https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.135

南海西南次海盆地壳岩石圈伸展破裂过程的构造、沉积和岩浆作用记录

任建业[1,2],罗 盼[3],高圆圆[2],王后金[1,4],雷 超[1,2],巢 鹏[2]

1. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州),广东广州 511458
2. 中国地质大学海洋学院,湖北武汉 430074
3. 中国石油化工股份有限公司石油物探技术研究院,江苏南京 211103
4. 自然资源部广州海洋地质调查局,广东广州 511458

摘 要: 基于跨南海西南次海盆V型尖端区共轭被动大陆边缘的1 000 km长的深反射地震剖面的解释和分析,深入研究南海临界破裂区地壳结构、盆地构造地层格架和岩浆作用特征,阐明地壳岩石圈的伸展破裂过程.结果表明,在南海西南次海盆共轭陆缘可以识别出3条一级界面,即海底、基底(Tg/Tb)和Moho面,根据这些界面可将共轭边缘划分为箱型域、细颈域、楔型域和薄箱型域等多个地壳基底结构构造特征显著不同的构造单元;在西南次海盆V型尖端陆缘盆地充填序列中识别出岩石圈裂解分离的响应界面,即裂后不整合界面T50/Tm,该界面与基底面Tg/Tb限定了陆缘盆地的同裂陷沉积充填序列,其内发育了T70、T60两条重要的幕式构造响应界面,控制了早期高角度正断层控制的断陷盆地系(Tg-T70)、中期拆离断层控制的拆离盆地系(T70-T60)和晚期断坳转换作用控制的坳陷盆地(T60-T50);西南次海盆V型尖端薄箱型域属于原洋洋壳域,为岩浆型地壳,代表了岩石圈临近裂解分离、但支撑稳定态海底扩张的地幔对流系统还未完全建立起来之前的"临界破裂"状态,发育于23.5~15.5 Ma(T60-Tm)期间.综合考虑地壳初始厚度、断裂活动性和不同时期的盆地原型等,运用平衡剖面技术重建了西南次海盆V型尖端共轭边缘的发育演化过程,建立了南海西南次海盆临界破裂区构造-地层-岩浆相互作用模式,揭示了南海陆缘岩石圈伸展破裂机制.本研究具有重要的理论意义,并对南海的深水油气勘探具有重大的实际应用价值.

关键词: 南海;临界破裂区;西南次海盆;拆离断层;伸展破裂模式;海洋地质学.

中图分类号: P736 **文章编号:** 1000-2383(2022)07-2287-16 **收稿日期:** 2022-03-20

Structural, Sedimentary and Magmatic Records during Continental Breakup at Southwest Sub-Basin of South China Sea

Ren Jianye[1,2], Luo Pan[3], Gao Yuanyuan[2], Wang Houjin[1,4], Lei Chao[1,2], Chao Peng[2]

1. *Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou* 511458, *China*
2. *College of Marine Science and Technology, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *China*
3. *SINOPEC Geophysical Research Institute, Nanjing* 211103, *China*
4. *Guangzhou Marine Geological Survey of Ministry of Natural Resources, Guangzhou* 511458, *China*

基金项目: 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(No. GML2019ZD0208);国家自然科学基金项目(No. 41830537).

作者简介: 任建业(1963-),男,教授,博士生导师,主要从事海洋地质学和沉积盆地动力学分析方面的教学和科研. ORCID:0000-0003-0780-651X. E-mail:jyren@cug.edu.cn

引用格式: 任建业,罗盼,高圆圆,王后金,雷超,巢鹏,2022.南海西南次海盆地壳岩石圈伸展破裂过程的构造、沉积和岩浆作用记录.地球科学,47(7):2287-2302.

Citation: Ren Jianye, Luo Pan, Gao Yuanyuan, Wang Houjin, Lei Chao, Chao Peng, 2022. Structural, Sedimentary and Magmatic Records during Continental Breakup at Southwest Sub-Basin of South China Sea. *Earth Science*, 47(7): 2287-2302.

Abstract: Based on the interpretation and analysis of 1 000 km long deep reflection seismic sections across the conjugate passive continental margins in the V-shaped tip of the Southwest sub-basin of the South China Sea, in this paper it presents a study on the basin structure, tectonic style and the extension progress of continental lithosphere in the final breakup area of South China Sea. Three first order surfaces can be recognized in the SW South China Sea: seafloor, Tg/Tm and Moho. The relationship between these three surfaces can be used to define the box-shape domain, necking domain, wedge shape domain and thin box-shape domain. In the V-shaped SW sub-basin, T50/Tm corresponds to the lithosphere breakup surface, which is also named as the breakup unconformity. This interface and the basement surface (Tg/Tm) define the syn-rifting deposition filling sequence of the continental margin basin. Two important episodic structures, T70 and T60, have developed within it. The surfaces of Tg and T70 constrained the formation of early faulted basin system which was controlled by high-angle normal faults. The surfaces of T70 and T60 controlled the development of detachment basin. The surfaces of T60 and T50 constrained the formation of sag basins. In this paper it shows that the thin box-shape domain belongs to the proto-oceanic domain. The nature of this area consists of magmatic ocean, representing the final breakup process before the formation of mantle convection system in which the lithosphere was close to disintegration and separation, but the steady-state seafloor spreading had not been fully established. The thin box-shape domain developed between the T60 and Tm. Considering the initial crustal thickness, fault activity, and basin prototypes during different periods, and applying the balanced profile technology, the development progress of V-shaped tip at the SW sub-basin has been reconstructed. The structure-stratigraphic-magma interaction model of the final breakup domain in the SW sub-basin of the South China Sea has been established, revealing the extension and breakup mechanism of the continental margin lithosphere in the South China Sea. This mechanism has important theoretical significance, and has great practical application value for deep-water oil and gas exploration in the South China Sea.

Key words: South China Sea; final breakup area; southwest sub-basin; detachment fault; extension breakup model; marine geology.

临界破裂(final breakup)意指地壳岩石圈发生超伸展减薄到最终裂解分离的伸展破裂过程,相关信息主要留存于被动大陆边缘远端带(distal domain)和洋陆转换带(ocean-continent transition,简称OCT)内.南海是东南亚最大的边缘海之一,其临界破裂区主要环绕洋壳的北部、西部和南部周缘发育.近年来,无论是产业部门的深水油气勘探,还是IODP等重要科学钻探计划,都涉及到了南海北部陆缘临界破裂区的研究,并在该区域的地壳岩石圈结构构造、深水-超深水盆地发育和岩石圈伸展破裂过程等方面取得了显著进展(李家彪,2011;任建业等,2018;林间等,2019;Sun *et al.*,2019;Wang,2019;庞雄等,2021).

本文选择位于南海西南次海盆西部的V型尖端区开展岩石圈临界破裂过程和深水盆地发育演化的研究,主要基于该区跨共轭陆缘的1 000 km长的地震剖面(图1)精细的地质解释、处理和制图,识别和解析南海陆缘深水盆地临界破裂过程中形成的重要构造变革界面、控凹断层的几何学特征,确立盆地的结构样式,建立盆地的构造-地层格架;鉴别陆缘岩石圈临界破裂过程中岩浆作用的特征,明确远端边缘-原洋洋壳域岩浆作用的时空分布规律和规模;以岩石圈伸展破裂的新理论(Peron-Pinvidic *et al.*,2019)为指导,阐明南海陆缘临界破裂区岩石圈拉伸破裂过程.本研究将有助于从理论上阐明南海陆缘岩石圈的伸展破裂过程,深化被动陆缘深水-超深水成盆机制的认识.此外,南海是我国唯一的和最为现实的深水-超深水油气勘探区,这类盆地主要发育伸展岩石圈的临界破裂区,因此,对临界破裂区内盆地原型,结构构造、构造地层格架和构造-地层-岩浆相互作用模式的研究对于

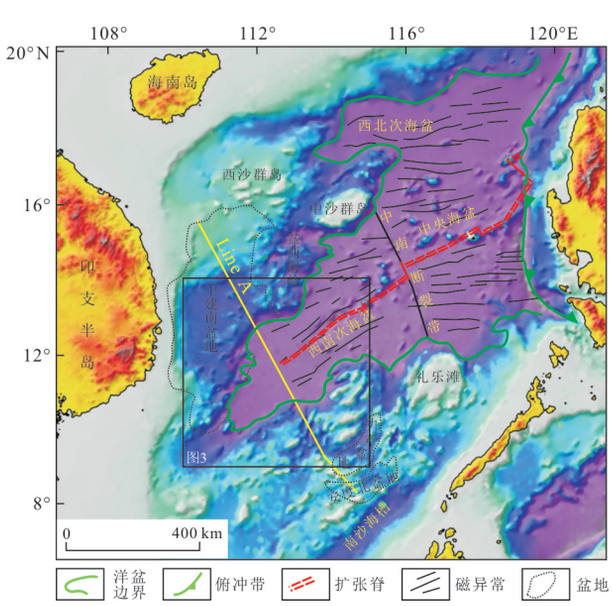

图1 研究区和测线Line A的位置

Fig.1 The research area and the location of Line A

南海深水-超深水盆地油气勘探具有重要的实际应用价值.

1　区域地质概况

南海是东南亚陆缘最大的边缘海之一,处于特提斯和环太平洋两大超级汇聚带的交汇处,受欧亚、印支和太平洋三大板块相互作用的控制,具有独特的大地构造背景.南海地区白垩纪末期开始的伸展作用与太平洋一侧板块的俯冲后撤密切相关,导致岩石圈伸展减薄,并形成一系列小型的"盆岭"型断陷盆地系(Lei *et al.*, 2021).晚始新世开始的全球板块运动重组事件将南海及其周缘地区划分为盆地结构样式和动力学变形机制显著不同的两个区域,即"俯冲拖曳构造区"和"挤出逃逸构造区"(任建业和雷超,2011).俯冲拖曳构造区主要受古南海向婆罗洲之下的俯冲作用控制,该俯冲作用较早期被认为是45 Ma左右印度-澳大利亚板块对苏门答腊及其北部南海的挤压作用导致的(Hall, 2009),近年来一些学者通过巴拉望岛上保留的代表俯冲作用开始的蛇绿岩套变质底板原岩的U-Pb锆石定年确定为34～35 Ma(Keenan *et al.*,2016).

