

大洋岩石圈拆沉与大陆下地壳拆沉:不同的机制及意义 ——兼评“下地壳+岩石圈地幔拆沉模式”^{*}

张旗¹ 金惟俊¹ 王元龙¹ 李承东² 王焰³ 贾秀勤⁴

ZHANQ Qi¹, JIN WeiJun¹, WANG YuanLong¹, LI ChengDong², WANG Yan³ and JIA XiuQin⁴

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170

3. 香港大学地球科学系, 中国香港

4. 中国科学院高能物理研究所, 北京 100039

1. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China

3. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong, China

4. Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2006-08-17 收稿, 2006-11-14 改回.

Zhang Q, Jin WJ, Wang YL, Li CD, Wang Y and Jia XQ. 2006. Ocean lithosphere delamination and the lower crust delamination: the different mechanism and geological implication; Comment on the delamination model of lower crust and lithosphere mantle. *Acta Petrologica Sinica*, 22(11):2631–2638

Abstract Delamination is an important scientific problem in earth science. The author thinks that the ocean lithosphere delamination(OLD) is different from the continental lower crustal delamination(CLCD) in the paper: (1) The different delamination material. The material from OLD includes the ocean crust, the lithosphere mantle even a part of asthenosphere mantle, which sink into the deep mantle together, while CLCD is occurred on the crustal bottom, does not include the lithosphere mantle. (2) The different delamination mechanism. The OLD is caused by plate subduction resulted from the mantle convection, and is an active fast delamination. And CLCD is caused by the crust thickening to increase the crust's density, and require the underlying lithosphere mantle to change from rigidity into plasticity. CLCD may happen by overcoming a lot of obstruction, and is a slow passive processing. (3) The different delamination processing. OLD is triggered by plate subduction which results in collision. The ocean lithosphere is break from the root, and sinks into the mantle. But CLCD is initiated by the crust thickening to change lower crust into the eclogite, and makes the lithosphere mantle thin until it is changed into the asthenosphere totally. The partial melt has taken place in the lower crust to form the extensive (adakite) magma. The delamination is occurred because the eclogite's density in the lower crust is greater than that of the underlying mantle. CLCD is unlikely carried on a whole, may eroded to delaminate piece by piece. (4) The different consequence. OLD caused the hot asthenosphere upwelling, thus result in a series of geological consequence; such as magma activity, the crust uplift, tectonics relaxation and orogenic collapse etc.. While CLCD only causes the lower crust thinning and collapse of plateau and/or mountains, does not occur the extensive magma activity and the crust uplift etc.. (5) The different relation between the magma activity and delamination. The active delamination causes the extensive magma activity, and passive delamination is based on the extensive magma activity. Besides we are also discuss on "lower crust + lithosphere mantle delamination" model in the article, and point out that the model is difficult to understand and much inferences, and does not fit to geological data now.

Key words Ocean lithosphere, Continental lower crust, Delamination, Mechanism, Magmatism

摘 要 拆沉作用(delamination)是地球科学中一个重要的科学问题。本文认为,大洋岩石圈拆沉和大陆下地壳拆沉是不一样的:(1)拆沉的物质不同。大洋岩石圈拆沉的物质包括大洋地壳、岩石圈地幔甚至一部分软流圈地幔,它们共同进入地幔深部;而大陆下地壳拆沉仅仅限制在下地壳,不包括岩石圈地幔。(2)拆沉的动力不同。大洋岩石圈拆沉是由板块俯冲引起

^{*} 中国科学院知识创新工程基金(KZCX 1-07 和 KZCX2-SW-119)资助的项目。

第一作者简介:张旗,男,1937年生,研究员,岩石学和地球化学专业,E-mail:zhangqi@mail.igcas.ac.cn

的,是地幔对流的产物,因此是一种快速的主动的拆沉;而下地壳拆沉是由于下地壳加厚使下地壳密度增加引起的,还要求其下刚性的岩石圈地幔转变成塑性的软流圈地幔才有可能发生。因此下地壳拆沉要克服许多阻力才能实现,使拆沉成为一个漫长的过程,是慢速和被动的拆沉。(3)拆沉的过程不同。大洋岩石圈拆沉是由板块俯冲触发的,俯冲导致碰撞,大洋岩石圈从根部断裂,拆沉进入地幔。大陆下地壳拆沉由地壳加厚开始,使下地壳转变为榴辉岩相;随后,岩石圈地幔减薄,直至全部转化为软流圈地幔;下地壳发生部分熔融,形成大规模的(埃达克质)岩浆,使下地壳榴辉岩的密度大于下伏的地幔,从而引发拆沉。大陆下地壳拆沉不大可能是整体进行的,可能是一块一块地被蚕食、被拆沉的。(4)拆沉后的效应不同。大洋岩石圈地幔拆沉,使热的软流圈地幔上涌,从而引发了一系列地质效应:如岩浆活动、地壳抬升、构造松弛以及随后的造山带垮塌等。而下地壳拆沉只引起地壳减薄,高原和山脉垮塌,并不伴有大规模的岩浆活动和地壳抬升等过程。(5)拆沉与岩浆活动的关系不同。主动拆沉导致大规模岩浆活动,而被动拆沉是在大规模岩浆活动的基础上开始的。此外,文中还对“下地壳+岩石圈地幔拆沉”模式提出了质疑,认为该模式有许多难以理解的问题和太多推测的成分,而且与现在保存的地质事实不符。

