

被动大陆边缘伸展—破裂过程研究进展

孙珍¹, 刘思青¹, 庞雄², 姜建群³, 毛爽³

1. 中国科学院南海海洋研究所边缘海地质重点实验室, 广东 广州 510301

2. 中海石油有限公司深圳分公司南海东部石油研究院, 广东 广州 510420

3. 中国石油天然气股份有限公司辽河油田海南油气勘探分公司, 辽宁 盘锦 124010

摘要: 深地震探测、大洋钻探及野外露头观测等技术方法的联合运用, 极大地推动了对大陆边缘地质过程的认识。目前对大陆边缘, 尤其是对被动大陆边缘的结构、演化和发育机制的认识, 正在经历一场前所未有的变革。文章从基本的概念和分类开始, 综述了全球已探测到的几种主要大陆边缘类型的盆地结构、深地壳—岩石圈结构、圈层速度、沉降特点和破裂方式的研究进展, 讨论了被动大陆边缘的发育和演化的机制。综合已有研究进展, 指出富岩浆型和贫岩浆型陆缘在裂前和裂陷期具有相似的岩石组成和裂陷结构特征, 只是在破裂前后由于岩浆量的不同而发生了结构的分异。贫岩浆型陆缘中的全岩石圈断裂型、上地壳过渡型、下地壳剥露型、上地幔剥露型, 甚至下地壳+上地幔剥露的组合类型陆缘, 是被动陆缘在张裂期由于岩石圈各层流变结构等因素的差异发生分异演化的结果。贫岩浆型陆缘下地壳高速体主要来源于地幔蛇纹岩化, 而富岩浆型陆缘则主要来源于高温地幔熔融产生的底侵或侵入, 局部可能继承了前张裂期的高速变质岩体。上述大陆边缘研究成果为研究南海的结构和演化提供了很好的对比和借鉴。

关键词: 被动大陆边缘; 富岩浆型; 贫岩浆型; 下地壳高速体; 分异演化

中图分类号: P736.15 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-5470(2016)01-0001-16

Recent research progress on the rifting-breakup process in passive continental margins

SUN Zhen¹, LIU Siqing¹, PANG Xiong², JIANG Jianqun³, MAO Shuang³

1. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China;

2. Department of Science and Technology, Shenzhen Branch of China National Offshore Oil Corporation, Guangzhou 510420, China;

3. Hainan Oil and Gas Exploration Branch Company, Liaohe Oil field, PetroChina Company Limited, Panjin 124010, China

Abstract: With the comprehensive utilization of deep reflection and refraction seismic data, ocean drilling program and field outcrops, great progress was made in understanding continental margin. Especially on the structure, evolution and formation mechanisms of passive continental margins, which are undergoing a paradigm shift. Starting from basic concept and classification, this paper reviewed the deep crustal to lithospheric structure, the layer velocity, the subsidence feature, and the breakup pattern of several types of passive continental margins based on recent seismic explorations. Then, mechanisms of passive continental margin formation were discussed. Based on existing research progress, we found that magma-poor and magma-rich margins may have lots of similarities in pre-rift and syn-rift stages, either in lithological components or rifting structures. They just differentiated during breakup depending on whether there was the involvement of hot mantle. During rifting stage, passive continental margin may evolve into four or more types, such as the whole lithospheric breakup type, the upper crust remnant type, the lower crust exhumation type, the upper mantle exhumation type, among others. The different

收稿日期: 2015-02-27; 修订日期: 2015-03-30。林强编辑

基金项目: 国家重大油气专项(2011ZX05025-003-005); 国家自然科学基金委员会—广东省联合基金项目(U1301233)

作者简介: 孙珍(1971—), 女, 博士, 研究员, 主要从事海洋地质与模拟研究。E-mail: zhensun@scsio.ac.cn

通信作者: 刘思青(1990—), 女, 硕士研究生, 主要从事盆地构造沉积响应研究。E-mail: lsq13140307@foxmail.com

Received date: 2015-02-27; **Revised date:** 2015-03-30. **Editor:** LIN Qiang

Foundation item: Major National Oil and Gas Projects (2011ZX05025-003-005); The Joint Program of NSFC and Guangdong Province(U1301233)

Lead author: SUN Zhen, E-mail: zhensun@scsio.ac.cn

Corresponding author: LIU Siqing, E-mail: lsq13140307@foxmail.com

rheological structures, stretching rate and mantle temperature are among the most important factors affecting the marginal structure evolution. Mechanism for high velocity lower crust is summarized. Usually, serpentinization of exhumed mantle is responsible for magma-poor margin, whereas underplating caused by high temperature mantle is responsible for magma-rich margin. Inherited high-grade metamorphic rocks were suggested to be one of the other causes. The above research progresses on passive continental margins provide us references to the research of the South China Sea.

Key words: passive continental margin; magma-rich margin; magma-poor margin; high velocity lower crust; differential evolution

南海是我国最大的边缘海, 对其所属构造类型和发育机制, 长期以来存在多种不同的观点(孙珍等, 2009)。经过自 20 世纪 80 年代以来的调查与研究, 科学家逐渐将南海归结为一个边缘海型的被动大陆边缘, 其主体具有非火山型结构特征(丘学林等, 2011; 李家彪等, 2012)。然而南海北部陆缘的东部和西部, 无论在深部地壳结构上(东北部陆缘发育 4~12km 厚的下地壳高速体, 西北部陆缘只是零星揭示)(Nissen et al, 1995; Qiu et al, 2001; 李家彪等, 2011; 郝天珧等, 2011; 丘学林等, 2012), 还是在沉积充填历史的各个方面(庞雄等, 2007; 解习农等, 2011; 孙珍等, 2011; Ding et al, 2013)都表现出极大的差异, 因此, 要准确地厘定南海共轭陆缘的特点和性质尚需更多更深入的研究工作。

深地震探测、大洋钻探、野外露头等技术方法在大陆边缘全范围的联合运用, 极大地推动了人们对地质过程的认识。科学家对大陆边缘, 尤其是对被动大陆边缘的结构、演化和发育机制的认识, 正在经历一场前所未有的变革(Peron-Pinvidic et al, 2013)。南海的研究, 一方面需要增加更为深入的探测和直接钻探取样; 另一方面还需通过借鉴全球其他大陆边缘的结构特点和研究进展, 进行对比研究(任建业等, 2015)。南海已有的大洋钻探航次[ODP184 航次(Wang et al, 2000)和 IODP349 航次(Li et al, 2014)]对认识南海陆缘扩张及扩张后的构造、沉积和古环境演变起到了巨大的推动作用, 但因为钻探站位的分布和钻探深度的限制, 尚无法解决共轭陆缘的岩石圈张裂—破裂机制问题。目前正在申请更多的航次(Sun et al, 2013), 试图解决共轭陆缘的岩石圈张裂—破裂机制, 甚至中生代构造转换等科学问题。

本文将从基本的概念和分类开始, 在总结全球已探测到的几种大陆边缘类型的盆地结构、深部地壳—岩石圈结构、圈层速度、沉降特点和破裂方式的基础上, 讨论被动大陆边缘的发育和演化机制, 为南海的对比研究奠定基础。对比研究的最终目标,

是希望在对对比和各种实测工作结合的基础上, 逐渐揭示南海共轭陆缘演化的个性, 为拓宽全球被动陆缘研究提供一个新案例。

1 基本概念和分类

大陆和大洋之间的过渡地带, 称作大陆边缘。根据大陆边缘的结构和地质构造特征, 可以进一步分为被动大陆边缘、主动大陆边缘两大类。被动大陆边缘, 又称稳定大陆边缘, 是由于大洋岩石圈的扩张造成的由拉伸断裂所控制的宽阔大陆边缘, 其邻接的大陆和洋盆属同一板块, 由大陆架、大陆坡和陆隆所构成, 无海沟发育; 它在大西洋周缘最先被详细研究, 故又称大西洋型大陆边缘。

主动大陆边缘也称活动大陆边缘、汇聚大陆边缘等, 其陆架狭窄, 陆坡较陡, 一般仅几十公里, 陆隆被海沟所取代, 地形复杂, 高差悬殊。与被动大陆边缘位于漂移着的大陆后缘相反, 活动大陆边缘是漂移大陆的前缘, 属于板块俯冲边界, 地震、火山活动频繁, 构造运动强烈。主动大陆边缘主要分布在太平洋周缘、印度洋东北缘等地, 在太平洋周围表现最为显著, 故又称太平洋型大陆边缘。根据大陆和俯冲大洋的相对运动特点, 主动大陆边缘又可以分为: 1) 安第斯型主动大陆边缘, 典型结构为(海)沟—(火山)弧—(沿岸)山脉; 2) 西太平洋型大陆边缘, 典型结构为(海)沟—(火山)弧—(弧间/后)盆; 3) 科迪勒拉型大陆边缘, 具有平行海岸的转换断层。

有的学者还划分出转换型(或剪切型)大陆边缘, 其形成与沿转换断层的走向滑动有关。这种边缘可以是被动的, 其陆架狭窄, 如几内亚湾北缘; 也可以是主动的, 以浅源地震为标志, 常构成海脊与盆地间的大陆边缘, 如加利福尼亚沿岸。因此, 转换型陆缘并非独立于主动陆缘和被动陆缘, 不适合作为第三类与前两类并列讨论。

被动大陆边缘因具有更加丰富的油气资源和更加完整的沉积、气候与生物信息记录, 成为经久不

衰的热门研究课题。自 20 世纪以来, 伴随着全球大洋钻探对相关大陆边缘岩石样品的获取, 科学家对被动大陆边缘的研究取得了重要的发展。根据岩浆量的规模和侵入/喷发时间, 科学家们将被动大陆边缘分为火山型和非火山型(图 1), 后来考虑到很多大陆边缘并非完全没有岩浆活动, 只是岩浆量相对少, 因此进一步修正成富岩浆型和贫岩浆型两大类, 两种类型陆缘常沿走向相间分布(Perez-Gussinye et al, 2006; Reston, 2009)(图 2)。大洋钻探对代表区域的直接取样导致贫岩浆型大陆边缘的洋陆过渡带研究获得了一系列新发现; 而对富岩浆型大陆边缘的钻探和研究则相对进展较慢, 已有钻探主要集中在具向海倾斜反射特征的火山沉积层序(Roberts et al, 1984; Eldholm et al, 1987, 1989; Duncan et al, 1996; Larsen, 1994; 1998)。由于火山沉积层序和下伏较厚侵入岩层对地震能量的衰减较强(Eccles et al, 2011), 导致地震成像困难, 使研究相对进展缓慢,