古南海向南俯冲,必然导致华南陆缘岩石圈处于拉伸减薄的状态,早期的小型断陷盆地规模将变大,如珠江口、琼东南和北部湾盆地等,古南海俯冲拖拽也最终在32 Ma时导致岩石圈裂解分离、洋壳开始扩张.最早的海底扩张区为南海的西北次海盆,持续到25 Ma左右西北次海盆停止扩张.然后,洋壳扩张作用跃迁到中央海盆和西南次海盆,扩张中心呈NE-SW向延伸,并由东向西渐次扩张(Taylor and Hayes, 1983; Briais *et al.*, 1993; Sibuet *et al.*, 2016; Chen *et al.*, 2020),使得西南次海盆在形态上是一个开口向北东的"V"型盆地,水深在4 300 m左右.

西南次海盆是南海最晚扩张而形成的海盆(图1),其西北缘为中沙-西沙群岛所在的大陆边缘,东南缘为南沙群岛所在的大陆边缘,东侧与中央海盆相接.西南次海盆两侧陆缘地壳厚度约为12～20 km,为减薄的陆壳(Qiu *et al.*, 2011; Pichot *et al.*, 2014),发育有大量的断陷盆地.南海西南次海盆北部伸展陆缘非常宽,达到790 km,几乎是南海西北次海盆和中央海盆北部伸展陆缘的2倍(后者为400 km),加上南海西南次海盆南部陆缘伸展陆壳的宽度440 km,伸展陆壳的总宽度达到了1 230 km,规模大于美国西部900 km长的盆岭省(Parsons, 1995),属于世界上最宽的伸展大陆边缘之一.一些学者(如Li *et al.*, 2014)曾根据磁异常条带和IODP349航次钻孔数据,计算出中央海盆和西南次海盆的全扩张速率分别为20～80 mm/a和35～50 mm/a;因此,中央海盆属中-慢速扩张,而西南次海盆属慢速扩张.

中中新世初期,古南海洋壳完全俯冲到婆罗洲和卡加延岛弧之下,南沙地块-礼乐地块-北巴拉望地块相继与婆罗洲地块发生陆陆碰撞,形成了影响整个南部陆缘的区域性不整合界面,这次造山事件一般被称为沙巴造山运动,不仅导致了古南海的俯冲消亡,也使得南海扩张作用停止(Cullen *et al.*, 2010).

南海东部的重要构造事件是中新世开始的澳洲板块与菲律宾海板块的碰撞,并持续推动其向北运移和顺时针旋转楔入到欧亚板块和太平洋板块之间.这一作用导致了南海洋壳沿马尼拉海沟的大规模俯冲消亡(Chang *et al.*, 2009; Arfai *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2016)、台湾的弧陆碰撞及其增生造山作用的开始.

2　西南次海盆共轭陆缘一级界面与地壳形态特征

2.1　一级界面

图2为本研究选取的Line A测线的区域地震剖面、解释的时间剖面和转换的深度剖面,剖面呈NW-SE向,长度近1 000 km.为了下面的描述方便,将该测线上传统划分的洋盆边界(图1)范围标定为"西南次海盆",其北部和南部则分别为"北部陆缘"和"南部陆缘"(图2b).在西南次海盆中线性磁异常带由东向西逐渐变窄收敛,并在接近Line A测线的不远处消失(图1),过Line A测线继续向SW方向,沿西南次海盆洋壳分布的高重力异常区逐渐变窄,进而变为整体低异常背景之上的局部点状分布的高重力异常(图3).

在地震剖面上,海底面代表沉积物的顶界面,是被动陆缘最容易识别的一条一级界面.如图2所示,北部陆缘开始,即0 km处,海底位于双程时间(TWT)0.5 s左右,向南东方向,除了局部的海底峡谷和海山形成的微地形起伏之外,整体上表现为两个下降的海底台阶;北部台阶为0～200 km,海底界面由双程时间0.5 s下降到3.75 s,为向南缓倾的斜坡,南部台阶开始的一段(200～330 km)比较平坦

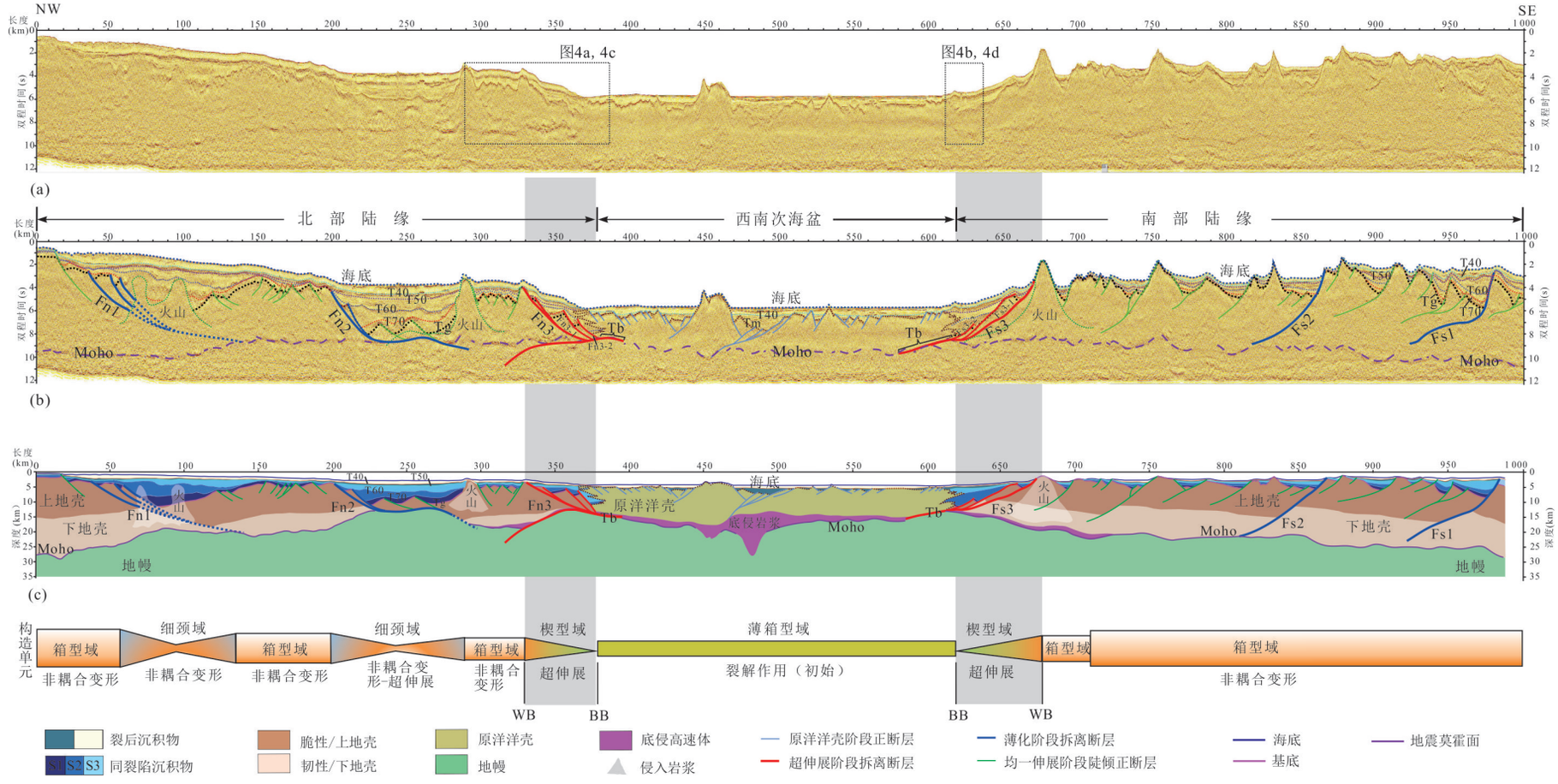

图2 Line A测线剖面构造地层解释图和深度剖面图(测线位置见图1)

Fig.2 The structural stratigraphic interpretation and depth section of Line A (location see Fig.1)

a.地震剖面；b.解释的时间剖面；c.转换的深度剖面(带解释)

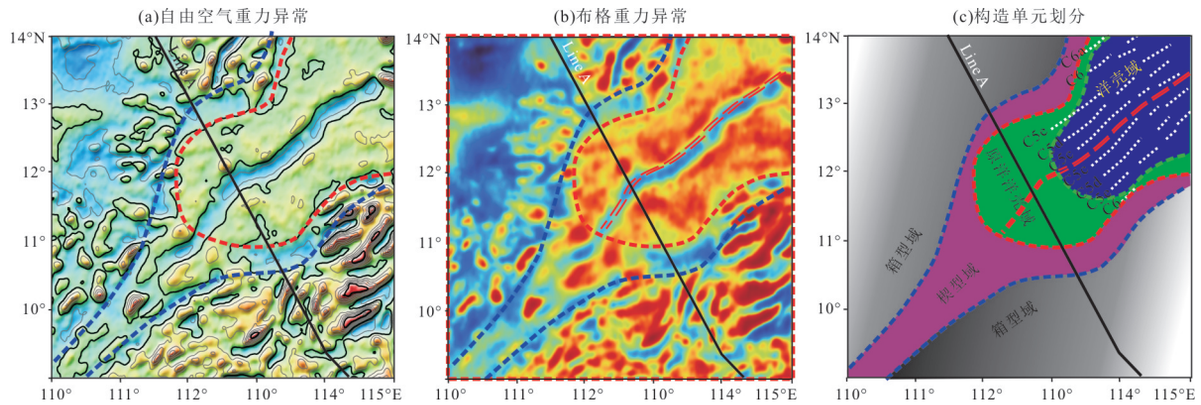

图 3　V 型尖端重力异常和构造单元划分(位置见图 1)

Fig.3　The gravity anomaly and division of structural domains in the V-shaped tip (location see Fig. 1)

(双程时间 3.75～3.5 s),然后快速下降,到 370 km 下降到 5.5 s. 在西南次海盆区段(370～610 km),除了 450～470 km 之间存在一个海山形成的海底地形波动之外,海底基本保持水平状态,深度为双程时间 5.5 s. 由于海底峡谷和海山的影响,南部边缘的海底界面起伏变化比较频繁,但是也可以大体上划分为 3 个台阶,靠近西南次海盆的北部台阶(610～676 km)海底由双程时间 5.5 s 快速上升到海山顶部的双程时间 1.7 s 左右,形成向北倾斜的陡坡. 过了这个海山向南一直到 878 km(即剖面上的 676～878 km)为南部陆缘的中部区段,海底界面的平均深度为双程时间 3.4 s 左右,878～1 000 km 之间为南部边缘的南部区段,海底界面的平均深度为双程时间 2.0 s.

