

五大连池新期火山岩浆房动力稳定性探讨

彭年¹, 刘永顺^{1,2}, 韦玉凤²

(1. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 首都师范大学 资源环境与旅游学院, 北京 100037)

摘要: 岩浆房系统的稳定性决定于岩浆房本身的冷却和内部运动以及岩浆房周围岩体的挤压和振动等外界因素, 一定条件下, 外部因素可能起到更为重要的作用。以五大连池新期火山老黑山岩浆房为例, 基于岩浆热传导方程和岩浆房系统振荡的杜芬方程组, 通过数学变换和计算得到: 五大连池新期火山岩浆房固结与否和岩浆房中岩浆的存在历史密切相关; 围岩无预热条件下老黑山岩浆房已固结了60年左右, 而在充分预热条件下, 岩浆房尚需60年左右才完全固结, 因此较保守的结论是岩浆房已近于完全固结。同时杜芬模型揭示火山区岩浆房系统可能存在复杂的非线性动力学行为。

关键词: 五大连池; 岩浆房; 动力稳定性; 奇怪吸引子

中图分类号: P317; O242

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2005)03-0197-08

The stability of the magma chamber under Wudalianchi modern volcanoes

PENG Nian¹, LIU Yongshun^{1,2} and WEI Yufeng²

(1. Faculty of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. College of Resources, Environment and Tourism, Capital Normal University, Beijing 100037, China)

Abstract: The stability of the magma chamber is controlled by interior factors such as the behavior of activities and the cooling rate of the magma chamber as well as exterior factors like the extrusion and vibration of the rocks around the magma chamber. Under certain conditions, the activities of the rocks around the magma chamber can play a crucial role in the stability of magma chamber, especially in the area with frequent crustal movement. The aim of this study is to simulate the processes of the magma chambers of Laoheishan volcano in Wudalianchi area. On the basis of the heat conduction equation and the coupling of Duffing equations of the magma chamber, it is concluded that whether the Laoheishan magma chamber has been cooled or not is closely related to the heating history of the rocks around the magma chamber, and that the magma has approached complete solidification and some nonlinear processes must have existed in the dynamic system of the magma chamber.

Key words: Wudalianchi; magma chamber; dynamic stability; strange attractor

火山喷发是自然界极为壮观的一种地质现象,也是地球自身形成与演化过程的一种重要的地质作用。火山喷发过程是地球内能释放的过程,这个过程既为近现代物质文明的发展提供了必要的物质基础,同时也给人类社会带来过巨大的痛苦和灾难。因此,对具有潜在喷发可能的火山的研究,不仅在学

术上有很高的研究价值,而且对资源环境的保护与利用以及人类社会的可持续发展都有着重大的现实意义。在潜在喷发可能的火山研究中,岩浆房动力稳定性是其重要一环。传统上,国内学者多侧重于从地质构造、火山地质、岩石化学等方面的研究对岩浆房进行反演。20世纪80年代以来,国外学者开始

收稿日期: 2004-06-11; 修订日期: 2004-12-15

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49802006, 40002006); 北京市教委资助项目(01KJ111)

作者简介: 彭年(1977-), 男, 地球化学专业在读博士, E-mail: pnian@163.net。

从数理与地质结合的角度开展了岩浆房的研究工作(Huppert and Sparks, 1980; Spark *et al.*, 1984; Tuner and Campbell, 1986; Hensen and Yuen, 1987; Worster *et al.*, 1990; Stasiuk and Jaupart, 1997; Voight *et al.*, 1999)。但目前大多数火山研究工作按照於崇文(2001, 2004)关于自然科学研究4个层次的划分属于前2个层次,即“总结观察事实和归纳演绎层次,其特点是将所观察的事实进行简单归纳,在无本质差异的研究水平上进行重复性质的工作”。要想在火山的基础性研究工作中出现具有原创性的高水平工作,特别在我国,火山地质学者必须在后两个层次上形成突破,实现从唯象科学到精确科学的转变和跨越。

本次工作以五大连池新期火山老黑山岩浆房为例,把数理模型引入到岩浆房的稳定性研究中。岩浆房的稳定性问题涉及到如下两个方面:岩浆房自身的冷却方式和外界活动的影响。岩浆房的冷却方式是研究岩浆房结晶分异的基础性问题,也是岩浆房稳定与否的一个重要标志,受到岩浆房冷却历史、岩浆运动状态和新岩浆重新注入与否这三个重要因素的影响。岩浆房内部岩浆的运动,是流体力学研究的问题,目前主要从以下3个方面入手:一是双扩散对流作用,二是岩浆房的再充填作用,三是岩浆房的边界作用过程(赖绍聪, 1999),其中尤以双扩散对流作用具有重要意义。流体发生双扩散对流必须具备两个条件:两种物质性质差异大,可以形成热扩散和物质的分子扩散;溶液具有密度梯度。外界活动影响主要是基于区域构造背景下围岩活动的微小扰动和挤压对岩浆房系统的整体性质演变的响应。要研究一个具体岩浆房的稳定状态,除了考虑岩浆房自身的对流冷却之外,还应该把外界活动的影响考虑进去,主要是把围岩活动的微小扰动和挤压考虑到刻画岩浆房系统的微分方程之中,用来揭示岩浆房系统的整体性质在围岩的微小扰动和挤压下的演变规律,从而发掘由岩浆房系统的整体性质变化到火山喷发的整个过程演化的潜在本质。这两个方面对于具有潜在喷发可能的火山区的防灾减灾工作都具有十分重大的现实意义。