关键词 大洋岩石圈; 大陆下地壳; 拆沉作用; 机制; 岩浆活动

中图法分类号 P541

1 引言

拆沉作用(delamination)是地球科学中最令人难以捉摸的问题之一。拆沉作用的概念最初是由Bird(1978, 1979)提出来的,他在讨论喜马拉雅造山带花岗岩浆作用、变质作用和伴随的隆升作用机制以及科罗拉多高原岩浆作用的机制时,用拆沉作用引起的软流圈上升至地壳底部带来的热来解释。拆沉作用导致下地壳和岩石圈地幔下沉,软流圈上涌至壳一幔边界,使下地壳、岩石圈地幔和软流圈三者发生物质交换,引起岩浆作用、山脉隆升、伸展、垮塌,形成拗陷盆地,并最终使大陆地壳向长英质方向演化,产生与其它行星不同的、独一无二的中性安山质或英云闪长质成分(Bird, 1978, 1979; Gao *et al.*, 1998; Wu *et al.*, 2003)。

本文认为,拆沉作用至少可以分为两类:一类为大洋岩石圈拆沉,与板块俯冲有关;另一类为大陆下地壳拆沉,与板块俯冲无关。大洋岩石圈拆沉作用和下部陆壳拆沉作用的机制是不一样的,所引发的地质效应也不同。许多人认为,拆沉作用必然导致软流圈上升,加热地壳,使之发生部分熔融,形成大量的岩浆。作者认为,这种作用主要限制在大洋岩石圈拆沉。许多人在讨论下地壳拆沉时,往往喜欢讨论岩石圈拆沉,认为是下地壳连同其下的岩石圈地幔一道拆沉进入软流圈(邓晋福等,1994,2003; Rudnick and Fountain, 1995; 高山和金振民,1997; 高山等,1998; Gao *et al.*, 1998, 2002; Deng *et al.*, 2004; 吴福元和孙德有,1999; 徐义刚,1999,2004; 吴福元等,2000,2004; Jull and Kelemen, 2001; Xu *et al.*, 2002; Wu *et al.*, 2003; 许文良等,2004; Lustrino, 2005),有人则只谈岩石圈拆沉而不考虑下地壳拆沉。本文认为,下地壳是由于有大量岩浆逸出而导致密度增加而引发的,下地壳拆沉可能只是拆沉了下地壳,不会连同岩石圈地幔一道拆沉。大洋岩石圈拆沉可以引发相当规模的岩浆活动,相反,下地壳拆沉则是由于大规模岩浆活动而引发的(张旗等,2006)。

2 大洋岩石圈拆沉

大洋岩石圈拆沉是由持续的板块俯冲引起的,而板块俯冲是地幔对流的产物。当板块在消减带向下俯冲时,玄武岩洋壳由绿片岩相经角闪岩相转变为榴辉岩相,榴辉岩相的密度大,甚至超过软流圈地幔,因此,产生一个向下的拉力。当俯冲到最后,洋壳消失殆尽,发生陆陆碰撞,陆壳由于密度低,产生一个向上的浮力,而大洋岩石圈板块仍然向下运动,此时,在大陆根部容易产生拉断,大洋岩石圈即被拆沉进入地幔,拆沉后留下的空间被热的软流圈地幔冲填,加热下地壳底部,使其发生部分熔融,形成大量的中酸性岩浆,陆壳也由于受热而随之抬升。许多关于拆沉作用的模式(图1)讲的就是上述过程(Bird, 1978, 1979; Nelson, 1992; Bonin, 2004)。

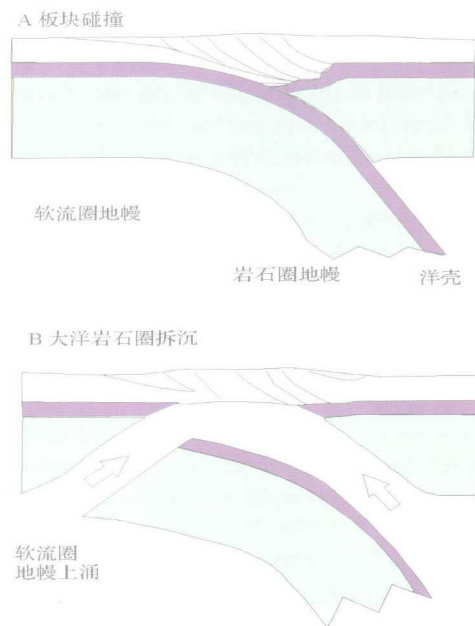


图1 大洋岩石圈拆沉模式(据 Bird, 1979 修改)

Fig. 1 Model of ocean lithosphere delamination(after Bird, 1979)

