

裂谷伸展中心迁移数值模拟

——以南海海盆为例*

卓木林¹, 吴扬名^{2,3}, 廖杰^{1,3}

1. 中山大学地球科学与工程学院, 广东 珠海 519082
2. 海洋灾害预警与防护广东省重点实验室 / 汕头大学海洋科学研究院, 广东 汕头 515063
3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519082

摘要: 伸展中心迁移是大陆岩石圈演化的重要特征。南海大陆在张裂过程中, 伸展中心持续向南迁移, 具体体现在裂谷盆地、岩浆活动及洋中脊扩张中心的向南迁移。地震层析成像和板块重建表明, 南海裂谷中心迁移可能与岩石圈结构和区域板块驱动力变化有关, 但其动力学机制仍不明确。基于二维热-力学耦合地球动力学数值模拟方法, 构建大陆单侧张裂数值模型, 探讨大陆岩石圈地幔性质与裂谷加速伸展对裂谷迁移的控制作用。数值模拟结果表明: 1) 张裂前大陆岩石圈地幔厚度对裂谷迁移有显著影响。薄的大陆岩石圈地幔结构有利于张裂期裂谷迁移, 其机制包括应力集中速率降低、岩石圈变形范围扩展及张裂持续时间延长; 2) 在裂谷单侧加速伸展的边界条件下, 随着伸展加速度增加, 裂谷轴的迁移方向逐渐趋于与加速方向一致。模拟结果与南海裂谷盆地向南迁移及北部陆缘下地壳岩浆底侵等地质观测现象高度吻合, 表明岩石圈结构特征与非对称加速伸展过程可能共同控制了南海裂谷演化的动力学机制。

关键词: 裂谷; 数值模拟; 变速裂谷伸展; 伸展中心迁移; 南海海盆

中图分类号: P31 文献标志码: A 文章编号: 2097-0137(2025)06-0121-15

Dynamical modeling of rift basin extension center migration: A case study of the South China Sea basin

ZHUO Mulin¹, WU Yangming^{2,3}, LIAO Jie^{1,3}

1. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082, China
2. Guangdong Provincial Key Laboratory of Marine Disaster Prediction and Prevention, Institute of Marine Sciences / Shantou University, Shantou 515063, China
3. Southern Laboratory of Ocean Science and Engineering (Zhuhai), Zhuhai 519082, China

Abstract: The migration of extensional centers is a key feature of continental lithosphere evolution. In the South China Sea (SCS), the extensional center has migrated southward, as evidenced by the southward movement of rift basins, associated magmatic activity, and mid-ocean ridge spreading centers. Seismic tomography and plate reconstructions suggest potential causes for this migration,

* 收稿日期: 2025-03-14 录用日期: 2025-05-30 网络首发日期: 2025-09-23

基金项目: 国家自然科学基金(42222406, 42104093)

作者简介: 卓木林(1999年生), 男; 研究方向: 地球动力学数值模拟; E-mail: zhuomlin@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 吴扬名(1991年生), 男; 研究方向: 地球动力学数值模拟; E-mail: yangmingwu@stu.edu.cn;

廖杰(1984年生), 男; 研究方向: 地球动力学数值模拟; E-mail: liaojie5@mail.sysu.edu.cn

(吴扬名、廖杰为共同通信作者)

全文阅读



ZR20250054

which may be related to lithospheric rheology and changes in regional plate driving forces. However, the underlying geodynamic mechanisms remain unclear. In this study, 2D thermo-mechanical numerical modeling was conducted using a one-sided rifting setup to examine how accelerated extension and variation in lithospheric mantle properties affect rift migration. The results reveal two key findings: 1) A thin continental lithospheric mantle promotes rift migration during extension. Key mechanisms include lower stress concentration rates, wider lithospheric deformation zones, and longer rifting duration. 2) With asymmetric boundary extension, the rift axis shifts toward the direction of faster stretching. Greater acceleration leads to more pronounced migration alignment. Modeling results match geological observations: southward rift migration in the South China Sea and magmatic underplating beneath its northern margin. This suggests that lithospheric structure and asymmetric extension together control the rift evolution dynamics in the region.

Key words: rift basin; numerical modeling; variable-rate rifting; rift basin migration; South China Sea basin

大陆岩石圈伸展中心的迁移通常表现为一系列在空间上紧密分布、轴向基本一致、年龄相差数千万年的裂谷盆地(Bertotti et al., 1997; Manatschal et al., 1999)。这一地质演化过程可能受岩石圈伸展速率(van Wijk et al., 2002)、温度结构(Sonder et al., 1989)、地壳流变特征(Brune et al., 2014)、裂谷多阶段伸展(Naliboff et al., 2015)等因素影响。例如,在南大西洋中部及伊比利亚-纽芬兰地区,下地壳流动可能驱动裂谷迁移,从而促使超伸展陆缘发育(Brune et al., 2014);在挪威被动大陆边缘,裂谷迁移与3条近于平行的裂谷带的形成过程密切相关,该过程可能受到较低伸展速率在挪威被动大陆边缘,裂谷迁移与三条近于平行的裂谷带的形成过程密切相关,该过程可能受到较低伸展速率(van Wijk et al., 2002)或多阶段拉张作用(Naliboff et al., 2015)等因素的控制。南海地质与地球物理资料揭示:1)南海裂陷活动的时空分布由华南内陆盆地(如南雄盆地、三水盆地)逐步向南推进,延续至南海北部陆缘盆地(包括北部湾盆地、珠江口盆地及琼东南盆地)。裂陷盆地的时代由北向南依次变新,反映出区域构造活动向南迁移(闫义等, 2005; Wang et al., 2020)。2)晚白垩世,岩浆活动首先出现于粤北南雄盆地,古新世向南迁移至三水盆地;至始新世,南海北部陆缘的珠江口-琼东南盆地岩浆活动显著增强,岩体规模增大,活动中心由浅水陆架区逐渐向中央海盆推进(李献华等, 1997; 徐义刚等, 2012; 张斌等, 2013);3)南海海盆扩张过程中,洋中脊至少发生2次向南跃迁(Ding et al., 2018;

Li, 2014)。南海海盆伸展中心南移可能受裂谷伸展速率变化驱动,该变化或源于新特提斯洋板块自晚中生代以来的持续俯冲后撤。从50 Ma至今,俯冲板片可能向南后撤约1300 km (Replumaz et al., 2014; Royden et al., 2008; Sun, 2016; van Hinsbergen et al., 2011)。然而,伸展速度的变化能否造成南海海盆伸展中心的迁移仍缺少系统性的定量检验。本研究使用二维热-力学耦合的地球动力学数值模拟方法,探讨伸展速度与岩石圈流变特征对伸展中心迁移的影响。模拟了南海陆缘盆地向南迁移、陆缘下地壳岩浆底侵等地质现象。通过对比模型结果和南海观测数据,揭示了张裂前大陆岩石圈热结构和张裂期加速伸展过程是驱动南海海盆伸展中心持续向南迁移的重要因素。

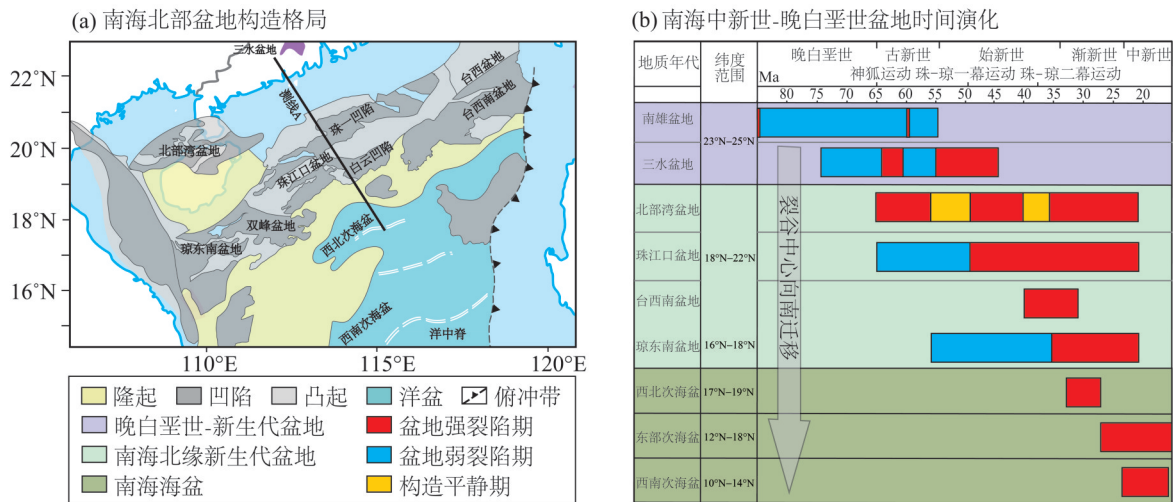
1 地质背景概况

1.1 南海伸展中心迁移观测证据

南海海盆位于欧亚板块、太平洋板块与印度-澳大利亚板块的交汇处,构造背景复杂。在此构造背景下,南海北部陆缘的裂谷盆地呈现出时空迁移特征(图1)。大陆裂陷活动最早出现在早白垩世华南内陆地区(Savva et al., 2014),裂陷盆地沿北东向大断层呈串珠状排列(闫义等, 2005; Chung et al., 1997)。燕山运动期间,华南构造背景由挤压转向伸展,形成一系列受正断层控制的内陆裂陷盆地。进入晚白垩世,丹霞盆地、南雄盆地和河源盆地开始发育(李献华等, 1997)。裂陷活动从粤北南雄盆地开始,随后向南迁移至三水盆地(图1a)。晚白垩

