



榴辉岩下地壳拆沉的数值模拟

程华冬^{1,2}, 黄金水^{1,2*}

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院地震与地球内部物理实验室, 合肥 230026;

2. 安徽蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 合肥 230026

* 通讯作者, E-mail: jshuang@ustc.edu.cn

收稿日期: 2016-06-22; 接受日期: 2016-09-28; 网络版发表日期: 2016-12-13

国家自然科学基金项目(批准号: 41474082, 91014005)资助

摘要 镁铁质的下地壳在一定的条件下可相变为榴辉岩并拆沉进入地幔, 榴辉岩下地壳的拆沉可造成大陆地壳向长英质演化. 地球化学研究显示, 秦岭大别山地区在碰撞后期大约145~130Ma时还存在着加厚的榴辉岩下地壳; 而到了130Ma时, 加厚下地壳消失并产生了铁镁质和花岗质岩浆侵入. 碰撞造山阶段, 加厚的冷地幔岩石圈的重力不稳定可造成岩石圈的拆沉, 并携带下地壳一起进入地幔. 但对碰撞造山构造运动后期的造山带或克拉通区域, 地幔岩石圈基本处于稳定状态, 下地壳榴辉岩化将对下地壳的拆沉起重要作用. 本文采用二维有限元数值模拟的方法研究了岩石圈地幔重力稳定状态下, 下地壳榴辉岩的拆沉过程以及拆沉时间. 模型的主要参数包括下地壳榴辉岩的黏性(η_2)、密度(B_2)、总体规模(s)和岩石圈地幔的黏性(η_1). 数值计算结果显示, 由于下地壳榴辉岩的重力不稳定性, 它能与其下的稳定岩石圈一起发生拆沉, 拆沉过程的持续时间(t)与模型参数密切相关, 大量计算分析显示 $t = 7.3005 \times 10^{-7} \exp(0.6593\eta_2/\eta_1)\eta_1^{1.066}B_2^{-0.688}s^{0.1451\eta_2/\eta_1-0.9831}$. 结果表明, 岩石圈地幔的黏性对拆沉时间具有更重要影响, 岩石圈地幔黏性的减小可促进下地壳榴辉岩的拆沉. 若假定下地壳榴辉岩的密度为 $3.48 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (即 $B_2=1$), 黏性为 $5 \times 10^{21} \text{ Pa s}$, 当岩石圈地幔的黏性减小到 $2 \times 10^{21} \text{ Pa s}$ 时, $60 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ 范围的下地壳榴辉岩的拆沉时间可小于18Myr.

关键词 榴辉岩, 拆沉, 数值模拟

1 引言

一般认为铁镁质的下地壳在一定的温压条件下会相变为榴辉岩, 由于榴辉岩密度比下覆地幔密度大, 从而可以沉没进入地幔(Arndt和Goldstein, 1989; Jagoutz和Schmidt, 2013; Kay和Mahlburg Kay, 1993). 正是这个过程, 使大陆地壳总体呈现为安山质(Gao等, 1998; Jagoutz和Schmidt, 2012; Jagoutz和Schmidt, 2013; Wu

等, 2003). 地壳的这种榴辉岩化拆沉, 在大陆地壳演化过程中不仅影响大陆地壳的增长, 也影响大陆地壳的消减(Jagoutz和Behn, 2013; Windley, 1995). 在美国Sierra-Nevada区域, 现今的地壳厚度只有30~40km, 但该区域的包体研究显示, 中新世时期这里的地壳曾存在一厚达70km的榴辉岩根(Ducea和Saleeby, 1998); 在中国秦岭-大别造山带, 地球化学研究显示在碰撞造山后期其地壳厚度大于100km, 但现在地壳厚度也是

中文引用格式: 程华冬, 黄金水. 2017. 榴辉岩下地壳拆沉的数值模拟. 中国科学: 地球科学, 47: 82~94, doi: 10.1360/N072016-00019

英文引用格式: Cheng H D, Huang J S. 2017. Numerical simulation on the detachment of eclogitic lower crust (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 47: 82~94, doi: 10.1360/N072016-00019

35~40km(高山等, 1999; Li等, 2013); 中国的华北克拉通地块, 相对西部区域的40km的地壳厚度, 其东部区域地壳厚度有的地方不到30km(Zheng等, 2006; Zheng等, 2008; 刘琼林等, 2011; 危自根等, 2015), 地球化学研究也显示, 华北克拉通东部的部分下地壳可能在岩石圈遭受改造时, 发生拆沉(Gao等, 2008; Gao等, 2004; Xu等, 2006).

拆沉作用最早由Bird在研究青藏高原的岩浆活动时提出(Bird, 1978), 他认为印度板块和欧亚板块碰撞过程中, 加厚的冷的重的岩石圈地幔发生拆沉导致热的软流圈物质上涌, 进而引发地壳熔融. 在随后的研究中, Houseman等(1981)将这种模型称为对流减薄模型. 因为这个过程主要是岩石圈地幔冷却增厚并最终失稳, 而这相当于对流地幔上部边界的冷却增厚导致重力不稳定(Houseman等, 1981). 岩石圈的这种拆沉过程以及榴辉岩对这个拆沉过程的影响一直是地球动力学研究中所十分关心的问题(Houseman等, 1981; Houseman和Molnar, 1997; Krystopowicz和Currie, 2013; Kukkonen等, 2008; Morency和Doin, 2004; Schott和Schmeling, 1998; Seber等, 1996; 乔彦超等, 2012; 王洪亮等, 2011). 对于一个常黏性牛顿流体加厚岩石圈地幔模型, Houseman等(1981)研究显示, 加厚岩石圈地幔减薄的时间与岩石圈地幔的黏性密切相关, 当岩石圈地幔黏性小于 10^{21} Pa s时, 加厚岩石圈地幔的减薄时间在10Myr之内. 之后, Houseman等人进一步考虑非牛顿流体情形, 根据一层密度较大的流体覆盖在密度小的流体之上的重力不稳定分析, 他们给出了较大密度层底部加厚拆沉的时间估算方法(Houseman和Molnar, 1997). 对这种情形, 拆沉主要发生在高密度层底部, 其上部(上部岩石圈地幔或地壳)并不参与拆沉(Houseman和Molnar, 1997). 当假定下地壳会脆裂, 在非牛顿流体情况下, Schott等(Schott和Schmeling, 1998)发现, 岩石圈(包含地壳)会发生层裂并断离(delamination and detachment). 近些年来, 下地壳以及下地壳榴辉岩化对这种过程的影响也有探讨. 研究显示榴辉岩下地壳的强度、密度以及岩石圈地幔强度对拆沉作用都具有影响, 并影响拆沉发生的方式(王洪亮等, 2011; 乔彦超等, 2012; Krystopowicz和Currie, 2013). 然而, 需要指出的是, 这些研究中, 不稳定性的重力来源主要是岩石圈地幔. 也就是说现有模型即使没有下地壳榴辉岩化, 在挤压增厚等条件下, 伴随着岩石圈地幔的弱

化, 岩石圈地幔拆沉也可能发生.

岩石圈地幔的拆沉无疑也会导致地壳的流失, 这个过程极易发生在造山过程中, 因为造山过程的挤压环境容易造成冷的岩石圈地幔在造山带下方堆积(Houseman等, 1981; Houseman和Molnar, 1997; Morency和Doin, 2004; Schott和Schmeling, 1998; Seber等, 1996; 王洪亮等, 2011). 但在造山带晚期, 挤压环境变为伸展环境, 此时, 岩石圈下部将没有足够冷的岩石圈地幔堆积, 从而难以发生重力失稳. 同时对陆内区域, 如克拉通区域, 岩石圈地幔密度本身就小于地幔软流圈. 这种情况下, 大别山在碰撞后期以及华北克拉通区域的下地壳减薄就不是由于岩石圈地幔重力失稳导致, 而必须借助其他机制. 在岩石圈地幔处于重力稳定的情况下, 下地壳的榴辉岩化被认为是导致重力不稳定性的主要根源(Lustrino, 2005; Xu等, 2002; 高山等, 1999; 张旗等, 2006), 这也可能是克拉通区域地壳减薄的机制.

