)地球物理与信息技术学院, 北京 100083

2. 河北地质大学地球科学学院, 石家庄 050031

3. 中国地质大学陆内火山与地震教育部重点实验室, 北京 100083

4. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

5. Department of Geoscience and Engineering, Delft University of Technology, Delft 2628 CN, The Netherlands

6. Institut für Geophysik, Universität Münster, Münster 48159, Germany

* 通讯作者, E-mail: 1993010830@cugb.edu.cn(金胜), houzengqian@126.com(侯增谦)

收稿日期: 2024-12-03; 收修改稿日期: 2025-04-30; 接受日期: 2025-06-04; 网络版发表日期: 2025-07-21

国家自然科学基金项目(42304087)、国家重点研发计划(2022YFF0800901)和中央高校基本科研业务费(2-9-2023-202)资助

摘要 自新生代以来,在青藏高原南部发育一系列伸展成因的南-北向正断层和穹窿构造,其形成机制一直是高原深部动力学研究热点。作为高原内代表性的伸展构造,申扎-定结裂谷和麻布迦片麻岩穹窿构造主要位于青藏高原中部的申扎-谢通门-定结地区。利用覆盖该区域的大地电磁测深数据,构建了高分辨率的三维电阻率模型,并分析了高导区域的成因机制。研究区内中-下地壳大规模高导区域可能为含水熔体(部分熔融)所致,而中-上地壳高导区域更可能为含盐水流体并混有不同量的熔体所致。以获得的电阻率模型为基础,结合地质、地球物理和地球化学数据的时空耦合关系,探讨了研究区壳内物质的状态和运移规律。结果表明,由俯冲印度岩石圈板片撕裂诱发了大规模慢源物质沿着俯冲通道和撕裂窗口底侵拉萨地块地壳造成的拉萨地块中-下地壳部分熔融,和拉萨地壳物质南向运移至特提斯-喜马拉雅地块造成的上-中地壳部分熔融,均使得岩石的有效黏度降低,以岩石低流变学性质为特征的大规模的韧性层导致的脆性上地壳变形是裂谷形成的主要动力学机制。南向运移的物质使得特提斯-喜马拉雅地块中-上地壳遭受了变质作用和深熔作用,与麻布迦片麻岩穹窿构造的形成演化有着紧密的关系。在中中新世,发生于麻布迦片麻岩穹窿构造区的冷却事件阻挡了物质南向的运移,可能是麻布迦片麻岩穹窿深部区域表现为中-高电阻率的原因。研究区地处地中海-喜马拉雅地震带,区域内的地震主要为浅源地震和中源地震,区内北侧的浅源地震受控于中-下地壳韧性层导致的应力在上覆上地壳脆性层上的积累,南侧的浅源地震(如 $M_{6.8}$ 定日地震)主要发生于周围具有高导区域的刚性高阻块体中,这些高阻块体可能阻碍了流体的运移;区域内中源地震主要与印度岩石圈地幔和印度地壳拆离作用的浅表相应有关。

中文引用格式: 盛跃, 金胜, 侯增谦, Comeau M J, Becken M, 魏文博, 叶高峰, 张乐天, 董浩, 尹曜田, 谢成良, 景建恩. 2025. 青藏高原南部申扎-定结裂谷深部物质运移特征及孕震环境: 来自三维电阻率模型提供的证据. 中国科学: 地球科学, 55(8): 2703–2727, doi: 10.1360/SSTe-2024-0333

英文引用格式: Sheng Y, Jin S, Hou Z, Comeau M J, Becken M, Wei W, Ye G, Zhang L, Dong H, Yin Y, Xie C, Jing J. 2025. Characterizing the migration of deep materials beneath the Xainza-Dinggye rift and the seismogenic environment in the southern Tibetan Plateau: Insights from a 3-D electrical resistivity model. Science China Earth Sciences, 68(8): 2591–2614, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1609-2>

关键词 青藏高原, 大地电磁测深法, 申扎-定结裂谷, 麻布迦穹窿构造, 物质运移, 孕震环境, 定日地震

1 引言

青藏高原被认为是研究碰撞造山过程中发生的各种地质过程关系的天然野外实验室(Yin和Harrison, 2000; Tapponnier等, 2001; Yin, 2004; 许志琴等, 2006, 2016; Zhu等, 2012, 2013). 自南向北, 青藏高原主要由喜马拉雅地块、拉萨地块、羌塘地块和松潘-甘孜地块组成, 四个地块的分界线自南向北依次为印度-雅鲁藏布缝合带、班公湖-怒江缝合带和金沙江缝合带(常承法, 1985; Zhu等, 2011, 2012). 自中生代以来, 青藏高原南部(拉萨地块和喜马拉雅地块)经历了班公湖-怒江特提斯洋俯冲消亡、拉萨-羌塘地块碰撞、新特提斯洋俯冲消亡、印度-欧亚板片碰撞等一系列构造动力学作用(Zhu等, 2011; 许志琴等, 2016), 受控于这些构造动力学过程的浅表构造演化一直都是科学研究的热点.

在青藏高原南部形成的一系列伸展成因南-北向正断层(裂谷)和穹窿构造是青藏高原浅表发育的最广泛、特征最明显的构造样式之一(侯增谦等, 2001; 张进江, 2007). 发育于青藏高原南部拉萨地块和特提斯-喜马拉雅地块内的南-北向裂谷, 主要包括雅日裂谷、隆格尔裂谷、尼玛-定日裂谷(当惹雍错裂谷)、申扎-定结裂谷、亚东-谷露裂谷和日多-错那裂谷(Chen等, 2015), 这些裂谷的形成时代总体上表现为自西向东逐渐变新(Chung等, 2005; Hou等, 2015; Bian等, 2020). 穹窿构造则以断续分布的串珠状发育于特提斯-喜马拉雅地块内, 形成了北喜马拉雅片麻岩穹窿带(NHGD), 由穹窿构造内部伴随出露的淡色花岗岩形成了喜马拉雅淡色花岗岩带(Yin, 2004; 吴福元等, 2015). 北喜马拉雅穹窿带和淡色花岗岩带也是探讨喜马拉雅造山过程变质-变形改造叠加以及深熔作用的重要载体, 和研究大陆碰撞、造山旋回、造山带深部壳幔流变及热动力过程的重要窗口(陈思雨等, 2022). 研究表明, 形成时代较老的穹窿构造可能发育于近南-北向伸展的构造背景, 主要包括康马、雅拉香波、麻布迦、马拉山等, 而形成时代较新的穹窿构造可能受控于东-西向的伸展作用, 主要包括然巴、厅日、古尔拉曼达塔等(Fu

等, 2017).

目前, 虽然前人关于南-北向正断层的成因机制已提出了包括放射状张裂作用模型(Kapp和Guynn, 2004)、块体挤出模型(Armijo等, 1986)、重力垮塌模型(Molnar和Tapponnier, 1978)、物质侧向流动模型(Tapponnier等, 1982; Lee和Whitehouse, 2007)、地幔对流模型(Yin和Harrison, 2000)、板片撕裂模型(Chen等, 2015; Bian等, 2020)等模型, 但是围绕着南-北向正断层的成因机制的讨论仍存在着极大的争议. 而围绕着北喜马拉雅片麻岩穹窿带的形成, 学者们提出模型则主要有逆冲断坡构造或叠置构造模型(Burg等, 1984)、地壳深熔及底劈岩浆模型(Calvert, 2017; Ramberg, 1980; Teyssier和Whitney, 2002; Whitney等, 2004)和中地壳流模型(Nelson等, 1996; Beaumont等, 2001; Grujic等, 2002; Langille等, 2010)等. 此外, 越来越多的研究则认为北喜马拉雅的穹窿构造难以用单一模型来解释, 而是多种模型共同作用的结果(Lee等, 2000, 2006; 张进江, 2007; Zhang等, 2012). 综上, 尽管前人针对南-北向正断层和穹窿构造的形成提出了一系列构造动力学模型, 但是对南-北向正断层与穹窿构造之间时空关系以及二者与高原内物质状态和运移规律的关系, 仍有待进一步研究.

本文选取申扎-定结裂谷和麻布迦片麻岩穹窿构造所处的申扎-谢通门-定结区域为研究区. 尽管前人在研究区开展了大量的地质-地球化学、地球物理和数值模拟研究工作(如, Liang等, 2008; Tian等, 2015; Li L等, 2021; Sheng等, 2021, 2023a; 等), 但是未对申扎-定结裂谷北段(主要位于拉萨地块)和南段(主要位于特提斯-喜马拉雅地块)的形成机制做全面的梳理. 同时, 由于针对麻布迦穹窿构造的深部地球物理探测研究相对较少, 因而缺乏穹窿构造的深部结构特征和流变学状态等信息, 这也制约了岩石圈物质状态和物质运移特征对申扎-定结裂谷和麻布迦穹窿等伸展构造深部机制关系的研究. 申扎-谢通门-定结地区还是一个地震灾害频发地区, 该地区内的中强地震一直处于活跃期(Liang等, 2008; Wang等, 2015; Klemperer等, 2022), 因此该地区的孕震环境也值得关注和研究.

研究表明地表大规模的伸展构造需要有深部构造运动过程的参与, 了解裂谷及其邻区的岩石圈结构特征是我们理解裂谷形成和构造动力学过程的关键因素(侯增谦等, 2020). 大地电磁测深法(MT)可以较好地反映出岩石圈电阻率模型(Chave和Jones, 2012), 对于高导电、高温以及流变性较强的异常体具有良好的探测效果(Wei等, 2001; Unsworth等, 2005). 因此, 此次研究利用覆盖于申扎-谢通门-定结地区的面积域分布大地电磁测深数据集, 构建了高分辨率的三维岩石圈电阻率模型. 通过分析研究区域内电阻率和流变性空间分布特征, 为探讨与地表变形、伸展构造形成和孕震环境有关的深部动力学机制提供新的见解.

2 研究区地质构造背景

申扎-谢通门-定结地区位于青藏高原中南部, 地理坐标范围大致在北纬 27.5° ~ 31° 和东经 87° ~ 89° 之间区域(图1b; 红色矩形框), 地质上包括中拉萨地块、南拉萨地块、特提斯-喜马拉雅地块和高喜马拉雅地块部分区域. 区域内广泛分布有燕山(晚)期和喜山期的中酸性岩浆岩, 其中代表性的岩浆岩为冈底斯林子宗花岗岩和北喜马拉雅淡色花岗岩(Zhu等, 2011; Hou等, 2015). 申扎-定结裂谷, 作为藏南的代表性南-北向裂谷, 发育于中新世印度-欧亚大陆碰撞的伸展阶段, 形成时代为约13~10Ma(Zhang等, 2002; Zhang和Guo, 2007). 该裂谷主要位于申扎县城以南, 其北缘与格仁错断裂(V字型共轭剪切断裂)相交于拉萨地块, 向南穿过洛巴堆-米拉山和雅鲁藏布缝合带, 最终延伸至特提斯-喜马拉雅地块, 尖灭于藏南拆离系, 并将藏南拆离系切割为两个部分(图1; Zhang和Guo, 2007; Xue等, 2021). 在拉萨地块, 申扎-定结裂谷是一个由狭窄的半地堑组成的脆性断裂系统, 主要断裂位于其西部边界(Zhang和Guo, 2007). 在特提斯-喜马拉雅地块内, 裂谷的南侧由早期的穹窿构造和后期发育的被古生代正长岩和变质沉积岩覆盖的正断层组成. 研究区内的穹窿构造主要为北喜马拉雅片麻岩穹窿带内的麻布迦穹窿, 该穹窿位于申扎-定结裂谷的东侧, 其核部由第三纪混染正长片麻岩组成, 且被古新世正长岩和变质沉积岩覆盖, 这些正长岩和变质沉积岩又被三叠纪和侏罗纪变质沉积岩所覆盖(Langille等, 2010). 在高喜马拉雅地块, 该裂谷由向东南倾斜类似于拆离断层的正

断层组成(Zhang和Guo, 2007).

研究区现今仍处于构造十分活跃的阶段, 20世纪以来发生过数次震级7.0级以上的地震, 是近年来西藏中强地震最为活跃的地区之一. 区域内中源地震(图1c, 绿色五角星)发生于深度为65~100km的区域(Klemperer等, 2022), 而浅源地震(图1c, 黑色和蓝色五角星)的震源主要集中分布于深度20~30km的区域(Liang等, 2008), 近年来研究区内还发生多次震源深度在6~10km的4~5级浅源地震. 申扎-定结正断层系统的地震符合青藏高原浅源地震的特征(常梦瑶等, 2017), 频繁发生的小型地震显示该正断层是藏南最活跃的构造之一. 此外, 研究区内地表水活动强烈, 温泉数量和种类较多(侯增谦等, 2001; 侯增谦和李振清, 2004; 何治亮等, 2017). 其地热活动规律主要包括: (1) 分布广, 水热形式多样; (2) 水热活动成因上与构造活动直接相关; (3) 地热与地震分布具有一致性, 温(热)泉与地震活动伴生(邹俊等, 2023).

3 数据与反演

3.1 数据分析

此次研究共使用126个MT测深点, 主要位于特提斯-喜马拉雅地块、南拉萨地块和中拉萨地块(图1), 平均点距为5~10km. MT数据的采集仪器为MTU-5A/P宽频大地电磁仪, 平均采集时间不少于20h, 频率采集范围为320~0.003Hz. 全部MT数据都采用五分量的采集方式(E_x 、 E_y 、 H_x 、 H_y 、 H_z , 其中 x 为南北方向, y 为东西方向, z 为垂直方向). 采集的MT数据经过快速傅里叶变换、Robust阻抗张量估计和远参考处理后得到了MT阻抗张量信息(Egbert, 1997).

图2为研究区内代表性MT测点的视电阻率和相位曲线, 可以看出视电阻率和相位曲线形态清晰, 连续性均较好, 这表明了研究区内MT测点视电阻率和相位曲线整体上具有较好的数据质量. MT测点XD2、XD3和XD4位于南拉萨地块, 其视电阻率曲线整体上表现为浅部中-高电阻率, 深部低电阻率. MT测点XD6位于雅鲁藏布缝合带的邻区, 其视电阻率曲线表现为深部高电阻率特征. MT测点XD5、XD7、XD8和XD9位于特提斯-喜马拉雅地块内, 四个测点的视电阻率曲线的尾枝均表现为“上翘”的特征, 这表明了深部可能有高阻体.

