论文

南海共轭大陆边缘的构造对比及差异伸展模式

董冬冬^{①*}, 吴时国^①, 李家彪^②, Thomas LÜDMANN^③

① 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;

② 国家海洋局海底科学重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;

③ Center of Marine and Atmospheric Sciences, University of Hamburg, Hamburg 20146, Germany

* E-mail: dongdongdong@qdio.ac.cn

收稿日期: 2013-04-18; 接受日期: 2013-09-04; 网络版发表日期: 2014-04-16

国家自然科学基金项目(批准号: 41006031)、中国科学院战略性先导科技专项(A类)(编号: XDA11030102)和国家高技术研究发展计划(编号: 2009AA093401)资助

摘要 南海陆缘的伸展模式虽被广泛研究, 但目前为止仍存在争议. 本文基于最新的高质量多道地震数据、水深数据及其他地球物理资料, 开展南海共轭陆缘构造不对称性的对比研究, 并在此基础上探讨南海陆缘的伸展模式. 揭示了南海陆缘在地形地貌、基底构造和陆缘断裂发育等方面具有空间差异性. 在南北方向, 北部陆缘基底呈现向海方向的阶梯状下降, 而南部陆缘主要发育宽阔的掀斜断块基底, 深度变化不大. 两侧的断裂发育也具有不同的特点, 在南部陆缘识别出大型拆离断层体系; 在东西方向, 南海东部和西南次海盆的陆缘分别发育了不同的构造单元. 提出一种差异伸展模式解释南海陆缘空间差异的成因, 认为拆离断层在南海新生代演化过程中发挥了重要的作用. 以拆离断层为界, 古华南陆缘上地壳主要发生单剪变形, 而下地壳和上地幔则以塑性纯剪变形为主, 上下两部分的形变区域在横向上具有不同的偏移距离, 使得位于下板块的南部陆缘发育了不同的构造单元. 南海东部较大的偏移距离导致边缘高原(礼乐滩)的发育, 而西部较小的偏移距离则形成外部隆起(郑和隆起). 现今南海的演化过程可能受到古南海关闭不同时间性的影响.

关键词南海
共轭陆缘
拆离断层
差异伸展

华南陆缘自白垩纪末期以来发生张裂和漂移, 逐渐形成现今的南海海盆, 裂前相接的陆块演化为共轭陆缘. 南海的年龄新, 规模小, 陆缘构造保存较好, 便于进行共轭陆缘的对比(周祖翼和李春峰, 2008). 南海独特的演化历史和构造特征使其成为研究大陆边缘构造的天然实验室(Taylor 和 Hayes, 1983).

McKenzie(1978)提出对称纯剪伸展模式来解释被动陆缘的地壳减薄、裂陷作用和沉降, 并在一些盆地

得到成功的应用(McKenzie, 1978; Sclater 和 Christie, 1980; Le Pichon 和 Sibuet, 1981), 然而它不能预测非对称共轭陆缘的结构和全球广泛出现的地壳减薄. Wernicke(1981)在解释美国盆岭省的不对称结构时建立了一种以拆离断层和/或低角度地壳剪切带为主控构造的模式. 这两种简化的端元模式分别被称为“纯剪”和“单剪”模式, 被用来解释张裂大陆边缘的结构.

华南陆缘的新生代张裂过程吸引了很多学者的

中文引用格式: 董冬冬, 吴时国, 李家彪, 等. 2014. 南海共轭大陆边缘的构造对比及差异伸展模式. 中国科学: 地球科学, 44: 1059–1070

英文引用格式: Dong D D, Wu S G, Li J B, et al. 2014. Tectonic contrast between the conjugate margins of the South China Sea and the implication for the differential extensional model. Science China: Earth Sciences, 57: 1415–1426, doi: 10.1007/s11430-013-4740-0

关注, 其中对于伸展模式的研究是热点之一. Su 等(1989)支持用纯剪模式来解释珠江口盆地的沉降, 然而更多的学者倾向于用单剪模式来解释南海共轭陆缘的不对称结构(Hayes 等, 1995; Zhou 等, 1995; Yan 等, 2001). Lister 等(1986, 1991)先后根据拆离断层的几何形态及拆离带之下壳幔纯剪区的分布发展并完善了五种陆缘张裂模式. Yan 等(2001)利用 Lister 早期的分层模式(Lister 等, 1986)解释了南海的不对称结构. 近年来一些学者采用的随深度变化的伸展模式同样也是在岩石圈内引入拆离剪切带, 其上下采用不同的变形方式(Huismans 和 Beaumont, 2011). 事实上, 华南陆缘的张裂并非源自单一的机制, 而应该是多种机制的结合(Nissen 等, 1995), 综合模型应该是更合理的解释方案. 值得注意的是, 南海的张裂存在东西向的差异(Hayes 和 Nissen, 2005), 指示其演化过程可能存在不同.

本文利用最新的高质量的多道地震剖面和水深数据, 并结合原有地震数据及其他地球物理数据, 研究南海共轭陆缘的不对称性, 揭示其空间差异特征, 进而讨论并建立与之对应的合理的伸展模式.