秦岭-大别地区位于中国中东部, 是华南-华北地块的碰撞缝合带. 中国学者对该碰撞过程进行了深入研究(李曙光, 2004). 这个过程的显著特征是大陆的深俯冲折返与俯冲板片的拆离, 地表发育超高压变质岩(李曙光, 2004). 实际上, 该区的另一个现象也非常重要, 这就是秦岭-大别地区地壳厚度大约只有35km, 与大陆平均地壳厚度相当(Li等, 2013; 高山等, 1999). 因此, 学者们认为, 秦岭-大别地区发生过下地壳拆沉(高山等, 1999). 早期认为下地壳拆沉时间发生在230~180Ma之间(高山等, 1999), 这与该区发生板片拆离和陆壳折返时间基本一致(李曙光, 2004). 如果这样, 这可能和青藏高原造山活动的情形类似, 即岩石圈地幔的重力在拆沉过程中起主导作用(Bird, 1978). 但最近的研究显示(He等, 2011; Li等, 2013), 在碰撞后(143~131Ma), 大别地区仍存在加厚下地壳. 他们还发现在130Ma后只有中下地壳的熔体, 认为此时榴辉岩下地壳已经拆沉(He等, 2011; Li等, 2013). 如果这样, 下地壳的拆离机制就和青藏高原等造山带不同, 不是由于岩石圈地幔受到挤压增厚而失稳; 而可能和没有挤压变形的大陆克拉通区域的情形类似, 下地壳榴辉岩在这里将起重要作用(Li等, 2013).

为探讨岩石圈地幔重力稳定状态下榴辉岩下地壳在拆沉过程中作用, 我们建立了一系列二维数值模型. 考虑岩石圈地幔具有较小密度(重力稳定的岩石圈地幔)情况下, 下地壳榴辉岩化对下地壳拆沉过程的

影响, 研究过程中我们将重点关注榴辉岩下地壳的密度、黏性、榴辉岩规模等对拆沉过程的影响, 特别是它们对下地壳拆沉时间的影响. 以便为今后进一步研究讨论下地壳拆沉提供数值参考模型.

2 数值模型设置

榴辉岩下地壳拆沉本质上是地幔物质的热化学对流问题. 描述这个过程的方程包括: 质量守恒方程、动量守恒方程、能量守恒方程和化学组分方程(Moresi和Solomatov, 1995; Zhong等, 2000). 假设流体不可压缩, 在Boussinesq近似下, 该方程组的无量纲形式为

$$\begin{cases} \nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \\ -\nabla P + \nabla \cdot [\eta(\nabla \mathbf{u} + \nabla^T \mathbf{u})] \\ + Ra(T - B_i C_i) \mathbf{e}_z = 0, \\ \partial T / \partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla T = \nabla^2 T + H, \\ \partial C_i / \partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla C_i = 0 \quad (i = 1, 2), \end{cases} \quad (1)$$

其中, $\mathbf{u}$ 、 P 、 η 、 T 和 H 分别为流体速度矢量、压力、黏性、温度和内生热, C_i 代表组分场(这里 $C_1=1$ 表示岩石圈地幔组分, $C_2=1$ 表示榴辉岩下地壳组分, 其余组分 $C_1=0$, $C_2=0$). $\mathbf{e}_z$ 为 z 方向上的单位矢量, Ra 为Rayleigh数, B_i 是组分浮力系数, 其定义分别为

$$\begin{cases} Ra = \alpha \rho_0 g \Delta T D^3 / (\kappa \eta_0), \\ B_i = \Delta \rho_i / (\alpha \rho_0 \Delta T), \quad (i = 1, 2), \end{cases} \quad (2)$$

其中, ρ_0 是地幔的参考密度, α 是热膨胀系数, g 是重力加速度, ΔT 是模型上下边界温度差, D 是模型深度, κ 是热扩散系数, η_0 是底部边界的参考黏性, $\Delta \rho_1$ 和 $\Delta \rho_2$ 分别表示岩石圈地幔和榴辉岩下地壳与参考密度的差异. 方程组(1)无量纲化时的参数为: 长度 $[L]=D$; 时间 $[t]=D^2/\kappa$; 黏性 $[\eta]=\eta_0$; 温度 $[T]=\Delta T$; 内生热率 $[H]=(C_p \kappa \Delta T)/D^2$. 为模拟稳定的岩石圈地幔, 模型将 $\Delta \rho_1$ 设为 $-\alpha \rho_0 \Delta T$, 即 $B_1=-1$. 这样岩石圈地幔由于冷而导致的重力(最大值为 $\alpha \rho_0 \Delta T$)总小于等于其组分变化产生的浮力, 因而没有榴辉岩作用, 岩石圈地幔处于稳定状态.

模型假定各组分黏性只和组分相关, 其无量纲形式为:

$$\eta = \eta_c = \begin{cases} \eta_1 C_1 + \eta_2 C_2, & C_1 \times C_2 = 0 \text{ and } C_1 \neq C_2, \\ 1, & C_1 = 0 \text{ and } C_2 = 0, \end{cases} \quad (3)$$

式中, η_1 和 η_2 分别表示岩石圈地幔和榴辉岩下地壳的

黏性. 这里的黏性只是对地幔黏性的近似表达, 因此忽略了其与地幔温度和压力关系, 这样做的好处是便于考察榴辉岩下地壳和岩石圈地幔黏性对拆沉过程的影响. 本文的研究, 因主要关心软流圈以上的变化过程, 压力的影响通常可以忽略(Huang等, 2003). 由于拆沉过程中, 温度的影响主要由热传导效应造成, 当拆沉过程较快时, 温度变化的影响也将可以忽略; 但如果拆沉过程比较缓慢, 温度变化的影响将可能较大. 值得注意的是, 尽管简化模型有利于考察各参量的影响, 但其结果不可避免地会与真实情形存在差异.

为便于探讨榴辉岩密度、黏性以及规模对拆沉过程, 特别是拆沉时间的影响, 模型假定下地壳榴辉岩化已经完成, 且总量不随时间变化. 本文模型大小设为 $1800\text{km} \times 600\text{km}$, 为简单起见, 榴辉岩区域设置为长方形, 并放置在模型中间, 模型不包括其余地壳. 方程(1)采用二维有限元程序Citcom解算. 模型划分为 289×97 个有限单元网格, 在靠近上下边界处, 进行了适度的网格加密. 模型不包含地壳, 上表面温度是壳幔边界温度, 假定为 700°C , 即 $T_s=973\text{K}$, 下表面在地幔内部, 为抑制上升流的影响, 设为热流等于0. 由于模型不包含榴辉岩化过程, 壳幔边界温度对模型结果影响不大. 上下表面和侧面边界均为自由滑移边界. 模型选用的参数值见表1, 应该注意的是, 地幔内部参数值并不确定, 不同模型间会存在差异, 本文模型中, 由于忽略了来自下部的热流, 适度增加了内生热率(Turcotte和Schubert, 2002). 根据(2)式, 模型瑞利数 $Ra=1.0 \times 10^6$.

表1 模型参数值

符号	物理量	数值
D	模型厚度	600km
α	热膨胀系数	$3 \times 10^{-5} \text{K}^{-1}$
κ	热扩散系数	$10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$
ρ_0	参考密度	3400kg m^{-3}
η_0	参考黏度	10^{20}Pa s
G	重力加速度	9.8m s^{-2}
R	气体常数	$8.31 \text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$
ΔT	参考温度差	800K
T_s	表面温度	973K
C_p	热容量	$1250 \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
H^*	内部生热率	$1.39 \times 10^{-11} \text{W kg}^{-1}$

模型的变化参数主要是三个,即榴辉岩下地壳的密度或其组分浮力数 B_2 、黏性 η_2 和岩石圈地幔黏性 η_1 . 研究显示榴辉岩化的镁铁质下地壳密度比地幔岩石高 $50\sim 250\text{ kg/m}^3$ (Jull和Kelemen, 2001; Rudnick和Fountain, 1995), 一般采用的榴辉岩化下地壳密度比地幔高约4%(Krystopowicz和Currie, 2013), 本文的取值范围与此相当. 根据表1和(2)式, $B_2=1$ 相当于榴辉岩密度比参考地幔密度大2.4%或高 81.6 kg/m^3 . B_2 取0.5和1.5相当于榴辉岩下地壳比参考地幔密度分别大1.2%(40.8 kg/m^3)和3.6%(121.4 kg/m^3). 高温高压实验显示干榴辉岩的黏性大约为 $10^{20}\sim 10^{23}\text{ Pa s}$ (Zhang和Green, 2007), 考虑到软流圈的黏性大约为 10^{20} Pa s , 模型中榴辉岩下地壳的无量纲黏性 η_2 取值为 $10\sim 1000$. 地幔的黏性和温度密切相关, 岩石圈地幔由于具有较低的温度而具有更高的黏性. 研究显示如果克拉通岩石圈根和地幔的黏性差异达1000倍, 那么岩石圈根基本可以长期保持稳定(Lenardic和Moresi, 1999). 在忽略温度影响的情况下, 岩石圈地幔的黏性 η_1 的取值范围设为 $10\sim 1000$.

