

利用增生过程中面积损失推测次生压实作用

——一种砂模型方法

H. Koyi

(The Hans Ramberg Tectonic Laboratory, Institute of Earth Sciences
Uppsala University, Uppsala, Sweden)

摘要 次生(构造)压实作用中的面积(体积)损失可以由分析刚性基底上系列砂模型剖面来计算。面积均衡作用表明:模拟楔在变形中构造压实缩减50%时面积损失为17%。在变形过程中楔体并未经历均一的压实作用相反增生的压实作用是向前陆方向(楔体顶部)而累积的压实作用却向腹地方向(楔体后部)增加。大部分面积损失发生在最年轻的叠瓦构造内。在叠瓦构造形成的两个阶段之间,增生楔模型面积损耗为3.9%其中3%是在其顶部最年轻的叠瓦片内。

利用三种不同深度的层(顶部、中部和底部)可以确定和对比增生模型楔中不同地层界面的三种应力组成(平行增厚、褶皱和叠瓦三部分)。浅层顶部层叠瓦和褶皱缩减37%平行增厚只有17%而对于较深的底层叠瓦和褶皱收缩13.6%平行增厚为41%。中层的数据介于两者之间。这些结果表明韧性变形主要发生在深部。自然增生楔其面积损失和平行增厚是由空隙度的次生构造缩减、矿物的压溶及组构的发育而形成的。

关键词 后期压实 面积损失 砂模型 不同程度的缩短

1 引言

许多地质工作者利用砂模型来研究增生楔的各个不同方面^[5,3,7,13,11,1,10,9,6]。Daris等^[5]和Dahlen等^[2]对增生楔动力学进行了综合研究并将其与推土机前的雪及砂的变形做对比。在早期的一篇文章中^[9],Koyi(1995)曾讨论过典型增生楔不同方面的内部变形,后来另有文章阐明了砂模型增生柱内面积损失和穿透应力的意义。研究表明面积的均衡作用不能将模型剖面复原至初始状态,而且长度的均衡也不能使位于不同深度的两个地层恢复其不同的初始长度,这使总缩短数有不同程度的变化。

2 模型的描述和变形

由被动成层的疏松砂组成的砂模型在一端缩减47%(图1)。该模型为颜色均一的砂厚度均为5mm^[12]。剖面连续地用真空清洁器侵蚀,在变形过程中,每缩短15%拍照一次。利用这种方法能够揭示叠瓦片(席)的三维几何形态,并能利用小粒径的砂和厚为0.2mm的

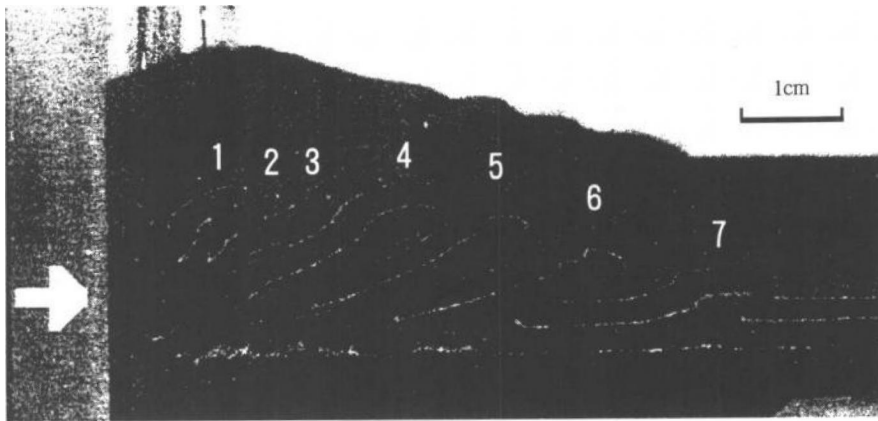


图 1 缩短量为 40% 的砂模型照片

相片显示了 7 个叠瓦片。其中的数字表示叠瓦形成的序列。箭头表示缩短方向

砂层详细地计算应力。在砂模型变形中将制备的系列剖面进行连续拍摄，用来计算砂模型的面积损耗和穿透应力。疏松砂具有较低的摩擦性，且具有库仑静电现象，是模拟上部脆性地壳岩石变形的合适材料。这种研究方法是二维的，假定沿 y 轴走向不产生运动，因为垂直于搬运方向的运动相对于平行于搬运方向的运动要小得多。在实验方法中，有意识地忽略了侵蚀、位移和由于相变造成的物质不均一性，以及楔体空隙中流体比率的时间差异、沿滑脱面产生的摩擦变化等复杂的附加因素。这里所描述的砂模型是在水平面和坚硬基底之上产生的变形，因而不能用来解释自然滑脱倾斜或不规则类型的、详细的砂模型变形，以及剖面分析 见图 1^[9]。

3 面积损耗和应变划分

3.1 步骤

在变形模型的最后阶段的剖面中，层长度均衡作用于三个不同平面的地层（图 2）。层长

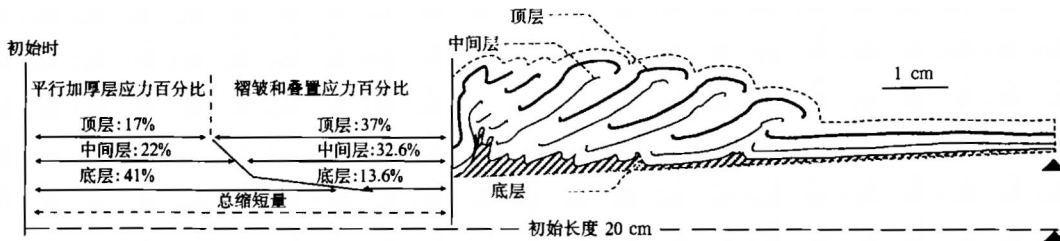


图 2 缩短量为 44% 的模型剖面草图

为了定量计算应力的三个分量(组成)即计算层的平行加厚量、褶皱量和叠置量 对顶层、中间层和底层进行张度均衡。注意：顶层主要为褶皱和叠瓦变形，而底层主要为平行加厚变形

度的均衡作用可用来区分三种应力所占的变形量。这三种应力组成包括层的平行加厚、尖顶褶皱和叠瓦。我们需要测定每个变形层的长度并将之加在一起。因此将位移的部分加在一起并将之展开，叠瓦和褶皱量即可估算出来（图 2）。即将这种“复原”长度与变形长度相比较来计算叠瓦和褶皱造成的缩短量（图 2）。然后将“复原”长度与砂模型初始（未变形）长度对比，可计算出层的平行加厚的缩减量。

为了计算变形过程中砂模型面积（体积）的损耗量，砂模型楔体面积可在叠瓦构造形成的两个阶段之间度量。换句话说，楔体面积在其刚形成时或新的叠瓦经过全部变形后（这种情况下如第 4 号叠瓦图 2）测定。在同一时间段特定的叠瓦（第 4 号）面积也是在一定的时间内将楔体内面积的损失与相同时间内变形的叠瓦量进行比较得出的。只要在模型的顶部另一个叠瓦形成，则其面积损失视为无效。

