杜文波, 邱燕, 汪俊, 等. 西南次海盆及邻区 CFT 测线重磁震联合反演及其应用[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(12): 38-48.

西南次海盆及邻区 CFT 测线重磁震联合 反演及其应用

杜文波^{1,2},邱燕^{1*},汪俊¹,聂鑫^{1,2},王彦林^{3,4},黄文凯^{1,2}

(1自然资源部海底矿产资源重点实验室,中国地质调查局广州海洋地质调查局,广州 510075;2 南方海洋科学与工程广东省 实验室(广州),广州 511458;3 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室,南海海洋研究所,广州 510301; 4 中国科学院南海生态环境工程创新研究院,广州 510301)

摘 要:对跨南海西南次海盆及两侧陆缘的1条长达1093 km,包括海底地震仪(OBS)、长排 列多道地震和测深、重力、磁力调查在内的综合地球物理探测剖面(CFT),进行了重磁震联合 反演。基于重磁震联合反演结果,在分段解译的基础上,证实本区多处发育前新生界残余沉 积层并发生多期次岩浆活动,南海海域地壳结构颇为复杂,具有陆壳、减薄型陆壳、陆洋过渡 壳和洋壳等地壳类型,壳下高速层分布较广。根据以上分析,重磁震数据联合反演是研究海 区构造特征和深部地壳结构的重要技术手段。

关键词:CFT 地球物理测线;重磁震联合反演;地壳结构;西南次海盆 中图分类号:P744.4;P618.13 文献标识码:A DOI:10.16028/j.1009-2722.2021.006

0 引言

前人在研究南海地区的构造演化、盆地类型、 区域构造单元的性质、基底性质、盆地构造类型与 分布等,取得了显著的成绩,但较多的是利用地震 资料进行研究。不可否认,地震剖面所反映的地质-构造特征都比较直观,是最常用、最有效的手段。 由于地震资料对地质-构造尤其是深部地壳结构的 解释存在多解性,因此,重磁资料的应用就是不可 或缺的辅助手段。林珍等^[1-2]采用重磁与地震资料 相结合、定性与定量解释相结合,系统地分析了北 康、曾母盆地重磁场特征,确定了局部重磁异常与 火成岩体的关系,推测出该区火成岩的性质与分布规

收稿日期: 2021-01-05

资助项目:南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大 专项(GML2019ZD0207,GML2019ZD0104);中国地质调查局项目 (DD20190627,DD20191002,DD20190209);国家自然科学基金(U1901217, 91855101,U1901214)

作者简介:杜文波(1986-),男,硕士,工程师,主要从事地震沉积学、层 序地层学研究方面的工作. E-mail: superdwb@outlook.com

*通讯作者: 邱燕(1956一), 女, 博士, 正高级工程师, 主要从事石油地质 和海洋地质研究方面的工作. E-mail: zqiuyan60@163.com 律^[1],取得了很好的效果。冯旭亮等^[3]以地震剖面 为约束,以重力资料为主,辅以磁力资料,通过新生 界反演,重新划分南海新生代盆地分布及其内部构 造单元。

由于单一地球物理反演方法的不确定性,对共 轭大陆边缘深部结构和构造属性等方面的研究提 出了更高的要求,而来自包括 OBS 等探测手段的 其他地球物理信息约束,开展综合研究与解释,在 减少多解性方面效果显著。重磁震联合反演,是通 过整合重磁异常数据、折射速度模型和地震资料解 释进行剖面建模,从而获得沿剖面的壳内密度结构 和磁性结构数据,精确解释区内的构造形变特征及 地壳结构特征。

1 区域地质背景

南海海盆自新生代以来一直受到欧亚板块、太 平洋板块和印度板块3大板块互作用的控制,地质 构造复杂,新构造运动十分强烈。南海西南次海盆 位于南海中沙地块、西沙地块和南沙地块之间,在 115°E 附近与南海东部次海盆相连,平面形态总体 呈一个往 NE 方向开口、尖角朝 SW 方向的似三角 形盆地(或V形盆地)。海盆长轴方向为NE-SW 向, 总长约 600 km, 面积约 115 000 km², 最宽处约 400 km, 水深 3 000~4 400 m, 是南海海盆中水深最 大的区域^[4-7]。海盆底部相对平坦,其上分布着大小 不等的海山、海山链或海丘(图1)。海盆的构造总 体走向以 NE 向为主, 与南北方向宽、东西方向窄 的东部次海盆的格局有所不同。南沙地块位于西 南次海盆的南部,水深大多为<2000 m,呈 NE-SW 向的长形块体^[8]。西沙地块位于西南次海盆的西部, 沿 NE-SW 方向延伸,由一系列岛屿和暗礁组成, 水深一般为<1000m,与中沙地块一起属于略有减 薄的大陆型地壳,中沙地块位于西南次海盆的北部, 水深变化从中沙岛礁顶部的100m急剧增至海盆 的 4 200 m, 中沙地块斜坡区侵入岩体较发育, 在斜 坡南侧海盆区发育数个高出海底数百米至约1500m 的海山。

中国地质调查局广州海洋地质调查局于 2011 年始与法国国家科学研究中心和法国巴黎高等师 范学院合作开展了"南海西南次海盆及邻区深部地 壳结构探测"工作,在南海西南次海盆及邻区获得 了1条1093 km长的重磁多道地震及海底地震仪 等调查的综合地球物理测线,简称为 CFT(China-France Cooperation Survey Transect),这是迄今为止 在南海所做的最长的1条海底地震仪、重磁长电缆 地震同步调查的测线^[9]。本文对这条自西北而东南 贯穿整个西南次海盆的 CFT 地球物理测线进行了 重磁震(含长电缆多道地震和海底地震仪)数据的