世至新生代期间,三水盆地经历了强烈的裂陷作用,并发育了多期岩浆活动;至始新世,裂谷作用逐渐停止(董月霞等,2006;肖龙等,2006)。进入早始新世,南海北部陆缘裂陷活动开始发育,表明该区域的伸展构造作用由内陆逐渐向边缘扩展(Wang et al., 2020)。南海北部裂谷演化过程可划分为3个阶段(图1b)。第一阶段为神狐运动(晚白垩世至古新世早期),在北部湾盆地和珠江口盆地,发育NNE-NE向正断层;第二阶段为珠-琼一幕运动(早

至中始新世),裂陷作用增强,以NE-NNE向正断层为主,断层广泛发育于北部湾盆地及珠江口盆地;第三阶段为珠-琼二幕运动(中至晚始新世),以NEE-EW向正断层为主,裂陷作用在南海北缘盆地中普遍发育(孙珍等, 2005;李家彪, 2011;朱俊江等, 2012)。裂陷盆地从北部湾和珠江口盆地依次向台西南盆地及琼东南盆地迁移。至早渐新世,南海北缘裂谷盆地演化减弱,大陆岩石圈在更南部区域发生快速破裂,形成了南海海盆(图1)。



审图号为GS(2019)1652,底图边界无修改。

图1 南海海盆空间分布及裂谷中心时间演化

Fig. 1 The spatial distribution of the South China Sea basin and the temporal evolution of its rift centers

南海裂陷期岩浆活动表现出自北向南迁移的特征(图2)。早白垩世,裂谷内岩浆作用见于南雄盆地(92~59 Ma)和茂名盆地(92~6 Ma)。晚白垩世,粤北地区广泛发育碱性基性岩脉,而东南沿海则出现了大量碱性(A型)花岗岩,这些岩体的锆石U-Pb年龄为97~90 Ma,这些岩浆活动的时空分布特征被认为是华南内陆由挤压向伸展转换的标志(李献华等,1997)。南雄盆地主要形成辉绿岩脉和玄武岩,反映出以基性岩浆活动为主的岩石组合;进入古新世后,该区出现酸性流纹岩。茂名盆地在同期则发育出安山岩与流纹岩的双峰式火山岩组合,指示岩浆分异作用显著(朱炳泉等,2002; Chung et al., 1997)。古新世,三水盆地内发育出流纹岩、粗面岩(> 56 Ma)和玄武岩(56~43 Ma),指示三水盆地在该时期出现火山活动(64~43 Ma)。始新世,华南地区岩浆活动逐渐停止,但南海北缘珠-

琼盆地的岩浆活动开始活跃。南海北缘早期火山岩成分较复杂,包括玄武岩和中酸性火山岩。晚期火山岩类型逐渐变为玄武岩套(Li et al., 1994)。南海北部岩体规模由浅水向中央海盆逐渐增大,时代渐新(张斌等,2013)。火山活动由浅水区至中央海盆逐渐增强。南海北部在晚白垩世至早古新世,以酸性岩浆作用为主;在晚古新世至早始新世,出现大规模的双峰式岩浆作用;晚始新世之后,则以基性岩浆作用为主。玄武岩稀土元素比值显示,南海北部陆缘玄武岩熔融深度和部分熔融程度,介于华南中生代陆内玄武岩和南海洋中脊玄武岩之间。新生代南海北缘大陆岩石圈早期以壳源伸展为主,形成酸性岩浆活动,随后软流圈-岩石圈边界抬升,地幔熔融程度增大,形成基性岩浆活动。

南海海盆的洋中脊存在由北向南的跃迁,形成西北次海盆、东部次海盆及西南次海盆(Li, 2014;

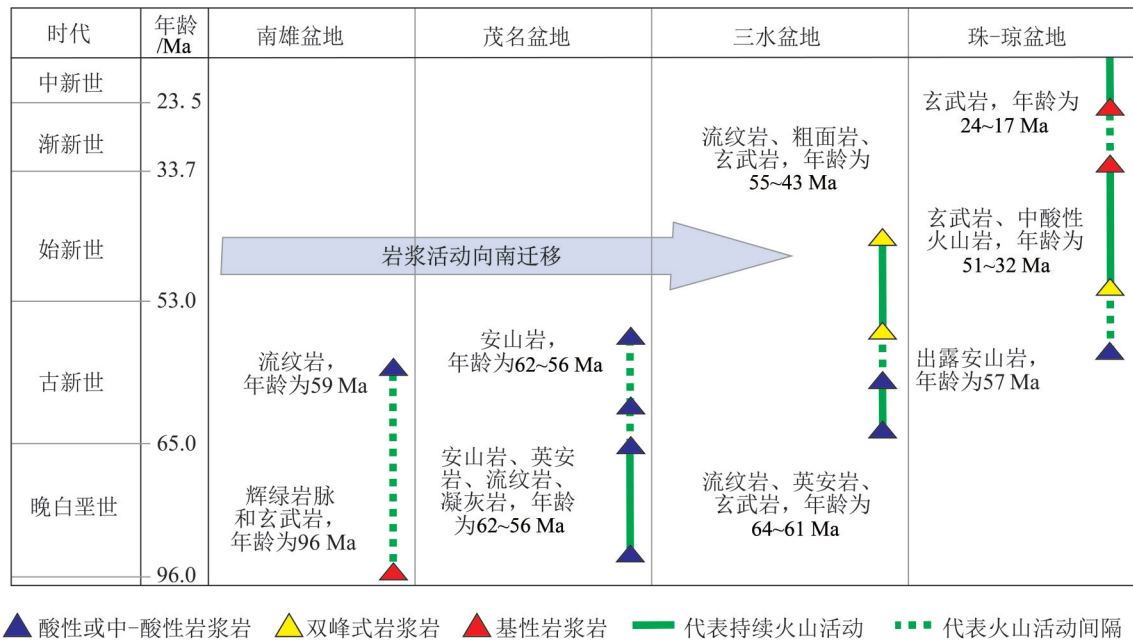


图2 南海陆缘及其周边地区的岩浆活动分布

Fig. 2 Distribution of magmatic activity in the South China Sea margin and its surrounding regions

Li et al., 2015a; Ding et al., 2018)。南海扩张早期 (33 Ma), 洋中脊位于西北次海盆 (Li et al., 2014); 随后洋中脊向南跃迁约 20 km, 持续扩张形成东部次海盆。约 23.6 Ma, 南海洋中脊发生再次跃迁, 向南跃迁约 20 km, 同时期西南次海盆开始扩张。南海海盆 2 次洋中脊向南跃迁, 使其南北两侧宽度相差约 100 km (Ding et al., 2018)。

1.2 南海伸展中心迁移可能机制

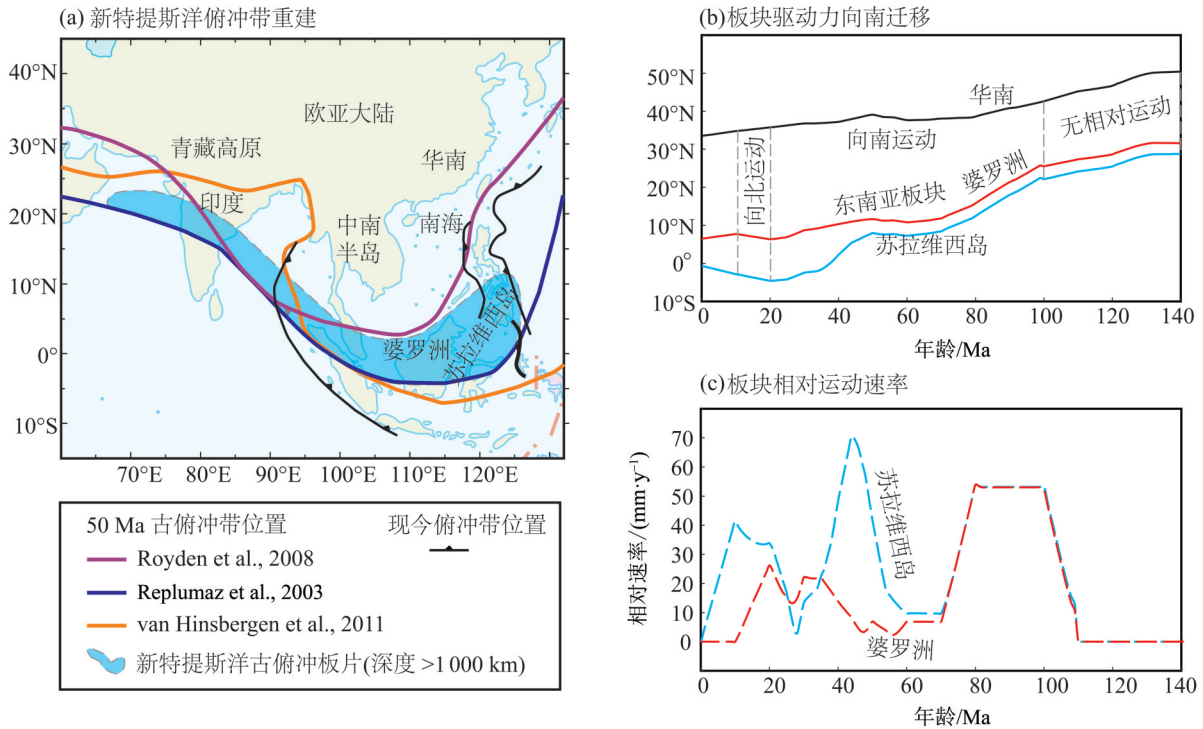
基于 GPlates 软件提取的华南、婆罗洲以及苏拉维西地块的维度数据显示, 在 140~100 Ma, 这 3 个地块相对静止 (图 3a)。在约 100~20 Ma, 婆罗洲和苏拉维西地块相对华南地块发生向南运动。20 Ma 至今, 婆罗洲和苏拉维西地块相对华南地块发生北向运动 (图 3b)。东南亚地块在晚白垩世至中新世的南向运动可能使区域应力场向南迁移。东南亚地块在中新世相对北向运动, 可能使南海扩张停止。南海海盆从大陆张裂到海底扩张过程中可能受到区域应力场变化的影响。区域应力场变化的原因可能是新特提斯洋和太平洋板块的俯冲后撤 (图 3c)。新特提斯洋自白垩纪以来, 持续俯冲到东南亚大陆下部 (Replumaz et al., 2014)。北向俯冲的新特提斯洋板块 (现今的印尼俯冲带) 在新生代发生了明显的向南后撤 (图 3c), 后撤距离可能为