3.2 讨论

为了计算模型变形随深度的变化量，将径向应力分解到位于不同地层位置的三个层面

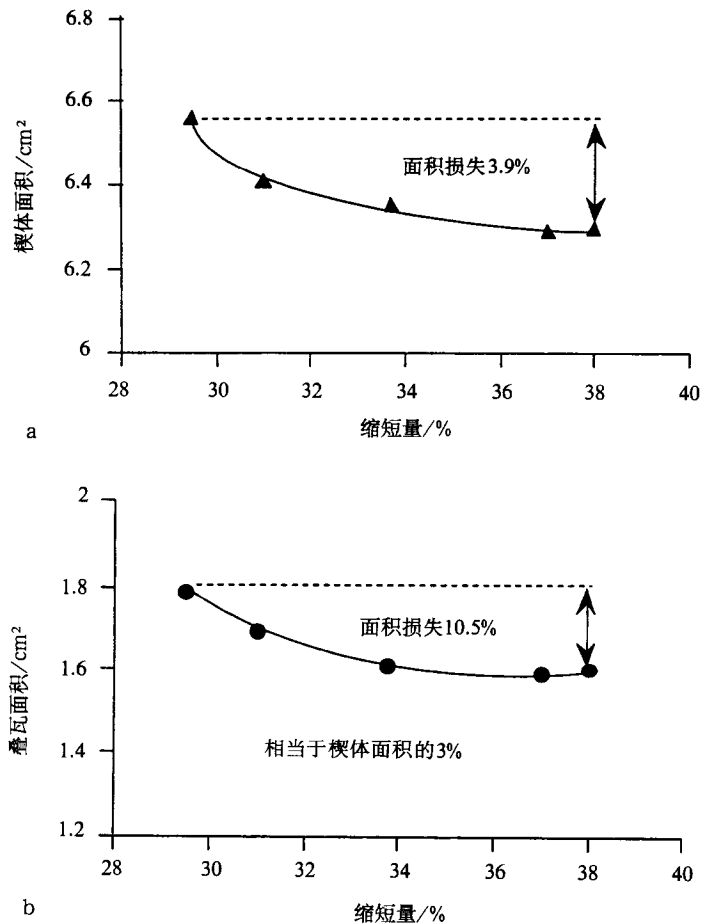


图 3 楔体面积 a) 和叠瓦面积 b) 与缩短量之间的关系

缩短 38% 时，楔体约损失掉初始面积的 4%。在同一阶段，叠瓦损失掉初始长度的 10.5% 相当于楔体总面积的 3%。这表明，楔体内面积损失的大部分发生在顶部最晚形成的叠瓦内

上(顶部、中部和底部)早些时候 Koyi^[9]记述了在较深部位增生楔主要是层的平行加厚,而叠瓦类在较浅部位占主导。现在的分析表明,浅层能恢复到其初始长度的 83%(图 2)其余 17%不能恢复,其在变形中由层的平行增厚所损耗。后一种应力分量在模型中是可恢复的,因为其初始规模是已知的。但在自然界,由于初始阶段没有很好的记录,故难以恢复随深度增加平行增厚的数量。深层只能恢复其初始长度的 59% 其他整个未恢复的 41%的长度由平行增厚所损耗。这种对比不仅表明增生楔内的变形方式随深度而变化,而且在自然剖面的增生楔内,不同岩层的层长度均衡作用会产生不同程度的缩减,因为较深的岩层比较浅的岩层更难恢复至初始长度,而且会造成更大比例的体积缩减。因此,要确定自然界实际的体积缩减,应在不同地层部位的岩层上进行层的长度均衡实验。

在模型变形开始,体积缩减由穿透应力造成,并使未变形的砂层增厚。随着缩减的继续,发生岩层的尖顶化。Mulugeta 和 Koyi^[12]展示了增生楔的体积损失相对于楔体幕式生长的每一幕。这里变形的任一阶段面积(体积)损失不是恒定的,而是随深度和侧向而变化的。在早期剖面中,应力的深度变化间接地反映了面积损失随深度的变化,做了一定的解释。在这个剖面中,楔体的侧向面积损失变化被记录下来。正如在 NanKai 的增生柱所推测的那样^[8],在该柱体顶端的软沉积物缩减较为广泛,不仅能适应沿叠瓦逆冲带和剪切带所产生的位移,而且模型楔内活跃的顶部代表着楔体所经历的大部分穿透应力。叠瓦变形两个阶段之间的楔体面积均衡作用表明,楔体内总面积损失的 76% 产生于最年轻的顶部叠瓦之中(图 3)。在变形同期,整个楔体损失只占其面积的 3.9% 其中 3% 由最年轻的叠瓦所占据,这种叠瓦片在变形同期损失了其初始面积的 10.5% (图 3)。这些结果证明在楔体顶部新增生的物质经历了第二次构造压实,而在楔体的后部,含有较老的叠瓦片,已被强烈地压实,随着变形的加剧,已不能容纳更多的构造压实。总之,累积的压实作用在楔体的后部最高,而增生的压实作用在顶部最高。换句话说,随着楔体的生长,增生的压实作用集中在模型顶部新增物质中,楔体后部相对转变为坚硬的块体。在楔体顶部增生物质时无需很大的应力。在基底斜坡或摩擦中同构造侵蚀或任何变化可以引起局部变形,从而改变这种情形。

4 结论

根据砂模型系列剖面分析表明:

(1) 如果不能计算出第三种应力分量即层平行缩减,层的长度均衡作用不能计算出缩减总量。

(2) 位置(指深度)不同的地层经历的应力是可变的,层的平行缩减在较深的地段占主导而叠瓦在浅部占主导。这些地层的层长度均衡作用缩减比例不同。

(3) 次生(构造)压实作用伴随着面积(体积)的损失,并集中在楔体顶部最年轻的叠瓦内。

致谢 感谢 David Gee 和 Ruud Weijermars 对此手稿进行阅读和提出宝贵意见,感谢瑞典自然研究会(NFR)所给予的经费资助。

(刘淑春、岳密娜译 李明路校)

参 考 文 献

- [1] B. Colletta, J. Letouzey, R. Pinedo, J. F. Ballard and P. Bale. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models; Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 1991, 19, 1063~1067.
- [2] F. A. Dahlen, J. Suppe and D. M. Davis. Mechanics of fold and-thrust belts and accretionary wedges (continued): Cohesive Coulomb Theory. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89, 10087~10101.
- [3] F. A. Dahlen. Noncohesive critical Coulomb wedges; and exact solution. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89(10), 125~133.
- [4] C. D. A. Dahlstrom. Balanced cross sections. *Can. J. Earth. Sci.*, 1969, 6, 743~747.
- [5] D. Davis, J. Suppe and F. A. Dahlen. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res.*, 1983, 88, 1153~1172.
- [6] M. A. Gatscher, N. Kukowski, J. Malavieille and S. Lallemand. Cyclical behaviour of thrust wedges: Insight from basal friction sandbox experiments. *Geology*, 1996, 24, 135~138.
- [7] D. E. Karig. Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai Trough, Southwest Japan Arc. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 1986, 166, 117~133.
- [8] D. E. Karig and N. Lundberg. Deformation bands from the toe of the Nankai Accretionary prism. *J. Geophys. Res.*, 1990, 95(B6), 9099~9109.
- [9] H. Koyi. Mode of internal deformation in sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 1995, 17, 293~300.
- [10] Liu H., K. R. McClay and D. Powell. Physical models of thrust wedges. In: *Thrust Tectonics* (edited by McClay, K. R.), 1991, 71~81.
- [11] G. Mulugeta, and H. Koyi. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology*, 1987, 15, 1052~1056.
- [12] G. Mulugeta and H. Koyi. Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. *Tectonophysics*, 1992, 202, 319~333.
- [13] Zhao W. L., D. M. Davis F. A. Dahlen and J. Suppe. Origin of convex accretionary wedges; evidence from Barbados, *J. Geophys. Res.*, 1986, 91, 10246~10258.