目前缺少界定拆沉时间的标准或统一算法. 为了定量研究榴辉岩从发生拆沉到拆沉结束的持续时间, 本文定义拆沉开始的时间 t_0 是榴辉岩下地壳组分的10%掉落到 $z=0.9$ 以下的时间; 而拆沉结束的时间 t_1 是榴辉岩下地壳组分的60%掉落到 $z=0.8$ 以下的时间. 大量的数值计算证实, 这样定义的拆沉时间可以很好地描述榴辉岩下地壳的拆沉过程, 依此计算的所有算例的拆沉时间具有高度一致性, 并且与组分演化过程高度一致. 榴辉岩下地壳拆沉持续时间或拆沉时间 t 为

$$t = t_1 - t_0, \quad (4)$$

模型计算采用的是无量纲时间, 根据表1参数, 无量纲时间0.0001相当于1.14Myr.

3 数值结果

尽管岩石圈地幔密度小于下覆地幔密度应处于稳定状态, 但由于榴辉岩下地壳的高密度, 岩石圈地幔在榴辉岩重力作用下, 可以发生拆沉. 图1显示了算例A25的温度场、组分场和黏性场的演化过程. 该算例的岩石圈地幔的黏性 $\eta_1=1000$, 榴辉岩下地壳的黏性 $\eta_2=200$, 组分浮力数 $B_2=1$, 初始时横向长度 $\Delta x=0.4$, 纵向厚度 $\Delta z=0.05$, 即相当于密度为 $3.48\times 10^3\text{ kg m}^{-3}$ 的 $240\text{ km}\times 30\text{ km}$ 范围的榴辉岩体(图1f). 从组分场随着时

间的变化中(图1f~j)可以看到, 榴辉岩下地壳在自身的重力的作用下, 改变自身初始的形状, 形成易于运动水滴模式, 慢慢向下运动. 在向下运动时, 携带其下方的岩石圈地幔一起运动, 进入软流圈. 从图1g可以看到, 此时, 即 $t=0.0478$, 榴辉岩下地壳已经接触并部分超过 $z=0.9$ 处, 这大约相当于有10%掉落到 $z=0.9$ 以下, 接近模型认为的拆沉开始时间. 而在图1i中, $t=0.0902$, 榴辉岩下地壳的大部已掉落超过 $z=0.8$ 处, 这大约相当于60%掉落到 $z=0.8$ 以下, 接近模型定义的拆沉结束时间. 模型的黏性只与组分相关, 黏性场的演化和组分场几乎相同(图1k~o). 同时从温度场的时间变化中可以看到, 由于软流圈黏性很小, 岩石圈下的小尺度对流高度发育(图1a~e), 但除榴辉岩下地壳及其下方岩石圈地幔, 周围岩石圈基本稳定, 并没有发生拆沉(图1f~j).

榴辉岩下地壳的拆沉与榴辉岩下地壳以及岩石圈地幔的物性参数密切相关(Krystopowicz和Currie, 2013; Morency和Doin, 2004). 在本文的模型中, 即主要与岩石圈地幔黏性变化和榴辉岩下地壳的黏性、密度以及榴辉岩下地壳规模大小变化等密切相关. 榴辉岩下地壳的规模用它的纵横向尺度(横向长度 Δx 和纵向厚度 Δz)表示, 模型参数除这两个外, 主要还包括岩石圈地幔的黏性 η_1 , 榴辉岩下地壳的黏性 η_2 、榴辉岩下地壳组分浮力数 B_2 , 为详细探讨各参数的影响, 一共计算了96个算例, 表2给出了其中 Δx 和 Δz 固定不变、即榴辉岩下地壳的规模不变时的66个算例的参数和结果.

从表2中可以看到, 拆沉时间与模型参数密切相关, 随榴辉岩下地壳组分与地幔组分密度差异的减小而增加、且与岩石圈地幔黏性和榴辉岩下地壳黏性正相关(图2). 当岩石圈地幔的黏性 $\eta_1=1000$ 、榴辉岩下地壳的黏性 $\eta_2=1000$, 即使榴辉岩下地壳组分浮力数达到 $B_2=1.5$ 时, 模型榴辉岩下地壳的拆沉时间都比570Myr长(图2). 我们没有计算更大的岩石圈地幔和榴辉岩下地壳的黏性的算例, 就是由于拆沉时间太长, 相当于难以发生拆沉. 从表中可以看到, 减小榴辉岩下地壳黏性可减小拆沉时间, 当 η_2 减小到200、即使 $B_2=1.0$, 模型榴辉岩下地壳的拆沉时间只需465Myr(算例A25); 当 η_2 减小到50、在 $B_2=0.5$ 时, 模型榴辉岩下地壳的拆沉时间也只需558Myr(算例A48). 减小岩石圈地幔黏性对减小拆沉时间的效果更明显, 当 η_1 减小到200, 在 $B_2=0.5$ 时, 模型榴辉岩下地壳的拆沉时间也只需512Myr(算例A51). 通常来说, 太长拆沉时间的模型

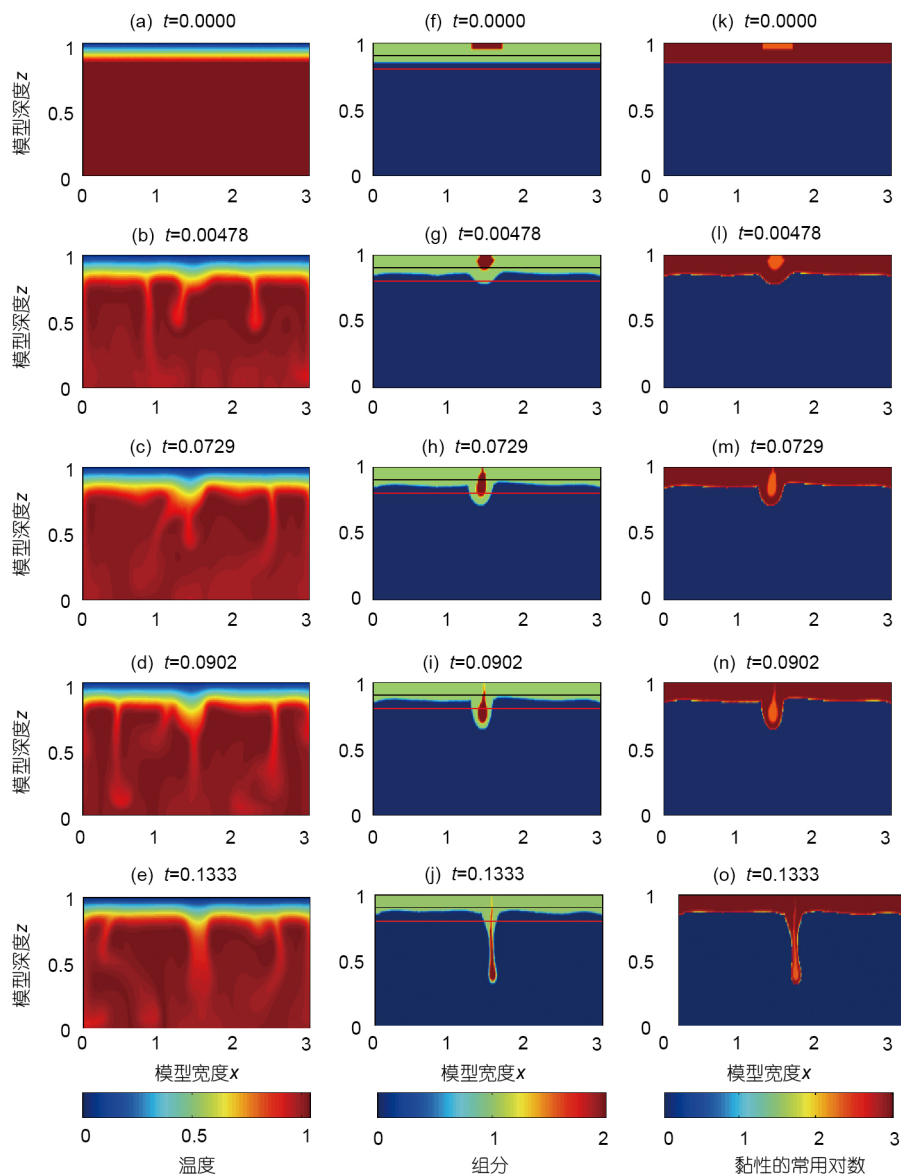


图1 算例A25在不同时间的温度场((a)~(e))、组分场((f)~(j))和黏性场((k)~(o))

图中各量都是无量纲量. 黏性场以黏性值的常用对数值表示. 该算例岩石圈地幔的黏性 $\eta_1=1000$, 榴辉岩下地壳的黏性 $\eta_2=200$, 组分浮力数 $B_2=1$, 初始时横向长度 $\Delta x=0.4$, 纵向厚度 $\Delta z=0.05$. (f)~(j)中红色表示榴辉岩下地壳, 绿色表示岩石圈地幔, 而蓝色代表岩石圈下部的地幔. (f)~(j)中的黑色和红色实线分别给出 $z=0.9$ 和 $z=0.8$ 的位置

和参数并不是我们关注的重点, 如果拆沉时间达到几亿年的量级, 在实际讨论中并无太大意义. 但为讨论拆沉时间与模型参数的规律, 表中包含了许多大数值的拆沉时间. 下面将具体分析各参数的影响.