1 300 km (Royden et al., 2008)、600 km (Replumaz et al., 2003) 或 400 km (van Hinsbergen et al., 2011)。中国东南和越南南部的晚白垩纪岩浆活动的向海迁移现象, 可能指示了东南亚地区在晚白垩世存在俯冲带的南向后撤 (Holloway, 1982)。在东起菲律宾、西至青藏高原的广大地区出现约 110~100 Ma 的埃达克岩, 随后在约 80 Ma 出现 A 型花岗岩, 可能指示了新特提斯洋洋脊俯冲及后撤过程 (Sun, 2016)。由于板块运动带来的伸展速度变化, 可能会影响裂谷伸展中心。为了探究伸展中心迁移及其背后的机制, 本研究应用二维热-力学耦合的地球动力学数值模型开展系统研究。

2 研究方法 with 模型构建

2.1 二维数值模拟方法

本研究基于有限差分法的二维数值模拟方法模拟裂谷演化, 应用热-力耦合的数值模拟程序 I2VIS (Gerya, 2019; Gerya et al., 2003) 探究南海裂谷迁移作用。该模型已广泛应用于大陆张裂 (Gerya, 2013; Bollino et al., 2022)、海底扩张 (Ammann et al., 2018) 及俯冲演化 (Liao et al., 2018; Zhang et al., 2024) 等地球动力学过程研究。大陆裂裂的数值模拟建立在质量守恒方程、动量守恒方程



审图号为GS(2016)1567,底图边界无修改。

图 3 南海海盆及其北部陆缘周边板块运动重建

Fig. 3 Plate reconstruction of the South China Sea Basin and its northern margin

和能量守恒方程的基础上(Gerya, 2019),

$$\frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0,$$

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_i} - \frac{\partial P}{\partial x_i} = -\rho g_i,$$

$$\rho C_p \frac{dT}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + H_r + H_s + H_a + H_l,$$

式中 v 为速度, σ 为偏应力, g 为重力加速度, ρ 为密度, P 为压力, C_p 为岩石热容, k 为岩石热导率, T 为温度, H_r 为岩石放射生热率, H_s 为岩石剪切生热率, H_a 为岩石绝热生热率, H_l 为岩石熔融和结晶过程的潜热生热率。

除控制方程外,需要明确岩石本构方程来描述研究区域地质体的特定物理性质。本研究中岩石的变形遵循黏塑性流动法则。岩石黏性变形由扩散蠕变和位错蠕变实现,岩石黏度计算方法如下(Gerya et al., 2007)

$$\eta_{diff} = \frac{1}{2} A_d \sigma_{crit}^{1-n} e^{\left(\frac{PV_a + E_a}{RT} \right)},$$

$$\eta_{disl} = \frac{1}{2} A_d \frac{1}{\dot{\epsilon}_{II}} e^{\left(\frac{PV_a + E_a}{nRT} \right)},$$

其中 η_{diff} 为扩散蠕变黏度, η_{disl} 为位错蠕变黏度, A_d 为指前因子, σ_{crit} 为扩散蠕变向位错蠕变转换临界

应力值, n 为应力指数, V_a 为活化体积, E_a 为活化能, R 为气体常数, 对于位错蠕变, $\dot{\epsilon}_{II}$ 为应变速率张量的第二不变量。塑性黏度综合考虑 2 种蠕变机制, 计算方法如下:

$$\eta_{ductile} = \left(\frac{1}{\eta_{diff}} + \frac{1}{\eta_{disl}} \right)^{-1}.$$

在足够高的应力和低温条件下, Peierls 蠕变主导岩石圈变形, 计算方法如下(Katayama et al., 2008):

$$\eta_{Peierls} = \frac{1}{2A_{Peierls} \sigma_{II}} \cdot \exp \left[\frac{E_a + PV_a}{RT \left(1 - \frac{\sigma_{II}}{\sigma_{Peierls}} \right)^p} \right],$$

其中 $\eta_{Peierls}$ 为 Peierls 蠕变黏度, $A_{Peierls}$ 为经验常数, 取值为 $6.3 \times 10^{-5} / (\text{Pa}^2 \cdot \text{s})$, σ_{II} 为应力的第二不变量, $\sigma_{Peierls}$ 为特征 Peierls 应力, 取值为 $9.1 \times 10^9 \text{ Pa}$ 。 p 和 q 是实验获取的拟合参数, 模型中 $p = 1, q = 2$ 。

岩石圈伸展过程中, 岩石一旦满足屈服准则, 就会发生塑性变形。岩石变形的塑性黏度采用 Mohr-Coulomb 屈服准则计算 (Byerlee, 1978)

$$\eta_{plastic} = \frac{\sigma_y}{2\dot{\epsilon}_{II}} = \frac{C_0 + P \sin(\varphi_{dry})}{2\dot{\epsilon}_{II}},$$

其中 C_0 为岩石的内聚力, φ_{dry} 为岩石干燥条件下的内摩擦系数。岩石的有效黏度 η_{eff} 由不同变形机制下的最小黏度决定 (Gerya, 2019; Li et al., 2015b)

$$\eta_{\text{eff}} = \min(\eta_{\text{ductile}}, \eta_{\text{peierls}}, \eta_{\text{plastic}}).$$

2.2 岩石部分熔融与熔体抽取

在大陆裂谷、软流圈变形过程等高温高压环境中,地壳或地幔物质在特定的温度压力条件下会发生部分熔融。本研究数值模型中的岩石熔融和熔体析出采用简化方法 (Burg et al., 2005)。模型中熔体析出的熔融量阈值设为 2%~4%, 熔融比例的计算方法和岩石的干湿固相线参考 (Liao et al., 2015), 计算公式如下:

$$M = \begin{cases} 0, & T \leq T_{\text{solidus}}, \\ (T - T_{\text{solidus}}) / (T_{\text{liquidus}} - T_{\text{solidus}}), & T_{\text{solidus}} < T < T_{\text{liquidus}}, \\ 1, & T \geq T_{\text{liquidus}}, \end{cases}$$

其中 M 为干地幔熔融比例, 当温度低于固相线 (T_{solidus}), 熔融不发生; 当温度介于固相线与液相线之间 ($T_{\text{solidus}} < T < T_{\text{liquidus}}$), 熔融比例与温度近似为线性相关; 当温度高于液相线 (T_{liquidus}), 完全熔融。

模型中熔体抽取机制采用阈值控制方法, 在熔体提取过程中设定了一个阈值 $M_{\text{max}} = 4\%$, 当熔体分数超过阈值, 熔体发生抽取。抽取量计算方法如下 (Katz et al., 2003):

$$M_{\text{ext}} = \delta_M - M_{\text{min}}, \\ \delta_M = M - \sum_{i=1}^n M_i^{\text{ext}},$$

式中 M_i^{ext} 为 i 个时间步中抽取的熔体量, δ_M 为当前时间步长的熔融比例, M_{min} 为不发生抽取的熔体的最小值, 设置为 2%, M 为当前时间步的熔体分数; $\sum_{i=1}^n M_i^{\text{ext}}$ 为前 n 次时间步的析出熔体总量。

2.3 模型设置

模型的物理尺度为 2 000 km×400 km, 使用了 1 001×401 个均匀分布的网格节点 (图 4a)。每个网格单元的大小为 2 km×1 km, 每个网格内粒子数为横向 4 个、纵向 2 个。模型盒由多个岩性层组成, 从上到下分别为空气、上地壳、下地壳、岩石圈地幔和软流圈地幔。模型顶部 0~20 km 区域设置为低黏度、低密度的空气。岩石圈层中, 本研究选取 100 km 作为初始岩石圈厚度。其中上地壳厚度为 15 km, 下地壳厚度为 20 km, 岩石圈地幔厚度作为测试参数, 分别为 65 和 85 km。模型中不同岩石圈地幔厚度条件下的岩石强度设置参考 (Clift et al.,

2002; Brune et al., 2017)。岩石的物质组成从上到下分别选取湿石英、长英质麻粒岩和干橄榄岩。模型在横向 700 km, 纵向 70 km 处设置了 1 个 10 km×10 km 的薄弱点 (图 4a), 使得应变集中, 裂谷发育。模型温度由地表至底部线性变化, 初始地表温度 0 °C, 莫霍面温度 625 °C, 岩石圈-软流圈边界 (LAB) 1 300 °C。在 LAB 下方, 软流圈地幔采用温度梯度为 0.5 °C/km 的绝热地温梯度。上下边界采用绝热边界条件, 垂直边界的水平热流密度为 0。模型内部无物质的流入和流出。

模型速度设置考虑到南海与华南大陆的相对位置关系, 采用单侧拉伸代替双侧拉伸。通过改变模型中速度边界条件, 本研究测试了一系列匀速伸展模型和加速伸展模型 (图 4b)。在初始状态下, 模型内部设置单侧向右拉张速度, 伸展速度位置在横向 1 500 km 处 (图 4a)。伸展速度随时间先线性增加, 在达到临界速度后保持不变 (图 4b)。匀速伸展模型的速度分别为 10、20、30、40 和 50 mm/y, 共 5 组。加速伸展模型的速度变化过程由加速的初始速度、末速度和加速持续时间决定。测试模型根据加速的初始速度、末速度和加速持续时间命名 (图 4b)。例如, 将初速度为 10 mm/y、末速度为 40 mm/y、加速完成持续时间为 3 Myr 的模型命名为 10-40_T3, 以此类推。

