中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 11 期: 1834 ~ 1846
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

西南印度洋中脊热液区的岩浆活动与构造特征

张涛[①②*], Jian LIN[③], 高金耀[①②]

① 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;
② 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 310012;
③ Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, USA
* E-mail: zhangtaosio@gmail.com

收稿日期: 2012-10-08; 接受日期: 2013-02-20; 网络版发表日期: 2013-10-30
国家自然科学基金项目(批准号: 41106049)和中国极地科学战略研究基金(编号: 20100210)资助

摘要 A 区热液喷口(37.78°S, 49.65°E)是在西南印度洋中脊(SWIR)上发现的第一个活动热液喷口. 热源及水循环通道是形成热液喷口的两个必要条件. 沿 SWIR 49.3°~51.2°E 区域, 重力反演的地壳厚度最厚超过 9.0 km, 远超过全球平均海洋地壳厚度, 表明此区域存在丰富热源, 可能受到了热点的影响. 大尺度的地幔布格重力异常(RMBA)揭示了 A 区所在一级洋中脊段(Indomed-Gallieni 转换断层, 46.0°~52.0°E)和 Marion-Del Cano-Crozet 区域之间的重力低值带, 推断为热点-洋中脊相互作用的路径. 去除正常热模型后的层析成像资料表明, 与此路径对应的低速带在垂直距离上可以到达岩石圈底部. A 区热液喷口区域扩张脊两侧地形和地壳厚度明显不对称. 在扩张脊南侧, 高地形对应着减薄的地壳厚度. 剩余均衡地形异常显示 A 区处于明显的非均衡状态, 与转换断层内角的特征极为类似. 磁力剖面的正演表明, A 区南侧磁性减薄区域与 OBS 揭示的隆起高速异常区相对应, 推断为拆离断层的构造减薄作用. A 区强烈的构造活动可以为热液喷口提供充分的水循环通道, 可能形成较大的热液硫化物矿床.

关键词
超慢速扩张洋中脊
A 区热液喷口
剩余地幔布格重力异常
洋中脊-热点相互作用
拆离断层

一般认为, 大洋中脊的扩张速率是导致海底扩张中心岩浆活动的一级控制因素. 沿超慢速扩张洋中脊(扩张速率小于 20 mm a^{-1}), 岩浆活动急剧减小, 甚至在部分区域完全缺失(Dick 等, 2003). 热源的减少限制了超慢速扩张洋中脊上热液喷口的出现机率. SWIR 与北极 Gakkel 洋中脊一起构成的超慢速扩张洋中脊占到了全球洋中脊总长度的 20%. 但是, 直到 2007 年, 我国“大洋一号”科学考察船实施的“大洋 DY-17”航次才在 SWIR 发现了第一个活动热液喷口(以下称 A 区热液喷口)(Tao 等, 2012), 位置见图 1.

Zhu 等(2010)通过近海底磁力探测圈定的热液蚀变区域表明, A 区热液喷口周边的低磁区域面积达到 9×10^4 m^2, 甚至大过 TAG 区的蚀变区域. 形成如此强大的热液喷口需要充足的热源与有效畅通的海水循环构造通道(Baker 等, 2004). A 区热液喷口位于 Indomed(46.0°E)和 Gallieni(52.0°E)转换断层之间(以

中文引用格式: 张涛, Lin J, 高金耀. 西南印度洋中脊热液区的岩浆活动与构造特征. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1834–1846
英文引用格式: Zhang T, Lin J, Gao J Y. Magmatism and tectonic processes in Area A hydrothermal vent on the Southwest Indian Ridge. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4630-5

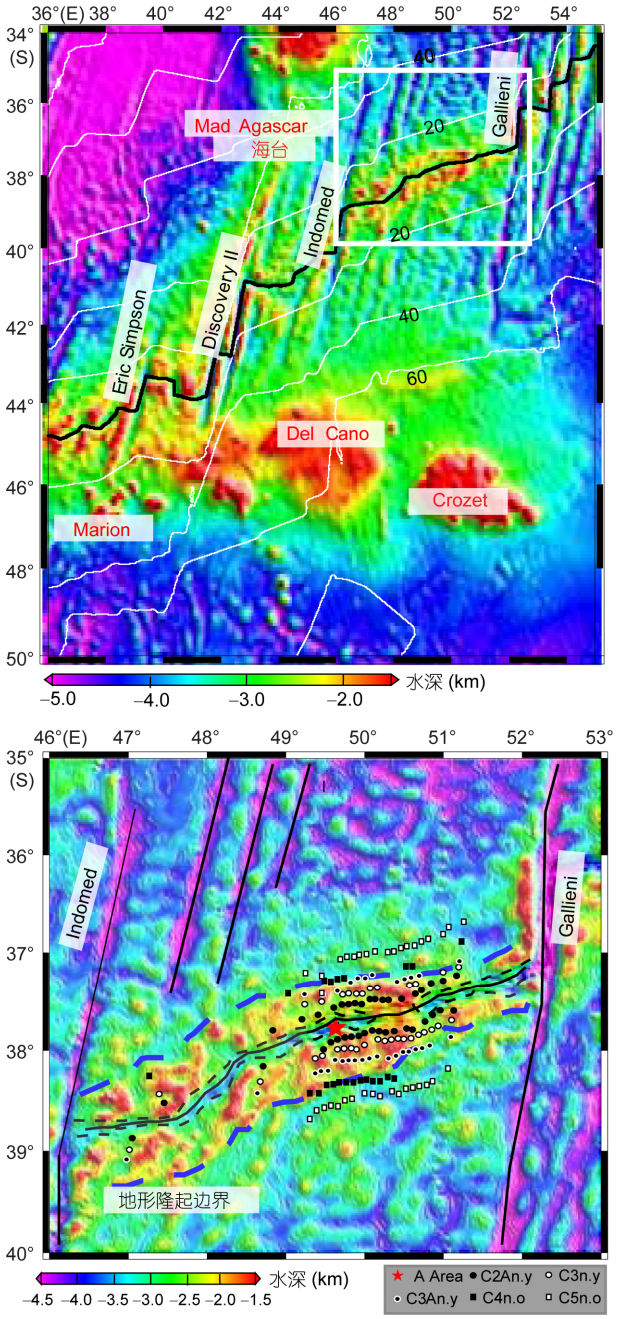


图 1　研究区域水深

(a) 热点及海台用红色字体表示, 主要转换断层用黑色字体表示. 地壳年龄用间隔为 20 Ma 的白色等值线表示, 并且用黑色数字标注. 黑线表示现在扩张中心位置. 白框表示图 1(b)的范围; (b) 蓝色虚线为地形隆起外边界, 黑线表示洋中脊不连续带, 磁条带识别结果修改自 Sauter 等(2009)

下简称 46.0°~52.0°E 段), 相比其东西两侧的洋中脊段, 此段表现为明显的地形隆起, 与对传统超慢速扩张洋中脊的认识完全不同. 我们在 2005 年环球航次(DY115-17A)中就已经注意到此区域附近存在着增厚地壳, 岩浆活动相当强烈(Lin 和 Zhang, 2006). 2010 年, 我国首次在 SWIR 布设的 OBS 也证实了这点(Zhao 等, 2011; 阮爱国, 交流讨论). 46.0°~52.0°E 段平均水深比 SWIR 9°~16°E 和 57°~70°E 浅 3 km(Dick 等, 2003; Cannat 等, 2006), 地壳厚度最厚可以超过 9.0 km, 明显偏离了全球扩张速率与地壳厚度关系的模型. 2009 年, Sauter 等(2009)通过 C5n.o 以来水深、重力数据等地球物理资料的分析, 谨慎地推断此区域可能在 11~8 Ma 开始受到了 Crozet 热点的影响.