但近年来在挪威外海的低频深地震探测还是明显推动了富岩浆型大陆边缘的研究认识(Gernigon et al, 2004; Eccles et al, 2011)。这些发现不断挑战和修正人们对洋陆过渡带结构特征和伸展—破裂过程的认识, 并直接挑战最基础的概念、分类和机制等问题。

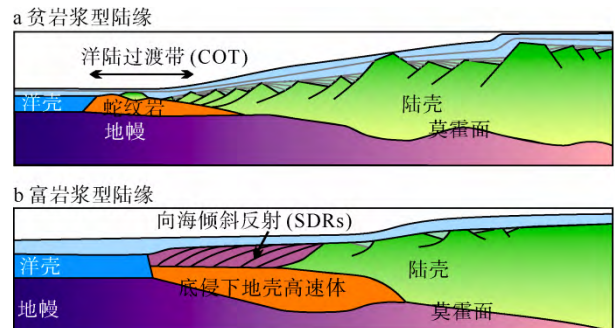


图 1 贫岩浆型和富岩浆型被动大陆边缘的概念模型

COT: Continent Ocean Transition; SDRs: Seaward Dipping Reflectors
Fig. 1 The conceptual models of magma-poor and magma-rich passive continental margins

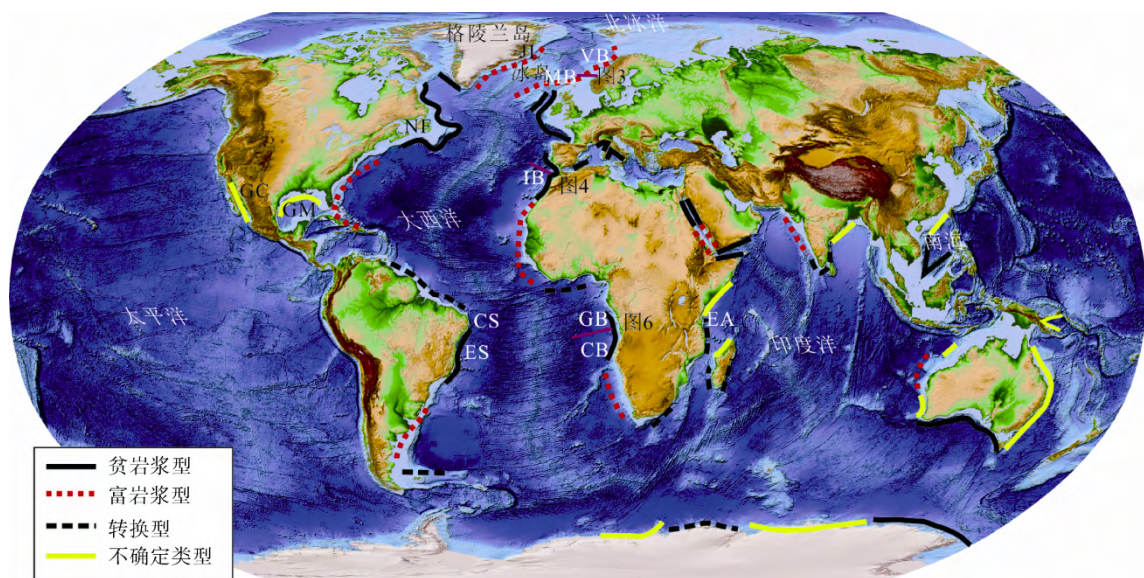


图 2 全球被动大陆边缘盆地类型分布

据 Reston(2009)修改; 底图据美国海洋与大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA, <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/relief.html>)。本图中的图 3、4 和 6 是富岩浆型、地幔剥露型和下地壳剥露型剖面图的位置, 具体见后面相应编号图件。图中相应缩写的含义是, GC: 加利福尼亚湾(Gulf of California); GM: 墨西哥湾(Gulf of Mexico); JL: 杰米森地(Jameson Land); MB: 茂盆地(Møre Basin); VB: 瓦令盆地(Vøring Basin); NF: 纽芬兰 (Newfoundland); IB: 伊伯利亚(Iberia); CS: 坎珀斯(Campos); ES: 桑托斯(Santos); GB: 加蓬(Gabon); CB: 刚果(Congo); EA: 东非(East Africa)。

Fig. 2 Distribution of different types of passive continental margin (modified after Reston (2009); the basemap is from National Oceanic and Atmospheric Administration(NOAA))

2 被动大陆边缘的结构特点和伸展—破裂方式

虽然已有的基本概念和分类正在经受挑战, 但本文还是按照历史研究的顺序做分类介绍, 最后讨论这些分类的合理性以及可能面临的挑战。

2.1 富岩浆型被动大陆边缘

根据Menzies et al (2001), 富岩浆型被动陆缘是指大陆破裂过程中, 在破裂前或同破裂期, 伴随着洪泛式岩浆活动。通常这种洪泛式岩浆活动集中在较短的时间里, 比如说2~3Ma(Roberts et al, 2012)。多数研究认为, 富岩浆型被动大陆边缘通常与大火

成岩省(large igneous provinces, LIPS)(Coffin et al, 1994)或热点和地幔主动上涌有关(White et al, 1989; White, 1992; Coffin et al, 1994; Eldholm et al, 1994; Saunders et al, 1997; Skogseid et al, 2000; Meyer et al, 2007), 也有科学家认为底侵高速体并非都和热点/地幔柱有关, 可能是地幔较为温暖易熔(比正常地幔高300~550 °C), 易产生富含铁镁的岩浆而具有7.2~7.5 km·s⁻¹的纵波速度(Mutter, 1993)。300~550 °C是个非常高的值, 根据White et al(1989), 地幔温度比正常高出100 °C时, 岩浆量就会加倍; 高200 °C, 岩浆量会增加4倍, 因此Mutter(1993)提出的暖地幔说会遇到温度和岩浆量严重不匹配的问题。

富岩浆型代表性的陆缘有北大西洋挪威陆缘及其共轭的格陵兰陆缘(Eldholm et al, 1987, 1989; Duncan et al, 1996; Larsen et al, 1998; Larsen et al, 1994), 以及南大西洋南端的巴西和纳米比亚陆缘(Gladchenko et al, 1997, 1998; Hinz et al, 1999; Bauer et al, 2000; Blaich et al, 2011; Fernández et al, 2010; Franke et al, 2007, 2010, 2013; Jackson et al, 2000; Talwani et al, 2000), 等(Coffin et al, 1994)(图1B), 其区别于贫岩浆型陆缘的结构和演化特征主要有以下几个方面:

1) 大规模向海倾斜反射层序(seaward dipping reflections, SDRs), 是在扩张增生早期, 沿未来扩张轴沉积就位的喷发为主的火山岩与少量陆缘沉积岩互层的沉积层序, 厚度超过5 km, 宽度长达数百公里(White et al, 1989; Planke et al, 2000; Skogseid et al, 2000; Eldholm et al, 2002; Menzies et al, 2002; Geoffroy, 2005);

2) 高速下地壳体(high velocity lower crust, HVLC), 纵波地震波速度一般大于7.0 km·s⁻¹, 通常解释是地幔柱或热点引起的富含高铁镁物质的岩浆底侵造成(White et al, 1989; 2008; White, 1992; Coffin et al, 1994; Breivik et al, 2006; Mjelde et al, 2009)。近期有学者提出, 高速体可能为加里东造山期形成的麻粒岩/榴辉岩成因(Gernigon et al, 2003; 2004; Ebbing et al, 2006; Wangen et al, 2011); 也有学者提出蛇纹岩化观点(Gabrielsen et al, 1999; Olafsson et al, 1992; Osmundsen et al, 2008; Reynisson et al, 2010; Rüpke et al, 2013)。

3) 破裂过程中和破裂之后沉降量较小(White et al, 1989; Gernigon et al, 2004; Nirrengarten et al, 2014)。根据White et al(1989)的计算, 大量岩浆的产生和加入地壳会明显改变拉张区域的沉降。如果正常岩石圈拉张因子是5, 拉张后可快速产生约2 km的沉降; 但如果是温度比正常岩石圈高150 °C的热地幔, 则同样的拉张因子会导致区域抬升至海平面以上。

另外, 还有学者强调, 富岩浆型大陆边缘的沉

积层序中常见大量的岩席侵入(Svensen et al, 2004)。针对富岩浆型大陆边缘的钻探, 主要涉及向海倾斜反射沉积层序(SDRs), 包括在不列颠岛的DSDP81航次(Roberts et al, 1984)、挪威陆缘的ODP104航次(Eldholm et al, 1987; 1989)、格陵兰东南的ODP152和163航次(Duncan et al, 1996; Larsen et al, 1998; Larsen et al, 1994)。钻探发现火山岩的成分主要为苦橄玄武岩, 下伏有英安岩、安山岩甚至流纹质凝灰岩, 英安岩和安山岩代表了形成于软流圈地幔的高温熔岩物质组成, 流纹质凝灰岩被认为是在玄武岩洪泛式喷发的早期和结束期受陆壳混染所致(Coffin et al, 1994)。钻探成果还揭示, 富岩浆型陆缘上部火山岩系列是初始海底扩张期的产物, 火成物质的添加导致原先变薄的陆壳有所加厚, 加上热地幔物质上涌, 使被动边缘处在海平面附近的浅水环境。所以对这类富岩浆型边缘来说, 大陆破裂和初始的海底扩张可能发生在海平面的附近。这与贫岩浆的纽芬兰—伊伯利亚大陆边缘破裂过程发生在深海环境中差异很大。陆壳旁异常厚的火成岩地壳可能就是初始海底扩张形成的初始洋壳(可达20 km厚)。

近期, 随着低频探测技术的使用, 以及重磁震和数值模拟方法的使用, 科学家对富岩浆型陆缘的结构特点以及发育机制的认识越来越深入。Eccles et al(2011)在 OBS 速度分析和泊松比分析的基础上, 发现富岩浆型的挪威大陆边缘南部更靠近冰岛的Faroes 陆缘, 下地壳高速层表现出很强的高镁基性岩分隔性侵入酸性大陆地壳的混合特征。且随着与冰岛热点距离的增加, 侵入规模越来越弱, 如挪威大陆边缘北部的Vøring 和 Møre 盆地。此外, Gernigon et al(2004) 和 Nirrengarten et al(2014)还发现, 除洋陆边界的底侵高速体以外, 陆缘一侧的部分高速体与高重力异常对应, 但未表现出明显的磁异常特征; 因此, 在进行了多种可能成因的分析之后, 他们提出, 陆缘近端带一侧下地壳高速体最有可能的成因是加里东造山期的变质基底, 可能是从陆缘张裂前的造山期继承下来的(图3中的绿色高速体)。