3 实验结果

3.1 恒定伸展速度的模型结果

本研究首先模拟了恒定速度下 (40 mm/y), 初始岩石圈地幔厚度较薄 (65 km) 的裂谷演化 (图 5)。裂谷形成过程模拟结果划分为裂谷伸展初期 (颈缩区形成)、裂谷伸展中期 (岩浆房形成) 和裂谷伸展后期 (岩石圈地幔破裂和大陆裂解) 3 个阶段。在裂谷伸展初期 (0~3.7 Myr) 伸展以纯剪切为主导, 岩石圈地幔发生局部减薄, 预设薄弱种子两侧开始裂陷, 形成地堑-地垒构造。浅部形成 2 个主要裂陷盆地, 裂陷盆地中心分别位于薄弱种子右侧约 25 和 100 km 处。深部岩石圈地幔发生变形, 形成颈缩区。4.1 Myr 时, 岩石圈地幔颈缩区底界深度 68 km, 宽度 30 km (图 5c)。岩浆房形成阶段 (3.7~4.1 Myr), 随着伸展持续, 软流圈物质上涌, 在深度 60~70 km 形成岩浆房并逐渐扩展。岩浆房发育在岩石圈颈

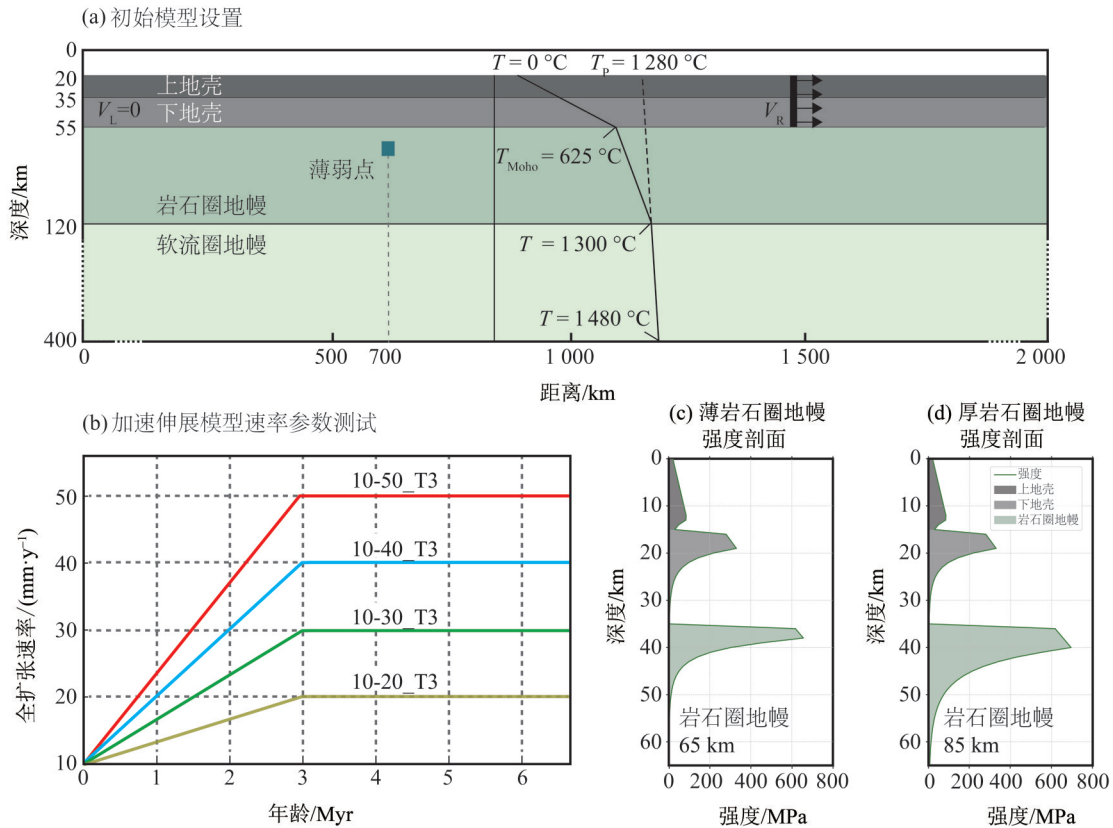


图4 模型初始岩石圈结构与速度边界条件设置

Fig 4 Initial lithospheric structure and velocity boundary conditions of the model

缩区下方,几何形态扁平;岩浆房底界温度为 1 280 °C,顶部温度为 1 200 °C。高温与上涌软流圈物质使岩石圈有效强度显著弱化,裂隙盆地继续加深,中下地壳开始暴露。岩石圈破裂阶段(4.9~5.4 Myr),岩浆上涌,岩石圈地幔先发生破裂(4.9 Myr),随后地壳破裂(5.4 Myr),软流圈物质上涌形成洋壳,裂谷阶段结束。

其次模拟了恒定速度下(40 mm/y),初始岩石圈地幔厚度较厚(85 km)的裂谷演化,模型的演化结果同样划分为3个阶段(图6)。裂谷伸展初期(0~2.6 Myr),伸展以简单剪切为主导,发育出1条贯穿岩石圈的大型断层(图6b,d)。伸展作用使浅部发育地堑-地垒构造,形成深约500 m的裂隙盆地。盆地中心位于薄弱种子右侧约90 km处,深部岩石圈地幔发生减薄,形成窄颈缩区(图6c)。岩浆房发育阶段(2.6~2.8 Myr),在深度55~65 km范围内岩浆房形成,软流圈物质上涌;热物质不断弱化和改造大陆岩石圈。在岩石圈破裂阶段(2.8~3.3 Myr),软流圈物质继续上涌,岩浆房增大,岩石圈地幔与地壳几乎同时破裂。随后地壳进一步破裂,裂谷阶段结束。

3.2 伸展速度变化的模型结果

为探讨伸展速率对岩石圈变形过程的影响,本研究以恒定伸展速率模型为参照,进行了加速伸展条件下的数值模拟(图7);在此基础上,进一步设置不同岩石圈地幔厚度条件。在岩石圈地幔厚度为65和85 km条件下,加速伸展的裂谷模拟结果如图7和图8所示。图7为较薄岩石圈地幔条件下的裂谷加速伸展模型,该模型加速过程持续时间为3 Myr,伸展速度由初始的10 mm/y加速到了40 mm/y。相较于同末速度下的匀速伸展模型,其典型特点是裂谷颈缩区更宽(73 km),裂谷盆地迁移距离更长(65 km),裂谷发育时间更久(6.5 Myr)。在裂谷伸展初期(0~4.9 Myr)伸展作用使浅部发育裂隙盆地,薄弱种子上方地壳开始减薄,且两侧变形强于中间。盆地中心分别位于预设薄弱种子右侧33和110 km处。深部岩石圈地幔发育颈缩区,颈缩区边缘比中心浅。岩浆房发育阶段(5.5~5.9 Myr),岩浆房宽度受限于岩石圈地幔颈缩区宽度,发育在颈缩区下方,呈现两侧薄、中间厚的形态。岩石圈地幔破裂阶段(5.9~6.5 Myr),颈缩区进一步扩宽至

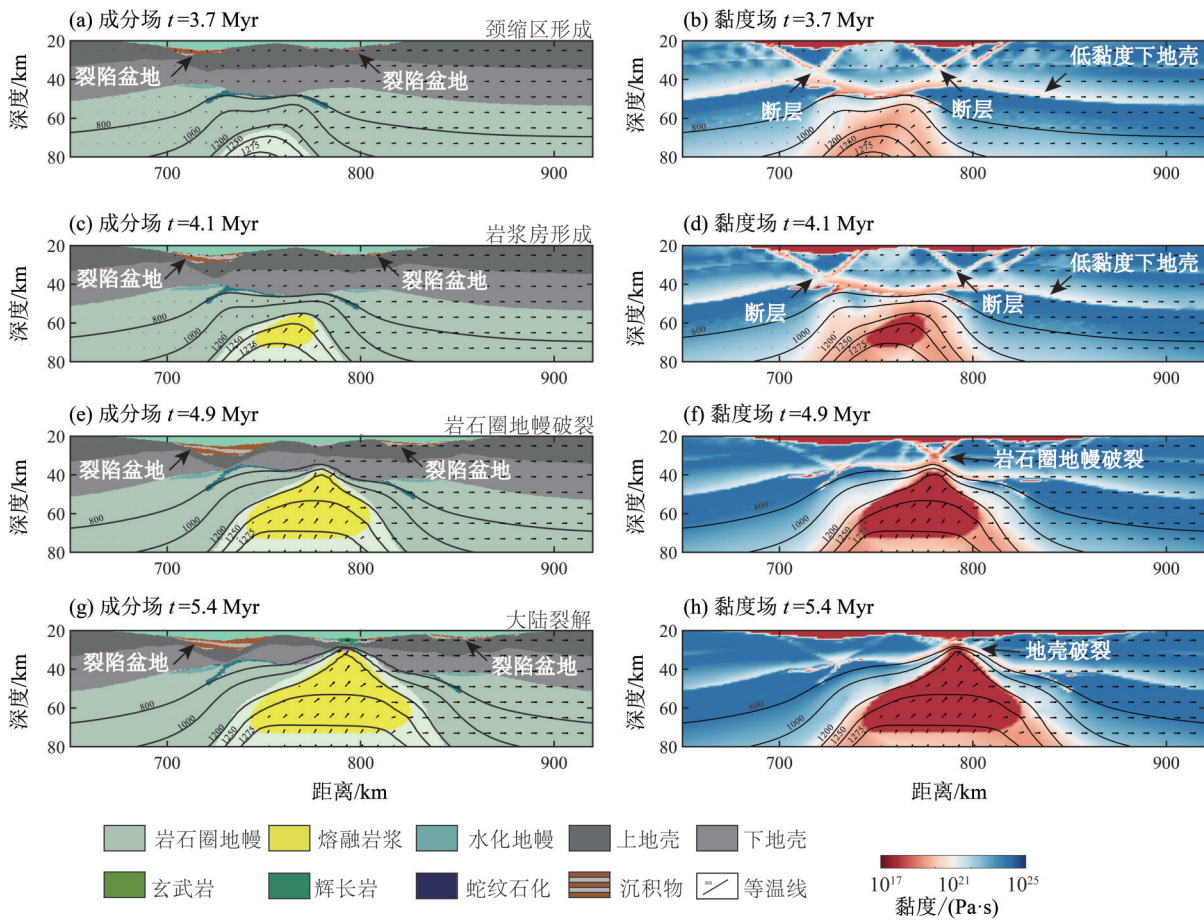


图5 预设岩石圈地幔厚度65 km、伸展速率为40 mm/y的模拟结果

Fig. 5 Model results for a lithospheric mantle thickness of 65 km and an extension rate of 40 mm/y