在榴辉岩下地壳规模不变的情况下, 榴辉岩下地壳拆沉时间主要受榴辉岩下地壳密度(组分浮力数)、黏性变化以及岩石圈地幔黏性变化的影响. 首先讨论

榴辉岩下地壳拆沉时间和榴辉岩下地壳组分浮力数的关系. 图3a给出了拆沉时间随榴辉岩下地壳组分浮力数的变化. 图中, 相同的线型代表岩石圈地幔黏性相同, 相同的形状代表榴辉岩下地壳黏性和岩石圈地幔的黏性比(η_2/η_1)相同. 从图3a可以看到, 对每组给定的岩石圈地幔黏性和榴辉岩下地壳的黏性的算例, 拆沉时间随榴辉岩下地壳组分浮力数的增大而减小.

表 2 模型参数和结果(一)^{a)}

算例	Δx	Δz	B_2	η_1	η_2	t_0	t_1	$t=t_1-t_0$	t^* (Myr)
A1	0.4	0.05	1.5	1000	1000	0.0798	0.1301	0.0503	574.22
A2	0.4	0.05	1.5	1000	250	0.0383	0.0682	0.0299	341.3
A3	0.4	0.05	1.5	1000	200	0.0354	0.0633	0.0279	318.51
A4	0.4	0.05	1.5	1000	50	0.0253	0.0456	0.0203	231.74
A5	0.4	0.05	1.5	800	40	0.0204	0.0360	0.0156	178.1
A6	0.4	0.05	1.5	250	1000	0.0543	0.0767	0.0224	255.7
A7	0.4	0.05	1.5	200	1000	0.0524	0.0731	0.0207	236.31
A8	0.4	0.05	1.5	200	200	0.0149	0.0242	0.0093	106.17
A9	0.4	0.05	1.5	200	50	0.0077	0.0131	0.0054	61.65
A10	0.4	0.05	1.5	200	40	0.0072	0.0121	0.0049	55.9
A11	0.4	0.05	1.5	200	10	0.0053	0.0087	0.0034	38.8
A12	0.4	0.05	1.5	50	1000	0.0411	0.0561	0.0150	171.24
A13	0.4	0.05	1.5	50	250	0.0123	0.0173	0.0050	57.1
A14	0.4	0.05	1.5	50	200	0.0101	0.0145	0.0044	50.23
A15	0.4	0.05	1.5	50	50	0.0038	0.0059	0.0021	23.97
A16	0.4	0.05	1.5	50	10	0.0018	0.0030	0.0012	13.7
A17	0.4	0.05	1.5	40	800	0.0331	0.0446	0.0115	131.3
A18	0.4	0.05	1.5	40	200	0.0097	0.0137	0.0040	45.7
A19	0.4	0.05	1.5	40	10	0.0016	0.0026	0.0010	11.4
A20	0.4	0.05	1.5	10	200	0.0077	0.0107	0.0030	34.2
A21	0.4	0.05	1.5	10	40	0.0020	0.0028	0.0008	9.1
A22	0.4	0.05	1.5	10	10	0.0008	0.0012	0.0004	4.6
A23	0.4	0.05	1	1000	1000	0.1100	0.1808	0.0708	808.25
A24	0.4	0.05	1	1000	250	0.0537	0.0979	0.0442	504.59
A25	0.4	0.05	1	1000	200	0.0494	0.0901	0.0407	464.63
A26	0.4	0.05	1	1000	50	0.0343	0.0634	0.0291	332.21
A27	0.4	0.05	1	800	40	0.0267	0.0501	0.0234	267.13
A28	0.4	0.05	1	250	1000	0.0717	0.1031	0.0314	358.46
A29	0.4	0.05	1	200	1000	0.0678	0.0959	0.0281	320.79
A30	0.4	0.05	1	200	200	0.0201	0.0333	0.0132	150.69
A31	0.4	0.05	1	200	50	0.0101	0.0176	0.0075	85.62
A32	0.4	0.05	1	200	40	0.0094	0.0163	0.0069	78.77
A33	0.4	0.05	1	200	10	0.0068	0.0117	0.0049	55.94
A34	0.4	0.05	1	50	1000	0.0527	0.0716	0.0189	215.76
A35	0.4	0.05	1	50	250	0.0160	0.0231	0.0071	81.05
A36	0.4	0.05	1	50	200	0.0134	0.0193	0.0059	67.35
A37	0.4	0.05	1	50	50	0.0050	0.0078	0.0028	31.96
A38	0.4	0.05	1	50	10	0.0024	0.0040	0.0016	18.26
A39	0.4	0.05	1	40	800	0.0417	0.0574	0.0157	179.23
A40	0.4	0.05	1	40	200	0.0127	0.0181	0.0054	61.65
A41	0.4	0.05	1	40	10	0.0021	0.0034	0.0013	14.84
A42	0.4	0.05	1	10	200	0.0099	0.0136	0.0037	42.24
A43	0.4	0.05	1	10	40	0.0026	0.0036	0.0010	11.42
A44	0.4	0.05	1	10	10	0.0010	0.0016	0.0006	6.85

(续表2)									
算例	Δx	Δz	B_2	η_1	η_2	t_0	t_1	$t=t_1-t_0$	t^* (Myr)
A45	0.4	0.05	0.5	1000	1000	0.1645	0.2801	0.1156	1319.69
A46	0.4	0.05	0.5	1000	250	0.0892	0.1626	0.0734	837.9
A47	0.4	0.05	0.5	1000	200	0.0756	0.1475	0.0719	820.81
A48	0.4	0.05	0.5	1000	50	0.0568	0.1057	0.0489	558.24
A49	0.4	0.05	0.5	800	40	0.0421	0.0834	0.0413	471.5
A50	0.4	0.05	0.5	250	1000	0.1044	0.1525	0.0481	549.1
A51	0.4	0.05	0.5	200	1000	0.0974	0.1423	0.0449	512.58
A52	0.4	0.05	0.5	200	200	0.0331	0.0523	0.0192	219.19
A53	0.4	0.05	0.5	200	50	0.0149	0.0284	0.0135	154.12
A54	0.4	0.05	0.5	200	40	0.0138	0.0254	0.0116	132.4
A55	0.4	0.05	0.5	200	10	0.0098	0.0181	0.0083	94.8
A56	0.4	0.05	0.5	50	1000	0.0741	0.1009	0.0268	305.95
A57	0.4	0.05	0.5	50	250	0.0239	0.0337	0.0098	111.9
A58	0.4	0.05	0.5	50	200	0.0197	0.0289	0.0092	105.03
A59	0.4	0.05	0.5	50	50	0.0072	0.0118	0.0046	52.51
A60	0.4	0.05	0.5	50	10	0.0036	0.0059	0.0023	26.3
A61	0.4	0.05	0.5	40	800	0.0599	0.0819	0.0220	251.2
A62	0.4	0.05	0.5	40	200	0.0186	0.0269	0.0083	94.8
A63	0.4	0.05	0.5	40	10	0.0031	0.0050	0.0019	21.7
A64	0.4	0.05	0.5	10	200	0.0139	0.0194	0.0055	62.8
A65	0.4	0.05	0.5	10	40	0.0036	0.0050	0.0014	16.0
A66	0.4	0.05	0.5	10	10	0.0014	0.0022	0.0008	9.1

a) 表中 t^* 表示持续时间 t 量纲化的时间(后续表格相同)