通过2D深反射地震, Gernigon et al(2004) 和 Nirrengarten et al(2014)在古新世—始新世形成的向海倾斜反射层序 SDRs 之下还揭示了早期(晚白垩—二叠纪)的同张裂沉积层序, 可见低角度拆离断层的发育(图3)。通过地震解释和重磁拟合, Nirrengarten et al(2014)认为 Vøring 和 Møre 盆地在发生岩浆洪泛式喷发和陆缘破裂之前还经历了多期的类似贫岩浆型陆缘的伸展, 并在靠近洋盆的远端带发育了超级

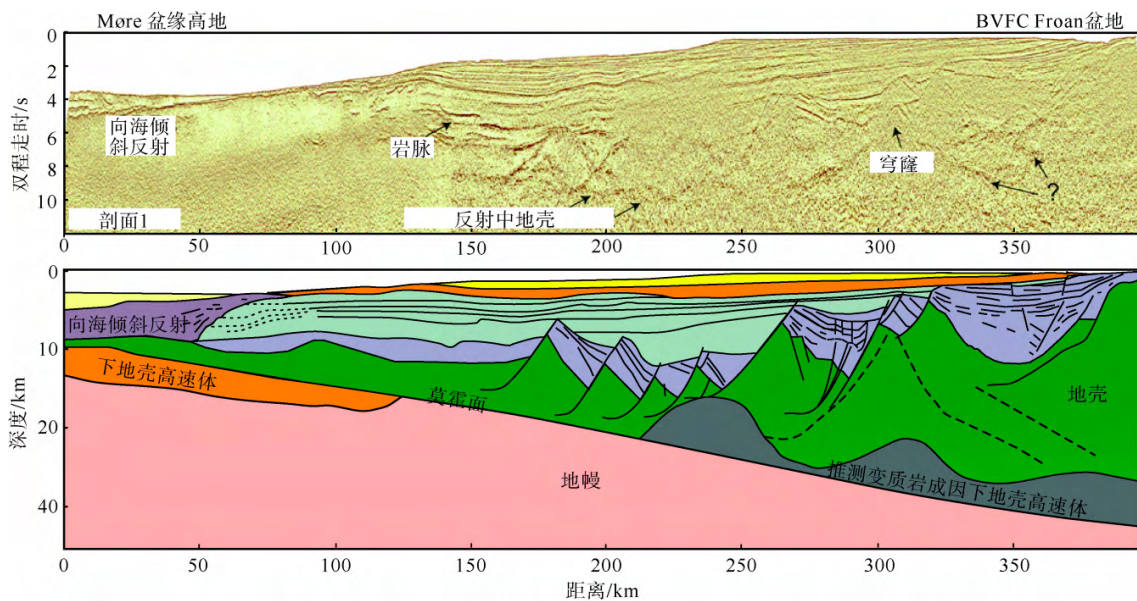


图3 挪威中部富岩浆型陆缘构造剖面图 and 解释图[据 Nirrengarten et al(2014)截取]

剖面位置见图2, 下同

Fig. 3 Seismic profile and its interpretation for middle Norwegian magma-rich margin

伸展和拆离断层体系。Peron-Pinvidic et al(2013)在对比了3种不同类型的共轭陆缘(贫岩浆且沉积饥饿的伊伯利亚—纽芬兰共轭陆缘、富岩浆且沉积充足的挪威中部—东格陵兰共轭陆缘、贫岩浆但沉积物充足的安哥拉—巴西共轭陆缘)的结构和演化的基础上, 提出上述3种不同类型大陆边缘在陆缘结构分段上有明显相似性, 即都可分为近端带—细颈化带—远端带—外缘带—洋壳区, 说明经历了类似的伸展—减薄—拆离剥露—岩浆作用—洋化作用, 但在演化的不同阶段由于内部继承性因素和外部应力-应变条件的变化, 表现出不同的分异, 与后期发育成富岩浆型还是贫岩浆型是相对独立的。

综合上述研究进展, 可以发现曾经被定义在截然不同的演化端元上的富岩浆型和贫岩浆型陆缘, 可能在裂陷期就具有很大的结构和变形差异, 也可能在裂陷期具有非常相似的结构和演化特点, 只是到了破裂前后, 由于岩浆量的多少和喷发方式的不同而产生了最终的分异。

2.2 贫岩浆型大陆边缘

贫岩浆型被动大陆边缘以岩石圈断裂拉伸占主导地位, 特点是伸展破裂过程中岩浆量稀少(Boillot et al, 1980; 1995; Reston, 2009; Whitmarsh et al, 2001)。代表性的陆缘有伊伯利亚—纽芬兰陆缘(Boillot et al, 1995; Hopper et al, 2007; Manatschal et al, 1999; Péron-Pinvidic et al, 2009; Reston, 2007; Tucholke et al, 2007; Whitmarsh et al, 2001)、巴西—安哥拉陆缘(Aslanian et al, 2009; Contreras et al, 2010; Contrucci et al, 2004; Mohriak et al, 1990, 2008)、西北澳大利亚陆缘(Karner et al, 2000)等。多

数人认为南海属于贫岩浆型陆缘(Hayes et al, 2005; Yan et al, 2006; Zhou et al, 1995; Zhou et al, 2009), 但其东北部陆缘的下地壳高速体成因却有较多争议。

根据数值模拟计算, Perez-Gussinye et al(2006)认为, 受其圈层流变结构特点、伸展速率、地幔富集程度、岩石圈地幔温度等因素影响, 大陆边缘洋陆过渡带处可能会由于大量岩浆(洋壳)形成滞后于地壳破裂, 而出现下地壳脆化断裂、地幔岩石蛇纹岩化或直接暴露海底的情况, 从而导致特殊的由蛇纹岩化橄榄岩组成的洋陆过渡带(Reston et al, 2007; Tucholke et al, 2007)。Huisman et al(2011, 2014)进一步提出, 由于岩石圈不同圈层流变结构的相对差异, 洋陆过渡带可出现不同的次级类型, 包括上地幔剥露型和地壳(或称上地壳)残留型。近年不断增加的深地震探测揭示了更多类型的破裂方式, 包括下地壳剥露型(Aslanian et al, 2009; Sibuet et al, 2012)和全岩石圈断裂型。目前, 只有伊伯利亚—纽芬兰的地幔剥露型得到了钻探的证实, 其他类型陆缘还只有地震成像的支持。由于研究程度和发表的资料不均衡, 下面虽对4种类型的共轭陆缘都进行介绍, 但会存在详略程度不一致的情况。

2.2.1 上地幔剥露型

由于多个大洋钻探航次(DSDP Leg 47B, ODP Legs 103, 149, 173, 210)的证实(Groupe-Galice, 1979; Boillot et al, 1987; Sawyer et al, 1994; Whitmarsh et al, 1998; Tucholke et al, 2004), 伊伯利亚—纽芬兰的上地幔剥露型被动陆缘成为被广为接受和讨论的端元类型(图4)。地震解释和钻探联合约束揭示, 伊伯利亚—纽芬兰陆缘经历了多期张裂作用, 张裂减薄

中心不断向洋盆迁移,直到早白垩纪(130~138Ma)前后,陆壳首先破裂,蛇纹岩化地幔开始沿着低角度拆离断层剥露至地表,拆离剥露过程进行了约18Ma以上,并伴随着洋盆在112Ma前后的扩张而结束(Whitmarsh et al, 1995, 2001; Tucholke et al,

2007)。Pérez-Gussinyé et al(2006) 通过数值模拟提出,地幔剥露型陆缘的形成条件可能是慢速—超慢速的伸展速率,或地幔温度较低,或地幔为亏损地幔,从而导致岩浆的生成滞后于地壳破裂,地幔橄榄岩直接暴露于洋陆边界。

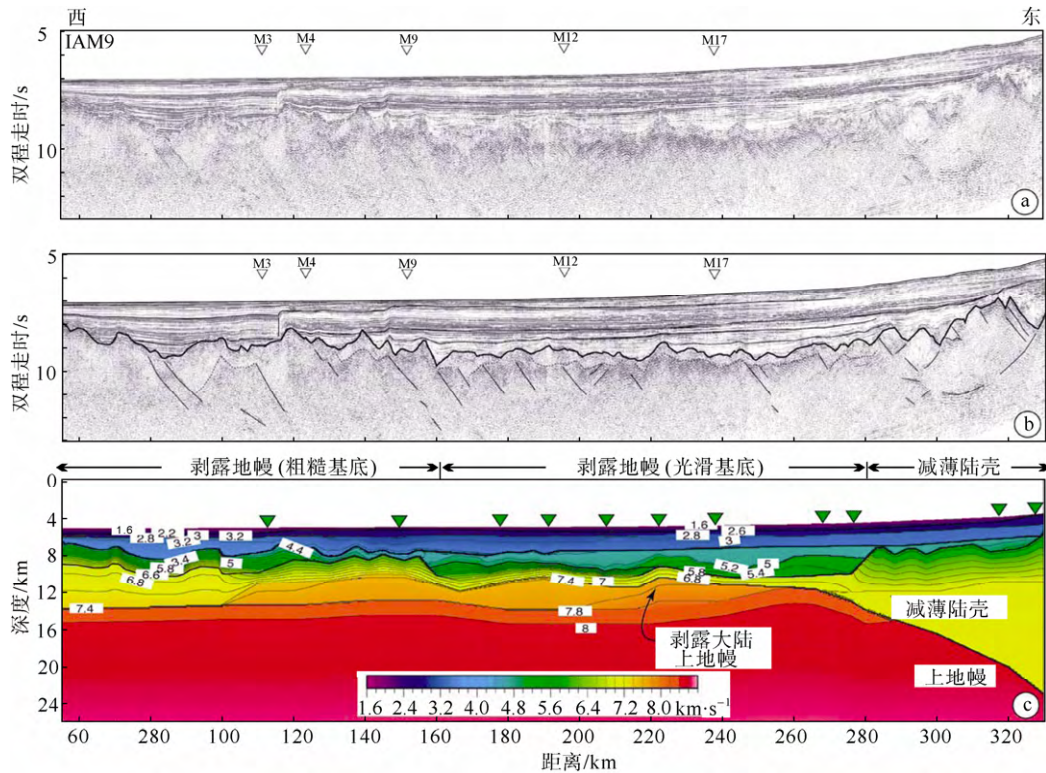


图4 上地幔剥露型伊伯利亚陆缘结构与速度剖面(据 Sibuet et al, 2012)

图a和图b中的白色倒三角形和数字指示的是磁条带及编号,图c中的绿色三角形指示的是海底OBS台站的位置,图c中,白色矩形框里的数字指示的是P波速度,上述标识及含义在图6中相同。