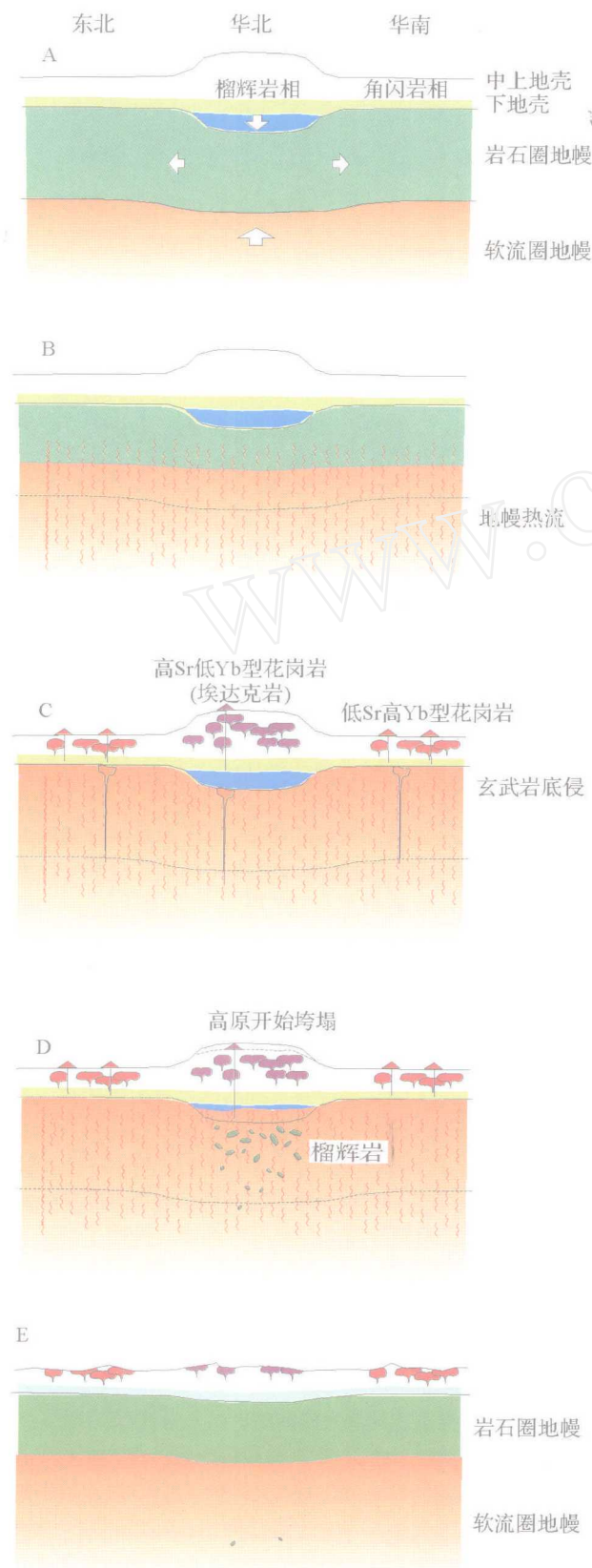


图2 大陆下地壳拆沉模式(张旗等,2006)

该模式是根据中国东部的实例拟定的,现简要说明之:

A. 晚侏罗世(大约在 170Ma 或其后不久)华南北缘发生的一次东西向挤压事件使华北地区地壳加厚,地表形成高原,下地壳变为榴辉岩相(张旗等,2001a, b)。加厚的下地壳向下弯曲,挤压岩石圈地幔,使岩石圈地幔厚度减薄。而在正常地壳厚度下(例如华南和东北大兴安岭),下地壳为角闪岩相或麻粒岩相。

B. 由于来自深部的地幔(热)流上升,侵蚀岩石圈地幔,使之进一步减薄。A 和 B 可能是一个连续的过程,因此,该模式不认为岩石圈地幔减薄是由岩石圈地幔本身的拆沉引发的。

C. 中国东部晚侏罗世-早白垩世岩浆活动广泛发育,暗示其下的地幔很热,有地幔(热)流持续上升。当岩石圈地幔全部消失,软流圈地幔与下地壳直接接触时,下地壳即发生大规模的部分熔融,在地壳加厚处形成与榴辉岩相平衡的高 Sr 低 Yb 型花岗岩(埃达克岩),在正常地壳厚度下,形成与斜长石平衡的低 Sr 高 Yb 型花岗岩(非埃达克岩,如华南和大兴安岭大规模的钙碱性和高钾钙碱性中酸性岩浆岩)。

D. 榴辉岩部分熔融形成的埃达克岩上升,留下的残留相密度加大,直至超过下伏软流圈地幔,发生拆沉。因此,拆沉是从 170Ma 之后才出现的,可能一直持续到 120Ma 左右才终止。拆沉不可能是整体进行的,而可能是一块一块被拆沉的。榴辉岩拆沉,地壳厚度减薄,高原垮塌。这个过程大约从晚侏罗世晚期-早白垩世早期即已经开始,因此,高原垮塌是一个逐渐的过程,而非一个突发事件引起的。

E. 中国东部大规模岩浆活动大体终止于 120Ma,表明地幔供给的热能锐减,地幔顶部温度随即降低,在地壳下部形成新的岩石圈地幔,地壳恢复为正常厚度,高原消失。

Fig. 2 The delamination model of continental lower crust (after Zhang *et al.*, 2006)

3 大陆下地壳拆沉

大陆下地壳拆沉需要满足三个条件:(1)地壳加厚,使下地壳或下地壳底部达到榴辉岩相,密度加大;(2)下地壳发生部分熔融,使各种成分(包括中酸性成分)的榴辉岩相岩石转变为更加基性的榴辉岩,使其密度进一步增加,直至大于下伏岩石圈地幔;(3)下地壳之下的岩石圈地幔转变为软流圈地幔,地幔变热和增加塑性,允许下地壳进入。三个条件缺一不可,否则拆沉不可能发生(张旗等,2006)。其中,地壳加厚是拆沉的前提(图 2A)。

大陆下地壳拆沉是由于地壳加厚使之形成榴辉岩造成的。在造山过程中,由于地壳加厚,造山带地壳下部(大于 40km)将形成榴辉岩,如现今青藏高原地壳厚度为 50 ~ 80km。榴辉岩和地幔岩石在 600MPa 和室温下的密度分别为 $3.43\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 和 $3.29\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Rudnick and Fountain, 1995),前者明显大于后者。由地幔部分熔融形成的玄武质岩浆底侵于下地壳底部和下地壳部分熔融产生的残余体,经过麻粒岩相变质作用同样会获得较高的密度($3.3 \sim 3.6\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$, Lustrino, 2005)。因此,由榴辉岩和基性麻粒岩组成的下地壳在重力上亦是稳定的,将有可能沉入地幔,即大陆下地壳的拆沉作用(Rudnick and Fountain, 1995; Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1991; Wedepohl, 1991; Nelson, 1991, 1992; Gao *et al.*, 1992; Mengel and Kern,

1992; Meissner and Tanner, 1993; Doin and Henry, 2001; Maheo *et al.*, 2002; Bonin, 2004; Lustrino, 2005)。