东昆仑-唐古拉复合山链中生代地壳演化及其动力学（摘要）

许志琴 杨经绥 李海兵 徐 强 陈 文 郭正府

（中国地质科学院地质所，北京 100037）

东昆仑-唐古拉中生代复合山链由昆仑地体（包括北昆仑地体和南昆仑地体）、巴颜喀喇-松潘-甘孜地体和羌塘-唐古拉地体组成。古特提斯和新特提斯的一系列俯冲和消减使得昆仑、巴颜喀喇-松潘-甘孜、羌塘-唐古拉地体与冈瓦纳古陆发生合并、碰撞，形成中生代造山作用，导致古特提斯和新特提斯复合叠置山链的形成。

古特提斯（阿尼玛卿洋和金沙江洋）张开于古生代一早三叠世，将昆仑、巴颜喀喇-松潘-甘孜和羌塘-唐古拉地体分开。从早三叠世到晚三叠世，古特提斯发生俯冲作用。阿尼玛卿洋向北俯冲于昆仑地体之下，金沙江洋向南俯冲于羌塘-唐古拉地体之下。由于大洋俯冲角度的不同，形成了不同构造环境的俯冲体系。这三个地体于三叠纪末碰撞，形成 500km 宽的北印支造山带。班公-怒江洋在侏罗纪张开，将唐古拉-羌塘地体和冈瓦纳古陆分开。到侏罗纪末期，唐古拉-羌塘地体与冈瓦纳古陆碰撞，形成南唐古拉造山带。最终，东昆仑-唐古拉复合山链形成。自白垩纪以来，东昆仑-唐古拉地区一直处于隆升状态。

造山带后期拉伸热-形变模拟

——对中欧华力西造山带的研究

A. Henk

(Institut für Geologie, Universität Würzburg, Pleicherwall 1,
97070 Würzburg, Germany)

摘要 本文利用二维热-形变有限元模型研究了中欧华力西造山带后期地壳增厚的演化方式,研究工作沿其内带至未变形前陆的岩石圈规模的断面进行。该研究主要是对控制造山带后期拉伸作用和地壳根部的破坏作用、尤其是增厚地壳的重力不稳定性进行定量估价。模拟结果表明,重力不能单独重塑所观察到的石炭—二叠纪地壳减薄的时间和数量。除了重力外,恢复华力西褶皱带内部大约 30km 的地壳厚度还需板块边界张应力。仅 10 MPa 的应力就能造成 35% 的拉伸量,而且模拟预测值和实际观察到的数据吻合良好。总之,模拟断面附近从斯蒂芬期至赤底期的演化并非由承袭华力西地壳增厚的重力所致,而是与威斯特法末期板块边界应力的改变有关。

关键词 数字模拟 重力 拉伸(作用)地壳增厚 应力

1 引言

在维宪期和赤底期之间(350~255 Ma)中欧的同期和晚期华力西的演化以变质杂岩的迅速折返和许多晚石炭世—二叠纪拉伸盆地的发育为特征。华力西地壳根部未保存下来,而且现在的地壳未受到第三纪裂谷化作用和阿尔卑斯造山带的干扰,表现为约 30 km 的均一厚度^[4]。许多学者^{.[22,23,12,24,13,6]}对比了青藏(西藏)高原、高原和盆地以及山脉区,认为增厚地壳的重力滑塌作用是控制华力西褶皱带后期演化的主要作用。长期以来人们一直认为均衡补偿的增厚地壳区域处于拉伸偏差应力状态^{.[2,30,12]},但其它几种作用可归结为造山带的同期或后期增厚拉伸。他们认为最重要的是与会聚侧向挤出、地势和热释放的地壳增重力不稳定性、软流圈上涌以及由于分层或对流侵蚀造成的增厚岩石圈的下部分离。此外,板块边界应力的改变可大大地增强后造山带的拉伸。

本项研究受到 Braun 和 Beaumont^[5]、Govers 和 Wortel^[16]工作的激励。他们利用二维有限元模拟造山作用背景下岩石圈的拉伸。其工作重点集中于假定的具有 70 km 厚的由于瞬间均匀加厚的喜马拉雅型造山带。本研究应用相似的方法模拟了华力西造山带特定的地球动力学演化方式,并考虑到会聚作用和地壳加厚过程中的热能释放。主要目标是:①研制数字模型来重建中欧晚华力西演化的一级特征;②确定控制地壳增厚的后期拉伸作用的因素。

接下来的问题是华力西后期演化是否与先期华力西造山作用有关，或者在二叠—石炭纪除了影响中欧地球动力学演化的简单重力滑塌作用外，是否还有其它作用。

2 研究区内华力西构造带演化

泥盆—二叠纪期间欧洲的演化很大程度上取决于冈瓦纳、波罗的海和几个微板块的接近和碰撞。大陆碰撞由于推覆和叠置造成地壳加厚，最终形成华力西造山带^[14,13,15]。所有华力西盆地内洋壳削减极可能到泥盆纪末结束。早石炭世以后的地球动力学演化被认为是碰撞阶段。造山带内部会聚作用在约 325 Ma 前停止，而在华力西造山带的外部则持续至 305 Ma^[31]。在内带，地壳碰撞与结晶杂岩的折返、大量花岗岩的侵入以及高温低压变质同时或稍后发生^[13,21]。在华力西内带大量的同会聚折返对会聚末期地壳的增厚具有重要的指示意义，因为在大陆碰撞期间，地壳的增厚部分被同会聚侵蚀尤其是构造剥蚀所抵消。

会聚同期或期后的拉伸作用最终形成大量的北东—南西向盆地^[23]。尽管局部下沉从威斯特法 A 期已有记录，但广阔的盆地演化是在斯蒂芬期之后开始的。在古生代末期，华力西区域大部已经增厚的地壳又增加了大约 30 km 的厚度。局部来说，地壳已经下降至海平面之下，正如推测的那样，部分前期造山带发生了迅速的镁灰岩期海侵^[23,12,31]。

3 数字模拟

有限元技术可用来研究晚华力西岩石圈的形变和温度。数字模拟是根据有限元软件 ANSYS(注册商标为休斯顿 Ansys 公司)进行的。假设华力西岩石圈的物理特性沿走向相对稳定，那么造山作用就能充分利用二维方法进行描述。当然，这种平面应力的假设对于真正的造山带和造山作用的复杂性肯定是一种简化，但可以认为这样对于更复杂的三维模拟迈出了重要的一步。