联合反演,并将所得到的反演结果应用于西南次海 盆及其邻区的地质-构造特征乃至地壳结构的解释, 证实了重磁震联合反演是分析海区地质构造特征 和深部地壳结构的重要技术手段。

2 沿 CFT 测线的构造单元分区

CFT 测线自 NW-SE 走向延伸, 全程 1 093 km, 跨越陆架、陆坡和深海盆地 3 大地貌单元(图 1)。 该典型测线经过的区域分布有陆坡、海岭、深水海 盆、海山、海山链和岛礁区等地貌单元, 在距巴拉望 岛约 184 km 的位置结束。沿测线水深变化大, 地 形地貌复杂(图 1)。为了便于讨论, 根据盆地负向 单元、隆起正向单元、地块等不同的构造特征, 沿测 线划分了若干构造单元。

(1) 华光凹陷

华光凹陷为琼东南盆地的三级构造单元,即南 部坳陷的组成部分,位于琼东南盆地的最南端,是 琼东南盆地最大的三级负向构造单元之一,所处地 理位置为南海北部陆坡^[10]。与南海北部其它陆坡 段相比,本凹陷所在的陆坡区地形较为平缓。陆区 和钻井资料研究表明,琼东南盆地沉积基底由古生 代变质岩和白垩纪中酸性花岗岩、闪长岩、火山碎 屑岩组成^[4]。

(2)广乐隆起

广乐隆起属于西沙隆起带的组成部分,大致呈 NE 走向,往 NE 延伸可至西沙地块的北端,其地理 位置为南海北部陆坡最西端坡脚处的阶地至斜坡 地段(图 1),是一个与坳陷盆地相对应的正向构造 单元。该隆起之上普遍缺少古近纪沉积,新近纪发 育有台地生物礁,推测广乐隆起基底主要由中生代 花岗岩组成。

(3) 中建南盆地东北边缘

由于 CFT 测线途经中建南盆地的北部坳陷和 北部隆起 2 个次级构造单元的东部边缘^[8],因此,划 分该构造单元时仅称之为中建南盆地东北边缘。 该构造单元所在的地理位置为南海中、北部的深水 平原区(图1),依然为陆壳减薄区,不属于扩张形成 的洋盆深海平原。区内揭示该盆地的基底资料较 少,邻近的越南中南部海岸带大量出露白垩纪花岗 岩,南侧的 Cuu Long 盆地、万安盆地西区 Nan Con Son 盆地的钻井普遍钻遇中生代花岗岩基底^[11-12], 由此推测盆地基底主要由中生代花岗岩组成。 (4) 盆西地块

盆西地块与南海西南次海盆相邻,是位于其北 部的一个地块,所处地理位置为盆西海岭区(图1), 故而构造上命名为盆西地块^[10]。地形上盆西地块 南部向西南次海盆方向凸出。与广乐隆起相比,覆 盖在该地块之上的沉积层相对较厚,基底之上无生 物礁发育,推测基底特征与中建南盆地的类似。

(5)西南次海盆

西南次海盆是南海中央海盆的组成部分,水深 较大,其内发育较多的海山,中部还发育2个较大 的 NE 走向的长龙海山链和飞龙海山链,二者之间 被 NE 走向的双龙海谷分开^[10]。最为特别的是, CFT 地震剖面恰好途经发育于双龙海谷中的龙门 海山,导致在多道地震剖面上形成高大的海底凸起 (图 2)。地震剖面显示,龙门海山明显高于相邻的 长龙海山链和飞龙海山链,均由因海底火山喷发、 时代较年轻的玄武岩组成^[13]。



图 2 CFT 地震剖面选段,西南次海盆中部的龙门海山 Fig.2 Section of CFT seismic profile showing Long Men seamount in the middle of the southwest Sub-Basin

(6) 郑和地块

郑和地块位于西南次海盆以南,构造分类上与 西沙地块、中沙地块和盆西地块相同,其基底可能 也是由古老的地块,或者含有古老岩石的碎块所组 成^[14]。郑和地块之上群礁十分发育,如双子群礁、 中业群礁、道明群礁、郑和群礁、九章群礁等。这 些群礁大部分出露海面成为岛屿,共同成为南沙群 岛的组成部分。此现象与西沙地块类似,却又与盆 西地块明显不同,盆西地块之上生物礁不发育。

(7) 郑和盆地

郑和盆地是南海规模较小的盆地之一,盆内发 育九章坳陷和安渡北坳陷2个负向构造单元^[10], CFT 测线主要途经九章坳陷,所处地理位置为南海 南部南沙群岛之岛礁区之间相对平缓的区间(图1)。 盆地基底起伏很大,一侧为半地堑,基底埋藏较深, 另一侧基底略微抬升且崎岖不平。盆地底部为杂 乱、粗相位反射,暗示底砾岩较为发育^[15-16]。

(8) 美济隆起

美济隆起位于郑和盆地和南沙海槽盆地之间

的一个正向构造单元,同样具有沉积层相对较薄、 基底相对隆起等构造特征^[10]。隆起上也有岛礁发 育,如美济礁和仁爱礁等,所处地理位置为南沙群 岛的最南部(图1)。在临近美济礁的断崖上曾经采 获三叠纪一白垩纪深成侵入岩,包括辉长岩、闪长 岩和 T₂-J₁海相沉积砂泥岩变质岩^[17-18]。礼乐滩 北部见有中侏罗世一早白垩世片麻岩、云母片岩、 千枚岩等变质岩。再往东侧的北巴拉望岛见有石 炭纪、二叠纪和三叠纪灰岩及沉积变质岩,最新研 究认为其中的沉积变质岩为晚白垩世,由此可见美 济隆起区的基底应该是中生代侵入岩及古生代或 中生代沉积变质岩^[19-20]。

