

板块运动的模拟实验

潘 秋 叶

(国家地震局地质研究所, 北京)

关 德 相

(中国科学院力学研究所, 北京)

摘 要

本文较详细地分析了板块运动模拟实验的困难性。提出了用物质密度差代替温度差的实验方法, 结合离心技术^[1], 研究了地幔对流对板块运动的作用, 成功地再现了板块运动的流动图案。

通过对上涌流动微分方程组的分析, 本文还建立了模拟实验中“模型”与“原型”之间的相似准则 $D_c = D_m$ 。

一、序 言

本世纪六十年代发展起来的全球板块构造学说, 使地球上部的各种复杂的构造活动得到了完整而统一的解释, 因此, 受到了地球科学家们的普遍重视, 被认为是地学史上的一次重大突破^[2]。

板块构造是海底扩张的引伸, 海底扩张是大陆漂移的新形式, 它们构成了全球构造学说的三部曲^[3]。海底扩张和板块构造学说认为, 高温的软流圈物质由洋脊涌出后, 推动旧海底向前扩张并逐渐冷凝, 形成新的海底, 它在海沟的地方沉入地下, 逐渐熔化并返回软流圈, 从而形成一个物质循环(图 1)。这一流动图案对于解释全球构造活动显示了巨大的生命力。为了验证它的真实性, 地学家们除了继续进行实际观测, 还想方设法试图在实验室中将它实现^[4-10]。但是, 至今没有得到令人满意的结果, 分析起来有以下几个原因:

1. 图 1 所示的物质循环是由温度差引起的一种自然对流运动, 即温度差产生密度差, 密度差产生向上的浮力(在洋脊下面)或向下的“负浮力”(在海沟下面), 从而驱动地幔物质的循环运动。这一运动的深度可达六、七百公里, 温度差可达一千多度。然而, 在实验室中, 模型尺度比这一深度至少要小五个数量级, 实验物质(如硅油、硅酮油、石蜡等)所能承受的温度差比实

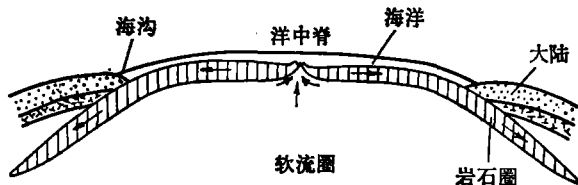


图 1 板块运动示意图 (取自文献 [2])

际的温度差也要小一、二个数量级,因此,难以产生足够大的推动力。

2. 在实际的地幔物质的循环运动中,有熔化-冷凝的相变过程重复发生,而在实验室中,只有在高温高压条件下,在极小的标本内才能产生相变。因此,大多数实验选用流体作模拟材料。这样一来,实验中不可能存在相变,这与板块运动的物质过程是截然不同的。文献[8]曾试图用石蜡做实验材料,来模拟岩石圈板块的冷凝和下沉过程。但是,由于推力不谡,冷凝的表面并不下沉,如果用外力迫使它下沉,又不能以同样的速率产生冷凝表面。

3. 在实际的地幔物质循环运动中,除了图 1 所示的大尺度循环运动之外,在较大的岩石圈板块下面(如太平洋板块下面),还可能存在着若干个尺度的对流环^[1],这些小尺度对流环与大尺度对流环之间存在着比较复杂的相互作用。一般认为,两个相邻的小尺度对流环,大小相等、方向相反,它们对于同一个岩石圈板块下表面的作用,相互抵消。因此,与大尺度对流环相比,它们对板块的驱动作用,仅居次要地位。由于在模拟实验中难以实现大尺度对流环,多数人仍局限于研究小尺度对流环的运动。文献[6]曾利用运动的胶片来模拟岩石圈板块在大尺度对流条件下的运动,但是,由于使用马达来带动胶片运动,实际上模拟的是受迫对流而不是自然对流。

总之,驱动板块运动的地幔物质循环实际上是一种大规模的、缓慢的、有相变发生的、极其复杂的自然对流运动。要想在实验室中全面模拟这种运动,几乎是不可能的。因此,如何抓住主要因素,忽略次要因素,而又能基本实现图 1 中所示的流动图案,是许多地学家们致力多年的一项任务,也是本文的宗旨。