1 地质背景

南海海盆的范围大体对应于 3500 m 水深线所围限的范围, 海盆中部发育一条南北向的断层, 称之为中南断裂或中南-礼乐断裂(姚伯初, 1995; Li C F 等, 2007). 这条断层具有明显的海底地形特征, 表现为一条南北向的海山链(图 1). 南海北部陆缘发育多个裂陷盆地, 其中珠江口盆地面积最大. 位于南部陆缘的南沙地块同样发育了多个盆地, 如礼乐盆地、南威西盆地和安渡盆地等(图 1). 礼乐滩是发育在南部陆缘东侧的海底隆起, 其西侧的郑和隆起则是由数个礁滩所组成. 南海陆缘的新生代层序内存在两个重要的不整合面, 基底面和破裂不整合面, 分别对应着裂陷作用和海底扩张的开始, 新生代层序由此被分为裂前期、裂陷期和裂后期三个超层序.

华南陆缘在二叠纪-侏罗纪期间属于安第斯型的主动大陆边缘, 白垩纪以来逐渐演化为被动大陆边缘(Li Z X 和 Li X H, 2007; Li C F 等, 2007), 白垩纪晚期至古近纪早期开始发生陆缘破裂, 最终形成南海海盆(Taylor 和 Hayes, 1983; Ludmann 和 Wong, 1999; Franke 等, 2011). 海底扩张是南海演化过程中最重要

图 1 南海地区构造分区及水深图

带圈数字指示文中所用的地震测线. 紫色带三角线指示马尼拉俯冲带. NS, 南沙; LB, 礼乐滩; ZHM, 郑和隆起; NST, 南沙海槽; NWB, 西北次海盆; SWB, 西南次海盆; EB, 东部次海盆; YCHB, 莺歌海盆地; QDNB, 琼东南盆地; ZJKB, 珠江口盆地; DSU, 东沙隆起; TXNB, 台西南盆地; ZJNB, 中建南盆地; WAB, 万安盆地; NWXB, 南薇西盆地; BKB, 北康盆地; ZMB, 曾母盆地; AB, 安渡盆地; LYB, 礼乐盆地; XSM, 西沙隆起; ZSM, 中沙隆起. 测线 1, E-ESP; 测线 2, 97301; 测线 3, C-ESP; 测线 4, DSDP; 测线 5, W-ESP; 测线 6, SO-27-25; 测线 7, SO-23-29; 测线 8, NH973-02

的构造事件, 它影响了陆缘盆地的构造形态. 虽然南海海盆被普遍认为是在始新世和中中新世之间形成, 但具体的扩张模式甚至年龄仍存在争议. 东部次海盆内识别出磁异常条带 11~5c(Taylor 和 Hayes, 1980, 1983; Briais 等, 1993), 其扩张年龄被定为 32~15.5 Ma, 按照 Cande 等(1995)的研究被校正为约 30~16 Ma. 有学者在南海东北部还识别出了晚始新世/早渐新世(37.8~30.1 Ma)的洋壳(Hsu 等, 2004; Yeh 等, 2010), 不过洋壳的性质尚未完全定性. Barckhausen 等(2004)根据新的磁异常解释结果认为南海中部海底扩张的时间为 31~20.5 Ma.

西南次海盆的年龄比东部次海盆存在更大的争议. Briais 等(1993)在该海盆解释的最老的磁异常条带年龄为 23 Ma, 而姚伯初等(1994)根据地震层解

释、基底深度和热流值数据认为最老的磁异常条带应该为 42~35 Ma. 关于西南次海盆的扩张过程, 李家彪等(2012)认为西南海盆由东北向西南呈现渐进式扩张的构造样式, 构造机制上表现为从稳态的海底扩张到非稳态的初始海底扩张, 再向陆缘张裂的逐步转化. 因此, 西南次海盆的构造历史较为复杂.

综上, 关于南海海底扩张的时限目前仍然存在争议, 本研究分别采用被广泛引用的 30~16 Ma 和 23~16 Ma 作为南海东部和西南次海盆扩张的时限.

2 数据来源

研究采用的数据主要为多道地震数据和水深数据, 其他地球物理资料包括地壳速度数据等. 主要地震数据来自南海陆缘的高质量多道地震剖面, 图 1 展示了研究测线的位置分布. 97301 测线是于 2001 年在南海东部次海盆的北部陆缘采集的测线, 所用地震电缆为 240 道, 气枪阵总容积 3000 立方英寸, 本研究只选取该测线约 200 km 长的一段. 2009 年利用 480 道地震电缆在南海南部陆缘采集了 NH973-02 测线, 总长 285 km, 气枪阵总容积为 5080 立方英寸. 两条剖面的道间距均为 12.5 m. 数据处理的基本流程包

括叠前去噪、去多次波、振幅补偿、预测反褶积、叠前时间偏移和叠后滤波.