3 数据采集和处理

3.1 OBS 数据采集和处理

OBS 数据是广州海洋地质调查局 2011 年采集, 所用震源是船载枪阵提供,总震源容量为 6 400 in³, 震源沉放深度为 10 m,放炮间距 150 m,工作压力 为 2 000 bf.in³,采样率为 4 ms,气枪同步控制误差 <1.0 ms。共布设了 50 个台站,在陆架陆坡区域 OBS 台站间距为 18 km,在海盆区台站间距为 30~ 100 km,最后 50 个台站 OBS 全部回收成功。其中, OBS 处理包括炮点定位信息提取、地震数据的解编 和裁截、观测系统定义、OBS 落点的重定位、记录 时间偏移校正和震相拾取与分析等。

3.2 多道地震数据采集和处理

多道地震数据分别于 2011 年和 2013 年由 2 条船完成。其中第 1 次采用的是 648 道 Seal 数字 电缆,电缆深度 12 m,道间距 12.5 m,采样率 2 ms, 最小偏移距 250 m,作业炮间距为 50 m,震源为 BOLT 枪阵,总容量为 6 400 in³,资料记录长度为 16 s;第 2 次采用的是 480 道 Seal 数字电缆,电缆深 度 12 m,道间距 12.5 m,采样率 2 ms,最小偏移距 130 m,作业炮间距为 50 m,震源为 BigShot 气枪控 制器、SERCEL G 气枪震源系统,总容量为 6 400 in³, 资料记录长度为 16 s。多道地震处理包括叠前去噪、 振幅补偿、线性干扰压制、SMRE 压制多次波、深 层成像去噪和空间振幅调整等。

3.3 重磁数据处理

空间重力异常数据处理包括滞后校正及插取

水深值和点位、零点漂移校正与厄特渥斯校正、平 滑处理和重力异常计算;磁异常(ΔT)数据处理包括 数据读取与定位滤波、电缆长度改正、计算国际地 磁参考场、日变改正和船磁方位改正与计算磁 异常。

4 结合多道地震数据的 OBS 速度成 像反演

多道地震反射剖面为 OBS 反演改进初始速度 模型提供了丰富、可靠的构造信息^[21]。之前的 OBS 反演由于仅利用 OBS 记录,台站间距较大,在 反演过程中设置的空间变化平滑控制参数也取较 大的值。参考多道地震反射剖面的信息之后,采用 较小的速度变化平滑控制参数,其结果反映了更多 的速度细节。因此,结合多道地震反射剖面进行 OBS 折射波速度成像再反演,可使 CFT 测线的速 度分层更为准确。图 3 为结合 CFT 测线多道地震 反射剖面速度资料之后,OBS 折射波层析成像通过 平滑处理后所得的结果。图中 OBS 折射波层析成 像结果包含了 3 个区域,上部灰色区域为海水层, 速度设定为 1.5 km/s;下部灰色区为未获得深反射 信息而无反演数据的区域,中间色彩多样的区域为 获得反演速度的区域,速度范围为 1.6~8.2 km/s, 反映此处发育不同密度性质的岩层,地壳速度变化 较大。





5 重磁震联合反演

重磁震(二维多道地震反射数据和 OBS 地震折 射数据)数据联合反演的原理是整合折射速度模 型、反射地震解释结果和重磁异常的数据进行剖面 建模,以获得沿剖面的壳内密度结构和磁性结构 数据,精确分析地壳结构特征,重磁震联合反演原 则上可以最大程度地减少多解性。本文重磁震资 料拟合的初始地壳模型同时参考了 OBS 层析成像 反演速度结果。准确掌握岩石物性参数是进行地 球物理工作的前提条件,而对重磁资料解释起作用 的岩石物性是密度和磁化率^[22-24]。对重磁异常场 联合地震资料进行反演,推测引起重磁异常的地质 成因。

5.1 岩石密度参数选择

岩石密度差异是引起重力异常的重要因素,同时也是解释重力异常的主要依据^[25-26]。本次重力资料解释所选择的密度值是参考南海及其围区岩石的密度资料而确立的。

(1)海水层密度 1.03×10³ kg/m³。

(2) 在沉积盆地中,新生界密度为(2.0~
2.35)×10³ kg/m³;前新生界密度为(2.35~2.6)×10³ kg/m³。

(3)地壳层密度为(2.6~2.8)×10³ kg/m³。

(4)上地幔密度 3.07×10³ kg/m³。

(5)各时代岩浆岩的密度值比较接近,一般为 (2.54~2.62)×10³ kg/m³。

(6)由于"维玛号"船第36航次在中央海盆拖
网取得的3个大洋玄武岩样品,密度为(2.50~2.60)×
10³ kg/m³,低于一般的玄武岩密度(2.67~2.80)×
10³ kg/m³,因此,本次计算玄武岩密度取(2.50~2.60)×
10³ kg/m³。