100 km, 右侧岩石圈地幔先减薄, 软流圈上涌物质向右偏转, 岩石圈地幔先发生破裂(4.9 Myr), 然后地壳破裂(6.5 Myr), 最终软流圈物质上涌形成洋壳发育, 裂谷阶段结束。

图8为较厚岩石圈地幔条件下的裂谷加速伸展模型, 该模型加速过程持续时间为5 Myr, 伸展速度由初始的10 mm/y加速至40 mm/y。相较于同末速度下的匀速伸展模型, 其典型特点是裂陷盆地向右迁移, 裂谷发育时间更久(5.5 Myr)。在裂谷伸展初期(0~4.6 Myr), 伸展作用在浅部形成深度约800 m的裂陷盆地, 深部岩石圈地幔快速减薄, 发育较窄的颈缩区。岩浆房形成阶段(4.6~4.9 Myr), 在深度约65 km处形成岩浆房, 软流圈物质垂直上涌。岩石圈破裂时, 岩浆房的面积较小, 深度较浅。岩石圈破裂阶段(5.3~5.5 Myr)软流圈物质继续上涌, 岩石圈变形集中, 岩石圈地幔和地壳几乎同时破裂。

3.3 伸展速度变化快慢的影响作用

本研究对比了不同参数设置下, 加速伸展裂谷的岩浆偏转方向和裂谷速度场变化特征。测试物理量包括加速持续时间和末速度大小(图9a)。测试结果表明, 较低加速度的裂谷伸展过程中, 裂陷盆地与最终岩石圈破裂的相对位置呈现出随机分布特征(图9a)。但是在较高加速度的裂谷伸展过程中, 裂谷向同速度方向迁移, 裂陷盆地形成于破裂位置左侧。

图9b显示了初始岩石圈厚度为65 km, 加速伸展初末速为10到40 mm/y的测试模型。图9b显示了不同加速持续时间下模型地表的地形演化结果, 其中T1、T2、T3、T4、T5和T6分别代表加速完成的时间为1、2、3、4、5和6 Myr。模拟结果表明, 裂谷肩部地形普遍高于裂谷其他区域。裂谷肩部左侧地形高程(1 km)均高于右侧地形高程(0 km)。裂谷内部地形最低处为-4.9 km, 裂谷外侧地形高程为

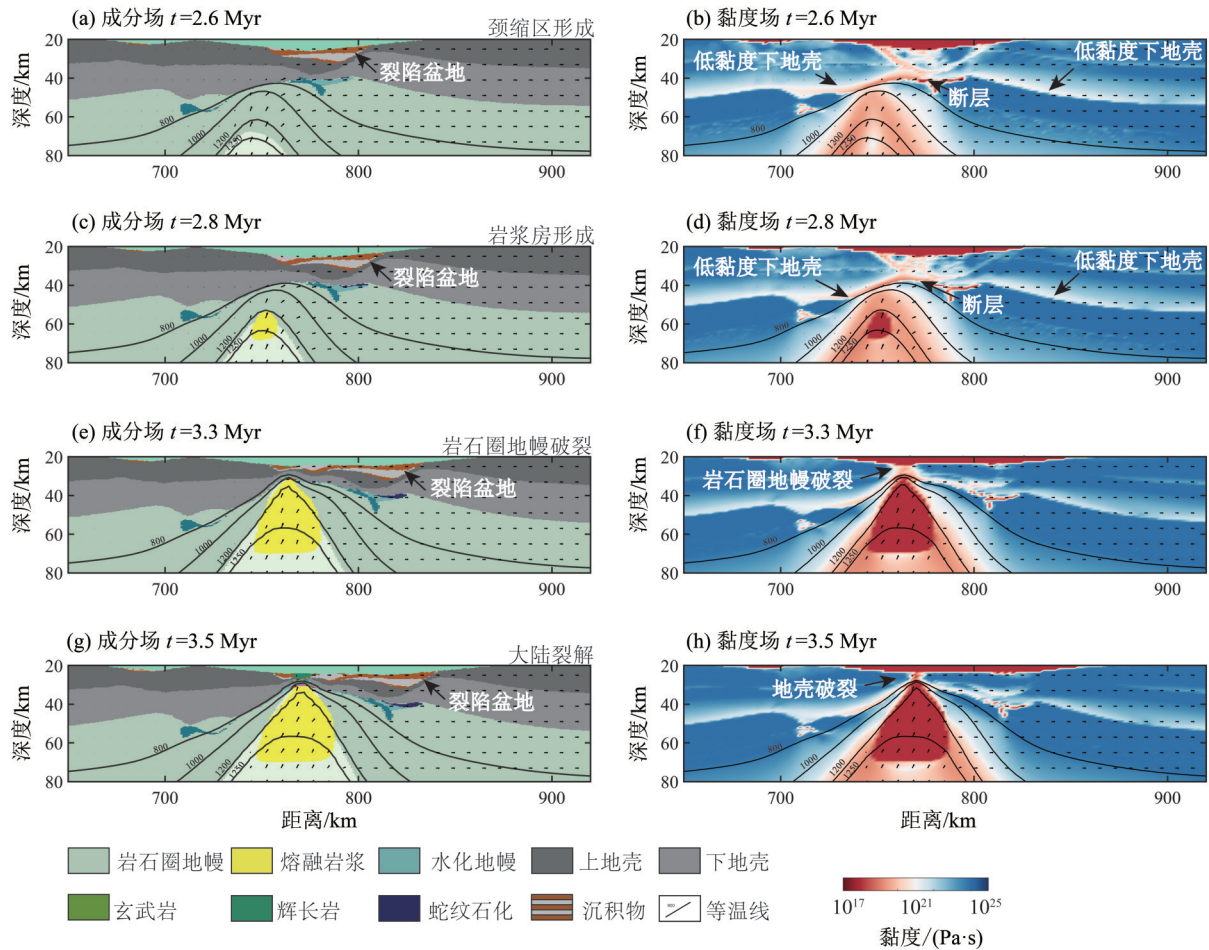


图6 预设岩石圈地幔厚度85 km、伸展速率为40 mm/y的模拟结果

Fig. 6 Model results for a lithospheric mantle thickness of 85 km and an extension rate of 40 mm/y

-0.6 km。T1、T2和T3模型的岩浆房形态向右偏转,使地壳最终破裂区左侧地形高于右侧(图9b)。T4、T5和T6模型的岩浆房形态向左偏转,使地壳最终破裂区的右侧地形更高。图9c显示了模型T1~T8的裂谷变形区(横向范围600~900 km,纵向范围20~80 km)的方均根速率随时间的演化。所有测试模型的方均根速率随时间均呈先增大后减小的变化趋势(图9c),表明模型中速度边界对裂谷区的影响先增强后减弱。

4 讨论

4.1 加速伸展对裂谷后期岩浆偏转的影响

本研究进一步对比了不同参数设置下,加速伸展模型的裂谷盆地特征和岩浆房偏转方向。测试物理量为加速持续时间。图10显示了一系列不同加速完成时间下的裂谷模型演化结果,包括成分场

(图10a、c、e、g、i、k)和黏度场(图10b、d、f、h、j、l)。测试模型中初始岩石圈厚度为65 km,加速伸展初末速度为10到40 mm/y,加速完成的时间分别为1、2、3、4、5和6 Myr,对应图10中的T1、T2、T3、T4、T5和T6。加速完成时间越长,对应伸展过程中的加速度越小。图10为初始速度由10 mm/y加速至40 mm/y条件下,加速完成时间分别为1、2、3、4、5和6 Myr的模拟结果。结果表明,在裂谷加速伸展条件下,加速完成时间会对裂谷形态产生影响。模型T1、T2和T3中岩浆房向右偏转,岩石圈最终的破裂位置在裂陷盆地右侧。模型T4、T5和T6中,岩浆房向左偏转,岩石圈破裂位置在裂陷盆地内。在加速度较大的加速伸展条件下(T1、T2和T3模型),裂谷迁移方向与岩石圈单侧拉张的速度方向一致;而在加速度较小的条件下(T4、T5和T6模型),伸展中心偏转则呈现出一定的随机性。