其他地震数据包括: (1) Nissen 等(1995)发表的在南海北部陆缘开展 ESP(双船长排列剖面)研究的三条地学断面, 自东向西分别命名为 E-ESP, C-ESP 和 W-ESP(图 1); (2) 南海南部陆缘的测线 SO-23-29 和 SO-27-25, 引自 Clift 等(2002)的研究成果; (3) 深地震测线 DSRP, 与 C-ESP 测线位置相近, 可以开展对比研究. 地壳速度数据引自 Nissen 等(1995)发表的 ESP 数据; 水深数据来自美国国家地球物理数据中心(NGDC)发布的 1 分全球地形模型(Etopo1)(Amante 和 Eakins, 2009).

3 共轭陆缘的构造特征

南海的共轭陆缘存在地形地貌和地质特征的差异, 这些差异反映共轭陆缘存在明显的构造不对称性, 以此可以深入研究南海的演化特征.

3.1 海底地形和基底结构

沿测线 SO-23-29 和 DSRP 提取水深数据, 分别代表南海南北陆缘的典型海底地形(图 2(a)). 可以看

图 2 沿南海北部陆缘测线 DSRP 和南部陆缘测线 SO-23-29 的水深剖面(a)、测线 DSRP 的地震剖面和解释(b)、测线 SO-23-29(c)和 SO-27-25(d)的构造解释和测线 DSRP 过白云凹陷段的放大图(e)

(a) 数据来自 Etopo1(NGDC); (c)和(d) 引自文献(Clift 等, 2002); (e) 显示莫霍面和贯穿断层. 测线位置见图 1

出, 南海北部陆缘发育了相对完整的陆架陆坡体系, 特别是在东侧. 陆架水深小于 200 m, 南北宽近 200 km, 坡度几乎不变, 至陆架坡折带逐渐向海倾斜, 水深增至 3500 m, 陆坡南北宽度也近 200 km(图 1 和 2(a)). 然而, 南部陆缘显示了截然不同的特点, 陆架(沙巴外海)非常狭窄(<100 km), 水深不到 200 m, 但在陆架边缘陡然加深到 1500 m 左右, 角度约为 12°, 向北进入 1500~3500 m 水深的南沙岛礁区, 南北宽度近 400 km(图 1). 现今的南沙海域被珊瑚礁所覆盖, 几乎不存在其他岩石露头(Hutchison 和 Vijayan, 2010). 其中礼乐滩呈现为一个面积约 $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的海底高原, 水深在 200 m 以内. 南部陆缘的海底总体表现为宽阔的崎岖海底地形, 没有发育典型的陆架陆坡体系, 和北部陆缘存在很大的差异.

基底构造往往可以反映早期裂陷的特征. 横跨北部陆缘的 DSRP 测线显示, 北部陆缘基底被一系列断层(多为南倾)所切割, 整体呈现向海倾斜的阶梯状形态(图 2(b)), 和海底地形相似. 陆架基底深度约 2~3 s 双程时, 陆坡基底较深, 在 4~5 s. 除南倾断层之外, 陆坡区还发育少量北倾断层, 其中在白云凹陷发育的一条北倾大断层切穿地壳延伸至莫霍面(图 2(b)). 南部陆缘的基底深度相对北部陆缘稳定, 位于 4~5 s 双程时之间. 基底被多条密集展布的北倾断裂所切割、掀斜, 形成一系列北倾的基底断块(图 2(c)和(d)). Hutchison 等(2010)在该地区的研究资料显示了类似的特征. Braitenberg 等(2006)通过重力反演获得南海南部陆缘的基底深度, 揭示了一系列 NE 向的线性构造, 间距为几十千米, 而礼乐滩的基底显示为一个孤立的隆起(图 3).

综上, 南海共轭陆缘显示出不同的海底地形和基底构造特征, 这将是探讨南海差异性构造演化和伸展特征的重要依据.

3.2 陆缘大断裂

陆缘大断裂在陆缘裂陷及漂移过程中可能发挥了关键作用, 其中切穿地壳至莫霍面的深大断裂尤为重要. 测线 NH973-02 由北往南依次穿过南海东部次海盆、礼乐滩东侧及礼乐盆地(图 4(a)). 礼乐滩发育大量规模较小的礁体, 被侵蚀水道所分割, 地震剖面上表现为密集的锥形反射(图 4(a)). 礼乐盆地内发育一个南断北超的半地堑, 南部边界为一条北倾的大断层. 在沉积基底下的地壳内也可识别出几组强

图 3 南海南部陆缘的基底(a)和莫霍面(b)深度图

修改自 Braitenberg 等(2006). 虚线代表洋陆过渡带的位置. (a) 白色细实线代表磁异常条带(Briaies 等, 1993), 红色点画线代表构造线的位置. (b) 白色点画线圈定的为礼乐滩的位置. 缩写见图 1 注释

反射, 时间深度为 5~6 s(图 4(b)中的 b(3)~b(5)), 表现为典型低角正断层的地震反射特征(Wernicke, 1981; Lister 等, 1991; Franke 等, 2011), 因而这些深反射被解释为拆离断层. 拆离断层向下逐渐变缓甚至近水平, 最大倾角为 10°左右(图 4(b)). 进一步研究发现切穿新生代层序的基底断层可以向下延伸汇聚到拆离断层之上, 与 Lister 等(1986, 1991)所描述的拆离断层系统相近, 丁巍伟等(2011)在该区域识别了类似的拆离断层系统. 礼乐滩北部边缘也存在类似的深大断裂反射. 重力反演得到的莫霍面深度图显示, 礼乐滩的莫霍面深度超过 22 km(图 3(b)), 远比南沙其他地区深, 地壳厚度较厚, 表现为较弱的地壳形变.

