

南海中央海盆扩张期后海山链岩浆活动的热模拟研究

林 魏¹, 张 健¹, 李家彪²

(1. 中国科学院大学 计算地球动力学实验室, 北京 100049; 2. 国家海洋局 海底科学重点实验室, 浙江 杭州 300012)

摘要:壳幔黏性结构是影响南海中央海盆扩张期后海山链岩浆活动的主要因素, 研究其岩浆活动发育机制具有重要的科学意义。利用重、磁、测深及岩样分析数据提供的地壳结构和热力学参数, 通过FEM数值模拟, 研究了南海中央海盆珍贝-黄岩海山链之下黏性结构与岩浆熔融、运移活动的关系。根据黏性主要受压力和温度控制, 但熔融期间的散热及脱水会增加黏性, 设计了三种不同的黏性结构模型。计算结果表明: 三种垂向黏性结构模型在不同的温度条件下, 都可以使地幔熔融区最大熔融程度达到20%~25%。岩浆熔融程度与地幔热结构、熔融潜热和含水量有关, 并受扩张速率影响, 慢速扩张脊下的岩浆熔融程度相对较低。岩浆运移在扩张期后主要依靠减压熔融浮力, 垂直上升至熔融区顶面后沿上倾面向脊轴运移。接近脊轴熔融带, 部分熔融程度高, 远离轴部熔融带, 部分熔融程度较低。主要结论: 南海中央海盆海底扩张期, 海山链之下10 km深度具备形成拉班玄武岩浆的条件; 扩张期末, 该地区25 km深度具备形成碱性玄武岩浆的条件。

关键词:南海珍贝-黄岩海山链; 扩张期后岩浆活动; 黏性结构; 减压熔融与上浮

中图分类号:P314.2 **文献标识码:**A

文章编号:1000-3096(2013)04-0081-07

南海是新生代海底扩张形成的小洋盆, 也是我国唯一发育洋壳且完整保留海底扩张信息的边缘海。Taylor等^[1-2]认为中央海盆在32~17 Ma期间扩张, Briais等^[3]认为中央海盆在32 Ma开始扩张, 26~24 Ma, 扩张轴向南跳跃, 北部老的扩张脊被废弃, 新的扩张作用沿着南部扩张脊在23.5 Ma以后增生出新洋壳, 并向西南延伸发展。

中央海盆上发育有许多海山, 多数海山发育在两扩张脊之间, 总体与扩张脊走向一致。形成海山的海底火山活动主要活跃于中新世以后, 具有从北向南逐渐迁移、从东向西逐渐减弱、活动时间长短不一的特征。王叶剑等^[4]和杨蜀颖等^[5]认为, 南海中央海盆沿残留中脊发育的火山链是海底扩张期后岩浆活动的产物, 由黄岩海山、珍贝海山等组成的珍贝-黄岩海山链是这类海山的代表, 研究其岩浆活动发育机制具有重要的科学意义。

本文在南海地球物理资料和岩石地球化学资料分析基础上, 利用数值模拟方法, 综合考虑黏性、熔融、运移等因素, 对南海海底扩张期后中央海盆珍贝-黄岩海山链岩浆活动动力学机理开展研究。

1 资料分析

1.1 海底地形及地球物理特征

依据海底地形和水深资料(图1(a)), 南海海盆大

致划分为中央、西南和西北3个次海盆。其中, 中央海盆南北长约900 km、东西宽约450 km, 其海底深海平原上分布着珍贝-黄岩海山链、涨中链状海山、宪南链状海山、宪北链状海山、玳瑁链状海山。位于15°N线附近的珍贝-黄岩海山链, 是南海海盆海山链的代表。它由黄岩海山、珍贝海山等组成, 分布在14°49'~15°42'N、116°12'~118°42'E海域, 东西长约250 km, 南北宽约40~60 km, 相对海底的山体高度在200~4 000 m之间, 是该区规模最大的长条状东西向海山链。它将中央海盆分割成南北两部分, 被认为是中央海盆的残留扩张中心。

布格重力异常图(图1(b)), 对应珍贝-黄岩海山链, 重力异常沿EW向呈长条-串珠状伸展。组成海山链的每个海山表现为孤立的低值异常圈闭, 在海底平原400 mGal以上的高重力异常背景下, 每个海山分别对应100~300 mGal的低值异常区, 并随海山高度的增加而减小。利用重力异常衰减梯度分析, 可以判断海山是年轻大洋玄武岩浆成因, 还是包含有陆壳成分的“双性”成因。