二、相似准则与离心技术

文献[12]根据观测数据,得到了岩石圈板块运动的统一经验性规律。这一规律揭示,岩石圈板块运动的主要驱动力为洋脊推力和下沉条带的负浮力,主要阻力为大陆下面和下沉条带两侧的粘性阻力。固然,洋脊下面的上涌流动是由于地幔物质的温度升高引起的,下沉条带的负浮力是由于温度降低引起的。但是,这一温度的升高或降低是通过物质密度的降低或升高来起作用的。因此,在我们的实验中,将采用物质密度差代替温度差的方法,直接把低密度物质嵌入“洋脊”下面,把高密度物质嵌入与下沉条带相应的地方,而不采用加热的方法。这样既解决了因实验材料所能承受的温差很低引起的推力不够的问题,也绕过了热量输送与质量输送相耦合所造成的困难。

图 2 表示模型的设置, MNRQ 代表岩石圈板块的海洋部分。RKSQ 和 NOPM 代表岩石圈板块的大陆部分, ABFE 代表大洋中脊下面的高温低密度物质,为了保证低密度物质源源不断地上涌,实现大尺度对流,将这一区域扩展为 ABCDHGFE,其余部分 ABGS 和 EFGP 代表上地幔。模拟材料主要成分为硅油灰 (Silicone Putty), 掺入不同数量的普通油灰 (Clay putty), 便可混合成平均粘度 μ 约为 2×10^5 泊, 密度 ρ 为 1.16—1.80 克/厘米³ 的实验材料。为了显示物质对流过程中各部分的变形,在材料中加进少量颜料。关于模型的尺寸、实验物质的密度和粘度的数值选择是根据本节后面导出的相似准则来进行的。

1. 离心技术

为了突出由于密度异常引起的物质调整作用,整个实验在离心机上进行。Ramberg, H.^[13] 利用离心技术,在“重力、变形和地壳”的实验研究方面,做出了十分杰出的工作。我们的实验

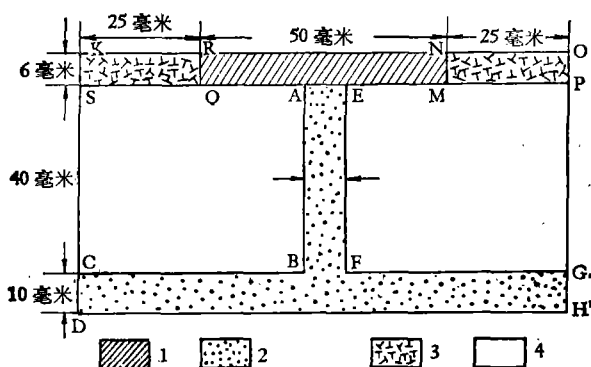


图 2 模型的设置

1. 海洋板块 ($\rho = 1.22$ 克/厘米³); 2. 高温低密度物质源 ($\rho = 1.40$ 克/厘米³);
3. 大陆板块 ($\rho = 1.16$ 克/厘米³); 4. 上地幔 ($\rho = 1.58$ 克/厘米³).

就是在他的支持下,利用瑞典 Uppsala 大学矿物地质研究所的设备(图 3)完成的.

图 3 给出该实验设备的示意图. O 为离心机的转轴,它沿垂直方向放置,其转速 n 是可调

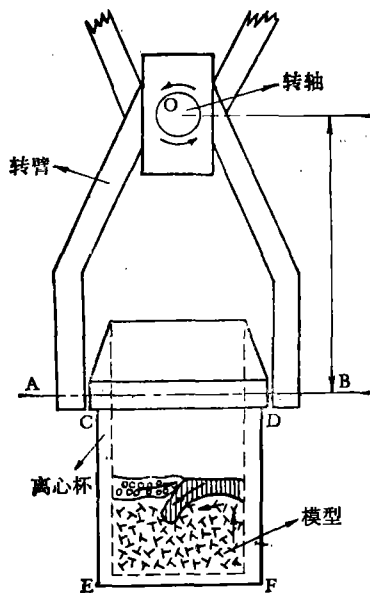


图 3 实验装置(离心杯)示意图

的,一般为 2,000 转/分. OAB 为转臂,沿水平方向放置,臂长 r 为 30 厘米. CDFE 为离心杯,它可以绕 AB 转动. 当离心杯不运转时,离心杯在重力作用下,呈竖直状态;当离心杯运转时,离心杯在强大的离心力作用下,呈水平状态. 杯的内直径 d 为 10 厘米,深度 h 为 7 厘米.