数字模拟主要集中在中欧华力西褶皱带的横剖面上，包括从内带至未变形前陆的一半剖面(图 1)。另一半的大部分受阿尔卑斯的影响而变模糊了，限制了数字模拟方法的使用。模拟断面(图 1 中的 A—A')垂直于华力西褶皱带北东—南西向构造单元，称之为莱茵海西带、萨克森图林根带和摩尔达努比带。断面的西北端位于未受华力西造山作用影响的岩石圈段。模拟开始于华力西内带会聚阶段的末期，即纳缪尔期(320 Ma)。初始模型设计大致为当时华力西岩石圈的物理状态。

3.1 模型的含义

模型包含参考的岩石圈区域、过渡带以及构造加厚的岩石圈(图 2)。模型岩石圈侧向不仅厚度可变，而且成分、初始温度等均可变。热计算的边界条件是表面温度为 0℃、通过模型的热流值不变。形变模型的边界条件为：在对称轴处允许发生垂直位移，模型的左右不发生倾斜。均衡反弹力作用于模型的顶部和底部，正如作用于地壳的底部那样。位移和力的边界条件选择性地作用于模型的前陆边缘，以便对拉伸和压缩作用进行模拟。

热-形变耦合用两种几何上一致的有限元格栅进行模拟，用来求解连续的热和形变方程。两个有限元格栅对造山带内部的直立轴是对称的(图 2)。只有造山带的左边一半需要模拟。然后计算由热膨胀和位移造成的耦合的温度和热应力。

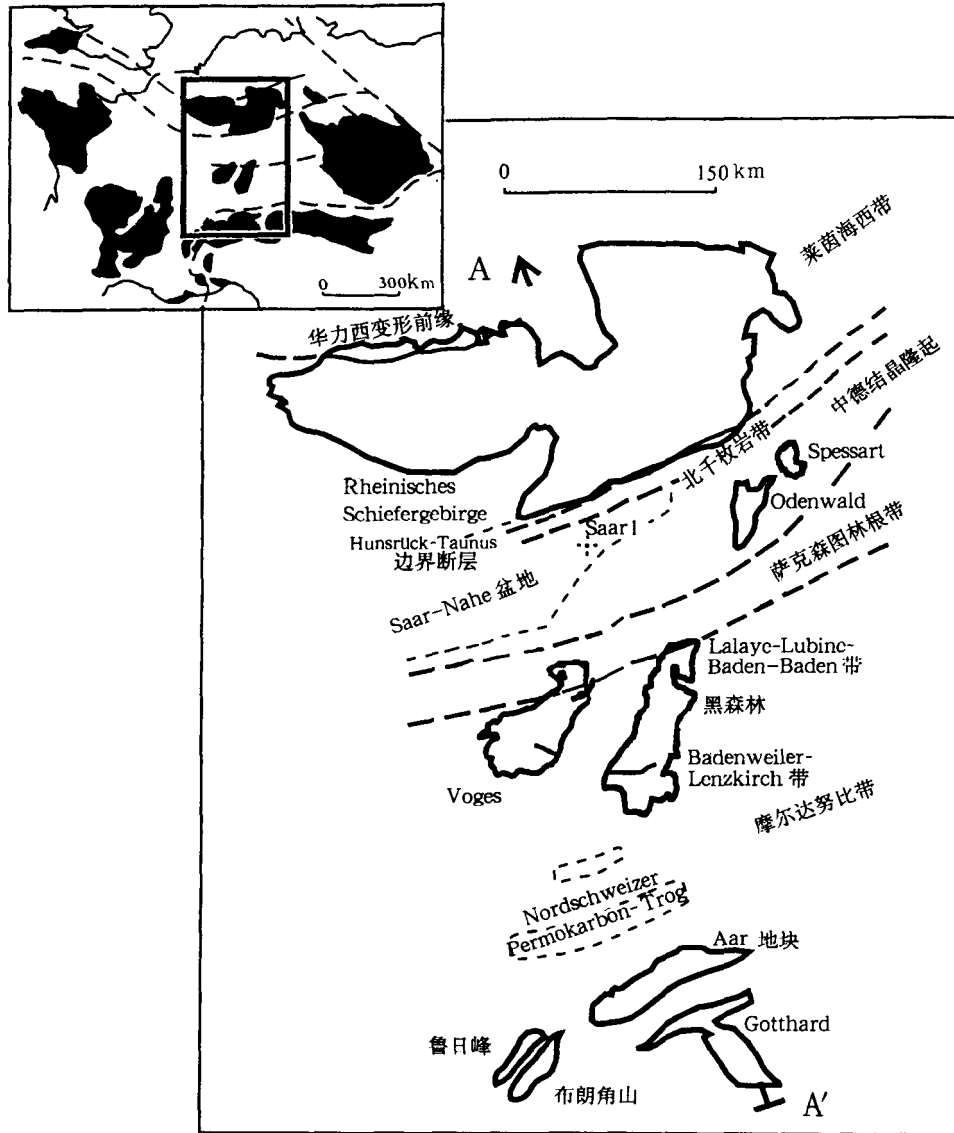


图1 中欧华力西构造和二叠—石炭纪盆地简图

(据 Franke, 1988和 Pfiffner, 1993 修改)

阿尔卑斯华力西基底单元表示在前中生代位置上。 A-A'表示造山带内带至未变形前陆的模式断面

3.2 热和形变特性

假定岩石圈由三层组成，即上地壳、下地壳和地幔岩石圈。这三层所采用的热参数和流变参数见表1。依据传导和对流的二维热传输方式计算岩石圈温度场。重要组分的折返在 Spessart 大约为 16 km 厚。更多的资料来自 Saar-Nahe 盆地的沉降分析，该盆地位于萨克森图林根带基底顶部。结果表明，从盛斯特法期至赤底期，地壳拉伸了 35% 从而推断威斯特法期以前的地壳厚度约为 40 km^[18]。从以上各种情况分析得出，在 320 Ma 时 萨克森图

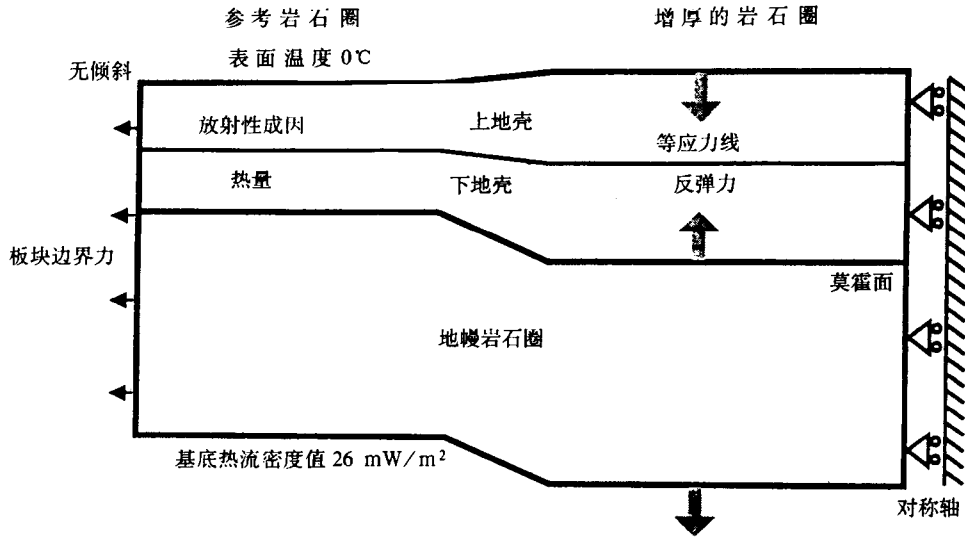


图 2 热-形变有限元模型概念的建立
(见 Braun 和 Beaumont, 1989; Govers 和 Wortel, 1993)