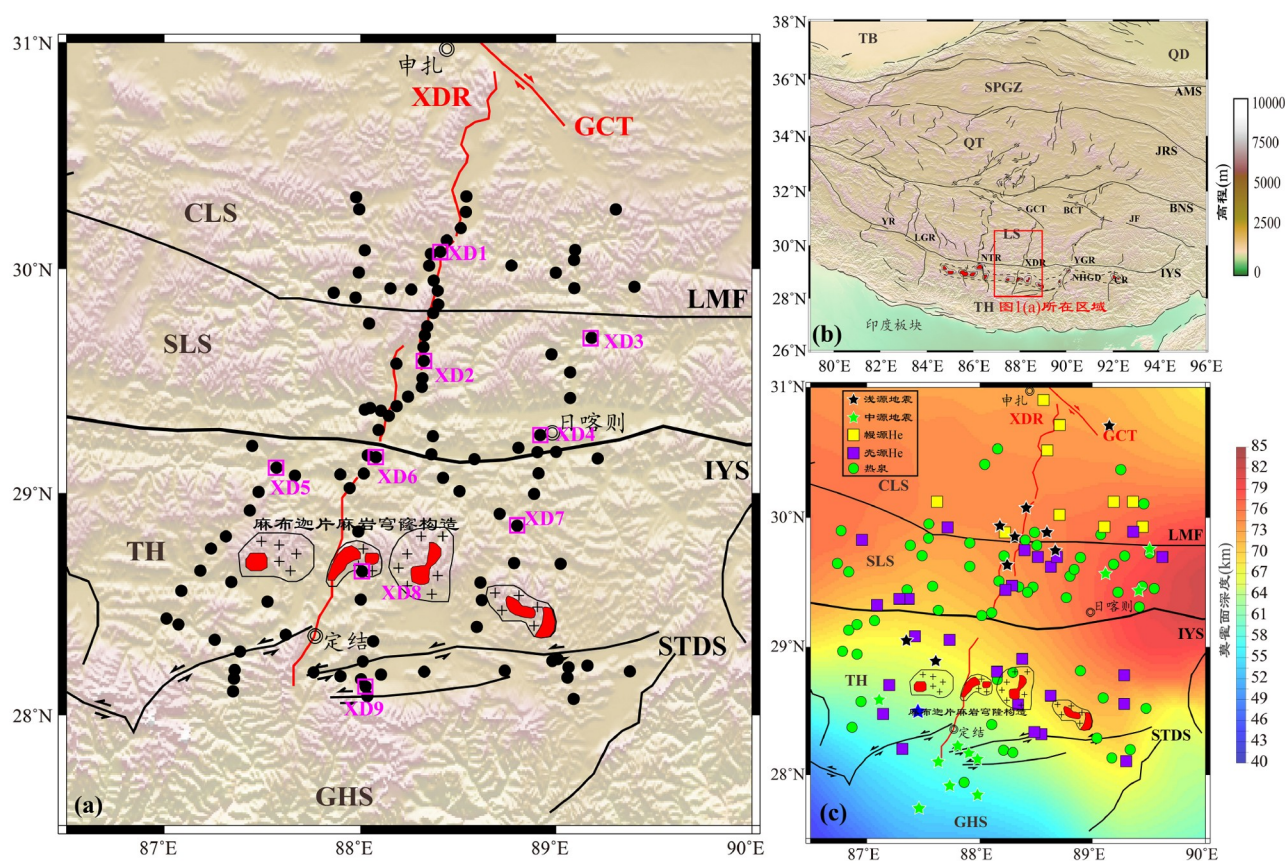


图 1 研究区大地电磁测深(MT)点位分布图

(a) 研究区MT点位图. XD1~XD9为图2中代表性MT测点的位置, 申扎-定结裂谷和麻布迦穹窿等伸展构造位置源自Yin和Harrison(2000), Zeng等(2011)和Bian等(2020). (b) 青藏高原及其邻区地质简图(修改自Yin和Harrison, 2000). 红色矩形框为研究区位置. (c) 研究区Moho面深度分布图(修改自Li等, 2014). 中源地震(绿色五角星; 下同)、幔源He和壳源He源自Klemperer等(2022), 浅源地震(黑色五角星; 下同)源自Liang等(2008), 2025年定日地震震中位置(蓝色五角星)源自中国地震台网; 温泉位置源自何治亮等(2017). GHS, 高喜马拉雅结晶序列; TH, 特提斯-喜马拉雅地块; LS, 拉萨地块; SLS, 南拉萨地块; CLS, 中拉萨地块; QT, 羌塘地块; SPGZ, 松潘-甘孜地块; QD, 柴达木盆地; TB, 塔里木盆地; STDS, 藏南拆离系; IYS, 印度-雅鲁藏布缝合带; LMF, 洛巴堆-米拉山断裂; BNS, 班公湖-怒江缝合带; JRS, 金沙江缝合带; AMS, 阿尼玛卿缝合带; YR, 雅日裂谷; LGR, 隆格裂谷; NTR, 尼玛-定日裂谷(当惹雍错裂谷); XDR, 申扎-定结裂谷; YGR, 亚东-谷露裂谷; CR, 日多-错那裂谷; GCT, 格仁错断裂; BCT, 崩错断裂

在获得与频率相关的MT阻抗张量信息后, 需要对所得数据进行维性分析, 从而进一步确认适合的反演方法(一维、二维或是三维). 由于MT数据的相位张量分析具有不易受三维畸变效应影响的优点, 故其在MT数据维性分析中得到了十分广泛的应用. 相位张量结果可用椭圆的形态特征来表示, 相位张量极化方向为相位张量椭圆主轴方向(Caldwell等, 2004; Booker, 2014). 每一个相位张量椭圆还对应着二维偏离度 β , 当二维偏离度值的绝对值 $|\beta|$ 等于0°时, 且椭圆的长轴与短轴长度相近(近似圆形特征), MT数据表现为一维性; 当二维偏离度值的绝对值 $|\beta|$ 等于0°时, 且椭圆的长

轴与短轴长度不等时, MT数据表现为二维性特征; 当 $|\beta|$ 不等于0°时, MT数据呈现出三维性特征, 且 $|\beta|$ 值越大, MT数据的三维性越强(Caldwell等, 2004; Booker, 2014). 此外, 当 $|\beta|$ 值小于5°时, MT数据可被认为满足二维假设(如Liang等, 2018). 研究区MT数据相位张量分析结果(图3)表明: 在高频段(100~10Hz), 二维偏离度绝对值 $|\beta|$ 整体上小于5°; 在中频段(1~0.1Hz)和低频段(0.1~0.001Hz), 大部分MT数据的二维偏离度绝对值 $|\beta|$ 均大于5°. 结合研究区MT数据的面积域分布特点, 本研究拟对MT数据开展三维反演.

感应矢量, 由垂向磁场分量计算得出, 对水平方

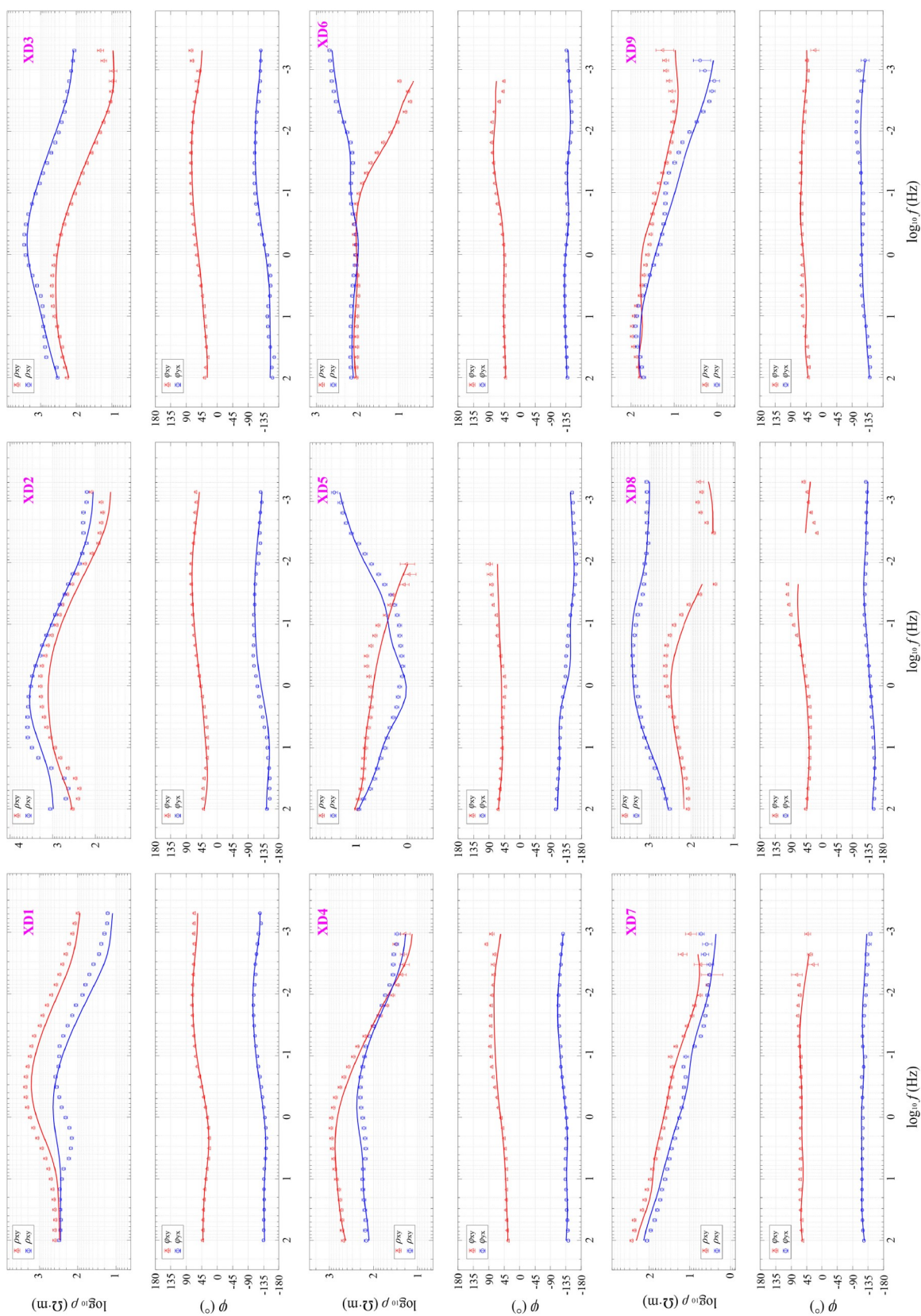


图 2 研究区代表性MT测站视电阻率和相位曲线
蓝色和红色实线为三维反演拟合曲线, ρ 代表视电阻率, φ 代表相位, f 代表频率

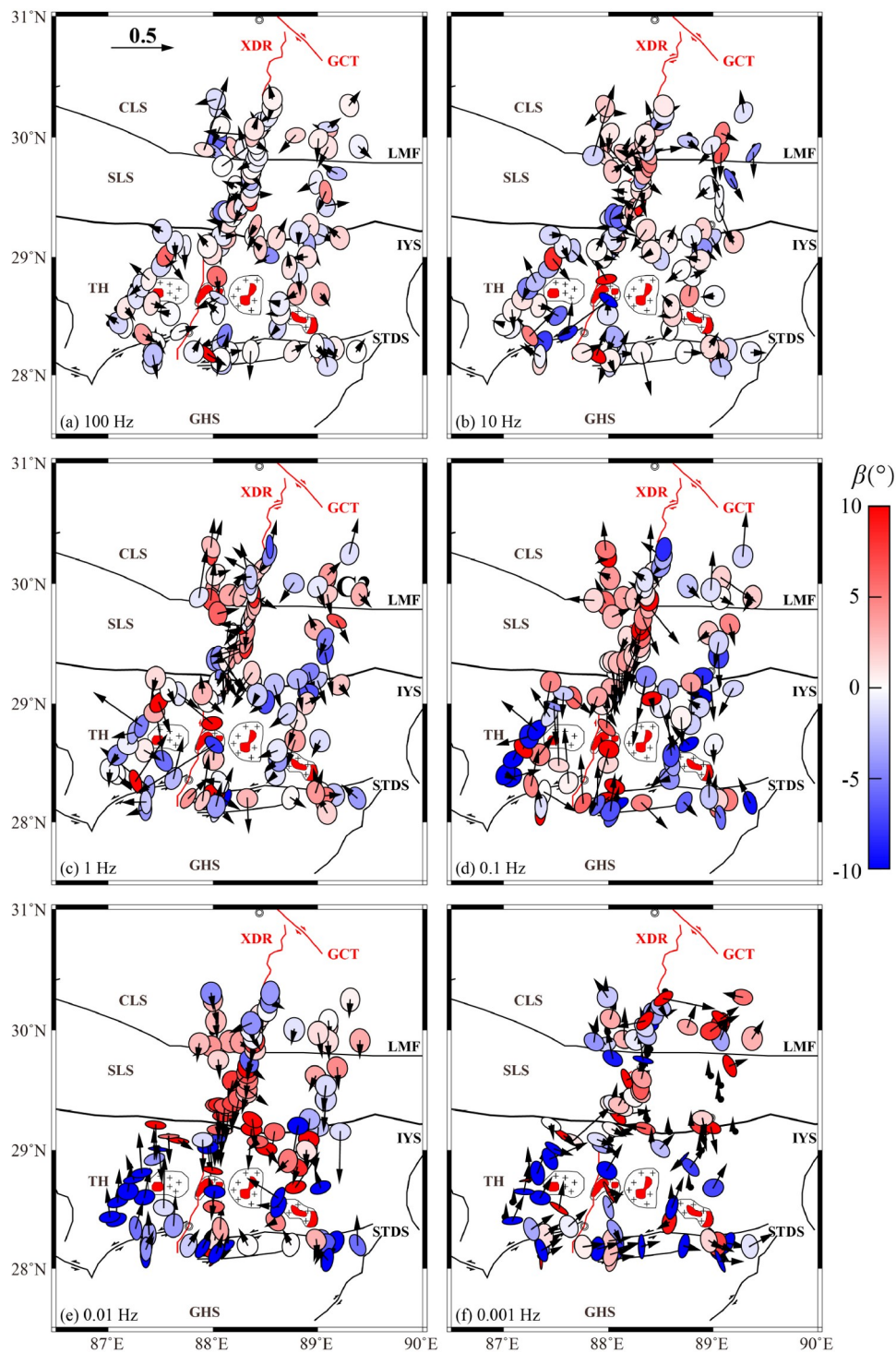


图 3 研究区MT测点相位张量和感应矢量结果图

向的电阻率变化敏感, 且会在电性界面上方发生反转. 在Parkinson规范下, 在地下介质为一维构造的条件下,

感应矢量幅值为0; 在二维或者三维构造的条件下, 感应矢量的箭头指向电流汇聚的方向(Parkinson, 1959).

结果显示, 在高频段(100~10Hz), 感应矢量整体上无一致性的指向特征, 可能由于高频数据探测深度有限, 研究区浅部地壳具有明显的二维和三维特征. 在中频段(1~0.1Hz), 特提斯-喜马拉雅地块内MT测站的感应矢量指向特提斯-喜马拉雅地块内的穹窿构造区, 暗示在该区域麻布迦穹窿构造及其邻区的上地壳深部(依据趋肤深度公式换算; 魏文博等, 2009)存在着高导区域; 在拉萨地块内, MT测站的感应矢量分别指向了中、南拉萨地块内部, 这暗示了在中拉萨地块和南拉萨地块的上地壳深部区域均存在着高导区域. 当频率为0.01Hz时(图3e), 拉萨地块内MT测站的感应矢量的指向与雅鲁藏布缝合带的走向方向垂直, 且均指南拉萨地块和雅鲁藏布缝合带, 而特提斯-喜马拉雅内MT测站的感应矢量的指向虽也与雅鲁藏布缝合带的走向方向垂直, 但方向却指向特提斯-喜马拉雅地块, 这表明在南拉萨地块和特提斯-喜马拉雅地块中-深部区域均存在高导区域. 当频率为0.001Hz时(图3f), 感应矢量整体上指向中拉萨地块, 暗示在中拉萨地块的深部存在着高导异常.