收稿日期: 2011-11-20; 修回日期: 2013-02-04

基金项目: 国家自然科学基金(41174085); 国家重点基础研究发展计划“973”课题(2007CB411704)

作者简介: 林魏(1987-), 男, 福建福州人, 硕士, 研究方向: 海洋地球物理, E-mail: wayne.lin@utah.edu; 张健(1963-), 通信作者, 男, 教授, 博导, 从事海洋地球物理教学工作, E-mail: zhangjian@ucas.ac.cn

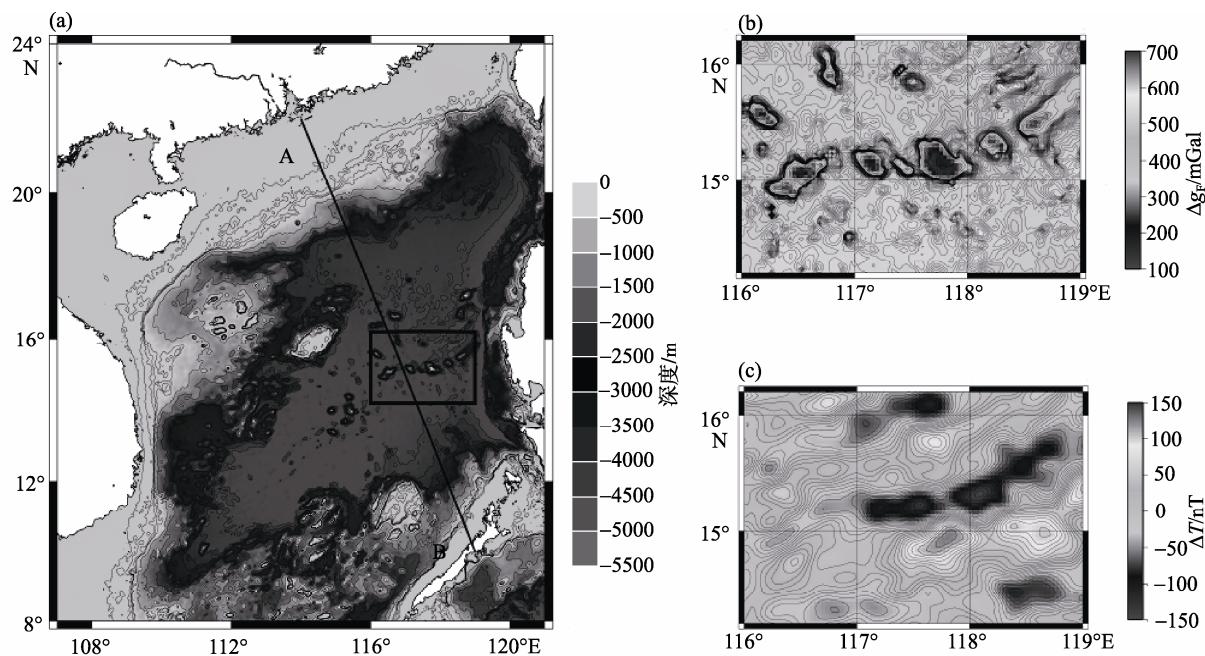


图 1 中央海盆地地质-地球物理图

Fig.1 The geology-geophysics map of the central basin

(a) 水深图; (b) 自由空间异常 Δg_F 图; (c) 磁异常 ΔT 图(a) Depth; (b) Free gravity anomalies Δg_F ; (c) Magnetic anomalies ΔT

南海海盆磁异常不同于典型大洋条带异常，幅值和波长变化大。 ΔT 异常图(图 1(c))，珍贝-黄岩海山链南北两侧可以分辨出一些小型的对称磁异常条带。对应海山链为沿 EW 向长条-串珠状负异常圈闭，异常范围 $-50 \sim -150$ nT 之间。两侧条带状正异常在 $50 \sim 150$ nT 之间，其中南侧高于北侧。虽然该海山链磁异常条带的线性特征不明显，但仍可大致判断出