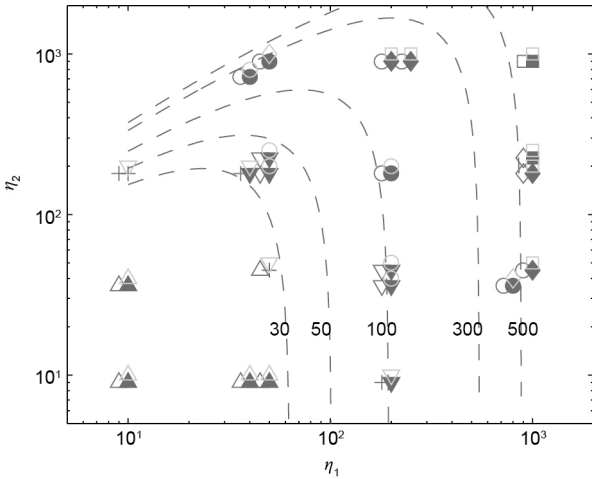


图2 数值模拟拆沉时间 t 与模型参数的关系概略图

图中不同符号代表不同的拆沉时间范围(Δ : $t < 30\text{Myr}$; $\star$: $30 \leq t < 50\text{Myr}$; ∇ : $50 \leq t < 100\text{Myr}$; $\circ$: $100 \leq t < 300\text{Myr}$; $\diamond$: $300 \leq t < 500\text{Myr}$; $\square$: $t > 500\text{Myr}$). 空心细线符号表示 $B_2=0.5$, 实心符号表示 $B_2=1.0$, 空心粗线符号表示 $B_2=1.5$. 具有不同组分浮力数但黏性参数相同的算例略微进行了位置移动以避免完全重合. 图中虚线表示根据模型拟合结果给出的拆沉时间分别为30、50、100、300和500Myr的等值线, 图中包含表2中的所有算例

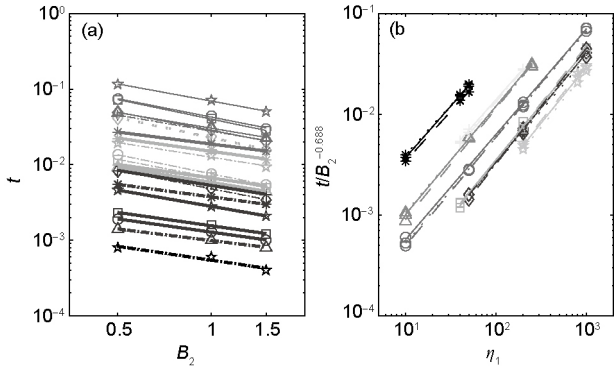


图3 榴辉岩下地壳拆沉时间与榴辉岩下地壳组分浮力数 B_2 (a)和岩石圈地幔黏性 η_1 (b)的关系

模型榴辉岩下地壳的初始规模为: 横向长度 $\Delta x=0.4$, 纵向厚度 $\Delta z=0.05$. 图中黏性比(η_2/η_1)相同的算例用同一种符号表示($\star$ 、 $+$ 、 Δ 、 $\star$ 、 $\circ$ 、 $\square$ 和 $\diamond$ 分别表示黏性比为20、5、4、1、1/4、1/5和1/20). 图(a)中不同线型表示不同的岩石圈黏性(实线、点线、虚线、点划线、粗实线、粗点划线分别表示岩石圈地幔黏性 η_1 为1000、800、250、200、50、40和10). 图(b)中不同线型表示不同的榴辉岩下地壳组分浮力数(点线、实线和虚线分别表示 B_2 为1.5、1.0和0.5)

表2的66个算例中, 共有22组不同岩石圈地幔黏性和榴辉岩下地壳黏性的算例, 尽管每组变化斜率略有不同, 总体趋势基本一致. 通过对数拟合, 22组数据的斜率的平均值为 -0.688 ± 0.113 , 即:

$$t \sim B_2^{-0.688}. \tag{5}$$

其次讨论榴辉岩下地壳拆沉时间和岩石圈地幔黏性的关系. 在进行数据分析时, 我们先对榴辉岩下地壳组分浮力数的影响进行了剔除, 即利用公式(5)的尺度关系归算榴辉岩下地壳拆沉时间, 然后讨论其与岩石圈地幔黏性的关系(图3b). 从图中可以看出, 在榴辉岩下地壳黏性和岩石圈地幔黏性的比值(η_2/η_1)相同时, 榴辉岩下地壳拆沉时间随岩石圈地幔黏性增加而增长. 有意思的是, 所有黏性比相同的曲线几乎重合(图3b). 对数拟合显示, 在黏性比一定的情况下, 22组数据的斜率平均值为 1.066 ± 0.045 , 即

$$t/B_2^{-0.688} \sim \eta_1^{1.066}. \tag{6}$$

在进一步讨论拆沉时间和黏性比的关系前, 我们先来探讨一下, 拆沉时间和榴辉岩下地壳规模的关系. 由于榴辉岩下地壳拆沉前会改变形状(图1), 一个简单的推测是, 拆沉时间与榴辉岩岩体的长宽比关系不大, 但其体积或二维模型中的面积, 即 $s=\Delta z\times\Delta x$ 相关. 为检验这个推测, 我们这里首先另计算3组算例, 和原来的每组面积为 0.4×0.05 不同, 这里分别采用 0.33×0.06 、 0.29×0.07 和 0.25×0.08 , 即不改变面积, 仅改变矩形长宽比. 从表3中可以看出, 对不同黏性和浮力数算例, 只要保持面积不变, 不同长宽比对拆沉时间的影响很小. 图4a给出表3以及表2中的算例A23、A30、A37和A44的结果比较. 图中清楚地显示, 拆沉时间与长宽比关系不大.

拆沉时间和榴辉岩岩体的长宽比关系不大, 那与其面积又是什么关系呢? 为探索这种关系, 我们在表2的基础上又另计算了22个算例. 算例参数和结果见表4. 表2结果的榴辉岩岩体截面面积为0.01, 这里两组算

表3 模型参数和结果(二)

算例	Δx	Δz	B_2	η_1	η_2	t_0	t_1	$t=t_1-t_0$	$t^*(\text{Myr})$
B1	0.33	0.06	1	200	200	0.0113	0.0232	0.0119	135.8
B2	0.33	0.06	1	50	50	0.0029	0.0056	0.0027	30.8
C1	0.29	0.07	1	200	200	0.0069	0.0182	0.0113	129.0
C2	0.29	0.07	1	50	50	0.0017	0.0045	0.0028	32.0
D1	0.25	0.08	1	1000	1000	0.0200	0.0803	0.0603	688.4
D2	0.25	0.08	1	200	200	0.0043	0.0151	0.0108	123.3
D3	0.25	0.08	1	50	50	0.0011	0.0037	0.0026	29.7
D4	0.25	0.08	1	10	10	0.0002	0.0007	0.0005	5.7

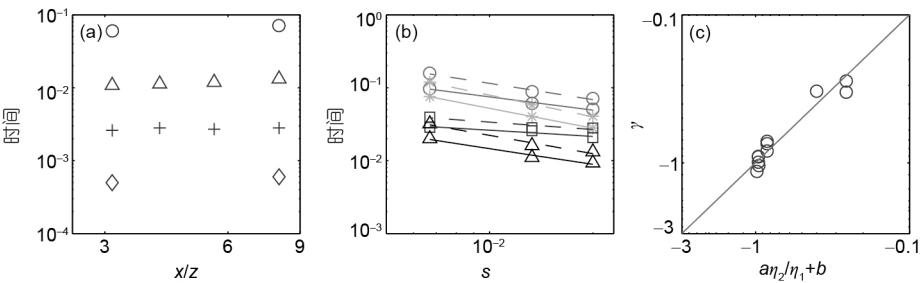


图4 榴辉岩下地壳拆沉时间与其规模的关系

(a) 榴辉岩下地壳组分规模(面积)相同时, 其拆沉时间与长宽比($\Delta x/\Delta z$)的关系. 图中不同符号表示不同黏性($\circ$ 、 Δ 、 $+$ 和 $\diamond$ 分别表示岩石圈地幔黏性 η_1 为1000、200、50和10). 该组算例榴辉岩下地壳组分的浮力数 $B_2=1.0$, 其黏性与岩石圈地幔的黏性比值为1. (b) 榴辉岩下地壳拆沉时间与其规模 s 的关系. 图中不同线型表示不同的组分浮力数(实线: $B_2=1.5$, 虚线: $B_2=1.0$), 不同符号表示不同的黏性取值($\circ$: $\eta_1=1000$ 、 $\eta_2=1000$; Δ : $\eta_1=200$ 、 $\eta_2=200$; $*$: $\eta_1=1000$ 、 $\eta_2=200$; $\square$: $\eta_1=200$ 、 $\eta_2=1000$). (c) 幂指数 γ 与黏性比 η_2/η_1 的线性拟合结果, 其中 $a=0.1451$, $b=-0.9831$ 是通过最小二乘法得到的拟合系数, 拟合均方根误差为0.0925, 拟合 R -square为0.9163