1 岩浆房自身的冷却方式

事实上,考虑五大连池新期火山岩浆房的冷却固化,首要前提是区内是否有或有过浅部地壳岩浆

房。从大地电磁测深资料来看,不少学者认为新期火山下面不存在地壳岩浆房,而夏林圪(1990)、刘永顺等(1999)的工作表明距离地表数公里之内曾存在岩浆房,这一点也越来越得到学术界的共识。

由于勘探技术和认识水平的局限,五大连池火山山区新期火山岩浆房冷却状态目前还未达成统一认识。对五大连池地下岩浆房的冷却方式认识存在差异的根本原因是:一方面,对于新期火山是上地幔岩浆房的岩浆所致,还是曾经停留地壳浅处的岩浆囊的岩浆所致,有不同理解;另一方面,对于岩浆房内温压的假设不同及边界及初始条件各异。根据地球物理探测资料推测,自1720~1721年喷发以来,该浅部岩浆房再没有得到更深处岩浆的补给。另外,张正阶等(1996)的研究结果表明,在岩浆房整个固化过程中,对流的时间极短,甚至可能根本就没有发生对流。基于这样的事实,在建立冷却固化模型之前先给定如下基本假设:岩浆没有新的注入,且不存在对流运动,处于相对静止状态。在此前提下,此次研究岩浆房的冷却固化仅考虑其静止状态下固定界面的冷却过程。

值得一提的是,对于五大连池新期火山老黑山、火烧山的浅部岩浆房的冷却固化历史,笔者认为不能以最后喷发至今的时间来推算,应该从岩浆一次性注入该浅部岩浆房的时刻算起。1721年最后喷发后的围岩温度分布对其以后的冷却固化影响极大,而此时岩浆房围岩的实际温度状态却不得而知,暂时也无从考究。为了更加清楚地了解岩浆房在不同围岩温度分布下的冷却差异,本文计算了两种比较极端的情况:一种是岩浆在喷发之前刚刚注入岩浆房,围岩未受预热,完全受地温梯度的控制,且温度差异不大;另外一种是在岩浆房中已经有数百年乃至上千年的历史(假设为1000年),周围的围岩得到了充分的预热,完全处于岩浆房的温度控制影响之下。

1.1 岩浆房冷却模型

虽然目前还不能确切掌握存在于距地表数公里之内的岩浆房的形状和喷发时的规模大小,但可以简单地将之处理为一球形的岩浆房,来比较在上述两种极端情况下冷却固化的差异。为方便计算,理想地认为老黑山地下岩浆房是一个半径为 R (km)的球体,其温度能影响到的区域为 R_1 (km)范围。 k_1 为岩浆的导热系数, ρ_1 为岩浆密度, c_1 为岩浆比热容; k_2 为围岩的导热系数, ρ_2 为围岩密度, c_2 为围岩

比热容。建立三维的岩浆房冷却模型, $u(x, y, z, t)$ 是岩浆房 (x, y, z) 位置 t 时刻的温度函数。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \alpha^2 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (1)$$

$$u(0) = u_0 \quad (2)$$

如果简化岩浆房的模型为球体, 可以将 (1) (2) 式模型化为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \alpha^2 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial u}{\partial r} \right) = 0 \quad (3)$$

$$u(0) = u_0 \quad (4)$$

以该模型出发, 利用“剥层法”把上偏微分模型转化为常微分方程, 以便于计算和图形展示。得到的常微分模型为:

$$u'_i = - (u_i - u_{i+1}) \cdot A;$$

$$u'_i = \left[\frac{(i-1)^2}{i^2} u_{i-1} - \frac{(i-1)^2 + i^2}{i^2} u_i + u_{i+1} \right] \cdot A$$

$$(2 \leq i \leq n)$$

$$u_{n+1} = 0 \quad (n = 32);$$

$$A = \frac{n}{R'} \cdot \frac{k_1}{\rho_1 \cdot c_1} \quad (1 \leq i \leq 8);$$

$$A = \frac{n}{R_1} \cdot \frac{k_2}{\rho_2 \cdot c_2} \quad (9 \leq i \leq n)$$

需指出, 文中忽略了地温梯度对岩浆房冷却固化的影响, 因为通过考虑地温梯度和不考虑地温梯度两种情况的计算比较, 发现地温梯度对岩浆房冷却固化的影响甚微。Fedotov(1984) 指出每次火山活动喷出岩浆量仅占地下岩浆房体积的百分之几。而老黑山所有的火山熔岩流和浮岩渣、火山砂等碎屑物的体积为 1.48 km³, 火烧山为 0.3 km³(任锦章等, 1998)。按照 Fedotov 的观点, 以 5% 计算老黑山地下岩浆房的大小, 可得到其体积为 35.6 km³。为方便计算, 理想地认为老黑山地下岩浆房是理想的球体, 从而得到岩浆房球体半径为 2.04 km。刘永顺等(1999) 的工作也证实五大连池老黑山岩浆房的位置应该在距离地表 10 km 之内, 计算的均值大约为 8 km。考虑到, 在由岩浆房温度控制(忽略地温梯度)的球状区域的外围, 地表部分温度梯度相对较小, 所以把岩浆房温度影响范围的上限确定为 8 km, 于是认为球形岩浆房的半径及其影响区域半径分别为 $R = 2 \text{ km}$ 、 $R_1 = 8 \text{ km}$ 。根据刘永顺等(1999)