这里存在一个残留扩张中心。

地震资料表明中央海盆具三层洋壳结构(图 2)。大洋层 1 就是沉积层，沉积基底与莫霍面之间是大洋层 2 和层 3。姚伯初等^[6]依据地震资料分析，认为沉积基底为晚渐新世至中新世海底扩张形成的玄武岩。结合重力资料计算，得到莫霍面由中部向南北两侧变深，深度在 8~14 km 之间。

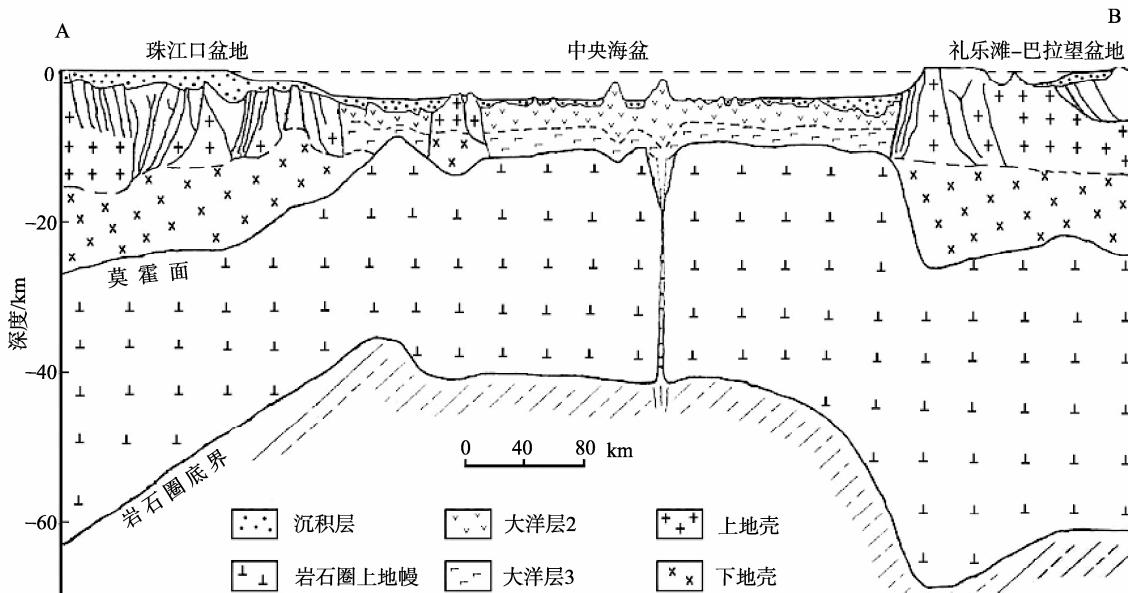


图 2 南海中央海盆地地质结构模型

Fig. 2 The geological structure model of the South China Sea's central basin

何丽娟等^[7]和施小斌等^[8]通过地热学研究发现, 中央海盆区热流背景较高, 平均为 89.9 mW/m^2 , 并沿扩张中心呈带状分布。张健等^[9]认为, 海底地表热流中地幔热流的比例很大, 洋壳层 3 热流的比例很小。珍贝-黄岩海山链由浅到深, 热流变化很小, 温度变化很大, 表明海底扩张停止后, 存在后期热事件。珍贝-黄岩海山链南北两侧, 沉积基底面的温度呈梯级降低, 表明深部地幔热作用还在控制着南海的高热流背景。

1.2 海山链岩浆演化的岩石地球化学特征

岩石地球化学研究表明^[10-14], 海底扩张停止前、后, 沿中央海盆残留扩张中心发生了大范围的火山活动, 并形成以珍贝-黄岩海山链为中心的东西向火山链。在珍贝-黄岩海山链采集到的 OIB 型玄武岩和粗面岩的形成时代为 $11 \sim 7 \text{ Ma}$, 是海底扩张期后板内岩浆活动产物^[4-5]。火山脊或残留扩张中心附近海山的碱性岩浆, 既有与正常 MORB 相似的玄武岩, 也有与 OIB 接近的玄武岩。一般认为, MORB 基本形成于海底扩张期间, 扩张一旦结束, 即使有岩浆活动, 也是 OIB 型, 二者岩浆源区不同。但是, 最近的研究表明^[15], 板内火山可以由同一岩浆源经不同程度的部分熔融形成不同类型的熔岩系列, 程度较高的部分熔融产生类似 MORB 的玄武岩, 程度较低的部分熔融产生类似海山链或残余扩张中心的 OIB 熔岩。