表 4 模型参数和结果(三)

算例	Δx	Δz	B_2	η_1	η_2	t_0	t_1	$t=t_1-t_0$	t^* (Myr)
E1	0.27	0.05	1.5	1000	200	0.0298	0.0700	0.0402	458.9
E2	0.27	0.05	1.5	200	1000	0.0405	0.0662	0.0257	293.4
E3	0.27	0.05	1.5	200	200	0.0127	0.0238	0.0111	126.7
E4	0.27	0.05	1.5	200	40	0.0062	0.0130	0.0068	77.6
E5	0.27	0.05	1	1000	1000	0.0874	0.1762	0.0888	1013.7
E6	0.27	0.05	1	1000	200	0.0408	0.0989	0.0581	663.3
E7	0.27	0.05	1	1000	50	0.0309	0.0771	0.0462	527.4
E8	0.27	0.05	1	200	1000	0.0571	0.0855	0.0384	324.2
E9	0.27	0.05	1	200	200	0.0163	0.0324	0.0161	183.8
E10	0.27	0.05	1	200	50	0.0085	0.0187	0.0102	116.4
E11	0.27	0.05	1	50	200	0.0114	0.0174	0.006	68.5
F1	0.13	0.05	1.5	1000	200	0.0348	0.1102	0.0754	860.8
F2	0.13	0.05	1.5	200	1000	0.0406	0.0692	0.0286	326.5
F3	0.13	0.05	1.5	200	200	0.0128	0.0328	0.0200	228.3
F4	0.13	0.05	1.5	200	40	0.0070	0.0201	0.0131	149.5
F5	0.13	0.05	1	1000	1000	0.0917	0.2490	0.1573	1795.7
F6	0.13	0.05	1	1000	200	0.0473	0.1662	0.1189	1357.4
F7	0.13	0.05	1	1000	50	0.0364	0.1375	0.1011	1154.2
F8	0.13	0.05	1	200	1000	0.0524	0.0921	0.0397	453.2
F9	0.13	0.05	1	200	200	0.0159	0.0480	0.0321	366.4
F10	0.13	0.05	1	200	50	0.0093	0.0323	0.023	262.6
F11	0.13	0.05	1	50	200	0.0104	0.0187	0.0083	94.8

例的面积分别为0.0135和0.0065.

总的来说, 拆沉时间随 s 增大而减小, 亦即, 榴辉岩下地壳规模越大拆沉速率越大. 但进一步分析显示, 拆沉时间随 s 变化的速率与榴辉岩下地壳和岩石圈地幔的黏性比密切相关. 图4b给出了不同黏性、不同浮力数和不同黏性比的8个算例. 在黏性比等于1时, 尽管其黏性不同, 浮力数不同(图4b, ○: $\eta_1=1000$ 、 $\eta_2=1000$; △: $\eta_1=200$ 、 $\eta_2=200$; 实线: $B_2=1.5$, 虚线: $B_2=1.0$), 但幂指数函数拟合的幂指数基本一致, 分别约为-0.6064、-0.7166、-0.7408和-0.8327, 这说明在黏性比给定时, 浮力数和黏性的影响很小. 但当黏性比发生变化时, 如 $\eta_2/\eta_1=0.2$ (图4b, *; $\eta_1=1000$ 、 $\eta_2=200$)或 $\eta_2/\eta_1=5$ (图4b, □; $\eta_1=200$ 、 $\eta_2=1000$), 幂指数函数拟合的幂指数也发生变化, 对应的幂指数分别为-0.9099和-0.9869($\eta_2/\eta_1=0.2$); -0.2811和-0.3339($\eta_2/\eta_1=5$), 这时的浮力数影响也很小

(图4b). 在表2和表4中一共可找到11组黏性比相同, 黏性和组分浮力数等不同的算例, 都采用幂指数关系拟合拆沉时间和 s 的关系, 即假定

$$t \sim s^{\gamma}. \quad (7)$$

拟合结果显示幂指数 γ 随黏性比的增加而增加. 进一步分析显示, 幂指数 γ 与榴辉岩下地壳黏性和岩石圈地幔的黏性的比值 η_2/η_1 的近似可用线性函数表示, 即

$$\gamma = 0.1451 \frac{\eta_2}{\eta_1} - 0.9831. \quad (8)$$

幂指数 γ (8)式拟合结果的比较如图4c所示, 二者高度一致.

从上面的分析中可以看到, 拆沉时间与榴辉岩下地壳规模即 s 的变化关系与黏性比密切相关, 实际上, 在 s 固定不变时, 拆沉时间与黏性比本身也密切相关

(图3b). 根据前面的分析, 我们得到, 在 s 固定不变时:

$$t \sim \eta_1^{1.066} B_2^{-0.688}. \quad (9)$$

结合(7)和(8)式, 在 s 发生变化时, 我们可假定:

$$t \sim A(\eta_2/\eta_1) \eta_1^{1.066} B_2^{-0.688} s^{0.1451\eta_2/\eta_1 - 0.9831}, \quad (10)$$

其中 $A(\eta_2/\eta_1)$ 表示在给定 s 情况下, 拆沉时间与榴辉岩下地壳和岩石圈地幔的黏性比的关系. 图5a给出了 $A(\eta_2/\eta_1)$ 与 η_2/η_1 的关系.

从图中可以看出, A 随榴辉岩下地壳和岩石圈地幔的黏性比 η_2/η_1 的增大而增大(图5a). 在半对数坐标系中, 它们基本成线性关系, 即 $\log A \sim c\eta_2/\eta_1$. 图5a中包含了表2、表3和表4的所有数据. 可以看到对给定的 η_2/η_1 , 不同 B_2 、 s 以及 η_1 的算例的 A 值基本相同, 这说明榴辉岩下地壳和岩石圈地幔的黏性比 η_2/η_1 相同时, 榴辉岩下地壳组分浮力数 B_2 、总规模 s 以及岩石圈地幔黏性 η_1 的变化对 A 的影响很小. 亦即(10)式较好地刻画了拆沉时间与浮力数 B_2 、总规模 s 以及岩石圈地幔黏性 η_1 的变化对 A 的关系. 从图5a可以看到, $\log A$ 和 η_2/η_1 的线性关系不是特别好, 但为简化估算公式的复杂程度, 我们仍采用线性拟合. 拟合得 $c=0.6953$, 即

$$A \sim \exp(0.6953\eta_2/\eta_1). \quad (11)$$

结合(10)式, 可得拆沉时间和模型参数的变化规律:

$$t = A_0 \exp(0.6953\eta_2/\eta_1) \eta_1^{1.066} B_2^{-0.688} s^{0.1451\eta_2/\eta_1 - 0.9831}. \quad (12)$$

根据所有数值模型结果(表2~4), 可得 $A_0=7.3005 \pm 2.7559 \times 10^{-7}$, 最后得到拟合公式:

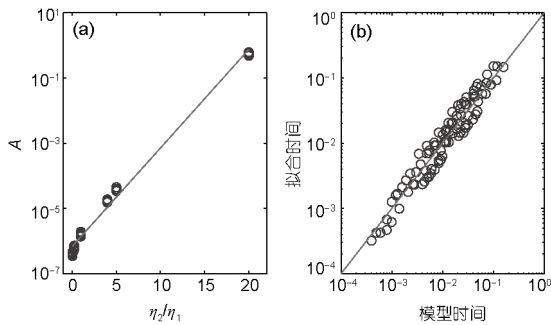


图5 数据拟合分析结果

(a) A 值与黏性比(η_2/η_1)的关系; (b) 数值模型结果和拟合结果的比较

$$t = (7.3005 \pm 2.7559) \times 10^{-7} \exp(0.6953\eta_2/\eta_1) \times \eta_1^{1.066} B_2^{-0.688} s^{0.1451\eta_2/\eta_1 - 0.9831}. \quad (13)$$

图5b显示了利用(13)式计算的拆沉时间和数值模型计算得到的时间之间的关系. 从图5b可以看到拟合公式与模型结果存在一定偏差, 中误差约30%, 最大差别可达100%. 主要差别来源于图5a显示的 $\log A$ 和 η_2/η_1 的非完全线性关系. 但(13)式总体上很好地给出了榴辉岩下地壳拆沉时间随着榴辉岩下地壳密度(组分浮力数)、黏性、规模大小变化以及岩石圈地幔的黏性变化的关系.