3.2 数据反演

三维反演采用目前常用的ModEM方法(Egbert和Kelbert, 2012; Kelbert等, 2014), 并且此次研究使用了Dong等(2024)开发的基于正则化无散Curl-Curl方程所开发的CPU-GPU混合加速算法. 三维反演初始模型为100 Ω m的均匀半空间, 网格剖分大小为100(南北向) $\times$ 96(东西向) $\times$ 78(沿深度方向, 包括12个空气层), 网格大小为3.5km $\times$ 3.5km, 第一层厚度为30m, 沿深度方向核心区域每层以1.1倍步长增加, 核心区域外以1.5倍步长增加. 三维反演同时使用全阻抗张量数据和倾子数据, 数据周期使用范围为0.01~3000s, 每个周期段内包含6个频点, 共有34个频点参与到三维反演中. 阻抗张量分量(Z_{xx} 、 Z_{xy} 、 Z_{yx} 和 Z_{yy})误差基数均设置为 $5\% \times \sqrt{(|Z_{xy}| \cdot |Z_{yx}|)}$, 倾子(T_x 和 T_y)的误差基数设置为0.05. 经过108次迭代后, 三维反演的标准均方根误差(nR.M.S.)从19.17下降至1.90.

实测MT数据与三维反演拟合数据视电阻率与相位在不同频段(10、0.1和0.001Hz)的对比图(图4)显示, 在数据频率大于0.001Hz时, 除去几个MT测点在相位对比上存在着差异, 其余测点的视电阻率和相位都有

较好的对应关系, 而在数据频率为0.001Hz时, 视电阻率和相位的拟合性不如数据频率大于0.001Hz时的拟合性好, 这可能是因为MT数据频率有限, 在深部区域的分辨率不如较浅部区域的好. 三维反演单MT测点的nR.M.S.误差结果显示, 大部分测点的nR.M.S.误差小于3, 一个测点的nR.M.S.误差为4, 主要为 Z_{xy} 数据跨象限所致. 综上分析, 三维反演模型较好地拟合了MT数据, 图5~7分别为不同深度的水平切片电阻率模型图和不同剖面位置的电阻率断面图.

3.3 电阻率模型灵敏度实验

研究结果表明, 天然电磁场信号(EM)容易穿透高阻块体, 且对高导体有较好的分辨率(如Zhang等, 2015). 然而, 天然电磁场信号在地球内部的扩散特性表明, MT数据不能准确地确定高导区域(低阻区域)底边界(Zhang等, 2015). 为了进一步为电阻率模型中高导区域的电性边界提供约束, 此次研究在三维反演模型的基础上建立多组新的模型, 通过计算每一个模型正演响应, 对比单个测点nR.M.S.误差以及视电阻率和相位曲线的变化情况, 验证MT数据是否对电阻率模型有较好的约束. 根据高导区域的空间分布特征(图5), 此次研究的电阻率模型灵敏度实验主要集中在以下三个方面.

(1) 验证高导区域C1和C2向深部的延伸范围. 分别将高导区域C1和C2下方50km以深和70km以深区域全部用电阻率为1000 Ω m的高阻体替换, 并对两组新模型进行正演计算. 经过正演计算后, 两组新模型高导区域C1和C2范围内单个MT测点的nR.M.S.误差值较初始模型(三维反演电阻率模型)的nR.M.S.误差值有明显的变化(图8; nR.M.S.的变化也暗示了新模型视电阻率和相位曲线相较于初始模型的视电阻率和相位曲线均有明显变化, 图8f1~f3). 验证结果表明, MT数据对高导区域C1和C2的底界面深度约束较好, 向深部延伸至70km.

(2) 验证高导区域C5和C7下方中-高阻区域的存在性(即是否仅为上-中地壳尺度). 在高导区域C5和C7下方的高阻区域(即30km及以深区域)用电阻率为1 Ω m的高导体替换, 分别对新模型进行正演计算. 经过正演计算后, 新模型高导区域C5范围内单个MT测点的nR.M.S.误差值较初始模型的nR.M.S.误差值有明显的变化(图9). 验证结果表明, MT数据对高导区域C5下的

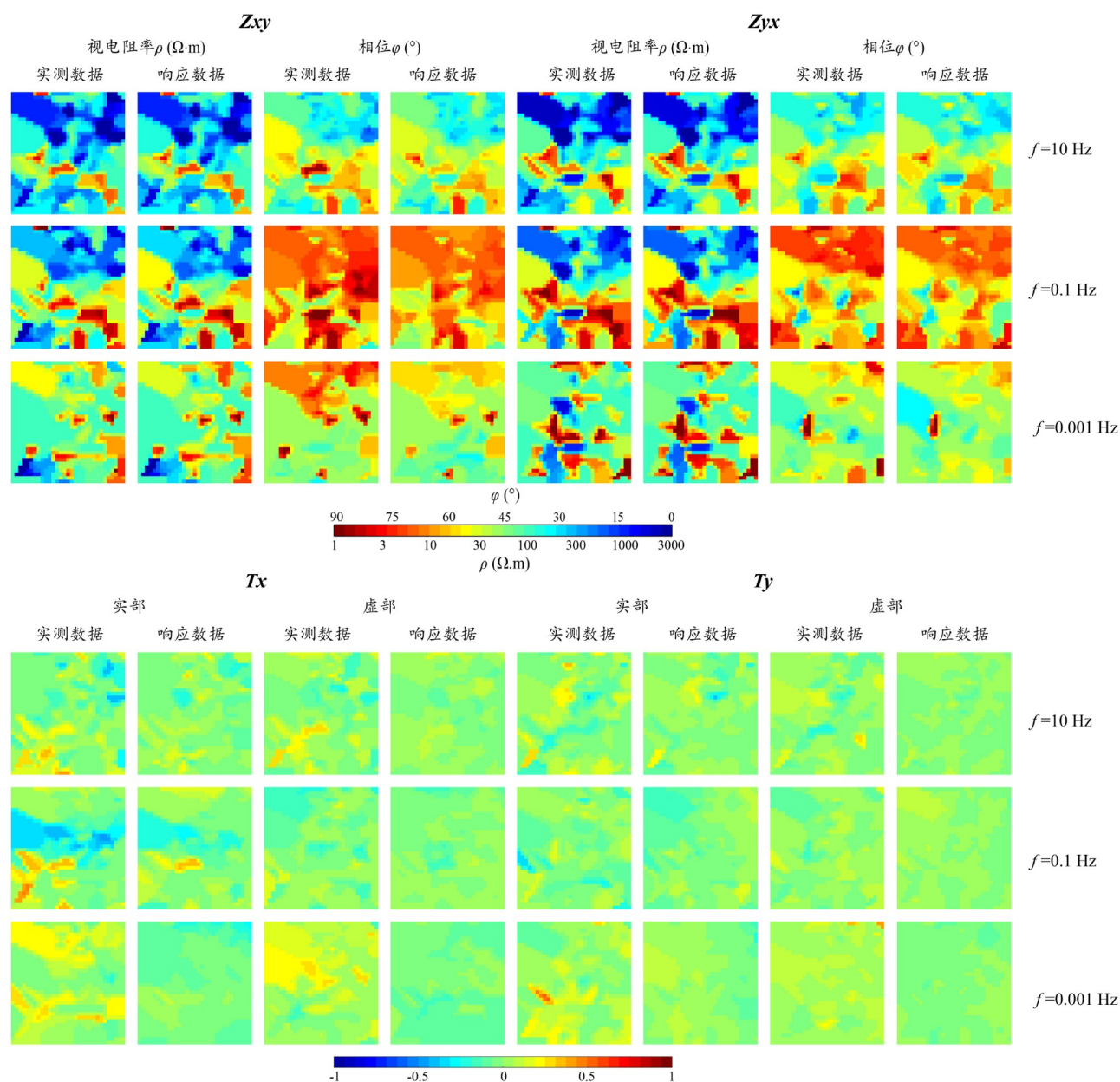


图4 三维反演视电阻率和相位实测数据与响应数据对比图
 Z_{xy} 和 Z_{yx} , 阻抗张量数据; T_x 和 T_y , 倾子数据

高阻区域有较好的约束, 高导区域C5主要位于上-中地壳(30km以浅)。同理, 高导区域C7也主要位于上-中地壳。

(3) 验证高导区域C4和C7在中-上地壳尺度的连通性。分别用电阻率为10和30 $\Omega \cdot m$ 的电性层将高导区域C4和C7在深度20~40km区域连接起来, 从而对新模型进行正演计算。经过正演计算后, 对于电阻率为

10 $\Omega \cdot m$ 的新模型, 该区域及周边范围内单个MT测点的nR.M.S.误差值较初始模型的nR.M.S.误差值变化较大(图10), 但是对于电阻率为30 $\Omega \cdot m$ 的新模型, 该区域及周边范围内单个MT测点的nR.M.S.误差值较初始模型的nR.M.S.误差值变化较小(图10)。验证结果表明, 在高导区域C4和C7之间深度20~40km位置处存在一个电阻率约为30 $\Omega \cdot m$ 的中-低电阻率区域, 即推测高导区域

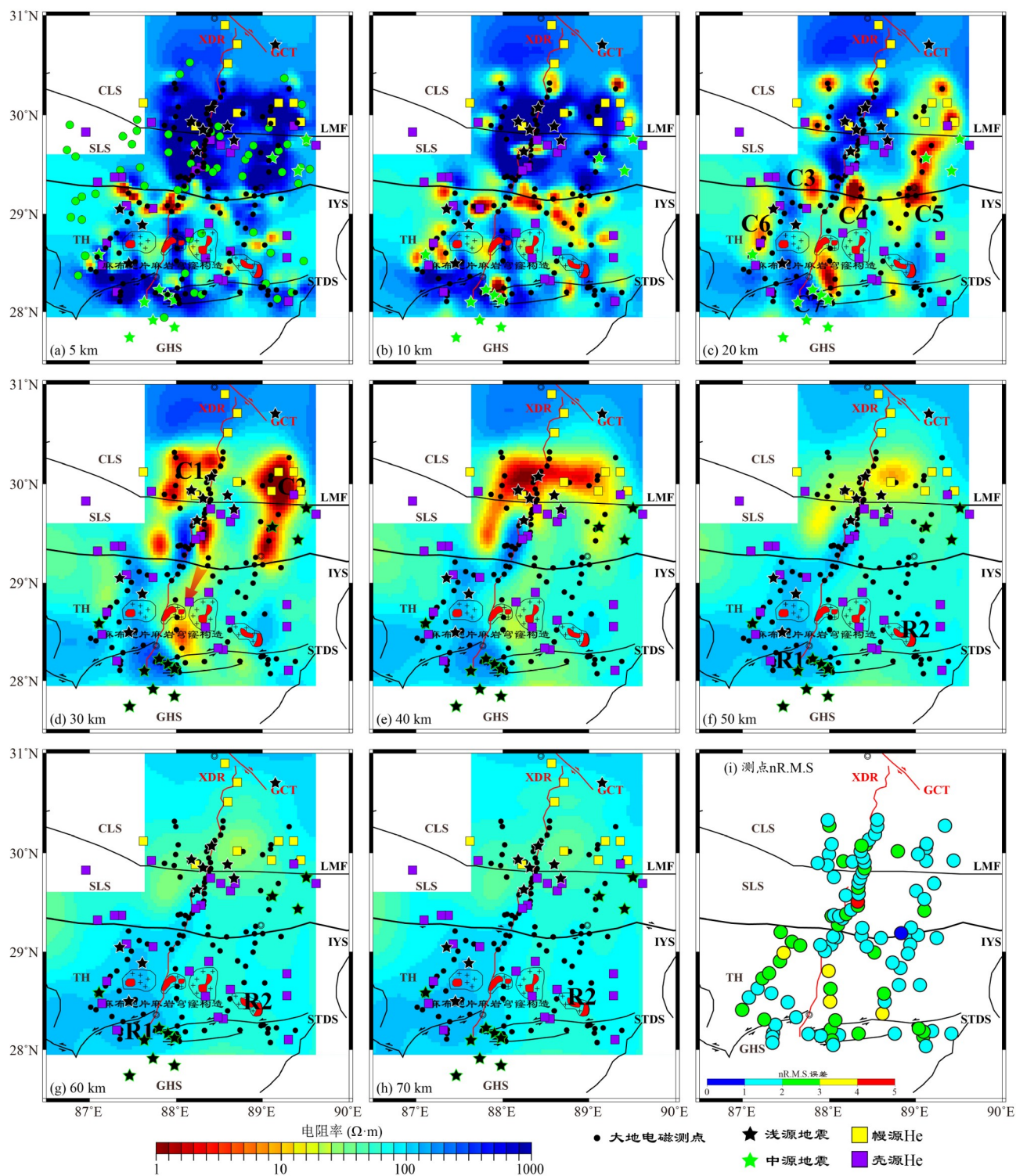


图 5 三维反演不同深度电阻率模型水平切片图

(a) 5km; (b) 10km; (c) 20km; (d) 30km; (e) 40km; (f) 50km; (g) 60km; (h) 70km; (i) 单测点nR.M.S.分布图

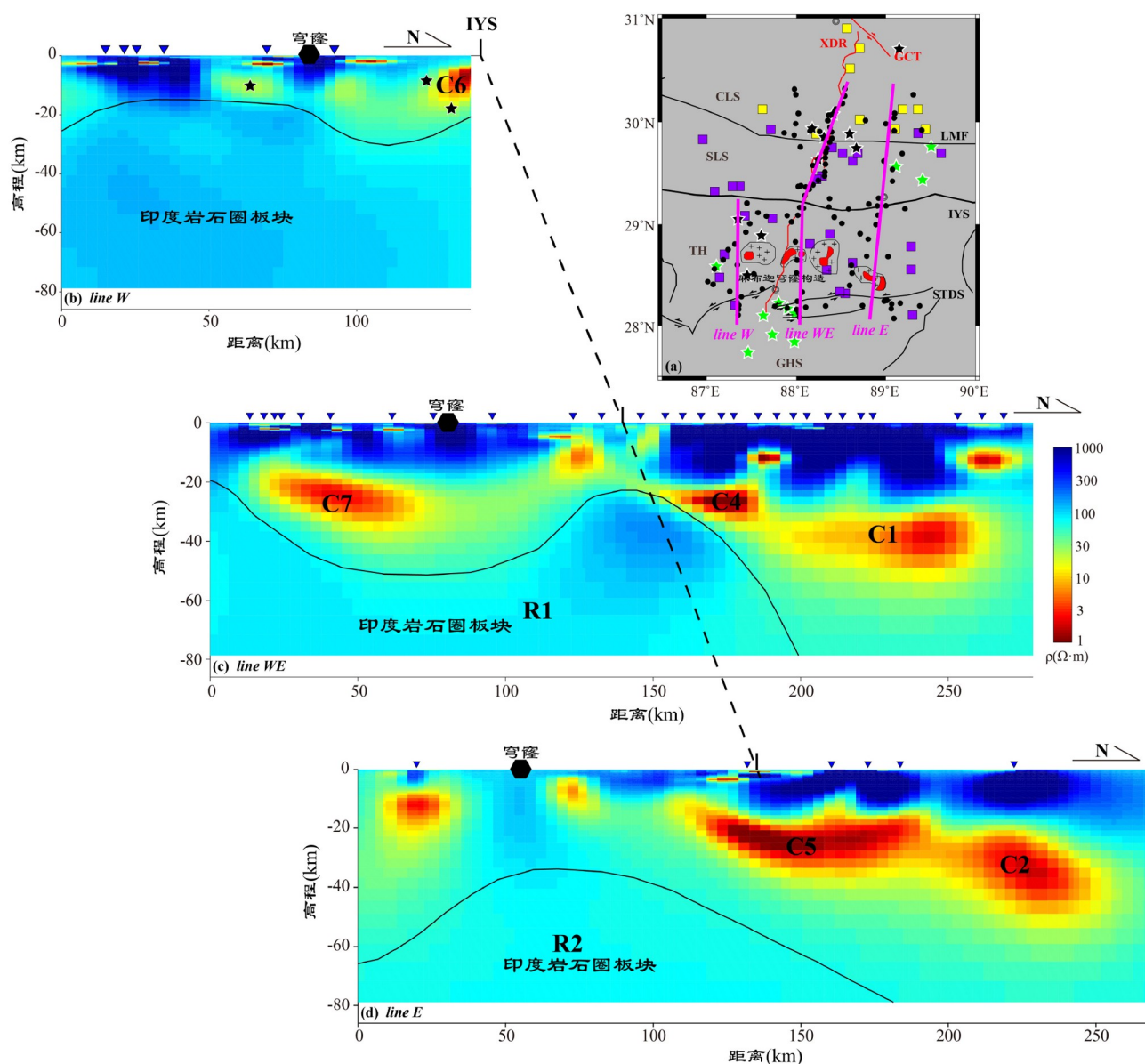


图6 三维反演南-北向不同位置电阻率模型断面图

(a)为南-北向剖面位置; (b~d)分别为不同位置电阻率模型断面图. 黑色实线近似为中-下地壳大规模高阻区域的境界面

C4和C7通过这个电阻率为 $30\Omega \cdot m$ 的区域而表现出一定的连通性.