下地壳拆沉是一个缓慢和逐渐的过程。达到榴辉岩相的下地壳并不一定能够拆沉,其条件必须使其密度大于下覆的岩石圈地幔才行。要使榴辉岩相下地壳的密度增加,必须加热使岩石发生部分熔融,所产生的低密度中酸性岩浆脱离开下地壳向上逸出,使残留相向高密度的更加基性和超基性成分转化。当下地壳密度增加超过下覆的岩石圈地幔后,下地壳即变得不稳定,有向下沉的可能。但是,与软流圈地幔相比,位于地壳之下的岩石圈地幔是相对冷的和刚性的,它托住上覆地壳使之不能拆沉(Rudnick, 1995; 吴福元等, 2000, 2004; Jull and Kelemen, 2001; Niu, 2005)。这也是为什么许多拆沉模式要求下地壳与岩石圈地幔一道拆沉的原因。如果下地壳单独拆沉进入下伏的岩石圈地幔,必须使岩石圈地幔变为热的和塑性的。这时,如果有从深部带来的大量的热使岩石圈地幔温度增加,同时带来的大量熔体浸润到岩石圈地幔中,使其塑性增加,岩石圈地幔也可以重新转化为软流圈地幔(徐义刚, 1999; Niu, 2005),或使其具有软流圈地幔的性质(图2B和C),并使其密度进一步降低。这时,密度大的下地壳即可被拆沉进入这种新形成的低密度的软流圈地幔中(图2D)。

徐义刚(1999)指出,上涌软流圈的热传导会使岩石圈最底部物质发生软化,在软流圈水平流动产生的水平方向剪切应力的作用下,这一部分物质就会转变成软流圈的一部分(热-机械侵蚀模式, thermo-mechanic erosion),岩石圈地幔随之减薄(图2B)。在这个过程中,深部熔体可以渗透性反应孔隙流的方式通过软流圈-岩石圈界面进入岩石圈地幔(化学侵蚀, chemical erosion)。Niu(2005)认为,在加热和/或水带入的情况下,可以使岩石圈地幔变为塑性、软化、黏性降低、易于流动,从而转化为软流圈地幔。岩石圈地幔向软流圈地幔的转换是通过热和化学侵蚀的方式进行的(徐义刚, 1999)。软流圈地幔上涌不是取代岩石圈地幔,将已有的岩石圈地幔横向挤出去,而是由于来自软流圈地幔的热和含大量挥发分的熔体浸润到岩石圈地幔,使之被加热、使之塑性增加和密度降低,使之被改造为具有或接近软流圈地幔的性质。岩石圈地幔本身并没有被置换,只是改变了性质,从冷的刚性的岩石圈地幔转化为热的塑性的密度低的软流圈地幔。

4 讨论

4.1 “下地壳 + 与岩石圈地幔拆沉模式”质疑

许多人认为,下地壳拆沉不是孤立进行的,是与其下的岩石圈地幔一道拆沉的(邓晋福等, 1994, 2003; 高山等, 1998; 吴福元等, 1999, 2000, 2004; 许文良等, 2004; 徐义刚, 1999, 2004; Lustrino, 2005; Rudnick, 1995)。Lustrino(2005)最近提出了下地壳和岩石圈地幔拆沉作用的一个新的模式(见: Earth-Science Reviews, 72: 21 - 38),该模式具有一定

的代表性,我们认为,Lustrino(2005)的模式有许多难以理解的问题,特评论如下:

问题1: 作者认为拆沉之前原先的下地壳是玄武质-辉长质成分的,在高压下($\sim 2 \sim 3$ GPa)可以转变为麻粒岩-榴辉岩-石榴石单辉岩组合,代表性的变质反应为: 角闪石 + 斜长石 = 石榴石 + / - 熔体 + / - 斜长石 + / - 新的角闪石,并使其密度增加到 3.5 g/cm^3 (e.g., Wolf and Wyllie, 1993),从而有利于拆沉。我们的问题是: 原先的下地壳是否是由玄武岩-辉长岩组成的? 如果是板片俯冲,具 MORB 特征的玄武岩(主要由斜长石和辉石组成)随着深度的增加可以转变为榴辉岩(由石榴石和绿辉石组成),密度可以增加达到 $3.4 \sim 3.8 \text{ g/cm}^3$ (Wolf and Wyllie, 1994; Hacker, 1996; Jull and Kelemen, 2001)。但是,大陆地壳总的成分是中性的或英安质的(Taylor and McLennan, 1985, 1995; Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1991; Rudnick, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Wedepohl, 1995; Gao *et al.*, 1998)。现有岩石学、地球化学和地球物理研究表明,大多数地区下地壳是镁铁质的,或至少下地壳底部是镁铁质的(Taylor and McLennan, 1985, 1995; Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1991; Rudnick and Fountain, 1995; Wedepohl, 1995; Gao *et al.*, 1998)。下地壳之所以会转变为基性成分的,推测有两种可能性:(1)下地壳被加热发生部分熔融,形成的中酸性岩浆向上转移,地壳本身发生物质调整,使上地壳变得更加酸性,下地壳变得更加基性。(2)来自地幔的底侵作用(underplating)使下地壳底部的幔源玄武质岩浆分异形成镁铁质和超镁铁质堆晶岩层(Taylor and McLennan, 1985, 1995; Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1991; Rudnick, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Wedepohl, 1995; Gao *et al.*, 1998; Wernicke *et al.*, 1996; Ducea and Saleeby, 1996)。底侵作用是广泛存在的,但是,从全球角度来说,下地壳加热部分熔融是使地壳成分进行调整使下地壳变得更加基性的主要因素。Lustrino 认为下地壳由玄武岩-辉长岩组成,否认地壳自身成分调整的可能性,是不全面的。