岩浆物理性质的计算和测定得到: $u_0 = 1100^\circ$, $\frac{k_1}{\rho_1 \cdot c_1} = 6 \times 10^{-7}$ 。由经验估计取 $\frac{k_2}{\rho_2 \cdot c_2} = 8 \times 10^{-7}$ 。

1.2 模型的计算结果

两种假设极端情况下的计算结果分别见图 1、图 2。通过对中心部分冷却的计算比较, 发现岩浆房的导热效果明显不同, 第一种情况岩浆房固结(按固结线为 800 °C 算)的时间需要 220 年左右, 而在后一种情况下需要 340 年左右才能固结。这说明岩浆房在自然冷却的理想环境下冷却固结成岩的速度与围岩的受热历史直接相关。而五大连池新期火山老黑山和火烧山最后喷发的时间距今 283~284 年, 因此要考察该岩浆房的冷却固化情况必须充分考虑到围岩受热历史这个重要因素。由此看来, 赵谊(1999) 关于五大连池新期火山岩浆房还没有固结的结论是值得商榷的。如果预热史是前一种情况, 老黑山岩浆房全部固结已 60 年左右; 若是后一种情况, 老黑山岩浆房大体已经固结(固结部分超过原岩浆房体积的 3/4), 但其完全固结仍需 60 年左右。

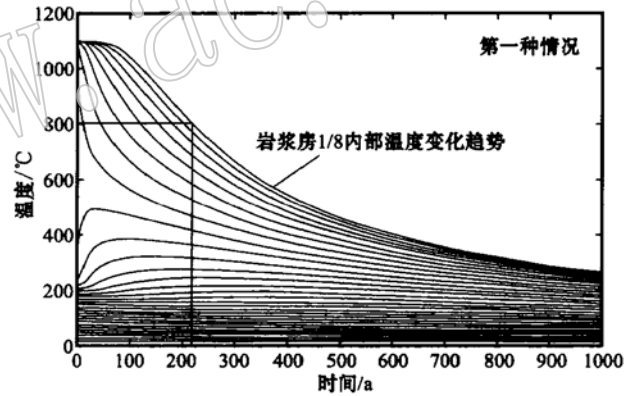


图 1 围岩无受热历史的岩浆房冷却固化图
Fig. 1 Cooling rate of the magma chamber without heating of the rocks around the magma chamber

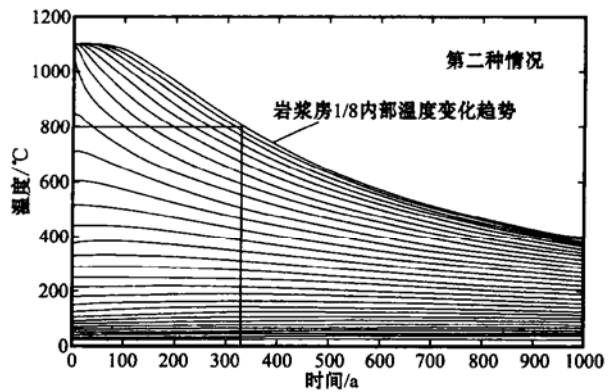


图 2 围岩充分受热下岩浆房冷却固化
Fig. 2 Cooling rate of the magma chamber when the rocks around the magma chamber are heated sufficiently

2 岩浆房的振动响应

2.1 岩浆房振动响应的振子模型

孙雄等(1998)曾讨论过小尺度下构造应力对流体运移的影响。本文考虑大尺度下岩浆房系统的整体性状在构造应力下随时间的演变。五大连池火山群与周围地区存在较大的构造活动差异,是地震活动相对活跃地区。20世纪80年代初以来的地震台网资料表明火山区微震活动频繁发生。基于这种事实,在水平方向理想地把岩浆房和两侧的岩体之间存在的应力作用等效为多自由度的自由振荡。岩浆房发育在松辽裂谷的二克山—五大连池—科洛—小古里河构造带上,构造带两侧为控制在更大尺度地质体之间振荡的岩体,该振荡受到大尺度地质体周期性的挤压策动(图3)。

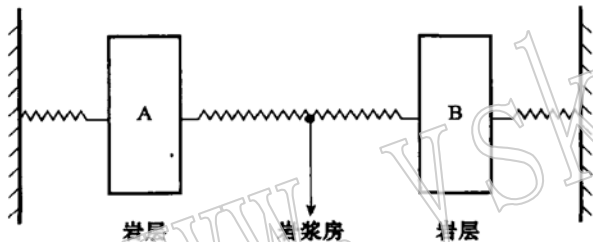


图3 岩浆房两侧岩体的振荡示意图
Fig. 3 Sketch diagram showing the vibration of rocks around the magma chamber