3.4 三维电阻率模型分析

依据三维电阻率模型不同深度的水平切片图和不同剖面方向的断面图, 共揭示了2个高阻体(R1、R2)和7个高导区域(C1~C7).

(1) 研究区北侧拉萨地块上地壳深度15km以浅的

区域分布着大面积的高阻区域(视电阻率 $>1000\Omega \cdot m$). 区域地质资料显示, 拉萨地块内广泛分布着中生代-新生代岩浆岩(Zhu等, 2012; Hou等, 2015), 这与高阻区域有着较好的对应关系. 此外, 这些高阻区域的底界面不均匀的特征可能是由火山岩层的褶皱变形或中-下地壳的生长变形所致.

(2) 研究区南侧的特提斯-喜马拉雅地块上地壳深度15km以浅的区域不仅分布着大面积的高阻区域, 还

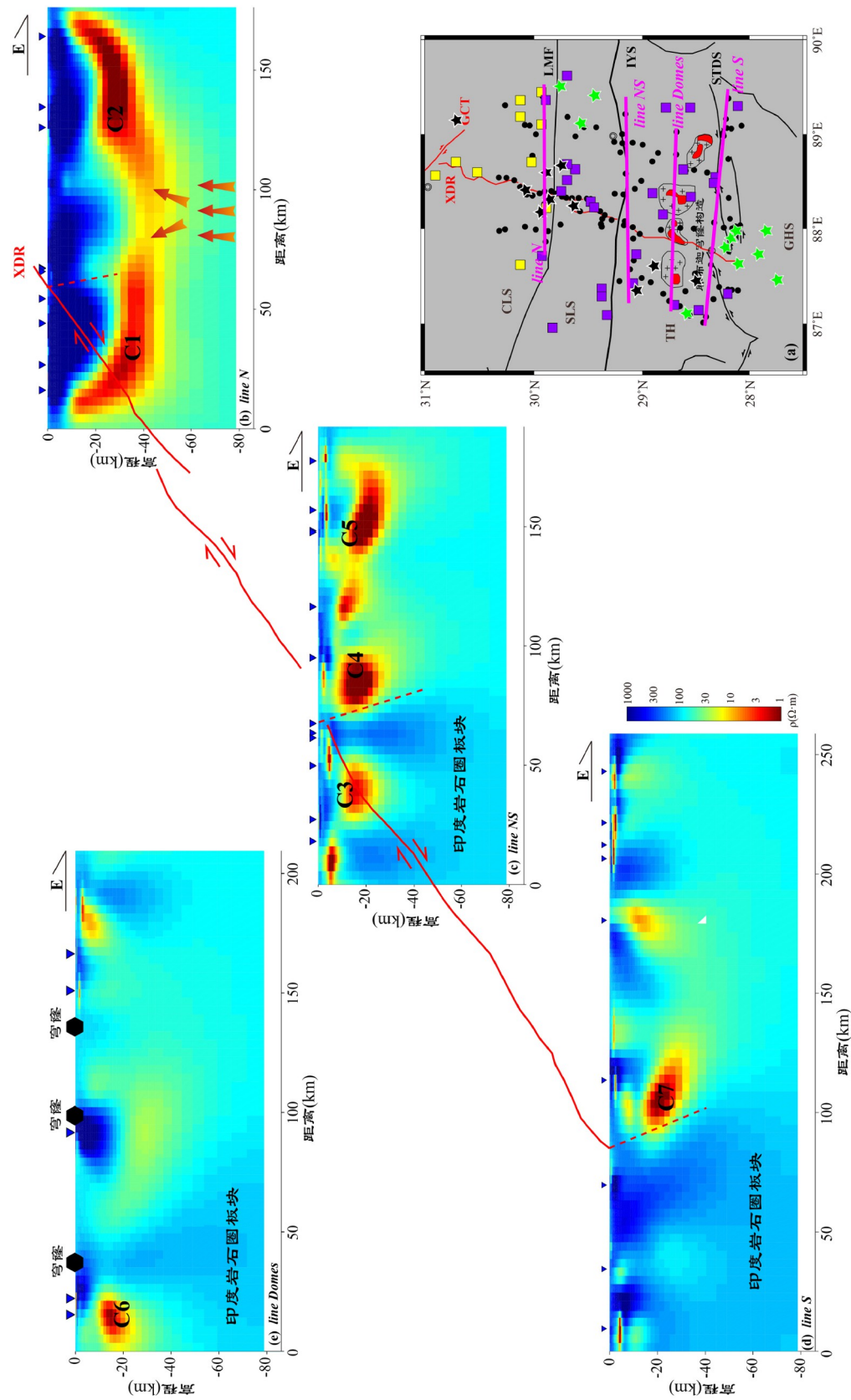


图 7 三维反演东-西向不同位置电阻率模型断面图

(a)为东-西向剖面位置; (b-e)分别为不同位置电阻率模型断面图. 红色虚线为推断的申扎-定结裂谷在深部可能的倾向

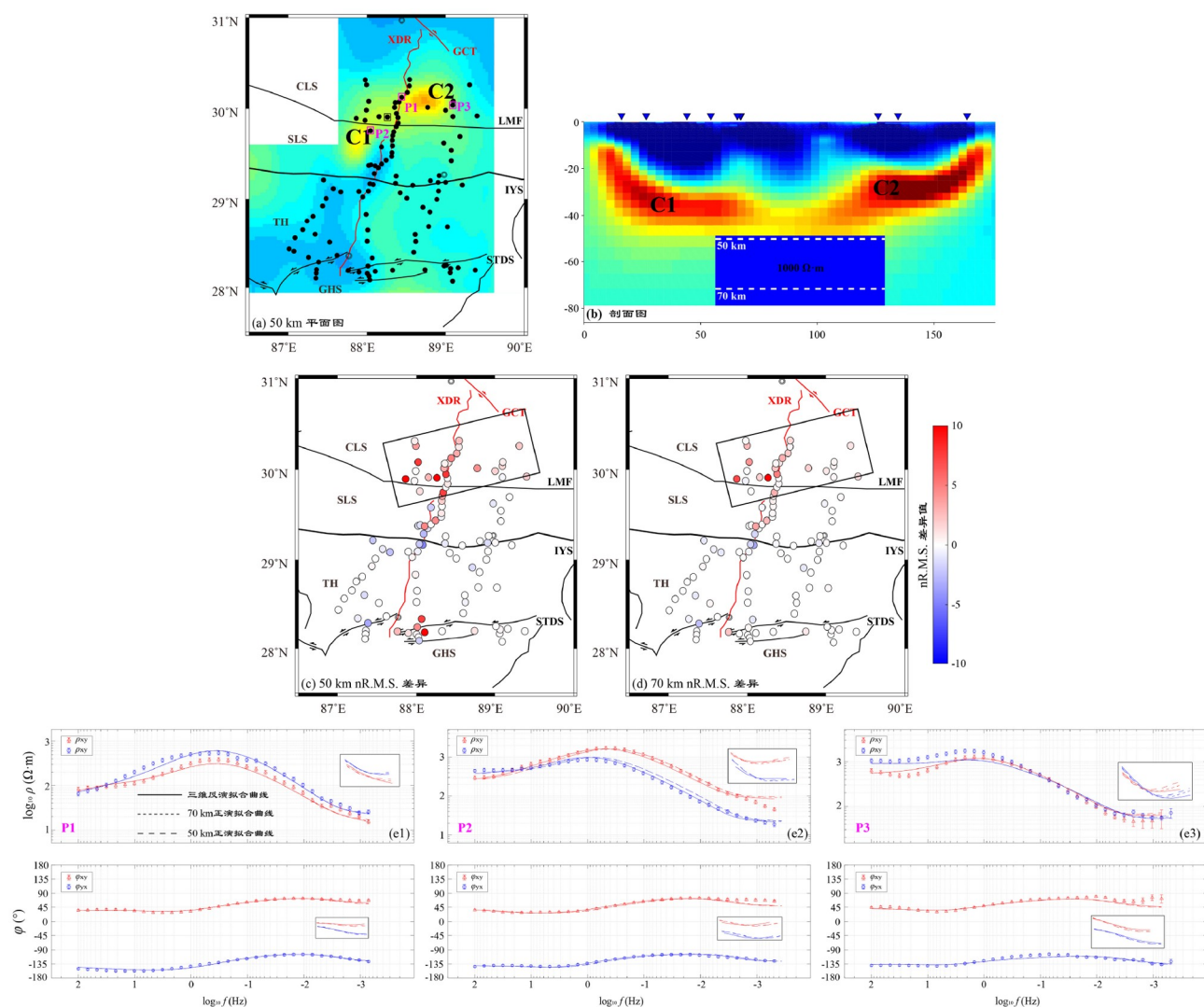


图 8 高导区域C1和C2灵敏度测试结果

(a)为三维反演电阻率模型深度50km水平切片;(b)为验证模型;(c, d)为验证模型结果与三维反演结果nR.M.S.差异图;(e1~e3)为三维反演和验证模型MT测点视电阻率曲线和相位曲线对比图, P1、P2和P3的位置见(a)

分布有规模不等的高导区域。

(3) 高导区域C1和C2位于研究区拉萨地块中-下地壳, 电阻率模型灵敏度实验结果表明这两个高导区域向深部至少延伸至70km, 且这两个高导区域随着深度逐渐增加而聚合成一个高导区域。

(4) 高导区域C3、C4和C5在南-北方向上横穿雅鲁藏布缝合带, 主要位于深度10~40km范围内, 在深度30~50km的位置处, 这三个高导区域逐渐与高导区域C1和C2相连接。

(5) 高导区域C6和C7位于特提斯-喜马拉雅地块

上-中地壳深度10~40km范围内, 和浅层(<5km)部分小规模高导区域有一定对应关系。

4 基于电导率的熔/流体体积分分数分析

4.1 电导与体电导率

相较于反演获得模型中不同深度网格电阻率, 大地电磁测深数据通常对某一层电导有着更好的估计, 尤其是高导区域(Jones, 1992; Weidelt, 1985). 又因为大地电磁测深法属于体积勘查方法, 所以利用电导

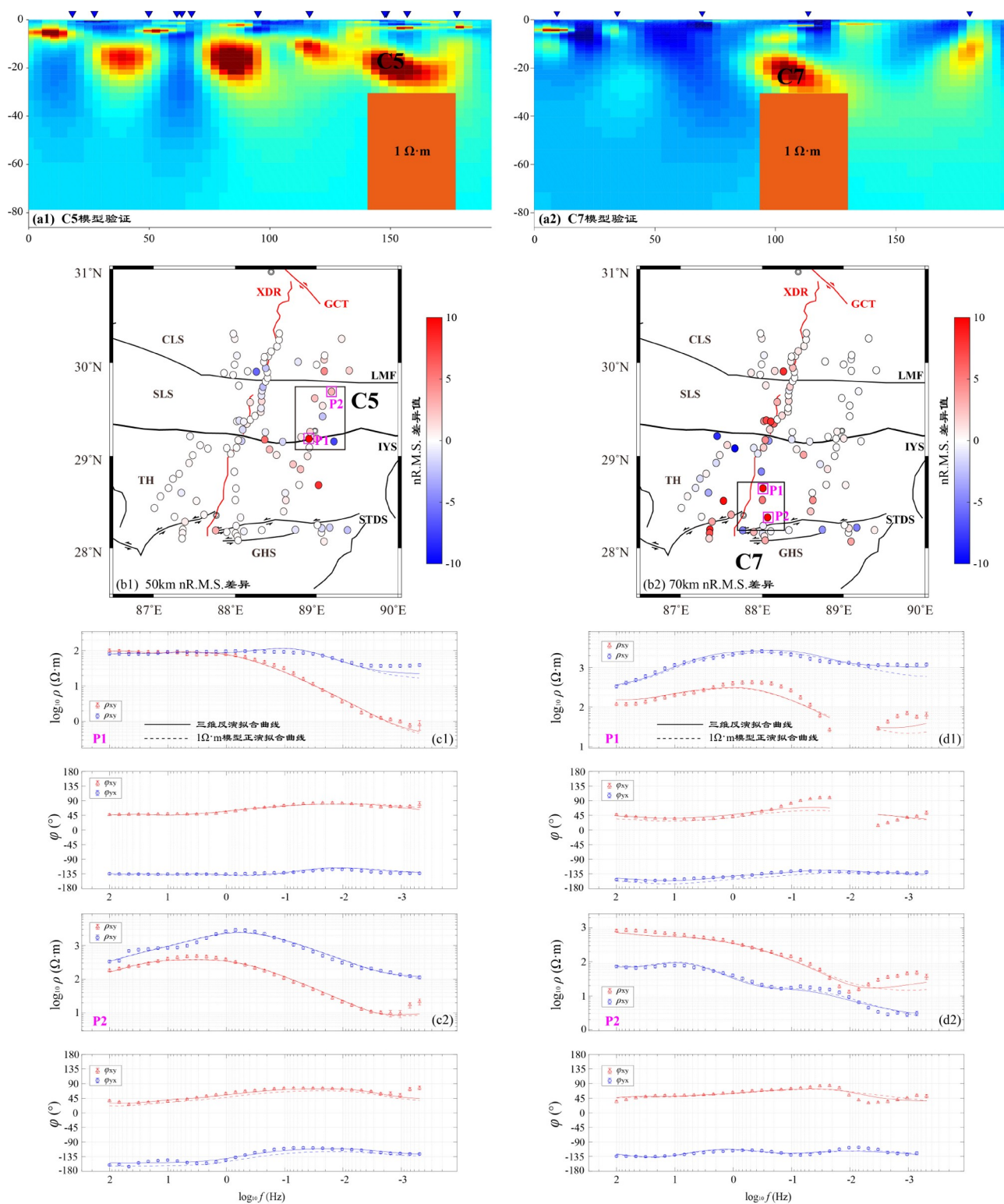


图 9 高导区域C5和C7灵敏度测试结果图

(a1, a2) 验证模型; (b1, b2) 验证模型结果与三维反演结果nR.M.S.差异图; (c1, c2) 高导区域C5三维反演和验证模型MT测点视电阻率曲线和相位曲线对比图, P1和P2的位置见(b1); (d1, d2) 高导区域C7三维反演和验证模型MT测点视电阻率曲线和相位曲线对比图, P1和P2的位置见(b2)