Fig. 4 The structure and velocity profile of Iberia margin with exhumed mantle

为了分析上地幔剥露型洋陆过渡带附近会发育怎样的沉积层序, Mohn et al(2012)和 Masini et al(2011) 对阿尔卑斯中部暴露的非火山型古大陆边缘洋陆过渡带的沉积特点进行了分析,指出伴随拆离断层的发育,洋陆过渡带附近的盆地沉积层序和沉积物来源也发生了系列变化,由以厚度均匀和大角度旋转的裂前层序(中生代二叠—三叠纪陆相硅

质碎屑沉积—浅海碳酸岩台地沉积)、粒径由粗变细的同张裂沉积层序、厚度稳定粒径较细的深海相裂后沉积层序组成(图5)。其中同张裂层序包括:来自于上下盘基底的拆离断层早期活动沉积(BF为来自上盘基底的破碎的裂前沉积, SF为来自拆离断层下盘和基底的碎屑物再沉积)、来自于三角形拆离半地堑角部横向搬运的拆离断层活动中期沉积(向上变

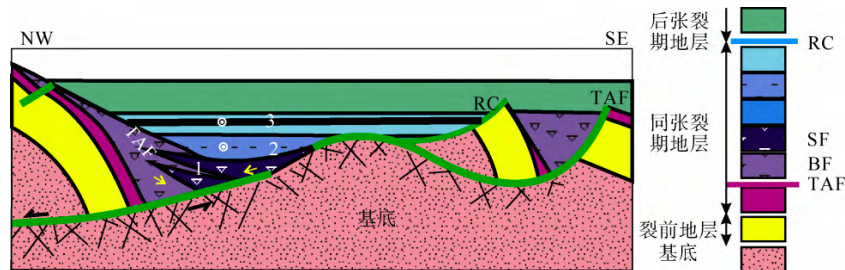


图5 阿尔卑斯中部中生代非火山型大陆边缘洋陆过渡带露头沉积充填层序(据 Masini et al, 2011)

TAF: Agnelli 组顶界面(~185Ma); RC: 放射硅质岩(~160Ma); BF: Bardella 组; SF: Saluver 组。

Fig. 5 The infilling sequence in the outcrop of the central Alps where Mesozoic magma-poor continent-ocean transition zone was exposed

细的角砾—浊流沉积)、拆离断层活动末期的浊流—半深海沉积(交叉沉积的黑色页岩和浊流沉积, 含少量砾岩和长石砂岩, 向上变细)。

2.2.2 下地壳剥露型

下地壳剥露型陆缘被认为出现在加利福尼亚湾和安哥拉/刚果—巴西 Esperito Santo 陆缘(Sibuet et al, 2012; Peron-Pinvidic et al, 2013)。加利福尼亚湾的形成背景较特殊, 是太平洋—法拉龙板块间的扩张脊俯冲和区域走滑拉分形成的张性盆地(Lizarralde et al, 2007), 这里不予介绍, 而重点介绍安哥拉/刚果—巴西 Esperito Santo 陆缘。

根据 Sibuet et al(2012)的介绍, 在 160km 宽的安哥拉/刚果(Angola/Congo)和北部的加蓬 (Gabon) 陆坡区之下, 地壳迅速减薄, 其中上地壳厚约 5km, 下地壳只有 2km 厚(P 波速度为 $6.9\sim 7.1\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$), 甚至更薄, 并且以残留块状保留在岩石圈中(图 6)。在东侧陆缘的盐盆之下, 地壳下部还见到异常高速层(层速度约 $7.2\sim 7.5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$), 向陆缘加厚, 考虑到该区域受岩浆活动影响较小, 推测高速层应为蛇纹岩

化地幔。Karner and Gambôa(2007)认为, 安哥拉/刚果的岩盐沉积之下, 地壳无明显断裂, 因此他们提出这里的上地壳为上盘, 薄且无伸展, 但作为下盘的下地壳和岩石圈上地幔则完全被移走了。同样的区域, Peron-Pinvidic et al(2013)提出了不同的解释方案, 认为这里的上地壳同样发生了张裂和拆离断块旋转, 虽然垂向断距和断块体积都较小。由于岩盐沉积比较厚, 反射地震剖面上裂陷层序看不清楚, 因此两种差异较大的解释方案到底哪一个正确还无从判断。但是, OBS 对地壳和上地幔速度结构的测定比较准确, 根据地震速度结构的纵横向对比分析, Sibuet et al(2012)认为下地壳和地幔向海移到了过渡带上, 那里深水沉积直接覆盖在高速的下地壳上(图 6)。安哥拉和加蓬型陆缘的共轭陆缘一侧, 桑托斯盆地表现出类似的特征, 裂陷期断块体积和断距都比较小, 盐盆直接覆盖在高度减薄的陆壳之上, 因此推测这里是发生了随深度变化的伸展以及脆性中上地壳之下软弱圈层向洋陆过渡带的移走(Karner et al, 2007; Aslanian et al, 2009)。

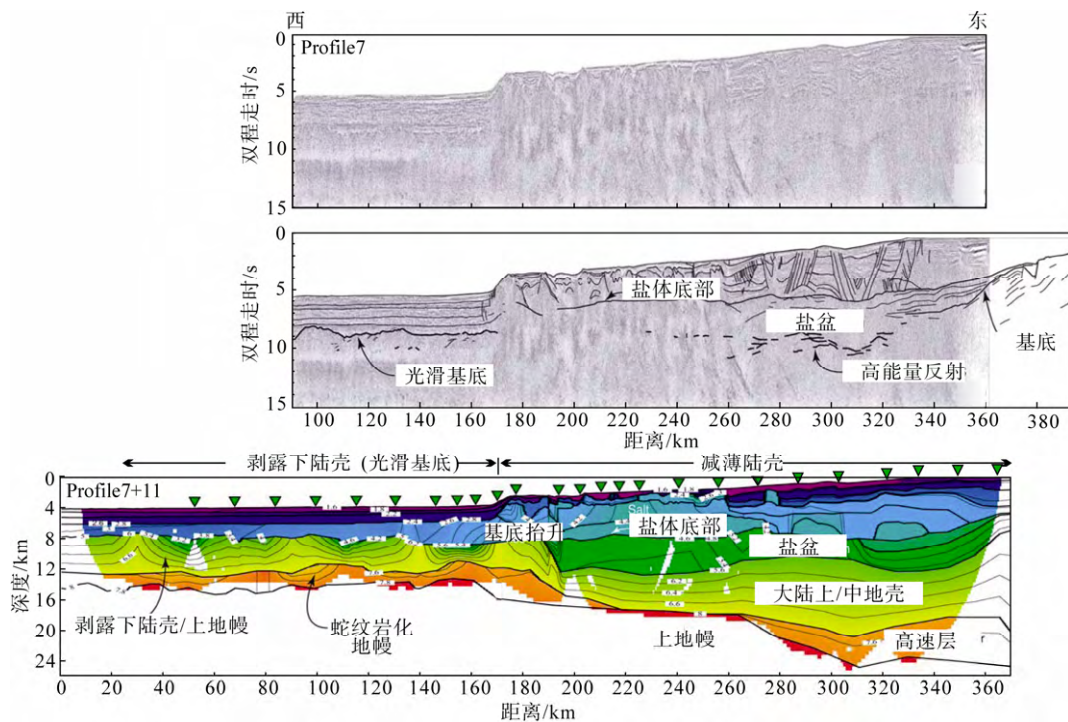


图 6 安哥拉/刚果陆缘下地壳剥露型过渡壳剖面(Sibuet et al, 2012)

Fig. 6 The profile in Angola-Congo margin showing the continent-ocean transition with exhumed lower crust

2.2.3 上地壳过渡型

在数值模拟的基础上, Huisman et al(2011)认为上地壳过渡型陆缘是与伊伯利亚—纽芬兰的地幔剥露型截然相反的类型, 后者是地幔破裂之前地壳发生了颈缩作用, 而前者则相反, 是地壳破裂之前, 下地壳和地幔快速颈缩断裂。Huisman et al(2011)

将安哥拉陆缘和加蓬盆地定义为上地壳型。但根据 Sibuet et al(2012)的地震探测结果, 安哥拉和加蓬地区用下地壳和地幔的颈缩早于上地壳断裂来解释, 并不合适, 因为下地壳和上地幔颈缩的区域在陆架区, 并非在破裂区附近的洋陆过渡带, 与 Huisman et al(2011)的模式不一致。Sibuet et al(2012)认为这种

破裂方式是由于不同圈层流变性质不同造成的, 安哥拉和加蓬地区由于具有较为韧性的下地壳, 在伸展变形的过程中, 下地壳发生向过渡带的流动。暂时还未见到其他地区探测到上地壳过渡型的报道。因此, 暂时还无法进一步分析和讨论, 上地壳是否能比下地壳和地幔更为韧性和不易断裂。

2.2.4 全岩石圈断裂型

Makris et al(2012)通过深部结构探测, 证实了东非陆缘洋陆过渡带为全岩石圈断裂型, 即减薄至 10km 左右的陆壳与洋壳以大型断裂接触转换(洋陆过渡边界型-COB 型)。由于发表出来的此类陆缘的文献较少, 无法系统总结和对比其结构特点及其与其他几类陆缘的异同。

3 讨论

3.1 被动大陆边缘结构与分类

根据前面的各种陆缘的对比和分析, 我们发现曾经位于两个不同分类端元上的富岩浆型和贫岩浆型陆缘, 可以在裂前和裂陷期具有相似的岩石组成、结构特点、断裂和伸展特征, 只是在破裂前后由于岩浆量的多少而发生了结构的分异。这种相似性, 可能要比地幔剥露型与全岩石圈断裂型的分异还小、分异发生的时间还要晚。我们甚至可以把这些类型放入到一个大类之下, 张裂期根据岩石圈各层流变结构的差异(也可能是伸展速率、岩石圈地幔富集程度或温度差异导致的不同圈层流变结构上的差异)可分为 4 类, 甚至更多(图 7):