设能够影响到岩浆房压力升降的两侧的围岩质量都为 m , X 为左边的弹簧离开平衡位置的位移, Y 为右边的弹簧离开平衡位置的位移。在如此大尺度下岩浆房可被认为是弹簧上的一个点,岩浆房的压力可被认为与 $Y-X$ 的大小直接相关。在整个体系中,岩浆房相对构造带两侧的岩层和更大尺度的控制体来说属于小尺度地质体,完全受控于两侧岩层的振动;岩层接受大尺度地质体的周期性策动的同时,其活动范围也受到空间约束,所以认为大尺度地质体之间的位置相对稳定。由于围岩活动的影响,这种震荡的振幅十分微弱,所以在处理阻尼机理时一般考虑为线性机制。根据力学原理,建立模型如下:

$$m \cdot \frac{d^2 X}{dT^2} + D \cdot \frac{dX}{dT} + C \cdot (2X - Y) + N \cdot X^3 + N \cdot (Y - X)^3 - F_1 \cdot \cos W_1 \cdot T = 0 \quad (4)$$

$$m \cdot \frac{d^2 Y}{dT^2} + D \cdot \frac{dY}{dT} + C \cdot (2X - Y) + N \cdot X^3 +$$

$$N \cdot (Y - X)^3 - F_2 \cdot \cos W_2 \cdot T = 0 \quad (5)$$

$$X(0) = X_0; Y(0) = Y_0 \quad (6)$$

(4)(5)(6)中 m 为左右两边围岩的质量, D 为阻尼系数, C 和 N 分别表示弹簧线性和非线性刚性系数。由于两边的岩体差异不大可以认为是一致的,所以该系统的两个振子具有相同的固定频率 $\Omega_0 = \sqrt{m/C}$ 。引入无量纲参数: $X = x \cdot \sqrt{C/N}$; $T = \Omega_0 \cdot t$, (4)(5)(6)转化成:

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + \varepsilon \delta \cdot \frac{dx}{dt} + (2x - y) - x^3 + (y - x)^3 -$$

$$\varepsilon f_1 \cdot \cos w_1 \cdot t = 0 \quad (7)$$

$$\frac{d^2 y}{dt^2} + \varepsilon \delta \cdot \frac{dy}{dt} + (2x - y) + y^3 - (y - x)^3 -$$

$$\varepsilon f_2 \cdot \cos w_2 \cdot t = 0 \quad (8)$$

$$x(0) = x_0; y(0) = y_0 \quad (9)$$

其中 $\varepsilon = 1/\Omega_0$; $\delta = C \cdot D / \sqrt{m \cdot N}$, $0 < \varepsilon \ll 1$ 。

建立上述微分方程振子模型的原因如下:其一,合适的地质背景。本项工作是结合在五大连池火山群的实际地质背景下展开的。五大连池火山群是黑龙江省著名的第四纪火山,发育在松辽裂谷的构造背景之下,其最典型的构造特点就是X型断裂极为发育,各火山多分布在X型断裂的交汇处,在断裂交汇处还发育着张裂柱。其二,近似的物理内涵。岩浆房中的岩浆能否喷出到地面形成火山爆发,主要取决于岩浆房的压力。当岩浆房的压力超过火山喷发的临界阈值,岩浆就能喷出地表。张裂两边的岩层犹如两个巨大的弹簧,它们的水平振动也就引起岩浆房内部的压强改变。

2.2 振子模型的计算结果

本文暂不对这个具有两个自由度的弹簧杜芬系统进行数学意义上的讨论,只希望能够通过数值的方法了解这个系统的最直观的演化,以及在演化过程中系统所表现出来的性状。而岩浆房的状态(主要是压力状态)响应是与 X 和 Y 的演化密切相关的。所以要想考察岩浆房的状态演化,只需考虑上述(7)、(8)和(9)方程演化情况即可。在计算中讨论了特征参数 a (可能与岩浆房的初始状态和系统驱动力等岩浆房的属性参数相关)对(7)、(8)和(9)方程演化的影响。结果显示,随着参数 a 的改变可把岩浆房分为4种类型。

(1) 耗散型。这类岩浆房振荡受到自身阻力的

消耗, 而得不到外界挤压的驱策力, (7) 、(8) 和(9) 方程的解最终趋于不动点。而事实上在自然界中不受外界影响而孤立存在的岩浆房是不可能存在的, 所以对这种岩浆房系统的讨论没有实际意义。但理论上也计算了这种岩浆房振荡的情况(图 4), 且一定条件下还发现了趋于稳定前的某些阵发型非线性动力学行为(图 5, 此时 $a=0$)。