针对 A 区热液喷口的热源与通道, 我们在本文中关心的问题如下. (1) A 区热液喷口的热源及整个 46.0°~52.0°E 段地形隆起是否受到了 Crozet 热点的影响? (2) 如果是, 其洋中脊和热点相互作用的路径在哪里? (3) A 区热液喷口形成的构造背景如何? 其中前两个问题关系到热液喷口的热源, 第三个问题与热液喷口的循环通道相关. 为解决以上问题, 我们利用水深、重力和层析成像数据, 计算了大范围 RMBA 和去除统一模型后的剩余波速异常, 以期揭示热点对 SWIR 影响的过程和路径; 计算了地壳厚度和剩余地形, 正演了磁性层厚度, 以期揭示 A 区所在区域的均衡状态和构造特征.

1　地质背景

1.1　SWIR 与热点的相互作用

洋中脊和热点是地幔上涌导致的岩浆活动在地表的两种表现形式. 当洋中脊和热点之间相互靠近到一定距离时, 它们的相互作用将会导致巨大的物理和化学异常(Ito 等, 2003). 同时他还认为, 全球超过 15%的洋中脊受到了热点的影响. 而最新针对大西洋中脊(MAR)的研究表明, 超过 30%的洋中脊都受到了热点影响(Wang 等, 2011). 靠近热点的洋中脊区域一般表现出水深变浅、地壳厚度增加以及相应的地球化学异常. 热点作用沿洋中脊的传播会形成由近及远逐步收窄的“V”字形地形.

在 SWIR 附近, 有 Marion 和 Crozet 两个热点. Marion 热点对 SWIR(尤其是对 46.0°~52.0°E 区域)的影响自 42 Ma 以来就不断减小(张涛等, 2011). 目前

Marion 热点离 A 区热液喷口的距离超过 1200 km, 接近或超过理论上洋中脊-热点相互作用的最远距离. 根据沿 SWIR 的 RMBA, Georgen 等(2001)推断 Marion 热点的作用被 Discovery II 转换断层所阻断, 对此区域的影响已经减小或者消失. Crozet 海台比相邻的 Del Cano 隆起要浅, 被认为是现在地幔柱中心(Recq 等, 1998). 但是相比 Marion 热点, 对 Crozet 热点的起源、路径及活动规律都缺乏相应认识. Montelli 等(2004)认为 Crozet 热点和 Kerguelen 热点均源于 Crozet 群岛北侧深约 2350 km 处的地幔柱. 正是由于 Crozet 热点和 Kerguelen, Conrad 等在轨迹和距离上比较接近, Crozet 地幔柱的形成演化历史一直存在着巨大争论. Crozet 岛上最近的火山活动发生在 9 Ma 左右, 产生了大量 OIB 类型岩石(Sauter 等, 2009). Crozet 海台地壳速度结构与 Kergulen 海台相近(Recq 等, 1998; Charvis 等, 1995). 地震确定的地壳厚度(10~16.5 km)和地幔柱作用区域的平均地壳厚度相符. 重力模型表明 Crozet 海台应该形成于相对较冷的晚中生代离轴岩石圈上(Goslin 和 Patriat, 1984), 其下可能有正在活动的热异常支撑(Curray 和 Munasinghe, 1991).

1.2 46.0°~52.0°E 段的地形异常

从地形上看, SWIR 46.0°~52.0° E 的洋中脊段表现为明显的“V”字形隆起(幅度接近 2 km), 与其他洋中脊-热点相互作用的区域(如 MAR-冰岛)地形相似(Sauter 等, 2009). 此“V”字形在 47.0°~49.5° E 段南北向宽度比较一致, 约为 100 km. 自 49.5° E 向东, 隆起地形宽度逐步收窄. 结合磁条带数据推断的地壳年龄, Sauter 等(2009)认为此隆起开始自 11.0~8.0 Ma, 在 8.1~4.2 Ma 由西向东逐步运移, 其运移速度达到约 30 mm a^{-1}, 超过两倍的 SWIR 的全扩张速率. 地形隆起在离轴方向的断崖非常陡, 表明这次岩浆供给非常快速(Sauter 等, 2009). 随着洋中脊扩张分裂, “V”字形西端的残留高地形以 SWIR 为中轴对称分布. “V”字形东端, 第 27 段是 SWIR 少数缺失中央裂谷的洋中脊段(分段原则见 Cannat 等, 1999), 分布着大量平顶火山, 其地球物理特征和慢速扩张的 MAR 类似, 可能是目前岩浆活动中心(Mendel 等, 2003). 在离轴区域, 古中脊不连续带显示岩浆供给前与现今洋中脊的分段性不同(Cannat 等, 1999), 表明强岩浆供给可能导致了洋中脊分段性的改变.

2 数据来源及计算结果

2.1 数据来源

在计算 RMBA 和均衡地形异常时, 我们使用了水深、重力、沉积物厚度和地壳年龄数据. 层析成像模型使用 Debayle 等(2004)的模型. 其中水深数据为 Smith 等(1997)最新版本(Topo-V11.1)1′×1′卫星测高反演数据. 在洋中脊区域, 融合了部分航次的多波束数据(Cannat 等, 1999; Sauter 等, 2004), 如图 1 所示. 在地形变化剧烈区域, Topo-V11.1 精度比之前版本有了大幅提高, 适合研究洋中脊、海山这些水深变化较大的区域. 通过与多波束数据比较, Topo-V11.1 沿 SWIR 的置信度可以达到 96%(张涛等, 2011).

重力数据为 Sandwell 等(1997)的 18.1 版本数据(FAA-V18.1), 如图 2 所示. 与以往数据相比, FAA-V18.1 增加了 3 项改正: 对 ERS-1 和 Geosat/GM 的原始波形数据进行了重追踪, 精度分别提高了 40%和 27%; 使用了 EGM2008 全球重力模型作为参考场, 实现了海陆重力数据的无缝拼接; 使用双谐样

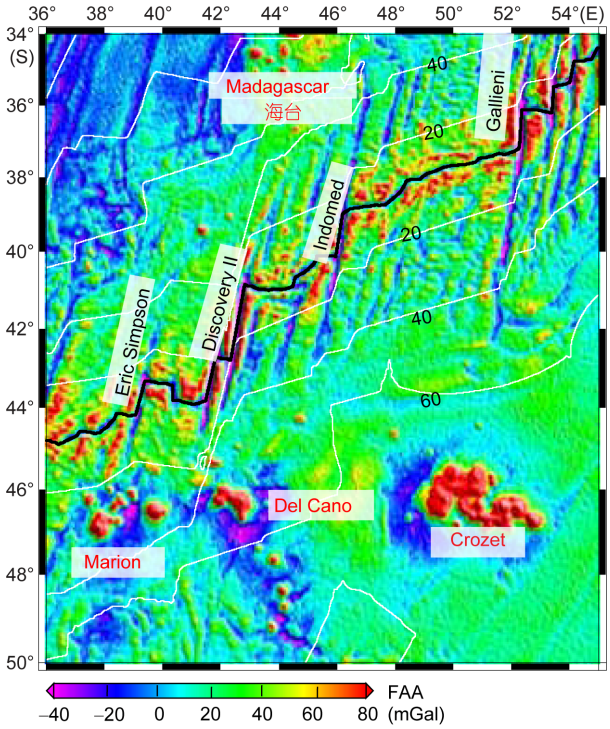


图 2 研究区域的空间重力异常

地壳年龄用黑色数字标注, 热点及海台名称用红色字体标注, 主要转换断层用黑色字体标注

条插值方法构建了剩余垂线偏差网格(Sandwell 和 Smith, 1997). 与船测数据相比, FAA-V18.1 的全球网格数据在地形平坦地区(墨西哥湾)精度可以达到 2 mGal, 在地形起伏较大的区域可以达到 4 mGal.

地壳年龄数据采用 Müller 等(2008)的 2′×2′海洋地壳年龄数据模型. 在整个研究区域内, 其 58.9%区域的地壳年龄数据误差小于 2 Ma, 93.7%区域的误差小于 5 Ma.

沉积物厚度为 Divins 提供的 5′×5′网格化数据 [1]. 此数据来源于已发表的沉积物厚度等厚图、DSDP 和 ODP 钻井资料以及 NGDC, IOC 和 GAPA 项目.