基底界面(Tg/Tb)对应的是声波基底,在地震剖面上表现为高振幅强反射特征,分隔下部的声学基底和上部的连续反射. 在测线上北部陆缘,Tg 界面表现为被正断层切割的台阶式形态,并常常被岩浆底辟刺穿. 测线的 NW 端(0～15 km),Tg 界面是最浅的,深度只有双程时间 1.2 s 左右,一直到 60 km 都不太深,在 2.5～3 s 之间. 较浅的区段还有 140～200 km 和 295～330 km,Tg 界面的深度分别为双程时间 4 s 和 4.8 s,这些区段的 Tg 界面被小正断层切割. 110 km 位置 Tg 较深,达到 6 s 深度,旁边火山占据的位置可能更深. 此外,220～270 km 和 330～380 km 这 2 个部位也是 Tg 界面被断陷很深的位置,220～270 km 区段的 Tg 达到了双程时间 8 s 的深度.

在 330～380 km 区段,Tg 界面台阶式断陷加深,在 360～370 km 之间还可识别出断块内的 Tg(见图 4a 中的基底顶界面 1 和图 4c 中基底顶界面 Tg),但更深的部位难以识别,380 km 位置延伸到 8.5～9 s 的位置已经处于地壳的尖灭端位置. 地壳尖端外,则是与 Moho 面重叠的拆离断面,为新生的基底,时代要远远晚于 Tg,标注为 Tb. 值得注意的是,从 360 km 开始,深度位于双程时间～6 s 的位置,也有一条显著的界面可能被识别为基底界面(见图 4a 中的基底顶界面 2 和图 4c 中基底顶界面 Tm),下文会详细描述;Tm 界面实际上为原洋洋壳中与 S3 构造层序同期发育的火山岩的顶界面,从成因属性上来说应该是发育在原洋洋壳域的裂后不整合界面.

在西南次海盆 580～610 km 区段,上述 Tb 界面再次出现,610 km 位置是南部陆缘地壳的尖灭端,610～676 km,Tg 界面再次出现在 Tm 界面之下(图 4b、4d 中的基底顶界面 1、2 和 Tg、Tm),并由双程时间～8 s 的深部快速台阶式上升到～2 s 位置;之后一直到测线的 1 000 km 处,尽管有一系列小断层切割和海山刺穿,使得 Tg 界面出现起伏,但整个南部陆缘 Tg 界面基本保持在双程时间 4.8～5 s 的深度.

关于 Tg 和 Tb 界面有必要进一步强调,在南海北部陆缘 Tg(油田产业部门有时候标注为 T100)界面是新生代伸展盆地开始的界面,属于燕山运动末期,华南大陆的剥蚀夷平界面;而 Tb 界面是华南大陆岩石圈在新生代伸展作用期间新生的基底界面,多出现在地壳强烈伸展区、洋陆转换带(或原洋洋壳区)和洋壳区域. 在地壳强烈伸展区,Tb 界面往往是拆离断层面,下伏中下地壳的岩石;在洋陆转换带或原洋洋壳区,Tb 界面也是拆离断层,不过下伏地幔岩石;在洋壳区,Tb 界面则为洋壳的顶界面. 因此,Tb 基底界面的地质属性是变化的,这种变化表现为由陆向洋方向,该界面下伏越来越深的岩石.

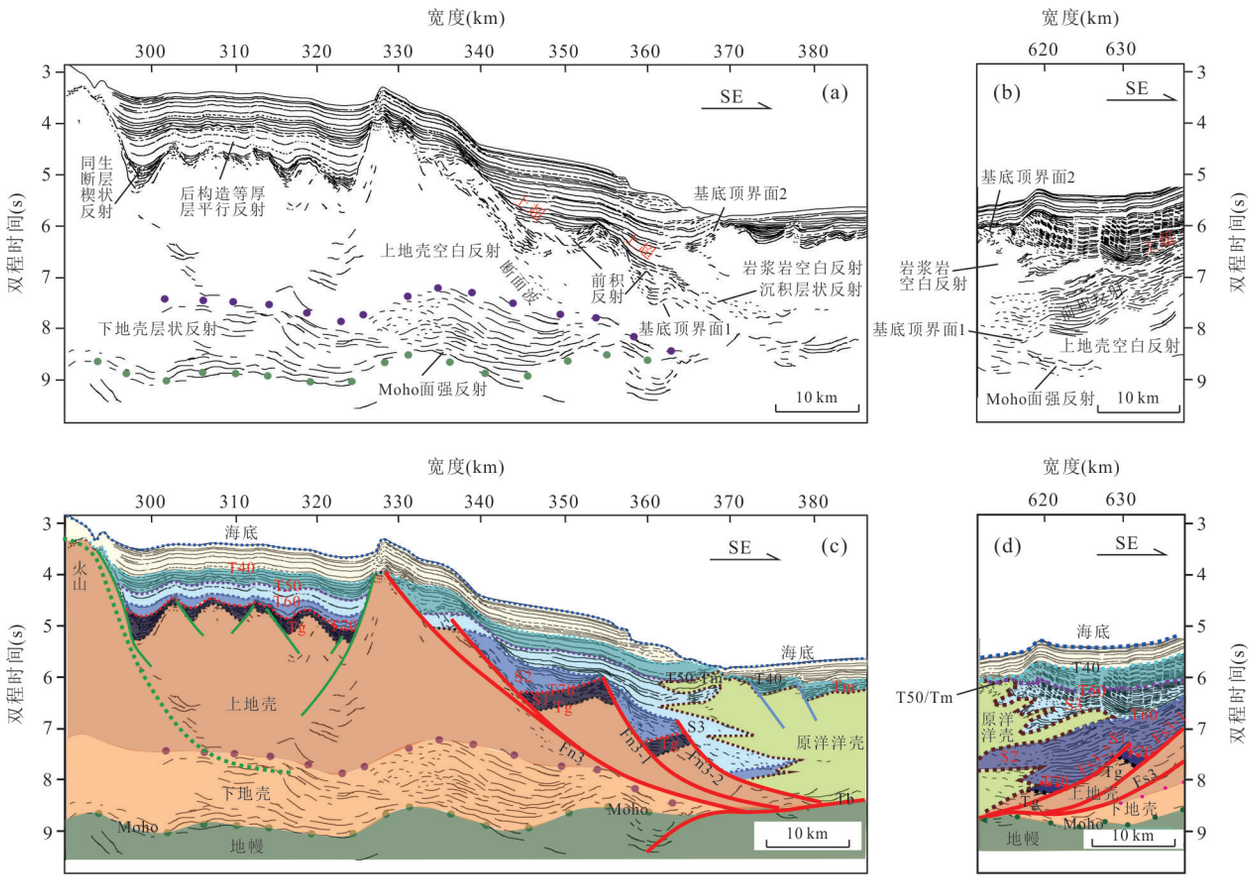

图 4 Line A 测线共轭陆缘线描图(a、b);地壳基底和陆缘盆地构造地层解释图(c、d)(位置见图 2)

Fig.4 Line drawing of part of Line A (a, b); the interpretation of interfaces and structures and nature of basement and sedimentary sections(c, d)(location see Fig. 2)

测线中地壳的 Moho 面比较清晰,表现为高振幅、中等连续的强反射同相轴,在时间剖面上(图 2,图 4)一般处于双程反射时间 9 s 的深度;且整个剖面上该界面表现为近水平状态,只是在测线的 SE 端(图 2),Moho 界面向下弯曲加深,这与南海南部南沙海槽正在发展中的碰撞前陆挤压造山作用有关. 另外,在图 2c 中的深度剖面上 330 km 处开始向西南次海盆方向,Moho 面于 18 km 深度开始逐渐抬升,最终在 380 km 处抬升到 14 km 深度,并和 Tg 界面汇聚相交到一起. 在西南次海盆区段(大体为 380~610 km)Moho 面反射不清晰,仅局部可见. 610 km 位置 Moho 面大体在 14 km 深度,并与 Tg 界面相交,继续向 SE 方向,Moho 面又加深,到 676 km 位置加深至 20 km 左右(图 2c),880 km 之后向测线的东南端加深到 25 km 的深度位置.

2.2 地壳构造单元划分

图 2c 为地震测线 Line A 的深度转换剖面. 分析该剖面上的海底面、基底面(Tg/Tb)和 Moho 面 3 个一级界面之间的关系,可以确定出 3 个一级分层,即由海底和基底限定的可压实的沉积层、基底和 Moho 面限定的地震基底层(地壳)以及 Moho 面之下的地幔岩石圈.

地壳构造单元的划分主要是以基底面(Tg/Tb)和 Moho 面限定的地壳的形态、结构和变形特征等为依据,由于 Line A 测线上西南次海盆新生地壳的特殊性(为原洋洋壳,但是构造演化上又属于同裂陷阶段,详见下文),以及 Tb 界面与 Moho 面是重叠的关系,针对西南次海盆构造单元的确定来考虑 Tm 界面与 Moho 面之间的关系.