在东部次海盆洋壳内同样可以识别出几组不连续的强反射, 位于 8~9 s 双程时之间(图 4(b)(1)~(2)). 根据前人在本区的深地震研究结果(Schluter 等, 1996; 黄春菊等, 2005; Li C F 等, 2007), 这些强反射波组应该指示莫霍面的反射. Franke 等(2011)认为这些反射位于洋陆转换带(COT)内, 是低角度拆离断层的反射. 因此, 陆缘之下的拆离断层有可能向洋方向延伸到洋陆过渡带内.

Hayes 等(1995)在北部陆缘的地学断面 E-ESP, C-ESP 和 W-ESP 上分别识别出大型正断层 A, E 和 B, 如图 5(c)所示, 这些断层切穿地壳, 表现为 25°~40°的

图4 测线 NH973-02 的地震剖面(a)和解释图(b)

图 b(1)~b(5)显示了拆离断层系及莫霍面反射的细节图。垂向放大倍数为 11 倍。测线位置见图 1

图5 测线 97301 的地震剖面(a)和解释图(b)以及贯穿断层的平面(c)及剖面图(d)

(a), (b) 剖面显示北部陆缘的下部发育一条深断裂; (c) 带圈数字指示本文采用的北部陆缘测线, 意义同图 1, 虚线指示 Hayes 等识别的贯穿断层位置; (d) 剖面 E-ESP 展示了贯穿断层 A 的地震反射特征(据 Hayes 等修改)

高角度地震反射,称之为贯穿断层(Throughgoing fault, TG fault). 其中,断层 A 表现为北倾的断层带,断层面面向下逐渐变缓,最终倾伏在莫霍面之上(图 5(d)). 本次研究采用的地震测线 97301 位于 C-ESP 东侧约 70 km 处,剖面上也发现了类似反射,表现为两条相邻深大断裂构成一个断裂带(图 5(a)和(b)). 两个断层面表现为不连续的强反射,且向下逐渐汇成一条,深度在 7 s 双程时甚至更深. 尽管地震剖面上没有识别出明显的莫霍面反射,但是该断层带的切穿深度和产状都与 Hayes 等识别的贯穿断层相似(图 5(d)). 测线 DSRP 位于 C-ESP 以西,穿过新生代的深大凹陷-白云凹陷(图 1, 2(a)和(b)). 白云凹陷新生代沉积厚度超过 10 km(董冬冬等, 2008). 凹陷的南部边界断层在剖面上具有贯穿断层的特征(图 2(e)),向下延伸至 9 s

双程时与一个强反射面相交,该反射面被识别为莫霍面(黄春菊等, 2005). 从断裂的空间位置来看,测线 97301, DSRP 和 C-ESP 上识别的深大断裂极有可能是同一条贯穿断层(图 5(c)),它可能在南海的新生代伸展过程中发挥了重要作用.

3.3 西南次海盆及其南部陆缘的构造分段

西南次海盆的中央裂谷代表古扩张中心,在空间上具有分段性(李家彪等, 2012). 通过对海盆地形地貌的细致研究发现,大体以 113°E 为界,海盆的东西两段表现出很大的构造差异,两段之间可能存在一条构造界限(图 6(a)). 海盆东段的古扩张中心走向大体呈 N55°E 走向,两侧发育明显的线性构造带,表现为被断层限定的平直台地,而西段的扩张中心不

图 6 南海西南次海盆的海底地形图(a)和布格重力异常图(b)以及亚丁湾海盆中央裂谷的构造特征图(c)

(a)中的长短虚线分别指示中南断裂和推测的构造界限位置,黑实线为磁异常条带的位置

很明显, 两侧构造带在海底分布较为散乱, 走向大体为 $N35^{\circ}E$ (图 6(a)). 在布格重力异常图上可以看出在构造界限处, 反映中央裂谷的相对低异常被明显错断 (图 6(b)). 因此, 中央裂谷在 $113^{\circ}E$ 附近发生 20° 的转向且被错断, 重力反演的基底地形图也具有类似的特征 (Braitenberg 等, 2006).