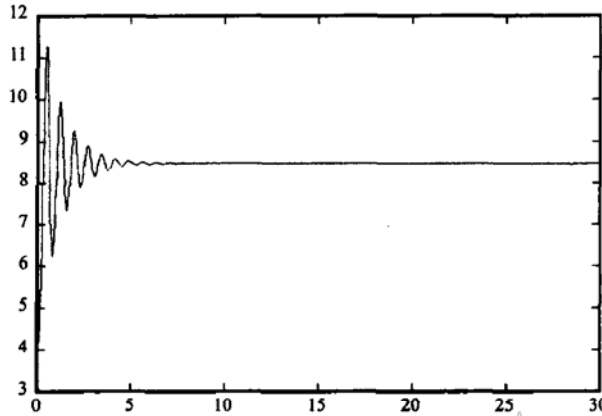


图 4 振荡趋于静止
Fig.4 Vibration tends to quiescence

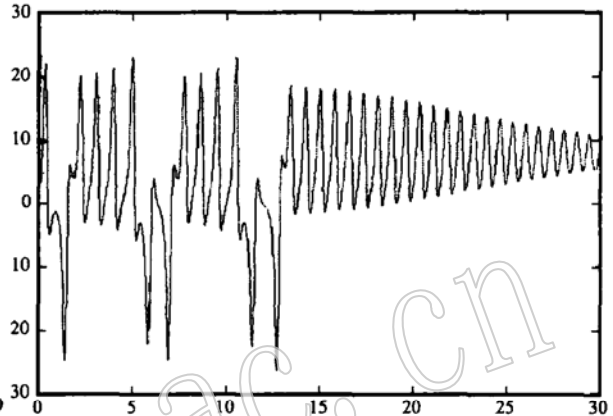


图 5 静止前的阵发行为
Fig.5 Bursts before quiescence

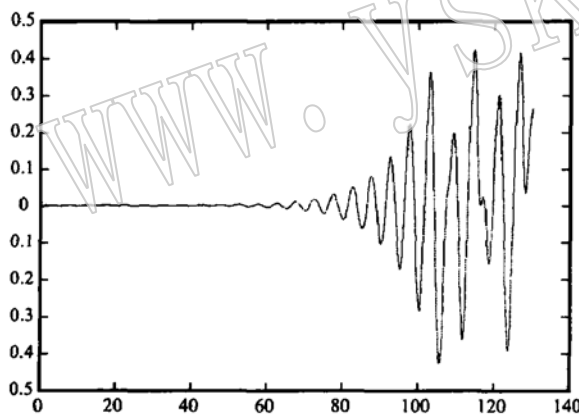


图 6 系统崩溃前的微弱振荡
Fig.6 Faint vibration before collapse

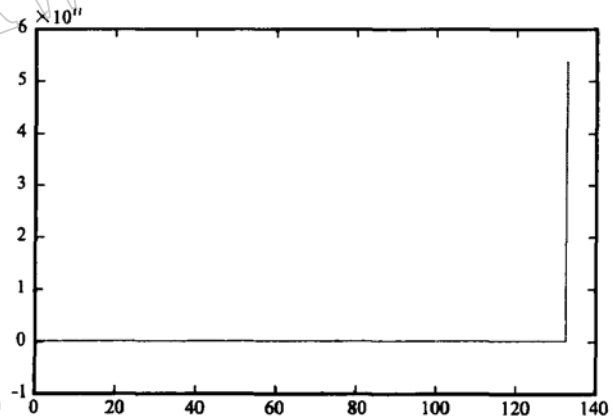


图 7 系统在t=134点崩溃
Fig.7 System collapses at the point t=134

(图 8)。在这种稳定状态下, 岩浆房内岩浆的物性(包括粘度、温度、气体含量等)将共同支配岩浆房的稳定性。这一类岩浆房在外界的扰动下能够克服其影响, 并最终能够回归到稳定的极限环上来。事实上, 岩浆房的系统演化在趋于振荡稳定之前有时出现某些非线性演化, 这些演化实际在时间意义上具有不同尺度的自相似性(图 9), 这种自相似性具有在时间方向的扩展对称性, 即用不同倍数的放大镜去观察这一类无穷嵌套的对象, 得到的结果均相同(当然需在计算精度允许的范围内)。从二维平面相图上看, 系统被吸引到一个稳定的极限环上(图 10)。

(2) 崩溃型。这类岩浆房在某一时间之前进行微弱振荡(图 6), 一旦超越某个时间阈值, 系统急速崩溃(图 7), 造成岩浆房迅速坍塌, 岩浆侵入到坍塌的岩隙中, 有时也有少量溢出地表。这种状态下, $0 < a < 0.8483$ 。

(3) 稳定型。这类岩浆房在适当的岩浆房外力策动和本身阻尼下最终趋于一种稳定振动的状态

系统这种状态下, $0.8484 < a < 1.079$ 。

(4) 混沌型。岩浆房系统的振荡会直接影响到地下岩浆的活动状态, 进而影响到火山区火山爆发的危险性。笔者认为大部分岩浆房属于混沌型。本文研究了参数 $a > 1.079$ 的各种情况, 根据计算的结果得知, 系统响应至少分为 4 种情形, 并给出了 4 种情形的运动轨迹和对应的两个振子在平面形成的相图(如图 11)。图 11 中, 上面一排从左至右依次为 $a = 1.082, 2.400, 3.800$ 对应的轨迹, 下面一排为轨迹所对应的相图。可以发现一定的条件下自相似性仍然存在。对 $a = 1.000$ 的运动轨迹连续两次放大 10

倍进行观察发现,放大后的轨迹形态依然具有放大前的尺度和振动特征(如图 12)。图 12 中,上排左图为 $a=1000$ 时对应的轨迹,中图为左图前 1/10 部分的放大情形,右图为中图前 1/10 部分的放大情形;下排为其对应的相图,同样也是局部被依次放大 10 倍。计算过程中还发现当 a 介于 500 到 4000 之间时,运动平面相图有可能被吸引到一个奇怪吸引子上,此时运动变得更加杂乱无章(如图 12 左下图)。

另外值得一提的是,笔者对表征岩浆房压力状态的 $Y-X$ 的演化也进行了计算,演化的轨迹具有如下特点: ①当 $a > 150$ 时, $Y-X$ 呈阵发状态(图 13),这可能是形成火山间隙式喷发的直接因素; ②随着 a 的增大阵发密度也随之增大(图 13)。③阵发

同时, $Y-X$ 沿着一条复杂轨迹演化(图 14)。

3 结论

综合以上,本文得到如下结果:

(1) 五大连池新期火山岩浆房固结与否和岩浆房中的岩浆存在历史密切相关。在无预热条件下老黑山岩浆房已固结了 60 年左右,而在充分预热条件下,岩浆房尚需 60 年左右完全固结,因此岩浆房已近于完全固结。