如果杯内的物质按层状分布,密度沿着远离转轴 O 的方向递增,那么,当离心机旋转时,不会产生物质的对流运动,也就是说,这样的分层是稳定的. 反之,分层是不稳定的,其中包括密度较小的物质在下面(即远离转轴 O 的方向)和在侧面的各种情况. 在这些情况下,当离心机旋转时,必然会产生物质的重新调整,直达到稳定分布为止. 本文将利用在离心力作用下,模

型内物质从不稳定分布到稳定分布的调整运动, 来模拟重力场中地幔物质对流对板块构造运动的驱动作用.

2. 相似准则

由于离心机的转数 n 很高, 实验物质所承受的向心加速度 a_m 也很大, $a_m = (2\pi n)^2 r \approx 1.2 \times 10^6$ 厘米/秒², 约为地面重力加速度 g 的 1,200 倍. 因此, 当离心机运转时, 地球重力可以忽略. 并且, 根据文献 [1], 科里奥里力也可以忽略. 实验表明, 模型内物质调整运动的速度相当低, 约为 0.5×10^{-2} 厘米/秒. 此时, 雷诺数 $R_m = \frac{U_m d \rho_m}{\mu_m} \approx 3.8 \times 10^{-7}$, 其中 ρ 代表密度, μ 代表粘度, U 代表特征速度, 下标 m 代表模型. 因此, 运动的惯性项与粘性项相比, 可以忽略. 于是, 在我们的模拟实验中, 只有离心力和粘性力是控制物质对流运动的力. 基于这一假设, 再根据文献 [13], 模型实验的运动可用下述方程组来描述:

$$\frac{\partial u_m}{\partial x_m} + \frac{\partial v_m}{\partial y_m} = 0, \quad (1)$$

$$\mu_m \frac{\partial^2 u_m}{\partial x_m^2} + \mu_m \frac{\partial^2 u_m}{\partial y_m^2} + a_m(\rho_{1m} - \rho_{2m}) = 0. \quad (2)$$

其中 x, y 分别代表竖直(向心)方向和水平(与径向垂直)方向的坐标, u 和 v 分别代表 x 和 y 方向上的速度, 下标 $1m$ 和 $2m$ 分别代表模型中的两种物质.

如果引进下述无量纲量: $x'_m = x_m/H_m$, $y'_m = y_m/H_m$, $u'_m = u_m/U_m$, $v'_m = v_m/U_m$ (H_m 为模型实验中实验物质的厚度, U_m 为特征速度), 那么, 方程 (1) 和 (2) 变为

$$\frac{\partial u'_m}{\partial x'_m} + \frac{\partial v'_m}{\partial y'_m} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial^2 u'_m}{\partial x'^2_m} + \frac{\partial^2 v'_m}{\partial y'^2_m} + D_m = 0. \quad (4)$$

其中

$$D_m = \frac{a_m H_m^2}{\mu_m U_m} \Delta \rho_m, \quad (5)$$

$$\Delta \rho_m = \rho_{1m} - \rho_{2m}. \quad (6)$$

关于洋脊下面的上涌流动, 文献 [14] 给出了完整的运动方程组. 如果再加上地幔物质为常粘度物质的假设, 则文献 [14] 中的方程 (4), (1) 和 (3) 分别简化为

$$\frac{\partial u_e}{\partial x_e} + \frac{\partial v_e}{\partial y_e} = 0, \quad (7)$$

$$\mu_e \frac{\partial^2 u_e}{\partial x_e^2} + \mu_e \frac{\partial^2 u_e}{\partial y_e^2} + \rho_e g \alpha_e (T_e - T_{ae}) = 0, \quad (8)$$

$$\mu_e \frac{\partial T_e}{\partial x_e} + v_e \frac{\partial T_e}{\partial y_e} = K_e \left(\frac{\partial^2 T_e}{\partial x_e^2} + \frac{\partial^2 T_e}{\partial y_e^2} \right). \quad (9)$$