林根和摩尔达努比带地壳厚度为 40 km 是比较恰当的。莱茵海西带被动边缘上的中德结晶隆起逆冲于莱茵海西带被动边缘上，在萨克森图林根区域形成了复杂的地壳结构。折射地震数据 (DEKORP Group C, 1994) 揭示了两种地壳岩片彼此叠置。这种特征也表现在初始模型的几何特征中 (图 3b)。但我们知道摩尔达努比带并没有这种地壳构造，因此，通常的地壳分层只是一种假设。

造山带地幔岩石圈的初始厚度很难限定。考虑到华力西内带同会聚热峰强度 (如广泛的麻粒岩相变质作用和花岗岩侵入) 和各种俯冲带，其岩石圈的厚度相当薄还是比较合理的。因此推测地表测定的热流主要来源于地壳内放射性元素的衰变。华力西褶皱带所产生的放射性热焓取自 Cermák^[9] 热传导温度值据 Zoth 和 Hanel^[32] 的经验公式获得。

岩石圈的变形特征服从各种流变定律，它取决于岩石的组成、温度、压力、应力和应变率^[28]。最重要的变形机制是脆性破裂和粘流。因此粘塑性流变学适用于岩石圈的研究。当韧性应力小于倔强应力时，则认为地壳和地幔表现为不可压缩的粘性流体形变——蠕变方式。当韧性应力超过倔强 (弯曲) 应力时，壳幔被认为其形变符合弹性流体定律。这种弯曲应力由产生流体静力学孔隙压力的张性强度梯度为 14 MPa/km 的 Byerlee^[7] 摩擦关系来定义。假定韧性区域的应力受热动能定律中的异地蠕变的控制，那么应变率 ϵ^0 、应力差 $\sigma_1 - \sigma_3$ 及温度之间存在以下非线性关系：

$$\epsilon^0 = a_0 (\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right)$$

其中 R 为气体常数 a_0 为应变率系数 n 为能量定律应力指数 Q 为动能，是从实验数据推出的物性参数。利用分别代表上地壳、下地壳和地幔岩石圈的湿石英岩、斜长岩和湿纯橄岩的蠕变参数来模拟华力西大陆岩石圈的流变学成层性^[26, 29, 10]。这些蠕变参数不是华力西岩石圈相应的单矿物组分，而大致为无相关性的岩相的流变参数，它们决定着三个层圈岩石的实

表 1 热物质和形变物质参数

物 理 量	代 号	数 值	资 料 来 源
岩石圈热性质			
地表温度	T_s	273K	
软流圈温度	T_a	1623K	
岩石圈基底热流密度	q^*	0.026 W/m^2	
上地壳			
热传导系数	k	$3 \sim 1.3 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$	Zoth Hänel, 1988
比热容	C	$1300 \text{ m}^2/(\text{s}^2 \cdot \text{K})$	
放射性成因热量	H	$2.6 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$	Cermák, 1995
下地壳			
热传导系数	k	$2.5 \sim 1.7 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$	Zoth Hänel, 1988
比热容	C	$1300 \text{ m}^2/(\text{s}^2 \cdot \text{K})$	
放射性成因热量	H	$0.52 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$	Cermák, 1995
上地幔			
热传导系数	k	$3 \sim 4 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$	Zoth Hänel, 1988
比热容	C	$1300 \text{ m}^2/(\text{s}^2 \cdot \text{K})$	
放射性成因热量	H	$0.02 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$	Cermák, 1995
岩石圈力学性质			
参考大陆厚度		30 km	
参考岩石圈厚度		117 km	
泊松比	ν	0.25	
上地壳			
273K 时的密度	ρ	2800 kg/m^3	Paterson & Luan, 1990
杨氏模量	E	$0.5 \times 10^{11} \text{ Pa}$	
应变率系数	a_0	$1.633 \times 10^{-26} \text{ Pa}^{-n}/\text{s}$	
活动常数	Q/R	16238 K	
能量定律应力指数	n	3.2	
下地壳			
273K 时的密度	ρ	3000 kg/m^3	Shelton & Tullis, 1981
杨氏模量	E	$0.8 \times 10^{11} \text{ Pa}$	
应变率系数	a_0	$2.063 \times 10^{-23} \text{ Pa}^{-n}/\text{s}$	
活动常数	Q/R	28747 K	
能量定律应力指数	n	3.2	
上地幔			
273K 时的密度	ρ	3400 kg/m^3	Chopra & Paterson, 1981
杨氏模量	E	$1.5 \times 10^{11} \text{ Pa}$	
应变率系数	a_0	$5.248 \times 10^{-25} \text{ Pa}^{-n}/\text{s}$	
活动常数	Q/R	59899	
能量定律应力指数	n	4.48	