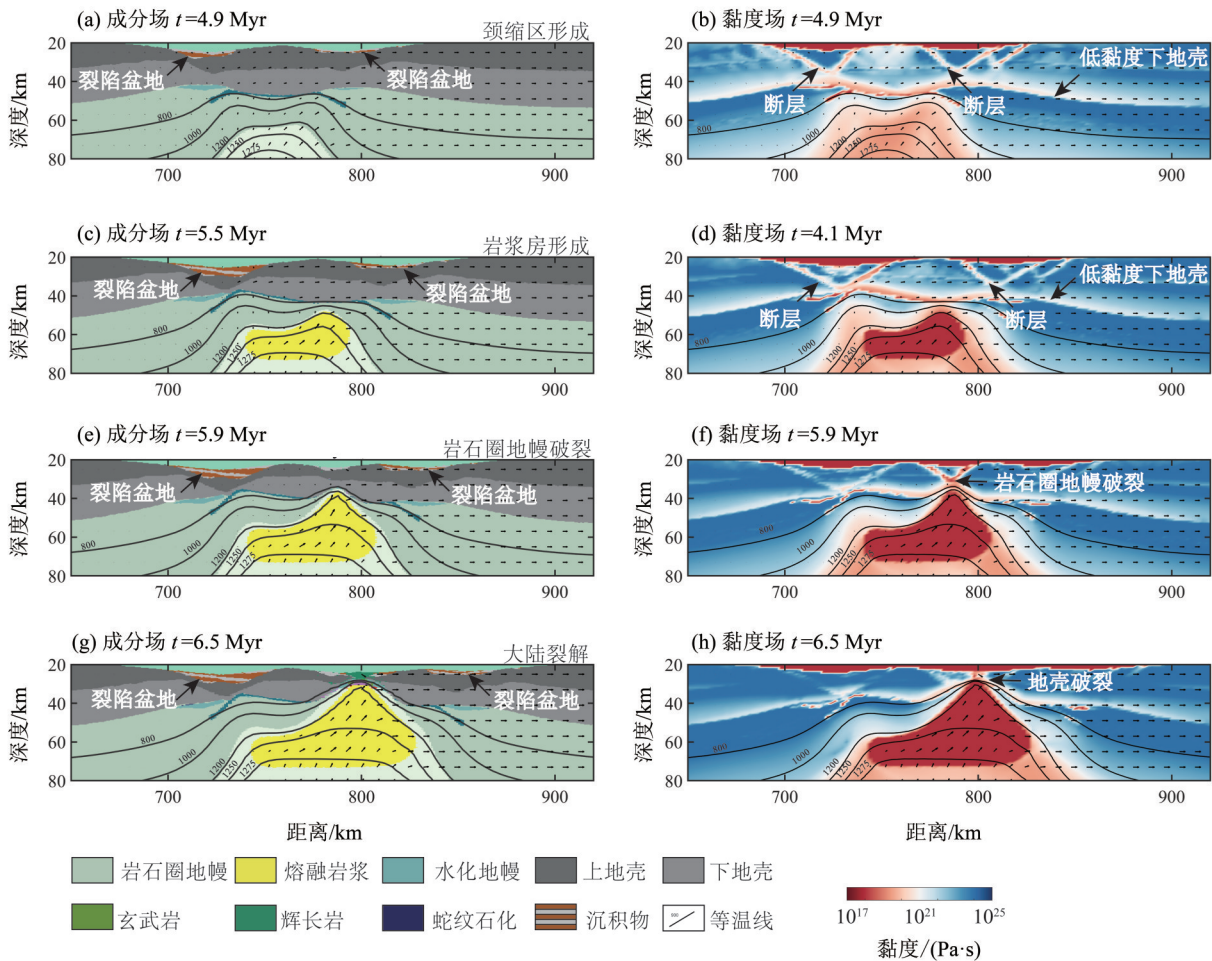


图 7 岩石圈地幔厚度 65 km, 裂谷伸展速率从 10 mm/y 增至 40 mm/y, 加速时间 3 Myr 的模拟结果

Fig. 7 Model results for a lithospheric mantle thickness of 85 km and the extension rate increased from 10 to 40 mm/y over 3 Myr

4.2 与南海观测对比

南海北部陆缘广泛发育裂陷盆地, 隆起和凹陷由陆向海交替分布(任建业等, 2018; Deng et al., 2020; Larsen et al., 2018)。依据南海北部陆缘伸展作用强度和盆地构造特征划分, 南海北部陆缘可分为 4 个主要构造单元(图 11a), 分别为近端带、细颈化带、远端带和洋陆转换带(任建业等, 2018)。测线 A 显示了南海北部岩石圈深度剖面(图 1a)。剖面 A 中所示盆地从陆到海依次为三水盆地、珠一凹陷、白云凹陷和荔湾凹陷(图 11a)。三水盆地变形较弱, 位于物源区。珠一凹陷位于近端带, 白云凹陷位于远端带, 其形成受控于大型拆离断层(漆家福等, 2019; 彭希等, 2022; 柳保军等, 2022)。南海北部陆缘凹陷与隆起交替分布是由于岩石圈张裂过程颈缩区变形弥散, 应力难以集中。数值模拟表明, 岩石圈伸展过程中颈缩区的变形弥散可有效抑制应力集中, 并发育类似南海北部陆缘凹陷与隆起

交替分布的构造样式, 模拟结果与实际观测特征一致(图 7g)。白云凹陷是南海北部主要的裂陷盆地之一, 白云凹陷在裂谷期经历了强烈的构造活动, 但在裂谷演化后期并未成为洋壳扩张中心(任建业等, 2018; Franke et al., 2014; Hao et al., 2021)。数值模拟结果中岩石圈破裂位置左侧发育了规模较大的裂陷盆地(图 7g), 从深度和位置上与实际白云凹陷的地质观测相吻合。

南海北部陆缘存在下地壳高速体(Cheng et al., 2021; Hao et al., 2021; Zhang et al., 2023), 已有研究认为该高速体是在下地壳岩浆底侵作用下形成的(孙珍等, 2021; Franke, 2013; Wang et al., 2019), 但岩浆作用方式与岩浆底侵机制仍不明确。本研究在裂谷伸展速率为 10 mm/y, 岩石圈地幔厚度 65 km 的模型中, 模拟出下地壳高速体的形成(图 11b)。模型中岩浆底侵作用出现在岩石圈破裂时期。模型结果表明, 陆缘洋陆转换带下方岩浆

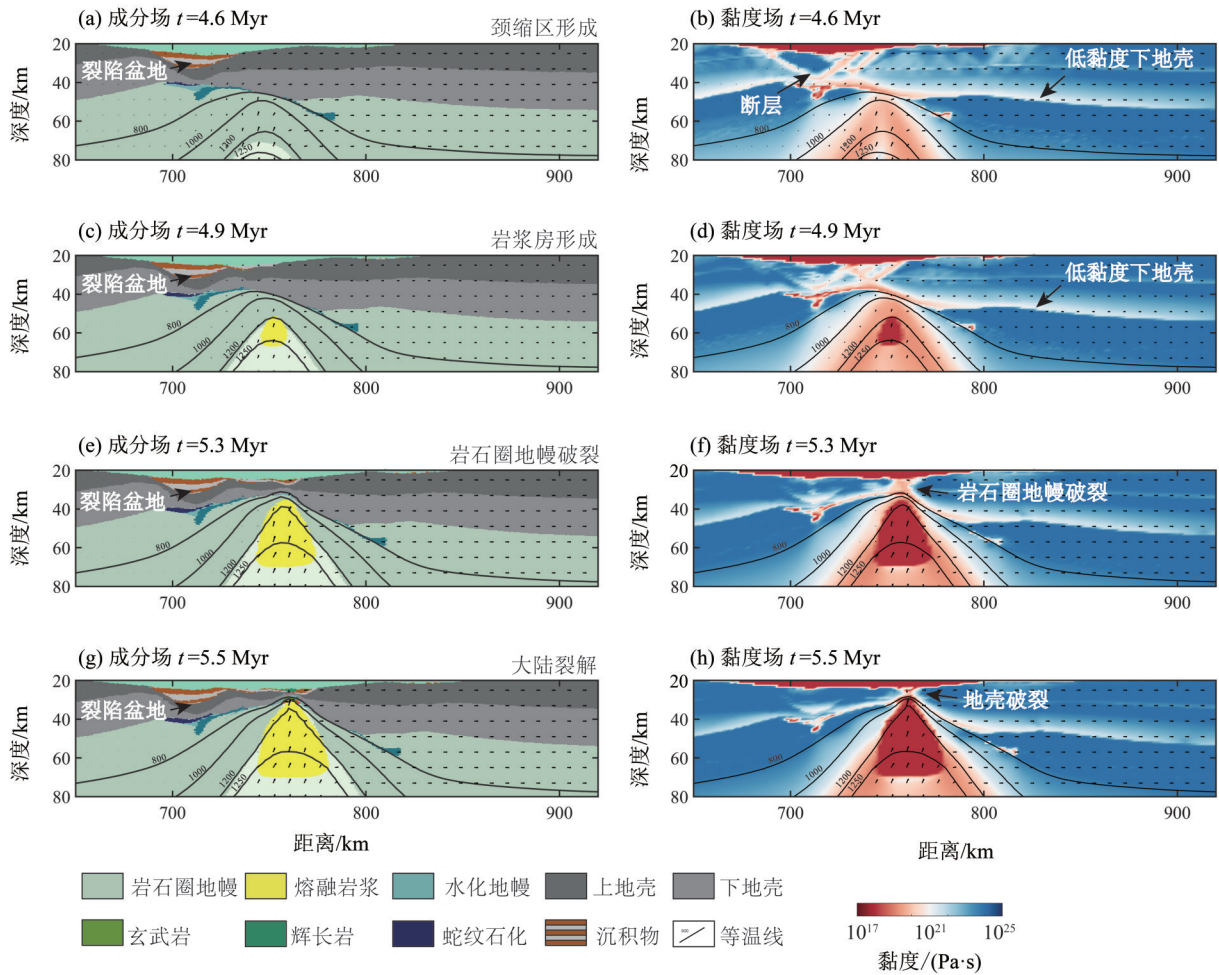


图 8 岩石圈地幔厚度为 85 km, 裂谷伸展速率从 10 mm/y 增加到 40 mm/y, 加速时间持续 5 Myr 的模拟结果

Fig. 8 Model results for a lithospheric mantle thickness of 85 km and the extension rate increased from 10 to 40 mm/y over 5 Myr