Debayle 等(2004)在 1°×1°×20 km 的 Rayleigh 波模型中加入了先验模型信息用以去除观测台站稀少的南半球区域数据相关部分, 提高了反演模型的可靠性. 在反演过程中加入了各向异性, 提高了上地幔横向分辨率. 由于 S 波速对温度变化更为敏感, 因此更适合研究地幔热结构的变化.

2.2　RMBA 与地壳厚度

为反映深部异常信息, 本文使用 Parker 方法逐层去除已知模型的影响(Parker, 1973). 从观测数据中去除沉积物厚度和地形的影响, 计算并去除均一地壳厚度的影响, 得到地幔布格重力异常(MBA). MBA 主要反映了地壳厚度的变化以及地幔温度的不均一性.

大洋岩石圈在洋中脊形成后向两侧扩张的过程中不断地变冷变厚, 从而导致密度不断变大. 为了消除岩石圈正常冷却的影响, 本文采用了分层板块模式计算岩石圈温度, 并通过热膨胀系数(这里取 3.5×10^{-5}/K)得到密度变化. 由于密度的变化分布于整个岩石圈内部, 而非某一特定密度界面, 我们将整个岩石圈分为了 10 层, 每层密度变化都参照 Moho 界面的密度差转换为标准值, 如式(1)所示:

$$h_1=15\times\Delta\rho/(3.3-2.7), \qquad (1)$$

式中, h_1 为每层界面高度, $\Delta\rho$为平均密度变化.

最后将这 10 层的重力效应进行叠加, 得到总的岩石圈冷却的重力效应. 从 MBA 去除此效应即得到 RMBA. 在假定地壳厚度均一的情况下, RMBA 表明地壳厚度和(或)地幔温度的变化, 如图 3 所示.

在 46.0°~52.0°E 区域, 负 RMBA 与突起的地形异常类似, 形成由西向东的“V”字形低值带. “V”字形区域对应约–40 mGal 的 RMBA. 相比地形, RMBA 的“V”字形更加明显, 范围也小于地形显示的 46.0°~52.0°E 区域. RMBA 的“V”字形低值带西侧起于 47.2°E, 东侧终止于第 27 洋中脊段(约 50.5°E). 在 27 段两侧, 均存在中央裂谷, 表明此次岩浆供给在这些区域已经减弱或者消失, 而第 27 段为现在岩浆活动的中心区域.

如果认为地壳厚度变化导致了 RMBA 的变化, 则可以反演得到最大的地壳厚度变化(即部分地幔温度的效应也被转换为地壳厚度的变化). 本文采用下延的方法计算地壳厚度的变化(van Ark 和 Lin, 2004), 如式(2)所示:

$$M(k)=\frac{\exp(Kz_{CR})}{2\pi G(\rho_m-\rho_c)}B(k)C(k), \qquad (2)$$

式中, z_{CR} 表示下延深度, $C(k)$是一个低频余弦滤波器. 我们这里下延深度取 10 km(4 km 平均水深加 6 km 平均地壳厚度), 滤波器最长波长取 135 km, 最短波长取 25 km, 计算得到地壳厚度如图 4 所示.

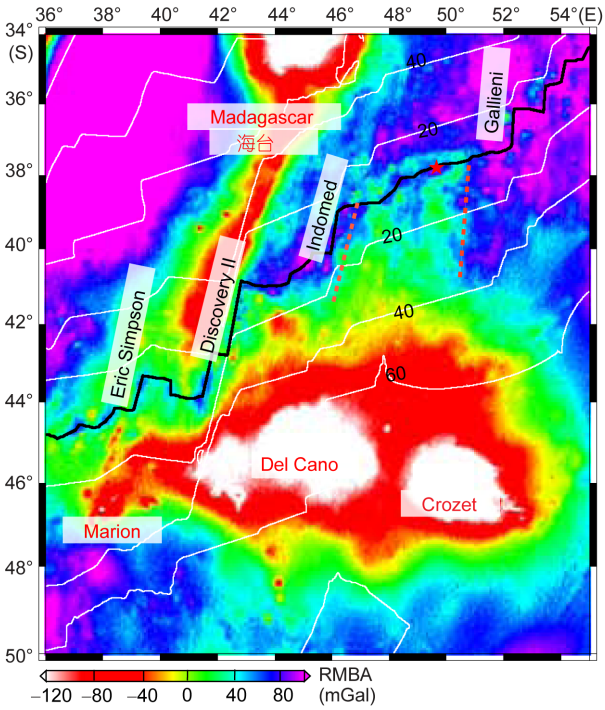


图 3　剩余地幔布格重力异常

红色虚线表示洋中脊和热点的相互作用路径, 地壳年龄用黑色数字标注, 热点及海台名称用红色字体标注, 主要转换断层用黑色字体标注

1) http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html

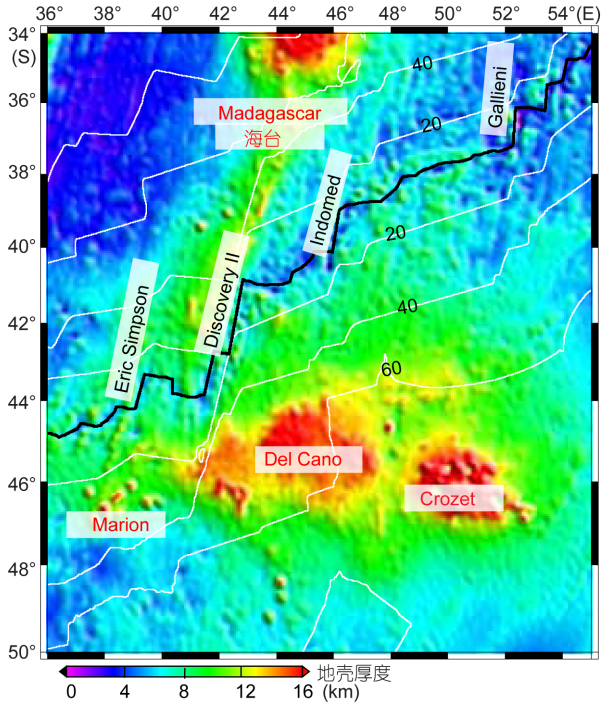


图 4　重力反演的地壳厚度

地壳年龄用黑色数字标注, 热点及海台名称用红色字体标注, 主要转换断层用黑色字体标注

2.3　剩余波速模型

海洋岩石圈一般厚度约为 100~150 km, 但是考虑到在洋中脊处其厚度较薄, 我们选取了 75 km 深度的观测面, 如图 5(a)所示. 图中最为明显的特征有三处: 一是在扩张中心处波速最低, 随着地壳年龄的变老, 地震波速向两侧对称升高, 表明岩石圈不断地变冷; 二是中速扩张的 SEIR 和 CIR 的波速明显小于 SWIR, 表明岩石圈热结构随扩张速率变化; 三是模型中热点区域都对应着低速区域, 而主要的转换断层都对应高波速, 显示至少在 75 km 深度, 转换断层对岩石圈的热结构依然起着重要的分段作用.

为了更加突出热点的效应, 我们从模型中去除地震波速随年龄变化的部分(图 5(b)). 通过对研究区域内所有数据的拟合, 我们得到了年龄和波速的相关曲线, 如图 5(b)所示. 将此相关部分从模型中去除后, 75 km 处的模型剩余波速如图 5(c)所示.

2.4　剩余均衡地形异常

与计算 RMBA 类似, 从观测水深中去除沉积物和岩石圈正常冷却沉降效应后就可以得到反应地壳形成初期岩浆活动状态的剩余水深(Ito 等, 2003; 张涛等, 2011). 通过剩余水深和地壳厚度, 可以根据 Airy 均衡补偿模式计算对应的均衡地形. 由剩余水深中去除这部分均衡地形则可以得到剩余均衡地形异常. 剩余均衡地形异常在地形上反映了偏离 Airy 均衡的程度, 如图 6 所示. 由于洋中脊岩石圈较薄, 洋中脊生成地壳的剩余均衡地形明显幅值较低, 趋于局部均衡. 整个区域上, 最明显的非均衡区域为转换断层内角. 明显的高剩余均衡地形异常表明这些区域补偿不足, 与转换断层内角高地形、薄地壳厚度的特征相符合. 此外, 很多海山区域显示了正负异常相邻的特征, 类似于区域均衡状态(Vidal 和 Bonneville, 2004). 从地形上看, Marion-Del Cano-Crozet 区域为一个巨大的隆起, 但是在剩余均衡地形上, Del Cano 隆起区域接近均衡, 这与 Del Cano 隆起是 Marion 热点位于 SWIR 上时形成的推断一致(张涛等, 2011). Marion 热点和 Crozet 热点均表现出海山中间高四周低的剩余均衡地形, 表明海山形成时其下岩石圈已经具有一定的刚度, 导致了区域性的均衡补偿.