问题2: 在 Lustrino(2005)的图1D中,在加厚的下地壳之下的岩石圈地幔与周边的岩石圈地幔之间画了两条垂直的断裂(见本文图3的D的箭头所指)。我们的问题是: 在加厚的下地壳下部岩石圈地幔为什么会出现两条垂直的断裂? 而且,如果从三维角度考虑,该断裂还必须是一圈封闭的断裂。如果是造山带地壳加厚,其下的岩石圈地幔为一个长条形的或椭圆状的垂直的断裂;如果是面状的高原,其下应当为一个圆筒状的封闭的垂直的断裂。是什么机制产生了这样的断裂? Lustrino(2005)没有予以说明。我们知道,密度大的下地壳是有一定空间展布的,或者呈带状,例如在许多造山带;或者呈面状,例如现在的青藏高原和可能的中生代中国东部高原。而岩石圈地幔是覆盖在软流圈地幔之上全球分布的,虽然岩石圈地幔具有刚性的特征(Best and Christiansen, 2001; Niu, 2005),但是,在横向上一个地区(例

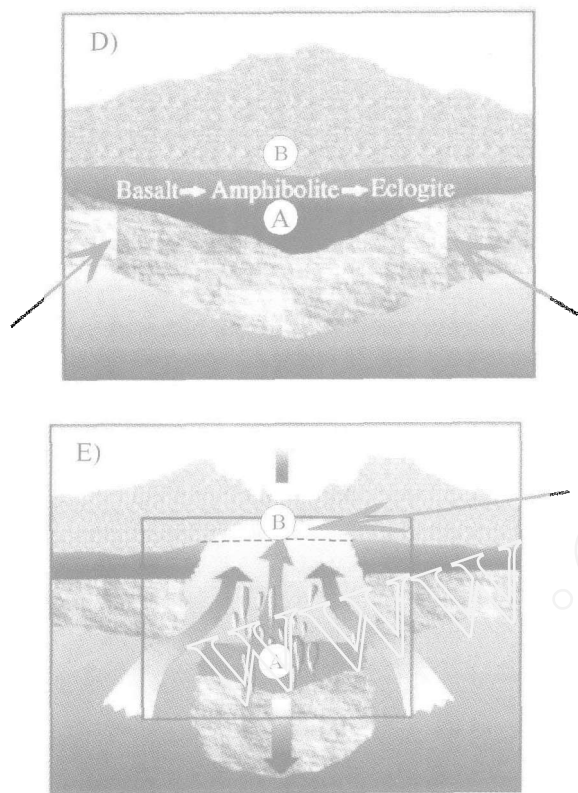


图3 Lustrino 的下地壳+岩石圈地幔拆沉模式

D和E据 Lustrino(2005, Fig. 1), 箭头和A、B为本文作者所加, A和B分别代表原图的下地壳和中地壳

Fig. 3 Model of Lower crust and lithosphere delamination from Lustrino(2005)

如一个加厚地壳的下部)的岩石圈地幔和另一个地区(正常厚度下地壳之下的)岩石圈地幔之间没有明显的物理或化学边界可言(例如密度差、刚性差、成分差等等),因此,从理论上不存在一个地区的岩石圈地幔与周边的岩石圈地幔存在断裂的道理, Lustrino(2005)的模式纯粹是猜想。当然,这个猜想对于 Lustrino 来说是非常必要的,因为,无此下地壳+岩石圈地幔即无法拆沉。

问题3: 按照 Lustrino 的模式(图3E, 据 Lustrino(2005) Fig. 1E), 下地壳和岩石圈一道拆沉了, 拆沉后留下的空间被热的软流圈地幔充填, 软流圈地幔上升带来的热使拆沉的下地壳发生了大规模的部分熔融。我们的问题是: 为什么不是拆沉后留下的中地壳(图3中的B, 已经变成新的下地壳)发生了部分熔融, 而是被拆沉的基性的下地壳(图3中的A)发生了大规模的熔融? 我们认为, 如果下地壳+岩石圈地幔可以一道被拆沉, 也应当是拆沉后留下的中地壳发生熔融, 而非拆沉后下沉的基性下地壳。因为:

(1) 新的下地壳成分是中性的, 而原先的下地壳按照 Lustrino 的推测是基性的, 在同样的温度条件下是中性的岩石容易发生部分熔融(如图3E箭头所指的部位)还是基性的岩石容易发生部分熔融呢? 显然是前者而非后者

(2) 拆沉后下地壳沉入地幔, 软流圈地幔上涌, 在温度大致相当的情况下, 新形成的下地壳所处的压力低, 而拆沉的下地壳压力大, 因此, 新形成的下地壳更加容易达到熔融的固相线而发生部分熔融。

(3) Lustrino 认为拆沉的下地壳由麻粒岩-榴辉岩-石榴石单辉岩组成的, 密度高达 3.8g/cm^3 , 这样的下地壳是无水的和基性的, 加热如何使其发生部分熔融? 俯冲的板片发生部分熔融形成埃达克岩的深度在 $70 \sim 90\text{km}$ (Defant and Drummond, 1990; Kay and Mpodozis, 2001; Kay and Mahlburg-Kay, 1993)。恰好在由角闪岩相转变为榴辉岩相的部位, 主要是角闪石发生了脱水熔融, 才形成了埃达克质岩浆。如果深度增加, 角闪石消失殆尽, 洋壳完全由干的榴辉岩组成(石榴石+绿辉石), 部分熔融就很难进行了。有人猜测, 拆沉的下地壳之所以会发生部分熔融, 是由于拆沉的下地壳中残留有少量的角闪石, 是下地壳下沉到地幔深部温度增加使角闪石发生熔融的。我们认为, 这种机制也是不可能的(理由见下)。