其中用到了关系式

$$\frac{\partial P_e}{\partial x_e} = -\rho_{ae} g. \quad (10)$$

在式(7)–(10)中,下标 e 代表地幔中的流动(简称原型), α_e 和 K_e 分别为地幔物质的热膨胀系数和导温系数, T_{ae} 和 ρ_{ae} 分别代表静止地幔中的温度和密度, T_e 代表上涌地幔物质的平均温度. 如果假设 $(T_e - T_{ae})$ 为常数,则方程(8)和(9)是相互独立的,即将动量方程和能量方程分开来处理. 引入下述无量纲量: $x'_e = x_e/H_e$, $y'_e = y_e/H_e$, $u'_e = u_e/U_e$, $v'_e = v_e/U_e$ (H_e 为地幔对流的起动深度, U_e 为地幔上涌流动的特征速度),于是,式(7)和(8)变为

$$\frac{\partial u'_e}{\partial x'_e} + \frac{\partial v'_e}{\partial y'_e} = 0, \tag{11}$$

$$\frac{\partial^2 u'_e}{\partial x'^2_e} + \frac{\partial^2 v'_e}{\partial y'^2_e} + D_e = 0, \tag{12}$$

其中

$$D_e = \frac{gH_e^2}{\mu_e U_e} \Delta\rho_e, \tag{13}$$

$$\Delta\rho_e = \rho_e \alpha (T_e - T_{ae}). \tag{14}$$

D_e 实际上相当于瑞雷数.

比较方程组(3)–(5)和方程组(11)–(13),可以看出,只要

$$D_e = D_m, \tag{15}$$

这两个方程组是完全一样的. 因此,式(15)是模拟实验与地幔对流运动之间的相似准则.

为了满足 $D_e = D_m$ 的相似准则,需要合理地选择实验材料、模型的尺寸和离心机的转速. 表 1 给出了“原型”与“模型”中各种参数的具体数值. 表中 $\Delta\rho_e$ 是这样估算的: 利用式

表 1 参数的选择

	重 力	粘 度	厚 度	速 度	密度差	相似参数
原 型	$g = 10^3$ 厘米/秒 ²	$\mu_e = 10^{20}$ 泊	$H_e = 5 \times 10^7$ 厘米	$U_e = 10$ 厘米/年	$\Delta\rho_e = 5.8 \times 10^{-2}$ 克/厘米 ³	$D_e = 4.6 \times 10^3$
模 型	$a_m = 10^6$ 厘米/秒 ²	$\mu_m = 2 \times 10^3$ 泊	$H_m = 5$ 厘米	$U_m = 0.5 \times 10^{-2}$ 厘米/秒	$\Delta\rho_m = 0.2$ 克/厘米 ³	$D_m = 5.0 \times 10^3$
原型/模型	$g/a_m = 0.83 \times 10^{-3}$	$\mu_e/\mu_m = 0.5 \times 10^{17}$	$H_e/H_m = 1.0 \times 10^7$	$U_e/U_m = 6.36 \times 10^{-3}$	$\Delta\rho_e/\Delta\rho_m = 2.9 \times 10^{-1}$	$D_e/D_m = 0.92$

(14),再按照文献[14],取 $\rho_e = 3.3$ 克/厘米³, $\alpha = 3.5 \times 10^{-5}$ /度, $T_e - T_{ae} = 500$ 度. U_m 是这样估算的: 实验观测到,在 10 分钟内,实验材料中最大移动距离约为 3 厘米,所以估计 $U_m \approx 0.3$ 厘米/分.

从表 1 中可以看出,虽然各参数的“原型”和“模型”的具体数值相差很远,但是,它们的组合参数 D_e 和 D_m 却是十分相近的. 因此,模型实验基本上反映了“原型”现象. 实际上,我们是通过加大重力和密度差,缩小粘度的办法,在尺寸相当小的模型中,快速实现“原型”现象的.

三、实验结果与讨论

模型实验的初态与终态如图 4 所示(参见图 5,6). 实验开始时,先以相当于 700g 的转速

运行 6 分钟, 然后, 再以 1,200g 的转速运行 4 分钟. 从实验结果可以看到, 代表海洋板块的部分, 在上涌流的顶端开裂, 然后向两侧扩张, 最后俯冲到代表大陆板块的下面. 这一流动图案与图 1 所示的板块运动图案是十分相似的.