5.2 岩石磁性参数选择

与空间重力异常资料反演相比,磁异常(ΔT)资 料反演拟合更加复杂,原因是引起磁异常的不确定 因素更多^[27]。除了地磁纬度、岩石磁性、埋藏深度 等因素外,还有磁性体的形态、规模和产状等,也是 引起磁异常变化的因素。另一个重要因素是本区 处于低纬度地区,存在磁异常的斜磁化问题。因为 在低纬度地区的地质体,其磁异常复杂,负异常明显,伴生异常增多,故而所观测到的磁异常曲线形态,其赋予的地质含义要比高纬度地区相同地质条件下丰富得多^[28-29]。

磁异常模型体的拟合磁性参数选择如下:

(1)剖面跨南海南、北陆缘和西南次海盆,正常 地磁场强度、磁倾角变化范围大,因此,磁异常资料 建模选取剖面中段的正常地磁场强度和磁倾角,选 择美国国家地球物理数据中心提供的磁数据模型 数值。美国国家地球物理数据中心提供的剖面跨 南海南、北陆模型计算测区数值为:正常地磁场强 度 41 835.8 nT、正常地磁场倾角 15°、正常地磁场 磁偏角-1.3°。

(2)毫无疑问,新近系海水一般也为无磁性或 极低磁性,只有(0~30)×10⁻³ SI,因此,在拟合中基 本不加磁性;新近系下伏地层的地磁倾角及剩余磁 化强度参数则根据情况适当的调整,达到最优拟合 效果。

(3)减薄陆壳区的上地壳、下地壳的磁化率为

(0~4000)×10⁻³ SI,有些还需设置剩余磁化强度和 剩余磁倾角;洋壳以剩余磁化强度为主,感应磁化 强度较小。

(4)由于各时代岩浆岩的磁性差别很大,因此, 选择磁化率为(1000~4000)×10⁻³ SI。基性岩浆岩 的磁化率明显高于中酸性岩浆岩^[30-31],剩磁成分也 更高,拟合时均根据情况适当调整这些参数,以便 达到最优拟合效果。

(5)上地幔在拟合中不加磁性。

5.3 重磁震数据反演结果

遵循上述规则,得到重磁震的拟合结果如图4、5所示。两图比较可知,重力异常资料的拟合程度 更佳,磁异常资料的拟合程度略微欠缺。以下分线 段(实际是分区域)解释重磁震拟合结果。

5.3.1 0~150 km 线段

该区段重力异常表现为低频中值负异常,巨厚 新生界是引起重力异常的主要因素。本区段沉积 层厚约 5 km,最厚达>7 km,属于华光凹陷的新生



图 4 重震数据联合反演结果

Fig.4 The joint inversion result of gravity and multi-channel seismic data

0 50



100 150 200 250 300 350 400 450 500 550 600 650 700 750 800 850 900 950 1 000 1 050 距离/km



代沉积层。新生界密度为(2.25~2.33)×10³ kg/m³, 略高于邻区的新生界密度,应为上覆巨厚沉积层导 致深层压实作用增大,使之新生界整体密度有所提 高所致;上地壳密度为 2.63×10³ kg/m³,略低于邻近 区段的上地壳密度,推测新生界以下可能还发育前 新生界沉积层,故而降低了上地壳的整体密度。下 地壳密度为(2.75~2.76)×10³ kg/m³,为正常的下地 壳密度。自此线段始直至西南次海盆区,下地壳的 密度都相同,故在后文中不赘述。本区段莫霍面埋 深为 22~24 km,在莫霍面和下地壳之间出现密度 为(2.75~2.76)×10³ kg/m³的厚薄不一的壳下高速层 (图 4)。

磁异常变化主要发生在上地壳,下地壳岩石磁 性基本无变化。本次反演计算所用的下地壳磁化 率数值为(200~600)×3500×10⁻³ SI,全区无变化, 后文同样不赘述。本区段上地壳磁异常表现为南 高、北低的低频中型正、负伴生异常,指示基底以下 存在强磁性物质,拟合结果显示是磁化率达>3500× 10⁻³ SI 的强磁性物质,以感应磁化为主(图 5)。 5.3.2 150~180 km 线段

本区段主要是广乐隆起构造单元所在地,在地 震剖面上可见丘状反射,推测由地壳内部岩浆侵入 所引起。本构造单元岩体的密度为 2.62×10³ kg/m³, 略低于围区地壳密度(图 4)。重力异常表现为局部 相对高异常。上地壳磁异常强度为中等偏高,磁化 率为(2 000~2 900)×10⁻³ SI,以感应磁化为主(图 5)。 5.3.3 180~220 km 线段

本区段为广乐隆起的东南边缘,自北而南水深 逐渐加大,新生界逐渐减薄,与中建南盆地东北边 缘构造单元相接。实际上从该区段直至线段 280 km 一带,基底埋深由北往南逐渐抬升,莫霍面亦相应 逐渐抬高,显示地壳厚度逐渐减薄。重力异常表现 为中频、中一低值异常特征(图 4),是水体逐渐加深 与莫霍面逐渐抬升二者的重力变化大致相互抵消 的效应。上地壳岩体重力密度为 2.62×10³ kg/m³, 围区岩体的重力密度为 2.65×10³ kg/m³,略大于华 光凹陷区段。上地壳磁异常强度与前段区别不大, 磁化率为(2 000~2 900)×10⁻³ SI。值得注意的是从 该区段直至线段 550 km 一带,磁异常的变化细节 比较丰富,需将岩体分割成若干块才勉强拟合,如 有的岩体磁化率为 1 735×10⁻³ SI,有的岩体磁化率 为 2 536×10⁻³ SI(图 5),推测应为多期次岩浆活动 的磁异常反映。

