

华北地区燕山期岩浆活动热供给的初步数值模拟

刘 翠^{1,2}, 邓晋福^{1,2}, 苏尚国^{1,2}, 罗照华^{1,2}, 赵国春^{1,2}, 周 肃^{1,2}, 赵兴国^{1,2}

1. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

2. 中国地质大学 岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室, 北京 100083

LIU Cui^{1,2}, DENG Jin-fu^{1,2}, SU Shang-guo^{1,2}, LUO Zhao-hua^{1,2}, ZHAO Guo-chun^{1,2},
ZHOU Su^{1,2}, ZHAO Xing-guo^{1,2}

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083

2. Key Laboratory of Lithosphere Tectonics and Lithoprobng Technology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083

LIU Cui, DENG Jin-fu, SU Shang-guo, et al. The numerical simulation of heat fluxes of Yanshanian igneous activity, North China. *Earth Science Frontiers*, 2006, 13(2): 158-164

Abstract: A 1-D numerical simulation of the heat flux in the Yanshanian stage in North China yields the following results. (1) Under 1 GPa pressure, if underplating basaltic magma at 1 250 °C heats tonalitic country rocks, and raises its temperature from 400 °C to 850 °C with localized melting, then the ratio of the thickness of melted country rock to the thickness of crystallized rock of the basaltic magma is approximately 0.12. If it is assumed that only 25% melted magma can be separated from the country rock, the ratio of the amount of separated magma to the total crystallized rock of the underplating basalt is about 0.03. Thus we may infer that if a 1 km-thick-layer of granitic melt is created, then a 33.3 km-thick body of underplating basaltic magma should have been totally crystallized to offer the needed heat flux. Assuming a 10% partial melting of asthenosphere to produce a 33.3 km-thick body of underplating basaltic magma, a thickness of about 333 km of asthenospheric material should be involved. (2) In North China there were considerable basaltic eruption and gabbroic intrusion in the Yanshanian stage. This implies that complete crystallization of the underplated basaltic magma is impossible. Our simulation results show that the intense magma activity in the period of Yanshan movement, as we have observed, could have only been generated with the involvement of a huge amount of underplating basaltic magma and a strong heat flux. The numerical simulation of this paper is of significance in understanding the deep tectonic background of the generation of Yanshan movement.

Key words: North China; Yanshanian stage; numerical simulation; heat fluxes; asthenosphere

摘 要: 大陆地壳和地幔岩石圈形成之后, 还可能再次有对流地幔的注入, 对原有的陆壳和地幔岩石圈进行改造。华北克拉通于新太古—古元古代形成的陆壳和大陆根, 在侏罗纪—白垩纪(J—K)的燕山期遭受重大改造, 有对流地幔的一次重要注入。一维的数值模拟表明: (1) 在 1 GPa 条件下, 1 250 °C 底侵玄武岩对于初始温度 400 °C 的英云闪长岩围岩的加热, 并达到使其发生局部熔融作用, 其纯的熔融量与纯的底侵玄武岩岩浆结晶的厚度的比值约为 0.12; 假设仅有 25% 的熔浆能够分离出来, 则能够分离出的熔浆量与底侵玄武岩结晶总量比约为 0.03。由此可以推测, 如果要产生总量为 1 km 厚的花岗岩的岩基需要 33.3 km 的底侵玄武岩岩浆的全部结晶来提供热通量。而 33.3 km 的底侵玄武岩岩浆可能需要约 333 km 的软流圈物质参与(假设 10% 的局部熔融, 并且全部熔体均能分离出来)。(2) 华北克拉通燕山期玄武岩的喷发和地壳浅部辉长岩侵入

收稿日期: 2005-12-06; 修回日期: 2005-12-20

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40234048); 中国地质调查局花岗岩研究项目(200113900018); 国土资源部重点项目博士专项(200010202); 国家自然科学基金项目(40572048); 科技部 IGCP-430 国际合作项目(2001cb711002); 教育部 211 工程建设子项目

作者简介: 刘 翠(1973—), 女, 博士, 讲师, 岩石学专业, 目前主要从事数值模拟方向。E-mail: liucui@cugb.edu.cn

体的发育,说明底侵的玄武岩岩浆不可能全部固结,从模拟的角度说明,燕山运动需要非常大量的底侵玄武岩岩浆和热通量的注入,才能诱发现今所观察到的燕山期强烈的岩浆活动。文中数值模拟工作对进一步理解“燕山运动”发生的深部背景即来源于软流圈的贡献有一定的意义。