2.5　地磁数据与磁性层模型

我们选取了四条重、磁剖面进行地质建模(图 7), 以期反映 A 区的地壳结构及构造特征. 地磁数据来源于大洋 20 航次(DY115-20), 使用 G880 铯光泵磁力仪进行采集, 使用卫星差分的 GPS 进行定位. 为了消除船磁影响, 测量时磁力仪探头拖曳于船尾后 300 m 处(大于 3 倍船长). 在进行位置校正后, 使用 IGRF(2005)正常公式进行正常场改正. 最终的磁力异常数据抽稀为 6 s 间隔, 采样点间隔约为 18 m(按船匀速 6 节算).

在建模过程中使用到了 Modmag 软件(Mendel 等, 2005). Modmag 可以考虑不同的扩张速率、非对称扩张以及洋中脊突跳情况, 但是 Modmag 只能够处理简单的常厚度磁性体. 为了建立更加真实的模型, 我们这里对软件进行了修改, 使得 Modmag 可以处理变厚度的磁性体. 具体的模型建立过程如下.

(1) 利用水深和重力反演的地壳厚度画出海底和 Moho 两个层面, 然后根据地壳厚度的变化按比例计算出初始的磁性体层厚度(喷出玄武岩, 2A), 其余的为岩墙和辉长岩(均设为无磁性). 参照 Sauter 等(2004)的工作, 在 Brunhes 异常区内, 所有的磁性体厚度设为 0.5 km.

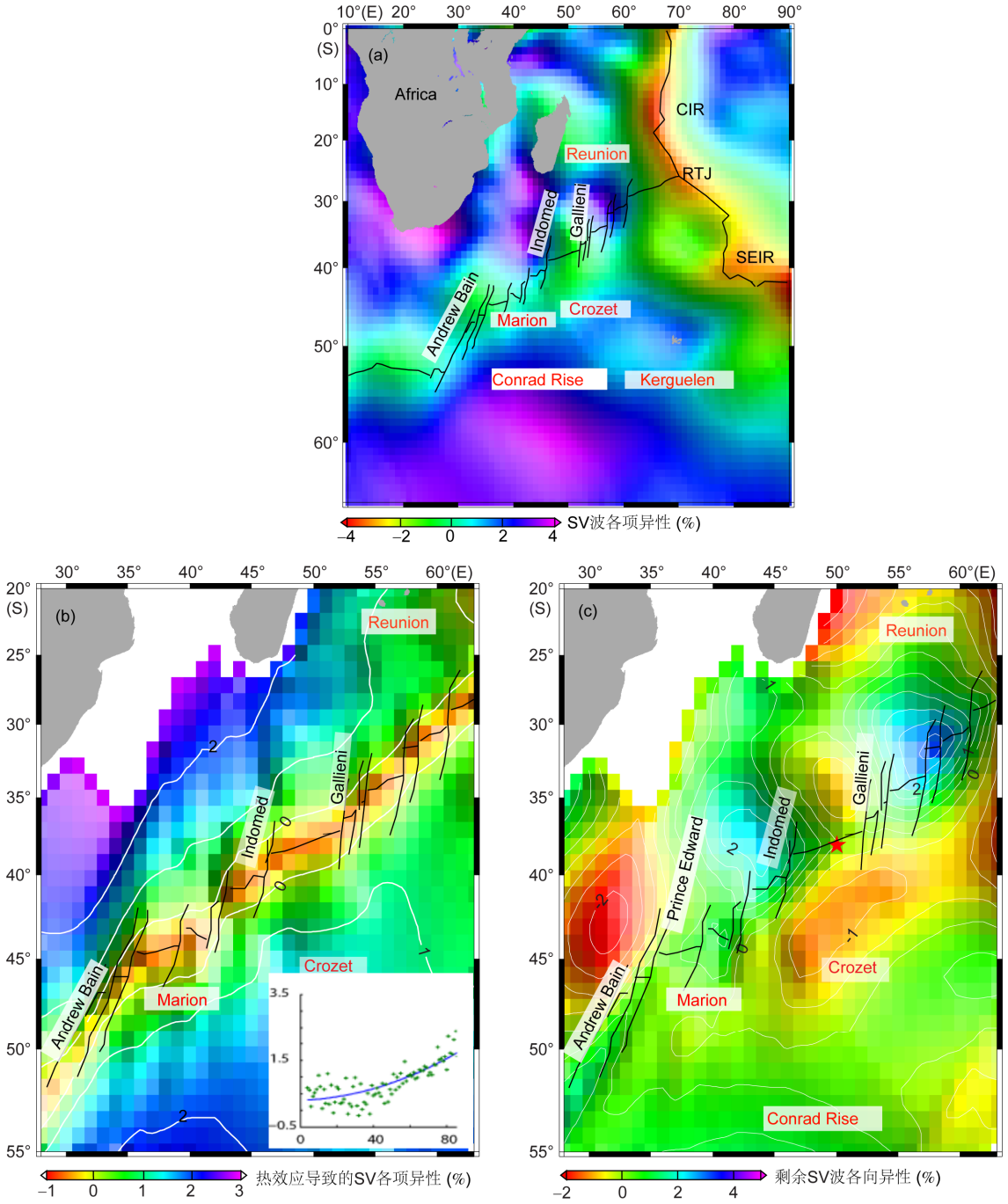


图 5　研究区域 75 km 深处的波速异常

(a) Debayle 等(2004)的原始模型, 洋中脊、主要转换断层和破裂带用黑色曲线表示, CIR 为中印度洋中脊, SEIR 为东南印度洋中脊, RTJ 为罗德里格斯三联点; (b) 岩石圈冷却导致的波速模型, 年龄与波速的相关曲线见插图; (c) 改正后的剩余波速异常图, 红色星号表示 A 区热液喷口位置

(2) 利用磁力异常确定的地壳年龄计算洋中脊扩张速率和非对称性, 结合磁性反转周期表(Cande 和 Kent, 1995), 设置各磁性体的极性及磁化强度. 参考 MAR 的磁性体磁化强度, 将 Brunhes/Matuyama 边界内(0.78 Ma)的新生磁性体的磁化强度设为 20 A m^{-1}, 其余区域设为±4 A m^{-1}.