包裹体测温资料显示^[16], 中央海盆几个海底海山岩浆形成深度及温度不同, 宪北海山碱性玄武岩形成温度 $960 \sim 1200^\circ\text{C}$, 拉斑玄武岩形成温度 $1040 \sim 1230^\circ\text{C}$, 珍贝海山拉斑玄武岩形成温度 $1245 \sim 1280^\circ\text{C}$ 。宪北海山碱性玄武岩的压力为 $8.8 \times 10^8 \text{ Pa}$, 推算岩浆来源深度约 $29 \sim 44 \text{ km}$ 。目前来自南海海盆的深海玄武岩样品很少, 代表性不强, 难以深入分析深海盆玄武岩形成的物理条件和机制, 需要通过数值模拟^[17-20]与地化测试分析相互补充和印证。

2 计算与讨论

2.1 基本模型

南海属中-慢速扩张, 岩浆供应速率小于板块离散速率, 所以海底张裂时火山活动不明显, 海底扩张终结后却出现大量岩浆活动并在两扩张脊之间发育众多海山。杨蜀颖等^[5]将海山火山岩岩性及岩浆受

地壳混染程度分为 4 期: (1)扩张期之前的晚始新世, 宪北海山过渡型大洋拉斑玄武岩(38 Ma), 经历明显陆壳混染作用。(2)扩张后期的早中新世, 珍贝海山过渡型大洋拉斑玄武岩、宪北海山洋岛碱性玄武岩($20 \sim 13 \text{ Ma}$), 陆壳混染程度较前期减少。(3)扩张停止期的晚中新世, 珍贝-黄岩海山大洋拉斑玄武岩、洋岛碱性玄武岩及粗面岩($11 \sim 7 \text{ Ma}$), 陆壳混染程度进一步降低。(4)扩张期后的晚中新世-上新世, 涨中海山洋岛型碱性玄武岩($5.7 \sim 3.5 \text{ Ma}$), 几乎不受陆壳混染。这些特征表明, 在海盆扩张过程中, 深部地幔熔融物质不断上侵, 多次活动并与地壳物质相互作用。

以上述海山岩性时空演化关系为基础, 我们利用数值模型研究珍贝-黄岩海山链软流圈黏性结构、熔融浮力和熔体比例对岩浆活动及其温度演化的影响。模型的地质结构和几何形态参照图 2, 热参数如表 1。

表 1 模型参数表

Tab. 1 Parameters of the model

热扩散系数 κ	$10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
熔融潜热 L	500 kJ/kg
熔融上升速度 u	$8 \times 10^{-10} \text{ m/s}$
比热 C	$1250 \text{ J/(kg}\cdot\text{}^\circ\text{C)}$
岩石圈底部温度 T_b	1150°C
固体和岩浆密度差 $\Delta\rho$	500 kg/m^3
地幔密度 ρ_0	3300 kg/m^3
绝热温度梯度 G_T	0.5°C/m
热膨胀系数 α	$3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
地幔损耗密度减小率 β	0.024

温度方程为:

$$\nabla \cdot (\kappa \nabla T) - \mu \cdot \nabla T - \frac{L}{C} \mu \cdot \nabla F = \left(1 + \frac{L}{C \Delta T}\right) \frac{\partial T}{\partial t}$$

上述方程描述的是瞬间的温度分布状态。 κ 为热扩散系数, T 是温度, u 为熔融上升速度, L 为熔融潜热。 C 是比热容, t 是时间, A 是产热率, T_{solidus} 是固相线温度, F 是熔融程度, 岩石温度到达固相线之后, F 随温度线性变化^[21]:

$$F = (T' - T_{\text{solidus}}) / \Delta T, \quad T' = T + 0.5z,$$

$$T_{\text{solidus}} = 1100 + 3.75z.$$

密度方程为: $\rho = \rho_0(1 - \alpha T - \beta \xi) - \Delta\rho F$ 。

上述方程描述的是在地下密度受压强控制的影响。 ρ_0 为地幔密度, α 为热膨胀系数, β 为地幔损耗导致的密度减小率, ξ 为地幔损耗程度, $\Delta\rho$ 固体和岩浆