(2) 把岩浆房和两侧的岩体之间存在的应力系统等效为多自由度耗散系统的杜芬体系,基于微分系统建立的岩浆房振动效应方程模型的计算结果描

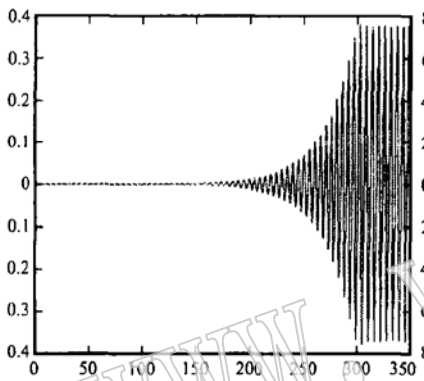


图 8 振荡趋于稳定
Fig.8 Vibration tends to stabilization

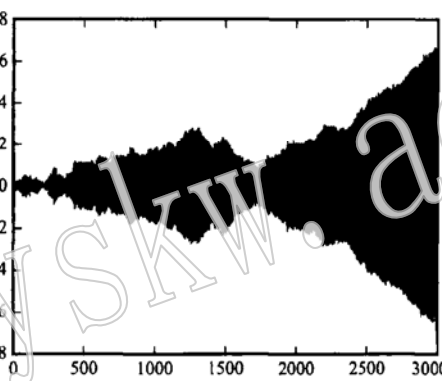


图 9 稳定之前自相似对称性
(此为 $a=1.078$ 的振荡前期)
Fig.9 Dilation before stabilization
(prophase of vibration at $a=1.078$)