4 讨论和结论

4.1 和Stokes公式的比较

Stokes公式给出了一个球形黏性球体在另一个黏性流体中运动速度的关系式(Turcotte和Schubert, 2002), 即:

$$U \sim \Delta\rho_s R^2 / \eta_f, \quad (14)$$

其中, R 是球形物体的半径, $\Delta\rho_s$ 分别是球形物体与周围流体的密度差, η_f 是周围流体的黏性. Stokes公式给出球形黏性球体运动速度的估算, 因而也可用以估算球形黏性球体的拆沉时间. 但由于不同黏性的流体相互运动时, 难以保持球形形状(Whitehead和Luther, 1975), 式(13)也只是一个特例情况. 根据Whitehead等的研究, 一个小体积的黏性流体(流体1)在另一黏性流体(流体2)内运动时, 根据流体1和流体2之间黏性比的不同, 其结构形态也不相同(Whitehead和Luther, 1975). 流体1和流体2的黏性比越小, 流体1的形态越接近于圆形(球形)(Whitehead等, 1975). 这表明, 式(13)适用于两种流体差别比较大的情况. 应用于本文的模型中, 流体1相当于榴辉岩下地壳(黏性 η_2), 流体2相当于岩石圈地幔(黏性 η_1). 当 $\eta_2/\eta_1 \ll 1$ (即很小时), 式(12)可近似为

$$t \sim \eta_1^{1.066} B_2^{-0.688} s^{-0.9831}. \quad (15)$$

因为拆沉时间与流动速度成反比, 因此(14)式和(15)式之间除浮力数的幂指数略有差别外, 它们在黏性和大小上的关系基本一致. 但应该注意的是, 由于榴辉岩下地壳在拆沉时, 开始阶段密度和黏性差异是

榴辉岩下地壳和岩石圈地幔的差异, 而后面阶段则是榴辉岩下地壳和软流圈地幔的差异, 这种差异也会使得(15)式与(14)式存在差别。

4.2 应用讨论

在大多数情况下, 我们难以知道榴辉岩下地壳拆沉的时间。但Li等对大别山地区的研究显示, 加厚榴辉岩下地壳存在的时间大约在145~130Ma, 这一时期的部分熔融产生埃达克岩; 130Ma时, 加厚下地壳拆沉, 其后产生铁镁质和花岗质岩浆侵入(Li等, 2013)。因此, 这一加厚下地壳的拆沉过程可能只花了5~15Myr, 与造山带岩石圈拆沉时间基本相当(Molnar等, 1998)。如果这个过程由加厚下地壳主导, 而不是岩石圈地幔主导, 那么需要多大规模的榴辉岩, 并且在什么条件下榴辉岩下地壳可以在5~15Myr拆沉呢?

根据(13)式我们可以估算榴辉岩下地壳拆沉时间与各个参数的关系。首先我们看看榴辉岩下地壳规模的影响。考虑到下地壳一般比岩石圈地幔弱(Burgmann和Dresen, 2008), 且弱的榴辉岩下地壳才易于拆沉(Krystopowicz和Currie, 2013), 这里假定榴辉岩下地壳的黏性不会比岩石圈地幔的黏性大6倍。从(13)式可以看到, 榴辉岩下地壳拆沉时间随 s 增大而减小; 减小的速率随 η_2/η_1 的减小而增加。但黏性变化造成的拆沉时间与 s 关系的幂指变化极值接近-1, 即规模减小为一半, 时间增加不会超过1倍。例如, 假定榴辉岩下地壳黏性($\eta_2=50$)比岩石圈地幔黏性($\eta_1=200$)小4倍, 在榴辉岩下地壳密度比地幔密度高2.4%(即 $B_2=1$)时, 240km×30km规模(即 $\Delta x=0.4$, $\Delta z=0.05$)的榴辉岩下地壳, 根据(13)式, 拆沉时间为114.3Myr; 而120km×30km规模(即 $x=0.2$, $z=0.05$)的榴辉岩下地壳, 拆沉时间为220.3Myr。

从(13)式可以看到, 榴辉岩下地壳拆沉时间随榴辉岩下地壳与地幔的密度差异(B_2)的增大而减小, 密度差异增加2倍, 时间减小约一半。例如, 假设增厚的榴辉岩化的下地壳规模大小为240km×30km(即 $\Delta x=0.4$, $\Delta z=0.05$), 榴辉岩下地壳黏性($\eta_2=50$)比岩石圈地幔黏性($\eta_1=200$)小4倍, 当榴辉岩下地壳密度比地幔密度高1.2%(即 $B_2=0.5$)时, 根据(13)式榴辉岩下地壳拆沉时间是184.0Myr; 而当榴辉岩下地壳密度比地幔密度高3.6%(即 $B_2=1.5$)时, 榴辉岩下地壳拆沉时间是86.5Myr。

岩石圈地幔和榴辉岩下地壳的黏性对拆沉时间

的影响由于受榴辉岩下地壳规模的影响, 情况略为复杂。但总体来说, 岩石圈地幔黏性(η_1)的影响比榴辉岩下地壳黏性(η_2)的影响显著。例如, 假定榴辉岩化的下地壳规模大小为240km×30km(即 $\Delta x=0.4$, $\Delta z=0.05$), 榴辉岩下地壳密度比地幔密度高2.4%(即 $B_2=1.0$)。取岩石圈地幔黏性 $\eta_1=200$, 当榴辉岩下地壳的黏性 $\eta_2=1000$ 、200、40时, 根据(13)式拆沉时间分别为207.6、125.7和113.5Myr; 但当取榴辉岩下地壳的黏性 $\eta_2=200$ 时, 岩石圈地幔黏性 $\eta_1=1000$ 、200、40对应的拆沉时间分别为631.2、125.7和37.7Myr。这说明降低岩石圈地幔的黏性比降低榴辉岩下地壳的黏性能更有效地缩短拆沉时间。总体来说, 壳幔黏性以及拆沉块体与地幔之间的密度差异直接决定了拆沉过程发生的难易程度和拆沉速度。在俯冲碰撞过程中, 流体-熔体活动显著, 岩石圈地幔以及下地壳更容易弱化(李忠海等, 2015), 因而俯冲碰撞造山带比较容易发生拆沉。

秦岭-大别是近东西向的山系, 利用近南北向的二维模型可在一定程度进行估算。假定榴辉岩化的下地壳横向尺度为240km, 厚度为30km, 榴辉岩下地壳的密度比地幔高2.4%(即 $3.48 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), 假定大别造山带岩石圈地幔的黏性比地幔高200倍($2 \times 10^{22} \text{ Pa s}$), 榴辉岩下地壳的黏性比地幔高50倍($5 \times 10^{21} \text{ Pa s}$), 根据(13)式, 榴辉岩下地壳的拆沉的时间约114.3Myr。这个时间明显比5~15Ma长很多。从上面的讨论知道, 减小拆沉时间可以通过增大榴辉岩下地壳规模和减小榴辉岩下地壳黏性以及岩石圈地幔的黏性等获得。如果单纯将榴辉岩下地壳的黏性从 $5 \times 10^{21} \text{ Pa s}$ 减小为 $1 \times 10^{21} \text{ Pa s}$, 拆沉时间将减小为约111.4Myr; 单纯将榴辉岩下地壳的规模从240km×30km增加为360km×50km, 拆沉时间将减小为约47.4Myr。如果在将榴辉岩下地壳的黏性从 $5 \times 10^{21} \text{ Pa s}$ 减小为 $1 \times 10^{21} \text{ Pa s}$ 的同时将榴辉岩下地壳的规模从240km×30km增加为360km×50km, 拆沉时间将减小为约45.6Myr。然而单纯将岩石圈地幔的黏性从 $2 \times 10^{22} \text{ Pa s}$ 减小为 $2 \times 10^{21} \text{ Pa s}$, 规模仍为240km×30km的榴辉岩下地壳的拆沉时间就可减小为约13.1Myr。

从上面的讨论可以看到, 尽管榴辉岩下地壳的黏性的减小将加速下地壳的拆沉, 这与早前研究一致(Krystopowicz和Currie, 2013), 但岩石圈地幔的黏性对下地壳拆沉具有重要影响。事实上, 如果岩石圈地幔的黏性可以减小到 $2 \times 10^{21} \text{ Pa s}$, 则即使较小规模的榴辉岩下地壳, 如60km×30km, 根据(13)式, 榴辉岩下地壳

(密度 $3.48 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; 黏性 $5 \times 10^{21} \text{ Pa s}$)的拆沉时间也只需大约17.8Myr. 这说明根据地球化学推测的大别山造山带下地壳拆沉模型是可能的(Li等, 2013), 即在碰撞造山后期, 尽管俯冲岩石圈已经完成拆离, 但由于加厚下地壳榴辉岩化的影响, 岩石圈可以发生二次拆沉. 在143~131Ma的秦岭大别造山带, 处于碰撞汇聚后期, 熔体-流体活动不如早期强烈, 但俯冲岩石圈拆离会导致地幔热物质上涌(Li等, 2013). 上涌物质带来的热不但可促使下地壳榴辉岩化, 也会增强流体-熔体活动, 减小壳幔黏性, 从而导致榴辉岩下地壳快速拆沉. 我们的研究结果也显示, 对克拉通区域, 如华北克拉通, 如果在俯冲和水化作用下克拉通岩石圈黏性减小, 则榴辉岩下地壳可以和其下的岩石圈地幔一起发生拆沉(Gao等, 2008, 2004; 高山等, 1999; 朱日祥等, 2011, 2012).