不仅西南次海盆存在东西差异, 海盆东西两部分所对应的陆缘同样存在构造差异. 首先, 在构造界限的西侧, 南沙陆缘的构造线走向为 NNE 向, 在其东侧走向为 NEE 向 (图 6(a)), 而这些构造线对应着南倾的基底断块 (Zhou 等, 1995) (图 2(c), (d) 和图 6(a)), 说明在陆缘张裂早期东西两部分就表现出了构造特征的差异; 其次, 构造界限处的洋陆过渡带形态表现为向陆凹进 (图 6(a)). 类似的特征也出现在亚丁湾海域, 亚丁湾和西南次海盆在海盆形态、形成年代和构造演化过程等多方面具有共性 (Bosworth 等, 2005; Fournier 等, 2007; Autin 等, 2009; Leroy 等, 2010), 其中央裂谷被多组转换断层所切割分段, 方向发生转向, 转换断层两端的洋陆过渡带向陆凹进, 并且断层东西两侧对应的陆缘也具有构造差异 (图 6(c)). Fournier 等 (2004, 2007) 认为转换断层造成的裂谷分段反映早期陆缘的构造分段特征, 也可能继承了早期的构造分段特征.

通过以上的分析认为, 西南次海盆中部存在一条构造界限, 可能具有转换断层性质, 以此将西南次海盆分为东西两段, 其对应陆缘可能在早期的裂陷阶段就存在构造差异. 此外, Briaies 等识别的磁异常条带在本研究推测的转换断层性质的构造界限附近突然中断 (图 6(a)), 最新研究认为磁异常条带继续向西延伸一段距离, 但特征不明显 (李家彪等, 2012), 说明西南次海盆西段的洋壳与东段典型的成熟洋壳存在差异.

3.4 北部陆缘地壳高速层

很多学者的研究工作显示, 在南海北部陆缘的下地壳内存在速度为 $7.0\sim 7.5\text{ km s}^{-1}$ 的高速层 (HVL) (Nissen 等, 1995; Yan 等, 2001; Shi 等, 2005). Nissen 等 (1995) 在 E-ESP 剖面上同时识别出了下地壳高速层和贯穿断层, 事实上, 高速层和贯穿断层发育的位置在很大程度上重叠, 说明贯穿断层可能在新生代张裂过程中发生强烈的错断, 在地壳内形成薄弱带, 而地幔物质沿着薄弱带上侵至地壳底部从而

形成高速层.

4 讨论

4.1 南海陆缘构造的空间差异

南海北部陆缘基底向海呈阶梯状下降, 南部陆缘变形强烈, 基底由掀斜的断块组成, 深部变化不大. 北部陆缘发育了贯穿断层和下地壳高速层, 对应于裂陷期和海底扩张期的构造事件, 与北部陆缘巨厚裂陷盆地的形成相关. 南部陆缘发育有大型拆离断层系统, 推测可能控制了古华南陆缘的张裂以及南海洋盆的打开. 可见, 南海南北部的陆缘具有完全不同的构造特征, 反映了古华南陆缘发生不对称性张裂.

南海陆缘不仅在南北向存在构造差异, 东西向同样表现出不同的地质地球物理特征, 本研究重点关注了南部陆缘的东西向差异. 如前所述, 西南次海盆中部发育一条转换断层性质的构造界限, 其东西两段的洋壳具有不同的性质. 西南次海盆东段的洋壳和东部次海盆的洋壳同属于典型的成熟洋壳, 而西段属于非稳态的年轻洋壳, 特别是海盆的最西南端可能处于海盆的初始扩张阶段, 裂谷中央刚发生洋壳化 (李家彪等, 2012). 不仅洋壳具有构造属性的差异, 东部次海盆和西南次海盆东西两段所对应的南部陆缘地壳也具有不同的特征. 礼乐滩是东部次海盆南部陆缘的重要构造单元, 表现为边缘高原的构造样式, 沉积盖层很薄, 反映礼乐滩在新生代张裂期保持海底高原的构造格局. 郑和隆起位于西南次海盆东段的陆缘, 基底主要由南倾的被掀斜的断块组成, 呈北东走向, 与礼乐滩不同. 西南次海盆西段的陆缘基底也由掀斜断块构成, 但是比郑和隆起的基底简单, 断块没有如此密集.

综上, 本次研究的南海海盆区域大体可以分为东部次海盆、西南次海盆东段和西段这三个构造单元, 它们的构造特征不同, 很可能经历了不同的演化历史. 那么, 古华南陆缘以什么样的伸展模式发生裂陷并最终导致南海海盆的打开, 并造成现今南海陆缘构造特征的空间差异? 这是本研究所要讨论的重要问题之一.

