

文章编号: 1006-6616 (2000) 01-0015-07

大陆漂移的动力学模式和试验模拟结果

钱 维 宏

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要: 基于地球形成早期阶段固体内核和流体外核角动量交换关系, 首先给出了描述大陆漂移的一个数学模型, 然后从这一模型出发得到一个最简动力学模式。应用这一模式模拟了理想大陆板块的漂移和岛屿的形成, 模拟结果可以解释一些实际地形和山脉的分布。

关键词: 数学模型; 大陆漂移; 数值模拟

中图分类号: P541

文献标识码: A

0 引言

本世纪20年代, 魏格纳根据大西洋两岸的边缘吻合关系提出了大陆漂移的学说, 但是, 驱动大陆漂移的力一直未能得到解决。自1992年以来, 钱维宏先后不但论证了大西洋两岸的大陆边缘有较好的吻合, 而且所有大陆之间也都有较好的边缘吻合关系^[1~4]。这些文章还指出了最古老的原始大陆曾位于南北两极地区。由原始大陆到现今的大陆位置, 南半球原始分裂的大陆板块总体是向东北趋近赤道漂移的, 北半球原始分裂的大陆板块总体是向东南趋近赤道漂移的。在固体地核、岩浆圈层和表层地壳组成的系统中, 两极大陆分裂的不均匀性改变了岩浆流体的角动量, 曾经使表层岩浆流体辐合带位于地中海、青藏高原的南部边缘、斐济、加勒比海、地中海一线, 以这一线将地球分成两个部分, 两半球的大陆面积几乎相等。在辐合带以南, 岛屿都位于主要板块的东侧、北侧和东北侧。后来的这一辐合带位置经历了不同时期的变化, 使得现在看来印度板块位于地理赤道以北。作者在这些研究中主要考虑了地球内部圈层之间角动量交换的摩擦应力和地转偏向力。为了定量描述大陆漂移的过程, 我们需要建立动力学的数学模型。本文在以往理论研究的基础上构造出了一个简单的动力学模式, 并用此模式模拟了大陆分裂后的漂移。模拟主要考虑大陆边缘山脉和岛屿的形成。

1 大陆漂移的一个数学模型

在原始地壳形成时, 地球内部存在一个如同现在一样的固体地核, 一个岩浆圈层 (当时

收稿日期: 1999-05-10

基金项目: 地质力学开放研究实验室资助项目 (dlkf-9810)

作者简介: 钱维宏 (1957—), 男, 博士后, 现在北京大学地球物理系从事海气耦合动力学和季风研究与教学工作。

地幔也是熔融的流体)和较薄的地壳(极地厚于赤道)。于是,地球上相对运动最明显的部分主要是岩浆圈层。我们建立岩浆圈层整层平均流体的动量方程,这个方程与曾庆存^[5]给出的三维泥沙运动数学模型是一样的,即

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - \nu \frac{\partial u}{\partial y} - g \frac{\partial z}{\partial x} + 2\Omega \sin \varphi \cdot \nu + k\Delta u + \tau_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial \nu}{\partial t} = -u \frac{\partial \nu}{\partial x} - \nu \frac{\partial \nu}{\partial y} - g \frac{\partial z}{\partial y} - 2\Omega \sin \varphi \cdot u + k\Delta \nu + \tau_y \quad (2)$$

这个方程也与考虑内部扩散和外部摩擦的地球流体动力学方程一样。(1)和(2)分别为变量 x 指向东和 y 指向北为正的分量方程。式中:左端为水平东西向单位时间的位移 u 和南北向单位时间的位移 ν 的局部变化;右端前两项为水平平流项;第三项为水平压力梯度力项, g 为重力加速度, z 为岩浆流体表面位势高度;第四项为地转偏向力, Ω 和 φ 分别为固体内核旋转角速度和地理纬度;第五项为流体内部扩散项, k 和 Δ 分别为水平扩散系数和水平拉普拉斯算符;最后一项为流体与上下边界的摩擦应力,亦即 x 和 y 方向的剪应力,它们是可以参数化的。

上述方程不闭合,我们还需写出连续方程

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial uz}{\partial x} - \frac{\partial \nu z}{\partial y} \quad (3)$$

上述方程组中,我们没有考虑能量守恒方程,原因是只研究其他圈层对流体圈层的动量或摩擦作用和流体内位移速度场对大陆漂移和造山的作用。只要有了岩浆流体的位移速度场,我们就可以计算出大陆板块随流体的运动,即漂移。这种漂移可以用质块输送方程

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -u \frac{\partial s}{\partial x} - \nu \frac{\partial s}{\partial y} + k'\Delta s + G \quad (4)$$