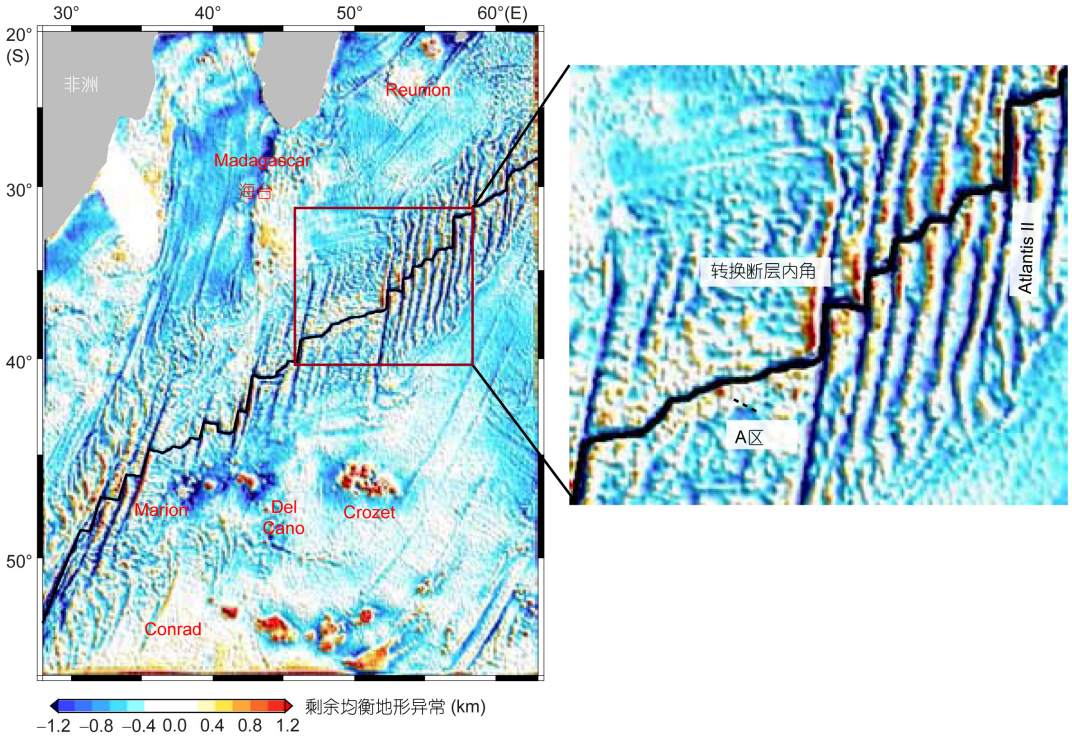


图 6　剩余均衡地形异常

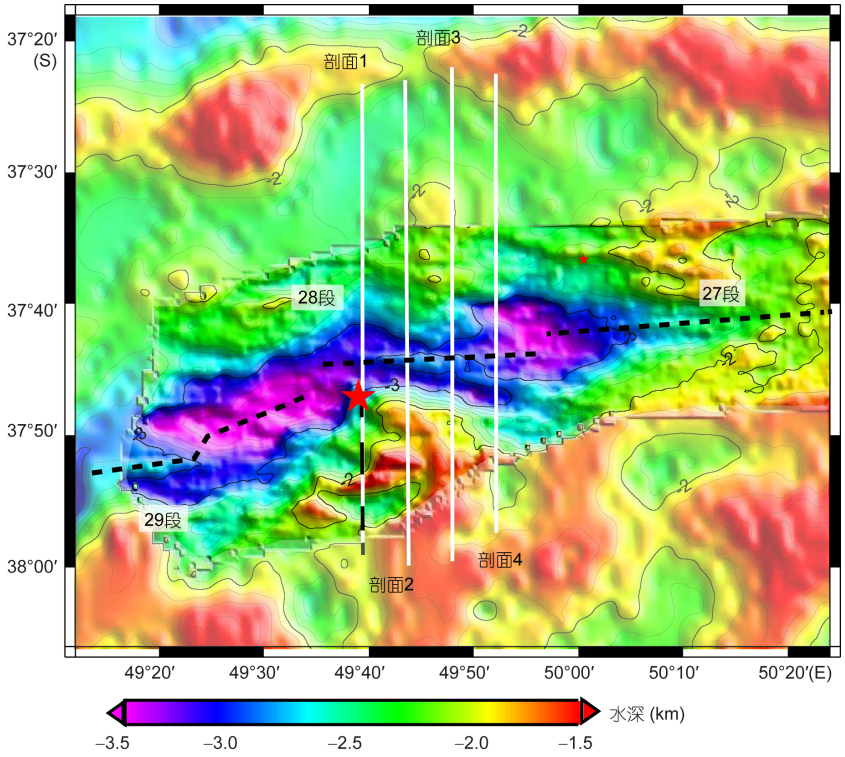


图 7　A 区局部水深

白色半透明区域覆盖的为卫星测高反演水深数据, 其他区域为多波束数据. 白色直线为磁力数据剖面位置, 黑色虚线为扩张中心位置, 数字编号为二级洋中脊段代号

(3) 计算并积分每一块磁性体的磁性效应, 与观测值进行比较, 微调磁性体厚度, 使得观测值与计算值拟合的更好. 各条剖面的观测值和模型计算值如图 8 所示.

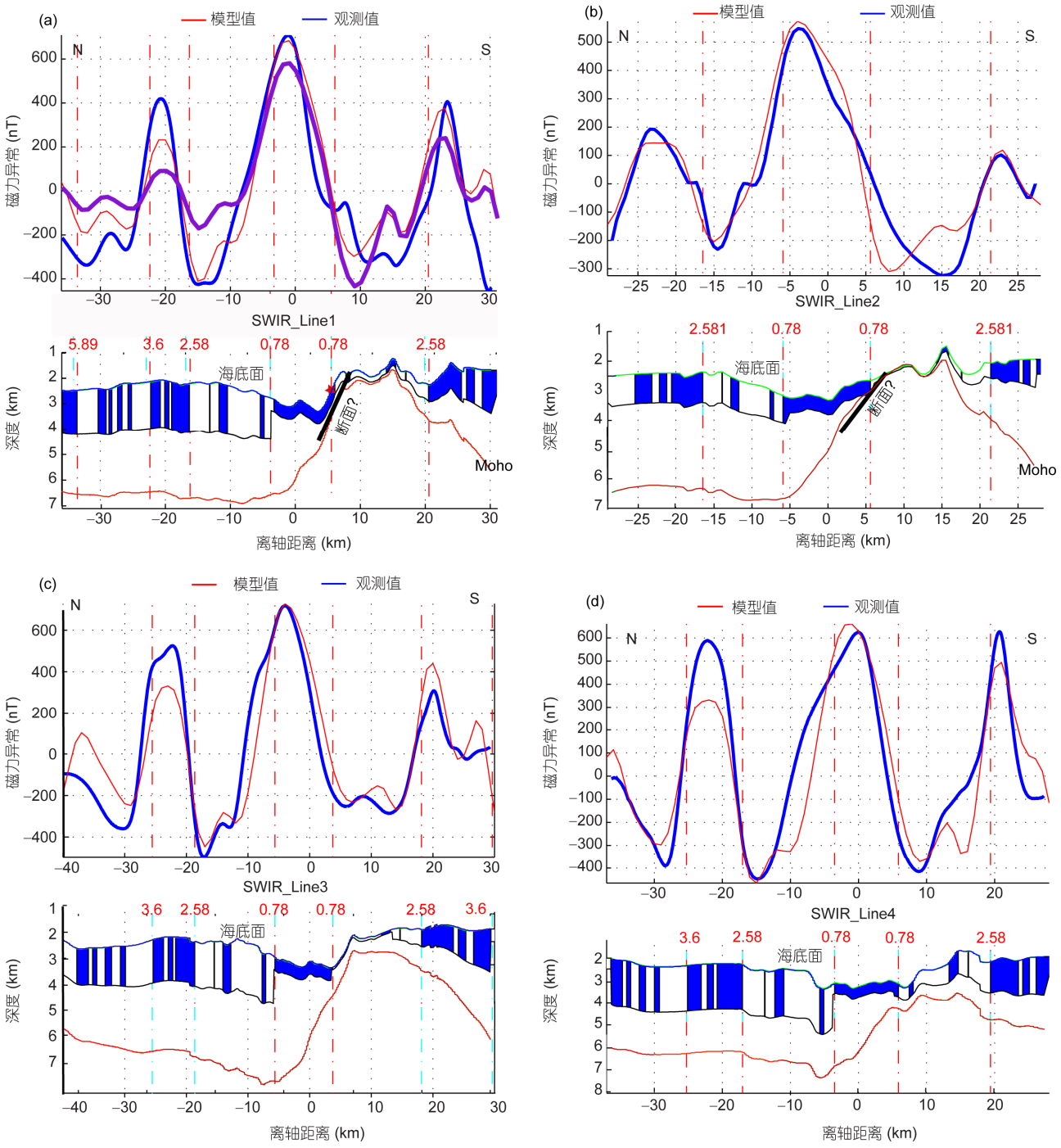


图 8　根据重、磁剖面建立的地质模型

(a) 剖面 1, 其中蓝色曲线为观测值, 红色曲线为最佳拟合值, 紫色曲线为均一磁性层厚度(0.5 km)的拟合值, 标出了可能的拆离断层断面位置; (b) 剖面 2, 测线经过热液喷口; (c) 剖面 3 ; (d) 剖面 4

3 讨论

3.1 “V”字形异常的形成过程

在向两侧扩张的过程中, 洋中脊在绝大多数区域形成对称地壳. 扩张中心两侧古洋中脊(沿等时线)上 RMBA 的差异可以解释为后期改造作用的结果. 现在扩张中心与古洋中脊的差异则体现了熔融异常活动强弱的时变性. 若认为熔融异常的差异都是受到热点影响, 则前种差异体现了热点底侵作用, 而后者则表明了热点对洋中脊作用强度随时间的变化.