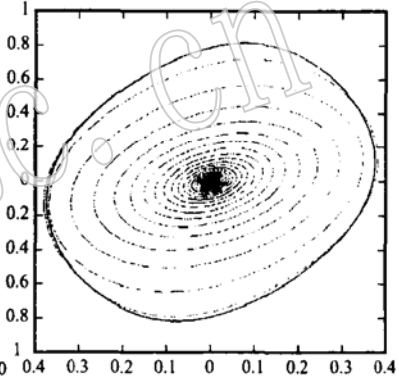


图 10 系统吸引到极限环
Fig.10 System is absorbed in an ultimate circle

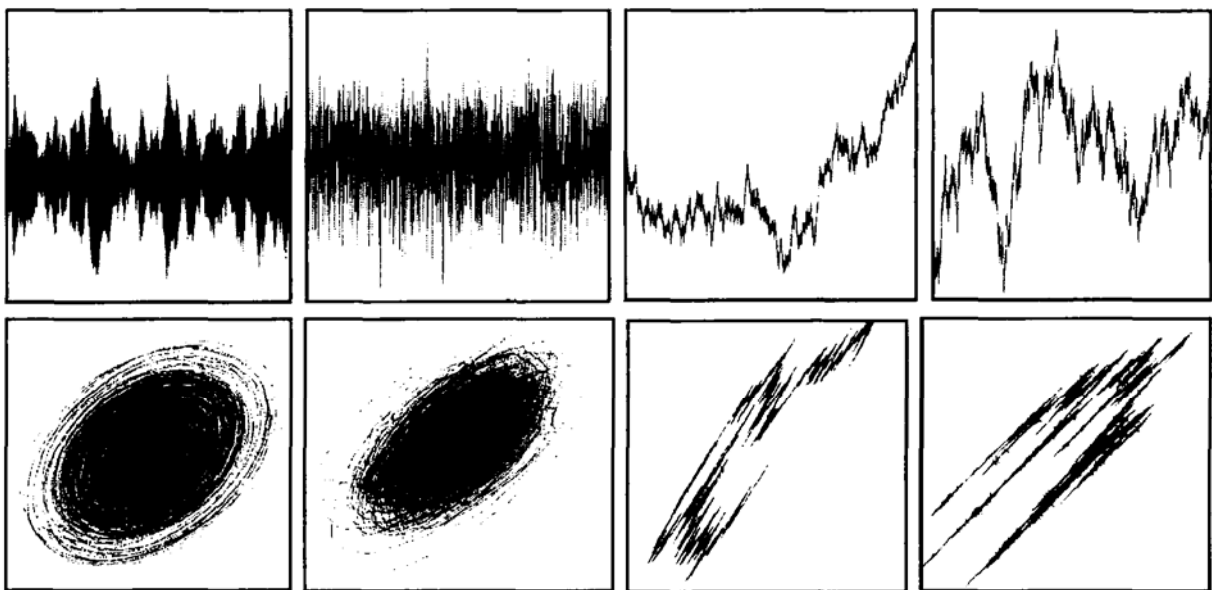


图 11 四种振荡类型
Fig.11 Four types of vibration

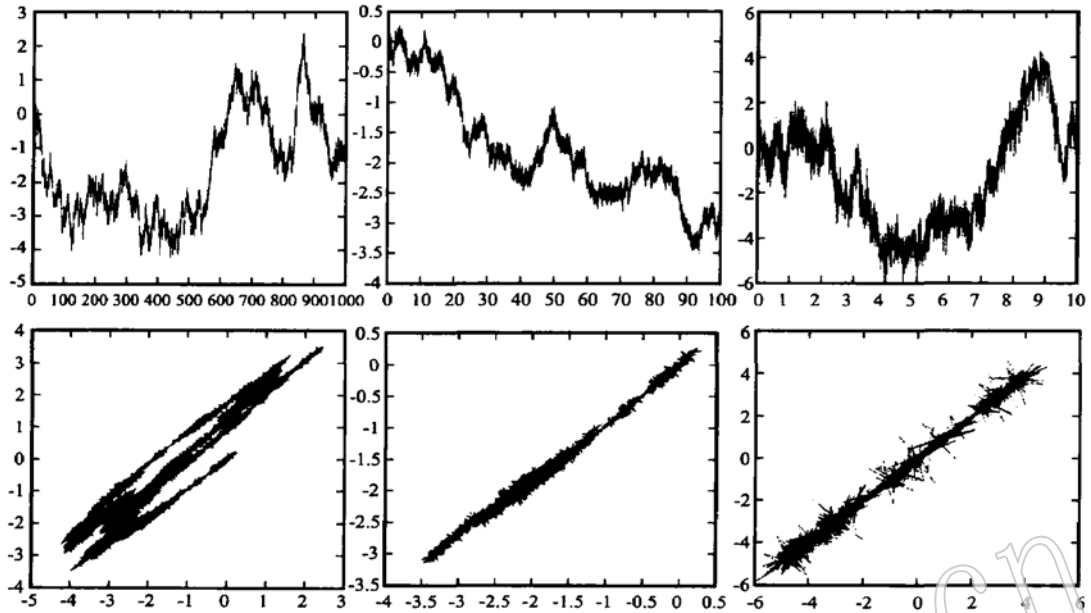


图 12 $a = 1000$ 的轨迹放大 10 倍的图像
Fig. 12 Images of tracks enlarged 10 times at the point $a = 1000$

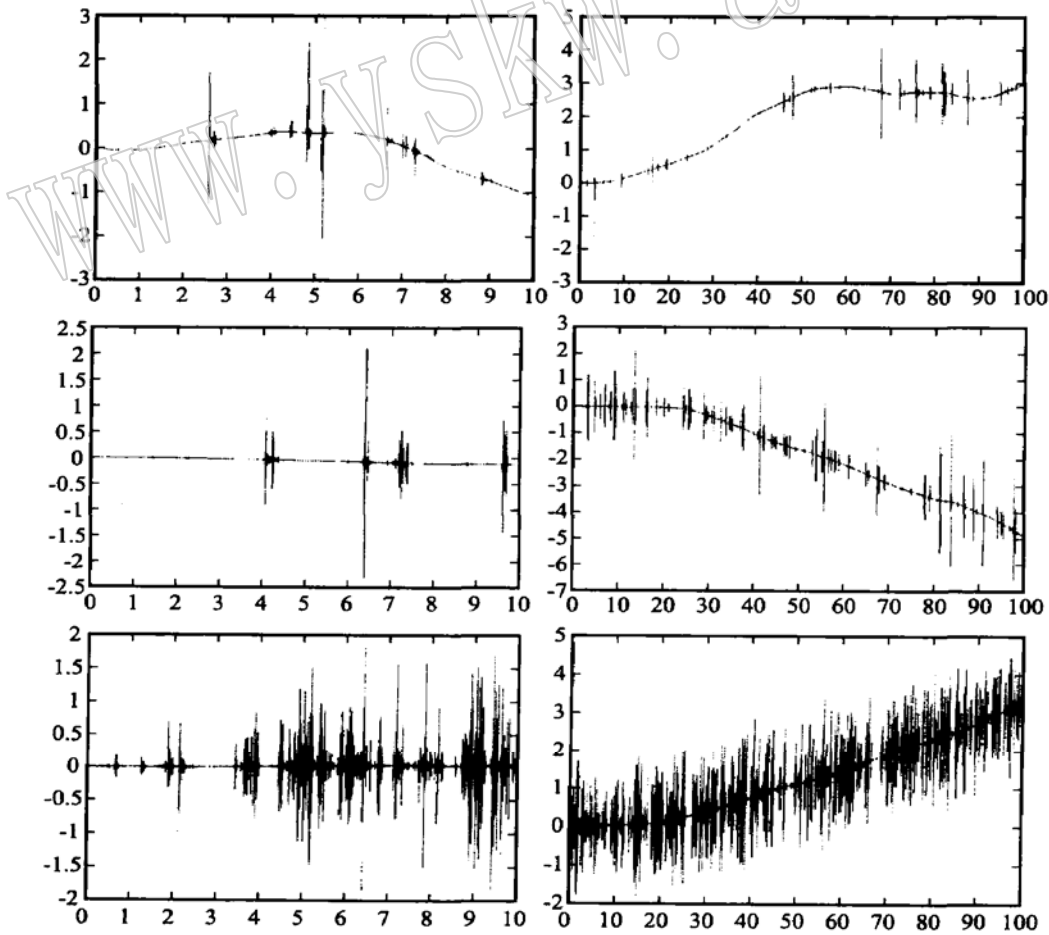
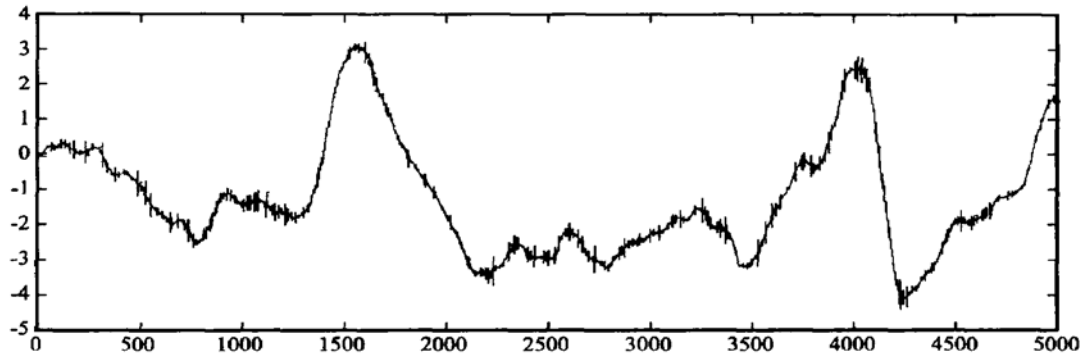


