

冲绳海槽地球动力学热模拟*

栾锡武

(中国科学院海洋研究所)

石耀霖

(中国科学院研究生院)

冲绳海槽属太平洋沟弧盆系,长1200km,宽100余公里,平均水深超过1000m,南部最深处2334m。实地地球物理考察表明,海槽全区布格重力异常和空间异常均呈北东向相对正高场值区,平均布格异常值为79.4mGal,海槽南端可达160mGal;空间异常平均值为60—100mGal。根据重力反演计算的地壳厚度为14—20km,因此海槽比西侧大陆架和东侧岛弧的地壳(30km)薄10—16km,但比正常洋壳的厚度仍大得多(金性春等,1984)。从海槽区的地震剖面图(Herman *et al.*, 1978)可见海槽盆地东西两侧分别是倾向海槽中央的高角度正断层,表明海槽是张应力控制下的断陷带。地震折射资料(Lee, C. S., 1980)表明,冲绳海槽中央断裂下面的地幔深度约为15km。另外,海槽火山发育和地震频繁。近年来,地热测量结果更引起了研究人员的重视,海槽平均地表热流为151mW/m²,个别地方如SON84-25-C和HF9-13,热流值分别高达1056mW/m²和1258mW/m²(喻普之等,1992),如此高的热流值在全球地热数据中是罕见的。

冲绳海槽的地表热流、热结构及热演化问题目前在学术界颇引人注目,曾有人应用非稳态的二维热传导方程来计算海槽的热结构¹⁾,但这种不考虑对流效应的热传导方程

不能模拟介质运动对热结构和热演化的影响,特别是在构造运动的速度大于1cm/a时,

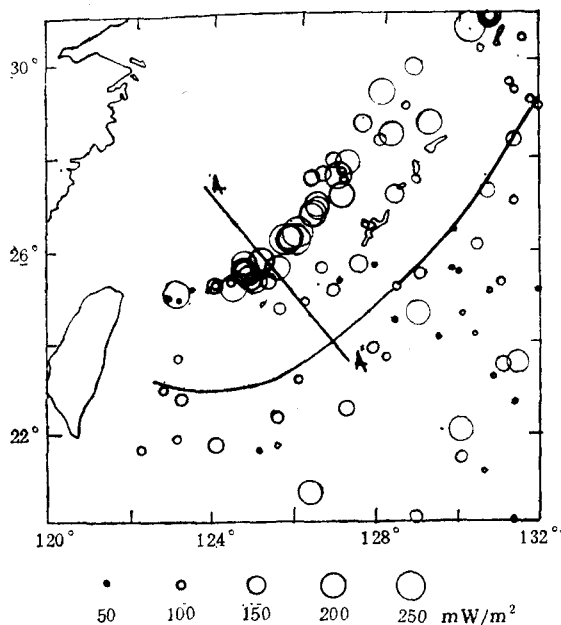


图1 冲绳海槽热流分布图(mW/m²)
(A—A'为本文计算剖面)

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第2409号。本课题为国家自然科学基金项目49011-3号
本工作得到了喻普之教授的指导,在此志谢。
收稿日期: 1993年11月5日。