描述。式中: s 为岩浆流体中所包含的物质,这里是指冷却形成的板块; $k'\Delta s$ 为水平扩散项; G 为板块边界耗散(增生)项。

于是,我们通过(1) — (4)式可以得到一组大陆板块在岩浆流体中运动的二维水平漂移方程。尽管方程是非线性的,但在初值和边界值以及强迫项已知的条件下可以用数值方法求解,从而得到未来任何时刻大陆漂移的位置。

2 一个简单的大陆漂移模式

对整层岩浆流体的运动,它的水平运动具有行星尺度的特征,它的时间变化是百万年的尺度。在这样的时空尺度下,岩浆流体的运动是极其缓慢的,我们称为缓变流体^[1]。为简单起见,在缓变流体下假定流体的平流项和扩散项不予考虑,同时假定纬向地转偏向力与纬向水平压力梯度力平衡,即

$$-g \frac{\partial z}{\partial x} + 2\Omega \sin \varphi \cdot \nu = 0 \quad (5)$$

在所有的地球流体中,(5)式表示的是地转平衡时的流体运动,是对(1)式的零级近似。

在月一年际时间尺度内,人们发现大气与固体地球之间存在着角动量的守恒交换^[6~9]。特别在年际时间尺度内,Rosen^[6]认为大气角动量的异常部分与固体地球的角动量异常是守恒的。于是,我们曾用固体地球自转速度的变化 $d\Omega/dt$ 来参数化地气之间通过力矩(山脉力矩和摩擦力矩)形成的动量交换,这个力矩在纬向方向的分量为

$$\tau_x = - \frac{I_e d\Omega}{I_a dt} r \cos\varphi \quad (6)$$

式中： $d\Omega/dt$ 为月一年时间尺度内的地球自转速度变化； I_e 、 I_a 分别为固体地球和大气的转动惯量； r 为地球半径； φ 为地理纬度。(6) 式中 $\cos\varphi$ 表示动力和热力粗糙度是纬度的余弦函数，赤道最大，极地为零。

我们将地球内部不同圈层的上述作用力称为摩擦应力。如果用 $\alpha = I_e/I_a$ 表示两个圈层（固体地球与大气）转动惯量的比值，根据固体地球和大气转动惯量的关系， $\alpha \approx 0.569 \times 10^6$ ，可见固体地球角动量的微小变化可引起大气的巨大变化。

这里专门描述地气之间的角动量交换是不适宜的，我们仅仅是借用这一直观的关系研究地球内部的圈层作用。在地球形成初期，岩浆流体与固体地核所构成的系统中，固体地核与岩浆流体之间的耦合也会导致整层岩浆流体的纬向运动。(6) 式也能表征地核对岩浆流体的应力作用，但此时的 α 值应是固核质量与岩浆质量的比。基于上述考虑，我们可将 (1) 式简化成

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \alpha \frac{d\Omega}{dt} r \cos\varphi \quad (7)$$

经向方向上岩浆与固核之间存在摩擦应力，我们用参数化表示为

$$\tau_y = - \varepsilon v \quad (8)$$

经向方向的摩擦应力与经向速度成比例， ε 是比例系数。

在整个岩浆流体和固核系统中角动量交换力矩是纬向流体运动的根本原因。在经向方向上我们要考虑地转偏向力，于是经向地转偏向力与摩擦力平衡，即

$$- 2\Omega \sin\varphi \cdot u + \varepsilon v = 0 \quad (9)$$

对大陆漂移方程，我们也不考虑内扩散和外耗散，即

$$\frac{\partial s}{\partial t} = - u \frac{\partial s}{\partial x} - v \frac{\partial s}{\partial y} \quad (10)$$

于是，(7)、(9) 和 (10) 式就构成了一个最简形式的大陆漂移模式。

这一模式中，流体的水平运动引起了大陆的漂移。而流体的水平运动是用固核旋转速度的变化 $\frac{d\Omega}{dt}$ 来参数化表示的。固核的速度变化又起因于流体内部热力不均匀导致的经向铅直环流，如大气或海洋中极-赤热力差异形成的经向环流。这种经向环流一方面改变和调整经向的热力差异，另一方面又通过地转偏向力和纬向摩擦力矩作用使流体与固核改变角动量。当固核旋转加快时， $\frac{d\Omega}{dt} > 0$ ，于是， $\frac{\partial u}{\partial t} < 0$ 。即如果初始流体是静止的，则流体获得向西的速度。反之固核旋转减慢，则流体获得向东的速度。