为了分析 SWIR 46.0°~52.0°E 段强岩浆供给的形成过程, 我们选取供给之前、供给开始和供给最活跃三个阶段沿古洋中脊的剖面进行分析. Sauter 等(2009)结合地壳年龄数据认为, 这次岩浆供给对 SWIR 的影响从 11~8 Ma 开始, 到现在呈现出明显减弱的趋势. 从图 1(b)中可以看出, 地形最高的区域出现在磁异常 C3n.y(4.180 Ma)和 C3An.y(5.894 Ma)之间, 即 5 Ma 左右. 因此我们选取的三个等时线分别为 20, 10 和 5 Ma, 如图 9 所示.

由于洋中脊两侧对称等时线上的地壳都产生于同一扩张中心, 正常情况下它们的 RMBA 异常和地壳厚度应该是相近的. 但是在 20 Ma 时, 最为明显的特征是南侧 RMBA 在整个等时线上都比北侧低, 最大差异出现在47.5°~51.5°E区域, 平均差值超过40 mGal. 考虑到熔融异常幅值以及 Marion, Crozet 热点的位置(在 SWIR 南侧), 推断南侧低 RMBA 异常(或增厚的地壳厚度)可能受到热点底侵作用的影响. 在 47.5°~51.5°E区域, 现在扩张中心的RMBA 曲线处于南北两侧的 RMBA 之间. 北侧较高的 RMBA 表明当时岩浆活动相对较弱, 热点并未对 SWIR 产生影响. 与之相比, 现今 SWIR 仍然存在较强的岩浆活动. 在 10 Ma 时, 47.5°~50.0°E 段北侧的 RMBA 明显降低, 表明当时岩浆活动开始增强, 导致了南北两侧 RMBA 差异的减小. 在其西侧的46°~47.5°E区域, 南

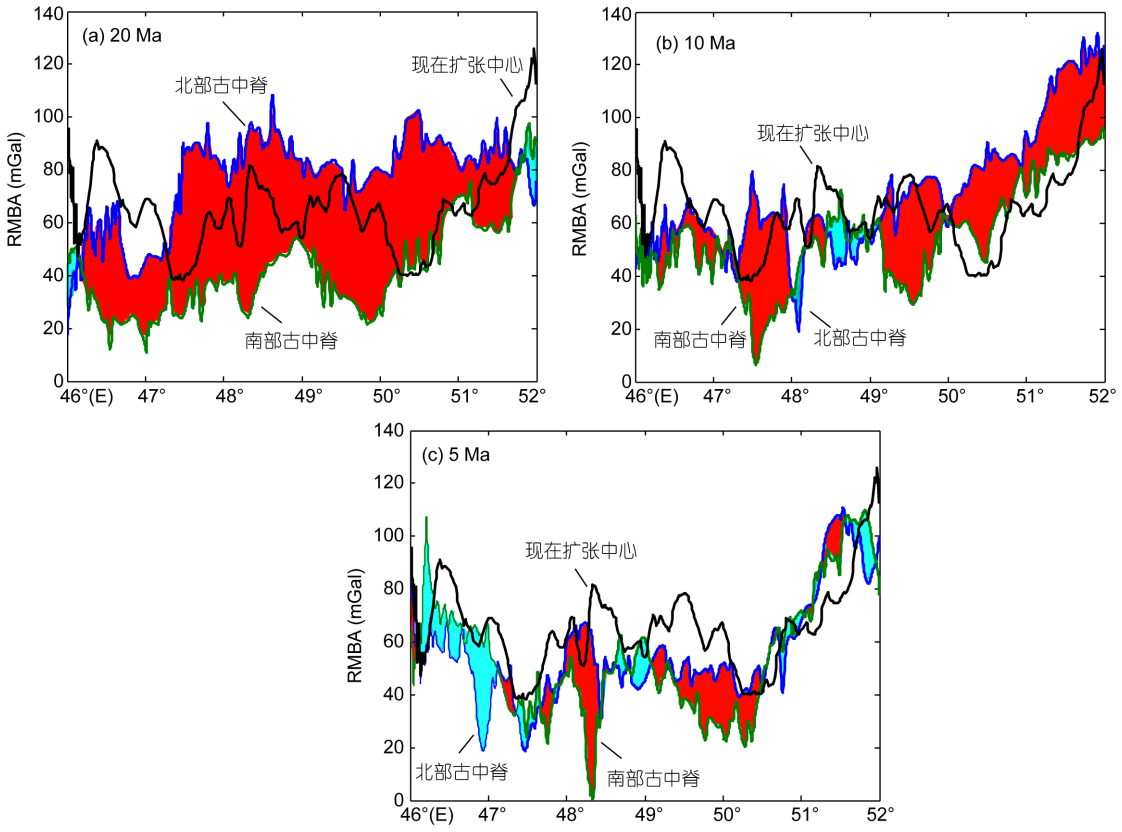


图 9 沿等时线的 RMBA

(a) 沿 20 Ma 等时线的 RMBA, 蓝色曲线表示北侧的 RMBA, 绿色曲线表示南侧的 RMBA, 黑色曲线表示沿现在扩张中心的 RMBA, 红色区域表示南侧 RMBA 低于北侧, 蓝色区域表示南侧高于北侧; (b) 沿 10 Ma 等时线的 RMBA; (c) 沿 5 Ma 等时线的 RMBA

侧 RMBA 开始升高, 而在其东侧的 50.0°~51.5°E 区域, 南北两侧 RMBA 均有所升高, 这表明当时岩浆活动仅限于 47.5°~50.0°E 区域, 并没有影响到其东、西两侧. 在 47.5°~50.0°E 区域, 现今扩张中心的 RMBA 要比南北两侧要高, 表明现在岩浆活动已经减弱. 现今扩张中心 RMBA 在 50.5°E 处为最低值, 表明相对 10 Ma 时, 现在岩浆活动中心已经向东移动至第 27 段. 在 5 Ma 时, 46°~47.5°E 区域南侧的 RMBA 有明显的升高, 表明其岩浆活动有显著的减弱, 推断可能与此区域位于 Indomed 转换断层的内角位置有关. 而在 47.5°E 以东区域, 南侧 RMBA 略有升高, 可能与热点逐渐远离导致的底侵作用减弱有关, 北侧减小的 RMBA 表明沿古洋中脊的岩浆活动进一步增强. 尤其是在 49.0°~51.0°E 区域, RMBA 减小的幅值达到 40 mGal. 此时 RMBA 在 50.5°E 处的最低值与现今 RMBA 的最低值接近, 表明 10~5Ma 是岩浆活动沿洋中脊由西向东快速传播的阶段.

总体说来, 由于受到与热点距离的影响, SWIR 南侧 RMBA 自 20 Ma 至现在逐步升高, 底侵作用逐步减弱; 从 SWIR 北侧的剖面上看, 强岩浆供给从 10 Ma 开始形成, 在 5 Ma 时强岩浆供给达到最强. 强岩浆活动作用于 47.5°~50.0°E 区域, 并由西向东传播至现在位置. 而在其西侧的 46.0°~47.5°E 区域, 似乎没有受到这次岩浆活动的影响.