横跨共轭陆缘地壳的厚度形态表现出规律性的变化. 在测线的西南次海盆区域,考虑整体上的形态,Tm 面(包络面)平行 Moho 面,剖面上呈矩形且比较薄,称之为“薄箱型域”(图 2),厚度为 8~9 km. 西南次海盆向南北两端洋陆过渡的位置,基底和 Moho 之间的地壳形态呈楔形,楔形尖端的位置地壳厚度减薄到零(分别在 380 km 和 610 km 位置),而分别向北、向南到 330 km、676 km 位置,基底 Tg 和 Moho 面之间由楔形转变为平行型,330~

380 km 和 610～676 km 之间为“楔型域”(图 2),厚度由零变为 14 km 左右. 与楔型域相邻的箱型域,其地壳厚度较之西南次海盆的薄箱型域要大. 北部陆缘与楔型域相邻的箱型域位于 290～330 km 之间,地壳厚度为 14 km;从 676 km 开始向南的整个南部陆缘基底包络面和 Moho 面大体平行,整体构成箱型域,地壳厚度靠近楔型域(676～700 km)稍薄,为 15 km 左右,从 700 km 往南厚度变化不明显,平均厚度在 20 km 左右(图 2c).

在北部边缘,还有两个地壳厚度显著薄化的细颈域(图 2c),一个在 100 km 前后位置,地壳薄化到了 10 km 左右;另一个在 250 km 前后位置,地壳更薄,厚度不到 5 km. 与这两个细颈域相间隔的是 3 个地壳厚度较大、Moho 面和基底界面基本平行的“箱型域”,在 0～60 km 范围内,Tg 与 Moho 面平行,地壳的厚度为 25～28 km;135～200 km 和 290～330 km 之间,Tg 与 Moho 面也大体平行,构成“箱型域”,厚度在 12～15 km 之间.

因此,横跨南海西南次海盆 V 型尖端共轭陆缘的 Line A 测线上,从陆向洋可以划分出箱型域、细颈域、楔型域和薄箱型域多个构造单元. 箱型域内地壳发生薄化,但是 Tg 和 Moho 面大致保持平行状态,地壳厚度为 12～25 km,在北部陆缘的 3 个箱型域内地壳厚度从北向南(向洋方向)渐次薄化,宽度也渐次变小;细颈域中地壳发生强烈的薄化,有的部分可以薄化到 8 km 之下,地壳已经完全脆化,Tg 和 Moho 面不再平行,但是地壳没有完全破裂,没有地幔剥露;楔型域内地壳发生强烈薄化,且向洋的方向上,Tg 和 Moho 面逐渐汇聚,在地壳破裂的地方 Tg 和 Moho 相交,地壳断面形态为向洋方向尖灭的楔形. 楔型域向洋的方向与薄箱型域之间为地壳破裂边界(BB),楔型域向陆的方向与箱型域之间为楔型作用边界(WB),WB 的两侧基底和 Moho 面之间地壳形态发生改变. 而 BB 的两侧是不同成分的物质,向陆一侧为减薄的地壳,向洋一侧则为岩浆增生的洋壳/原洋洋壳(见下文),所以 BB 在磁异常图中最易识别. 如果研究区发育正常的洋壳,通过磁异常条带的记录,原洋洋壳和正常稳定扩张的洋壳之间的边界是比较容易识别的.

基于 Line A 测线的解释,结合区内地壳厚度图、自由空间重力异常图、布格重力异常和磁异常图的分析,编制了南海西南次盆 V 型尖端临界破裂区的构造单元划分平面图(图 3),该图只显示了洋壳(原洋洋壳)相邻的构造单元. 图中薄箱型域向洋一侧边界为正常磁异常条带边界,在西南次海盆 V 型尖端,薄箱型域延伸范围比正常洋壳宽广. 楔型域宽度从几到几十千米范围内不等,相对于薄箱型域,在平面上继续向西南方向延伸,在 110°～112°E 和 9°～11°N 范围内地壳未发生破裂,仅发育楔型域,该边界和布格重力异常以及水深图异常具有较好的耦合性. 箱型域则以临界破裂区向陆一侧边界为界.

3　陆缘盆地构造地层格架

3.1　构造界面

同生盆地的构造活动过程通过同沉积地层的厚度变化记录下来,特别是靠近物源区的盆地,多为补偿型盆地,构造活动特征比较容易确定. 远离源区的盆地为欠补偿盆地,控盆边界断层即使不活动,其断崖仍可持续保留,导致断层的活动过程难以确定,尽管有些情况下仍然可以根据断裂两侧的地层厚度是否一致来推断. 具体到本文研究的测线 Line A,北部陆缘的盆地同沉积地层厚度大,可以有效地根据地层厚度变化确定断层的活动性和盆地的原型结构(图 2b);西南次海盆地层也有一定的厚度,特别是断层活动期(图 2b 中浅蓝色断层)控制了楔形地层厚度的显著变化;相较之下,南部陆缘盆地则表现为典型的欠补偿盆地,不少断崖即使在现代海底仍然比较明显(图 2b).

共轭陆缘盆地中的 2 个一级界面 Tg/Tb 和海底界面限定了陆缘盆地的沉积充填地层. 在北部陆缘盆地的这套地层中(Tg-海底),根据井震标定和前人的解释成果,还可以识别出 T70、T60、T50 和 T40 等界面. 小型的正断层(图 2b、2c 中的绿色断层)多延伸到 T70 界面停止活动,在这些小型正断层活动时期(Tg-T70),断层产状是处于地表的高角度正断层,切穿基底界面向下延伸,但向下延伸的距离一般不大,到中下地壳韧性层即消失. 蓝色的断层(Fn1 和 Fn2)规模较大,可以一直延伸到 Moho 界面,剖面上呈上陡下缓的铲式形态,为陆缘拆离断层,导致了地壳的显著薄化,控制了北部陆缘细颈域及其内拆离盆地的发育;同时使得早期的小型正断层(图 2 中的绿色断层)卷入拆离断层上盘的掀斜作用而发生变位,使得有些早期断层倾角变缓. 根据地震剖面解释(图 2b),这些拆离断层(即 Fn1 和 Fn2)向上延伸被 T60 界面削截,因此其活动时间

可以确定为T70-T60时期.由此可见,T70和T60界面都是陆缘盆地充填序列中不同时期发育的断坳转换面.尽管少数断层可以一直延伸到T50界面才停止活动,但是,T60-T50时期的地层厚度变化已非早先断层控制的楔形,而是中间厚向两侧变薄的碟形形态;T60界面之上地层表现出上超式反射结构,而T50界面之上则为平行式或披覆式地层结构,且T50上覆地层基本等厚,为构造平静期沉积.

在西南次海盆中,Tb和海底界面限定的沉积充填地层中可以识别出一条显著的界面Tm(图2,图4),为中-强振幅、中-高连续的、中频反射.该界面位于双程时间~6 s的位置,被一系列小正断层切割有明显的起伏变化.Tm面之上早期的地层(Tm-T40)为断陷式沉积,到T40界面之上地层连续性较好,呈水平状披覆,在斜坡处显示上超反射结构现象.Tm界面之下为透明反射体,被解释为岩浆作用的产物(见下文).在445~470 km区段的中央海山位置,Tm界面与海底界面几乎一致,到西南次海盆边缘,与北部陆缘和南部陆缘过渡,Tm与T50界面相连(图4).

根据地震剖面解释,Tm界面可以和IODP349钻井标定的扩张结束的年龄(Li *et al.*, 2014)对比,代表西南次海盆V型尖端洋壳开始扩张的时间;此外,在地震剖面上西南次海盆的Tm界面与北部和南部陆缘的T50界面侧向上连接,因此,可以确定Tm/T50界面为西南次海盆陆缘盆地的裂后不整合界面.

3.2 构造层序

北部陆缘和南部陆缘的Tg和T50以及西南次海盆中的Tb和Tm界面限定了盆地的同裂陷层序.在北部和南部陆缘,以同裂陷层序中的T70和T60为界由下而上可以划分出S1(Tg-T70之间)、S2(T70-T60之间)和S3(T60-T50之间)三个构造层序,在北部陆缘这3个构造层序的形态主要表现为断层控制的楔形(S1和S2)和断坳型或碟形(S3),而在南部陆缘沉积厚度较薄,尽管变化不明显,但是仔细观测也有类似的形态变化特征.靠近西南次海盆,这3个构造层序的结构形态发生较大的变化,这些变化受控于剖面中Fn3和Fs3拆离断层的活动及其所导致的西南次海盆的临界破裂过程,下面对其进行详细的描述.

图4剖面是西南次海盆及其与北部陆缘过渡区(图4a、4c)和南部陆缘(图4b、4c)过渡区的地震剖面反射轴线描图及其详细的构造层序格架解释图.图4a、4c的290~330 km区域属于西南次海盆北部边缘的箱型域,其内S1为连续的、高振幅反射,向断层方向增厚的楔形地层,对应同构造生长地层;S2构造层序和S3构造层序则以连续的、中-高振幅为特征,均为平行连续反射、不受断层控制的等厚层,应为后构造层;到了剖面上的330~380 km,进入北部陆缘楔型域(图4a、4c),S1变为等厚地层,并沿着向海倾斜的断层(Fn3、Fn3-1断层,可能还有Fn3-2断层,但是由于岩浆作用改造,地震剖面显示不清楚)与Tg一起向陆方向倾斜.沿Fn3、Fn3-1断层上盘,S2表现为一套高振幅、不连续反射,局部显示透明的、向断层方向增厚的反射层,并具有向T70界面下超的反射结构特征,表明楔型域内的S1为前构造层,S2属于Fn3、Fn3-1断层的同构造层.到S3构造层序发育时期,在Fn3、Fn3-1断层的上盘(图4a、4c,图2b),S3构造层序向陆方向上超于T60界面之上,并且厚度变化不大,均为后构造层.在Fn3-2断层的上盘,S2构造层序等厚,为前构造层,而S3构造层序明显加厚,为同构造层;而且由陆向海,S3构造层序由层状反射转变为透明反射,在360~380 km区段,可见层状反射和透明状反射之间的指状交叉接触关系(图4),本文将其解释为Fn3-2断层活动时期沉积作用和火山喷溢交替发育所形成的反射结构.