密度差^[22]。

2.2 黏性结构对岩浆活动的影响

热流和温度场分析表明：中央海盆扩张轴附近的珍贝-黄岩海山链高热流背景主要受来自地幔的热源作用^[7-8,17-18,20,22,24-25]。随海底扩张演化，珍贝-黄岩

海山链下部的岩浆垂直上涌至熔融区域顶面，然后沿顶面向上倾方向运移，在局部中心聚集。海底扩张停止后，后期岩浆活动形成的新洋壳将局部聚集中心连为一体，形成“串珠”状长条海山链(图 3, V:黏性, P:压力)。

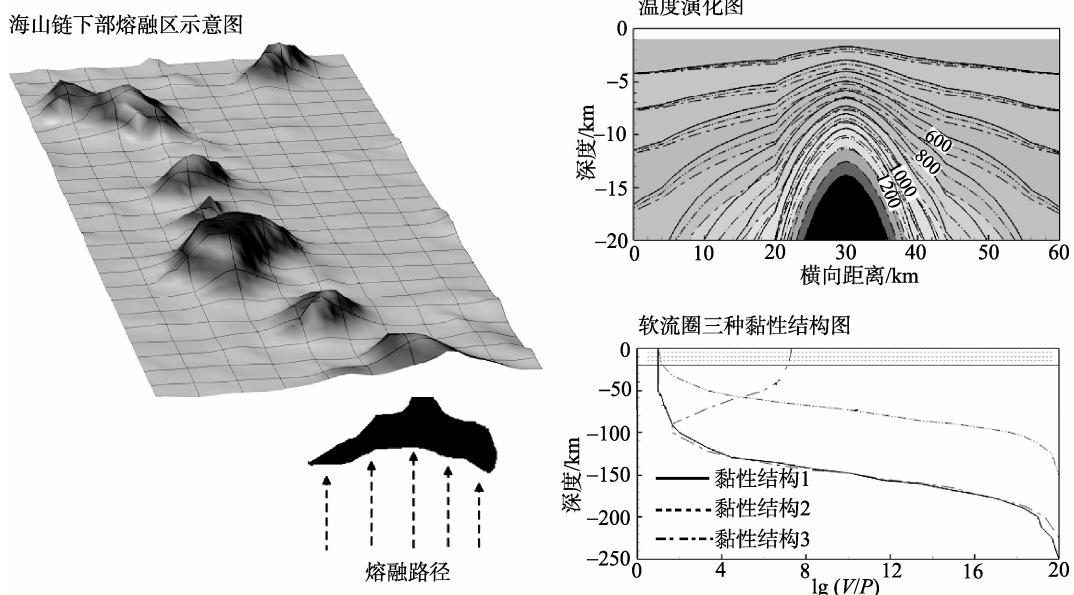


图 3 海山链下部熔融区域及不同黏性条件下的温度(℃)演化

Fig. 3 The melting zone below the seamount chain and temperature evolution

考虑到中央海盆地表热流主要贡献来自于深部地幔热，且现今莫霍面热流约 $60\text{--}80 \text{ mW/m}^2$ ，我们计算中取模型上边界为温度边界， $T_s=8^\circ\text{C}$ ；下边界为热流边界，分别选取 $Q_b=20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80 \text{ mW/m}^2$ 等 13 种不同热流背景。计算过程中，时间步长取 0.1 Ma。同时，考虑到中央海盆残留扩张中心是地幔物质上升的产物，地幔物质的上升决定了海底扩张，为此我们在模拟中对应热隆升部位的底边界，引入一个略高于背景值的初始附加热流，并使其 1300°C 等温线深度(热岩石圈厚度)与观测到的地壳减薄量级一致。

数值模拟显示，海底扩张期间，软流圈上涌并发生减压熔融，地幔热源在拉伸环境中快速释放^[23]。海底扩张后，地幔熔融程度减低，但由于洋壳的持续变形增大了断裂的穿透性和张性，幔源岩浆继续喷出，但喷发范围和规模逐渐减小，浅层高温熔融区收缩并下沉。