3.2 洋中脊-热点相互作用的路径

在更大尺度上, “V”字形区域通过一个宽度略小于其长度(约 300 km)的 RMBA 低值带(平均比周边区域低约 50 mGal)与 Marion-Del Cano-Crozet 隆起区域相连, 如图 3 所示. 此低值带西侧被 Indomed 转换断层阻断, 与 Georgen 等(2001)提出的转换断层对洋中脊-热点相互作用的限制相符. 南北两侧古洋中脊 RMBA 非对称性随着与热点距离的增大而逐步减弱. 沿 SWIR, 此“V”字形从西向东传播至现在岩浆活动中心. 所有这些现象均与洋中脊-热点相互作用的特征相符, 因此推断这个 RMBA 低值带就是洋中脊-热点相互作用的路径. 自 Marion-Del Cano-Crozet 隆起区域至 SWIR, 此路径西侧受到 Indomed 转换断层的限制, 而东侧则作用于 50.0°E 区域, 宽度一直持续在约 240 km 左右.

Marion-Del Cano-Crozet 在西南印度洋区域构成了一个直径约 2000 km 的巨大隆起. Georgen 等(2001)的研究表明, Marion 热点的作用受到了转换断层的制约, 在经过 Discovery II 转换断层后就已经明显减弱. 而 Del Cano 隆起是一个 SWIR-Marion 热点相互作用时形成的海底海台(张涛等, 2011), 本身已经不具备活动性. Crozet 热点最有可能是 46°~52°E 区域强岩浆供给的来源. 这与之前 Sauter 等(2009)根据地形的推断结果一致.

之前针对 Iceland 和 Reykjanes 脊的研究表明, 热点的作用会影响洋中脊的流变性, 从而导致岩石圈渗透性的变低, 因此在热点影响区域不容易产生热液喷口(Chen 和 Lin, 1999). SWIR A 区热液喷口所在的中脊段存在明显的中央裂谷, 表明现在的岩浆活动已经明显减弱, Crozet 热点对 SWIR 的作用并不像 Iceland 对 Reykjanes 脊的作用那么强烈. 因此, 我们推断 Crozet 热点对 SWIR 的作用为热液喷口提供了丰富的热源, 但是又不足以完全阻断水循环通道.

3.3 层析成像指示的洋中脊-热点相互作用路径

洋中脊-热点相互作用的深度与水平位置同样重要. 热点(地幔柱)本身起源的深度有多种可能(核幔边界、660 km 或者岩石圈底部), 热点与洋中脊相互作用也有多种可能的几何形式, 如管道型或弥散型. 由于重力方法垂向分辨率欠缺, 我们借用地震层析成像数据研究 SWIR 区域岩石圈底部的状态.

如图 5 所示, 在 75 km 处有两个幅值超过 1%的 SV 波各向异性异常带, 参考 Dziewonski 等(1981)PREM 模型中 75 km 处的速度(4.39 km s^{-1}). 一个异常带出现在 36.5°E 处的 Prince Edward 转换断层附近, 另一个出现在第 27 段中央(50.5°E). 这两个负异常带反映了高温地幔的存在. 在 SWIR 南侧, 经过第 27 段的异常一直向 Crozet 方向延伸. 在水平位置上, 与重力资料推断的 SWIR-Crozet 相互作用路径(图 3)相近. 此低速异常在 SWIR 南侧为北东向, 而在经过 SWIR 后转变为与扩张方向近乎一致的北西向. SWIR 可能对热点作用的传播路径起到了改造作用.

从 Sauter 等(2009)所做的经过 Crozet 和 SWIR 第 27 段的切面上看, 在 150 km 深处存在着明显的负波速异常. 此深度上的热异常活动与水平路径相对应, 推断洋中脊-热点相互作用主要通过岩石圈底部来进行. 切面同时显示, 在 Crozet 深部并没有类似深部地幔柱的负异常区域. 一种解释是 Debayle 和 Sambridge 的模型并不能分辨出这种直径可能只有

200 km 左右的地幔柱(Sauter 等, 2009), 但是我们也不排除 Crozet 热点本身就是岩石圈底部浅部热点的可能性.

3.4 A 区热液区的构造特征

从图 6 可以看出, 整个 46°~52°E 段除了 A 区外几乎都处于均衡状态. A 区位于第 29 段不连续带和 28 段的交界处的中央裂谷的断崖上. 在地壳年龄为 0~2.6 Ma 的区域, 洋中脊两侧的地形和地壳厚度均呈现明显的非对称性. 相对洋中脊北侧, A 区热液场所在的南侧地形要高出 0.5 km, 但是对应的地壳厚度却减薄了 2.9 km, 导致南侧 1.6 km 的剩余地形均衡异常, 如图 10 所示. 在整个 SWIR 上, 如此强烈的不均衡状态只有在已知的转换断层内角才存在, 如 Atlantis II 转换断层内角最大剩余均衡地形为 2.9 km, 平均值为 1.5 km. 由于转换断层内角经常与拆离断层的下盘相对应, 这种强烈的非均衡状态很有可能与拆离断层相关.

A 区减薄的磁性层也表明其构造特征与拆离断层类似. 四条磁力剖面的正演模型指示, A 区及其以南区域(0.78~2.58 Ma)磁性层明显减薄, 如图 8 所示. 在海洋地壳中, 有几种原因可以造成这种现象, 如磁性的反转周期导致正负磁性体磁异常效应的低效、地球磁场强度的突然变化、岩浆供给的减小, 或者地壳形成后的热扰动、热液蚀变以及构造减薄作用. 其中前三种是在地壳形成过程中的作用, 后面三种是在地壳形成后的作用. 我们根据正常磁性反转模型确定的均一厚度(0.5 km)的磁性体与观测值并不符合(图 8(a)), 而且在 2.58 Ma 内, 地球磁场并没有发生明显变化, 因此磁力的低幅值异常并非是磁性反转的作用或地球磁场变化的结果. 地壳形成后的热扰动这里也被排除在外, 因为在全球洋中脊系统中很少发现离轴的岩浆活动. 热液系统的蚀变作用会快速导致磁性体磁性的减弱. Zhu 等(2010)的近海底磁力仪的工作表明, A 区的蚀变范围只是百米尺度上, 与我们观测到的 10 km 左右的范围不符. 考虑到 SWIR 北侧存在很厚的地壳厚度, 我们也排除了岩浆作用减少的因素. 因此我们这里将磁性层减薄归结为构造作用.

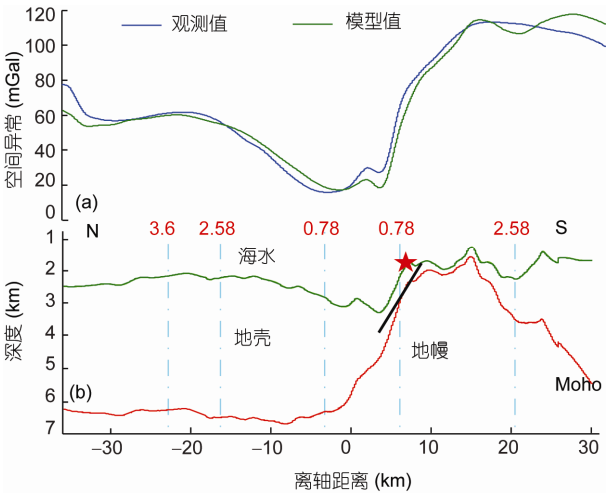


图 10 过喷口剖面的重力正演效应及地壳模型

(a) 重力正演剖面, 观测值和模型值差的均方根为 6.0 mGal; (b) 地壳厚度示意, 标注数字为地壳年龄, 星号表示喷口位置

四条剖面均具有同样的趋势, 南侧的磁性体厚度要远薄于北侧的磁性体厚度. 其中剖面 1~3 在 SWIR 南侧均存在磁性层小于正常厚度(0.5 km)的区域, 此磁性体减薄区域(厚度小于 0.2 km)沿扩张方向约为 7 km, 沿 SWIR 走向, 磁性体减薄的范围约为 15 km. 经过喷口剖面(剖面 2)的南侧, 其磁性体厚度最薄, 如图 8(b)所示. 在相同的测线上, 磁性减薄区也与 OBS 揭示的高速异常隆起区相对应(Zhao, 2011). 综合以上地壳厚度、均衡状态和磁性层特征等信息, 我们认为 A 区可能受到了拆离断层的控制作用.