类似的构造活动性及其所控制的构造层序的发育特征在南部边缘的楔型域中也存在.如图2、图4b、图4c所示,在楔型域内,S1为等厚地层,沿着向海倾斜的断层与Tg一起向陆方向倾斜;S2表现为一套高振幅、不连续反射,局部显示透明的、向Fs3和Fs3-1及Fs3-2断层方向均有增厚的反射层,并具有向T70界面下超的反射结构特征,表明这个区域的S1为前构造层,S2属于同构造层.在Fs3、Fs3-1和Fs3-2断层之上,S3构造层序均表现出向陆方向上超于T60界面之上,并且厚度变化不大,均为后构造层.不过,进一步向洋方向S3构造层序具有加厚的趋势,而且由陆向海,S3构造层序由层状反射转变为透明反射,推测更靠近洋盆,其受控于已被岩浆淹没改造的断层.在610~630 km区段,可见层状反射和透明状反射之间的指状交叉接触关系(图4b、4d).

综合上述3个同裂陷层序S1、S2和S3的区域结构形态变化,可以看到,S1构造层序发育时期,整

个Line A测线范围内均一伸展,形成小型高角度正断层控制的盆岭式断陷系;S2构造层序发育时期,主要的活动中心开始集中在Fn1、Fn2和Fn3、Fs3拆离断层控制的多点区域;S3构造层序发育时期,北部陆缘的Fn1、Fn2拆离断层控制区和南部陆缘的Fs1、Fs2拆离断层控制区进入到断坳转换构造活动时期,断层基本不再活动,断层活动区主要集中在了Fn3和Fs3进一步靠近最终破裂方向的分支断层控制区.因此,由早到晚,构造的活动性显示出由两侧的陆缘向西南次海盆中央迁移集中的规律.

4　同裂陷期的岩浆作用

确定岩浆增生作用,尤其是侵入型的岩浆作用是比较困难的,解释也比较人为化,在许多被动大陆边缘,这方面的研究基本上也是以地震剖面的解释推断为依据.在研究区的裂后期层序中可以识别出很多岩床、岩墙、火山结构等岩浆岩,但这些不是本文研究的重点,因为这类岩浆的产生是在地壳裂解分离之后,并且对先前的裂陷作用、地壳减薄没有影响.下面着重描述构成西南次海盆原洋洋壳的岩浆作用.

在Line A测线上,北部陆缘靠近西南次海盆的地壳楔型域从330 km开始(图2构造单元中的WB线)向洋方向逐渐薄化,到380 km处地壳薄化到零(图2构造单元中的*BB*线).随着地壳向洋方向的薄化到尖灭,沉积层向洋方向反而逐渐增厚.在370 km往南可见一套透明反射体,裂后沉积物直接披覆其上,可见局部上超特征.在360～380 km之间和610～630 km之间(图4),这套透明反射体与S3构造层序呈现出指状交叉的接触关系,向剖面的深部、在透明反射体的底部,可见层状、中低幅反射为特征的S2构造层序延伸其下(图4a、4b).本文将这套巨厚的透明反射体解释为岩浆岩,考虑到这个区域OBS资料显示的深部高速体的存在和与层状反射指状交叉关系,侵入岩和火山岩均有发育,而且很可能由于岩浆岩的屏蔽作用,反射强度相对于无岩浆区的同一套地层明显减弱.S3构造层序与透明反射体之间的指状交叉接触关系是在S3构造层序内地层的沉积和火山活动多次喷溢交替所致.岩浆岩透明反射体之下可见S2构造层序,意味着S2构造层序是火山喷溢的先存地层,而岩浆喷出形成的透明反射体和S3构造层序的沉积为同一时间,岩浆活动是Line A测线上西南次海盆同裂陷演化晚期断坳转换幕的主要地质表现.

5　岩石圈伸展破裂的构造-地层-岩浆作用模式

综合前述的共轭陆缘一级界面、陆缘盆地构造层序地层格架和岩浆作用,建立了南海西南次海盆岩石圈伸展破裂以及陆缘盆地的发育演化模式,新模式试图阐明西南次海盆及其共轭陆缘的以下几个基本特征.

5.1　原洋洋壳

在共轭陆缘,Moho面是最明显和最稳定的反映陆缘结构构造的界面之一,其为地壳和地幔之间的分界面,有所谓的成分Moho面和地震Moho面之分,前者即基性-超基性岩之间的分界面,后者指地球物理速度界面,即P波速度由7 km/s突变到8 km/s的界面.在大陆地壳中,成分Moho面和地震Moho面一致,但是,在许多贫岩浆型被动大陆边缘的洋陆转换带(OCT)上,成分Moho面和地震Moho面均可出现,构成所谓的“双Moho面”(Funck *et al.*,2003;任建业等,2015),对应于地壳伸展破裂过程中剥露到海底的含水地幔(蛇纹石化前缘)及其与原始地幔之间的接触界面.在正常的洋壳中,Moho面则是新的火成岩物质(海洋地壳)和地幔之间的接触.因此,在共轭大陆边缘,Moho面所代表的物理含义和地质属性是变化的.

此外,在地震反射时间剖面上,Moho面的表观符合所谓的“10 s规则”,即地壳处于均衡状态时,Moho面会相当稳定地出现在双程时间为10 s的深度,并表现出相当的平坦度(Warner,1987).南海还比较年轻尚未完全达到热平衡,在时间地震反射剖面上,Moho面通常在9 s双程时间的深度上(任建业等,2015;Nirrengarten *et al.*,2020;Chao *et al.*,2021).

全球成熟的洋壳具有基本一致的特征,Moho面就是岩浆深成结晶的辉长岩与橄榄岩之间的界面,下部的辉长岩之上依次为岩墙状的玄武岩和枕状玄武岩,构成所谓的三层结构,洋壳厚度稳定,为6～7 km(双程时间为2 s),描述具有这些特征的标准洋壳模型称之为Penrose模型(Penrose,1972).Penrose模型意味着洋壳由平行于Moho面的层状岩石构成,且是洋中脊对流系统建立起来之后稳定态海底扩张作用所形成.

在本文研究的测线Line A上,未见Penrose型

洋壳的标志性特征.在该测线向东到西南次海盆线性磁异常线出现的位置(图1)发育基底界面和Moho面平行的、2 s TWT厚的标准洋壳(Li *et al.*, 2014).在Line A测线上的西南次海盆区域,笔者解释出了与S3构造层序发育时期同期形成的岩浆岩,其中与S3构造层序中层状地层反射呈指状交叉的透明地震反射体是浅部喷出的火山岩,同时还有S2构造层序中的侵入岩,因为根据OBS研究,这个区域沿Moho面有比较强的底侵岩浆(Pichot *et al.*, 2014).另外,Line A测线西南次海盆区域Moho面不清晰,特别是地壳厚度达到10 km左右,在靠近北部和南部陆缘的楔型域中可见S3构造层序形成时期同期发育的火山岩覆盖在极端薄化的地壳之上;考虑到OBS显示的Moho面底侵岩浆体,笔者认为Line A测线上西南次海盆区域的10 km厚的地壳应该是一种"混合地壳",具有"鳄鱼嘴式结构"或"三明治夹层结构"(Bronner *et al.*, 2011; Gillard *et al.*, 2016a),即大陆岩石圈伸展破裂的碎块被增生底侵岩浆和喷溢到地表的火山岩所夹持或由全岩浆地壳组成,也被称为原洋洋壳(proto-oceanic crust)或胚胎型洋壳(embryonicoceanic crust).因此,原始洋壳不是在海底扩张期间形成的,而是代表了海底扩张之前触发大陆裂解分离的岩浆作用脉冲,表明岩石圈的伸展过程发生了由断层作用主导过渡到由岩浆的增生作用主导,详细研究原洋洋壳有助于确定从地幔剥露到海底扩张的转换,还可以解决洋陆转换带磁异常来源的性质.由于深部软流圈的抬升原洋洋壳会持续隆起,继而裂解分离并产生向陆的掀斜作用,形成一个标志性的外缘基底高地,构成成熟洋壳的边界(Chao *et al.*, 2021).需要注意的是,本文研究的Line A测线位置没有发展到海底扩张形成标准洋壳的阶段(如图5右下角框图所示),将要开始扩张的时候,拉伸应力消失了.

洋陆转换带中是否出露地幔是南海研究的一个焦点问题,许多学者强调岩石圈伸展破裂非常快速,因此没有地幔出露(Larsen *et al.*, 2018; Cameselle *et al.*, 2020).根据本文对Line A测线的解释,尽管有后期岩浆作用的影响,西南次海盆边缘深部还是可以解释出Tb界面,代表了岩石圈伸展破裂过程中地幔曾经剥露,后来被较强的岩浆作用破坏和掩盖了,因此很多部位看不到剥露界面.

地壳岩石圈的伸展裂解过程是通过复杂的构造-岩浆演化过程完成的,原洋洋壳的发育意味着岩石圈的伸展裂解过程由以构造的拆离薄化作用为主转变为以岩浆作用诱导的破裂为主,而且,这种岩浆作用发生在导致海底扩张的地幔对流系统还未建立、但即将建立起来的时刻.Line A测线上西南次海盆原洋洋壳宽达230 km,表明西南次海盆裂解的最终阶段是由规模巨大的岩浆作用触发的,并叠加了一条宽阔的裂谷,裂谷伸展作用一直持续到10.5 Ma时期(图2中的T40界面,浅蓝色断层),还伴随了后扩张期强烈的岩浆作用.