1) 高志清,1986,冲绳海槽及其邻近地区的构造研究(硕士论文)。

其 Peclet 数一般大于 1, 这时介质运动所携带的热量远大于传导热, 即对流项起主导作用。所以作者用非稳态的二维热传导——平流方程来模拟构造热演化。

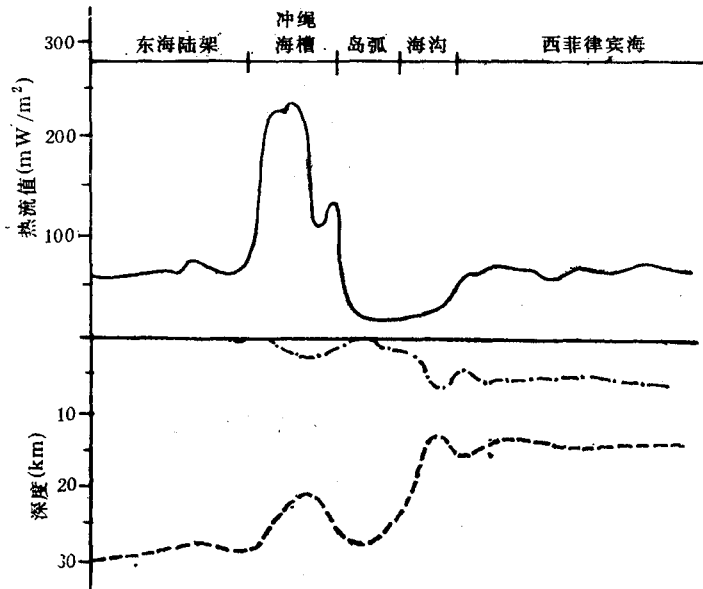


图 2 冲绳海槽热流剖面示意图
——地热流量 q ; --- 莫霍面深度 H_m ; - · - 海底深度 H_w (据喻普之等, 1992)

一、基本方程和计算方法

非稳态的二维热传导——平流方程为

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) - \rho c \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \rho_f c_f \left(u_f \frac{\partial T}{\partial x} + v_f \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q \quad (1)$$

式中 T 为温度 (K), t 为时间 (s), k 为热导率 [$\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$], ρ 为介质的密度 (kg/m^3), c 为比热 ($\text{J}/\text{kg} \cdot \text{K}$), Q 为地壳的放射性热源 (W/m^3), u, v 分别为二维模型中沿 x, z 方向地幔物质上涌流动速度 (m/s), 在有熔融岩浆以空隙流体形式存在和运动时, ρ_f 为流体密度, c_f 为其比热, u_f, v_f 为其达西速度。

冲绳海槽东侧的琉球海沟板块碰撞边界属马里亚纳型, 张性, 弱耦合。板块俯冲后撤, 则上覆板块靠近海沟的部分会处于引张状态中, 同时会在弧后地区产生明显的地幔上涌流。如果俯冲板块驱动弧后地幔作顺时针流动, 而又存在后撤俯冲, 上覆板块相对海沟离去, 从而驱动地幔物质作逆时针方向流动。这两种相互竞争的驱动机制造成弧后物质以特定的方式上涌。这种深部物质上涌后导致弧后扩张, 而一旦弧后扩张发生, 反过来更容易诱发上涌流动(石耀霖等, 1993), 这是海槽演化的基本机制。

假定海槽岩石层物质可以看作是粘度很高的牛顿流体, 则其引张运动可以用流体力学方法计算。

地幔物质低雷诺数二维粘性流体运动流函数的基本方程为

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad (2)$$

在我们的计算中取直角坐标系, 流动速度分量为

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial z}, \quad v = -\frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (3)$$

一般情况应通过解方程(2)求得速度 u, v , 但我们采取一种简化运动学逼近方法, 即直接给定 u, v 的速度模型。给出的运动学模型首先应当满足连续性方程, 同时还要满足地质条件限定的海槽引张、地幔上涌及盆地下沉速度约束。

我们取

$$u = \frac{b}{a} \arctg \frac{dx}{a}$$

$$v = \frac{c - b dz}{(dx)^2 + a^2}$$

式中 a, b, c, d 分别为 4 个模型参数。确定 u, v 值之后, 即可对(1)式用有限单元法进行计算。应用“迎风”权函数来保证解的稳定性(朱元清等, 1993)。

二、模型与参数

计算的二维模型取在海槽的南段, x 轴垂直于海槽的轴线, 原点在轴心, z 轴指向地心。模型长 50km, 深度 100km。初始 MOHO 面深度取 30km, 东海陆架地表热流值取 54 mW/m^2 (喻普之等, 1992), 上下边界取温度边界条件, 上边界取 0°C , 下边界取 1450°C , 左右两边取绝热边界条件。模型的介质分上下两种材料。对 30km 以上的介质取热导率 2.51, 比热取 8.37×10^{-4} , 密度取 2700, 放射性热源 Q 值取 0.7×10^{-8} ; 下部介质取相同的热导率和比热, 密度取 3300, 放射性热源取 0, 空隙流体的物性和下部介质相同, 达西速度取 0.025 cm/a 。

a, b, c, d 4 个模型参数的取值分别为: 1.0, 0.2546, 0.0637, 0.05。计算时进行十步迭代, 在考虑岩浆活动的影响时, 在后五步迭代时采取加大海槽中间第一种材料的几个单元的放射性热源 Q 值的方法。将未考虑岩浆活动的模型称为模型 I, 考虑岩浆活动的模型称为模型 II。