4.3 结论

本文利用二维有限元数值模拟的方法, 定量研究了在重力稳定的岩石圈地幔情况下, 下地壳榴辉岩化造成其发生拆沉的过程, 以及岩石圈地幔的黏性(η_1)、榴辉岩下地壳的规模 s (或 x, z)、密度(B_2)以及黏性(η_2), 对榴辉岩下地壳拆沉时间的影响, 结果显示: 当榴辉岩化的下地壳密度足够大, 而岩石圈地幔的黏性足够小时, 下地壳的榴辉岩化可引起下地壳拆沉.

榴辉岩下地壳的拆沉时间与岩石圈地幔的黏性、榴辉岩下地壳的规模、黏性以及密度相关. 总体来说, 岩石圈地幔的黏性和下地壳榴辉岩的黏性越大, 拆沉时间越长; 榴辉岩下地壳的规模和密度越大, 拆沉时间越短. 具体的关系为 $t = 7.3005 \times 10^{-7} \exp(0.6953 \eta_2 / \eta_1) \eta_1^{1.066} B_2^{-0.688} s^{0.1451 \eta_2 / \eta_1 - 0.9831}$.

对于大别山地区, 如果岩石圈地幔的黏性只有 $2 \times 10^{21} \text{ Pa s}$, 榴辉岩下地壳的规模超过 $60 \text{ km} \times 30 \text{ km}$, 其拆沉时间就可小于18Myr.

参考文献

- 高山, 张本仁, 金振民, Kern H. 1999. 秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用. 中国科学D辑: 地球科学, 29: 532–541
- 李曙光. 2004. 大别山超高压变质岩折返机制与华北-华南陆块碰撞过程. 地学前缘, 11: 63–70
- 李忠海, 刘明启, Gerya T. 2015. 俯冲隧道中物质运移和流体-熔体活动的动力学数值模拟. 中国科学: 地球科学, 45: 881–899
- 刘琼林, 王椿镛, 姚志祥, 常利军, 楼海. 2011. 华北克拉通中西部地区地壳厚度与波速比研究. 地球物理学报, 54: 2213–2224
- 乔彦超, 郭子祺, 石耀霖. 2012. 数值模拟华北克拉通岩石圈减薄的一种可能机制——下地壳榴辉岩重力失稳引起的拆沉. 地球物理学报, 55: 4249–4256
- 王洪亮, 白武明, 王青平. 2011. 大陆造山带岩石圈拆沉过程的数值模拟. 地球物理学报, 54: 2851–2863
- 危自根, 储日升, 陈凌. 2015. 华北克拉通地壳结构区域差异的接收函数研究. 中国科学: 地球科学, 45: 1504–1514
- 张旗, 金惟俊, 王元龙, 李承东, 王焰, 贾秀勤. 2006. 大陆下地壳拆沉模式初探. 岩石学报, 22: 265–276
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159
- Arndt N T, Goldstein S L. 1989. An open boundary between lower continental crust and mantle: Its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161: 201–212
- Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J Geophys Res*, 83: 4975–4987
- Burgmann R, Dresen G. 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 36: 531–567, doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124326
- Ducea M, Saleeby J. 1998. A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada, California. *Int Geol Rev*, 40: 78–93
- Gao S, Luo T C, Zhang B R, Zhang H F, Han Y, Zhao Z D, Hu Y K. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 1959–1975
- Gao S, Rudnick R L, Xu W L, Yuan H L, Liu Y S, Walker R J, Puchtel I S, Liu X, Huang H, Wang X R, Yang J. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 270: 41–53
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897
- He Y, Li S, Hoefs J, Huang F, Liu S A, Hou Z. 2011. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen: New evidence for partial melting of a thickened continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 3815–3838
- Houseman G A, McKenzie D P, Molnar P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J Geophys Res*, 86: 6115–6132
- Houseman G A, Molnar P. 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of

- continental lithosphere. *Geophys J Int*, 128: 125–150
- Huang J, Zhong S, van Hunen J. 2003. Controls on sublithospheric small-scale convection. *J Geophys Res*, 108: 2405
- Jagoutz O, Behn M D. 2013. Foundering of lower island-arc crust as an explanation for the origin of the continental Moho. *Nature*, 504: 131–134
- Jagoutz O, Schmidt M W. 2012. The formation and bulk composition of modern juvenile continental crust: The Kohistan arc. *Chem Geol*, 298–299: 79–96
- Jagoutz O, Schmidt M W. 2013. The composition of the foundered complement to the continental crust and a re-evaluation of fluxes in arcs. *Earth Planet Sci Lett*, 371–372: 177–190
- Jull M, Kelemen P B. 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *J Geophys Res*, 106: 6423–6446
- Kay R W, Mahlburg Kay S. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189
- Krystopowicz N J, Currie C A. 2013. Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 361: 195–207
- Kukkonen I T, Kuusisto M, Lehtonen M, Peltonen P. 2008. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust–mantle boundary in the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics*, 457: 111–127
- Lenardic A, Moresi L N. 1999. Some thoughts on the stability of cratonic lithosphere: Effects of buoyancy and viscosity. *J Geophys Res*, 104: 12747–12758
- Li S G, He Y S, Wang S J. 2013. Process and mechanism of mountain-root removal of the Dabie Orogen—Constraints from geochronology and geochemistry of post-collisional igneous rocks. *Chin Sci Bull*, 58: 4411–4417
- Lustrino M. 2005. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Sci Rev*, 72: 21–38
- Molnar P, Houseman G A, Conrad C P. 1998. Rayleigh-Taylor instability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere: Effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and of horizontal shortening of the layer. *Geophys J Int*, 133: 568–584
- Morency C, Doin M P. 2004. Numerical simulations of the mantle lithosphere delamination. *J Geophys Res*, 109: B03410
- Moresi L N, Solomatov V S. 1995. Numerical investigation of 2D convection with extremely large viscosity variations. *Phys Fluids*, 7: 2154–2162
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev Geophys*, 33: 267–309
- Schott B, Schmeling H. 1998. Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, 296: 225–247
- Seber D, Barazangi M, Ibenbrahim A, Demnati A. 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif–Betic mountains. *Nature*, 379: 785–790
- Turcotte D L, Schubert G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press. 456
- Whitehead J J A, Luther D S. 1975. Dynamics of laboratory diapir and plume models. *J Geophys Res*, 80: 705–717
- Windley B F. 1995. *The Evolving Continents*. New York: John Wiley & Sons. 526
- Wu F, Walker R J, Ren X, Sun D, Zhou X. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chem Geol*, 196: 107–129
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, Wang Q, Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111–1114
- Xu W, Gao S, Wang Q, Wang D, Liu Y. 2006. Mesozoic crustal thickening of the eastern North China craton: Evidence from eclogite xenoliths and petrologic implications. *Geology*, 34: 721–724
- Zhang J, Green H W. 2007. Experimental investigation of eclogite rheology and its fabrics at high temperature and pressure. *J Metamorph Geol*, 25: 97–115
- Zheng T, Chen L, Zhao L, Xu W, Zhu R. 2006. Crust–mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 43–58
- Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. 2008. Insight into the geodynamics of cratonic reactivation from seismic analysis of the crust–mantle boundary. *Geophys Res Lett*, 35: L08303
- Zhong S, Zuber M T, Moresi L, Gurnis M. 2000. Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. *J Geophys Res*, 105: 11063–11082