5.2 陆缘构造活动性及其迁移规律分析

如前文所述,在测线Line A中发育了不同时期活动的多套断裂系统.第一期断裂断层只影响脆性上地壳(图2中的绿色断层),向下延伸消失于韧性下地壳,这套断裂常见于地壳厚度较大的箱型域内,主要发育于Tg-T70时期.第二期断裂(图2中的蓝色断层)往往切穿整个陆壳,深入到韧性层和Moho面上,发育于陆缘的细颈域中,活动时期在T70-T60之间.第三期断裂(图2中的红色断层)在靠近西南次海盆的楔型域内发育,南缘楔型域内断层的规模较大、产状更缓、掀斜幅度更大,向洋的方向上断块逐渐减小,具有共轭陆缘下盘边缘的特征;北缘的楔型域内断层的规模相对于南缘楔型域内的断层小,而倾角更陡,整个地壳都被拆离断层切穿,几条高角度正断层切穿剩余的脆性地壳,并且在深部终止在向北倾的拆离断层之上(图2b、2c),向洋方向断块同样显示出逐渐减小的变化特征,不过断距和掀斜幅度相对较小,表现出共轭陆缘上盘边缘的结构构造特征.

Line A测线上的上/下盘边缘的不对称性符合Nirrengarten *et al.*(2020)提出的库伦楔理论.第三期断裂主要的活动时期是T70-T60和T60-T50,具有从陆向洋方向断层活动时期变新的迁移规律.在薄箱型域内发育了第四期断裂,切穿Tm界面,产状陡倾,是控制和影响裂后期T50-T40地层的高角度正断层(如图2中的浅蓝色断层).

同生地层详细记录了断裂的活动性,特别是在北部陆缘物源比较充足,标志更清晰.根据地层向活动断层增厚的标志,可以判断S1构造层序发育时期,在北部陆缘和南部陆缘具有比较广泛的小型正断层活动.S2构造层序发育时期主要集中在拆离断层控制的Fn1-Fs1、Fn2-Fs2、Fn3-Fs3控制的3个细颈域内,在楔型域内,S2构造层序表现出一种特殊的结构样式,即向Fn3-Fs3断层(图2中的红色断

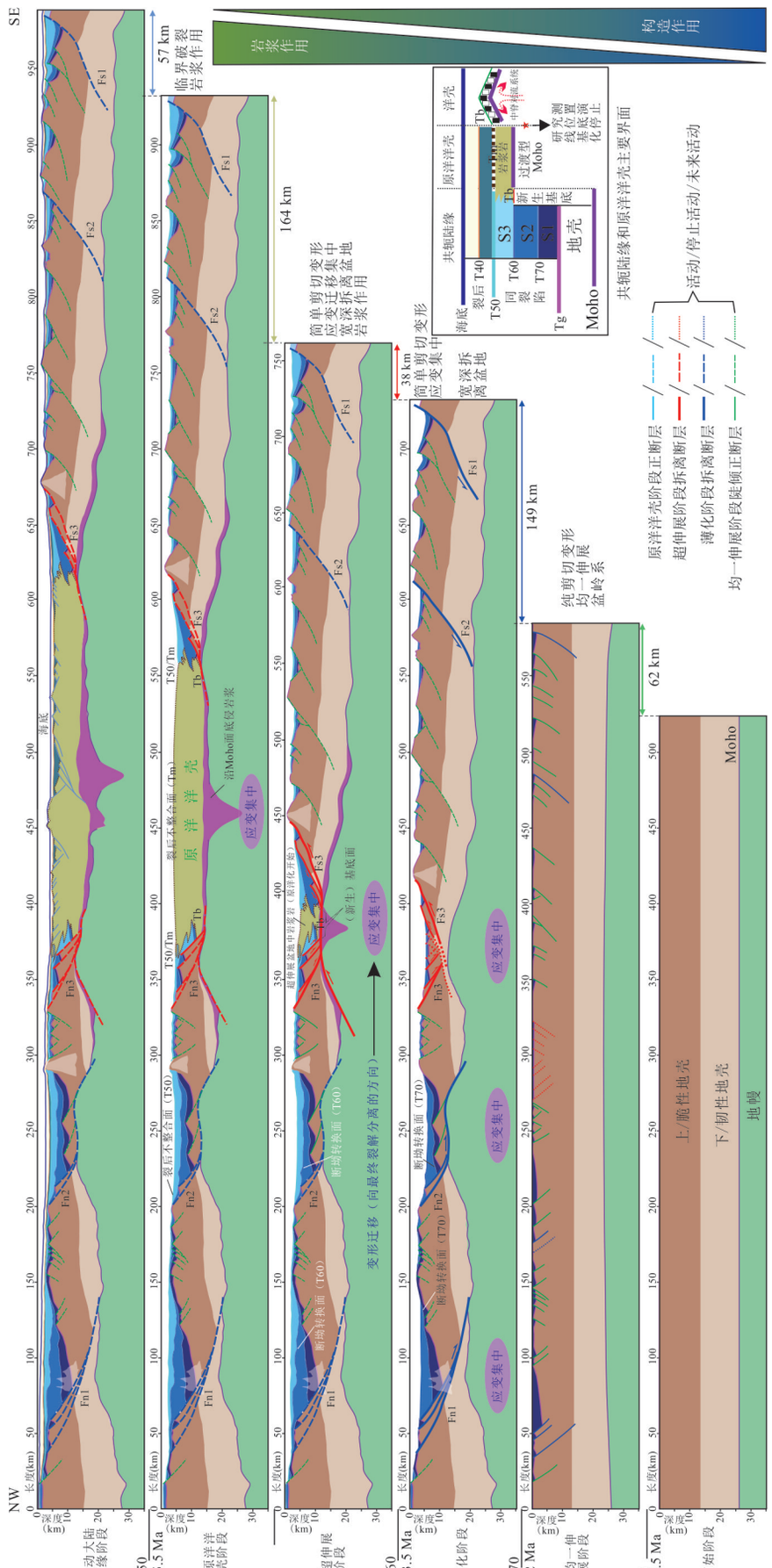

图5　Line A测线构造演化史重建

Fig.5　The back striping structural evolution of Line A

层)增厚的楔形,同时在向洋的方向上又下超于T70/红色断层断面之上,有时可见退覆结构特征.在大西洋共轭边缘也见有类似的充填结构,Gillard *et al.*(2016b)认为是在伸展作用过程中,由陆向洋方向逐渐产生新的可容空间和新的基底,地层逐渐沉积于这些新生的可容空间和新生的基底之上所致.笔者推测上述S2构造层序中的特殊结构具有类似的成因,但由于后期岩浆的侵入被破坏掉了,局部残余了目前地震剖面上解释出来的Tb界面.S3构造层序发育时期,北部和南部陆缘的断裂活动性显著减弱或基本停止,变形集中在西南次海盆区域,并出现了强烈的岩浆活动,形成了原洋洋壳.

因此,根据构造、地层和岩浆活动记录,Line A测线显示共轭陆缘的构造活动具有从早到晚由均一伸展、多点集中、最后聚焦到西南次海盆的迁移规律.南海西南次海盆岩石圈的伸展裂解过程,或"陆变洋"的过程也是由早期的构造作用为主控到晚期的岩浆作用为主控.在该过程中,陆缘盆地中的裂后不整合界面是同时的,是岩石圈最早裂解分离的时间或洋壳最早形成的时间,而不是陆缘盆地中断坳转换的时间.根据IODP349航次的洋中脊样品测试标定时间(Li *et al.*,2014),笔者认为Line A测线上南、北陆缘盆地和西南次海盆中裂后不整合(T50/Tm)的时间为15.5 Ma. Tg/Tb界面和T50/Tm界面限定了陆缘盆地的同裂陷充填序列,在同裂陷充填序列中的断坳转换面有多个,且沿共轭陆缘是穿时的.在靠近西南次海盆的箱型域、楔型域和薄箱型域3个体系域中,各自均包括了前构造、同构造和后构造层序单元,且同构造层序单元由陆向洋逐渐年轻.

5.3 地壳初始厚度和裂陷作用的起始时间

Line A测线深度图(图2c)显示,其左端0~12 km的地壳厚度为26~27 km,这个区段没有断层活动,这代表了新生代伸展作用开始之前的地壳初始厚度,这个厚度较之华南陆上的地壳厚度要小.南海北部边缘几个地方的钻孔数据可以证明,早期裂谷作用期间的沉积环境仍然是剥蚀状态,几乎没有残余地形(Lei and Ren, 2016; Ye *et al.*,2020).剖面平衡重建的初始阶段之前,后造山崩塌作用或晚中生代俯冲的陆缘岩浆弧环境已经引起了地壳某种程度的伸展和地表的剥蚀薄化作用.实际上,裂谷作用之前的演化和裂谷作用开始时的地壳厚度和热流变状态等基本条件仍没有统一的认识,需要进一步研究.在Line A测线运动学演化过程的重建中,根据所研究测线的情况,结合前人的成果认为初始地壳厚度为26 km.

界面年龄是Line A测线的运动学重建需要考虑的另一个重要参数.南海陆缘盆地界面的年龄尽管存在争议,但是一些大的界面的年龄基本有统一的认识,如本研究涉及的T40、T50、T60和T70分别是10.5 Ma、15.5 Ma、23.5 Ma和32 Ma(Larsen *et al.*,2018; Zhou *et al.*,2018; Xie *et al.*, 2019; Nirrengarten *et al.*, 2020).考虑到Line A测线东部不远就是西南次海盆V型尖端的最新的线性磁异常以及地震剖面上Tm又是T50界面在西南次海盆区域的延续,因此,确定Tm的时间与T50一致,也为15.5 Ma.

新生代裂谷作用的起始时间在整个南海均没有很好地约束,一般认为南海的中东部裂陷作用始于古新世,甚至晚白垩世.南海的西部裂陷作用开始的时间则比较晚,可能与晚白垩世-早古近纪古太平洋俯冲作用停止、东南亚为核心的造山事件(Morley,2012)有关,这一事件发生在印度-欧亚大陆碰撞之前,导致了波及到南海西部的挤压作用和抬升剥蚀;Line A测线的Tg界面就形成于这个时期,直到印度-亚洲大陆的硬碰撞开始、挤出逃逸作用和太平洋板块的弧后伸展作用影响到本区的时候,裂陷作用才开始出现.因此一些学者将南海西部的裂陷作用起始时间推断为42~45 Ma(Morley,2016).对于Line A测线上裂陷作用何时开始笔者也没有实际的、可靠的资料,在运动学重建中主要考虑前人的认识做出推断.Line A测线的北部区段跨中建南盆地,该盆地的西部,即越东近海地区有井钻遇基底中生代花岗岩,花岗岩之上为渐新统,因此,其裂陷作用开始的时间为32~33.9 Ma(Vu *et al.*,2017).不过由越东近海向东到深海区,渐新统之下多了一套地层,被认为可能是始新统或更早;考虑到前述东南亚新生代初期的造山事件(Morley,2016),本文选取Line A测线上裂陷作用的起始时间为45 Ma.