关键词:华北;燕山期;数值模拟;热通量(heat fluxes);软流圈

中图分类号:P588.1;O242.1 文献标识码:A 文章编号:1005-2321(2006)02-0158-07

按板块构造理论,对流地幔(或软流圈)通过局部熔融作用分离出地壳,如现代洋中脊的 MORB 构成洋壳,留下的是亏损玄武岩组分的难熔残余地幔称为岩石圈地幔,随着远离洋中脊,亏损的地幔(即岩石圈地幔)不断冷却加厚,在会聚边界俯冲消减,通过以安山质为主的岩浆作用形成陆壳。近年来的研究表明,与地幔柱岩浆活动有关的板内环境(大陆内部和大洋高原)同样是地壳生长的重要场所^[1-2]。大陆地壳和岩石圈地幔形成之后,还可能再次有对流地幔物质的注入,对原有的陆壳和岩石圈地幔进行改造。注入大陆的对流地幔物质是指从对流地幔中分离出来的玄武质岩浆,常称为初生(或新生)陆壳物质(juvenile crustal materials)。

从对流地幔中分离出来的玄武质岩浆底侵注入壳底是对陆壳加热诱发局部熔融发生的最好机制^[3-4]。Fyfe^[3]于1973年首次提出花岗岩下地壳的熔融来自玄武质岩浆的“underplating”。目前岩浆底侵作用的研究已经取得了许多重要进展。金振民等^[5]提出岩浆底侵作用是指来自上地幔熔融产生的基性岩浆(玄武质熔体)侵入或添加到下地壳底部的过程或作用。Petford^[6]等研究了玄武质岩浆的周期性注入导致镁铁质(角闪岩质)下地壳部分熔融而形成花岗质岩石的作用机制,并在此基础上讨论了岩浆底侵作用在花岗质岩石形成过程中的作用。徐夕生等^[7-8]根据我国东南沿海辉长岩-闪长岩-花岗岩岩石组合以及产于中-新生代玄武质岩石中的下地壳辉长岩质麻粒岩/辉长岩深源捕虏体的深入研究,提出辉长岩质麻粒岩是底侵作用形成的基性岩浆底垫于下地壳并经变质作用的产物,而辉长岩-闪长岩-花岗岩岩石组合是底侵的玄武岩岩浆与地壳之间发生相互作用的结果。吴福元等^[9-10]根据 Sr-Nd 同位素特征,将我国东北地区大面积分布的古生代和中生代花岗岩解释为幔源岩浆底侵导致的壳幔相互作用的产物,认为大量幔源底侵岩浆以板底垫托形式就位于地壳底部,并促使上覆的先存年轻地壳发生部分熔融形成花岗质岩浆,多次注入就形成大面积的花岗岩。罗照华等^[11]注意到东昆仑造

山带中广泛分布的基性-超基性杂岩体或者与岩浆混合成因花岗岩共生,或者侵入于深变质基底中,是幔源岩浆底侵作用的代表,其底侵作用与该区大规模壳源岩浆活动有关。这种认识得到了同位素年代的证明^[12-13]。这表明,花岗质岩浆活动有赖于幔源热能的注入,其中岩浆底侵作用是幔源能量注入的最佳形式。正如 McKenzie^[14]指出的那样,没有深部热能或水的注入,下地壳甚至难于发生塑性流动,更不要说产生岩浆。

华北克拉通于新太古—古元古代形成的陆壳和大陆根,在侏罗纪—白垩纪(J—K)的燕山期遭受重大改造,但其热的来源和供给目前仍有不同看法^[9,10,15-17]。有人认为是岩石圈地幔的供给,还有人认为是来源于对流地幔(软流圈)的贡献。Bergantz^[4]和 Tepper 等^[18]对底侵作用造成的地壳熔融进行了一维的定量模拟计算,对于花岗岩、英云闪长岩、变泥质岩系的熔融进行了探讨。本文采用 Bergantz^[4]的公式对燕山期的热通量(heat fluxes)进行初步数值模拟,以探讨造成华北地区燕山期如此大规模的岩浆活动的热能源。

1 燕山期热通量的模拟计算

1.1 采用的公式

Bergantz^[4]对玄武质岩浆底侵和陆壳岩石局部熔融进行了1 GPa 条件下一维定量热模拟,底侵的玄武质岩浆温度为1 250 °C。随着冷却,接触带附近的玄武质岩浆开始固化结晶,形成固体、液体混合区。同样,接触带附近的围岩也发生部分熔融,如图1。因此,高温底侵玄武质岩浆利用温差和结晶潜热使得围岩温度升高和发生部分熔融,其假设的热传递方式为热传导。