图 13 $a = 500, 800, 1000$ 时的阵发
Fig. 13 Bursts at the points $a = 500, 800$ and 1000

图 14 $a = 500$ 时伴随阵发的复杂轨迹Fig. 14 A complex track with bursts at the point $a = 500$

述了蕴含某些非线性动力学行为的演化轨迹。通过演化轨迹,可以把岩浆房的喷发活动分为4种类型:耗散型、崩溃型、稳定型和混沌型。

(3) 岩浆房系统可能存在的非线性动力学行为意味着火山活动的复杂性,其研究应该采用动力学系统的复杂性理论和非线性理论来进行。火山活动喷发时间的不确定性决定了火山喷发的中长期预报的难度。岩浆房受到挤压的阵发机理可能是形成火山间隙式喷发的直接原因。

References

- Hensen U and Yuen D A. 1987. Evolution of double diffusive convection in magma chamber [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 14: 1099~1102.
- Huppert H E and Sparks R S J. 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75: 279~289.
- Fedotov S A. 1984. The great tolbachik fissure eruption Kamchatka, 1975~1976 [M]. Moscow: Nauka Publication (in Russian).
- Lai Shaocong. 1999. Advance in the physics process research on magmatism [J]. *Advance in Earth Sciences*, 14(2): 153~158 (in Chinese with English abstract).
- Liu Yongshun, Li Jiazhen, Sun Shanping, *et al.* 1999. The preliminary research on dynamics of volcanic bombs from modern eruption in Wudalianchi area, Heilongjiang Province [J]. *Geological Review*, 45(supp): 384~392 (in Chinese with English abstract).
- Ren Jinzhang, Bai Zhida, Chen Hongzhou, *et al.* 1998. Investigation of volcanic process for Laoheishan and Huoshaoshan to erupt concerning modern volcanism in Wudalianchi region [J]. *Seismological Research Of Northeast China*, 14(1): 77~83 (in Chinese with English abstract).
- Sparks R S J, Huppert H and Turner J S. 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 310: 511~534.
- Stasiuk M V and Jaupart C. 1997. Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78(1~2): 31~50.
- Turner J S and Campbell I H. 1986. Convection and mixing in magma chamber [J]. *Earth Sci. Rev.*, 23: 255~352.
- Sun Xiong, Hong Hanjing and Ma Zongjin. 1998. The influence of structure stress on fluid movement—structure fluid dynamics [J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 19(2): 150~157 (in Chinese with English abstract).
- Voight B, Sparks R S J, *et al.* 1999. Magma flow instability and cyclic activity at Soufriere Hills volcano, Montserrat, British West Indies [J]. *Science*, 283: 1138~1142.
- Worster M G, Huppert H E, Sparks R S J. 1990. Convection and crystallization in magma cooled from above [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 78~89.
- Xia Linqi. 1990. On the evolution of Wudalianchi Volcano [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1: 13~27 (in Chinese with English abstract).
- Yu Chongwen. 2001. Fractal growth of ore-forming dynamical systems at the edge of chaos—a new metallogeny and methodology (first half) [J]. *Earth Science Frontier*, 8(3): 10~28 (in Chinese with English abstract).
- Yu Chongwen. 2004. *The Complexity of Geologic System* [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhang Zhengjie, Song Xieyan, Wang Yulan, *et al.* 1996. The cooling and dynamic stability of magma in sheet-like magma chamber [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 12(1): 2~16 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Yi, Zou Weidong and Zhou Hao. 1999. The analysis of Wudalianchi volcanoes hazard [J]. *Journal of Natural Disasters*, 8(4): 139~146 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 赖绍聪. 1999. 岩浆作用的物理过程研究进展 [J]. *地球科学进展*, 14(2): 153~158.
- 刘永顺, 李家振, 孙善平, 白志达. 1999. 黑龙江省五大连池新时期火山喷发的火山弹动力学初探 [J]. *地质论评*, 45(增刊): 384~392.
- 任锦章, 白志达, 陈洪洲, 等. 1998. 五大连池近代火山老黑山火烧山火山喷发过程的考察研究 [J]. *东北地震研究*, 14(1): 77~83.
- 孙雄, 洪汉静, 马宗晋. 1998. 构造应力作用下流体运动的动力学分析—构造流体动力学 [J]. *地球学报*, 19(2): 150~157.
- 夏林圻. 1990. 论五大连池火山演化 [J]. *岩石学报*, 1: 13~27.
- 於崇文. 2001. 成矿动力系统在混沌边缘分形生长——一种新的成矿理论与方法论(上) [J]. *地学前缘*, 8(3): 10~28.
- 於崇文. 2004. *地质系统的复杂性* [M]. 北京: 地质出版社.
- 张正阶, 宋谢炎, 王玉兰, 马润则. 1996. 席状岩浆房中的岩浆冷却及动力稳定性 [J]. *岩石学报*, 12(1): 2~16.
- 赵谊, 邹卫东, 周皓. 1999. 五大连池火山危险性分析 [J]. *自然灾害学报*, 8(4): 139~146.