Tb界面的时间确定更是一个难题,可以肯定的是其尽管是"基底"界面,但是属于国外学者强调的伸展破裂过程中新生的基底(real estate),其处于西南次海盆原洋洋壳火山岩之下(即S3构造层序),因此在重建中考虑其与T60界面同一时期,为23.5 Ma.

5.4　Line A剖面伸展破裂模式

图5是Line A测线的运动学重建系列演化图.

5.4.1　均一伸展(Tg-T70)　属于伸展的初期阶段,发生在S1构造层序发育时期.这个时期地壳伸展作用是由一组高角度正断层控制和调节的(图2中的绿色断层),伸展量为62 km,地壳岩石圈变形为纯剪切模式,表层盆地主要为受高角度正断层控制的地堑、半地堑,变形范围分布较广,该类盆地主要发育在地壳厚度较大的箱型域中.早期形成的基底(Tg)由于高角度正断层的作用被分割为多段,但水平断距均较小.高角度正断层一般切穿脆性上地壳,而终止于韧性下地壳内,岩石圈为非耦合变形或不连续变形.

5.4.2　薄化阶段(T70-T60)　发生在S2构造层序发育期间,地壳岩石圈沿着几条向下逐渐延伸到Moho面的拆离断层(Fn1、Fn2、Fn3和Fs1、Fs2、Fs3)应变集中,伸展量为149 km,形成多个裂谷中心,其中Fn1和Fn2断层是在早期高角度断层基础之上继续发育形成的拆离断层.Fn1拆离断层控制的裂谷沉降中心的地壳厚度为26 km,薄化到了15 km左右,按照Ineria被动陆缘的结构单元其属于细颈域,地壳的变形机制为简单剪切作用,非耦合变形(Sutra *et al.*,2013),同时伴有岩浆侵入活动.Fn2拆离断层规模较大,且沿Moho面有比较大的滑脱拆离作用,控制的拆离盆地规模相对于Fn1拆离断层控制的拆离盆地规模更大;下伏地壳已经薄化到8 km之下,属于远端带单元,地壳全面脆化,简单剪切变形,局部已经出现了以地壳耦合作用为特征的超伸展变形.

拆离断层Fn3和Fs3在S1构造层序发育期间没有活动,而是在S2构造层序发育期间于Fn2拆离断层的上盘发育起来的拆离断层,这也是这两条断层上盘中S1为前构造地层的主要原因.相较于Fn3,Fs3的规模更大、倾角更缓,因此Fs3拆离断层为共轭的下盘边缘,而Fn3为上盘边缘,二者之间夹持了共同的上盘,构成所谓的H块.在S2构造层序发育期间,H块发生由陆向洋方向的序列式解体,并形成细颈域.从地震剖面上解释出的地壳楔型域尖端和S2构造层序向基底前积的反射结构来看,H块的解体可能导致了新基底的发育,如中地壳或地幔的剥露面等.

南部陆缘的拆离断层Fs1、Fs2比较小,导致的地壳薄化作用也不是很强,因此在Line A测线上,地壳的薄化中心位于北部陆缘,且受控于单条拆离断层,具有不对称性.此外,北部陆缘薄化中心之间的地块,即箱型域的地壳厚度和箱型域的宽度由北向南也是逐渐变小、变薄的.Fn1断层下盘的箱型域厚度为26 km,到Fn2断层下盘厚度变为15 km,Fn3断层下盘则更小更薄,在12 km左右,与当时Fn2和Fs3这两条相向倾斜的拆离断层的拆离薄化作用有关.

5.4.3　超伸展和原洋洋壳发育阶段　发生在S3构造层序发育期间,此演化阶段北部陆缘和南部陆缘的断层活动几乎停止,形成废弃的裂谷中心,上覆代表后构造地层的断坳层沉积.应变集中发育在Fn3和Fs3这两条相向倾斜的拆离断层之间的H块中,H块的超伸展作用进一步构造解体而导致了地壳的楔型域及其尖灭端的发育.地壳的尖灭端意味着地幔的剥露,地震剖面上解释为与Moho面重叠的Tb界面.超伸展作用早期的伸展量为38 km,不过地幔剥露到海底或水化地幔的规模可能很大,可能被后来强烈的岩浆作用湮灭了.

超伸展作用的中后期出现活跃的岩浆作用,地壳岩石圈伸展破裂和Moho面控制了岩浆的产状,深部沿Moho面底侵、中部沿垂直裂隙侵入,而在表层超伸展盆地中熔岩流间歇式喷溢到海底与深海沉积层交互发育,构成了超伸展盆地充填序列.上述从深部到浅表层的、以岩浆作用为主的过程形成了西南次海盆V型尖端的岩浆型地壳或原洋洋壳.原洋洋壳发育于巨大的地壳岩石圈伸展背景之下,这个时期的伸展量达到了164 km.原洋洋壳代表了岩石圈临近裂解分离、但稳定支撑海底扩张的地幔对流系统还未完全建立起来之前的“临界破裂”状态.

5.4.4　被动大陆边缘发育阶段　尽管原洋洋壳发育时期Line A测线上有巨大的伸展量,但是西南次海盆这条测线所在的位置没有继续发展到海底扩张中心发育阶段,而是进入到软流圈热回沉作用主控的被动大陆边缘发育阶段.这个阶段的早期,即15.5~10.5 Ma期间(T50-T40),原洋洋壳域有正断层活动,伸展量不大,大约为57 km,另外还伴有后扩张期的火山作用.除此之外,整个测线区域表现为由陆向洋逐渐增大的沉降作用.

6　结论

本文基于跨南海西南次海盆及其共轭陆缘的

1 000 km长地震剖面的构造、地层和岩浆作用解释和分析,详细描述了一级界面及其所限定的地壳岩石圈结构特征,划分了地壳的构造单元,明确了构造单元的地质属性,建立了陆缘盆地的构造地层格架,探讨了西南次海盆岩石圈的伸展破裂过程和模式.主要取得了以下结论和认识:

(1)详细描述了南海西南次海盆及其共轭陆缘的海底、基底和Moho面3个一级界面的特征及其相互之间的关系和结构形态,划分出箱型域、细颈域、楔型域和薄箱型域等地壳基底结构构造特征和伸展变形机制具有显著差异的地壳构造单元.

(2)深入研究了陆缘盆地的结构构造和充填序列,识别出Tg/Tb、T70、T60、T50/Tm等重要构造界面及其为界所分隔的S1、S2、S3构造层序,划分出第一期断陷盆地(Tg-T70)、第二期拆离盆地(T70-T60)和第三期断坳型盆地(T60-T50)3个共轭陆缘伸展构造幕.识别了西南次海盆中新生的基底界面Tb,并推定其地质属性可能为剥露的地幔,但是受到了后期岩浆作用的破坏.发现西南次海盆中S3构造层序由陆向洋由沉积层转变为火山岩层,二者之间呈交互产出,且火山岩的顶界面为Tm,侧向上与陆缘盆地中的T50相连,二者均为西南次海盆岩石圈裂解分离的响应界面,因而也是陆缘盆地充填序列中的中的裂后不整合界面.

(3)西南次海盆是第三期构造(T60-T50/Tm)的主要活动区,强烈的岩浆活动导致了岩浆地壳或原洋洋壳的发育,其厚度超过了标准洋壳厚度,且不具有标准洋壳的三层结构特征,在靠近陆缘的位置上表现为典型的"鳄鱼嘴式结构"地壳.原洋洋壳是地壳岩石圈开始即将裂解分离,正常的海底扩张系统将要建立起来之前地壳岩石圈临界破裂的产物.

(4)西南次海盆V型尖端共轭陆缘的伸展破裂经历了3个主要阶段,首先是以非耦合变形、纯剪切作用为特征的均一伸展;然后变形集中在几条穿过地壳到达Moho面的拆离断层之上,导致了以简单剪切变形为特征的、多个细颈化区带;最后是变形集中在岩石圈最终破裂的位置发生了超伸展作用和强烈的岩浆作用,形成了原洋洋壳.岩石圈即将裂解分离进入海底扩张阶段的时候停止了伸展破裂,陆缘继续裂后期的演化至今形成了目前所见的被动大陆边缘.