5.3.4 220~250 km 线段

本区段位于中建南盆地东北边缘的构造单元 区内,出现重力拟合密度为 2.5×10³ kg/m³(图 4)的 区段,其两侧有岩体发育,显示为中高磁性,其西北 侧岩体以剩余磁化强度为主,产生了高频、高幅值 的磁异常;南侧岩体以感应磁化强度为主,产生了 南高、北低的正、负伴生异常(图 5)。推测在两岩 体之间可能还存在残余前新生界。

5.3.5 280~550 km 线段

本区段为盆西地块构造单元所在地,水深逐渐 加深,地形较复杂。相比之下,本区莫霍面抬升迅 速,重力异常变化幅度加大。在450 km 附近有2 个地形凸起,沿测线延伸方向可观察到南侧的凸起 高于北侧,对应的基底凸起亦是南侧高于北侧。但 重力异常却表现反常,即南侧异常峰值小于北侧异 常峰值,导致南侧基底凸起下方密度(2.5×10³ kg/m³) 远小于邻近地壳密度((2.62~2.64)×10³ kg/m³),近 似于前新生界的密度(图 4)。由此推测本区也可能 发育残余前新生界。

地震剖面显示该处发育断距较大的基底正断 层(图 4),断层面南倾。显然该区断裂活动比较强 烈,导致断层上盘即南侧地块下降,同时形成断崖, 在南侧形成凹陷;另外,剥蚀作用使发育在北侧凸 起的前新生界抬升,而南侧凹陷的前新生界却因断 层的活动而被深埋,致使南侧凹陷的密度值与围区 上地壳的密度值相比数值偏小。

5.3.6 550~800 km 线段

本区段为西南次海盆,地形平坦,水深一般为>4000 m,海盆中间的海山链一带水深略浅些,莫 霍面埋深约10 km,地壳厚度中间厚两侧薄,在5~ 7 km之间变化。若剥去新生界约2 km的厚度,最 薄的地壳位于海盆北缘,厚约3 km。本区段横向上 地壳密度极不均匀,变化频繁(图4)。密度变化范 围(2.67~2.92)×10³ kg/m³,远高于两侧的减薄陆壳 的密度。主要特征是海盆南、北缘地壳密度相对较 低,往海盆中部渐增。如海盆北缘地壳密度大致为 2.84×10³ kg/m³,往盆地中部方向逐渐增加至(2.87~ 2.91)×10³ kg/m³;南缘为 2.75×10³ kg/m³,往盆地中 部方向逐渐增加至(2.8~2.82)×10³ kg/m³。最为显 著的密度异常是,再往海盆中心到达中部的双龙海谷区,密度下降至约 2.67×10³ kg/m³,位于海盆中间的龙门海山密度更小,低至 2.4×10³ kg/m³。

可见西南次海盆的地壳密度异常具有海盆南、 北两边缘相对较低,往海盆中部方向逐渐升高,往 海盆中心又变低,尤其是海盆中间的海山地壳密度 最低的特征。

5.3.7 800~880 km 线段

本区段为西南次海盆南缘至郑和地块北缘附 近,水深变浅,莫霍面埋深为约17km,在750~ 830 km 段, 上地壳重力异常 2.62×10³ kg/m³, 下地壳 重力异常达 2.78×10³ kg/m³, 是整条测线剖面下地 壳重力密度值最高的区域,但是在 830~850 km 段 又是整条测线剖面下地壳重力密度值最底的区域 (图 4)。该区段磁异常显示为高幅值,达±2000 nT, 且具有北高(对应西南次海盆南缘)、南低(对应郑 和地块)的大型正、负伴生异常现象。显然与前几 个区段的重力异常特征有所不同,是整条剖面磁异 常特征表现最为显著的部分。拟合结果表明,此特 殊异常现象乃洋壳的负极性剩磁和减薄陆壳高磁 性物质(磁化率最高达 5 000×10⁻³ SI)所产生的巨大 磁化方向的反差所致(图 5),显然是西南次海盆南 缘过渡带(SCOT)洋壳与陆壳岩石磁性显著不同所 造成。

5.3.8 880~920 km 线段

本区段为郑和地块的南缘部分。与上一区段 郑和地块的北缘相比水深加大,莫霍面埋深基本保 持平稳,重力异常明显降低,上地壳的重力异常值 从 2.62×10³ kg/m³ 逐渐减低至 2.60×10³ kg/m³,并且 含有密度为 2.5×10³ kg/m³ 的岩石,下地壳的重力异 常值从 2.78×10³ kg/m³ 逐渐降低为 2.76×10³ kg/m³ (图 4),此特征可能与厚层沉积地层的发育有关。 资料证实本区新生界厚度增加,且可能保留有残余 前新生界的沉积层。磁异常表现为中频低幅值异 常,应该与上地壳磁性相对减弱有关(图 5)。

5.3.9 920~1100 km 线段

本区段包括郑和盆地和美济隆起。从郑和盆 地开始,重力异常值快速降低,异常形态与新生界 基底高度密切相关,这是新生界厚度加厚至 2 km 所致。郑和盆地之东南,重力异常急剧增大至 2.7× 10³ kg/m³,后逐渐降低为 2.65×10³ kg/m³。拟合结果 表明,盆地东南缘的基底可能由高密度岩浆(密度 2.7×10³ kg/m³,明显大于邻近上地壳)上涌所致(图 4)。 与基底高密度物质相邻的是密度仅为 2.52×10³ kg/m³ 的低密度物质.