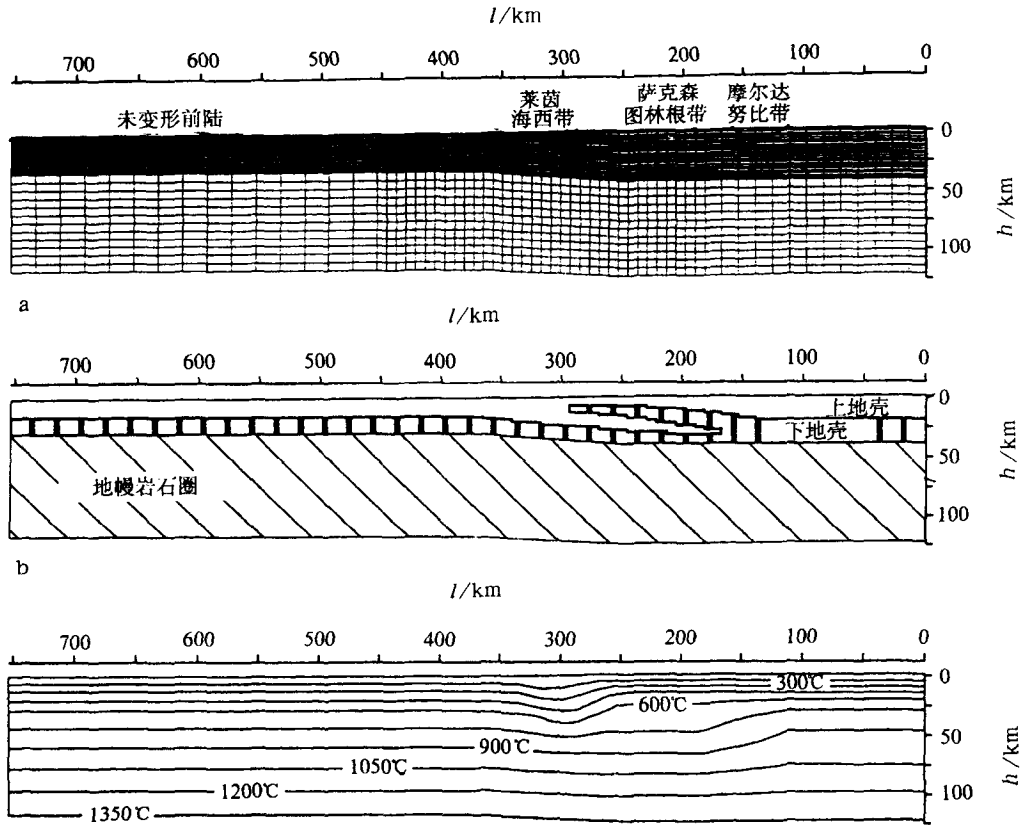


图 3 初始有限元网格、物质分布和瞬间温度场

际强度^[17]。

3.3 初始岩石圈构造

华力西古地理重建^[31,25]表明,在模拟断面附近存在广泛的海相沉积。这说明除了局部有岩浆弧外,该区域(将来的造山带)大部分地壳厚度在推覆之前不超过 30~32km^[13]。地壳厚度在 320 Ma(即数字模拟的起始时间)时的资料缺乏,但有几条可靠的证据可以约束初始模型的几何学(条件)。华力西内带斯蒂芬期沉积常常覆盖于角闪岩相变质基底之上,其间接说明在斯蒂芬期之前由于侵蚀和(或)构造作用早已存在大规模的地壳减薄作用。据 Eisbacher 等^[13]估计黑森林地区地壳厚度为 40 km,这与变质历史证据相一致。即使在大陆碰撞期间地壳由于两个因素之一而缩短,同会聚折返至少 25 km 才可能抵消地壳增厚的大部分,这样在后会聚演化的初期,地壳厚度才能保证不超过 40 km。据 Behrmann 等^[3]平衡剖面,萨克森图林根带的最大地壳厚度为 55 km。这是一个极限值,因为它尚未考虑同会聚作用,即在碰撞期间,地幔岩石圈的上部板块与莫霍面脱离并被吸收,不会造成下插地壳部分的上地幔发生明显增厚。

数字模拟前,快速会聚紧接着进入折返阶段会强烈地干扰地壳温度,因此,必须引入瞬间温度场作为初始温度分布(图 3c)。摩尔达努比带在 320 Ma 时岩石圈的厚度是这样计算的:假定 32 km 厚的地壳在 10 Ma 从 350 Ma 至 340 Ma 时段内增厚了两倍,接着在 10 Ma

时段内(从 340 Ma 至 330 Ma)以 2.4 mm/a 的速度发生折返,随后又用了 10 Ma(从 330 Ma 至 320 Ma)的时间发生热释放。同样萨克森图林根带在 330~325 Ma 之间根据参考岩石圈顶部 26 km 地壳的叠置、经 5 Ma 以 3.2 mm/a 的折返率来计算的。这些情形可重塑利用 p - T - t 数据计算的结果^[19]。萨克森图林根带会聚并推覆到莱茵海西带之上在维宪和纳缪尔期^[19]以 2cm/a 的水平速度进行,这同样也改变着前陆的温度场。该推覆构造相应的温度分布引自 Henk^[19]。

3.4 模型几何学

数字模型剖面长 750 km 厚度从地表到岩石圈底部(图 3a)。几何模型包括 240km 长、地壳厚度为 40km 的剖面。正常厚度地壳与加厚地壳之间的过渡带长度为 120 km 相当于莱茵海西带,而加厚的剖面部分代表萨克森图林根及摩尔达努比带(也相当于阿尔卑斯华力西基底单元)。模型的岩石圈厚度介于 117~125 km 之间。加在一起几何模型由 2108 个四结点单元构成。

选取 30 km 厚的地壳和 87 km 厚的上地幔作为热稳定的参照岩石圈。所采用的物性参数列在表 1 中。对照石炭纪海相到三角洲沉积的特点,将参照岩石圈的顶部设置到接近海平面,而且,该参照岩石圈接近于均衡,与洋中脊的能量相平衡^[20,30]。

4 模拟结果

4.1 模型 A₁ 只有重力作用造成的 40 km 厚的地壳拉伸

这种模型用以研究华力西内带在地壳叠加期末开始的重力滑塌情景。在热-形变计算开

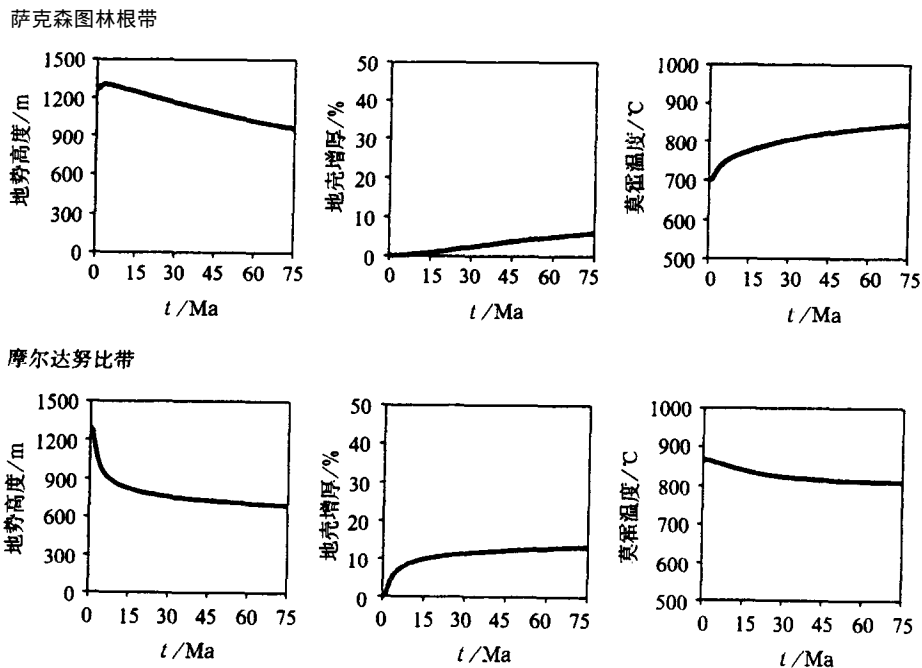


图 4 模型 A₁:萨克森图林根和摩尔达努比带中央部位地势、累积垂直应力和莫霍温度与时间的函数关系

始挤压板块边界应力设置为零即 $t=0$ 。接着只有重力作用于岩石圈。数字模拟结果表明萨克森图林根和摩尔达努比带早期拉伸速度快；到 5~10 Ma 之后拉伸迅速减小而在 75 Ma 之后可忽略不计。萨克森图林根和摩尔达努比带累计垂直方向的应力分别为 6% 和 13% (图 4)。结果在模拟末期，模型增厚的部分仍然保持着 35.5~38 km 地壳厚度和 690~960 m 的地垫 (图 5)。地壳增厚的侧向差异取决于初始地壳构造。萨克森图林根带的地壳叠