3 大陆漂移的初步模拟

对上述模式我们取下列参数 $\alpha = 10$ ， $r = 6371110\text{m}$ ， $\varepsilon = 1/\Omega$ ， $\frac{d\Omega}{dt} = \frac{\Delta\Omega}{\Omega} \cdot \frac{\Omega}{\Delta t}$ 。根据近代观测，在 $\Delta t = 1$ 年的时间尺度内 $\frac{\Delta\Omega}{\Omega} = 10^{-8} \sim 10^{-9}$ ，取 $\Omega = 3.14159/43082 \text{ s}^{-1}$ ，则 $\frac{d\Omega}{dt} \approx 10^{-20} \text{ s}^{-2}$ 。模式的经、纬向空间格距分别为 $\Delta x = 5^\circ$ ， $\Delta y = 4^\circ$ ；时间步长取为 $\Delta t = 3600 \times 24 \times 365 \times 10^7 \text{ s}$ ，即为一个百万年。

取一个通道模式，模式的侧边界在 74°N 和 74°S 。于是模式在东西（纬向）方向上有 72 个格点，南北（经向）方向上有 38 个格点。模式采用格点差分方法，以方程 (10) 为例，先计算

(i, j) 格点上第 n 时刻的平流项

$$ES_{i,j}^n = - \frac{(u_{i+1,j} + u_{i-1,j})}{2} \frac{(S_{i+1,j} - S_{i-1,j})}{2\Delta x} - \frac{(v_{i,j+1} + v_{i,j-1})}{2} \frac{(S_{i,j+1} - S_{i,j-1})}{2\Delta y} \quad (11)$$

这里, 下标 i 为纬向格点标号, j 为经向格点标号。

利用时间中央差方法可以由 n 时刻的平流值及 n-1 时刻的 $S_{i,j}^{n-1}$ 值, 积分得到下一个时刻的值

$$S_{i,j}^{n+1} = S_{i,j}^{n-1} + 2(ES)_{i,j}^n \Delta t \quad (12)$$

在积分过程中保持质量守恒。

我们来观测理想大陆板块在分裂后的漂移过程。图1是初始时刻矩形大陆的位置。初始时刻在南半球有3块理想的矩形大陆, 西边的一块面积较大, 中间一块位置靠近赤道, 东边一块较小, 位置偏南。北半球有1块矩形大陆, 与南半球的最西边的一块对称, 在赤道上还有一块。本研究主要考察大陆在这样一个理想的简单模式下, 模拟大陆板块漂移的方向性及其可能的对造山运动的影响, 所以, 所有大陆板块的厚度在初始时刻都是5m。长期观测发现, 地球的旋转速度是长期减慢的。固核与流体外核圈层的相互作用会出现它们之间角动量的交换, 即固核旋转速度的减慢或加快。我们考虑固核匀速减慢(流体得到角动量)的情况下, 模拟不同时刻的板块位置和形状。



图1 初始大陆板块的位置和形状 (等值线间隔: 1m, 下同)

Fig. 1 Location and shape of initial continental plates (high interval: 1m)

图2是模拟第16个时次(16Ma)的漂移位置和地形分布。此时南半球的大陆板块向东北漂移了一段距离, 在板块的东边缘和北边缘有山脉形成, 而在板块的其它地区高度降低。北半球大陆板块向东南漂移了一段距离, 在板块的东边缘和南边缘有山脉形成。位于赤道上的大陆板块向东漂移了, 在板块的东侧边缘有山脉地形形成。

图3是模拟第24个时次(24Ma)的漂移位置和地形分布。此时南半球的大陆板块进一步向东北漂移, 在板块的东边缘和北边缘形成的山脉与大陆板块主体之间发生了断裂。我们注意最西边一块板块的变化。如果把这块板块看作为非洲板块, 则在它的东侧形成了非洲东部的大裂谷, 裂谷的东部就是东非高原, 模拟的非洲板块北边缘也形成了山脉。在非洲板块的东部边缘形成了岛屿和岛屿上的高原山脉。这个岛屿及其高原与阿拉伯半岛极其相似, 在大陆与岛屿之间就像形成了红海裂谷。这里, 我们把岩浆流体辐合带定义在地中海了, 如果我们把岩浆流体



图2 模拟第16个时次 (16Ma) 板块漂移的位置和地形分布

Fig. 2 Simulated the location of plate shift and orographyical high distribution at 16Ma related to the initial time (high interval: 1m)

辐合带定义通过加勒比海到地中海，则模拟北半球板块南边缘的山脉可看成是北美大陆上的阿巴拉契亚山脉。南半球中间的一块板块进一步漂移就象印度板块，其北端宽，南端窄。南半球的东边一块板块在中部出现了裂谷，从而形成了类似新西兰的南岛和北岛。位于赤道上的板块只是位置向东漂移了，基本形态变化不大。



图3 模拟第24个时次 (24Ma) 板块漂移的位置和地形分布

Fig. 3 Simulated the location of plate shift and orographyical high distribution at 24Ma related to the initial time (high interval: 1m)