对每个区间*i*满足如下公式:

$$\frac{\partial T_i}{\partial t_i} = k \frac{\partial^2 T_i}{\partial x_i^2} + \frac{L}{C_p} \cdot \frac{df_{s_i}}{dt_i} \quad (1)$$

T:温度(K);*t*:时间(Ma);*x*:深度(m);*f_s*:固体的比例(fraction);*k*:热扩散率(J/m·K·a);*ρ*:围

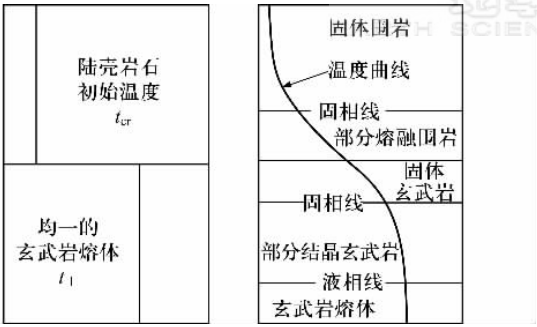


图1 Bergantz^[4] 的模型原理

Fig.1 The model of Bergantz^[4]

左图:底侵的初始条件。均一的玄武岩熔体与围岩呈平面接触,围岩初始温度为 T_{cr} ,初始温度剖面是阶梯函数(step function)。右图:一段时间后,玄武岩岩浆部分结晶形成固液混合体,上覆围岩发生熔融,同样形成一个固体加液体的平衡区,其固体比例是温度的函数

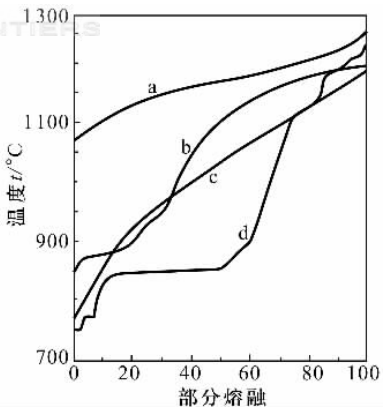


图2 1 GPa 无水条件下的 4 种岩石类型的熔体比例对温度的函数关系

(据 Bergantz,1989^[4])

Fig.2 Melt fraction as a function of temperature for four rock types at 1 GPa^[4]

a—玄武岩;b—英云闪长岩;c—白云母花岗岩;d—变泥质岩~835 °C时熔体数量增长最快,其反应:黑云母+铝硅酸盐+石英+斜长石=石榴石+钾长石+液体

岩密度 (kg/m^3); C_p : 热容 ($\text{J/kg} \cdot \text{K}$); L : 潜热(J/kg)

Bergantz^[4]在文中给出了几种岩石其固体比例(f_s)与温度的关系,如图2,在模拟中假设固体比例 f_s 与距离成线性相关。

本文采用 Bergantz^[4]的一维计算公式(1),利用有限差分法来进行模拟计算。与 Bergantz 文中一样,假设固体比例 f_s 与距离成线性关系, f_s 由图2给出。

1.2 计算条件

华北地台在燕山期突发性强烈火成岩活动之前是典型的克拉通,对古生代华北地台金伯利岩岩浆携带的上地幔橄榄岩包体的金刚石中矿物包裹体进行热力学计算,获得的华北地台的地温相当于地表热流值为 $40 \sim 45 \text{ mW/m}^2$ ^[19]。鄂尔多斯黄土高原在燕山期和喜山期一直保持克拉通构造上的稳定,可作为地台东部燕山期大陆“活化”开始前的一个参照物。基于上海奉贤-阿拉善左旗地质断面^[20]提供的在鄂尔多斯中心部位定边一带的3个热流值,计算获得的平均值为 44 mW/m^2 ,它与金伯利岩喷发时反演的热流值是吻合的。因此,我们用 Wyllie^[21]提供的陆壳岩石(花岗岩-英云闪长岩-辉长岩-冰)熔融相平衡图解(图3)对华北地区的火成岩进行讨论以确定模拟计算的边界条件。

燕山期火成岩主要是偏铝的I型花岗岩类,岩石的起始熔融要求必须达到使黑云母消失(Bi-out)(图3)的温压条件。英云闪长岩(T_1)在1 GPa压力($\sim 35 \text{ km}$ 深度)下脱水熔融实验^[22]表明,固相线温度为 $825 \text{ }^\circ\text{C}$,在 $850 \sim 900 \text{ }^\circ\text{C}$ 温度间隔内 Bi-out 过