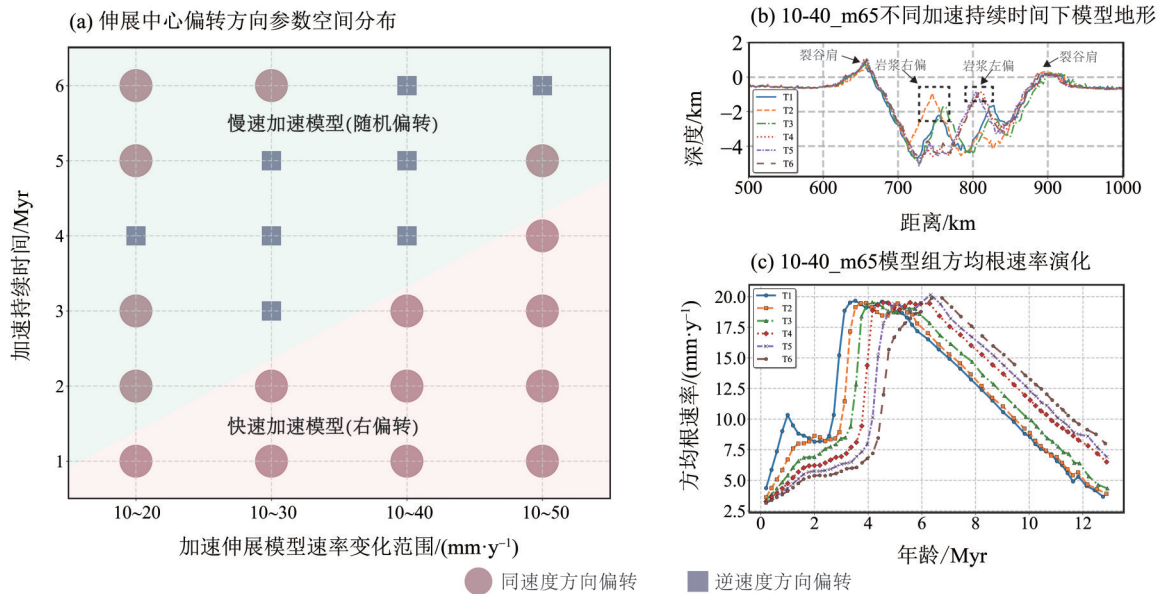


图 9 加速速率与持续时间对岩浆偏转方向和裂谷演化的影响

Fig. 9 The effects of acceleration rate and duration on magma deflection and rift evolution

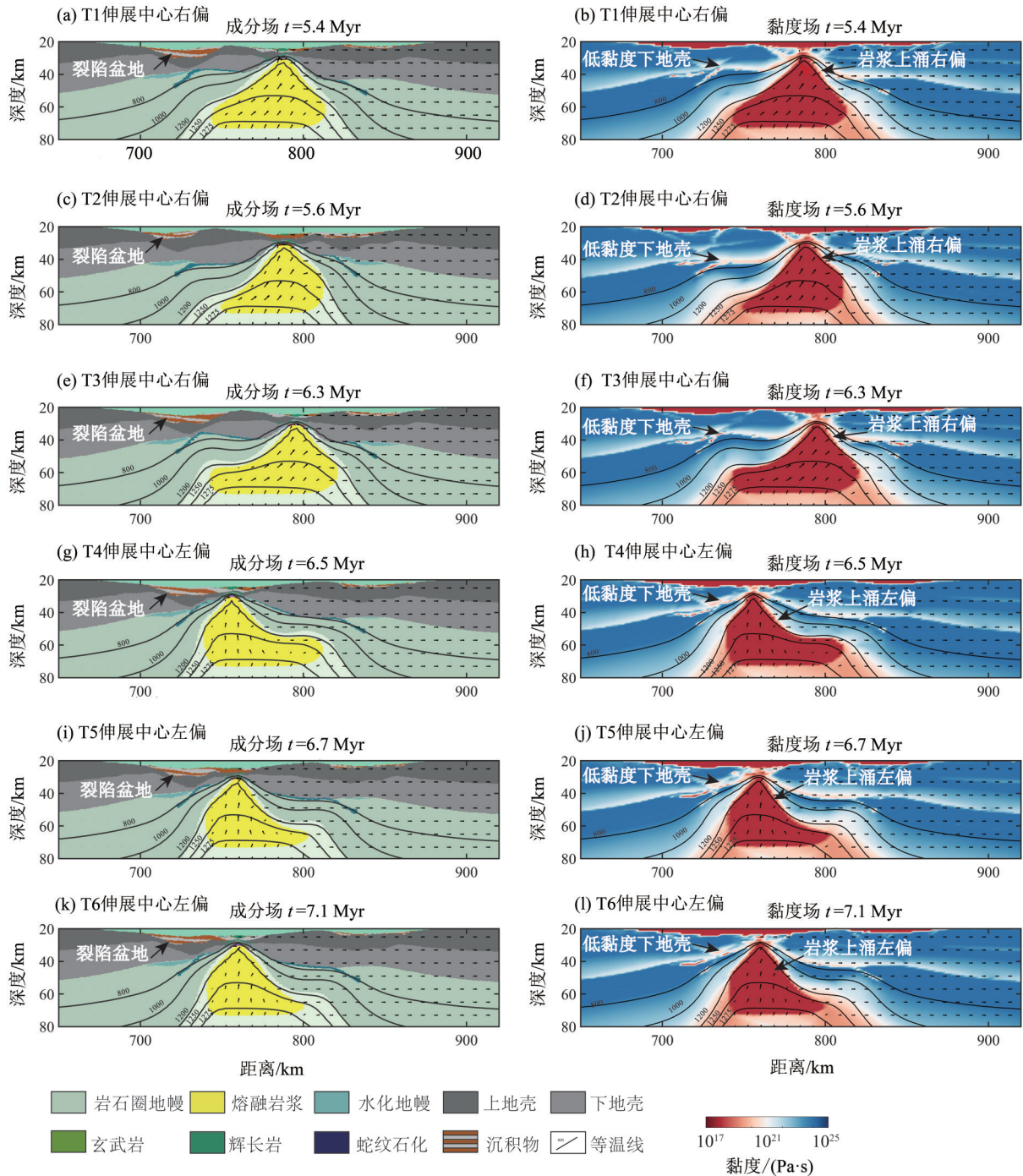


图 10 岩石圈地幔厚度 65 km，裂谷伸展速率从 10 到 40 mm/y，加速时间分别为 T1~T6 的模拟结果

Fig. 10 Model results for a lithospheric mantle thickness of 65 km with extension rates ranging from 10 to 40 mm/y over T1 to T6

底侵可能发育在岩石圈破裂时期(图 11b), 这为南海北部陆缘下地壳高速体的形成机制提供了新视角。

5 结 论

本研究基于二维动力学数值模拟实验, 构建了大陆单侧张裂模型, 模拟在单侧匀速过程和加速过

程下, 陆缘盆地的发育特点。通过对比分析得到以下结论。

1) 初始岩石圈地幔的厚度显著影响裂谷迁移范围, 早期更薄大陆岩石圈地幔(65 km)有利于裂谷伸展中心迁移。相同速度下, 薄岩石圈地幔模型裂谷应力集中更慢, 颈缩区更宽且裂谷形成时间更长。厚岩石圈地幔(85 km)裂谷应力集中更快, 颈

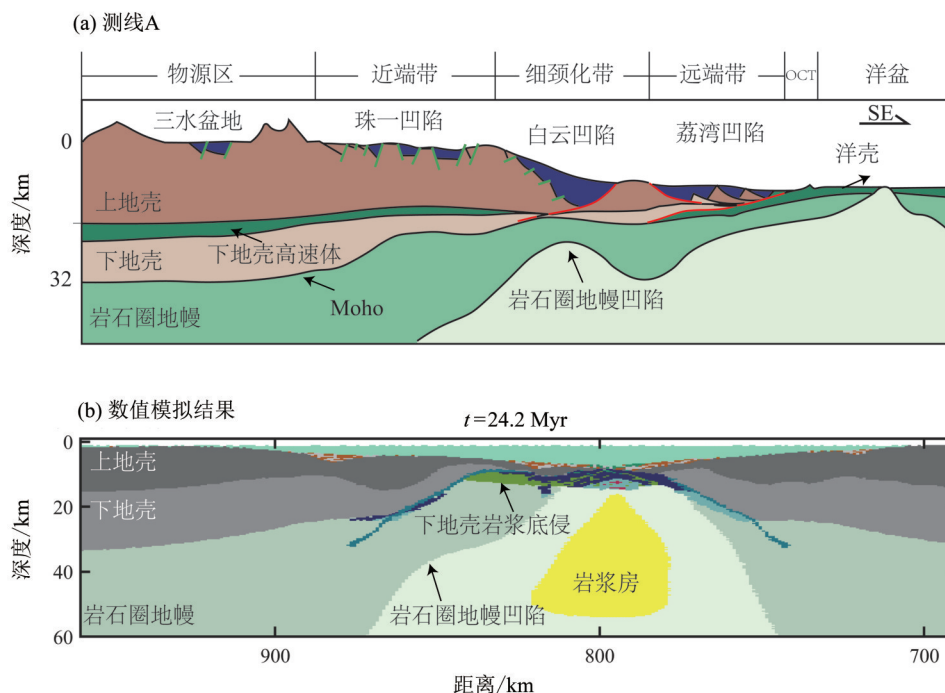


图 11 南海北缘陆缘岩石圈结构(任建业等, 2018; 彭希等, 2022)与模拟结果对比

Fig. 11 Comparison of the lithospheric structure in the northern South China Sea margin(任建业等, 2018; 彭希等, 2022) with the model results

缩区更窄且裂谷形成时间更短。

2) 在匀速伸展前提下,随着伸展速度增加,岩浆房越宽,温度上升越快。快速拉张(40 mm/y)伸展导致颈缩区较窄,应力快速集中,不利于裂谷迁移发生。在加速伸展前提下,随着模型加速时间缩短,加速度增加,岩浆偏转方向(裂谷迁移方向)与

单侧拉张速度方向一致,这与南海裂谷盆地向南迁移的观测吻合。

3) 在加速度较小的加速过程中,岩浆房的偏转方向与裂谷迁移方向呈现出一定的随机性。裂陷盆地与大陆破裂的相对位置会发生变化。

参考文献:

- 董月霞, 肖龙, 周海民, 等, 2006. 广东三水盆地双峰式火山岩: 空间展布、岩石学特征及其盆地动力学意义[J]. 大地构造与成矿学, 30(1): 82-92.
- 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.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰, 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学[J]. 地球化学, 26(2): 19-21+25-36.
- 柳保军, 庞雄, 谢世文, 等, 2022. 珠江口盆地白云凹陷壳幔拆断裂活动对深层大型三角洲沉积体系的控制作用[J]. 地球科学, 47(7): 2354-2373.
- 彭希, 李春峰, 宋陶然, 等, 2022. 南海北部洋-陆过渡带深部结构与岩石圈破裂过程[J]. 地球科学, 47(11): 4245-4255.
- 漆家福, 吴景富, 马兵山, 等, 2019. 南海北部珠江口盆地中

段伸展构造模型及其动力学[J]. 地学前缘, 26(2): 203-221.