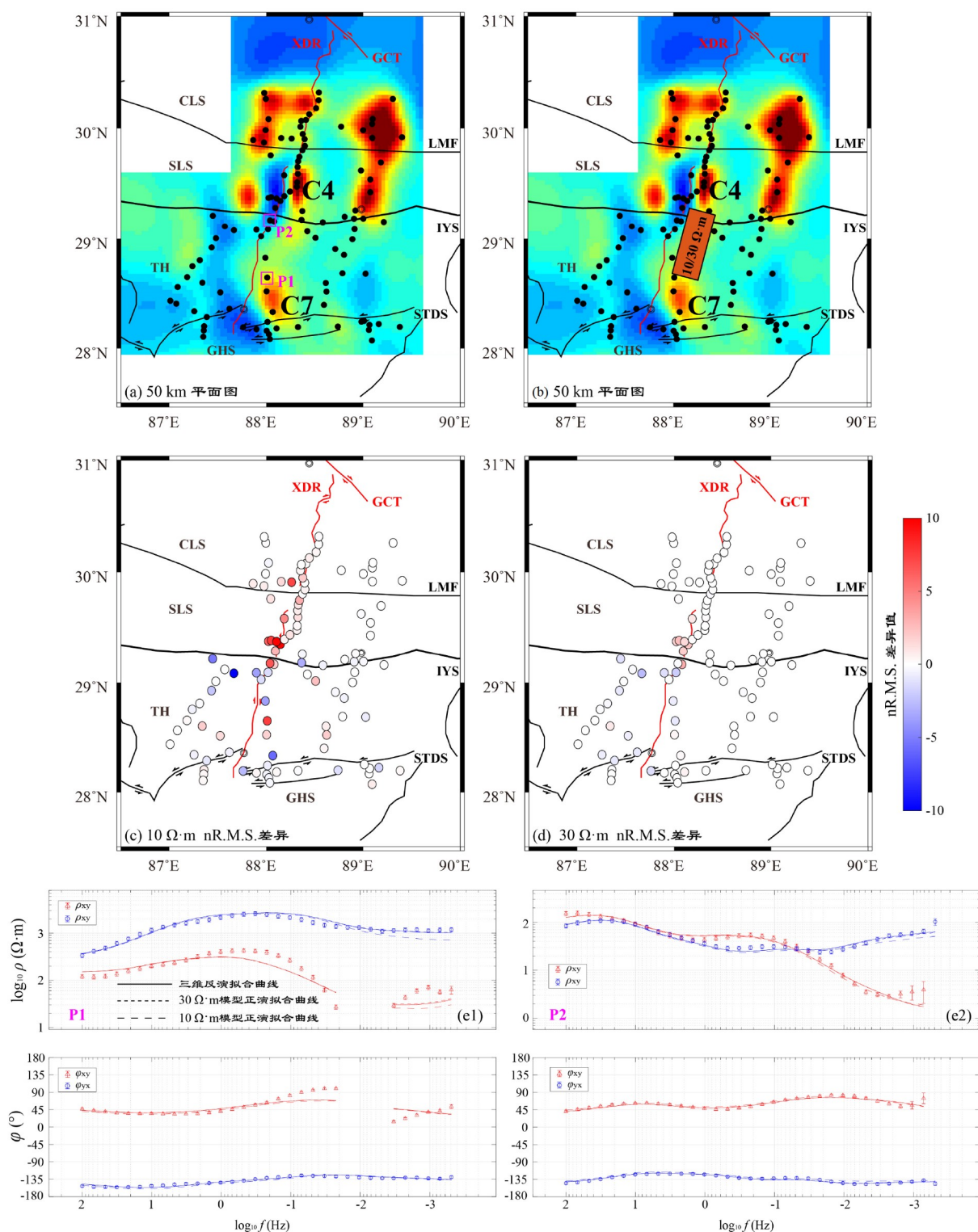


图 10 高导区域C4和C7连通性灵敏度测试结果图

(a) 三维反演电阻率模型深度50km水平切片; (b) 验证模型; (c, d) 验证模型结果与三维反演结果nR.M.S.差异图; (e1, e2) 三维反演和验证模型MT测点视电阻率曲线和相位曲线对比图, P1和P2的位置见(a)

获得的有效体积电导率(或称体电导率)可以很好地估算高导区域空间上的熔/流体体积分数分布(以及黏度)(Rippe和Unsworth, 2010; Le Pape等, 2015).

由于电导是某一层的体电导率和该层厚度的乘积, 所以体电导率可通过以下方式来计算:

$$\sigma_{\text{eff}} = \frac{C}{H}, \quad (1)$$

式中, C 是总纵向电导, H 是产生电导 C 的对应层厚度.

依据研究区高导区域的空间分布规律, 分别获得了深度10~30km区域(上地壳尺度)和深度30~70km区域(中-下地壳尺度)的电导分布(图11), 并计算高导区域(C1~C7)的体电导率.

电导的空间分布图显示, 在中-下地壳范围内, 高导区域C1和C2的电导最大值约为12800S, 对应的体电导率(电导/层厚=12800S/40000m)最大值则约为0.32S/m, 其他区域电导整体上小于2000S; 在上地壳范围内, 高导区域C5~C7的电导至少为9000S, 这些区域的对应的体电导率(电导/层厚=9000S/20000m)均大于4.5S/m.

地壳内的岩石通常是由一些矿物和集合体组成, 它们的体电导率受控于每一种组成矿物和集合体的电导率、体积分数、质量分数和空间分布特征. 如果上述参数是已知的, 体电导率则可以利用特殊的混合体系模型来估算. 因为在计算岩石圈体电导率时存在着一些不确定性, 所以前人提出了多种数值模型来估算岩石在不同几何分布下的体电导率(Archie, 1942; Ha-

shin和Shtrikman, 1962; Somerton, 1992; Luo等, 1994; Yu等, 1997; Roberts和Tyburczy, 1999; Glover等, 2000; Glover, 2010). 在众多混合体系模型中, 多相阿尔奇定律和HS上边界(HS₊)条件已被广泛应用于探讨青藏高原电导率-熔/流体分数的关系, 两个模型的特征均为高导介质被包裹在电阻较大的介质中(如Sheng等, 2021, 2023b), 本文主要基于HS₊条件(式(2))模型来估算高导区域熔/流体体积分数.

$$\sigma_{\text{HS}_+} = \sigma_{\text{melt}} \frac{3\sigma_{\text{solid}} + 2V(\sigma_{\text{melt}} - \sigma_{\text{solid}})}{3\sigma_{\text{melt}} + V(\sigma_{\text{melt}} - \sigma_{\text{solid}})}, \quad (2)$$

式中, σ_{HS_+} 为多相体系的电导率, V 为体积分数, σ_{melt} 为纯熔体电导率, σ_{solid} 分别为岩石格架电导率.

4.2 高导区域成因机制探讨

研究表明青藏高原内的岩石圈高导区域可能主要由部分熔融和/或含(盐)水流体所致(如Wei等, 2001; Unsworth等, 2005等). 由于含(盐)水流体的电导率整体上要大于硅酸盐熔体(地壳内)的电导率, 所以本文首先假设高导区域仅由硅酸盐熔体所致. 岩石物理实验结果表明青藏高原中部壳内(含水)硅酸盐熔体电导率的取值范围可为1~10S/m(Li等, 2003; Unsworth等, 2005; 魏文博等, 2009). Chen等(2018)进一步认为随着硅酸盐熔体中溶解水含量的增大, 硅酸盐熔体的电导率也逐步增大.

Hashim等(2013)基于淡色花岗岩的岩石物理实验

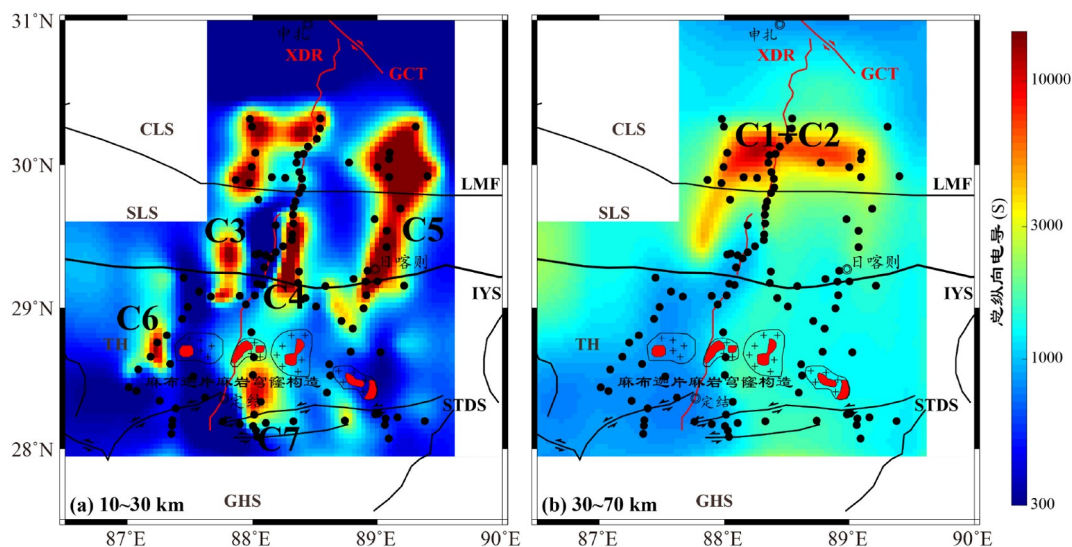


图 11 不同深度层总纵向电导分布图

结果给出了青藏高原壳内岩石格架(背景值)电导率的经验公式(式(3)).

$$\sigma_r = 1 / \rho_r, \quad \ln \rho_r = -\ln \rho_0 + (-E_a / (RT)), \quad (3)$$

式中, σ_r 和 ρ_r 分别为体电导率和体电阻率, ρ_0 为指前常数($\Omega \cdot m$), E_a 为活化能(J), R 为气体常数(J/(mol K)), T 为温度(K). Hashim等(2013)的研究结果表明, ρ_0 取值为 $2.90 \pm 0.20 \Omega \cdot m$, 而 E_a/R 取值为 -8581.80 ± 600.73 .

Sun等(2013)基于地壳2.0模型、中国大陆的地形数据、地表温度和地震波P波波速数据, 从热稳态方程

出发, 获得了岩石圈不同深度的温度分布. 结果表明在中-下地壳深度30~70km区域的平均温度约为950℃, 所以中-下地壳深度30~70km范围岩石格架平均电阻率可取值为500 $\Omega \cdot m$ (电导率0.002S/m). 以获得中-下地壳深度30~70km区域体电导率分布为基础, 基于HS₊边界模型, 估算了研究区中-下地壳的熔体体积分数(图12). 结果表明, 当纯熔体电导率较大时(5或10S/m), 即同等温压条件下熔体中含有更多水时(如Sheng等, 2021, 2023a), 高导区域C1和C2所需的熔体体积分数约为5vol%; 而当纯熔体电导率较小时(1S/m), 高导区

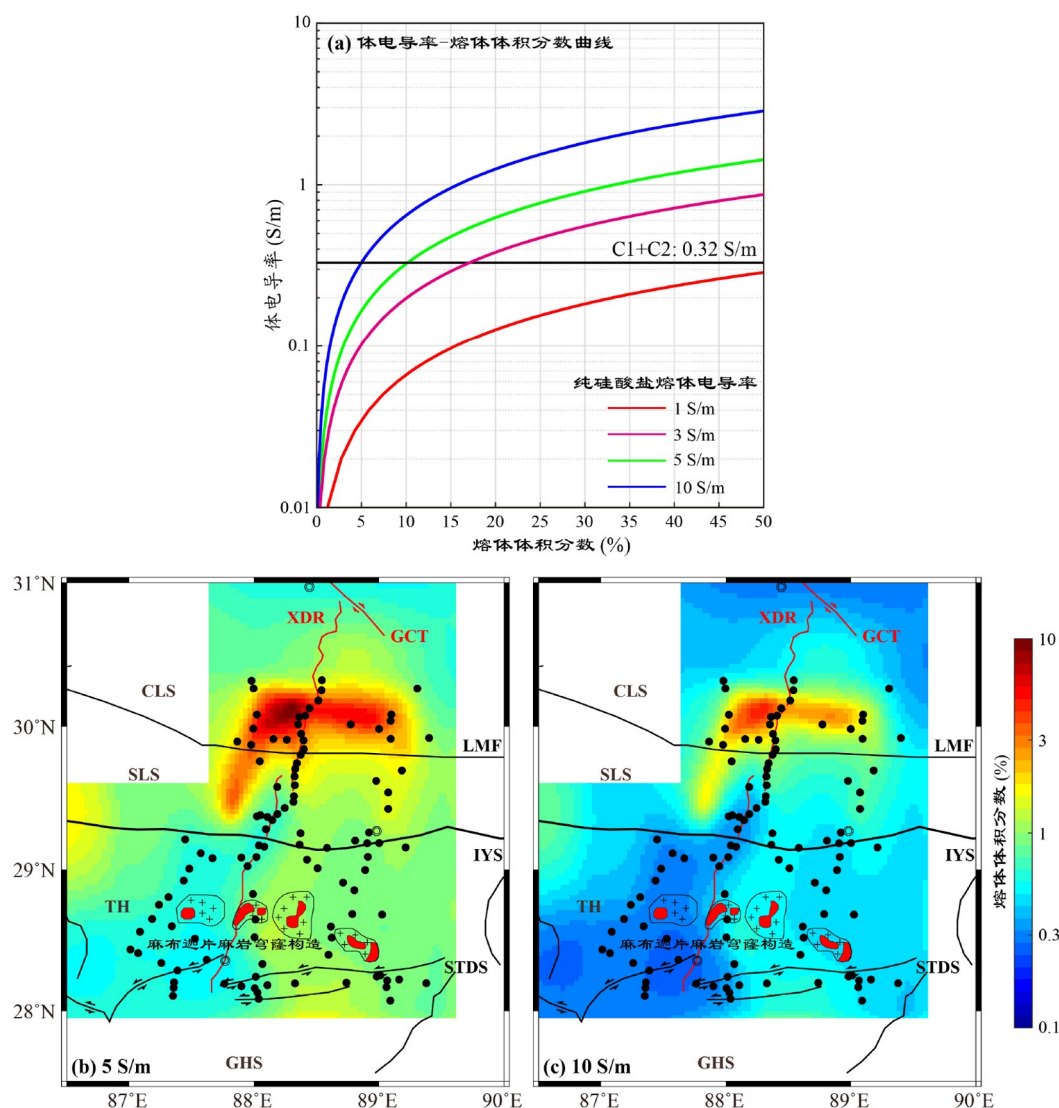


图 12 中-下地壳熔体体积分数分布图

(a) 体电导率-熔体体积分数曲线; (b, c) 纯熔体电导率为5和10S/m时, 估算的研究区中-下地壳熔体体积分数分布结果

域C1和C2所需的熔体体积分数超过50%。一些如黑云母、白云母或角闪石等壳内矿物会在相对较低的温度发生脱水反应(大约在650~750°C)为初始的部分熔融提供必要的水流体(Mechie等, 2004), 且印度岩石圈板片在俯冲过程中会释放(含水)流体, 这些含水流体和熔体(深部热物质)可能发生混溶并向上运移(参考郑永飞等, 2022)。综上, 研究认为中-下地壳高导区域C1和C2可能主要为含水熔体(部分熔融)所致。此外, 由印度岩石圈俯冲形成的碎屑物质也会降低岩石电阻率, 但是其规模远小于熔体和/或流体降低岩石电阻率(增大电导率)的规模(杨晓志, 2014)。