根据表 1 中给出的参数, 可以估算出上述模拟实验中, “模型”的特征时间 T_m 与“原型”的特征时间 T_0 的相互关系

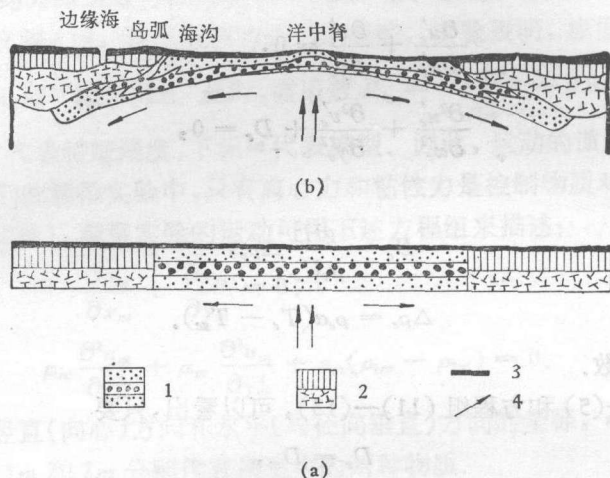


图 4 板块运动的模拟实验(一)

(a) 离心机运转前; (b) 离心机运转后, 700 g 转 6 分钟, 然后以 1,200 g 转 4 分钟.

1. 海洋板块 ($\rho = 1.22$ 克/厘米³); 2. 大陆板块 ($\rho = 1.16$ 克/厘米³);

3. 薄层; 4. 地幔物质流动方向.

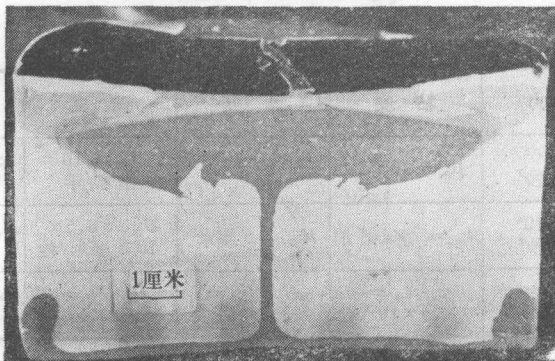


图 5 图 4 中模型 (a) 在离心机中运转后的剖面图

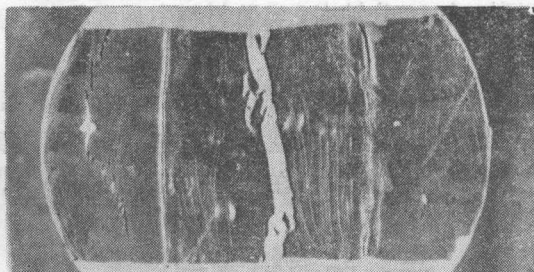


图 6 图 4 中模型 (a) 在离心机中运转后的表面图

(模型表面放置了一层深色薄层)

$$T_m = H_m / U_m,$$

$$T_e = H_e / U_e,$$

$$T_e / T_m = \frac{H_e}{H_m} \frac{U_m}{U_e} \doteq 1.57 \times 10^{11}.$$

也就是说,“模型”经历 10 分钟的过程,相当于“原型”经历 300 万年的时间。

从以上分析可以看出,在基本满足几何学相似、运动学相似和动力学相似条件下,在实验室的模型中,重演了野外观察到的板块运动的图案,这说明地幔对流作为板块构造的驱动力源是可能的。下面将根据实验结果进一步分析模型各部分的受力状况和物质的流动方式,试图阐明板块运动中几种主要构造现象的力学机制。

1. 洋中脊

地幔对流学说认为,地幔中炽热而具有塑性的物质在中央裂谷下面上涌。在洋中脊的长度范围内发生断裂、火山喷发和熔岩流动、海底山脉和断崖。上涌的物质冷却凝固,附着在板块创生边缘,推动板块前进。

图 4 清楚地显示了这个过程。当地幔内高温低密度物质上涌时,产生一个向上顶的力。此处,海洋板块相当于一个弯曲的薄板,顶部由于张力而产生裂口。随着地幔物质的继续上涌,在裂口地区,地幔物质堆积形成海底山脉。但是,当上涌到一定程度时,由于温度的降低,物质密度增大。在重力均衡的作用下,海底山脉不可能无限制地增长。早期的上涌将转变为后期的向两侧的扩展流动。这种向两侧的物质运动也产生一个水平方向的引张力。它一方面使已经张开的裂口继续张开;另一方面使上涌的物质不断涌入,推动板块向前,即向大陆板块方向前进。在图 5,6 中,可以清楚地看到裂口中低密度物质上涌及裂口伸展的过程。