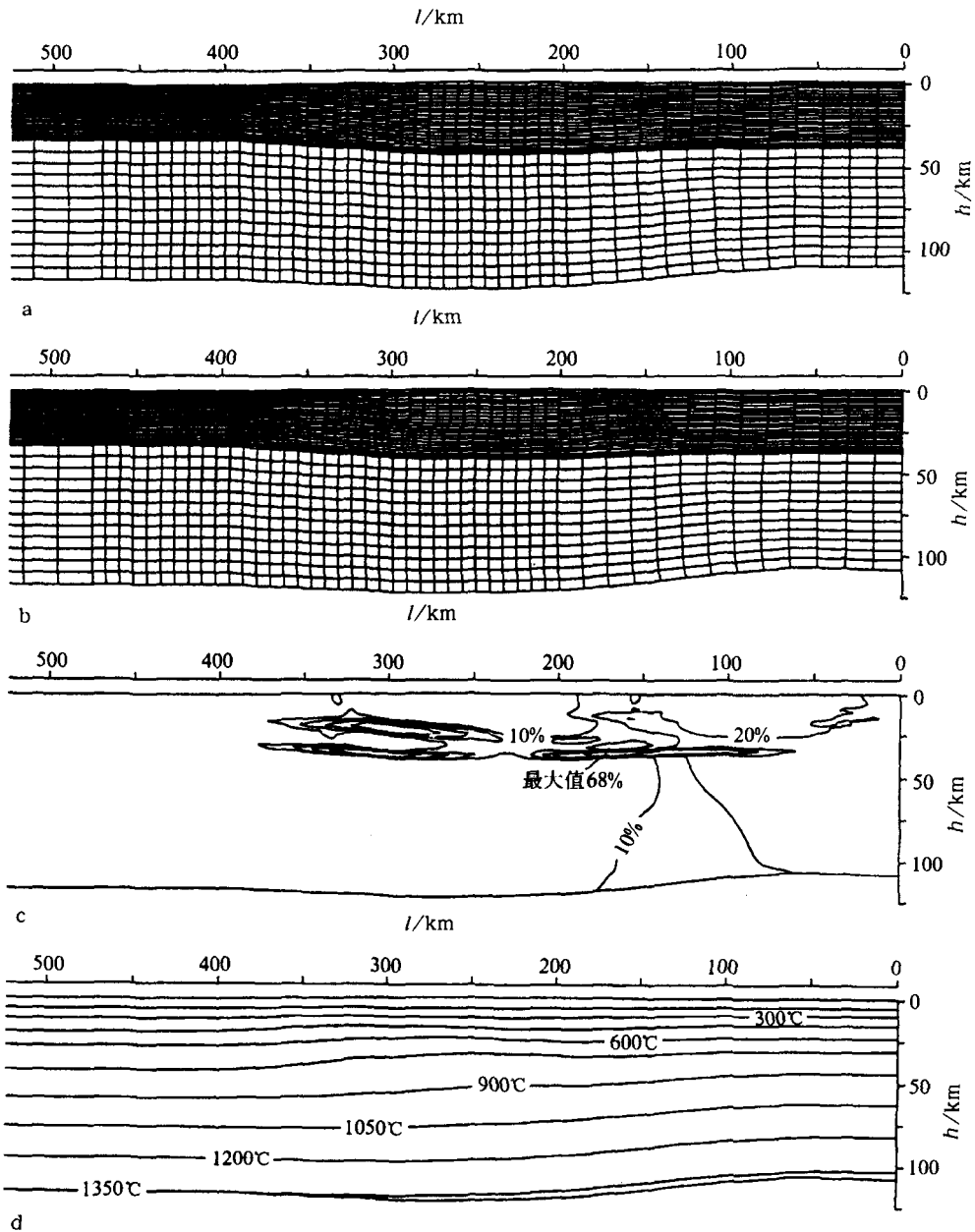


图 5 模型 A_1

a—15 Ma 后的 FE 格栅；b—35 Ma 后的 FE 格栅；c—35 Ma 后累计应力；d—35 Ma 后温度分布

置将下部地壳岩石抬升至较浅的地表水平，因而其相对于邻区温度较低，这就增加了萨克森图林根区域岩石圈的强度，使其地壳不易拉伸。本区变形方式的详细观察揭示这两个地壳岩石片的差异运动，类似于逆冲带的拉伸活化。在数字模拟实验中，推覆体之下板块的上地壳充当了一种低粘度带的作用，促使上盘向造山带内部运动。该带的最大总应力在 35 Ma 之后达到 68% (图 5c)。

萨克森图林根带的热释放将莫霍温度从 700 °C 增加至 800 °C 缓慢地接近于平衡状态 (图 4)。通过总应力稳定增加的记录可以看出，岩石圈流变的作用强度是连续减小的。摩尔达努比带则相反，早在 320 Ma 前已开始热释放作用。在该带，大量的应变导致放射性地层的强烈减薄，使温度从开始的 870 °C 降至 810 °C，反过来增加了岩石圈的强度，因此拉伸作用的减小比萨克森图林根带要快得多。

4.2 模型 B₁ 只有重力作用造成的 50 km 厚的地壳拉伸

模型 B₁ 与 A₁ 不同的只是其初始地壳厚度为 50 km。关于这个问题，可以认为这是华力西内带的最大值。像以前模拟一样，只有重力作用于岩石圈。模拟结果显示了相当可观的拉伸量，但重力不能再次恢复造山带内部参考地壳厚度 (图 7)。在初期迅速拉伸之后，地壳减薄的速度放慢。35 Ma 之后，内带累积垂直应变总计为 25%~30% (图 6) 地势从 2500 m 下降至 950 m 但地壳的厚度仍为 39 km。由于大量放射性热的释放，加厚的地壳基底温度在萨克森图林根和摩尔达努比带分别升至 860 °C 和 930 °C。

35 Ma 后的应变分布 (图 7c) 显示出许多有趣的细节。下地壳形成了几个似穹窿构造，非常类似于变质核部杂岩。其下伏于累计变形高达 300% 的高应变带之下。地壳和上地幔减薄数量也存在着侧向差异，最大的地壳和地幔岩石圈拉伸带在空间上并不吻合。在地幔岩石