地形方面, A 区与其他拆离断层区域观测到的巨型穹窿(Megamullions)存在较大区别(Smith 等, 2006). OBS 资料显示的高速异常隆起区在垂直 SWIR 方向显示出一定的不连续性, 因此我们推测远离洋中脊区域的磁性减薄区可能是一些发育不完全的拆离断层, 而现在 A 区附近的拆离断层可能正处于其形成的初始阶段.

由于拆离断层具有长时间和周期性活动的特点(Tucholke 等, 2008), 可能为热液喷口提供了持续的水循环通道. 如果 A 区喷口下的确发育拆离断层, 则其构造特征与 TAG 极为相近, 因此具有较大的成矿前景. Zhu 等(2010)通过近海底磁力仪圈定的热液蚀变区域已经表明, A 区的低磁区域的面积达到 9×10^4 m^2, 甚至比 TAG 区的蚀变区域面积还要大. 拆离断层可能在其中起到重要的控制作用. 这也表明, 在慢速-超慢速扩张洋中脊上, 构造作用是热液喷口的重要控制因素.

4 结论

沿 SWIR 段, 明显增强的熔融异常、“V”字形的 RMBA 和地形特征以及古等时线上 RMBA 的差异均表明此区域受到了热点影响. RMBA 和剩余波速异常指示了 SWIR-Crozet 相互作用路径的水平和垂直范围. SWIR-Crozet 相互作用产生的强岩浆活动为 A 区热液喷口提供了丰富热源.

在 A 区热液喷口区, 隆起地形和减薄地壳导致了明显的非均衡状态, 其剩余地形均衡异常特征与转换断层内角相似. 磁力数据表明 A 区南侧存在一个约 7×15 km^2 的磁性体减薄区, 推断为拆离断层的构造减薄区域. A 区强烈的构造活动可以为热液喷口提供充分的水循环通道, 可能形成较大的热液硫化物矿床.

致谢 国家海洋局第二海洋研究所李家彪博士为本文的研究创造了良好条件, 并在成文过程中提出了很多建设性意见; 本文很多认识得益于与中国科学院南海海洋研究所孙珍博士、赵明辉博士以及国家海洋局第二海洋研究所韩喜球博士、阮爱国博士的讨论; 国家海洋局第二海洋研究所谭勇华助研现场采集了磁力数据; 本文大部分图件使用 GMT(Wessel 和 Smith, 1995)绘制, 在此一并致谢.

参考文献

张涛, 林间, 高金耀. 2011. 90 Ma 以来热点与西南印度洋中脊的交互作用: 海台与板内海山的形成. 中国科学: 地球科学, 41: 760–772

Baker E T, Edmonds H N, Michael P J, et al. 2004. Hydrothermal venting in magma deserts: The ultraslow-spreading Gakkel and Southwest Indian Ridges. Geochem Geophys Geosyst, 5: Q08002, doi:10.1029/2004GC000712

Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late cretaceous and cenozoic. J Geophys Res, 100: 6093–6095

Cannat M, Rommevaux-Jestin C, Sauter D, et al. 1999. Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49° to 69°E). J Geophys Res, 104: 21825–21843

Cannat M, Sauter D, Mendel V, et al. 2006. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. Geology, 34: 605–608

Charvis P, Recq M, Operto S, et al. 1995. Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot related activity. Geophys J Int, 122: 899–924

Chen Y J, Lin J. 1999. Mechanisms for the formation of ridge-axis topography at slow-spreading ridges: A lithospheric-plate flexural model. Geophys J Int, 136: 8–18

Curray J R, Munasinghe T. 1991. Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot. Geology, 19: 1237–1240

Debayle E, Sambridge M. 2004. Inversion of massive surface wave data sets: model construction and resolution assessment. J Geophys Res, 109: B02316, doi:10.1029/2003JB002652

Dick H J B, Lin J, Schouten H. 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. Nature, 426: 405–412

Dziewonski A, Anderson D. 1981. Preliminary reference Earth model. Phys Earth Planet Int, 25: 297–356

Georgen J E, Lin J, Dick H J B. 2001. Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: Effects of transform offsets. Earth Planet Sci Lett, 187: 283–300

Goslin J, Patriat P. 1984. Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. Tectonophys, 101: 221–244

Ito G, Lin J, Graham D. 2003. Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume-mid-ocean ridge interaction. Rev Geophys, 41: 1017, doi:10.1029/2002RG000117

Lin J, Zhang C. 2006. The first collaborative China-international cruises to investigate mid-ocean ridge hydrothermal vents. Inter Ridge News, 15: 33–34

Mendel V, Sauter D, Rommevaux-Jestin C, et al. 2003. Magmatic-tectonic cyclicity at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from variations of axial volcanic ridge morphology and abyssal hills pattern. Geochem Geophys Geosyst, 4: 9102, doi: 10.1029/2002GC000417

Mendel V, Munschy M, Sauter D, et al. 2005. MODMAG, a MATLAB program to model marine magnetic anomalies. Comput Geosci, 31: 589–597

Montelli R, Nolet G, Dahlen F, et al. 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. Science, 303: 338–343

Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, et al. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. Geochem Geophys Geosyst, 9: Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743

Parker R L. 1973. The rapid calculation of potential anomalies. Geophys J Roy Astron Soc, 31: 447–455

Recq M, Goslin J, Charvis P, et al. 1998. Small-scale crustal variability within an intraplate structure: The Crozet Bank (southern Indian Ocean). Geophys J Int, 134: 145–156

Sandwell D T, Smith W. 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. J Geophys Res, 102: 10039–10054
Sauter D, Carton H, Mendel V, et al. 2004. Ridge segmentation and the magnetic structure of the Southwest Indian Ridge (at 50°30′E, 55°30′E and 66°20′ E): Implications for magmatic processes at ultraslow-spreading centers. Geochem Geophys Geosyst, 5: Q05K08, doi: 10.1029/2003GC000581
Sauter D, Cannat M, Meyzen C, et al. 2009. Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian Ridge between 46° E and 52°20′ E: Interaction with the Crozet hotspot? Geophys J Int, 179: 687–699
Smith D K, Cann J, Escartin J. 2006. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13° N on the Mid-Atlantic Ridge. Nature, 442: 440–443
Smith W H F, Sandwell D T. 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science, 277: 1956–1962
Tao C, Lin J, Guo S, et al. 2012. First active hydrothermal vents on an ultraslow-spreading center: Southwest Indian Ridge. Geology, 40: 47–50
Tucholke B, Behn M, Buck W R, et al. 2008. Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions. Geology, 36: 455–458
Van Ark E, Lin J. 2004. Time variation in igneous volume flux of the Hawaii-Emperor hot spot seamount chain. J Geophys Res, 109: B11401, doi:10.1029/2003JB002949.
Vidal V, Bonneville A. 2004. Variations of the Hawaiian hot spot activity revealed by variations in the magma production rate. J Geophys Res, 109: B03104, doi: 10.1029/2003JB002559
Wang T, Lin J, Tucholke B et al. 2011. Crustal thickness anomalies in the North Atlantic Ocean basin from gravity analysis. Geochem Geophys Geosyst, 12: Q0AE02, doi: 10.1029/2010GC003402
Wessel P, Smith W H F. 1995. New version of the Generic Mapping Tools released. EOS Trans AGU, 76: 329
Zhao M, Zhang J, Qiu X, et al. 2011. Preliminary results of 3D seismic structure in the Southwest Indian Ocean Ridge (37°50'S). AGU Fall Meeting, Abstract #S41A-2146
Zhu J, Lin J, Chen Y J, et al. 2010. A reduced crustal magnetization zone near the first observed active hydrothermal vent field on the Southwest Indian Ridge. Geophys Res Lett, 37: L18303, doi: 10.1029/2010GL043542