但磁异常在此段并未表现出大幅值的正、负伴 生异常,仅有逐渐增大的趋势,指示岩浆物质磁性 属中低磁性,剖面最后一段的基底磁性以负极性剩 磁为主(图 5)。

6 西南次海盆及邻区地壳结构特征

通过重磁震数据联合反演,结合海底地震仪 OBS 数据,精细解释了西南次海盆及邻区的地壳结构,并分析扩张海盆两侧共轭边缘的特殊性。

6.1 西南次海盆及邻区地壳结构反演解释

根据 CFT 测线地壳速度结构分层方案(表 1), 结合 OBS 速度数据以及重磁震反演结果编制了 CFT 测线地壳结构图(图 6)。对地壳结构而言,沉 积层是上地壳的组成部分。但基于速度分析的地 壳结构解释,为方便起见,若无特殊的说明,本文上 地壳的定义仅限于结晶地壳,即将沉积层剥离上地 壳进行解释,海底是沉积地层的上界面,沉积基地 为非结晶地壳底界,即上地壳顶面。图6所示的上 部沉积层一般代表新近系,下部沉积层代表古近系, 局部包含前新生界残余沉积。此外,资料分析结果 表明,本区地壳下部存在一个速度为7.0~7.6 km/s 的高速层,厚度4~5 km,也划归地壳部分,但不属 于下地壳的组成部分,单独归类。

表1 CFT 测线地壳速度结构分层方案 Table 1 Layered scheme of crustal velocity model of the CFT line

		-	
陆缘陆壳减薄区		西南次海盆区	
速度/(km/s)	层位	速度/(km/s)	层位
1.6~3.5	上部沉积层(N+Q)		
3.5~5.5	下部沉积层(E,局部有M)	1.6~3.5	大洋层1
5.5~6.5	上地壳	3.5~6.5	大洋层2
6.5~7.0	下地壳	6.5~7.0	大洋层3
7.0~7.6	壳下高速层	7.0~7.6	壳下高速层
>7.6	上地幔	>7.6	上地幔





根据图 6 可知, CFT 测线途经的区域发育:①减 薄型陆壳(含巨厚沉积层、上地壳、下地壳、壳下高 速层);②陆洋过渡壳(continental-oceanic transition, 图中的 NCOT 和 SCOT)(含沉积层、上地壳、下地 壳、壳下高速层);③大洋地壳(含大洋层 1、大洋层 2、大洋层 3、壳下高速层)等不同的地壳结构^[32-33]。 正常陆壳厚度一般为 35~40 km, 而南海周缘陆架、 陆坡区的地壳厚度大多为 12~25 km, 有些甚至更 薄仅约 8 km, 可见其地壳性质为减薄型陆壳。通过 分析可知, 减薄型陆壳分布在岛礁区、部分陆架区 和大部分陆坡区;洋壳主要分布在西南次海盆。西 南次海盆的地壳厚度呈现中间厚、两侧薄的特征, 在海盆西北缘洋壳最薄处厚度仅约为3 km(不计算 沉积层厚度)。在西南次海盆与其两侧(北部和南 部)的减薄陆壳之间, 莫霍面在短距离内从西南次

海盆的洋壳区往北部和南部急剧下降,北部和南部 两者的地壳速度结构极其相似,说明与西南次海盆 南、北边缘接壤的地壳具有亲缘性,是海盆拉张的 共轭边缘,属于洋陆过渡壳。

6.2 壳下高速层

CFT 测线北段区域高速层其上、下界面的起伏 大致平行,厚度变化不大,大致约为7km;在中建南 盆地东北边缘有一小段厚约5km,往盆西地块一带 厚度逐渐减小至约4km;CFT 测线南段区域高速层 与测线的北段相比,本段的高速层厚度较小,仅约 5km,整个区段厚度基本无变化。高速层上、下界 面的起伏基本平行且规律性明显,对应于隆起区该 界面呈下凹状态;反之,对应于沉积盆地的区段,界 面基本成凸起状态。综上所述,高速层起伏状态与 沉积基底(即上地壳顶面)起伏的趋势相反,二者呈 镜像对应,厚度为 0~4 km,可能与陆缘下地壳物质 和地幔物质熔融混合有关。

7 联合反演结果在地质、构造解释方面的应用

利用重磁震联合反演获得的结果,与地震剖面 的解释互相印证,从而解决地震剖面不能确定的一 些地质问题,减少多解性,同时能精确解释区内的 地壳结构特征。

7.1 识别前新生界沉积层

重磁震联合反演在多个区域拟合推断出前新 生界的沉积地层。根据图 6 可以推测出,在中建南 盆地东北边缘两岩体之间可能还存在残余前新生 界,致使重力拟合密度为 2.5×10³ kg/m³,结合多道 地震剖面(图 7)分析可知,这是前新生界的速度响 应,是发育在断陷区的残余前新生界。在南沙岛礁 区郑和地块附近,新生界基底之下存在速度 4~ 4.5 km/s 的低速异常,与中建南盆地东北边缘、盆西 地块中部的特征基本一致,此为前新生界残余地层 的响应。在郑和地块南缘等区(图 6),地震资料解 释 Tg 和 T_{MZ} 层序之间为中生界,这与重磁震数据 联合反演推测有残余前新生界的沉积层的解释非 常吻合(图 8)。



图 7 CFT 地震剖面选段,前新生界的地震反射 Fig.7 A section of CFT multi-seismic profile showing the pre-Cenozoic strata



图 8 CFT 多道地震剖面反射界面与地震层序划分 Fig.8 Divisions of seismic interfaces and seismic sequences of CFT multi-channel seismic profile