4.2 拆离断层伸展模式

Lister 等 (1991) 考虑中地壳剪切带之下的塑性伸展, 发展并完善了一组拆离断层加纯剪变形的伸展

模式, 以解释被动陆缘的构造样式. 根据对南海共轭陆缘构造特征的空间差异研究, 我们认为其中两个模式有助于解释南海陆缘的拆离断层和不对称的共轭陆缘构造, 如图 7(a)和(c)所示. 该模式认为拆离断层带控制了大陆岩石圈的张裂. 以拆离断层带为界, 其上为断陷区, 主要发生脆性变形, 其下为塑性伸展区. 塑性伸展被限制在下地壳和/或上地幔之中, 随着上地壳的伸展, 深部塑性伸展区逐渐远离上部脆性变形带的前缘. 因此, 上下形变区域在垂向上并不重叠, 具有横向偏移. 根据偏移距离的不同分为大偏移和小偏移模式, 陆壳裂离之后, 两种模式形成不同的非对称共轭陆缘. 下板块陆缘宽阔, 高度变形和沉降, 而上板块边缘狭窄, 且变形相对较弱. 大偏移模式在下板块边缘形成边缘高原, 而小偏移模式形成外部隆起(图 7(b)和(d)).

东部次海盆的共轭陆缘构造更符合大偏移模式的预测结果. 下板块边缘的高度沉降造成南沙宽阔的深水区, 而礼乐滩对应着边缘高原(图 7(b)). 西南次海盆南部陆缘的郑和隆起由无数被掀斜的基底断块组成, 凸凹相间, 与东部的礼乐滩明显不同, 可以用小偏移模式来解释, 其对应着外部隆起(图 7(d)). 但是 Lister 的模式不能解释南海陆缘的所有构造特征, 如南海北部陆缘发育有深大断裂, 即贯穿断层, 与 Lister 模式不同, 说明南海有其特有的伸展模式. Hayes 等(1995)认为, 南海北部的贯穿断层可能是早期的逆冲断层在新生代裂陷期内重新活化形成的正断层, 也可能是地壳发生单剪作用时形成的地壳拆离面. 如前所述, 下地壳高速层和贯穿断层发育的位置大体一致. 我们认为, 地壳伸展的拆离作用使得早期的地壳薄弱带重新活动而形成贯穿断层, 其强烈

的断陷作用形成了白云凹陷, 其后接受了巨厚的沉积物充填. 随着地壳发生强烈减薄, 上地幔物质开始上涌并底侵至地壳下部, 形成高速层. 可以看出, 南海陆缘存在空间差异性, 很可能是其独特的构造伸展模式所致, 我们称之为差异伸展模式.

4.3 南海的差异伸展模式

基于对南海共轭陆缘的构造差异对比研究, 对现今南海演化的关键历史时期进行了重建(图 8), 并参考拆离断层加纯剪的大陆伸展模式, 对南海演化过程中的地壳伸展特征进行探讨, 提出一种南海演化的差异伸展模式(图 9).

中生代期间沿华南南海存在一条北倾的俯冲带, 其上发育安第斯型弧. 白垩纪末期到古近纪早期, 古南海向南俯冲至婆罗洲之下(图 8(a)), 在俯冲板片拖曳力的驱动下, 华南陆缘开始沿弧的位置发生张裂(Jahn 等, 1976; Schluter 等, 1996; Sewell 和 Campbell, 1997; Clift 和 Lin, 2001). 上地壳内发育北倾的脆性拆离断层系统, 下地壳和上地幔发生塑性伸展, 但是拆离断层的伸展走向与深部塑性伸展方向不一致, 导致拆离带上下形变区域的横向偏移距在东西向存在差异, 东部偏大, 西部偏小. 渐新世早期, 华南陆缘东部的岩石圈经历了足够强烈的塑性减薄, 引起海底扩张, 形成早期的东部次海盆(图 8(b)). 同时或者稍早时期, 东部次海盆的西侧发育了南北走向的中南断裂, 以调节东西两侧的应变差异. 由于华南陆缘东部的上下形变区域的横向距离偏大, 在南部陆缘的向海侧发育一个边缘高原——礼乐滩. 作为拆离断层系统的一部分, 北部陆缘发育贯穿断层, 在它的强烈活动下形成了南海北部陆缘的巨厚沉积盆地, 而

图 7 Lister 等(1991)总结的拆离加纯剪模式图

上地壳脆性断层区和下地壳及地幔塑性伸展区的形变区域横向偏移距离不同, (a) 大偏移模型; (c) 小偏移模型. (a)和(c)分别为海底扩张之前的大偏移和小偏移模式图, (b)和(d)分别为两种模式对应的海底扩张之后的构造模式图

图 8 南海演化的概念模式图

(a) 晚白垩纪-早古新世; (b) 早-中渐新世; (c) 早-中中新世; (c)中的点划线代表三条假想剖面. TGF, 贯穿断层; TF, 转换断层; ZNF, 中南断裂. E-SWB 和 W-SWB 分别表示西南次海盆东部和西部, 其他缩写见图 1 注释