熔融区岩浆活动强度受软流圈垂直黏性结构影

响。图 3 给出了轴脊之下软流圈可能的三种垂向黏性结构。其中，20 km 深度处的横线表示轴脊下部 1150°C 等温线位置，该等温线深度随离开脊轴距离的增大而增深。理论与实验表明，黏性与压力、温度、含水量密切相关。结构 1 假定脊轴之下黏性随深度(压力)增大而逐渐增大，保持厚约 100 km 的软弱层。结构 2 假定脊轴之下黏性受残留岩浆影响，随熔融顶端上升高度增加而快速降低，但脊轴之下软弱层减薄至 50 km。结构 3 假定脊轴之下黏性因岩浆熔出过程中地幔脱水而增大，并导致脊轴之下软弱层更薄($<50 \text{ km}$)，100 km 深度之下，黏性与结构 1 相同。计算结果表明，与结构 1 相比，结构 2、3 均使脊轴两侧 1150°C 等温线向深处下沉，导致浅层温度降低。

不同黏性结构和温度条件下，岩浆熔融上浮运动强度不同。在扩张中心下部岩浆沿熔融区向上移动、聚集过程中，结构 2 可使地幔上涌的岩浆具有最大浮力。

2.3 岩浆源的熔融-运移特征

晚白垩世-古新世, 南海海山岩浆主要来自幔-壳混合源。始新世-渐新世, 岩浆主要来源于富集型岩石圈地幔。中新世以来, 碱性玄武岩中往往含幔源和下地壳源捕虏体^[11-12,16,25]。温度、压力和密度是地幔熔融上升的重要条件。利用数值模拟实验, 我们考察了热(膨胀)浮力($\alpha\Delta T$)、地幔损耗浮力($\beta\xi$)、岩浆自身浮力($\Delta\rho F$)等对珍贝-黄岩海山链扩张中心附近岩浆熔融-运移的影响。

快速扩张中, 岩浆生成距轴较远。随扩张速率和地幔黏性的减小, 热浮力驱动各熔融中心逐渐靠近脊轴。海底扩张期后, 地幔岩浆熔融-运移主要依靠浮力驱动的减压熔融过程实现。如果深部地幔温度均匀, 熔融区顶面在熔融温度附近会因小的上涌扰动导致减压熔融, 降低熔体密度, 产生附加浮力维持熔融-上涌。此时, 地幔损耗浮力和岩浆自身浮力驱动岩浆上涌, 形成数个沿脊轴分布的孤立熔融中心。岩浆自身浮力还会在熔融中心产生附加上涌, 导致熔融中心外围形成损耗地幔晕。损耗地幔晕的深度取决于岩浆自身浮力($\Delta\rho F$)和地幔损耗浮力($\beta\xi$)的平衡位置。计算表明, 外围损耗圈初始熔融比轴部浅, 停止熔融深度比轴部深, 熔融规模比轴部小。外围相对低温高压环境, 熔融程度低($F=2\% \sim 10\%$)。轴部相对高温低压环境, 熔融程度高($F=20\% \sim 30\%$)。

图 4 给出了扩张高峰以来 1~13 Ma 期间, 珍贝-黄岩海山链之下岩浆分凝深度与分凝局部熔融程度示意图。图中, 代表含 0.1% H₂O 的上地幔岩石固相线, 20% 代表含 0.1% H₂O 的上地幔岩石局部熔融程度, A 代表幔岩上升至此(近地表)分离出石英拉斑玄武岩浆, B 代表幔岩上升至此(25 km)分离出高 Al 碱性玄武岩浆。局部熔融从开始到结束需要经历约

100 km 的上升, 并通过绝热膨胀、减压熔融、吸收潜热等一系列温压变化。岩浆最终形成的深度比开始熔出的熔浆深度浅得多。来自深部的地幔局部熔融物质, 在海底扩张高峰期后约 3 Ma, 在 A 处(~10 km)出现熔融程度~25% 的石英拉斑玄武岩岩浆条件。约 7 Ma 时, 在 B 处(~25 km)出现局部熔融~20% 的高 Al 碱性玄武岩浆条件。表明该区岩浆源区深度不断增加, 岩浆受地壳混染程度将会不断减弱。