7.2 识别多期次岩浆活动

在广雅隆起东南边缘、中建南盆地东南缘和盆 西地块一带,磁异常的变化细节比较丰富,拟合结 果反映本区发生过多期次的岩浆活动。

从地震剖面可以看出,西南次海盆普遍发育若 干因岩浆活动导致的基底隆起,而隆起上覆盖的沉 积层具有略显变形但依然平行分布的反射特征 (图9)。不难看出,后期岩浆活动导致水平沉积层 抬升而变形,且因岩浆的熔蚀而使沉积层变薄,并 形成基底高的现象。推测下伏岩浆活动时间较晚, 应该在这些平行沉积层形成之后,岩浆上拱导致目 前的反射现象。重磁震反演结果非常有效地印证 了地震剖面的解释。



图 9 CFT 地震剖面选段,岩浆活动的反射特征 Fig.9 A section of CFT multi-seismic profile showing the reflection characteristics of magmatic activity

7.3 陆-洋过渡带

在西南次海盆北部边缘再往南部延伸,海水深 度迅速加深,地壳急剧减薄,尽管重力异常仍显示 为陆壳特征,但磁异常的幅值及波长逐渐与西南次 海盆洋壳相当,呈现中频、中高幅值正、负变化异常 特征,同时表现为自盆西地块至西南次海盆自然过 渡的特征(图 6),这是西南次海盆北缘陆洋过渡带 (NCOT)的重磁异常响应。重力异常数据显示,西 南次海盆两侧 NCOT 和 SCOT 区域的变化为"海 盆区急剧下降,陆缘区逐渐增大"的格局(图 4、9), 反映这2个边缘与海盆之间的地壳具有显著的密 度差异。在西南次海盆中部偏南的区域下地壳重 力密度达最高值,在西南次海盆南部与郑和地块相 交的区域下地壳重力密度值为最低(图 4),磁异常 (图 5)也显示为北高(对应西南次海盆南缘)、南低 (对应郑和地块)的大型正、负伴生异常现象,是西 南次海盆南缘过渡带(SCOT)的重磁异常响应。

8 结论

本文以在南海西南次海盆及邻区获得了1条

1 093 km 长的重磁多道地震、OBS 等综合地球物测 线探测剖面 (CFT) 为基础,获得以下几点认识:

(1)本文以 OBS 层析成像反演速度结果、空间 重力异常数据、磁异常数据和多道地震资料,精确 分析 CFT 测线不同线段的重磁震数据的拟合情况。 根据 CFT 测线地壳速度结构分层方案,构建了 CFT 测线地壳结构图。结果表明,重磁震联合反演 原则上可以最大程度地减少多解性。

(2)精细解释了西南次海盆及邻区的地壳结构, 其地壳结构类型可划分为减薄型陆壳、陆洋过渡壳 和大洋地壳几种类型,并详细分析减薄型陆壳、陆 洋过渡壳和大洋地壳发育位置及特征。研究还表 明,本区地壳下部存在一个速度为 7.0~7.6 km/s 的 高速层,可能与陆缘下地壳物质和地幔物质熔融混 合有关。

(3)在建南盆地东北边缘、盆西地块中部和南 沙岛礁区郑和地块附近发育前新生界沉积层; 广雅 隆起东南边缘、中建南盆地东南缘和盆西地块一带 识别出多期次岩浆活动; 在西南次海盆北、南两侧 识别出陆-洋过渡带。

参考文献:

- 林珍.南沙中部海域北康-曾母盆地重磁异常特征及解释[J]. 物探与化探,2003,27(4):263-268.
- [2] 林珍,张莉,钟广见,等.重磁震联合反演在南海东北部地球物 理解释中的应用[J].物探与化探,2013,37(6):968-975.
- [3] 冯旭亮,张功成,王万银,等.基于重磁震资料的南海新生代盆 地分布综合研究[J].地球物理学报,2018,61(10):4242-4254.
- [4] 龚再升,李思田,谢泰俊,等.南海北部大陆边缘盆地分析与油 气聚集[M].北京:科学出版社,1997.
- [5] 李家彪,丁巍伟,吴自银,等.南海西南海盆的渐进式扩张[J].
 科学通报,2012,57(20):1896-1905.
- [6] 张莉, 雷振宇, 许红, 等. 南海北部深水区双峰盆地地震层序特 征及勘探前景[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(1): 1-11.
- [7] 王先庆,陈升,许兰芳,等.南海西南次海盆柱状沉积物酸类化 合物的地球化学特征[J].海洋地质前沿,2020,36(7):17-24.
- [8] 张洁. 南海西南次海盆扩张期后岩浆活动及其残留扩张中心的 纵横波速度结构[D].杭州:浙江大学, 2016.
- [9] 邱燕, 汪俊, 阎贫, 等. 南海海域地壳结构特征及其构造意义[J]. 南海地质研究, 2016(1): 1-39.
- [10] 邱燕,王立飞,黄文凯,等.中国海域中新生代沉积盆地[M]. 北京:中国地质出版社,2016.
- [11] FYHN M B, LARS O B, LARS H N, et al. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China sea, indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism[J]. Tectonophysics, 2009, 478(3): 184-214.
- [12] FRANGKE D, SAVVA D, PUBELLIER M, et al. The final rift-

ing evolution in the South China Sea[J]. Marine and Petroleum Geology, 2014, 58: 704-720.