因为申扎地区居里面深度为18~23km(熊盛青等, 2016), 所以研究区深度10~30km区域的平均温度达到600°C, 因此上地壳深度10~30km区域岩石格架平均电阻率可取值为6000Ω m(电导率0.0002S/m)。实验数据表明当温度为1200°C, 干岩石开始熔融, 使得电导率上升(Yardley和Valley, 1997); 由于含水量在熔融过程中扮演着重要的作用, 它可以大幅度降低部分熔融所需的温度(Unsworth等, 2005; 倪怀玮等, 2016), 所以当有含水流体时, 熔融温度可以大幅度的降低(如淡色花岗岩可降低至650°C; Yardley和Valley, 1997)。实验表明, 喜马拉雅渐新世-中新世花岗岩熔体中溶解了超过6wt%的水(Hashim等, 2013)。因此, 研究首先假设高导区域(C3~C7)完全由含水熔体所致, 又因为上地壳内各高导区域(C3~C7)的体电导率较高(>4S/m), 所以这些高导区域需要的熔体体积分数均超过50%(图11a; 纯熔体电导率为10S/m时)。Chen等(2018)表明若青藏高原南部地壳内若含有体积分数超过30%的熔体, 该地壳或为一个富流体的地壳, 或为一个高温的地壳。研究区中拉萨地块内最近的大规模岩浆活动集中于古新世-始新世(Hou等, 2015), 在岩浆活动的结束后, 随着温度的降低, 上地壳内的熔体逐步冷凝结晶并析出含盐水流体。因此, 高导区域C3~C7更可能主要由含盐水流体并混有不同量的熔体(未完全冷凝结晶)所致。

5 讨论

5.1 基于电阻率模型的地壳物质运移特征探讨

5.1.1 地壳物质垂向运移特征

实验表明, 当熔体百分比大于5vol%时, 岩石的有效黏度会降低一个数量级; 当熔体百分比超过20%时,

纯橄榄岩的应变速率可提高约两个数量级(Rosenberg和Handy, 2005; Dong等, 2020)。电导率-熔/流体体积分数分析结果表明, 拉萨地块中-下地壳大规模高导区域(C1和C2)的熔体体积分数均超过了5vol%, 表明中拉萨地块中-下地壳高导区域的有效黏度可能至少降低了一个数量级, 表现为高流变性特征, 即包含有大规模的软弱层, 但是在南拉萨地块和特提斯-喜马拉雅地块的中-下地壳的表现较低的流变性特征。最新的沿30°N东-西向地震噪声层析成像结果也表明, 申扎-定结裂谷及其邻区(88°~89.5°E)下方中地壳存在着低速层(Li等, 2024), 该低速层可能由体积分数为7%的熔体所致, 这与本次电阻率模型的中-下地壳高导区域C1和C2所含有的熔体体积分数有着较好的对应关系。

尽管三维电阻率模型显示高导区域C1和C2为壳内尺度高导区域, 但青藏高原岩石圈地幔电阻率模型揭示在高导区域C1和C2下方深度大于80km的区域(岩石圈地幔)仍存在着高导区域(Zhang, 2017)。研究区内氦同位素结果表明大致以30°N为界, 界限以北区域(主要为中拉萨地块)为幔源氦, 界限以南区域(南拉萨地块和特提斯-喜马拉雅地块)为壳源氦(图1; Klemperer等, 2022), 电阻率模型和He同位素分布空间耦合特征显示幔源氦与高导区域C1和C2有着较好的对应关系。综上, 研究认为高导区域C1和C2向深部延伸至地幔, 可能暗示了中拉萨地块幔源物质上涌底侵地壳并导致地壳部分熔融的过程(图13)。

研究区南拉萨地块内分布有中生代-新生代的岩浆岩, 地球化学研究表明这些岩浆岩与幔源物质的上涌导致的地壳物质部分熔融有关(Hou等, 2015)。但是, 三维电阻率模型显示南拉萨地块内高导区域C3、C4和C5主要分布于中-上地壳, 在上述高导区域的邻区及深部区域分布着明显高阻区域, 这些高阻区域代表着俯冲的印度岩石圈板片。因此, 研究认为在南拉萨地块大规模岩浆活动后, 持续向北俯冲的印度岩石圈地幔的楔入以及其对向上运移的深部物源和热源的阻挡作用, 使得下地壳和岩石圈地幔表现为高电阻率特征。

俯冲板块内部物理性质的改变和/或板块内部应变的累积, 可能会使得板片沿着一些软弱区裂开成两个或多个部分(Kennett和Furumura, 2010; Chen等, 2015), 从而导致了印度岩石圈板片沿走向的差异性俯冲(如撕裂)。印度岩石圈板片的俯冲角度影响着幔源物质上涌过程, 且差异性的俯冲(撕裂)产生的一系列

撕裂窗口会进一步便于幔源物质的上涌. 同时, 前人研究也表明印度岩石圈板片的撕裂又与南-北向裂谷的形成有紧密的关系(Chen等, 2015; Wang等, 2022; Hou等, 2023). 所以, 中拉萨地块和南拉萨地块电阻率模型的差异(图5)可能暗示了在申扎-定结裂谷下方, 因印度岩石圈板片差异性俯冲产生的撕裂窗主要位于中拉萨地块内(即存在于裂谷的北侧). 高导区域C1、C4和C7的连线与申扎-定结裂谷地表走向平行, 可能代表了在申扎-谢通门-定结地区印度岩石圈板片撕裂的位置.

5.1.2 地壳物质水平运移特征

主喜马拉雅断逆冲断层(MHT)作为俯冲印度岩石圈板片和上覆喜马拉雅造山楔或西藏地壳的分界面, 从藏南拉萨地块的中地壳深度向南延伸至尼泊尔区域的地壳浅部区域(如Nábělek等, 2009; Zhao等, 2010). 地震结果表明印度下地壳上方沿着MHT分布着低速层, 以低速层为特征的韧性区域不仅可以适应由于板块运动产生的剪切作用, 也充当了壳内物质运移的通道(Nábělek等, 2009; Nábělek和Nábělek, 2014). 电阻率模型显示高导区域C3、C4和C5与北侧的中-下地壳高导区域C1和C2有一定的连通性, 这表明了拉萨地块中-下地壳热物质沿着MHT(俯冲通道)向南运移, 并为维持中-上地壳高导区域的部分熔融状态提供热源和物源. 但是, 由于拉萨地块壳内热物质迁移距离的变长, 以及热源和物源被不同程度的阻挡, 可能会使得通道内某些位置的流变性变弱, 这也是运移通道在电阻率模型中未被明显刻画的一个原因. 三维电阻率模型进一步显示高导区域C3、C4和C5在深度10~20km处不同程度地向南延伸至特提斯-喜马拉雅地块内, 并终止于穹窿构造的北侧(图5b、5c); 位于特提斯-喜马拉雅地块的高导区域C6在深度10~20km处有向北穿过雅鲁藏布缝合带进入拉萨地块的趋势(图5b、5c), 两组高导区域在特提斯-喜马拉雅地块上地壳内的电性特征具有一定的差异性, 表明了拉萨地块壳内物质沿着MHT向南运移至特提斯-喜马拉雅地块上地壳的运移过程在不同的区域, 因受到印度板块俯冲形态、变质作用等构造活动的影响而产生了差异.

虽然高导区域C4和特提斯-喜马拉雅地块高导区域C7之间区域的电阻率明显增高, 但是电阻率模型验证结果表明高导区域C4与特提斯喜马拉雅地块内的

高导区域C7在深度20~40km内可能也具有一定的连通性. 麻布迦片麻岩穹窿空间上恰好与中-上地壳(20~40km)的中-高电阻率区域(即高导区域C4和C7间的电性区域)相对应. 地球化学数据显示在45~15Ma期间, 喜马拉雅造山带发生了多级高级变质作用和深熔作用(King等, 2011; 于俊杰等, 2011; 张泽明等, 2018), 导致了特提斯-喜马拉雅地块淡色花岗岩和高级变质岩的形成(Zeng等, 2011; 张泽明等, 2018). 麻布迦片麻岩穹窿构造区的始新世-中新世深熔花岗岩暗示了壳内物质南向挤出至特提斯-喜马拉雅地块内(Nelson等, 1996; Lee等, 2006; Lee和Whitehouse, 2007; King等, 2011), Wu等(1998)也认为喜马拉雅淡色花岗岩很可能受控于岩浆长距离运移导致的岩浆高分异作用. 但是, Nelson等(1996)、Wu等(1998)和Beaumont等(2001)的研究结果进一步表明亚洲物质的南向挤出或可能终止于片麻岩穹窿构造, 或可能因受到片麻岩穹窿构造的影响表现为不连续. 热力学数据则表明麻布迦片麻岩穹窿构造在中中新世发生了冷却事件(Lee等, 2006), 因温度降低, 使得麻布迦片麻岩穹窿及其邻区壳内电阻率逐步升高, 所以这可能是穹窿及其邻区下方区域表现为中-高电阻率的原因.

综上, 本文推测高导区域C4和C7在定结地区麻布迦片麻岩穹窿构造区中中新世冷却事件前是连通的, 代表了拉萨地块壳内物质南向运移至特提斯-喜马拉雅地块地壳内的过程. 同位素地球化学结果表明定结地区~0.5Ma以来的水热活动受控于软流圈上涌而导致的地壳部分熔融(侯增谦和李振清, 2004), 这表明拉萨地块壳内热物质持续地沿着俯冲通道向特提斯-喜马拉雅地块运移, 并提供了物源和热源. 定结地区氦(He)同位素数据则表明与印度岩石圈板片或逆冲推覆构造(藏南拆离系STDS)有关的放射性热和构造热(侯增谦和李振清, 2004; Klempner等, 2022)为维持高导区域C7部分熔融的状态提供热源. 综上, 高导区域C7可能受控于多期次的构造动力学过程.

前人研究认为壳内物质的东南向逃逸是青藏高原(尤其是拉萨地块)内一种可能的壳内物质水平方向运移形式(如Royden等, 1997; Unsworth等, 2005), 而壳内物质东-西向运移的一个重要条件是中-下地壳内存在东-西向相互联通的低黏度区域(魏文博等, 2009; Jin等, 2022). 电阻率模型和熔/流体体积分数分布模型表明研究区北侧中拉萨地块内高导区域C1和C2内熔体

体积分数超过5vol%, 且相互联通; 而南拉萨地块内除孤立的高导区域C3外, 其他区域的电阻率相对较高, 熔体体积分数较小. 上述结果表明, 中拉萨地块的中-下地壳具备了物质东-西方向运移的必要条件, 而南拉萨地块内可能不具备物质东-西向运移的条件. 结合前文结果, 认为在幔源物质在向上运移的过程中, 可能同时存在垂向和侧向两种运移模式, 在南-北向挤压和东-西向伸展的构造环境下, 中拉萨地块中-下地壳内的低黏度区域在局部地区表现为相互连通特征(图13).

5.2 构造动力学机制探讨

5.2.1 申扎-定结裂谷形成机制

结合Jin等(2022)研究内拉萨地块的区域电阻率模型, 高导区域C1和C2向北可延伸至申扎-定结裂谷最北缘, 即裂谷与格仁错断裂地表相交的位置. 电阻率模型总体上显示申扎-定结裂谷的北部区域与中-下地壳高导区域C1相对应, 而申扎-定结裂谷的中段和南段则与中-下地壳高阻区域相对应, 但是在其邻区中-上地壳分布着高导区域C4和C7. 前文研究表明, 高导区域C1、C4和C7的连线代表了拉萨地块壳内物质沿着俯冲通道南向运移至特提斯-喜马拉雅地块上-中地壳的通道, 而高导区域C1、C4和C7包含体积分数超过5vol%的熔体则表明这三个高导区域可能代表了申扎-定结裂谷下方及其邻区的壳内韧性层. 在裂谷北端, 该韧性层位于中-下地壳深度30~70km(高导区域); 而在裂谷中段和南段, 韧性层则主要位于上-中地壳深度20~40km, 这些壳内韧性层可能导致上覆脆性层和下伏岩石圈解耦(如Sheng等, 2021; Jin等, 2022). 在印度-欧亚板块碰撞的后碰撞伸展作用阶段, 这些壳内韧性层还可能导致应力集中于浅表的某些区域, 在某种情况下, 集中的应力可能会使得上地壳脆性层的超过弹性极限, 从而导致上地壳破裂, 形成了一系列的南-北向正断层(裂谷).

综上, 研究认为印度岩石圈的俯冲和撕裂引起了拉萨地块内幔源物质上涌并导致下地壳部分熔融, 产生的熔/流体向上运移至中地壳水平并同时南向迁移至特提斯-喜马拉雅地块中-上地壳形成了大规模的壳内韧性层, 由这些韧性层导致的脆性上地壳变形是申扎-定结裂谷形成的主要动力学机制(图14), 这与地球化学统计结果表明申扎-定结裂谷北段形成的时间

(~14Ma; Bian等, 2020)要早于南段形成的时间(约13~10Ma; Bian等, 2020)的规律有较好的对应关系. 麻布迦片麻岩穹窿岩脉地球化学研究结果表明该岩脉形成时代最新可追溯至12~9Ma(King等, 2011), 这个时间整体晚于申扎-定结裂谷南段(大规模的构造运动)的形成时间. 所以, 在拉萨地块壳内热物质向特提斯-喜马拉雅中-上地壳南向运移过程中, 运移通道内部分区域的岩石发生了高级变质作用和深熔作用, 形成了麻布迦片麻岩穹窿带内的高级变质岩和淡色花岗岩, 随着麻布迦穹窿构造区中中新世冷却事件的发生, 使得穹窿区域及其邻区下方地壳电阻率升高(图14). 而且, 形成于~17Ma之前的低角度走滑断层藏南拆离系(STDS; Murphy等, 1999; Yin, 2004)的活动也可能有助于物质在特提斯-喜马拉雅地块上地壳内的南向运移.

电阻率模型进一步表明区域内温泉点整体上分布于上地壳深度10km和20km的中-高导区域及其周缘区域, 这与人研究报道的申扎-定结地热带热源埋深约为17km(常梦瑶等, 2017)相对应. 研究区内构造动力学过程表明, 由于印度-欧亚板块持续强烈的活动, 造就了下地壳深源型岩浆源区和中地壳大规模部分熔融区域, 以及在上地壳不同深度内残存着一系列规模不等的浅成侵位岩浆房(如Jin等, 2022; Sheng等, 2024), 构成了青藏高原及其邻区特有的壳幔热结构.

5.2.2 申扎-谢通门-定结地区孕震环境

2025年1月7日09时05分, 研究区内定日地区发生 M_s 6.8级(面波震级)地震(图1蓝色五角星), 震源深度为10km(源自中国地震台网). 初步研究表明, 定日地震的发震断裂为位于特提斯-喜马拉雅地块申扎-定结裂谷南段的登么错断裂, 属于正断层地震(如白玲等, 2025; 赵伟华等, 2025). 电阻率模型(图5b、5c)显示, 定日地震源位置空间上分布于区特提斯-喜马拉雅地块中-上地壳高导区域和高阻区域之间的电性梯度带内, 同时研究区特提斯-喜马拉雅地块内其他浅源地震震源位置和电性结构的关系也具有同样的耦合特征(图5b、5c), 这些浅源地震所在位置的深部区域(>30km)则表现为高电阻率特征(代表着印度岩石圈板片). 拉萨地块内的浅源地震位于申扎-定结裂谷的北侧, 其震源位置空间上分布于中电阻率区域(图5b、5c), 而对应深部区域(>30km)则分布着壳内大规模韧性层(高导区域C1和C2).