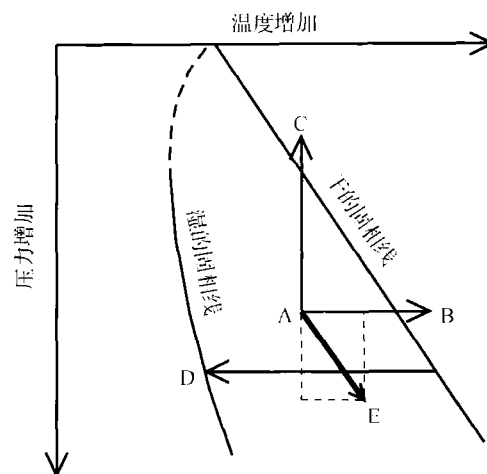


图4 示意的岩浆形成的3种途径的P-T图(据 Niu, 2005 修改)

图中的矢量E代表拆沉的镁铁质下地壳的P-T路径, 由于随着温度的稍许增加和压力很大的增加, 使之很难达到固相线温度而无法熔融

Fig. 4 Schematic representations of three mechanisms of magma generation in P-T space (after Niu, 2005)

(4) 岩石发生部分熔融通常有3个途径(图4): ①温度升高直至超过固相线温度(即通常所说的加热使之部分熔融, 图4中的矢量B); ②压力降低直至超过固相线温度(即所谓的减压熔融, 图4中的矢量C); ③挥发分的加入降低了固相线温度至湿的固相线而导致部分熔融(加水部分熔融, 图4中的矢量D)。如图4所示, 如果假定初始物质为A, 按照 Lustrino(2005)的模式, 当下地壳和岩石圈地幔向下沉入地幔深部时, 由于地幔温度高, 地幔的地热梯度远远小于地壳的增温率(前者约 $2 \sim 6^\circ\text{C/kbar}$, Niu, 2005), 因此, 随着压力很大的增加, 温度增加很少(图4中的矢量E), 使之很

难与干的固相线交汇,从而很难甚至不可能发生部分熔融。

问题 4: 即使我们假定,按照 Lustrino (2005) 的论述,下地壳(A,图 3)可以发生部分熔融,熔出的岩浆由于深度(压力)大,应当具有埃达克岩的地球化学特征。但是,与拆沉后留下的中地壳(B,图 3)相比,大规模部分熔融应当发生在中地壳 B 而非下地壳 A。因此,在这种模式下出现的岩浆活动应当是钙碱性和高钾钙碱性的中酸性岩浆岩,并且不具有埃达克岩的地球化学特征。

问题 5: 按照 Lustrino 的模式,拆沉的下地壳+岩石圈地幔作为一个整体被拆沉了,而下地壳的密度达到 3.8g/cm^3 ,大于岩石圈地幔密度,因此,下沉的部分头重脚轻,应当在软流圈地幔中发生翻转,而 Lustrino 却忽略了这个可能的情况。

因此,我们认为,Lustrino (2005) 的下地壳+岩石圈地幔拆沉模式具有太多猜测的成分,而且与现存的地质事实不符,是很难令人相信的。

4.2 下地壳拆沉与岩浆活动的关系

下地壳拆沉与大规模岩浆活动的关系是人们关心的话题,争论在于,是什么引发了大规模的岩浆活动?许多人认为,大规模岩浆活动必须要有足够的热源,而下地壳拆沉和岩石圈减薄导致软流圈直接与陆壳接触可能是最合适的解释,因此,是拆沉作用引发了大规模的岩浆活动(Kay and Kay, 1993; 邓晋福等, 1996, 2003; 高山和金振民, 1997; 吴福元等, 2000, 2004; Zhou *et al.*, 2000; 李超和陈衍景, 2002)。而本文认为,实际上的过程可能恰恰相反。坚持拆沉导致岩浆的观点忽略了两个重要的问题,即:(1) 下地壳何以能够拆沉?(2) 软流圈地幔怎样越过岩石圈地幔与下地壳直接接触?我们知道,下地壳通常是玄武质的(斜长角闪岩),其密度低于岩石圈地幔,地壳将稳定的漂浮在岩石圈地幔之上(Rudnick 1995; 高山等, 1998)。当地壳由于构造作用的影响被加厚(且至少)超过 40km 时,将出现榴辉岩化,使地壳密度增加。这时,如果有热源供给,造成下地壳大规模的部分熔融,产生大规模的中酸性岩浆活动,后者因密度小和呈流体状态而迅速移出下地壳,使残留的下地壳密度进一步加大直至超过下伏的岩石圈地幔,下地壳遂开始拆沉。因此,下地壳部分熔融形成的中酸性岩浆的大量移出是下地壳密度增加的前提,下地壳密度增加才能引发拆沉作用。而在榴辉岩相条件下产生的中酸性岩浆必然具有高 Sr 低 Yb 和 Y 的地球化学特征(即埃达克岩),因此,埃达克岩是下地壳拆沉的前提;没有大量的埃达克岩出现,就不可能有下地壳的拆沉作用(张旗等, 2006)。

提出是拆沉作用导致了大规模的岩浆活动的论点的一个重要的理由是,下地壳拆沉能够使软流圈地幔上涌到达地壳底部,带来大量的热,从而引起下地壳大规模的岩浆活动。上面我们已经指出,拆沉必须有前提,如果没有岩浆的大量移出,下地壳拆沉是不可能发生的。此外,如果假定下地壳拆沉在前,大规模岩浆活动在后,这时,由于拆沉,地壳已经

减薄了,所形成的岩浆岩不可能具有埃达克岩的特征,这与中国东部中生代岩浆活动的特点不符(张旗等, 2006)。

4.3 两种不同的拆沉机制

我们认为,大洋岩石圈拆沉和下地壳拆沉是完全不同的两种机制:

(1) 拆沉的物质。大洋岩石圈拆沉的物质包括大洋地壳、岩石圈地幔甚至一部分软流圈地幔,因为,如图 1 所示,上述大洋岩石圈剖面是大角度倾斜的,它们共同进入地幔深部;而大陆下地壳拆沉仅仅限制在下地壳,不包括岩石圈地幔。