三、结果分析

在给定的运动学模型中, 介质运动的图象如图 3 所示。地幔物质由中部向两侧流动, 表征海槽的扩张运动。表层速度方向向下表示海槽在扩张过程中基底的沉降。海槽的扩张速度为 0.4 cm/a , 基底沉降速度为 0.05 cm/a , 在 10Ma 中拉伸了 80 多公里, 这与实际相符。在拉伸的同时, 在重力均衡作用下基底下沉, 地幔上涌的情况如图 4 所示。从图 4 中可以看出, 经 10Ma 海槽中心 MOHO 面埋深 20.1km, 对应的地表沉降为 3.6km, 均与观测结果相吻合。图 5 为计算模型 I 的热结构图。在海槽中心 7.5km 深处温度达 380°C , 20km 深处为 1050°C , 相对应的地表热流(图 6)为 113 mW/m^2 , 这一计算结果与实

际观测结果比较明显偏低,表明虽然地壳由于拉伸变薄,地幔上涌可以造成海槽地温上升,形成海底较高的地热流量,但仅此机制远远不能解释实际观测到的海槽内的极高热流

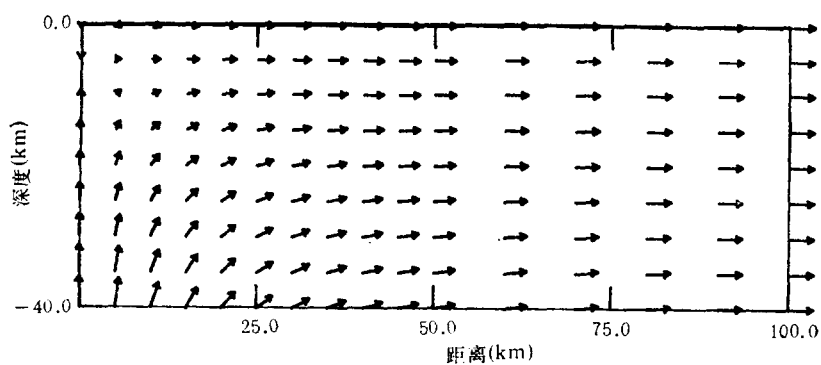


图3 地幔上涌地壳拉伸运动状况模型

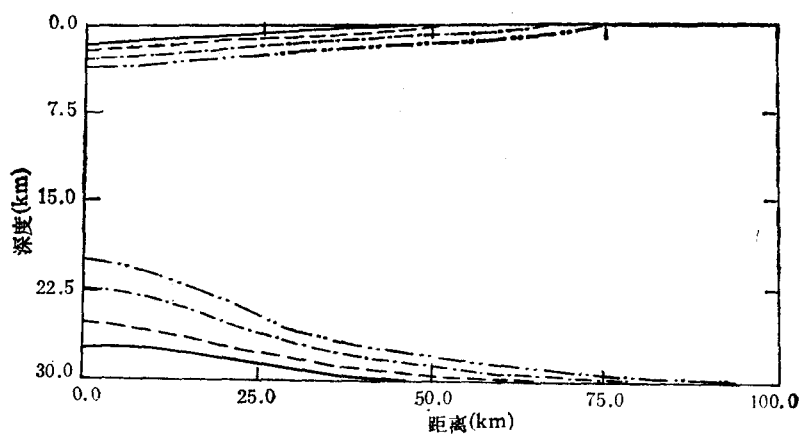


图4 海槽面上升,基底沉降演化模型

——2.5个百万年;---5个百万年;—·—7.5个百万年;····10个百万年

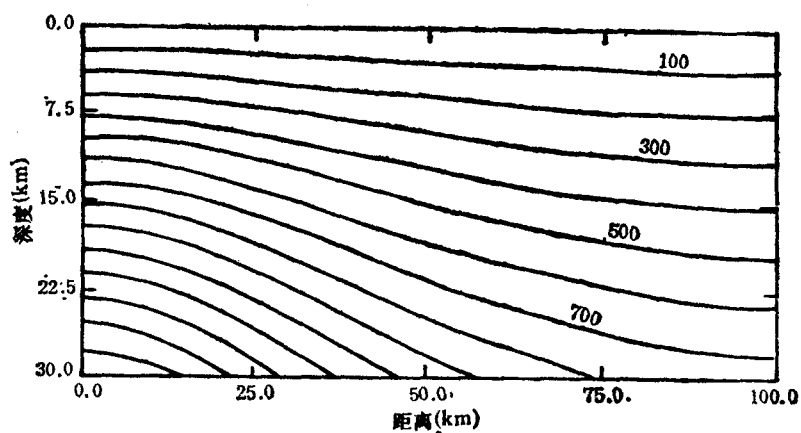


图5 由模型1计算的海槽温度结构(°C)

值。

模型 I 计算表明,在地壳拉伸变薄过程中,下地壳和上地幔存在减压增温过程,这样将导致部分熔融和岩浆上侵。在冲绳海槽实际海上调查拖采到的喷发熔岩就证明了这一

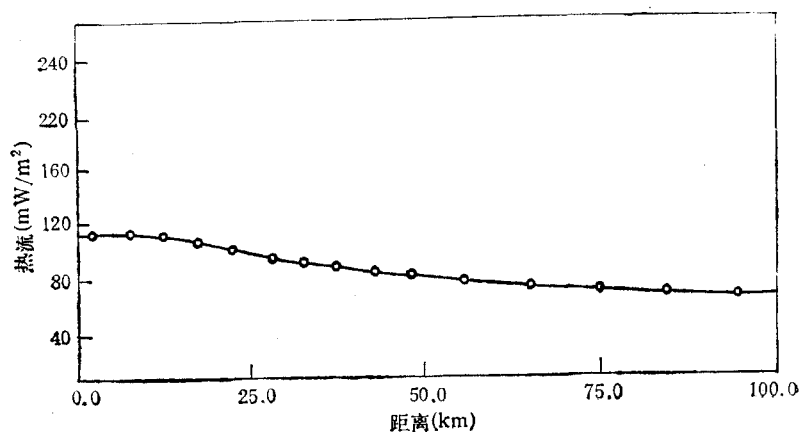


图 6 由模型 I 计算的地表热流值

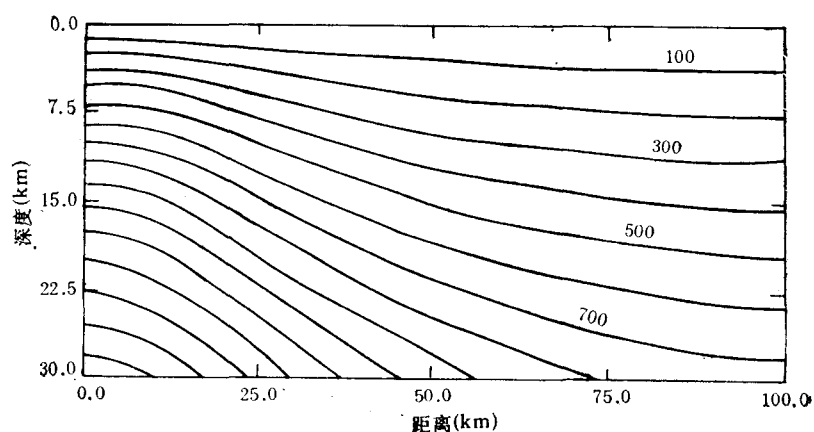


图 7 由模型 II 计算的海槽温度结构(°C)