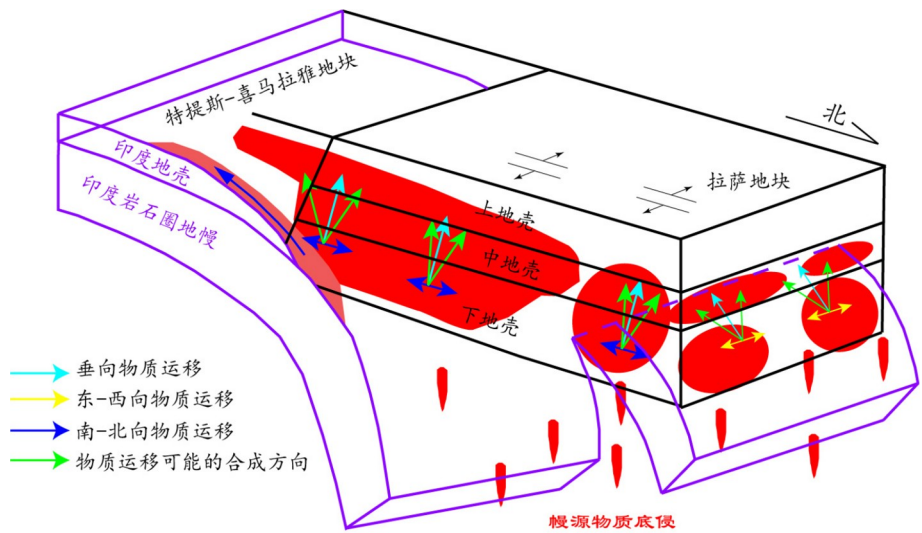


图 13 研究区物质运移模型

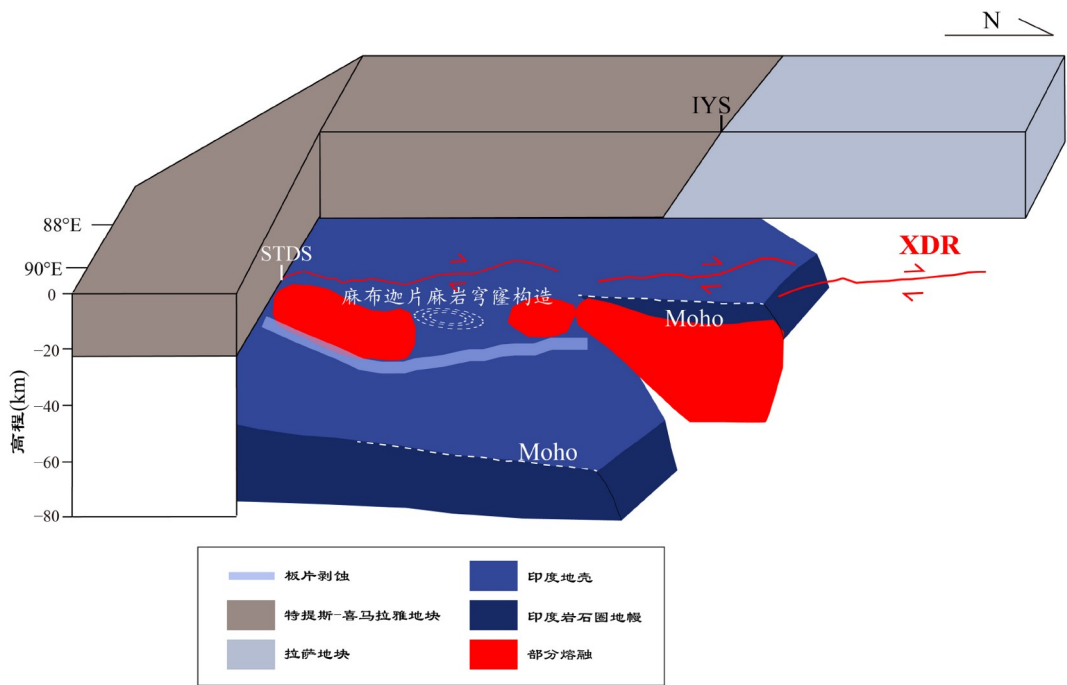


图 14 申扎-谢通门-定结地区构造动力学示意图

拉萨地块高导区域C1和C2受控于与印度岩石圈板片俯冲和撕裂有关的幔源物质底侵地壳而使得地壳发生部分熔融的过程, 而特提斯-喜马拉雅地块上地壳内高导区域主要为含水流体(包括含水熔体和含盐流体)所致, 受控于拉萨地块地壳物质南向运移至特提

斯-喜马拉雅地块上-中地壳的过程, 上述动力学过程也是导致了申扎-定结裂谷的形成的主要原因. 因此, 拉萨地块中-下地壳内的大规模壳内韧性层减少了上覆脆性层在深度上扩展, 并将应力积累集中到上地壳中高电阻率的刚性区域(如Li D等, 2021; 余年等,

2022), 进而导致研究区北侧浅源地震的形成, 而特提斯-喜马拉雅地块内中-上地壳高阻块体可能阻碍了流体的运移, 在某些区域积累应力从而引发了研究区南侧(包括定日 $M_5.6.8$ 地震)浅源地震(如Zhao等, 2012). 上述结果表明, 区域内的浅源地震的形成和申扎-定结裂谷的活动有着紧密的关系.

研究区内的中源地震主要分布于中-高阻区域(图5g、5h), 这些中-高阻区域代表着俯冲的印度岩石圈板片; 而Moho面深度分布图显示, 这些中源地震主要集中分布于研究区Moho面至岩石圈地幔顶部区域. 研究表明, 这些中源地震与俯冲的印度岩石圈板片相关(Liang等, 2016), 在印度岩石圈北向俯冲过程中, 印度岩石圈地幔可能与印度地壳可能发生了拆离, 并继续向北俯冲(如Klemperer等, 2022; Jin等, 2022; Lu等, 2022), 印度岩石圈地幔和印度地壳的拆离作用为中源地震提供了能量. 在特提斯-喜马拉雅地块内, 尽管印度地壳和岩石圈地幔的拆离过程产生了破碎带, 但是这些破碎带可能在上覆印度地壳重力作用下被压实, 这是深度60~70km区域显示高电阻率的一个原因.

6 结语

本文利用覆盖于申扎-谢通门-定结地区的阵列式大地电磁数据构建了高分辨率的三维电阻率模型, 通过电导率和熔/流体体积分数关系, 分析了研究区内高导区域的成因机制. 结合地质、地球物理和地球化学数据的时空耦合关系, 探讨了地壳的物质状态和运移规律, 及其与申扎-定结裂谷和麻布迦片麻岩穹窿构造的关系, 同时分析了研究区的孕震背景.

结果表明, 拉萨地块中-下地壳的大规模高导区域是由印度岩石圈板片俯冲和撕裂导致幔源物质底侵下地壳在中-下地壳产生的含水熔体(部分熔融)所致, 熔体体积分数至少为5vol%. 考虑到研究区上地壳深度10~20km的温度, 上地壳不同深度的高导区域则更可能归结为不同体积分数的含水熔体和含盐流体混合体系. 中拉萨地块内中-下地壳的高导区域随深度变浅而规模逐渐变大的特征受到了流体的垂向和侧向运移共同作用, 拉萨地壳中-下地壳到特提斯-喜马拉雅中-上地壳不同深度高导区域的连线则代表了拉萨地块壳内物质南向运移至特提斯-喜马拉雅地块中-上地壳的通道.

综上, 此次研究认为, 由俯冲印度岩石圈板片的撕裂导致的幔源物质上涌造成了拉萨地块中-下地壳的部分熔融, 同时上涌的热物质向南迁移至特提斯-喜马拉雅地块, 使得特提斯-喜马拉雅地块中-上地壳部分熔融, 由壳内岩石部分熔融形成的大规模的韧性层导致了上覆地壳和下伏岩石圈发生解耦, 以及脆性上地壳的变形, 形成了申扎-定结裂谷. 南向运移至特提斯-喜马拉雅地块中-上地壳热物质导致的变质作用和深熔作用, 在麻布迦片麻岩穹窿的构造演化中起到了有重要的作用. 麻布迦片麻岩穹窿构造区在中中新世的冷却事件使得高导区域C1和C4之间区域电阻率升高, 维持中-上地壳高导区域C1部分熔融的热源可能是产生在特提斯-喜马拉雅地块内的放射热和构造剪切热. 研究区内地震主要为浅源地震和中源地震, 基于地震活动和电性结构的空间对应关系, 地震主要受控于构造活动、岩石圈物质状态、流体运移等因素协同作用影响.

致谢 特别感谢赴青藏高原现场的工作人员和学生, 本文研究离不开他们的付出. 本文部分图件使用了GMT软件包. 本研究工作得到中国地质大学(北京)高性能计算平台支持.

参考文献

- 白玲, 陈治文, 王绍俊. 2025. 2025年西藏定日6.8级地震: 构造背景分析与震源特征探讨. 地球与行星物理论评, 56: 258–263
- 常承法. 1985. 青藏高原的板块构造. 矿物岩石地球化学通报, 4: 56–58
- 常梦瑶, 甘申胜, 胡智丹, 刘振. 2017. 西藏申扎地堑系地质特征. 中国锰业, 35: 5–7, 18
- 陈思雨, 张波, 张进江, 王洋, 张磊, 李晓蓉, 黄保有, 闫岩. 2022. 构造岩碳物质拉曼光谱温度计与石英组构对造山带热演化的约束: 北喜马拉雅然巴片麻岩穹窿研究实例. 岩石学报, 38: 1081–1106
- 何治亮, 冯建赞, 张英, 李朋威. 2017. 试论中国地热单元分级分类评价体系. 地学前缘, 24: 168–179
- 侯增谦, 李振清. 2004. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体He同位素约束. 地质学报, 78: 482–482
- 侯增谦, 李振清, 曲晓明, 高永丰, 华力臣, 郑绵平, 李胜荣, 袁万明. 2001. 0.5Ma以来的青藏高原隆升过程——来自冈底斯带热水活动的证据. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 27–33
- 侯增谦, 郑远川, 卢占武, 许博, 王长明, 张洪瑞. 青藏高原巨厚地壳: 生长、加厚与演化. 地质学报, 2020, 94: 2797–2815
- 倪怀玮, 张力, 郭璇. 2016. 水与地幔的部分熔融. 中国科学: 地球科

- 学, 46: 329–340
- 石峰, 梁明剑, 罗全星, 乔俊香, 张达, 王鑫, 易文星, 张佳伟, 张迎峰, 张会平, 李涛, 李安. 2025. 2025年1月7日西藏定日6.8级地震震构造与同震地表破裂特征. 地震地质, 7: 1–15
- 魏文博, 金胜, 叶高峰, 邓明, 景建恩, Martyn U, Alan J G. 2009. 藏南岩石圈导电性结构与流变性——超宽频带大地电磁深测研究结果. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1591–1606
- 吴福元, 刘志超, 刘小驰, 纪伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 31: 1–36
- 熊盛青, 杨海, 丁燕云, 李占奎. 2016. 中国陆域居里等温面深度特征. 地球物理学报, 59: 3604–3617
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 张建新, 曾令森, 姜枚. 2006. 青藏高原与大陆动力学——地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力. 中国地质, 33: 221–238
- 许志琴, 杨经绥, 侯增谦, 张泽明, 曾令森, 李海兵, 张建新, 李忠海, 马绪宣. 2016. 青藏高原大陆动力学研究若干进展. 中国地质, 43: 1–42
- 杨晓志. 2014. 电导岩石学: 原理、方法和进展. 中国科学: 地球科学, 44: 1884–1900
- 于俊杰, 曾令森, 刘静, 高利娥, 谢克家. 2011. 藏南定结地区早中新世淡色花岗岩的形成机制及其构造动力学意义. 岩石学报, 27: 1961–1972
- 余年, 王绪本, 李德伟, 李鑫, 王恩慈, 孔文新, 李天阳. 2022. 小江断裂带系统深部物质运移机制及孕震环境: 来自大地电磁阵列数据的证据. 中国科学: 地球科学, 52: 1132–1150
- 张进江. 2007. 北喜马拉雅及藏南伸展构造综述. 地质通报, 26: 639–649
- 张泽明, 康东艳, 丁慧霞, 田作林, 董昕, 秦圣凯, 穆虹辰, 李梦梅. 2018. 喜马拉雅造山带的部分熔融与淡色花岗岩成因机制. 地球科学, 43: 82–98
- 赵伟华, 许强, 吉隆, 解明礼, 范宣梅, 王运生, 赵建军. 2025. 2025年1月7日西藏定日 M_s 6.8级地震形变场特征及场地效应分析. 成都理工大学学报(自然科学版), 52: 173–184
- 郑永飞, 陈伊翔, 陈仁旭, 戴立群. 2022. 汇聚板块边缘构造演化及其地质效应. 中国科学: 地球科学, 52: 1213–1242
- 邹俊, 武斌, 马昭雄, 陈宁, 谢伟, 邹华敏, 杨代彬. 2023. 西藏谢通门县卡嘎地热成因与资源潜力分析. 水文地质工程地质, 50: 207–216
- Archie G E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans AIME*, 146: 54–62
- Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, Han T. 1986. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *J Geophys Res*, 91: 13803–13872
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, Lee B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414: 738–742
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, Medvedev S. 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *J Geophys Res*, 109: 2003JB002809
- Bian S, Gong J F, Zuza A V, Yang R, Tian Y T, Ji J Q, Chen H L, Xu Q Q, Chen L, Lin X B, Cheng X G, Tu J Y, Yu X J. 2020. Late Pliocene onset of the Cona rift, eastern Himalaya, confirms eastward propagation of extension in Himalayan-Tibetan orogen. *Earth Planet Sci Lett*, 544: 116383
- Booker J R. 2014. The magnetotelluric phase tensor: A critical review. *Surv Geophys*, 35: 7–40
- Burg J P, Guiraud M, Chen G M, Li G C. 1984. Himalayan metamorphism and deformations in the north Himalayan Belt (southern Tibet, China). *Earth Planet Sci Lett*, 69: 391–400
- Caldwell T G, Bibby H M, Brown C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophys J Int*, 158: 457–469
- Calvert A J. 2017. Continuous estimation of 3-D reflector orientations along 2-D deep seismic reflection profiles. *Tectonophysics*, 718: 61–71
- Chave A D, Jones A G. 2012. The Magnetotelluric Method: Theory and Practice. Cambridge: Cambridge University Press
- Chen J, Gaillard F, Villaros A, Yang X, Laumonier M, Jolivet L, Unsworth M, Hashim L, Scaillet B, Richard G. 2018. Melting conditions in the modern Tibetan crust since the Miocene. *Nat Commun*, 9: 3515
- Chen S, Zhang B, Zhang J, Wang Y, Li X, Zhang L, Yan Y, Cai F, Yue Y. 2022. Tectonic transformation from orogen-perpendicular to orogen-parallel extension in the North Himalayan Gneiss Domes: Evidence from a structural, kinematic, and geochronological investigation of the Ramba gneiss dome. *J Struct Geol*, 155: 104527
- Chen Y, Li W, Yuan X, Badal J, Teng J. 2015. Tearing of the Indian lithospheric slab beneath southern Tibet revealed by SKS-wave splitting measurements. *Earth Planet Sci Lett*, 413: 13–24
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q, Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Sci Rev*, 68: 173–196
- Dong H, Wei W, Jin S, Ye G, Jones A G, Zhang L T, Jing J E, Xie C L, Yin Y T. 2020. Shaping the surface deformation of central and south Tibetan Plateau: Insights from magnetotelluric array data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB019206
- Dong H, Sun K, Egbert G, Kelbert A, Meqbel N. 2024. Hybrid CPU-GPU solution to regularized divergence-free curl-curl equations for electromagnetic inversion problems. *Comput Geosci*, 184: 105518
- Egbert G D. 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophys J Int*, 130: 475–496