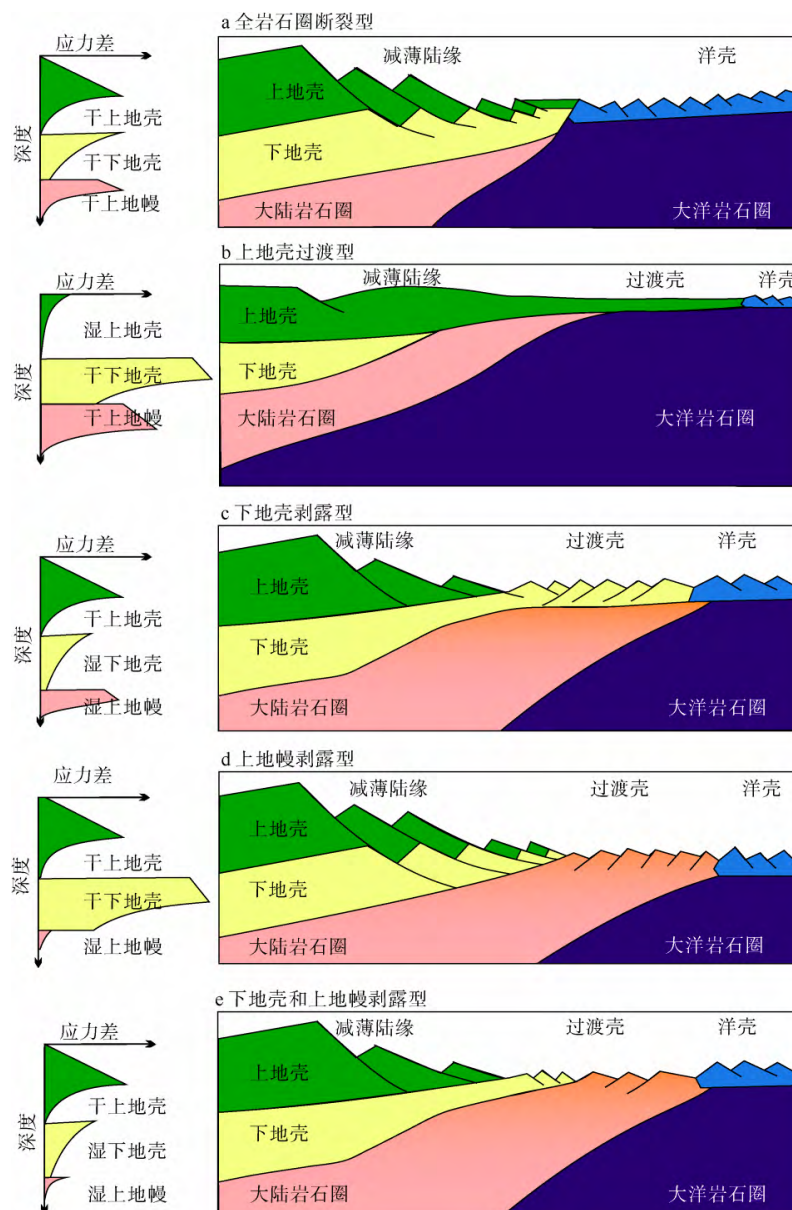


图 7 贫岩浆型陆缘的 5 种洋陆过渡带类型及推测的相应流变结构模式图

a 参考 Makris et al(2012)绘制; b 参考 Huisman et al(2011)绘制; c 和 d 参考 Sibuet et al(2012); e 是推测的模式

Fig. 7 The models of five sub-types of magma-poor margin

全岩石圈断裂型、上地壳过渡型、下地壳剥露型、上地幔剥露型,甚至组合类型,比如下地壳+上地幔剥露型(图 7e)。这几种类型陆缘发展至破裂期,如果靠近地幔柱或热点,或者如 Mutter(1993)所说靠近温度较高的地幔,地壳破裂将会导致大量的岩浆洪泛式喷发,从而进一步分异为富岩浆型,若缺少岩浆供应,则分异为贫岩浆型。因此,正如 Peron-Pinvidic et al(2013)总结的,不同类型的陆缘只是演化不同阶段出现了分异的结果。

3.2 下地壳高速体的成因

这里提到的下地壳高速体,是指地震(尤其是 OBS)探测到的洋陆过渡带之下,纵波速度大于 $7.0\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ (通常速度范围为 $7.1\sim 7.7\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)的下地壳高速层。根据不同陆缘下的研究分析和对不同陆上露头的岩性测定, Gernigon et al(2004)系统总结了可能产生下地壳高速体的几种原因,列举如下。

1) 底侵的基性和超基性岩。这种说法首先由 White et al(1989) 和 Eldholm et al(2000)提出,他们认为在富岩浆型的陆缘,尤其是洋陆过渡带附近,高速的下地壳为来自热地幔苦橄岩熔融体的辉长岩—橄榄岩堆积体,在破裂前后底侵至地壳底部。

2) 高速岩席侵入体。考虑到下地壳高速体的地球物理属性变化较大, Mjelde et al(2002)发现,下地壳高速体的分布范围与最后一期张裂作用的空间对应关系较好,且高速体的纵横波速的泊松比(V_p/V_s)较低(1.75~1.85),和底侵岩浆与陆壳混合一致,但与蛇纹岩化橄榄岩有些差距。因此, Mjelde et al(2009)、Berndt et al(2000)和 Eccles et al(2011)等认为用岩浆岩高速体断块或高速度岩席分散性侵入先存地壳来解释距离地幔柱略远的陆缘下地壳高速体更合适。

3) 熔融的下地壳。这一提法来自 Lundin et al(1997),认为深部的岩浆房会诱发陆缘下地壳重融并导致下地壳底辟作用。这一提法比较含糊,也很少得到附议。

4) 蛇纹岩化地幔。对于贫岩浆型陆缘,蛇纹岩化地幔的观点已得到了钻探的证实(Groupe-Galice, 1979; Boillot et al, 1987; Sawyer et al, 1994; Whitmarsh et al, 1998; Tucholke et al, 2004);但对于富岩浆型陆缘,虽有学者基于高速体泊松比和数值模拟等方法提出该观点(Ren et al, 1998; Gabrielsen et al, 1999; Olafsson et al, 1992; Osmundsen et al, 2008; Reynisson et al, 2010; Rüpke et al, 2013),却较有争议,最重要的争议点在于地壳减薄程度是否允

许海水进入地幔导致橄榄岩蛇纹岩化。

5) 退变质的造山带高级变质岩。这一提法主要基于挪威陆缘北部 Vøring 盆地之下的部分高速体虽表现出高布格重力异常,但却没有明显的磁力异常特征(Gernigon et al, 2004; Nirrengarten et al, 2014),与格陵兰一侧的高速体对应着高磁异常(Schindwein et al, 1999)的表现截然不同;且海盆区靠近挪威西部片麻岩区,那里露头的麻粒岩/榴辉岩也表现出高 P 波速度($7.2\sim 8.5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)和高密度($2.8\sim 3.6\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)低磁性。这些高级变质岩推测来自早期造山作用,以及后期垮塌带来的深部变质岩的抬升和退变质。

从上述分析看,贫岩浆型陆缘下地壳高速体主要来源于地幔蛇纹岩化,而富岩浆型陆缘则主要来源于高温地幔熔融产生的底侵或侵入,局部可能继承了前张裂期的高速变质岩体。考虑到加利福尼亚湾受太平洋俯冲影响,虽然也发生了底侵,但并未带来下地壳高速异常(下地壳 V_p 速率并未超过 $7.0\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$) (Lizarralde et al, 2007),因此推测富岩浆型陆缘的底侵可能来自于更深或更热地幔的熔融。

3.3 被动大陆边缘发育的动力学机制

由于大西洋的富岩浆型大陆边缘破裂发育较早,且常与热点活动有关,科学家们曾一度提出被动大陆边缘的裂解起源于热点作用,如 Morgan(1971)和 Richards et al(1989)提出南大西洋的扩张起因于 Tristan da Cunha 热点的激发,并以此解释大西洋不同部位的打开在空间上的穿时特点,提出南大西洋由南端热点附近向北穿时变新。然而进一步的研究和定年发现,大陆边缘的发育年龄并非以热点为中心,而是自南向北变年轻,热点只是这个变年轻趋势上的一个中间点,且变形样式也非热点主导式的由热点处向南北两侧收敛(Blaich et al, 2011; Franke et al, 2013)。因此,热点说逐渐冷却。

近期,被动陆缘的发育机制进入弧后扩张说阶段,很多研究认为,全球长达 6 万多公里的俯冲带是被动大陆边缘发育的驱动力,一个主要的形成方式就是弧后扩张(Harris, 2003)。目前仍在发育的菲律宾海盆为弧后扩张说提供了有力的支持。弧后扩张的基本原理是:洋壳板片下插至一定深度,会产生脱水反应,导致上覆板块岩石圈底部发生局部熔融,熔融岩浆体上升至地表形成火山弧,热物质的不断上涌和喷发,使火山弧成为最薄弱的区域,随着俯冲板片发生向后滚动撤退,上覆板块很容易在火山弧处发生破裂,形成弧间扩张中心,进而随着

新火山弧在更靠近海沟一侧的发育而发育成弧后盆地(Martinez et al, 1995) (图 8)。

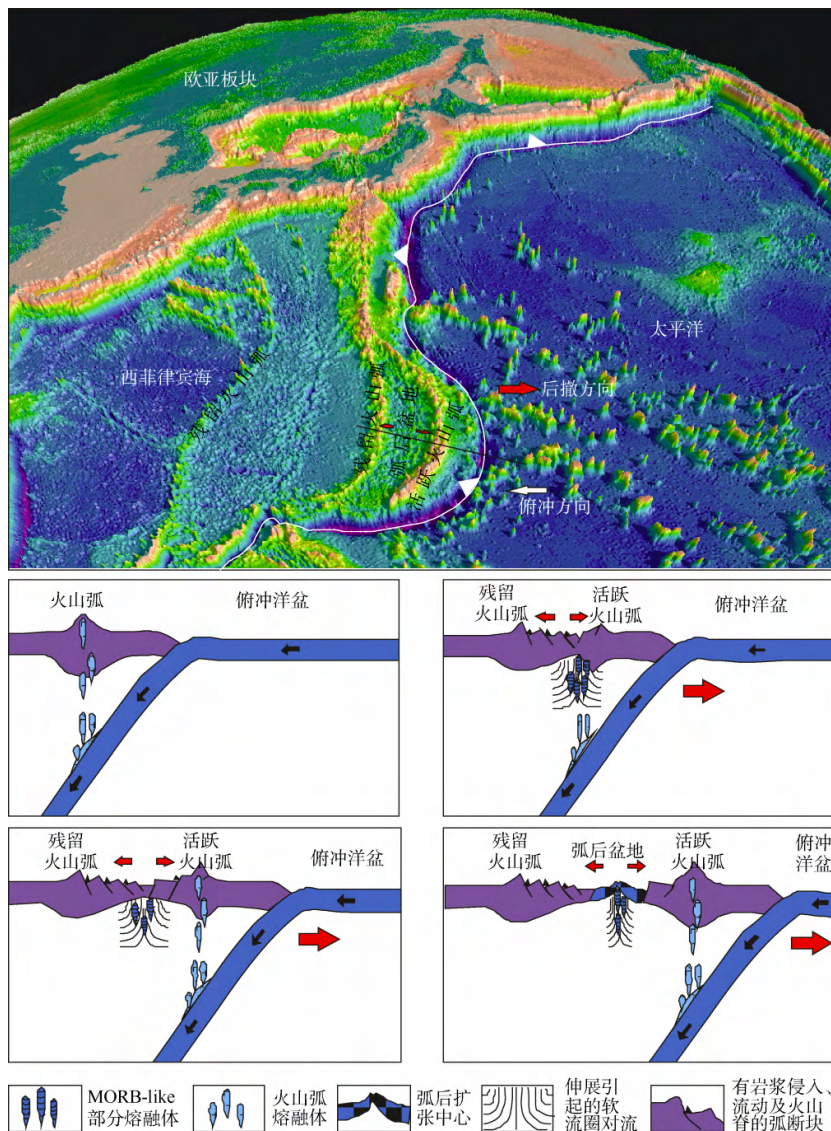


图 8 菲律宾弧后扩张模式图

剖面演化图据 Martinez et al(1995)