- [13] 郝天珧, 黄松, 徐亚, 等. 南海东北部及邻区深部结构的综合 地球物理研究[J]. 地球物理学报, 2008, 51(6): 1785-1796.
- [14] 李细兵, 吴振利, 李家彪. 南海西南次海盆洋中脊分段特征[J].
 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(3): 101-107.
- [15] NISSEN S S, HAYES D E, YAO B, et al. Gravity, heat flow, and seismic constraints on the processes of crustal extension: Northern margin of the South China Sea[J]. Journal of Geophysical Research, 1995, 100(B11): 22447-22483.
- [16] KUDRASS H W, WIEDICKE M, CEPEK P, et al. Mesozoic and Cainozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions Geophysical Research[J]. Marine Geology, 1986, 3: 19-30.
- [17] SCHLUTER H U, HINZ K, BLOCK M, et al. Tectono-stratigraphic terranes and detachment faulting of the South China Sea and Sulu sea[J]. Marine Geology, 1996, 130(1): 39-78.
- [18] 丁航航,丁巍伟,方银霞.南海西南次海盆基底形态特征及控制因素[J].地学前缘,2019,26(3):223-232.
- [19] 丁巍伟,陈汉林,杨树锋,等.南海西南次海盆与东部次海盆 地质与地球物理分析[J].高校地质学报,2002,8(3):268-279.
- [20] 林间,李家彪,徐义刚,等.南海大洋钻探及海洋地质与地球 物理前沿研究新突破[J].海洋学报,2019,41(10):125-140.
- [21] 丘学林,赵明辉,敖威,等.南海西南次海盆与南沙地块的OBS 探测和地壳结构[J].地球物理学报,2011,54(12):3117-3128.
- [22] PICHOT T, DESCLUSE M, CHAMOT R N, et al. Deep crustal structure of the conjugate margins of the SW South China Sea from wide-angle refraction seismic data. Marine and Petroleum Geology[J]. 2014, 58; 627-643.
- [23] 吴招才,高金耀,李家彪,等.南海北部磁异常特征及对前新 生代构造的指示[J].地球物理学报,2011,54(12):3292-3302.
- [24] 汪俊,高红芳,陈泓君,等.基于速度-深度线性模型的时深转 换方法及其在南海海盆深水区的应用[J].热带海洋学报, 2013,32(2):112-117.
- [25] 汪俊, 邱燕, 阎贫, 等. 跨南海西南次海盆OBS、多道地震与重 力联合调查[J]. 热带海洋学报, 2019, 38(4): 81-90.
- [26] 阎贫,刘海龄.南海北部陆缘地壳结构探测结果分析[J].热带 海洋学报,2002,21(2):1-12.
- [27] WANG Y L, WANG J, YAN P, et al. An anomalous seamount on the southwestern mid-ridge of the South China Sea[J]. Acta Geologica Sinica, 2017, 91(6): 2340-2341.
- [28] 于俊辉, 阎贫, 郑红波, 等. 南海西南次海盆反射莫霍面成像 及其地质意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2017, 37(2): 75-81.
- [29] 朱奕先. 基于南海重磁震剖面的地质-地球物理研究[D]. 吉林: 吉林大学, 2019.
- [30] 吕川川,郝天珧,丘学林,等.南海西南次海盆北缘海底地震 仪测线深部地壳结构研究[J].地球物理学报,2011,54(12): 3129-3138.
- [31] 赵长煜, 宋海斌, 李家彪, 等. 南海西南次海盆NH973-1测线地 震解释[J]. 地球物理学报, 2011, 54(12): 3258-3268.

- [32] YU J H, YAN P, WANG Y L, et al. Seismic evidence for tectonically dominated seafloor spreading in the Southwest Subbasin of the South China Sea[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2018, 19(9): 3459-3477.
- [33] DING W, SUN Z, DADD K, et al. Structures within the oceanic crust of the central South China Sea basin and their implications for oceanic accretionary processes [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2018, 488: 115-125.

JOINT INVERSION OF GRAVITY, MAGNETIC, SEISMIC DATA OF THE CFT LINE ACROSS THE SOUTHWEST SUB-BASIN AND ADJACENT AREAS AND ITS APPLICATION

DU Wenbo^{1,2}, QIU Yan^{1*}, WANG Jun¹, NIE Xin^{1,2}, WANG Yanlin^{3,4}, HUANG Wenkai^{1,2}

(1 Key Laboratory of Marine Mineral Resources of Ministry of Natural Resources, Guangzhou Marine Geological Survey, China Geology Survey, Guangzhou 510075, China; 2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China; 3 Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, CAS, South China Sea Institute of Oceanology, Guangzhou 510301, China; 4 Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, CAS, Guangzhou 510301, China)

Abstract: Joint inversion of the 1093 km of integrated geophysical detecting section (CFT) is made across the southwestern sub-basin of the South China Sea and the two sides of the continental margin. The data involved in the inversion includes the ocean bottom seismograph (OBS) data, the long-arranged multi-channel seismic profiles, and the gravity and magnetic profiles. Based on the results of joint inversion and segmented interpretation, many pre-Cenozoic residual sedimentary deposits and multiple periods of magmatic activities are observed. The crustal structure of the South China Sea is quite complex, which includes continental crust, thinned continental crust, continental-oceanic transitional crust and ocean crust. The high-speed layer under the crust is widely distributed. The observations prove that the joint inversion of gravity, magnetism, and seismic data is an effective tool to study the structural characteristics of the sea and deep crustal structures.

Key words: CFT geophysical line; joint inversion of gravity; crustal structure; Southwestern Sub-Basin