- Egbert G D, Kelbert A. 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophys J Int*, 189: 251–267
- Fu J G, Li G M, Wang G H, Huang Y, Zhang L K, Dong S L, Liang W. 2017. First field identification of the Cuonadong dome in southern Tibet: Implications for EW extension of the north Himalayan gneiss dome. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 106: 1581–1596
- Glover P W J. 2010. A generalized Archie's law for n phases. *Geophysics*, 75: E247–E265
- Glover P W J, Hole M J, Pous J. 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth Planet Sci Lett*, 180: 369–383
- Grujic D, Hollister L S, Parrish R R. 2002. Himalayan metamorphic sequence as an orogenic channel: Insight from Bhutan. *Earth Planet Sci Lett*, 198: 177–191
- Hashim L, Gaillard F, Champallier R, Le Breton N, Arbaret L, Scaillet B. 2013. Experimental assessment of the relationships between electrical resistivity, crustal melting and strain localization beneath the Himalayan-Tibetan Belt. *Earth Planet Sci Lett*, 373: 20–30
- 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
- Hou Z Q, Wang R, Zhang H J, Zheng Y C, Jin S, Thybo H, Weinberg R F, Xu B, Yang Z M, Hao A W, Gao L, Zhang L T. 2023. Formation of giant copper deposits in Tibet driven by tearing of the subducted Indian plate. *Earth-Sci Rev*, 243: 104482
- Hou Z, Duan L, Lu Y, Zheng Y, Zhu D, Yang Z, Yang Z S, Wang B D, Pei Y G, Zhao Z D, McCuaig T C. 2015. Lithospheric architecture of the Lhasa terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan orogen. *Econ Geol*, 110: 1541–1575
- Jin S, Sheng Y, Comeau M J, Becken M, Wei W B, Ye G F, Dong H, Zhang L T. 2022. Relationship of the crustal structure, rheology, and tectonic dynamics beneath the Lhasa-Gangdese terrane (southern Tibet) based on a 3-D electrical model. *J Geophys Res-Solid Earth*, 127: e2022JB024318
- Jones A G. 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain D M, Arculus R J, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier B.V. 81–143
- Kapp P, Gynn J H. 2004. Indian punch rifts Tibet. *Geology*, 32: 993–996
- 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
- Kennett B L N, Furumura T. 2010. Tears or thinning? Subduction structures in the Pacific plate beneath the Japanese Islands. *Phys Earth Planet Inter*, 180: 52–58
- King J, Harris N, Argles T, Parrish R, Zhang H F. 2011. Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 123: 218–239
- Klemperer S L, Zhao P, Whyte C J, Darrah T H, Crossey L J, Karlstrom K E, Liu T Z, Winn C, Hilton D R, Ding L. 2022. Limited underthrusting of India below Tibet: $^3\text{He}/^4\text{He}$ analysis of thermal springs locates the mantle suture in continental collision. *Proc Natl Acad Sci USA*, 119: e2113877119
- Langille J, Lee J, Hacker B, Seward G. 2010. Middle crustal ductile deformation patterns in southern Tibet: Insights from vorticity studies in Mabja Dome. *J Struct Geol*, 32: 70–85
- Le Pape F, Jones A G, Unsworth M J, Vozar J, Wei W, Jin S, Ye G F, Jing J E, Dong H, Zhang L T, Xie C L. 2015. Constraints on the evolution of crustal flow beneath Northern Tibet. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 4237–4260
- Lee J, Whitehouse M J. 2007. Onset of mid-crustal extensional flow in southern Tibet: Evidence from U/Pb zircon ages. *Geology*, 35: 45
- Lee J, Hacker B R, Dinklage W S, Wang Y, Gans P, Calvert A, Wan J L, Chen W J, Blythe A E, McClelland W. 2000. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 19: 872–895
- Lee J, McClelland W, Wang Y, Blythe A, McWilliams M. 2006. Oligocene-Miocene middle crustal flow in southern Tibet: Geochronology of Mabja Dome. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 268: 445–469
- Li D D, Tian X B, Liang X F, Nie S T. 2024. Different formation modes of the north-south-trending rifts in southern Tibet: Implications from ambient noise tomography. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL108254
- Li D, Yu N, Li X, Wang E, Li R, Wang X. 2021. Magnetotelluric evidence of fluid-related seismicity beneath the Chuxiong Basin, SE Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 816: 229039
- Li L, Zhang X, Liao J, Liang Y, Dong S. 2021. Geophysical constraints on the nature of lithosphere in central and eastern Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 804: 228722
- Li S, Unsworth M J, Booker J R, Wei W, Tan H, Jones A G. 2003. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data. *Geophys J Int*, 153: 289–304
- Li Y H, Gao T M, Wu Q J. 2014. Crustal thickness map of the Chinese mainland from teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 611: 51–60
- Liang H D, Jin S, Wei W B, Gao R, Ye G F, Zhang L T, Yin Y T, Lu Z W. 2018. Lithospheric electrical structure of the middle Lhasa terrane in the south Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 731–732: 95–103
- Liang X F, Chen Y, Tian X B, Chen Y J, Ni J, Gallegos A, Klemperer S L, Wang M L, Xu T, Sun C Q, Si S K, Lan H Q, Teng J W. 2016. 3D imaging of subducting and fragmenting Indian continental litho-

- p>
sphere beneath southern and central Tibet using body-wave finite-frequency tomography.
- Earth Planet Sci Lett*
- , 443: 162–175
- Liang X F, Zhou S Y, Chen Y J, Jin G, Xiao L, Liu P J, Fu Y Y, Tang Y C, Lou X T, Ning J Y. 2008. Earthquake distribution in southern Tibet and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 113: 2007JB005101
- Lu Z W, Guo X Y, Gao R, Murphy M A, Huang X F, Xu X, Li S Z, Li W H, Zhao J M, Li C S, Xiang B. 2022. Active construction of southern most Tibet revealed by deep seismic imaging. *Nat Commun*, 13: 3143
- Luo M, Wood J R, Cathles L M. 1994. Prediction of thermal conductivity in reservoir rocks using fabric theory. *J Appl Geophys*, 32: 321–334
- Mechie J, Sobolev S V, Ratschbacher L, Babeyko A Y, Bock G, Jones A G, Nelson K D, Solon K D, Brown L D, Zhao W. 2004. Precise temperature estimation in the Tibetan crust from seismic detection of the α - β quartz transition. *Geology*, 32: 601–604
- Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. *J Geophys Res*, 83: 5361–5375
- Murphy M A, Yin A, Harrison T M, Dürr S B, Chen Z, Ryerson F J, Kidd W S F, Wang X, Zhou X. 1999. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan Plateau? *Geology*, 25: 285–286
- Nábělek J, Hetényi G, Vergne J, Sapkota S, Kafle B, Jiang M, Su H, Chen J, Huang B S, Team H C. 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325: 1371–1374
- Nábělek P I, Nábělek J L. 2014. Thermal characteristics of the Main Himalaya Thrust and the Indian lower crust with implications for crustal rheology and partial melting in the Himalaya orogen. *Earth Planet Sci Lett*, 395: 116–123
- Nelson K D, Zhao W, Brown L D, Kuo J, Che J, Liu X, Klemperer S L, Makovsky Y, Meissner R, Mechie J, Kind R, Wenzel F, Ni J, Nabelek J, Leshou C, Tan H, Wei W, Jones A G, Booker J, Unsworth M, Kidd W S F, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Wu C, Sandvol E, Edwards M. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. *Science*, 274: 1684–1688
- Parkinson W D. 1959. Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophys J Int*, 2: 1–14
- Ramberg H. 1980. Diapirism and gravity collapse in the Scandinavian Caledonides. *J Geol Soc*, 137: 261–270
- Rippe D, Unsworth M J. 2010. Quantifying crustal flow in Tibet with magnetotelluric data. *Phys Earth Planet Inter*, 179: 107–121
- Roberts J J, Tyburczy J A. 1999. Partial-melt electrical conductivity: Influence of melt composition. *J Geophys Res*, 104: 7055–7065
- Rosenberg C L, Handy M R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust. *J Metamorph Geol*, 23: 19–28
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276: 788–790
- Sheng Y, Jin S, Comeau M J, Dong H, Zhang L T, Lei L L, Li B C, Wei W B, Ye G F, Lu Z W. 2021. Lithospheric structure near the northern Xainza-Dinggye Rift, Tibetan Plateau—Implications for rheology and tectonic dynamics. *J Geophys Res-Solid Earth*, 126: e2020JB021442
- Sheng Y, Jin S, Comeau M J, Hou Z Q, Becken M, Dong H, Zhang L, Wei W B, Ye G F. 2023a. Evidence for partial melting and alkali-rich fluids in the crust from a 3-D electrical resistivity model in the vicinity of the Coqen region, western Lhasa terrane, Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 619: 118316
- Sheng Y, Jin S, Comeau M J, Hou Z Q, Zhang L T, Wei W B, Ye G F. 2023b. Relationship between the migration of crustal material, normal faulting, and gneiss domes in the vicinity of the Dinggye region, central part of the Tethys-Himalaya terrane: Insights from the 3-D electrical structure. *Tectonophysics*, 869: 230100
- Sheng Y, Jin S, Comeau M J, Hou Z Q, Yin Y T, Zhang L T, Wei W B, Ye G F. 2024. Crustal conductivity footprint of the Miocene porphyry copper polymetallic deposits in the Gangdese metallogenic belt, Tibetan Plateau. *Ore Geol Rev*, 168: 106033
- Somerton W H. 1992. Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems. *Developments in Petroleum Science*, Volume 37. Elsevier
- Sun Y J, Dong S W, Fan T Y, Zhang H, Shi Y L. 2013. 3D rheological structure of the continental lithosphere beneath China and adjacent regions. *Chin J Geophys*, 56: 546–558
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Teyssier C, Whitney D L. 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology*, 30: 1139
- Tian X B, Yun C, Tseng T L, Klemperer S L, Thybo H, Liu Z, Xu T, Liang X F, Bai Z M, Zhang X, Si S K, Sun C Q, Lan H Q, Wang E C, Teng J W. 2015. Weakly coupled lithospheric extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 430: 171–177
- Unsworth M J, Jones A G, Wei W, Marquis G, Gokarn S G, Spratt J E. 2005. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, 438: 78–81
- Wang H, Elliott J R, Craig T J, Wright T J, Liu-Zeng J, Hooper A. 2015.

- Normal faulting sequence in the Pumqu-Xainza rift constrained by insar and teleseismic body-wave seismology. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 2947–2963
- Wang R, Weinberg R F, Zhu D C, Hou Z Q, Yang Z M. 2022. The impact of a tear in the subducted Indian plate on the Miocene geology of the Himalayan-Tibetan orogen. *GSA Bull*, 134: 681–690
- Wei W B, Unsworth M, Jones A, Booker J, Tan H, Nelson D, Chen L S, Li S S, Solon K, Bedrosian P, Jin S, Deng M, Ledo J, Kay D, Roberts B. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 292: 716–719
- Weidelt P. 1985. Construction of conductance bounds from magnetotelluric impedances. *J Geophys*, 57: 191–206
- Whitney D L, Teyssier C, Vanderhaeghe O. 2004. Gneiss domes and crustal flow. In: Whitney D L, Teyssier C, Siddoway C S, eds. *Gneiss Domes in Orogeny*. Geological Society of America Special Paper, 380. Boulder, Colorado. 15–33
- Wu C D, Nelson K D, Wortman G, Samson S D, Yue Y J, Li J X, Kidd W S F, Edwards M A. 1998. Yadong cross structure and South Tibetan Detachment in the east central Himalaya (89°–90°E). *Tectonics*, 17: 28–45
- Xue S, Chen Y, Liang H, Li X, Liang X, Ma X, Lu Z, Bai D, Yan Y. 2021. Deep electrical resistivity structure across the Gyaring Co Fault in Central Tibet revealed by magnetotelluric data and its implication. *Tectonophysics*, 809: 228835
- Yardley B W D, Valley J W. 1997. The petrologic case for a dry lower crust. *J Geophys Res*, 102: 12173–12185
- Yin A. 2004. Gneiss domes and gneiss dome systems. Special Paper of the Geological Society of America, 380
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Yu L, Evans R L, Edwards R N. 1997. Transient electromagnetic responses in seafloor with triaxial anisotropy. *Geophys J Int*, 129: 292–304
- Zeng L S, Gao L E, Xie K J, Liu-Zeng J. 2011. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the northern Himalayan gneissdomes: Melting thickened lower continental crust. *Earth Planet Sci Lett*, 303: 251–266
- Zhang J J, Guo L. 2007. Structure and geochronology of the southern Xainza-Dinggye rift and its relationship to the South Tibetan detachment system. *J Asian Earth Sci*, 29: 722–736
- Zhang J J, Guo L, Ding L. 2002. Structural characteristics of middle and southern Xainza-Dinggye Normal Fault System and its relationship to South-ern Tibetan Detachment System. *Chin Sci Bull*, 47: 1063
- Zhang J J, Santosh M, Wang X X, Guo L, Yang X Y, Zhang B. 2012. Tectonics of the northern Himalaya since the India-Asia collision. *Gondwana Res*, 21: 939–960
- Zhang L T. 2017. A review of recent developments in the study of regional lithospheric electrical structure of the Asian continent. *Surv Geophys*, 38: 1043–1096
- Zhang L T, Jin S, Wei W B, Ye G F, Jing J E, Dong H, Xie C L. 2015. Lithospheric electrical structure of South China imaged by magnetotelluric data and its tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 98: 178–187
- Zhao G Z, Unsworth M J, Zhan Y, Wang L F, Chen S B, Jones A G, Tang J, Xiao Q B, Wang J K, Cai J T, Li T, Wang Y Z, Zhang J H. 2012. Crustal structure and rheology of the Longmenshan and Wenchuan M_w 7.9 earthquake epicentral area from magnetotelluric data. *Geology*, 40: 1139–1142
- Zhao J M, Yuan X H, Liu H B, Kumar P, Pei S P, Kind R, Zhang Z J, Teng J W, Ding L, Gao X, Xu Q, Wang W. 2010. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet. *Proc Natl Acad Sci USA*, 107: 11229–11233
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Mo X X, Chung S L, Hou Z Q, Wang L Q, Wu F Y. 2011. The Lhasa terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 241–255
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Dilek Y, Wang Q, Ji W H, Dong G C, Sui Q L, Liu Y S, Yuan H L, Mo X X. 2012. Cambrian bimodal volcanism in the Lhasa terrane, southern Tibet: Record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc in the Australian Proto-Tethyan margin. *Chem Geol*, 328: 290–308
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Dilek Y, Hou Z Q, Mo X X. 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan plateau. *Gondwana Res*, 23: 1429–1454

(责任编辑: 刘双)