3 结论

数值模拟是分析海底扩张期后火山活动、海山链熔岩发育演化的重要方法。我们通过模拟计算, 探讨了中央海盆扩张期后海山链不同黏性结构和壳幔温度条件对地幔上浮和岩浆运移的影响。主要结论如下, 1) 岩浆分凝深度与分凝局部熔融程度是决定岩性的主要因素(图 4)。通过模拟计算, 我们认为珍贝-黄岩海山链火山岩性演化趋势如下: 扩张高峰期, 在浅层形成拉斑玄武岩浆。扩张后期, 带源物质在不同深度通过部分熔融形成碱性玄武岩浆及拉斑玄武岩浆。扩张期末, 深层条件下形成的碱性玄武岩浆逐渐占据主导地位。2) 海山熔岩类型与地幔部分熔融程度及扩张中心下生成岩浆的熔融区位置有关。接近脊轴熔融带, 地幔在较浅处熔融, 部分熔融程度高, 产生类似 MORB 的玄武岩。远离轴部熔融带, 横向远离脊轴区域或者纵向较深处, 部分熔融程度较低, 地幔中更易熔化的富集组分熔融形成类似 OIB 的熔岩。通过模拟计算, 我们认为这些火山脊熔岩组分可以通过改变与熔融上升轴的距离, 实现从 MORB 向 OIB 的过渡。3) 结合最新实验岩石学在熔融程度、熔融潜热、脱水比例和熔体比例等方面的研究成果, 设计了熔融地幔的三种垂向流变学结构。计算表明, 不同的垂直黏性结构对熔融区厚度变化的影响会导致浅部温度改变。如果深部地幔均匀温度, 熔融区域内或之下的温度梯度变化不会太大, 三种垂向黏性结构都可以保证实现最大熔融程度一定大于 20%~25%。残留岩浆会使黏性减小, 考虑了该因素的结构 2 可使熔融上涌的岩浆具有最大浮力。

参考文献:

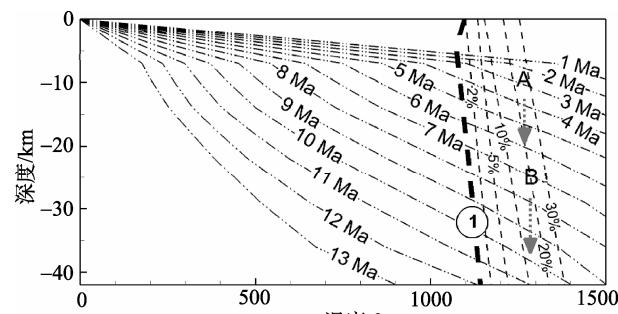


图 4 扩张中心岩浆分凝深度与分凝局部熔融程度示意图
Fig. 4 Depth of magma's segregation and degree of partial melting

- [1] Taylor B, Hayes D E. The tectonic evolution of the South China Basin [J]. Geophysical Monograph, 1980, 23: 89-104.
- [2] Taylor B, Hayes D E. Origin and history of the South