(2) 拆沉的动力。大洋岩石圈拆沉是由板块俯冲引起的,是地幔对流的产物,地幔对流带动大洋岩石圈地幔沉入地幔深部,并不因陆壳碰撞而停止,因此,是一种快速的主动的拆沉;而下地壳拆沉是由于下地壳加厚并有大量中酸性岩浆逸出而使下地壳密度增加引起的,还要使其下刚性的岩石圈地幔转变成塑性的软流圈地幔才有可能发生。因此,下地壳拆沉要克服许多阻力才能实现,使拆沉成为一个漫长的过程,因此,是慢速的和被动的拆沉。

(3) 拆沉的过程。大洋岩石圈拆沉是由板块俯冲触发的,俯冲导致陆陆碰撞,由于陆壳的浮力,使继续下沉的大洋岩石圈从根部断裂,大洋岩石圈即拆沉进入地幔。大洋岩石圈拆沉是整体进行的,呈厚达几十公里的巨厚板片(包括洋壳和岩石圈地幔)向下拆沉的(图 1)。而大陆下地壳拆沉是由地壳加厚开始的,地壳加厚,使下地壳或下地壳底部转变为榴辉岩相(图 2A);随后,由于有来自地幔深部的(热)流体的上升,一方面,使岩石圈地幔进一步减薄(图 2B)直至全部转化为软流圈地幔(图 2C);另一方面,造成下地壳大范围的部分熔融,形成了大规模的(埃达克质)岩浆(图 2C),使下地壳榴辉岩的密度大于下伏的地幔,从而引发拆沉。大陆下地壳拆沉不大可能是整体进行的,即宽和长近千公里,厚 10~20 公里的下地壳同时一道被拆沉,而很可能是随着下地壳的熔融,一块一块地被蚕食,被拆沉(图 2D)(张旗等, 2006)。

(4) 拆沉后的效应。大洋岩石圈地幔拆沉进入地幔,所留下的空间被热的软流圈地幔迅速占据,从而引发一系列地质效应,例如,岩浆活动、地壳抬升以及随后的构造松弛和造山带垮塌(Bird, 1978, 1979; 高山和金振民, 1997)。而下地壳拆沉将导致地壳减薄,高原和山脉垮塌,并不伴有大规模的岩浆活动和地壳抬升等地球动力学过程(图 2E)。

(5) 拆沉与岩浆活动。主动拆沉伴随的岩浆活动一定是滞后于拆沉的,岩浆活动的规模可大可小,视软流圈地幔上涌的规模和温度,岩浆活动的类型以 A 型花岗岩居多;而与被动拆沉相伴的岩浆活动早于拆沉的发生,岩浆活动通常具有很大的规模,岩浆活动的类型以埃达克岩为主,只是在拆沉后地壳减薄阶段才以 A 型花岗岩为主,但是,规模小了很多,无法与埃达克岩的规模相媲美。

5 结论

上述研究表明,大洋岩石圈拆沉和大陆下地壳拆沉是完全不同的两种机制:前者为大洋岩石圈地幔整体的主动的拆沉,拆沉的速度快;后者为大陆下地壳一块一块的被动的拆沉,拆沉的阻力大、速度慢。主动拆沉,精彩的地质效应出现在拆沉之后,如热的软流圈地幔上涌、大规模岩浆活动、地壳上隆以及随后的地壳伸展和高原垮塌;被动拆沉,精彩的现象大多出现在拆沉之前,如地壳加厚、地表上隆、软流圈地幔上涌、大规模岩浆活动等。许多下地壳拆沉模式倾向于下地壳和岩石圈地幔一道拆沉,本文主张下地壳单独拆沉,不赞同下地壳+岩石圈地幔拆沉的模式。