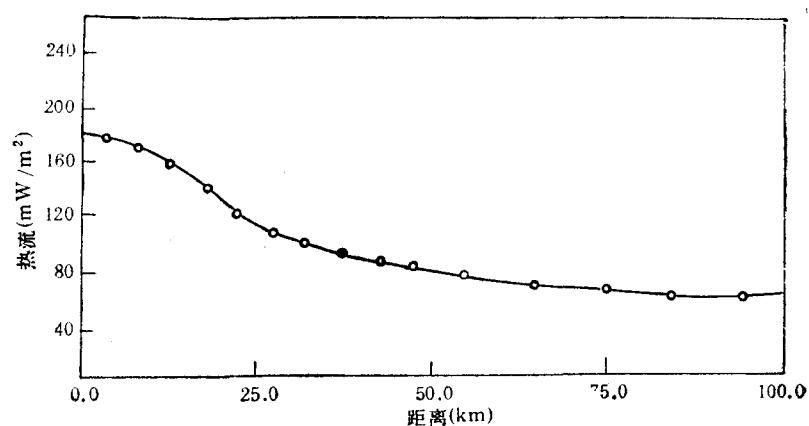


图 8 由模型 II 计算的地表热流

点(王舒敏等, 1986)。一个合理的模型应该把这一因素的热效应也考虑在内。由图 6 可以看出, 海槽中部 7.5km 深处温度为 540℃, 20km 深处温度为 1200℃, 对应的地表热流为 180mW/m², 这一结果能够较好地拟合实测的海槽地表热流。

四、结论与讨论

1. 冲绳海槽为一个弧后拉张盆地, 经弧后地幔上涌地壳引张, 在重力均衡的作用下造成基底下沉, MOHO 面上升, 最后形成海槽现今的形状。

2. 从图 3 可以看出, 经 7.5 个百万年, 海槽 MOHO 面埋深为 22.6km, 基底沉降 3.08 km, 经 10 个百万年, 海槽 MOHO 面埋深为 20.1km, 基底沉降 3.60km, 根据现有的资料对比可知, 海槽热演化的历史约为 10 个百万年。其扩张速率为 0.4cm/a, 基底沉降的速率为 0.05cm/a, 由于重力均衡的作用, 海槽将伴随快速沉积填冲。

3. 地幔上涌和地壳变薄致使海槽具有较高的热流值只是原因之一, 但仍不能解释在海槽中观测到的极高热流值。从 5Ma 左右海槽内的岩浆活动和上涌才是造成海槽局部具有极高热流值的重要原因。

现已经查明, 冲绳海槽中存在多处热液活动, 本文的模型虽然能够解释海槽区域高地热流的形成, 但由于没有考虑冲槽海槽区的热液活动, 因而个别地区的巨高地热流未能模拟出, 可以肯定局部地区巨高的热流值和地壳表浅热液循环活动有关, 今后应进一步深入研究。

参 考 文 献

- 王舒敏等, 1986, 冲绳海槽盆地的地质构造特征与盆地的演化历史, 海洋地质与第四纪地质, 6: 17—28。
石耀霖等, 1993, 俯冲带的后撤与弧后扩张, 地球物理学报, 36: 37—44。
朱元清, 石耀霖, 1993, 构造热演化的数值模拟方法, 地球物理学报, 36: 308—317。
金性春等, 1984, 冲绳海槽异常地幔与地壳性质的初步分析, 海洋地质与第四纪地质, 4(3): 17—25。
喻普之、李乃胜, 1992, 东海地壳热流, 海洋出版社, 101—122。
Herman, B. M. et al., 1978, Extensional tectonics in the Okinawa Trough, *A. A. P. G. Mem.*, 29: 119—208。
Lee, C. S., 1980, Okinawa Trough oringn of a back-arc basin, *Marine Geology*, 35: 219—241。

THERMODYNAMIC MODELING OF OKINAWA TROUGH

Luan Xiwu

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences)

Shi Yaolin

(Graduate School, USTC, Chinese Academy of Sciences)

ABSTRACT

2-D nonsteady-state heat advective-conduction equations were used to simulate tectonically thermal evolution in this study on the effects of magmatic activity in the Okinawa Trough region. Showing that the effects of magmatic activity are important to and can explain the observed high surface heat flow there.

A flow function used to describe the flow of mantle under Okinawa Trough showed the crustal thickness in the region is about 18km, the Trough expansion rate is 0.4cm/a, the surface descent rate is 0.05cm/a, and the thermal process of the trough is about 10 million years.

* Contribution No. 2409 from Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.