图4是模拟第44个时次(44Ma)的漂移位置和地形分布。我们先注意北半球的板块变化，此时大陆上形成了EW向的纬向山脉和南北向的经向山脉。一条山脉是由几个山脉高原连成的，高原的高度由东向西和由南向北递降。北半球最东南边缘的高原好比青藏高原，则其西边的高原分别是伊朗高原和亚细亚半岛上的高原。如果把实际的岩浆流体辐合带考虑经过地中海到中国南海，则蒙古高原就是青藏高原北侧的高原。赤道上的板块向东漂移后，在东部可看到3条平行的山脉。



图4 模拟第44个时次(44Ma)板块漂移的位置和地形分布

Fig. 4 Simulated the location of plate shift and orographyical high distribution at 44Ma related to the initial time (high interval: 1m)

上述模拟大陆漂移的过程有如下特征:一是南半球的板块都向东北方向漂移,且不能越过赤道(流体辐合带);二是板块的东部和北部(主要在东北部)形成高原;三是形成的岛屿都位于南半球主要大陆板块的东边、北边和东北侧。上述所描述的所有裂谷、高原和山脉都是想象的并与实际地形相联系的,实际上我们已经试验了用实际地形为初始场模拟的结果,这种结果也与上述情形一致。理想的和较实际的模拟都有助于我们理解这一模式和认识大陆漂移的物理成因。

5 结 论

(1) 本文首先给出了描述大陆漂移的一个数学模型,这个模型相同于地球流体动力学方程组。描述大陆漂移的模型中包括了岩浆流体的水平运动方程和板块漂移方程。

(2) 考虑岩浆流体为缓变流体,对大陆漂移的数学模型作了最大简化,从而得到了一个最简大陆漂移的动力学模式。这一模式中,驱动流体水平运动和大陆漂移的根本原因是固核与岩浆流体圈层之间耦合的摩擦力或力矩。

(3) 介绍了模拟大陆漂移的格点差分方法和时间积分方法。差分和积分过程中还需满足一定的规则,这些数值计算问题在气象和海洋的数值模拟中已有专门的论述。

(4) 模式中的参数、地形形状等方面虽然与实况存在很大差距,但所给南半球大陆板块漂移和分裂形成的岛屿,其基本特征已经模拟出来了。模拟的山脉也能从实际地形中得到解释。

(5) 我们已经阐述过古地磁场极向的逆转就是固核相对岩浆流体运动方向的变化。因此,古磁场极性方向维持的时间与固核加快或减慢是一致的。

(6) 固核旋转加快与减慢经历了复杂的变化,大陆板块不均匀分裂和漂移改变了岩浆流体的转动惯量,即改变了岩浆流体的旋转赤道(辐合带或辐散带)和旋转极的位置,地壳又在不断冷却增厚。这些因素都导致了大陆漂移经历了复杂的过程。进一步的细致模拟工作我们正在进行。

王鸿祯院士和马宗晋院士曾对本文的模拟结果作过有益的指导，谨致谢意。

参 考 文 献

- [1] 曾庆存. 自然控制论 [J]. 中国科学院院刊, 1996, (1): 16~21.
- [2] 钱维宏. 地球自转长期减慢与南半球大陆和岛屿的分布 [J], 地质科学, 1992, (3): 305~308.
- [3] 钱维宏. 行星地球动力学引论 [M]. 气象出版社, 1994. 213.
- [4] 钱维宏. 地球内部流体的运动与全球构造 [J]. 地学前缘, 1996, 3 (3): 152~160.
- [5] 钱维宏. 论地质科学中全球变化的研究方法 [J]. 地学前缘, 1997, 4 (2): 178~196.
- [6] 钱维宏. 试论冈瓦纳古陆的形成和裂解 [J]. 地质力学学报, 1997, 3 (1): 21~29.
- [7] Rosen D R. The axial momentum balance of the earth and its fluid envelope [J]. *Surveys in Geophysics*, 1993, 14: 1~29.
- [8] Qian Wei-hong, You Xing-tian and Chou Ji-fan. An atmospheric motion equation built on the conservative relationship of the angular momentum exchange between the solid earth and the atmosphere on seasonal-annual timescale [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 1995, 9 (2): 249~256.
- [9] 钱维宏, 丑纪范. 地气角动量交换与 ENSO 循环 [J]. 中国科学 (D), 1996, 26 (1): 80~86.

A DYNAMICAL MODEL FOR CONTINENTAL DRIFT AND EXPERIMENTAL SIMULATED RESULTS

QIAN Wei-hong

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: In this paper, a simple dynamical model for simulating continental drift is formulated based on the angular momentum exchange between inner solid core and outer liquid core during the early stage of the Earth formation. The drift of ideal continental plate as well as the formation of mountains and islands are simulated by applying the model. The results of experimental simulation can explain to some extent the distribution of earth's surface features.

Key words: dynamic model; continental drift; numerical simulation