Fig. 8 The back-arc spreading model in the Philippines

此外, 科学家们还提出了俯冲拖曳说, 即板片俯冲在其后缘对连接的大陆产生了拖曳作用, 从而导致大陆的伸展和裂解(图 9)。虽然俯冲拖曳作用力的大小是否足以导致大陆裂解仍受到质疑, 但这种观点似乎是最适合解释南海新生代演化的重要动力(Taylor et al, 1980; Sun et al, 2009; 孙珍 等, 2009)。

3.4 对南海陆缘破裂机制研究的启示

南海陆缘是边缘海型被动陆缘, 其北部陆缘之下, 也发现了最厚达 12km 的下地壳高速体(卫小冬等, 2011), 其构造属性和张裂—破裂方式备受关注。

根据早期的探测研究, 南海共轭陆缘由于缺少富岩浆型陆缘较常见的向海倾斜反射特征, 以及裂后具有明显高的异常沉降特征(Xie et al, 2006; 赵中

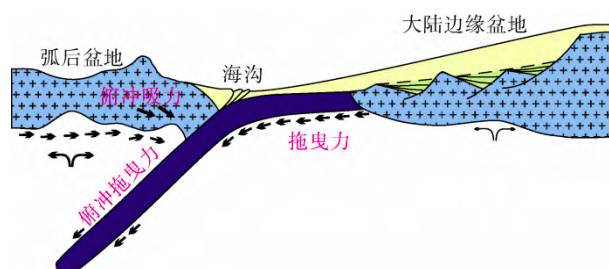


图 9 大陆边缘板块作用力类型及含义[据 Harris et al (2003)修改]

Fig. 9 The forces and its tectonic implication in plate boundary of continental margin. Based on Harris et al(2003)

贤 等, 2010; 周蒂 等, 2011; 廖杰 等, 2011)(一般富岩浆型陆缘破裂后沉降不明显), 而被多数学者界

定为非火山型或准火山型大陆边缘(宋海斌 等, 1998; 吴世敏 等, 2001; 阎贫 等, 2002; 李家彪 等, 2011; 郝天珧 等, 2011; 李三忠 等, 2012)。

这样的观点与早期对南海北部陆缘下地壳高速体类型的认识有所冲突。根据广州海洋地质调查局和美国拉蒙特实验室的3条双船反射剖面, Nissen et al(1995)认为南海北部陆缘自陆向海具有阶梯式减薄特征, 下地壳发育有岩浆底侵成因的高速体。Zhao et al(2010)和卫小冬 等(2011)通过纵横波泊松比分析与岩石实验对比后认为, 高速体泊松比较低(V_p/V_s 为 1.76~1.94), 具有基性底侵辉长岩特征。与富岩型大陆边缘相比(V_p/V_s 为 1.75~1.85, 据 Gernigon et al, 2004; Eccles et al, 2011), 南海北部陆缘高速体的泊松比上限要高一些。关于底侵的时间, 刘安 等(2008)认为是同破裂期的, 而 Zhao et al(2010)和卫小冬 等(2011)认为是裂后期的。虽然底侵也可以在没有热点或地幔柱的地方发生, 比如加利福尼亚湾, 但加利福尼亚湾盆地下的底侵辉长岩不具有高速特征(Lizaralde et al, 2007; Dorsey et al, 2013)。然而, 无论何时发生底侵, 都需要一个热点或一个地幔柱或者如 Mutter(1993)所说需要一个比正常地幔高 200~500 的地幔, 南海北部陆缘附近目前只发现一个可能的热点——海南地幔柱, 但在靠近海南岛的琼东南盆地, OBS 观测发现下地壳不具有明显高速特征(丘学林 等, 2012)。因此, 南海东北部的陆缘类型和高速体成因都需要更多的约束和钻探检验, 才有可能确定。

4 结论

本文从基本定义和分类出发, 总结了近年来地震探测和大洋钻探所揭示的不同被动陆缘的主要结构特点, 讨论了产生不同陆缘类型和下地壳高速特征的成因, 主要结论如下。

1) 位于两个不同分类端元上的富岩浆型和贫岩浆型陆缘, 可以在裂前和裂陷期具有十分相似的岩石组成、结构特点、断裂和伸展特征, 只是在破裂前后由于岩浆量的多少而发生了结构的分异。

2) 张裂期根据岩石圈各层流变结构的差异(也可能是伸展速率、岩石圈地幔富集程度或温度差异导致的不同圈层流变结构的差异), 被动陆缘可分异为全岩石圈断裂型、上地壳过渡型、下地壳剥露型、上地幔剥露型, 甚至下地壳+上地幔剥露的组合类型。这几种类型陆缘发展至破裂期, 如果靠近地幔柱或热点, 地壳破裂可能导致大量的岩浆洪泛式喷发, 从而进一步分异为富岩浆型, 若缺少岩浆供应, 则分异为贫岩浆型。因此, 不同类型的陆缘只是不同演化阶段上出现了不同分异的结果。

3) 贫岩浆型陆缘下地壳高速体主要来源于地幔蛇纹岩化, 而富岩浆型陆缘主要来源于高温地幔熔融产生的底侵或岩脉侵入, 局部可能继承了前张裂期的高速变质岩体。

4) 被动陆缘伸展演化的动力有热点说、弧后扩张说和俯冲拖曳说等, 其中后两种观点较为人接受, 但其正确性尚有待进一步研究和检验。

参考文献(References)

- 郝天珧, 徐亚, 孙福利, 等, 2011. 南海共轭大陆边缘构造属性的综合地球物理研究[J]. 地球物理学报, 54(12): 3098–3116. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.011. HAO T Y, XU Y, SUN F L, et al, 2011. Integrated geophysical research on the tectonic attribute of conjugate continental margin of South China Sea[J]. Chinese J Geophy, 54(12): 3098–3116. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.011.
- 李家彪, 2011. 南海大陆边缘动力学: 科学实验与研究进展[J]. 地球物理学报, 54(12): 2993–3003. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.002. LI J B, 2011. Dynamics of the continental margins of South China Sea: scientific experiments and research progress[J]. Chinese J Geophy, 54(12): 2993–3003. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.002.
- 李家彪, 丁巍伟, 吴自银, 等, 2012. 南海西南海盆的渐进式扩张[J]. 科学通报, 57(20): 1896–1905. LI J B, DING W W, WU Z Y, et al, 2012. The propagation of seafloor spreading in the southwestern subbasin, South China Sea[J]. Chinese Sci Bull, 57(20): 1896–1905.
- 李三忠, 索艳慧, 刘鑫, 等, 2012. 南海的基本构造特征与成因模型: 问题与进展及论争[J]. 海洋地质与第四纪地质, 32(6): 35–53. LI S Z, SUO Y H, LIU X, et al, 2012. Basic structural pattern and tectonic models of the South China Sea: problems, advances and controversies[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 32(6): 35–53.
- 廖杰, 周蒂, 赵中贤, 等, 2011. 珠江口盆地白云凹陷裂后异常沉降的数值模拟[J]. 中国科学: 地球科学, 41(4): 504–517. LIAO J, ZHOU D, ZHAO Z X, et al, 2011. Numerical modeling of the anomalous post-rift subsidence in the Baiyun Sag, Pearl River Mouth Basin[J]. Sci China Earth Sci, 41(4): 504–517. doi: 10.1007/s11430-011-4184-3.
- 刘安, 武国忠, 吴世敏, 2008. 南海东北部下地壳高速层的成因探讨[J]. 地质论评, 54(5): 609–616. LIU A, WU G Z, WU S M, 2008. A discussion on the origin of high velocity layer in the lower crust of northeast South China Sea. Geological