图 9 南海的差异伸展模式图

(a)~(c)分别对应于图 8 在东部次海盆、西南次海盆东部和西部的假想剖面. 三个构造单元在新生代经历了不同的演化过程

且导致了次级的地幔上涌, 底侵至地壳下部形成高速层(图 9(a)). 随着洋盆向西南方向的渐进式扩张, 西南次海盆在渐新世晚期开始打开, 至中中新世整个南海停止扩张(图 8(c)). 相对于东部次海盆的大偏移张裂模式, 西南次海盆处的上下形变区域偏移较小, 在其南部陆缘并未形成边缘高原, 而是形成由一系列掀斜基底断块形成的外部隆起——郑和隆起(图 9(b)). 然而, 西南次海盆西部的岩石圈塑性减薄相对较弱, 海盆扩张有限, 形成了不典型的洋壳, 西南端可能刚处于初始洋壳形成阶段甚至裂陷阶段, 导致现今的洋壳特征很不明显(图 8(c)和 9(c)). 西南次海盆的东西两部分之间可能发育一条转换断层, 两侧的洋壳具有不同的演化阶段和构造特征, 中央裂谷在此发生转向, 并被错断.

4.4 差异伸展模式的影响因素

古南海关闭的不同时性是另一个重要的区域构造事件, 影响了南海演化的差异伸展模式. 古南海两侧陆壳被认为在始新世晚期首先在西南部发生碰撞, 然后向东北方向递进(Hutchison, 1996)(图 8(a)), 也即古南海是由西南向东北方向逐渐关闭. 古南海关闭导致的陆壳碰撞削弱了北部华南陆缘的张裂以及随后的海底扩张, 因此华南陆缘的西南部比东北部经历了较小的伸展, 从而现今南海首先在东部打开, 然后逐渐西南方向延伸, 与古南海的关闭方向相反(图 8(b)和(c)). 显然南海的西南端经历了最小的伸展, 因而处于洋壳生成初期, 或者是裂陷向海底扩张的过渡期.

5 结论

基于最新的高质量多道地震和水深数据等地质地球物理资料, 研究了南海共轭陆缘的构造特征, 揭示其具有空间差异性. 首先, 在南北向存在构造差异. 北部陆缘发育了良好的陆架-陆坡体系, 基底呈现向海方向的阶梯状下降, 而南部陆缘陆架-陆坡体系不典型, 主要发育宽阔的掀斜断块基底. 南部陆缘的地壳深部发育拆离断层体系, 控制了新生代南海的构造演化. 其次, 南海南部陆缘的东西方向也具有构造差异. 西南次海盆中部发育一条可能具有转换断层性质的构造界限, 海盆以此为界的東西两段其地形、磁异常特征明显不同. 南海东部次海盆、西南次海盆东段和西段的洋壳扩张方向和构造特征存在差异, 相对应的南部陆缘也发育了不同的构造单元. 在此研究基础上, 提出一种差异伸展模式来解释南海共轭陆缘空间差异的成因. 认为古华南陆缘的上地壳主要以拆离断层形式发生脆性单剪变形, 而下地壳和上地幔则以塑性纯剪变形为主. 上下两部分的形变区域在横向上具有不同的偏移距离, 陆缘东部的偏移距离较大, 从而在东部次海盆的南部陆缘发育边缘高原——礼乐滩, 而西部偏移距离相对较小, 导致在西南次海盆的南部陆缘发育外部隆起——郑和隆起. 南海的差异性伸展方式受到古南海关闭不同时的影响, 导致现今南海打开的渐进方向和古南海关闭的方向相反.

致谢 广州海洋地质调查局的姚伯初教授和成都理工大学的贾真博士对本文的成文提供了很多有益的建议, 在此表示感谢.

参考文献

- 丁巍伟, 李家彪. 2011. 南海南部陆缘构造变形特征及伸展作用: 来自两条 973 多道地震测线的证据. 地球物理学报, 54: 3038–3056
- 董冬冬, 吴时国, 张功成, 等. 2008. 南海北部深水盆地的裂陷过程及裂陷期延迟机制探讨. 科学通报, 53: 2342–2351
- 黄春菊, 周蒂, 陈长民, 等. 2005. 深反射地震剖面所揭示的白云凹陷的深部地壳结构. 科学通报, 50: 1024–1031
- 李家彪, 丁巍伟, 吴自银, 等. 2012. 南海西南海盆的渐进式扩张. 科学通报, 57: 1896–1905
- 姚伯初. 1995. 中南-礼乐断裂的特征及其构造意义. 南海地质研究, 9: 20–36
- 姚伯初, 曾维军. 1994. 中美合作调研南海地质专报. 武汉: 中国地质大学出版社
- 周祖翼, 李春峰. 2008. 大陆边缘构造与地球动力学. 北京: 科学出版社
- Amante C, Eakins B W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24