致谢 感谢两位评审专家提出的审稿意见。

References

- Ardnt NT, Goldstein SL. 1989. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161: 201–212
- Best MG, Christiansen EH. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science Ltd, 1–458
- Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83: 4975–4987
- Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 84: 7561–7571
- Bonin B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78: 1–24
- Defant MJ, Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Deng JF, Liu HX, Zhao HL, *et al.* 1996. Yanshanian igneous rocks and orogeny model in Yanshan-Liaoning area. *Geoscience*, 10: 137–148 (in Chinese with English abstract)
- Deng JF, Mo XX, Zhao HL, Luo ZH, Du YS. 1994. Lithospheric root/de-rooting and activation. *Journal of Graduate School, China University of Geosciences*, 8: 350–356 (in Chinese with English abstract)
- Deng JF, Mo XX, Zhao HL, Wu ZX, Luo ZH, Su SG. 2004. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: continental roots plume tectonics. *Earth-Science Reviews*, 65: 223–275
- Deng JF, Su SG, Zhao HL, Mo XX, Xiao QH, Zhou S, Liu C, Zhao GC. 2003. Deep processes of Mesozoic Yanshanian lithosphere thinning in north China. *Earth Science Frontiers*, 10: 41–50 (in Chinese with English abstract)
- Doin MP, Henry P. 2001. Subduction initiation and continental crust recycling: the roles of rheology and eclogitization. *Tectonophysics*, 342: 163–191
- Ducea M, Saleeby J. 1996. Bouyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry. *J. Geophys. Res.*, 101: 8229–8244
- Gao S, Ducea MN, Jin ZM, Saleeby JB. 1998. Lower crustal delamination and evolution of continental crust. *Geological Journal of China Universities*, 4: 241–249 (in Chinese with English abstract)
- Gao S, Jin ZM. 1997. Delamination and its geodynamical significance for the crust-mantle evolution. *Geological Science and Technology Information*, 16: 1–9 (in Chinese with English abstract)
- Gao S, Rudnick RL, Carlson RW, McDonough WF, Liu YS. 2002. Re Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 307–322.
- Gao S, Zhang BR, Jin ZM, Kern H, Luo TC, Zhao ZD. 1998. How mafic is the lower continental crust? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106: 101–117
- Gao S, Zhang BR, Luo TC, *et al.* 1992. Chemical composition of the continental crust in the Qinling Orogenic Belt and its adjacent North China and Yangtze cratons. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 56: 3933–3950
- Hacker BR. 1996. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity and H₂O content of oceanic crust. In: Bebout GE, Scholl DW, Kirby SH, Platt JP (Eds.), *Subduction: Top to Bottom*, *Geophys. Monograph*, 96: 337–346
- Jull M, Kelemen PB. 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *J. Geophys. Res.*, 106: 6423–6446
- Kay RW, Kay SM. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80: 259–278
- Kay RW, Kay SM. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189
- Kay SM, Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11(3): 4–9
- Kelly RK, Kelemen PB, Jull M. 2003. Buoyancy of the continental upper mantle. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 1017
- Li C, Chen YJ. 2002. A review on petrologic evidences for Mesozoic lithosphere delamination in East Qinling-Dabie mountains. *Universitatis Pekinensis*, 38: 431–441 (in Chinese with English abstract)
- Lustrino M. 2005. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth Science Reviews*, 72: 21–38
- Maheo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y, Pecher A. 2002. A slab breako model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 195: 45–58
- Meissner R, Mooney W. 1998. Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape. *Tectonophysics*, 296: 47–60
- Meissner R, Tanner B. 1993. From collision to collapse: phases of lithospheric evolution as monitored by seismic records. *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 79: 75–86
- Mengel K, Kern H. 1992. Evolution of the petrological and seismic Moho implications for the continental crust-mantle boundary. *Terra Nova.*, 4: 109–116
- Nelson KD. 1991. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results. *Geophys. J. Inter.*, 105: 25–35
- Nelson KD. 1992. Are crustal thickness variation in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? *Geology*, 20: 498–502
- Niu YL. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. *Geological Journal of China Universities*, 11: 9–46
- Rudnick RL, Fountain DM. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crust perspective. *Rev. Geophys.*, 33: 267–309
- Rudnick RL. 1995. Making continental crust. *Nature*, 378: 571–578
- Taylor SR, McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell,
- Taylor SR, McLennan SM. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 33: 241–265

- Wedepohl KH. 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geologische Rundschau*, 80: 207–223
- Wedepohl KH. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 1217–1232
- Wernicke B, Clayton R, Ducea M, *et al.* 1996. The origin of high mountains in the continents: The Southern Sierra Nevada. *Science*, 271: 190–193
- Wolf MB, Wyllie PJ. 1993. Garnet growth during amphibolite anatexis: implications of a garnetiferous restite. *J. Geol.* 101: 357–373
- Wolf MB, Wyllie PJ. 1994. Dehydration melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115: 369–383
- Wu FY, Ge WC, Sun DY, Guo CL. 2004. Discussions on the lithospheric thinning in eastern China. *Earth Science Frontiers*, 10: 51–60 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Sun DY, Zhang GL, *et al.* 2000. Deep geodynamics of Yanshan Movement. *Geological Journal of China Universities*, 6: 379–388 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Sun DY. 1999. The Mesozoic magmatism and lithospheric thinning in eastern China. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 29: 313–318 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Walker RJ, Ren WX, Sun DY, Zhou XH. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chem. Geol.*, 197: 107–129
- Xu JF, Shinjo R, Defant MJ, Wang Q, Rapp RR. 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 WL, Wang QH, Wang DY, Pei FP, Gao S. 2004. Processes and mechanism of Mesozoic lithospheric thinning in eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic igneous rocks and deep-seated xenoliths. *Earth Science Frontiers*, 11: 309–317 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG. 1999. Roles of thermo-mechanic and chemical erosion in continental lithospheric thinning. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 18: 1–5 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG. 2004. Lithospheric thinning beneath North China: a temporal and spatial perspective. *Geological Journal of China Universities*, 10: 324–331 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Jin WJ, Wang YL, Li CD, Wang Y, Jia XQ. 2006. A model of delamination of continental lower crust. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 265–276 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XM, Li WX. 2000. Origin of late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326: 269–287

附中文参考文献

- 邓晋福, 刘厚祥, 赵海玲等. 1996. 燕辽地区燕山期火成岩与造山模型. *现代地质*, 10: 137–148
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲等. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”. *现代地质*, 8: 349–356
- 邓晋福, 苏尚国, 赵海玲, 莫宣学, 肖庆辉, 周肃, 刘翠, 赵国春. 2003. 华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程. *地学前缘*, 10: 41–50
- 高山, Ducea MN, 金振良, Saleeby JB. 1993. 下地壳拆沉作用及大陆地壳演化. *高校地质学报*, 4: 241–249
- 高山, 金振良. 1997. 拆沉作用(delemination)及其壳-幔演化动力学意义. *地质科技情报*, 16: 1–9
- 李超, 陈衍景. 2002. 东秦岭-大别地区中生代岩石圈拆沉的岩石学证据. *北京大学学报(自然科学版)*, 38: 431–441
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2004. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. *地学前缘*, 10: 51–60
- 吴福元, 孙德有, 张广良等. 2000. 论燕山运动的深部地球动力的本质. *高校地质学报*, 6: 379–388
- 吴福元, 孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄. *长春科技大学学报*, 29: 313–318
- 徐义刚. 1999. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄. *矿物岩石地球化学通报*, 18: 1–5
- 徐义刚. 2004. 华北岩石圈减薄的时空不均一特征. *高校地质学报*, 10: 324–331
- 许文良, 王清海, 王冬艳, 裴福萍, 高山. 2004. 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. *地学前缘*, 11: 309–317
- 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