2. 深海沟

当海洋板块向大陆板块下面俯冲时,紧靠大陆板块边缘处,一方面,由于和大陆板块碰撞,产生强大的水平挤压,如图 5,6 中呈现的强烈褶皱;另一方面,还存在着物质的向下流动,图 4 中原来平行等距的层面,转变为 V 字型,而且,越靠近大陆边缘,所达到的深度越大,物质向下流动的速度也越大,这种流动方式,决定了物质在强烈挤压的同时,受到向下的拖曳,犹如物质被吸入到地幔深处。

挤压产生岛弧,向下拖曳产生深海沟。于是,岛弧与深海沟同时出现在板块接触带上。日本列岛与日本海沟、汤加群岛与汤加-马克德克海沟、菲律宾群岛与菲律宾海沟等便是最好的例证。

3. 贝尼奥夫地震带和年青造山带

当两个板块相遇时,是产生相对俯冲还是产生相向挤压并隆起造山? 我们的实验表明,这将取决于两个板块的相对密度,也就是说,取决于重力对板块运动的控制作用。当两个板块密度不同时,密度大的板块将向密度小的板块下面俯冲,如海洋板块的平均密度大于大陆板块,一般来讲,海洋板块将向大陆板块俯冲。

然而,当两个板块密度相近时,则产生相向挤压,板块接触带缩短,并将对称地向上形成山脉,向下增厚地壳。由此可见,贝尼奥夫地震带仅仅是板块俯冲运动的产物,在相对俯冲运动不明显的地区,则年青造山带将成为其主要的构造运动方式。

4. 边缘海

在岛弧系的后方,通常使海沟和火山岛链与大陆分开的是中等到正常海洋深度的盆地,这样的盆地称为“边缘盆地”或“边缘海”。这不仅因为它们多数位于大陆边缘,而且也由于它们是沿着汇聚的岩石圈板块的边缘发生构造活动而产生的。实际观测表明,这些边缘海处所受的应力是拉张^[15-17]。

在模拟实验中,从图4和图5,6可以看出,在碰撞带后面的大陆区内,有一条与碰撞带走向近似平行的张裂带,这与边缘海处受拉张的实际观测结果是十分一致的。该实验重复多次,每次都出现这种张裂带。由于在图4的模型中,这种张裂带距边界较近,我们曾怀疑它可能是

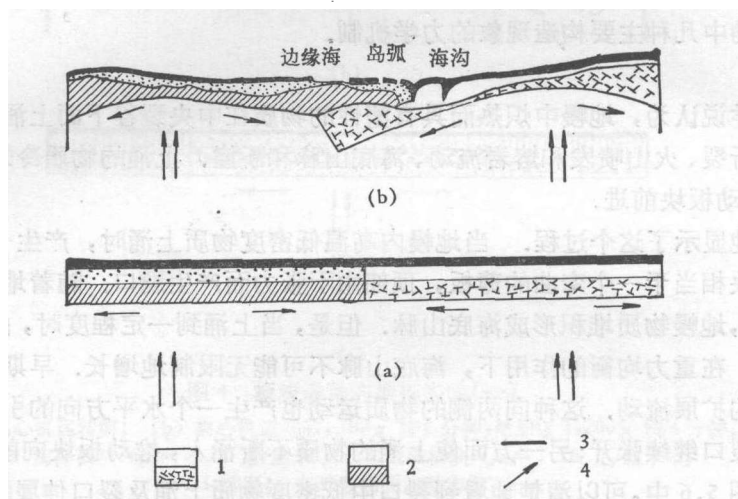


图7 板块运动的模拟实验(二)