- Review, 54(5): 609–616.
- 庞雄, 陈长民, 彭大钧, 等, 2007. 南海珠江深水扇系统及油气[M]. 北京: 科学出版社: 99–190. PANG X, CHEN C, PENG D, et al, 2007. The Pearl River deep-water fan system & petroleum in South China Sea[M]. Beijing: Science Press: 99–190.
- 丘学林, 赵明辉, 敖威, 等, 2011. 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, 54(12): 3117–3128. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.012. QIU X L, ZHAO M H, AO W, et al, 2011. OBS survey and crustal structure of the southwest sub basin and Nansha block, South China Sea[J]. Chinese J of Geophy, 54(12): 3117–3128. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.012.
- 丘学林, 赵明辉, 徐辉龙, 等, 2012. 南海深地震探测的重要科学进程: 回顾和展望[J]. 热带海洋学报, 31(3): 1–9. QIU X L, ZHAO M H, XU H L, et al, 2012. Important processes of deep seismic surveys in the South China Sea: retrospection and expectation[J]. J of Tropical Oceanography, 31(3): 1–9.
- 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[J]. 地学前缘, 22(1): 102–114. 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[J]. Earth Science Frontiers, 2015, 22(1): 102–114.
- 宋海斌, 郝天珧, 江为为, 1998. 南海北部张裂边缘的类型及其形成机制探讨[C]//中国岩石力学与工程学会. 寸丹集——庆贺刘光鼎院士工作 50 周年学术论文集. 北京: 科学出版社: 74–81.
- 孙珍, 孙龙涛, 周蒂, 等, 2009. 南海岩石圈破裂方式与扩张过程的三维物理模拟研究[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 34(3): 1–13. SUN Z, SUN L T, ZHOU D, et al, 2009. Discussion on the South China Sea evolution and lithospheric breakup through 3D analogue modeling[J]. Earth Science (J of China University of Geosciences), 34(3): 1–13.
- 孙珍, 赵中贤, 李家彪, 等, 2011. 南沙地块内破裂不整合与碰撞不整合的构造分析[J]. 地球物理学报, 54(12): 3196–3209. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.019. SUN Z, ZHAO Z X, LI J B, et al, 2011. Tectonic analysis of the breakup and collision unconformities in the Nansha[J]. Chinese J Geophy, 54(12): 3196–3209. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.019.
- 卫小冬, 阮爱国, 赵明辉, 等, 2011. 穿越东沙隆起和潮汕坳陷的 OBS 广角地震剖面[J]. 地球物理学报, 54(12): 3324–3335. WEI X D, RUAN A G, ZHAO M H, et al, 2011. A wide angle OBS profile across Dongsha Uplift and Chaoshan Depression in the mid northern South China Sea[J]. Chinese J Geophy, 54(12): 3325–3335. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.030.
- 吴世敏, 周蒂, 丘学林, 2001. 南海北部陆缘的构造属性问题[J]. 高校地质学报, 7(4): 419–426. WU S M, ZHOU D, QIU X L, 2001. Tectonic Setting of the Northern Margin of South China Sea[J]. Geological J of China Universities, 7(4): 419–426.
- 解习农, 张成, 任建业, 等, 2011. 南海南北大陆边缘盆地构造演化差异性对油气成藏条件控制[J]. 地球物理学报, 54(12): 3280–3291. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.026.
- XIE X N, ZHANG C, REN J Y, et al, 2011. Effects of distinct tectonic evolutions on hydrocarbon accumulation in northern and southern continental marginal basins of South China Sea[J]. Chinese J Geophy, 54(12): 3280–3291. doi: 10.3969/j.issn.0015733.2011.12.026.
- 阎贫, 刘海龄, 2002. 南海北部陆缘地壳结构探测结果分析[J]. 热带海洋学报, 21(2): 1–12. YAN P, LIU H L, 2002. Analysis on deep crust sounding results in northern margin of South China Sea[J]. J of Tropical Oceanography, 21(2): 1–12.
- 赵中贤, 周蒂, 廖杰, 等, 2010. 珠江口盆地陆架区岩石圈伸展模拟及裂后沉降分析[J]. 地质学报, 84(8): 1135–1145. ZHAO Z X, ZHOU D, LIAO J, et al, 2000. Lithospheric stretching modeling of the continental shelf in the Pearl River Mouth Basin and analysis of post-breakup subsidence[J]. Acta Geologica Sinica, 84(8): 1135–1145.
- 周蒂, 廖杰, 赵中贤, 2011. 张性盆地裂后异常沉降的正反演数值模拟方法[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 36(2): 227–235. ZHOU D, LIAO J, ZHAO Z X, 2011. Forward and inverse modeling of anomalous post-rifting subsidence in extensional sedimentary basins[J]. Earth Science (J of China University of Geosciences), 36(2): 227–235.
- ASLANIAN D, MOULIN M, OLIVET J L, et al, 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: kinematic constraints[J]. Tectonophysics, 468: 98–112.
- BAUER K, NEBEN S, SCHRECKENBERGER B, et al, 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies[J]. J of Geophy Research, 105, 25829–25853.
- BERNDT C, SKOGLY O P, PLANKE S, et al, 2000. High velocity break-up related sills in the Vøring Basin off Norway[J]. Journal of Geophysical Research, 105(B1): 28443–28455.
- BLAICH O A, FALEIDE J I, TSIKALAS F, 2011. Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins[J]. Journal of Geophysical Research, 116, B01402.
- BOILLLOT G, GRIMAUD S, MAUFFRET A, et al, 1980. Ocean-Continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank[J]. Earth and Planetary Science Letters, 48: 23–34.
- BOILLLOT G M, RECQ M, WINTERER E L, et al, 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia, Spain) [J]. Tectonophysics: 132, 335–342.
- BOILLLOT G, BESLIER M O, GIRARDEAU J, 1995. Nature, structure and evolution of the ocean continent boundary: the lesson of the West Galicia Margin (Spain)[M] // BANDA E, TORNE M, TALWANI M. Rifted Ocean-Continent Boundaries. Springer Netherlands: 219–229.
- BREIVIK A J, MJELDE R, FALEIDE J I, et al, 2006. Rates of continental breakup magmatism and seafloor spreading in the Norway Basin–Iceland plume interaction[J]. J Geophys Res,

- 111: B07102. doi:10.1029/2005JB004004.
- COFFIN M F, ELDHOLM O, 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. *Reviews of Geophysics*, 32: 1–36.
- CONTRERAS J, ZÜHLKE R, BOWMAN S, et al, 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins)[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 1952–1980.
- CONTRUCCI I, MATIAS L, MOULIN M, et al, 2004. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data[J]. *Geophysical Journal International*, 158: 529–553.
- DING W W, FRANKE D, LI J B, et al, 2013. Seismic stratigraphy and tectonic structure from a composite multi-channel seismic profile across the entire Dangerous Grounds, South China Sea[J]. *Tectonophysics*, 582: 162–176.
- DORSEY R J, UMHOEFER P J, OSKIN M E, et al, 2013. Rupturing continental lithosphere in the Gulf of California & Salton Trough[J]. *GeoPRISMS Newsletter*: 1–6.
- DUNCAN R A, LARSEN H C, ALLAN J F, et al, 1996. Proc. ODP, Initial Reports[R]. 163. Ocean Drilling Program, College Station, TX: 279.
- EBBING J, LUNDIN E, OLESEN O, et al, 2006. The mid-Norwegian margin: a discussion of crustal lineaments, mafic intrusions, and remnants of the Caledonian root by 3D density modelling and structural interpretation[J]. *J Geol Soc*, 163: 47–59.
- ECCLES J D, WHITE R S, CHRISTIE A F, 2011. The composition and structure of volcanic rifted continental margins in the North Atlantic: Further insight from shear waves[J]. *Tectonophysics*, 508(2011): 22–33.
- ELDHOLM O, THIEDE J, TAYLOR B, 1987. Proc. ODP, Sci. Results. Ocean Drilling Program[R]. College Station, TX, United States. 104: 783.
- ELDHOLM O, THIEDE J, TAYLOR B, 1989. Evolution of the Vøring volcanic margin[C]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104: 1033–1065.
- ELDHOLM O, GRUE K, 1994. North-Atlantic volcanic margins - dimensions and production-rates[J]. *J Geophys Res. Solid Earth*, 99: 2955–2968.
- ELDHOLM O, GLADCZENKO T P, SKOGSEID J, et al, 2000. Atlantic volcanic margins: a comparative study[M]// NØTTVEDT A, LARSEN B T, OLAUSSEN S, et al. *Dynamics of the Norwegian margin*. Geological Society of London Special Publication. London: The Geological Society, 167: 411–428.
- ELDHOLM O, TSIKALAS F, FALEIDE J I, 2002. The continental margin off Norway 62–75°N: Paleogene tectono-magmatic segmentation and sedimentation[M]// JOLLEY D, BELL B. *The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonics, Volcanic and Magmatic Processes*. London: Geological Society of London, Special Publication, 197: 39–68.
- FERNÁNDEZ M, AFONSO J C, RANALLI G, 2010. The deep lithospheric structure of the Namibian volcanic margin[J]. *Tectonophysics*, 481: 68–81.
- FRANKE D, NEBEN S, LADAGE S, et al, 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic[J]. *Marine Geology*, 244: 46–67.
- FRANKE D, LADAGE S, SCHNABEL M, et al, 2010. Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11: Q0AB04.
- FRANKE D, 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: comparison of magma-poor and volcanic rifted margins[J]. *Mar Pet Geol*, 43: 63–87.
- GABRIELSEN R H, ODINSEN T, GRUNNALEITE I, 1999. Structuring of the Northern Viking Graben and the Møre Basin; the influence of basement structural grain, and the particular role of the Møre-Trøndelag Fault Complex[J]. *Mar Pet Geol*, 16: 443–465.
- GEOFFROY L, 2005. Volcanic passive margins[J]. *C R Geosci*, 337: 1395–1408.
- GERNIGON L, RINGENBACH J C, PLANKE S, et al, 2003. Extension, crustal structure and magmatism at the outer Vøring Basin, Norwegian margin[J]. *J Geol Soc*, 160: 197–208.
- GERNIGON L, RINGENBACH J C, PLANKE S, et al, 2004. Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway) [J]. *Mar Pet Geol*, 21: 363–372.
- GLADCZENKO T P, HINZ K, ELDHOLM O, et al, 1997. South Atlantic volcanic margins[J]. *Journal of the Geological Society*, 154: 465–470.
- GLADCZENKO T P, SKOGSEID J, ELDHOLM O, 1998. Namibia volcanic margin[J]. *Marine Geophysical Researches*, 20: 313–341.
- GROUPE G, 1979. The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution[R] // SIBUET J C, RYAN W B F. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 47 (Part 2). Washington, DC: US Government Printing Office: 633–662.
- HARRIS R, 2003. Geodynamic patterns of ophiolites and marginal basins in the Indonesian and New Guinea regions[M]// DILEK Y and ROBINSON P T. *Ophiolites in earth history*. London: Geological Society of London, Special Publications, 218: 481–505.0305-8719.
- HAYES D E, NISSEN S S, 2005. The South China Sea margins: implications for rifting contrasts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 237: 601–616.
- HINZ K, NEBEN S, SCHRECKENBERGER B, et al, 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: Sedimentary successions, volcanic activity during breakup[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 1–25.
- HOPPER J R, FUNCK T, TUCHOLKE B E, 2007. Structure of the Flemish Cap margin, Newfoundland: insights into mantle and crustal processes during continental breakup [M]. London: Geological Society of London, Special Publications, 282:

- 47–61.
- HUISMANS R, BEAUMONT C, 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins [J]. *Nature*, 473: 74–78.
- HUISMANS R, BEAUMONT C, 2014. Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 407: 148–162.
- JACKSON M P A, CRAMEZ C, FONCK J M, 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 477–498.
- KARNER G D, DRISCOLL N W, 2000. Timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from Stratal architecture and quantitative basin modelling[J]. *Geol Soc. Spec Publ*, 164: 271–311.
- KARNER G D, GAMBÔA L A P, 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporates[M] // SCHREIBER B C, LUGLI S, BABEL M. *Evaporites through space and time*. London: Geological Society, London, Special Publications, 285: 15–35. doi: 10.1144/SP285.2.
- LARSEN H C, SAUNDERS A D, CLIFT P D, 1994. Proc. ODP, Initial Reports[R]. 152. Ocean Drilling Program, College Station, TX: 977.
- LARSEN H C, SAUNDERS A D, 1998. Tectonism and volcanism at the Southeast Greenland rifted margin: A record of plume impact and later continental rupture[R]. *Proc Ocean Drill. Program Sci Results*. ODP: 503–534.
- LI C F, LIN J, KULHANEK D K, et al, 2014. South China Sea tectonics: Opening of the South China Sea and its implications for southeast Asian tectonics, climates, and deep mantle processes since the late Mesozoic[R]. *IODP Sci Prosp*, 349. doi:10.2204/iodp.sp.349.2013: 1–53.
- LIZARRALDE D, AXEN G J, BROWN H E, et al, 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California[J]. *Nature*, 448: 466–469. doi:10.1038/nature06035.
- LUNDIN E R, DORÉ A G, 1997. A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: early Cretaceous to break-up[J]. *Geological Society London Journal*, 154: 545–550.
- MAKRIS J, PAPOULIA J, MCPHERSON S, et al, 2012. Mapping of Sediments and Crust Offshore Kenya, East Africa: A Wide Aperture Refraction / Reflection Survey[C]. Las Vegas, Nevada: SEG Annual Meeting abstract.
- MANATSCHAL G, BERNOULLI D, 1999. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: present day Galicia and ancient Adria[J]. *Tectonics*, 18: 1099–1119.
- MARTINEZ F, FRYER P, BAKER N A, et al, 1995. Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°–24°N[J]. *J Geophys Res*, 100(B3): 3807–3828.
- MASINI E, MANATSCHAL G, MOHN G, et al, 2011. The tectono-sedimentary evolution of a supradetachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland[J]. *Basin Res*, 23: 652–677.
- MENZIES M A, CLEMPERER S L, EINGER C Z, et al, 2001. Volcanic rifted margins[M]. *The Geological Society of America, Special paper* 362.
- MENZIES M A, KLEMPERER S, EBINGER C, et al, 2002. Characteristics of volcanic rifted margins[M] // MENZIES M A, KLEMPERER S, EBINGER C, et al. *Volcanic Rifted Margins*. Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper, 362: 1–14.
- MEYER R, VAN WIJK J, GERNIGON L, 2007. The North Atlantic Igneous Province: A review of models for its formation[M/OL] // FOULGER G R, JURDY D M. *Plates, Plumes, and Planetary Processes*. Geological Society of America Special Paper, 430: 525–552. [2015-02-27]. <http://www.researchgate.net/publication/228712862>.
- MJELDE R, KASAHARA J, SHIMAMURA H, et al, 2002. Lower crustal seismic velocity-anomalies; magmatic underplating or serpentinised peridotite? Evidence from the Vøring Margin, NE Atlantic[J]. *Marine Geophysical Researches*, 23: 169–183.
- MJELDE R, RAUM T, KANDILAROV A, et al, 2009. Crustal structure and evolution of the outer Møre margin, NE Atlantic[J]. *Tectonophysics*, 468: 224–243.
- MOHN G, MANATSCHAL G, BELTRANDO M, et al, 2012. Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: evidence from the fossil Alpine Tethys margins[J]. *Tectonics*, 31: TC1012.
- MOHRIAK W, HOBBS R, DEWEY J F, 1990. Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 7: 94–100.
- MOHRIAK W, NEM_COK M, ENCISO G, 2008. South Atlantic Divergent Margin Evolution: Rift-border Uplift and Salt Tectonics in the Basins of SE Brazil[J]. *Geological Society, London, (Special Publications)*, 294: 365–398.
- MORGAN W J, 1971. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 230: 42–43.
- MUTTER J C, 1993. Margins declassified[J]. *Nature, News and Views*, 364: 393–394.
- NIRRENGARTEN M, GERNIGON L, MANATSCHAL G, 2014. Lower crustal bodies in the Møre volcanic rifted margin: Geophysical determination and geological implications[J]. *Tectonophysics*, 636: 143–157.
- NISSSEN S S, HAYES D E, BUHL P, et al, 1995. Deep penetration seismic soundings across the northern margin of the South China Sea[J]. *J Geophys Res*, 100: 22407–22433.
- OLAFSSON I, SUNDVOR E, ELDHOLM O, et al, 1992. Møre margin: crustal structure and analysis of expanded spread profiles[J]. *Mar Geophys Res*, 14: 137–163.
- OSMUNDSEN P T, EBBING J, 2008. Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins[J]. *Tectonics*, 27: TC6016. doi: 10.1029/2007tc002242.
- PÉREZ-GUSSINYÉ M, MORGAN J P, RESTON T J, et al, 2006. The rift to drift transition at non-volcanic margins: Insights

- from numerical modelling[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 244 (2006) 458–473.
- PÉRON -PINVIDIC G, MANATSCHAL G, 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1581–1597. doi: 10.1007/s00531-008-0337-9
- PERON-PINVIDIC G, MANATSCHAL G, OSMUNDSEN P T, 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts[J]. *Mar Pet Geol*, 43: 21–47.
- PLANKE S, SYMONDS PA, ALVESTAD E, et al, 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins[J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 105: 19335–19351.
- QIU X L, YE S Y, WU S M, et al, 2001. Crustal structure across the Xisha Trough, northwestern South China Sea[J]. *Tectonophysics*, 341(1–4): 179–193.
- REN S, SKOGSEID J, ELDHOLM O, 1998. Late Cretaceous–Paleocene extension on the Vøring volcanic margin[J]. *Marine Geophysical Research*, 20: 343–369.
- RESTON T J, 2007. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberia margin[M]//KARNER G, MANATSCHAL G, PINHEIRO L D. *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. London: Geological Society of London, Special Publication: 77–110.
- RESTON T J, 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: a synthesis[J]. *Tectonophysics*, 468: 6–27.
- REYNISSON R F, 2010. Deep structure and sub-basalt exploration of the mid-Norwegian margin with emphasis on the Møre margin[D]. Trondheim: Norwegian University of Science and Technology: 1–142.
- RICHARDS M A, DUNCAN R A, COURTILLOT V E, 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails[J]. *Science*, 246: 103–107.
- ROBERTS D G, BACKMAN J, MORTON A C, et al, 1984. Evolution of volcanic rifted margins: synthesis of Leg 81 results on the west margin of Rockall Plateau, Initial Reports of the deep sea drilling project 81[R]. Ocean Drilling Program. College Station, TX, United States: Texas A & M University: 883–911.
- ROBERTS D G, BALLY A W, 2012. From rifts to passive margins: a continuum of extension (Chapter 2)[M] // ROBERTS D G, BALLY A W. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Amsterdam: Elsevier: 19–31.
- RÜPKE L H, SCHMID D W, PÉREZ-GUSSINYÉ M, et al, 2013. Interrelation between rifting, faulting, sedimentation, and mantle serpentinization during continental margin formation—including examples from the Norwegian[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 4351–4369.
- SAUNDERS A D, FITTON J G, KERR A C, et al, 1997. The North Atlantic Igneous Province[M]// MAHONEY J J, COFFIN M F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Washington DC: American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100: 45–93.
- SAWYER D S, WHITMARSH R B, KLAUS A, 1994. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 149[R]. Ocean Drilling Program. College Station, TX: 1–25.
- SCHLINDWEIN V, JOKAT W, 1999. Structure and evolution of the continental crust of northern east Greenland from integrated geophysical studies[J]. *Journal of Geophysical Research*, 104(b7): 15227–15245.
- SIBUET J C, TUCHOLKE B E, 2012. The geodynamic province of transitional lithosphere adjacent to magma-poor continental margins[M]. London: Geological Society, Special Publications, 429–452. doi:10.1144/SP369.15.
- SKOGSEID J, PLANKE S, FALEIDE J I, et al, 2000. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation[M] // NØTTVEDT A. *Dynamics of the Norwegian margin*. London: Geological Society of London, Special Publications, 167: 295–326.
- SUN Z, LARSEN H, Li C, et al, 2013. Testing hypotheses for lithosphere thinning during continental breakup: drilling at the South China Sea rifted margin[R]. IODP Proposal 838CPP: 1–30.
- SUN Z, ZHONG Z H, KEEP M, et al, 2009. 3D analogue modeling of the South China Sea: A discussion on breakup pattern[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34 (4): 544–556. doi: 10.1016/j.jseas.2008.09.002.
- SVENSEN H, PLANKE S, MALTHER-SØRENSEN A, et al, 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming[J]. *Nature*, 429: 542–545.
- TALWANI M, ABREU V, 2000. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. east coast margin and conjugate South Atlantic margins[M]// MOHRIAK W, TALWANI M. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington, DC: American Geophysical Union: 211–234.
- TAYLOR B, HAYES D E, 1980. The tectonic evolution of the South China Basin[M] // HAYES D E. *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. American Geophysical Union. Geophysical Monograph, 23: 89–104.
- TUCHOLKE B E, SIBUET J C, KLAUS A, 2004. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 210[R]. Ocean Drilling Program. College Station, TX: 1–30.
- TUCHOLKE B E, SIBUET J C, 2007. Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift[R] // TUCHOLKE B E, SIBUET J C, KLAUS A. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Ocean Drilling Program. College Station, TX: 1–56.
- WANG P, PRELL W L, BLUM P, et al, 2000. Proc. of the Ocean Drilling Progr, Initial Reports 184[R]. Ocean Drilling Program. College Station, TX: 1–20.
- WANGEN M, MJELDE R, FALEIDE J I, 2011. The extension of the Vøring margin (NE Atlantic) in case of different degrees

- of magmatic underplating[J]. *Basin Res*, 23: 83–100.
- WHITE R, MCKENZIE D, 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685–7729.
- WHITE R S, 1992. Magmatism during and after continental breakup[M] // STOREY B C, ALABASTER T, PANKHURST R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. London: Geological Society Special Publication, 68: 1–38.
- WHITE R S, SMITH L K, Roberts A W, et al, 2008. Lower crustal intrusion on the North Atlantic continental margin[J]. *Nature*, 452: 460–464.
- WHITMARSH R B, MILES P R, 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental-margin at 40-Degrees-300N deduced from surface and deep-tow magnetic-anomalies[J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100: 3789–3806.
- WHITMARSH R B, BESLIER M O, WALLACE P J, 1998. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 173[C]. Ocean Drilling Program. College Station, TX: 1–30.
- WHITMARSH R B, MANATSCHAL G, MINSHULL T A, 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading[J]. *Nature*, 413: 150–154.
- XIE X, MÜLLER R D, LI S, et al, 2006. Origin of anomalous subsidence along the Northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 745–765.
- YAN P, DENG H, LIU H, et al, 2006. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 647–659.
- ZHAO M, QIU X, XIA S, et al, 2010. Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and V_p/V_s ratios derived from three-component OBS data[J]. *Tectonophysics*, 480(1–4): 183–197. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.004.
- 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[J]. *Tectonophysics*, 251: 161–177.
- ZHOU D, YAO B, 2009. Tectonics and sedimentary basins of the South China Sea: challenges and progresses[J]. *Journal of Earth Science*, 20: 1–12.