- China Sea basin [J]. Geophysical Monograph, 1983, 27: 23-56.
- [3] Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and sea floor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia [J]. Geophys Res, 1993, 98(B4): 6299-6328.
- [4] 王叶剑, 韩喜球, 罗照华, 等. 晚中新世南海珍贝-黄岩海山岩浆活动及其演化: 岩石地球化学和年代学证据 [J]. 海洋学报, 2009, 31(4): 93-102.
- [5] 杨蜀颖, 方念乔, 杨胜雄, 等. 关于南海中央次海盆海山火山岩形成背景与构造约束的再认识[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2011, 36(3): 455-470.
- [6] 姚伯初, 曾维军. 中美合作调研南海地质专报[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994: 1-10.
- [7] 何丽娟, 熊亮萍, 汪集暘. 南海盆地地热特征[J]. 中国海上油气(地质), 1998, 12(2): 87-90.
- [8] 施小斌, 丘学林, 夏戡原, 等. 南海热流特征及其构造意义[J]. 热带海洋学报, 2003, 22(2): 63-73.
- [9] 张健, 石耀霖. 南海中央海盆热结构与深部地球动力学背景[J]. 中国科学院研究生院学报, 2004, 36(4): 455-470.
- [10] 王贤觉, 吴明清, 梁德华, 等. 南海玄武岩的某些地球化学特征[J]. 地球化学, 1984, 4: 332-340.
- [11] 阎贫, 刘海龄. 南海及其周缘中新生代火山活动时空特征与南海的形成模式[J]. 热带海洋学报, 2005, 24(2): 33-41.
- [12] 鄢全树, 石学法, 王昆山, 等. 南海新生代碱性玄武岩主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素研究[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2008, 38(1): 56-71.
- [13] 鄢全树, 石学法. 南海新生代碱性玄武岩中橄榄石的矿物化学及南海的地幔潜在温度[J]. 岩石学报, 2008, 24(1): 176-184.
- [14] Thybo H, Nielsen C A. Magma-compensated crustal thinning in continental rift zones [J]. Nature, 2009, 457: 873-876.
- [15] Castillo P R, Clague D A, Davis A S, et al. Petrogenesis of Davidson Seamount lavas and its implications for fossil spreading center and intraplate magmatism in the eastern Pacific [J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 11, doi: 10.1029/2009GC002992.
- [16] 李兆麟, 丘志力, 秦社彩, 等. 南海海山玄武岩形成条件研究[J]. 矿物学报, 1991, 11(4): 325-334.
- [17] 张健, 宋海斌, 李家彪. 南海西南海盆构造演化的热模拟研究[J]. 地球物理学报, 2005, 48(6): 1357-1365.
- [18] 夏斌, 崔学军, 张宴华, 等. 南海扩张的动力学因素及其数值模拟讨论[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29(3): 328-333.
- [19] 刘绍文, 施小斌, 王良书, 等. 南海成因机制及北部岩石圈热-流变结构研究进展[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26(4): 117-124.
- [20] 孙珍, 孙龙涛, 周蒂, 等. 南海岩石圈破裂方式与扩张过程的三维物理模拟[J]. 地球科学, 2009, 34(3): 435-447.
- [21] Magde L S, Sparks D W. Three-dimensional mantle upwelling, melt generation, and melt migration beneath segment slow spreading ridges[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(B9): 20571-20583.
- [22] 刘昭蜀, 陈雪. 南海中央海盆热流值的分布特征及年代分析[J]. 地质科学, 1987, 2: 112-121.
- [23] Barnouin-Jha K, Parmentier E M, Sparks D W. Buoyant mantle upwelling and crustal production at oceanic spreading centers: On-axis segmentation and off-axis melting [J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(B6): 11979-11989.
- [24] Shi Xiaobin, Di Zhou, Qiu Xuelin, et al. Thermal and rheological structures of the Xisha Trough, South China Sea [J]. Tectonophysics, 2002, 351:285-300.
- [25] Yan Pin, Deng Hui, Liu Hailing, et al. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region [J]. Asian Earth Sci, 2006, 27: 647-659.

The thermal simulation of magma activities of the seamount chain after

LIN Wei¹, ZHANG Jian¹, LI Jia-biao²

(1. Laboratory of Computational Geodynamics, University of the Chinese Academic of Sciences, Beijing 100049, China; 2. Key Laboratory of Submarine Geosciences, State Oceanic Administration People's Republic of China, Hangzhou 300012, China)

Received: Nov.,20,2011

Key words: Zhenbei-Huangyan seamount chain in the South China Sea; magma activities after the spreading period; viscosity structure; decompression melting and buoyancy

Abstract: On the basis of the gravity data, magnetic data, bathymetric data, rock sample analysis data (crustal structure and the thermal parameters) and the FEM numerical simulation, we researched the relation among the viscosity, melting and migration issues beneath the Zhenbei-Huangyan seamount chain. The result of our analysis was the viscosity was controlled by pressure and temperature but it increase with thermal dissipation and melting dehydration or decrease caused by the residual magma. According to the result, we designed three different viscosity structure models. The calculation results showed that the maximum melting rates of the three vertical viscosity structure models in the mantle melting zone were all bigger than 20%~25%. The melting degree of the magma activities was related to the mantle thermal structure, melting latent heat and water content, meanwhile it was affected by the expansion rate. For example, the melting rate of the slow spreading ridges slower lower than others. After the spreading period, the magma vertically rose to the top interface of the melting zone mainly by the decompression melting buoyancy, and migrated to the ridge axis along the dumping area. We discussed the factors which affected the melting and migration. With the increase of the distance to the ridge axis, the potential melting degree became lower. Thus we can come to a conclusion that during the peak spreading period of the South China Sea's central basin, the area which was 10 km below the seamount chain had the condition to form the tholeiitic magma; at the end of the spreading period, the area in the depth of 25 km had the condition to form alkaline basalt magma.

(本文编辑: 刘珊珊)