程中局部岩浆数量增加快, $900 \text{ }^\circ\text{C}$ 时熔浆数量可达22%,留下难熔残余为: $\text{Opx} + \text{Hb} + \text{Ga} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{mt} + \text{Sp}$ 。冀东太古宙片麻岩中分布广泛的黑云母片麻岩在1 GPa压力下脱水熔融实验^[23]表明,固相线温度为 $812 \text{ }^\circ\text{C}$, Bi-out 为 $837 \text{ }^\circ\text{C}$, Hb-out 为 $887 \text{ }^\circ\text{C}$,在 $812 \sim 950 \text{ }^\circ\text{C}$ 间隔内形成水不饱和的花岗质岩浆,数量为20%~30%。如果取大陆地壳的平均值为 $35 \sim 40 \text{ km}$ 厚和地盾地温作为燕山期最初的条件,那么,由图3可知,在1 GPa条件($\sim 35 \text{ km}$ 厚的壳底部)下,最初的温度大约 $400 \text{ }^\circ\text{C}$,要使陆壳底部岩石发生 $\geq 20\%$ 的局部熔浆,必须升高温度达 $\sim 850 \text{ }^\circ\text{C}$,亦即要使陆壳底部岩石加热升温 $\sim 450 \text{ }^\circ\text{C}$ 才行(即初始 $400 \text{ }^\circ\text{C}$ + 升温 $450 \text{ }^\circ\text{C} = 850 \text{ }^\circ\text{C}$)。那么如此高的温度需要多少的岩浆底侵和多高的温度才能实现呢?下面我们对此进行一些一维的计算。

模拟的参数如下:

岩浆侵入温度为 $T_0 = 1250 \text{ }^\circ\text{C}$; 围岩初始温度为 $T_{cr} = 400 \text{ }^\circ\text{C}$; $k = 3.62 \times 10^7$; $L = 3.5 \times 10^5$; $c = 1200$; $\rho = 2.6 \times 10^3$ 。

1.3 岩浆底侵与萃取的计算结果

模拟结果如下图(图4),假设400 ka后热对流开始,我们分别取熔融程度为0,10%,20%,30%,50%,70%,100%时的围岩温度所对应的各项参数,如下表1所示。

同理,对于底侵玄武岩岩浆,假设400 ka后热

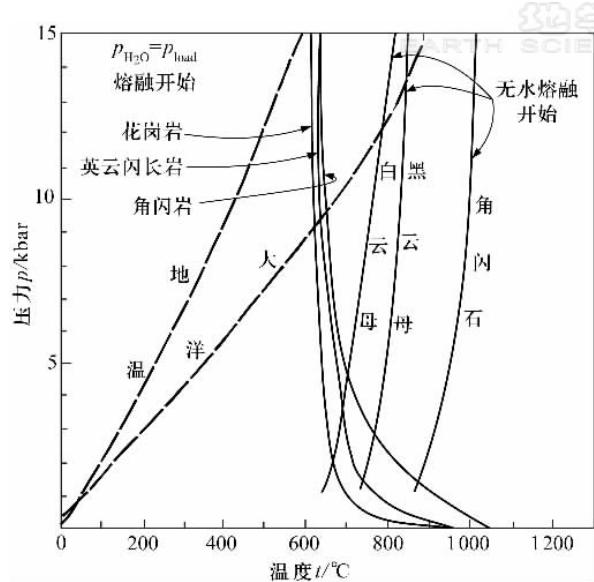


图 3 花岗岩-英云闪长岩-辉长岩(或角闪岩)-H₂O 熔融相平衡图解^[21]

Fig. 3 The melting phase equilibrium diagram of granite-tonalite-amphibolite-H₂O^[21]

对流开始,我们分别取结晶程度为 5%,10%,30%,50%,70%,100%时所对应的各项参数,如下表 2 所示。

表 1 英云闪长岩 400 ka 时的不同熔融程度所对应的各项参数

Table 1 Parameters corresponding to the different melt percent of tonalite at 400 ka			
熔融程度/%	温度/K(°C)	时间/ka	距离/m
100	1 473(1 200)	400	2.6
70	1 443(1 170)	400	2.9
50	1 383(1 110)	400	3.5
30	1 223(950)	400	5.2
20	1 173(900)	400	5.8
10	1 148(875)	400	6.2
0	1 098(825)	400	7.0

表 2 底侵玄武岩岩浆 400 ka 时的不同结晶程度所对应的各项参数

Table 2 Parameters corresponding to the different percentage of crystal in basaltic magma at 400 ka			
结晶程度/%	温度/K(°C)	时间/ka	距离/m
100	1 348(1 075)	400	30.5
70	1 423(1 150)	400	33.7
50	1 448(1 175)	400	35.0
30	1 473(1 200)	400	37.3
10	1 498(1 225)	400	40.5
5	1 510(1 237)	400	44.0