References

Arfai, J., Franke, D., Gaedicke, C., et al., 2011. Geological Evolution of the West Luzon Basin (South China Sea, Philippines). *Marine Geophysical Research*, 32(3): 349−362. https://doi.org/10.1007/s11001-010-9113-x

Briais, A., Patriat, P., Tapponnier, P., 1993. Updated Interpretation of Magnetic Anomalies and Seafloor Spreading Stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary Tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4): 6299−6328. https://doi.org/10.1029/92JB02280

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., et al., 2011. Magmatic Breakup as an Explanation for Magnetic Anomalies at Magma-Poor Rifted Margins. *Nature Geoscience*, 4(8): 549−553. https://doi. org/10.1038/ngeo1201

Cameselle, A. L., Ranero, C. R., Barckhausen, U., 2020. Understanding the 3D Formation of a Wide Rift: The Central South China Sea Rift System. *Tectonics*, 39(12): e2019TC006040. https://doi. org/10.1029/2019TC006040

Chang, C.P., Angelier, J., Huang, C.Y., 2009. Evolution of Subductions Indicated by Mélanges in Taiwan. In: Lallemand, S., Funiciello, F., eds., Subduction Zone Geodynamics. Springer, Berlin. https://doi. org/10.1007/978-3-540-87974-9_11

Chao, P., Manatschal, G., Chenin, P., et al., 2021. The Tectono-Stratigraphic and Magmatic Evolution of Conjugate Rifted Margins: Insights from the NW South China Sea. *Journal of Geodynamics*, 148: 101877. https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101877

Chen, H., Xie, X. N., Mao, K. N., et al., 2020. Depositional Characteristics and Formation Mechanisms of Deep-Water Canyon Systems along the Northern South China Sea Margin. *Journal of Earth Science*, 31(4): 808−819. https://doi.org/10.1007/s12583-020-1284-z

Cullen, A., Reemst, P., Henstra, G., et al., 2010. Rifting of the South China Sea: New Perspectives. *Petroleum Geoscience*, 16(3): 273−282. https://doi.org/10.1144/1354-079309-908

Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., et al., 2003. Crustal Structure of the Ocean-Continent Transition at Flemish Cap: Seismic Refraction Results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B11): 2531. https://doi.org/10.1029/2003JB002434

Gillard, M., Manatschal, G., Autin, J., 2016a. How can Asymmetric Detachment Faults Generate Symmetric Ocean Continent Transitions? *Terra Nova*, 28(1): 27−

34. https://doi.org/10.1111/ter.12183

Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., 2016b. Fault Systems at Hyper-Extended Rifted Margins and Embryonic Oceanic Crust: Structural Style, Evolution and Relation to Magma. *Marine and Petroleum Geology*, 76: 51—67. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.05.013

Hall, R., 2009. Hydrocarbon Basins in SE Asia: Understanding Why They are There. *Petroleum Geoscience*, 15(2): 131—146. https://doi.org/10.1144/1354-079309-830

Keenan, T. E., Encarnación, J., Buchwaldt, R., et al., 2016. Rapid Conversion of an Oceanic Spreading Center to a Subduction Zone Inferred from High-Precision Geochronology. *PNAS*, 113(47): E7359—E7366. https://doi.org/10.1073/pnas.1609999113

Larsen, H. C., Mohn, G., Nirrengarten, M., et al., 2018. Rapid Transition from Continental Breakup to Igneous Oceanic Crust in the South China Sea. *Nature Geoscience*, 11(10): 782—789. https://doi. org/10.1038/s41561-018-0198-1

Lei, C., Ren, J. Y., 2016. Hyper-Extended Rift Systems in the Xisha Trough, Northwestern South China Sea: Implications for Extreme Crustal Thinning Ahead of a Propagating Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 77: 846—864. https://doi. org/10.1016/j. marpetgeo.2016.07.022

Lei, Z. L., Zeng, G., Liu, J. Q., et al., 2021. Melt-Lithosphere Interaction Controlled Compositional Variations in Mafic Dikes from Fujian Province, Southeastern China. *Journal of Earth Science*, 32(6): 1445—1453. https://doi.org/10.1007/s12583-020-1358-y

Li, C. F., Xu, X., Lin, J., et al., 2014. Ages and Magnetic Structures of the South China Sea Constrained by Deep Tow Magnetic Surveys and IODP Expedition 349. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(12): 4958—4983. https://doi.org/10.1002/2014GC005567

Li, J. B., 2011. Dynamics of the Continental Margins of South China Sea: Scientific Experiments and Research Progresses. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(12): 2993—3003 (in Chinese with English abstract).

Lin, J., Li, J.B., Xu, Y.G., et al., 2019. Ocean Drilling and Major Advances in Marine Geological and Geophysical Research of the South China Sea. *Haiyang Xuebao*, 41 (10): 125—140 (in Chinese with English abstract).

Morley, C. K., 2012. Late Cretaceous-Early Palaeogene Tectonic Development of SE Asia. *Earth-Science Reviews*, 115(1—2): 37—75. https://doi. org/10.1016/j. earscirev.2012.08.002

Morley, C. K., 2016. Major Unconformities/Termination of Extension Events and Associated Surfaces in the South China Seas: Review and Implications for Tectonic Development. *Journal of Asian Earth Sciences*, 120: 62—86. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.013

Nirrengarten, M., Mohn, G., Schito, A., et al., 2020. The Thermal Imprint of Continental Breakup during the Formation of the South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 531: 115972. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2019.115972

Pang, X., Zheng, J.Y., Mei, L.F., et al., 2021. Characteristics and Origin of Continental Marginal Fault Depressions under the Background of Preexisting Subduction Continental Margin, Northern South China Sea, China. *Petroleum Exploration and Development*, 48(5): 1069—1080 (in Chinese with English abstract).

Parsons, T., 1995. The Basin and Range Province. In: Olsen, K., ed., Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics. Elsevier, Amsterdam.

Penrose, C. P., 1972. Penrose Field Conference on Ophiolites. *Geotimes*, 17:24—25.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., "IMAGinING RIFTING" Workshop Participants, 2019. Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges. *Frontiers in Earth Science*, 7: 1—8. https://doi. org/10.3389/feart.2019.00218

Pichot, T., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., et al., 2014. Deep Crustal Structure of the Conjugate Margins of the SW South China Sea from Wide-Angle Refraction Seismic Data. *Marine and Petroleum Geology*, 58: 627—643. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.008

Qiu, X. L., Zhao, M. H., Ao, W., et al., 2011. OBS Survey and Crustal Structure of the SW Sub-Basin and Nansha Block, South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(6): 1009—1021. https://doi. org/10.1002/cjg2.1680

Ren, J.Y., Lei, C., 2011. Tectonic Stratigraphic Framework of Yinggehai-Qiongdongnan Basins and Its Implication for Tectonic Province Division in South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(12): 3303—3314 (in Chinese with English abstract).

Ren, J.Y., Pang, X., Lei, C., et al., 2015. Ocean and Continent Transition in Passive Continental Margins and Analysis of Lithospheric Extension and Breakup Process: Implication for Research of the Deepwater Basins in the Continental Margins of South China Sea. *Earth Science Frontiers*, 22(1): 102—114 (in Chinese with English abstract).

Ren, J.Y., Pang, X., Yu, P., et al., 2018. Characteristics

and Formation Mechanism of Deepwater and Ultra-Deepwater Basins in the Northern Continental Margin of the South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 61(12): 4901－4920 (in Chinese with English abstract).

Sibuet, J. C., Yeh, Y. C., Lee, C. S., 2016. Geodynamics of the South China Sea. *Tectonophysics*, 692: 98－119. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.022

Sun, Z., Lin, J., Qiu, N., et al., 2019. The Role of Magmatism in the Thinning and Breakup of the South China Sea Continental Margin Special Topic: The South China Sea Ocean Drilling. *National Science Review*, 6(5): 871－876. https://doi.org/10.1093/nsr/nwz116

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., et al., 2013. Quantification and Restoration of Extensional Deformation along the Western Iberia and Newfoundl and Rifted Margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8): 2575－2597. https://doi.org/10.1002/ggge.20135

Taylor, B., Hayes, D. E., 1983. Origin and History of the South China Sea Basin. In: Hayes, D. E., ed., The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2. American Geophysical Union Washington, D. C.. https://doi. org/10.1029/gm027p0023

Vu, A. T., Wessel Fyhn, M. B., Xuan, C. T., et al., 2017. Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Development of the Central Vietnamese Continental Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 86: 386－401. https://doi. org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.001

Wang, P. X., Huang, C. Y., Lin, J., et al., 2019. The South China Sea is not a Mini-Atlantic: Plate-Edge Rifting vs Intra-Plate Rifting. *National Science Review*, 6(5): 902－913. https://doi.org/10.1093/nsr/nwz135

Warner, M. R., 1987. Seismic Reflections from the Moho—The Effect of Isostasy. *Geophysical Journal International*, 88(2): 425－435. https://doi. org/10.1111/j. 1365-246x.1987.tb06651.x

Wu, J., Suppe, J., Lu, R. Q., et al., 2016. Philippine Sea and East Asian Plate Tectonics since 52 Ma Constrained by New Subducted Slab Reconstruction Methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(6): 4670－4741. https://doi.org/10.1002/2016JB012923

Xie, X. N., Ren, J. Y., Pang, X., et al., 2019. Stratigraphic Architectures and Associated Unconformities of Pearl River Mouth Basin during Rifting and Lithospheric Breakup of the South China Sea. *Marine Geophysical Research*, 40(2): 129－144. https://doi. org/10.1007/s11001-019-09378-6

Ye, Q., Mei, L. F., Shi, H. S., et al., 2020. The Influence of Pre-Existing Basement Faults on the Cenozoic Structure and Evolution of the Proximal Domain, Northern South China Sea Rifted Margin. *Tectonics*, 39(3). https://doi.org/10.1029/2019TC005845

Zhou, Z. C., Mei, L. F., Liu, J., et al., 2018. Continentward-Dipping Detachment Fault System and Asymmetric Rift Structure of the Baiyun Sag, Northern South China Sea. *Tectonophysics*, 726: 121－136. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.002

附中文参考文献

李家彪, 2011. 南海大陆边缘动力学: 科学实验与研究进展. 地球物理学报, 54(12): 2993－3003.

林间, 李家彪, 徐义刚, 等, 2019. 南海大洋钻探及海洋地质与地球物理前沿研究新突破. 海洋学报, 41(10): 125－140.

庞雄, 郑金云, 梅廉夫, 等, 2021. 先存俯冲陆缘背景下南海北部陆缘断陷特征及成因. 石油勘探与开发, 48(5): 1069－1080.

任建业, 雷超, 2011. 莺歌海-琼东南盆地构造-地层格架及南海动力变形分区. 地球物理学报, 54(12): 3303－3314.

任建业, 庞雄, 雷超, 等, 2015. 被动陆缘洋陆转换带和岩石圈伸展破裂过程分析及其对南海陆缘深水盆地研究的启示. 地学前缘, 22(1): 102－114.

任建业, 庞雄, 于鹏, 等, 2018. 南海北部陆缘深水-超深水盆地成因机制分析. 地球物理学报, 61(12): 4901－4920.