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[J]. 地球物理学报, 61(12): 4901-4920.

孙珍, 李付成, 林间, 等, 2021. 被动大陆边缘张-破裂过程与岩浆活动: 南海的归属[J]. 地球科学, 46(3): 770-789.

孙珍, 庞雄, 钟志洪, 等, 2005. 珠江口盆地白云凹陷新生代构造演化动力学[J]. 地学前缘, 12(4): 489-498.

肖龙, 周海民, 董月霞, 等, 2006. 广东三水盆地火山岩: 地球化学特征及成因——兼论火山岩性质的时空演化和南海形成的深部过程[J]. 大地构造与成矿学, 30(1): 72-81.

- 徐义刚, 魏静娴, 邱华宁, 等, 2012. 用火山岩制约南海的形成演化: 初步认识与研究设想[J]. 科学通报, 57(20): 1863-1878.
- 闫义, 夏斌, 林舸, 等, 2005. 南海北缘新生代盆地沉积与构造演化及地球动力学背景[J]. 海洋地质与第四纪地质, 25(2): 53-61.
- 张斌, 王璞珺, 张功成, 等, 2013. 珠—琼盆地新生界火山岩特征及其油气地质意义[J]. 石油勘探与开发, 40(6): 657-665.
- 朱炳泉, 王慧芬, 陈毓蔚, 等, 2002. 新生代华夏岩石圈减薄与东亚边缘海盆构造演化的年代学与地球化学制约研究[J]. 地球化学, 31(3): 213-221.
- 朱俊江, 丘学林, 徐辉龙, 等, 2012. 南海北部洋陆转换带地震反射特征和结构单元划分[J]. 热带海洋学报, 31(3): 28-34.
- AMMANN N, LIAO J, GERYA T, et al, 2018. Oblique continental rifting and long transform fault formation based on 3D thermomechanical numerical modeling[J]. Tectonophysics, 746: 106-120.
- BERTOTTI G, VOORDE MTER, CLOETINGH S, et al, 1997. Thermomechanical evolution of the south alpine rifted margin (north Italy): Constraints on the strength of passive continental margins[J]. Earth Planet Sci Lett, 146(1/2): 181-193.
- BOLLINO A, REGORDA A, SABADINI R, et al, 2022. From rifting to oceanization in the gulf of Aden: Insights from 2D numerical models [J]. Tectonophysics, 838: 229483.
- BRUNE S, HEINE C, CLIFT P D, et al, 2017. Rifted margin architecture and crustal rheology: Reviewing Iberia-Newfoundland, Central South Atlantic, and South China Sea[J]. Mar Petrol Geol, 79: 257-281.
- BRUNE S, HEINE C, PÉREZ-GUSSINYÉ M, et al, 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension[J]. Nat Commun, 5: 4014.
- BURG J P, GERYA T V, 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermo-mechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps[J]. J Metamorph Geol, 23(2): 75-95.
- BYERLEE J, 1978. Friction of rocks[J]. Pure Appl Geophys, 116(4): 615-626.
- CHENG J, ZHANG J, ZHAO M, et al, 2021. Spatial distribution and origin of the high-velocity lower crust in the northeastern South China Sea[J]. Tectonophysics, 819: 229086.
- CHUNG S L, CHENG H, JAHN B M, et al, 1997. Major and trace element, and Sr-Nd isotope constraints on the origin of Paleogene volcanism in South China prior to the South China Sea opening [J]. Lithos, 40 (2/3/4) : 203-220.
- 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 [J]. Mar Petrol Geol, 19(8): 951-970.
- DENG H, REN J, PANG X, et al, 2020. South China Sea documents the transition from wide continental rift to continental break up[J]. Nat Commun, 11(1): 4583.
- DING W, SUN Z, DADD K, et al, 2018. Structures within the oceanic crust of the central South China Sea basin and their implications for oceanic accretionary processes [J]. Earth Planet Sci Lett, 488: 115-125.
- FRANKE D, 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of Magma-poor and volcanic rifted margins [J]. Mar Petrol Geol, 43: 63-87.
- FRANKE D, SAVVA D, PUBELLIER M, et al, 2014. The final rifting evolution in the South China Sea [J]. Mar Petrol Geol, 58: 704-720.
- GERYA T, 2019. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press:379-382.
- GERYA T V, 2013. Three-dimensional thermomechanical modeling of oceanic spreading initiation and evolution [J]. Phys Earth Planet Inter, 214: 35-52.
- GERYA T V, YUEN D A, 2003. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties[J]. Phys Earth Planet Inter, 140(4): 293-318.
- GERYA T V, YUEN D A, 2007. Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems[J]. Phys Earth Planet Inter, 163(1/2/3/4): 83-105.
- HAO S, MEI L, SHI H, et al, 2021. Rift migration and transition during multiphase rifting: Insights from the proximal domain, northern South China Sea rifted margin [J]. Mar Petrol Geol, 123: 104729.
- HOLLOWAY N H, 1982. North Palawan Block, Philippines—its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea[J]. Aapg Bull, 66(9): 1355-1383.

- KATAYAMA I, KARATO S I, 2008. Low-temperature, high-stress deformation of olivine under water-saturated conditions[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 168(3/4): 125–133
- KATZ R F, SPIEGELMAN M, LANGMUIR C H, 2003. A new parameterization of *Hydrous* mantle melting [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 4(9): 1073.
- LARSEN H C, MOHN G, NIRRENGARTEN M, et al, 2018. Rapid transition from continental breakup to igneous oceanic crust in the South China Sea[J]. *Nat Geosci*, 11(10): 782–789.
- LI C, LI J, DING W, et al, 2015a. Seismic stratigraphy of the central South China Sea basin and implications for neotectonics[J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 120(3): 1377–1399.
- LI C F, 2014. Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 15(12): 4958–4983.
- LI P, RAO C, 1994. Tectonic characteristics and evolution history of the Pearl River mouth basin[J]. *Tectonophysics*, 235(1/2): 13–25.
- LI Z, LIU M, GERYA T, 2015b. Material transportation and fluid-melt activity in the subduction channel: Numerical modeling[J]. *Sci China Earth Sci*, 58(8): 1251–1268.
- LIAO J, GERYA T, 2015. From continental rifting to seafloor spreading: Insight from 3D thermo-mechanical modeling [J]. *Gondwana Res*, 28(4): 1329–1343.
- LIAO J, MALUSÀ M G, ZHAO L, et al, 2018. Divergent plate motion drives rapid exhumation of (ultra) high pressure rocks[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 491: 67–80.
- MANATSCHAL G, BERNOULLI D, 1999. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient *Adria*[J]. *Tectonics*, 18(6): 1099–1119.
- NALIBOFF J, BUITER S J H, 2015. Rift reactivation and migration during multiphase extension [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 421: 58–67.
- REPLUMAZ A, CAPITANIO F A, GUILLOT S, et al, 2014. The coupling of Indian subduction and Asian continental tectonics[J]. *Gondwana Res*, 26(2): 608–626
- REPLUMAZ A, TAPPONNIER P, 2003. Reconstruction of the deformed collision zone Between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 108(B6): 2285.
- ROYDEN L H, BURCHFIEL B C, van der HILST R D, 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Science*, 321(5892): 1054–1058.
- SAVVA D, PUBELLIER M, FRANKE D, et al, 2014. Different expressions of rifting on the South China Sea margins[J]. *Mar Petrol Geol*, 58: 579–598.
- SONDER L J, ENGLAND P C, 1989. Effects of a temperature-dependent rheology on large-scale continental extension [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 94(B6): 7603–7619.
- SUN W, 2016. Initiation and evolution of the South China Sea: An overview[J]. *Acta Geochim*, 35(3): 215–225.
- van HINSBERGEN D J J, KAPP P, DUPONT-NIVET G, et al, 2011. Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of greater India [J]. *Tectonics*, 30(5): TC5003.
- van WIJK J W, CLOETINGH S A P L, 2002. Basin migration caused by slow lithospheric extension [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 198(3/4): 275–288.
- WANG P, HUANG C Y, LIN J, et al, 2019. The South China Sea is not a mini-Atlantic: Plate-edge rifting vs intra-plate rifting[J]. *Natl Sci Rev*, 6(5): 902–913.
- WANG P, LI S, SUO Y, et al, 2020. Plate tectonic control on the formation and tectonic migration of Cenozoic basins in northern margin of the South China Sea [J]. *Geosci Front*, 11(4): 1231–1251.
- ZHANG J, ZHAO M, DING W, et al, 2023. New insights into the rift-to-drift process of the northern South China Sea margin constrained by a three-dimensional wide-angle seismic velocity model [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 128(4): e2022JB026171.
- ZHANG K, LIAO J, GERYA T, 2024. Onset of double subduction controls plate motion reorganisation [J]. *Nat Commun*, 15(1): 1513.

(责任编辑 江 睿)