根据图 4b,利用有限单元法的原理,选取了几个结晶程度值(即表 2)来近似计算底侵玄武岩岩浆的纯的结晶厚度,相邻两个结晶程度取平均值来近

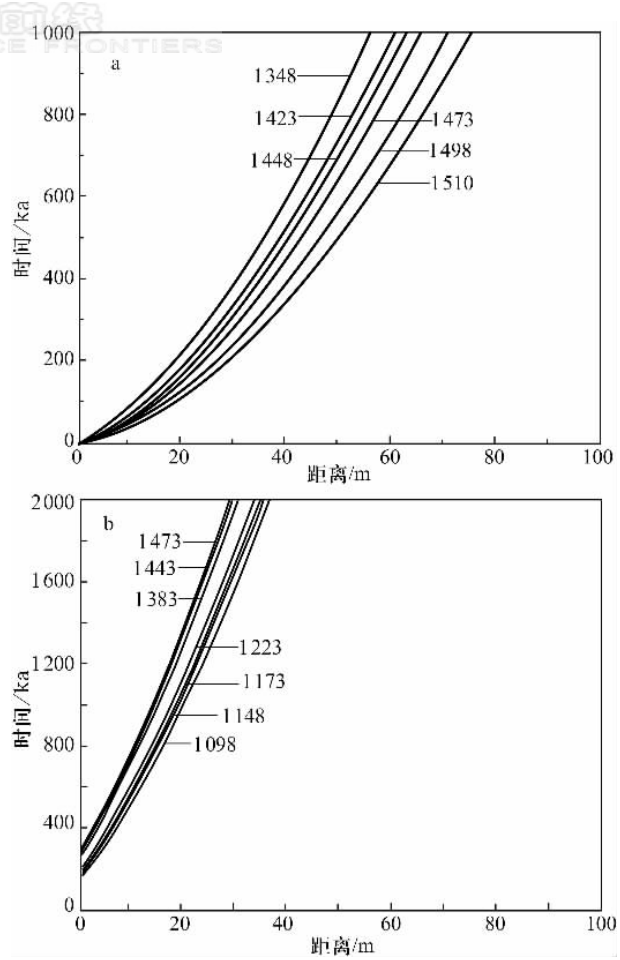


图 4 华北燕山期热通量模拟图

Fig. 4 Heat flux model of North China Yanshanian stage
图中温度为绝对温度;a—围岩温度随时间和距离的变化($T_{cr}=400\text{ }^{\circ}\text{C}+273\text{ (K)}$);b—底侵岩浆的温度随时间和距离的变化(底侵岩浆温度为 $1\text{ }250\text{ }^{\circ}\text{C}+273\text{ (K)}$)

似计算纯的结晶厚度,如结晶程度介于 100%和 70%之间的平均结晶程度为 $(100\%+70\%)/2=85\%$,距离为 $(33.7-30.5)\text{ m}=3.2\text{ m}$,则该区间的纯的结晶量(厚度)为 $3.2\text{ m}\times 85\%=2.72\text{ m}$,而总的结晶量则为各区间纯的结晶量相加之和。因此,在 1 GPa 条件下,1 250 °C 底侵玄武岩岩浆经过 400 ka,其总的纯结晶量为:35.8 m。即 1 250 °C 底侵玄武岩岩浆经过 400 ka 大约有 35.8 m 厚纯的玄武岩结晶。

同理,对于英云闪长岩的围岩,根据图 4a,选取了几个熔融程度值(即表 1)来近似计算围岩的纯的熔融量(厚度),结果其纯的熔融量为 4.1 m。因此,英云闪长岩的围岩经过 400 ka 大约产生 4.1 m 纯的岩浆总量。

由此,在 1 GPa 条件下,1 250 °C 底侵玄武岩岩浆对于初始温度为 400 °C 的英云闪长岩的围岩的底

侵加热, 经过 400 ka, 其纯的熔融量与纯的玄武岩结晶量的比值为 $4.1/35.8 \approx 0.12$; 但是, 正如表 1 所显示的那样, 这些熔体是混杂在整个围岩里面的, 并不是全部都能分离出来的, 比如, 5% 的熔融其熔浆是分离不出来的^[4]。在此我们按照 Bergantz^[4] 的假设仅有 25% 的熔浆可以分离出来, 那么可分离出的熔浆与纯的玄武岩结晶量的比值则为: $(4.1/35.8) \times 0.25 = 0.03$ (对于该计算方法, 上述的取值越密计算的越精确, 但是, 经过验算, 上述取值计算的精度对于本文已足够)。