(a) 离心机运转前; (b) 离心机运转后, 700 厘米/秒²转 6 分钟, 然后以 1,200 厘米/秒²转 4 分钟。1—4. 同图 4 说明。

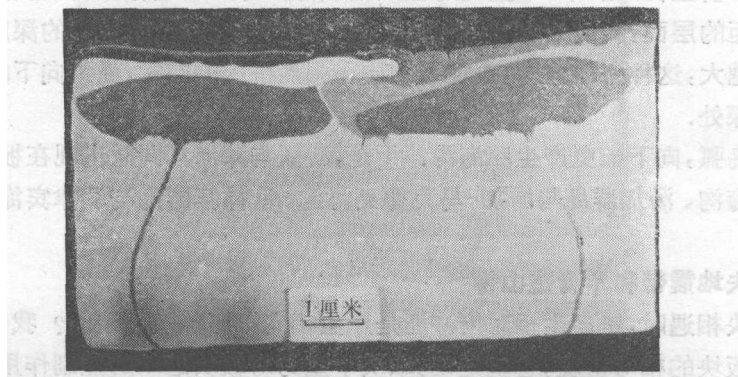


图8 图7中模型在离心机中运转后的剖面图

由边界效应造成的。为此,我们设计了如图7和图8所示的另一种模型,使板块碰撞带位于模型中央。结果同样出现这种张裂带,这说明张裂带的实验结果是可靠的。

从实验中还发现,在海沟-岛弧-弧后体系的构造带上,形成一个较复杂的变形场,其总的特征是,大陆边缘有一个最大的水平挤压带,在靠近俯冲带,但又不直接逼近板块边界的地方,有一个最大的水平引张带,其间还有一些次一级的挤压带和引张带[图7(b)],组成一系列平行

于俯冲带的, 挤压与引张相间为特征的变形场。

四、结 论

1. 本文提出了用密度差代替温度差的方法, 利用离心技术, 在实验室中成功地实现了板块运动的流动图案。

2. 本文通过对上涌流动的运动方程组的分析, 建立了模拟实验中“模型”与“原型”之间的相似准则 $D_e = D_m$ 。

3. 实验表明, 洋中脊的张力来源于两种机制, 一是由地幔物质垂直上涌产生的, 二是由地幔物质向两侧水平扩展产生的。归根结底, 两者都是由地幔对流引起的。

4. 实验中观察到, 板块俯冲过程中, 在板块边界上, 在强烈挤压的同时, 物质被迅速地向下拖曳, 由此解释了深海沟的成因。

5. 我们的实验指出, 即使在常温常压的实验条件下, 在岛弧后面也可以形成以拉张为特征的边缘海。这一结果对于探讨边缘海生长的驱动力应该具有重要意义。

6. 以上实验研究仍属于定性的或半定量的。进一步的定量研究, 尚待今后的努力。

对于 Ramberg, H. 教授和谈镐生教授的指导和帮助, 作者表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- [1] Ramberg, H., *Gravity, deformation and the earth's crust*, Academic press, London and New York, 1981.
- [2] 傅承义, 地球十讲, 科学出版社, 1967, 160—180.
- [3] 尹赞勋, 地质科学, 1978, 2: 99—112.
- [4] Tritton, D. J. & Zarraga, M. N., *J. Fluid Mech.*, **30**(1967), 21—31.
- [5] Schwiderski, E. W. & Schwab, H. J. A., *J. Fluid Mech.*, **48**(1971), 703—719.
- [6] McKenzie, D. P. & Richter, F., *Scientific American*, **235** (1976). 5: 72—89.
- [7] Whitehead, J. A., *Tectonophysics*, **35**(1976), 215—228.
- [8] Jacoby, W. R., *ibid.*, **35**(1976), 103—113.
- [9] Booker, J. R., *J. Fluid Mech.*, **76**(1976), 741.
- [10] Turcotte, D. L., *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **17**(1979), 1090—1098.
- [11] Forsyth, D. & Uyeda, S., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **43**(1975), 163—200.
- [12] 谈镐生、关德相, 中国科学, 1982, 4: 354—360.
- [13] Rohsenow, W. M. & Hartnett, J. P., *Handbook of Heat Transfer*, Section 6, McGraw-Hill Book Company, 1973.
- [14] 李荫亭、关德相, 中国科学, 1979, 3: 281—292.
- [15] Karig, D. E., *Journal of Geophysical Research*, **76**(1971).
- [16] Packham, G. H. & Falvey D. A., *Tectonophysics*, **11**(1971), 29—107.
- [17] 上田诚也, *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1977, 1—14.