- Autin J, Leroy S, Beslier M O, et al. 2009. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophys J Int*, 180: 501–519
- Barckhausen U, Roeser H A. 2004. Seafloor Spreading Anomalies in the South China Sea Revisited. Washington: Amer Geophysical Union. 149
- Bosworth W, Huchon P, McClay K. 2005. The Red Sea and gulf of Aden Basins. *J Afr Earth Sci*, 43: 334–378
- Braitenberg C, Wienecke S, Wang Y. 2006. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *J Geophys Res*, 111: B05407, doi: 10.1029/2005JB003938
- Briais A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic-anomalies and sea-floor spreading stages in the South China Sea-implications for the Tertiary tectonics of southeast-Asia. *J Geophys Res*, 98: 6299–6328
- 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
- Clift P, Lin H. 2001. Preferential mantle lithospheric extension under the South China margin. *Mar Petrol Geol*, 18: 929–945
- Clift P, Lin J, Barckhausen U. 2002. Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust during continental break-up in the South China Sea. *Mar Petrol Geol*, 19: 951–970
- Fournier M, Bellahsen N, Fabbri O, et al. 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin. *Geochem Geophys Geosyst*, 5: 1–24
- Fournier M, Huchon P, Khanbari K, et al. 2007. Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults? *Geochem Geophys Geosyst*, 8: Q03007, doi: 10.1029/2006GC001526
- Franke D, Barckhausen U, Baristean N, et al. 2011. The continent-ocean transition at the southeastern margin of the South China Sea. *Mar Petrol Geol*, 28: 1187–1204
- Hayes D E, Nissen S S. 2005. The South China Sea margins: Implications for rifting contrasts. *Earth Planet Sci Lett*, 237: 601–616
- Hayes D E, Nissen S S, Buhl P, et al. 1995. Throughgoing crustal faults along the northern margin of the South China Sea and their role in crustal extension. *J Geophys Res*, 100: 22435–22446
- Hsu S K, Yeh Y C, Doo W B, et al. 2004. New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications. *Mar Geophys Res*, 25: 29–44
- Huisman R, Beaumont C. 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473: 74–78
- Hutchison C S. 1996. The ‘Rajang accretionary prism’ and ‘Lupar Line’ problem of Borneo. *Geol Soc*, 106: 247–261
- Hutchison C S, Vijayan V R. 2010. What are the Spratly Islands? *J Asian Earth Sci*, 39: 371–385
- Jahn B M, Chen P Y, Yen T P. 1976. Rb-Sr ages of granitic rocks in southeastern China and their tectonic significance. *Geol Soc Am Bull*, 87: 763–776
- Le Pichon X, Sibuet J. 1981. Passive margins: A model of formation. *J Geophys Res*, 86: 3708–3720
- Leroy S, D’Acremont E, Tiberi C, et al. 2010. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: Implications for plume-ridge interaction. *Earth Planet Sci Lett*, 293: 140–153
- Li C F, Zhou Z Y, Li J B, et al. 2007. Structures of the northeasternmost South China Sea continental margin and ocean basin: Geophysical constraints and tectonic implications. *Mar Geophys Res*, 28: 59–79
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35: 179–182
- Lister G S, Etheridge M A, Symonds P A. 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14: 246–250
- Lister G S, Etheridge M A, Symonds P A. 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10: 1038–1064
- Ludmann T, Wong H K. 1999. Neotectonic regime on the passive continental margin of the northern South China Sea. *Tectonophysics*, 311: 113–138
- McKenzie D. 1978. Some remarks on development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci Lett*, 40: 25–32
- Nissen S S, Hayes D E, Buhl P, et al. 1995. Deep penetration seismic-soundings across the northern margin of the South China Sea. *J Geophys Res*, 100: 22407–22433
- Nissen S S, Hayes D E, Yao B C, et al. 1995. Gravity, heat-flow, and seismic constraints on the processes of crustal extension-northern margin of the South China Sea. *J Geophys Res*, 100: 22447–22483
- Schluter H U, Hinz K, Block M. 1996. Tectono-stratigraphic terranes and detachment faulting of the South China Sea and Sulu Sea. *Mar Geol*, 130: 39–78
- Sclater J G, Christie P. 1980. Continental stretching-An explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *J Geophys Res*, 85: 3711–3739

- Sewell R J, Campbell S. 1997. Geochemistry of coeval Mesozoic plutonic and volcanic suites in Hong Kong. *J Geol Soc*, 154: 1053–1066
- Shi X B, Burov E, Leroy S, et al. 2005. Intrusion and its implication for subsidence: A case from the Baiyun Sag, on the northern margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 407: 117–134
- Su D, White N, McKenzie D. 1989. Extension and subsidence of the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Basin Res*, 2: 205–222
- Taylor B, Hayes D E. 1983. Origin and history of the South China Sea Basin. *Geophys Monogr Ser*, 27: 23–56
- Taylor B, Hayes D E. 1980. The tectonic evolution of the South China Basin. *Geophys Monograph*, 23: 89–104
- Wernicke B. 1981. Low-angle normal faults in the basin and range province-nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645–648
- Yan P, Zhou D, Liu Z S. 2001. A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 338: 1–21
- Yeh Y C, Sibuet J C, Hsu S K, et al. 2010. Tectonic evolution of the Northeastern South China Sea from seismic interpretation. *J Geophys Res*, 115: B06103, doi: 10.1029/2009JB006354
- Zhou D, Ru K, Chen H Z. 1995. Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region. *Tectonophysics*, 251: 161–17