Bergantz^[4] (1989) 计算的英云闪长岩围岩纯的熔融量与纯的玄武岩结晶量的比值为 0.4, 则可分离出的熔浆与纯的玄武岩结晶量的比值为 0.1。与 Bergantz^[4] (1989) 初始条件相比, 华北克拉通英云闪长质下地壳温度很低, 大约是 400 °C, 比 Bergantz 的 700 °C 低的多, 而上文已经提到, 要使 400 °C 的英云闪长岩围岩温度升高达 850 °C, 因此, 需要吸收比 Bergantz 文中大的多的热量。所以, 本文计算的比值 (0.12) 较 Bergantz 文中计算的 0.4 比值低是合理的。

假设一维模型, 按照可分离出的熔浆 (即产生花岗岩侵入体的熔浆) 与底侵玄武岩岩浆结晶总量比约为 0.03, 那么假设要形成总量为 1 km 厚的花岗岩的岩基, 则需要 33.3 km 的底侵玄武岩岩浆的全部结晶来提供热量。华北地区燕山期广泛发育岩浆岩, 虽然其总量难以计算, 但总体来说岩浆活动的规模很大, 例如北京地区火山岩层的平均厚度: 南大岭组 (J_1) 大约 550 m, 髫髻山组 (J_2) 约 3 000 m, 东岭台组 (J_3) 约 1 700 m 厚, 东狼沟组 (K_1) 约 300 m^[24], 因此, 燕山期如此大规模的岩浆活动需要大量的底侵玄武岩岩浆的全部结晶, 才能形成强烈的长英质的岩浆活动。

与模型上地幔岩 (pyrolite) 类似的二辉橄榄岩的 1 GPa 压力下熔融实验^[25] 表明获得 1 250 °C 玄武质岩浆的二辉橄榄岩的熔融程度分别为 6.5% 和 17.9%。如要取熔融程度为 10% 的话, 则生成 33.3 km 的玄武岩岩浆需要有约 333 km 的二辉橄榄岩岩浆 (对流地幔) 的供给 (假设所有的局部熔融的熔浆均可分离出来), 由于燕山期发育大量的花岗岩, 显然原来冷的克拉通岩石圈是无法提供如此大量的热通量注入陆壳的, 产生如此大量的燕山期花岗质的岩浆需要很大的对流地幔的卷入和对流地幔的热通量的注入。

上文的假设是 1 km 厚的花岗岩的岩基需要 33.3 km 的底侵玄武岩岩浆的全部结晶, 因此, 如果玄武岩岩浆已经全部结晶, 就不会再有玄武岩的喷发, 也不会有地壳浅部的辉长岩侵入。然而在华北, 燕山期既有玄武岩的喷发也有地壳浅部辉长岩体的侵入, 所以底侵的玄武岩岩浆除提供陆壳熔融的所需要的大量的热以外, 还必然有足够的玄武岩岩浆, 能够侵入到地壳浅部形成辉长岩和上升到地表形成喷出玄武岩。因此从模拟的角度说明, 燕山运动需要非常大的对流地幔物质和热的注入。

2 讨论

关于华北燕山期如此大规模的玄武质岩浆的起源常有两种不同看法, 有人认为来自软流圈 (对流地幔), 而有人认为来自岩石圈地幔。许文良^[16] 认为华北克拉通东部中、晚侏罗世的岩浆活动与俯冲板片断离和/或岩石圈拆沉引起的软流圈上涌有关, 早白垩世的岩浆活动与俯冲板片断离和/或拆沉榴辉岩与软流圈地幔的混熔有关。路凤香等^[17] 从岩石组合和地球化学示踪提出华北中生代 (100 Ma 以前) 的壳-幔相互作用是以岩石圈地幔与地壳之间的作用为主。

邓晋福等^[26] 从岩石学组成角度, 提出燕山期如此大量岩浆活动所需要的热和玄武质岩浆来源于软流圈, 燕山期对流地幔注入大陆是导致华北克拉通“活化”的驱动力。

本文的数值模拟工作同样表明, 华北燕山期强烈火成岩活动需要有对流地幔注入大陆, 包括大量热能的注入和物质的注入。“燕山运动”是涉及软流圈-岩石圈系统的一次大灾变事件, 致使华北东部克拉通岩石圈遭受巨大改造。

3 结论

华北燕山造山带作为欧亚超大陆边缘的最新的陆块体的一部分, 记录了欧亚超大陆最后增生的历史, 因此, 燕山运动有很深刻的全球意义。一维的数值模拟表明:

(1) 在 1 GPa 条件下, 1 250 °C 底侵玄武岩对于初始温度 400 °C 的英云闪长岩围岩, 英云闪长岩其纯的熔融量与纯的底侵玄武岩结晶总量的比值约为 0.12; 假设仅有 25% 的熔浆可分离出来, 那么, 可分

离出的熔浆与玄武岩结晶总量比为约 0.03。由此,假设如果整个燕山期要生成总量为 1 km 厚的花岗岩的岩基需要 33.3 km 的底侵玄武岩岩浆的全部结晶来提供热通量。而 33.3 km 的底侵玄武岩岩浆需要约 333 km 的软流圈物质参与(假设二辉橄榄岩 10% 的熔融程度,并且全部局部熔浆均可分离出来)。

(2)由于燕山期还有玄武岩的喷发和地壳浅部辉长岩体的侵入,所以底侵的玄武岩岩浆不可能全部固结,这从模拟的角度说明,燕山运动需要非常大量的底侵玄武岩岩浆和热通量的注入,才能诱发现今所观察到的燕山期强烈的岩浆活动。

(3)数值模拟结论得到了岩石学验证。上述的燕山期岩浆底侵和热通量供给的数值模拟工作是很初步的,一次地质事件是很复杂的,需要考虑的因素很多。比如,实际上岩浆的底侵以及所引发的地壳的熔融一般是多次岩浆底侵的结果^[4]。而数值模拟往往不得不避繁就简,用以突出主要的问题,另外边界条件的选取往往是问题的关键,本文的边界条件也还需要进一步的斟酌和改善。尽管如此,该数值模拟工作对于进一步理解“燕山运动”发生的深部背景即来源于软流圈的贡献还是有一定的意义。

本文数值模拟程序由田小波博士后编制,在此表示感谢,同时感谢国家地震局地球物理研究所许忠淮老师的帮助。

References:

- [1] CONDIE K C. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions[J]. Tectonophysics, 2000, 322: 153.
- [2] LI Xiaobo, BAI Xingbi (Translator). A national program for research in continental dynamics[R]. Beijing: China Geological and Mineral Information Institute, 1993: 1-73 (in Chinese).
- [3] FYFE W S, LEONARDOS, JUN O H. Ancient metamorphic-migmatite belts of Brazilian African coasts[J]. Nature, 1973, 244: 501-502.
- [4] BERGANTZ G W. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction[J]. Science, 1989, 245: 1093-1095.
- [5] JIN Zhenmin, GAO Shan. The dynamic significance to underplating and evolvement of crust-mantle[J]. Geological Science and Technology Information, 1996, 15(2): 1-7 (in Chinese).
- [6] PETFORD N. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 193(3/4): 483.
- [7] XU Xisheng, ZHOU Xinmin, WANG Dezi. Crust-mantle interaction and the genesis of granite: a case study of coastal area of Southeastern China[J]. Geological Journal of China Universities, 1999, 5(3): 241-250 (in Chinese).
- [8] XU Xisheng, ZHOU Xinmin, O'REILLY S Y, et al. Exploration for the lower crustal materials and granite genesis in southeast China[J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(2): 217-223 (in Chinese).
- [9] WU Fuyuan. The material exchange at the crust-mantle boundary: evidence from igneous petrology[J]. Earth Science Frontiers, 1998, 5(3): 95-103 (in Chinese).
- [10] WU Fuyuan, SUN Deyou, LIN Qiang. Petrogenesis of the Phanerozoic granites and crustal growth in Northeast China[J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(2): 181-189 (in Chinese).
- [11] LUO Zhaohua, KE Shan, CAO Yongqing, et al. Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun[J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21(6): 292-297 (in Chinese).
- [12] LIU Chengdong, MO Xuanxue, LUO Zhaohua, et al. Mixing events between the crust- and mantle-derived magmas in Eastern Kunlun: evidence from zircon SHRIMP II chronology[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(6): 596-602 (in Chinese).
- [13] LIU Chengdong, MO Xuanxue, LUO Zhaohua, et al. Mixing events between the crust- and mantle-derived magmas in Eastern Kunlun: evidence from zircon SHRIMP II chronology[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(8): 828-834.
- [14] McKENZIE D, JACKSON J. Conditions for flow in the continental crust[J]. Tectonics, 2002, 21(6): 1-7.
- [15] DENG Jinfu, SU Shangguo, ZHAO Hailing, et al. Deep processes of Mesozoic Yanshanian lithospheric thinning in North China[J]. Earth Science Frontiers, 2003, 10(3): 41-50 (in Chinese).
- [16] XU Wenliang, WANG Qinghai, WANG Dongyan, et al. Processes and mechanism of Mesozoic lithospheric thinning in eastern North China Craton: evidence from Mesozoic igneous rocks and deep-seated xenoliths[J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(3): 309-317 (in Chinese).
- [17] LU Fengxiang, ZHENG Jianping, ZHANG Ruisheng, et al. Phanerozoic mantle secular evolution beneath the eastern North China craton[J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12(1): 61-67 (in Chinese).
- [18] TEPPER J H, NELSON B K, BERGANTZ G W, et al. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity[J]. Contrib Mineral Petro, 1993, 113: 333-351.
- [19] ZHENG Jianping. Mesozoic-Cenozoic mantle replacement and

- lithospheric thinning beneath the Eastern China[M]. WUhan: China University of Geosciences Press, 1999:126 (in Chinese).
- [20] China Earthquake Administration Geotranssect Compile Committee. Explanation of Fengxian, Shanghai-Alashanqi, Inner Mongolia Geotranssect [M]. Beijing: Seismological Press, 1991:1-66(in Chinese).
- [21] WYLLIE P J, WOLF M B, van der LAAN S R. Conditions for formation of tonalities and trondhjemites; magmatic sources and products[M]// de WIT M J. Tectonic evolution of greenstone belt. London: Oxford Uni Press, 1997:256-266.
- [22] RUTTER M J, WYLLIE P J. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust[J]. Nature, 1988, 331(6152):159-160.
- [23] WU Zongxu, DENG Jinfu, WYLLIE P J, et al. Dehydration-melting experiment of the biotite-gneiss, Eastern Hebei, at 1 GPa pressure[J]. Scientia Geologica Sinica, 1995, 30(1): 12-18(in Chinese).
- [24] BAO Yigang, LIU Zhenfeng, WANG Shifa, et al. Yanshanian volcanic geology and rocks [M]. Beijing: Geology Publishing House, 2001: 1-164 (in Chinese).
- [25] HIROSE K, KUSHIRO I. Partial melting of dry peridotites at high pressure: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond[J]. EPSL, 1993,114:477-489.
- [26] DENG Jinfu, SU Shangguo, LIU Cui, et al. Discussion of the lithospheric thinning of the North China craton: delamination? Or thermal erosion and chemical metasomatism[J]? Earth Science Frontiers, 2006,13(2):105-119
- 京:中国地质矿产信息研究院,1993:1-73.
- [5] 金振民,高山. 底侵作用(underplating)及其壳-幔演化动力学意义[J]. 地质科技情报,1996,15(2):1-7.
- [7] 徐夕生,周新民,王德滋. 壳-幔作用与花岗岩成因——以中国东南沿海为例[J]. 高校地质学报,1999,5(3):241-250.
- [8] 徐夕生,周新民, O'REILLY S Y, 等. 中国东南部下地壳物质与花岗岩成因探索[J]. 岩石学报,1999,15(2): 217-223.
- [9] 吴福元. 壳-幔物质交换的岩浆岩石学研究[J]. 地学前缘, 1998,5(3):95-103.
- [10] 吴福元,孙德有,林强. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J]. 岩石学报,1999,15(2):181-189.
- [11] 罗照华,柯珊,曹永清,等. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动[J]. 地质通报,2002,21(6):292-297.
- [12] 刘成东,莫宣学,罗照华,等. 东昆仑壳-幔岩浆混合作用:来自锆石 SHRIMP 年代学的证据[J]. 科学通报,2004,49(6): 596-602.
- [15] 邓晋福,苏尚国,赵海玲,等. 华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程[J]. 地学前缘,2003,10(3):41-50.
- [16] 许文良,王清海,王冬艳,等. 华北克拉通东部中生代岩石圈减薄的过程与机制:中生代火成岩和深源捕虏体证据[J]. 地学前缘,2004,11(3):309-317.
- [17] 路凤香,郑建平,张瑞生,等. 华北克拉通东部显生宙地幔演化[J]. 地学前缘,2005,12(1):61-67.
- [19] 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中、新生代岩石圈减薄[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1999:126.
- [20] 国家地震局. 地学断面,上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面说明书[M]. 北京:地震出版社,1992:1-66.
- [23] 吴宗絮,邓晋福, WYLLIE P J, 等. 冀东黑云母片麻岩在 1 GPa 压力下脱水熔融实验[J]. 地质科学,1995,30(1):12-18.
- [24] 鲍亦岗,刘振铎,王世发,等. 北京地质百年研究[M]. 北京:地质出版社,2001:1-164.
- [26] 邓晋福,苏尚国,刘翠,等. 关于华北克拉通燕山期岩石圈减薄的机制与过程的讨论:拆沉? 还是热侵蚀和化学交代[J]? 地学前缘,2006,13(2):105-119

参考文献:

- [2] 李晓波,白星碧,译. 美国大陆动力学研究的国家计划[R]. 北