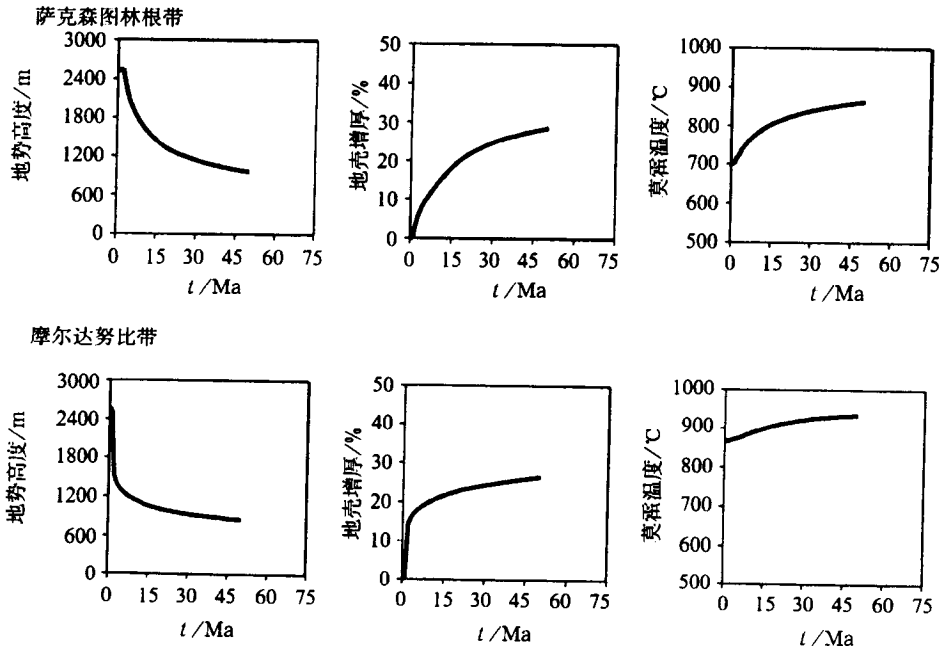


图 6 模型 B₁: 萨克森图林根和摩尔达努比带中央部位地势、累计垂直应力和莫霍温度与时间的函数关系

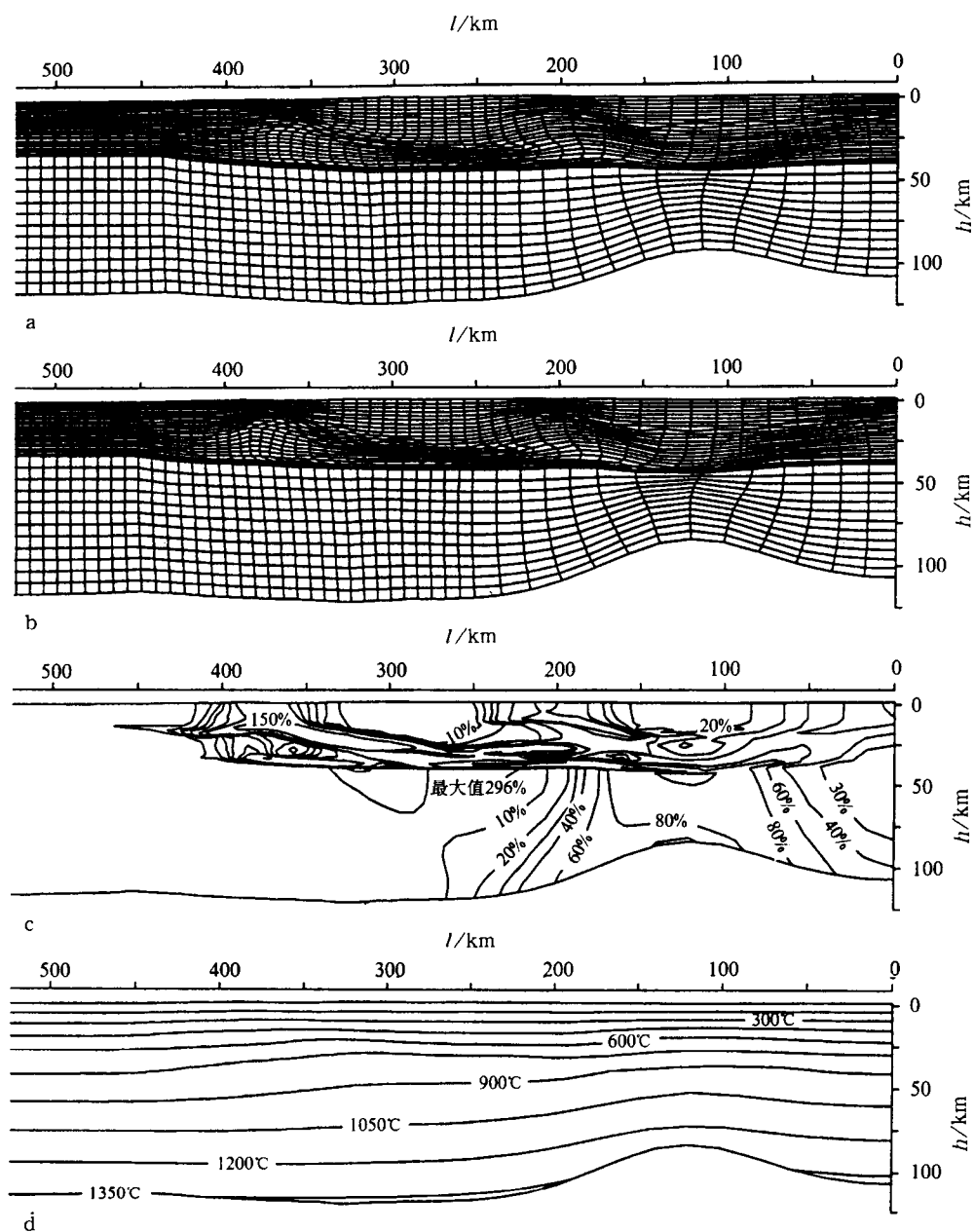


图 7 模型 B_1

a—15 Ma 后的 FE 格栅；b—35 Ma 后的 FE 格栅；c—35 Ma 后累计应力；d—35 Ma 后温度分布

圈减薄最大的地方，造山带地壳的厚度仍然是最大的，而且莫霍温度也是最高的。这种应变方式的原因在于温度和应变速率在塑性区域服从蠕变法则。初始模型建立的温度和物质分布的微小不均一性趋向于形成局部变形。由于应变的软化效应，这些变形带在整个数值模拟中保持了其原有的位置。

4.3 模型 G_3 在热释放 15 Ma 之后，由于重力和张性板块边界应变造成 40 km 厚的地壳的拉伸

为了缩小萨克森图林根和摩尔达努比带之间地壳减薄的侧向差异，模型 G_3 的初始几何条件不包括模型 A_1 和 B_1 中的逆冲构造。可以假定在正常地壳分层的条件下，下地壳具有 10 km 的厚度。模型 G_3 的情况是开始阶段为热释放，当 $t=15$ Ma 挤压作用被作用于模型前陆边缘的张性板块边界力所取代。这是在 15~25 Ma 时通过附加的 10 MPa 的线性张应力而获得的。尽管这种作用力很小，但和模型 A_1 相比，张性板块边界应力的附加却大大地改变应变平衡和变形方式（图 8、9）。在快速拉伸阶段，累积的垂向应变可使 35% 的地壳厚度从 40 km 减少到 30 km 以下，地势也下降到海平面的程度。因而由地壳增厚而形成的地壳根部完全被张性板块边界力所破坏。由于地壳大幅度地减薄，内带的莫霍温度在 75 Ma 之后降至 750°C。

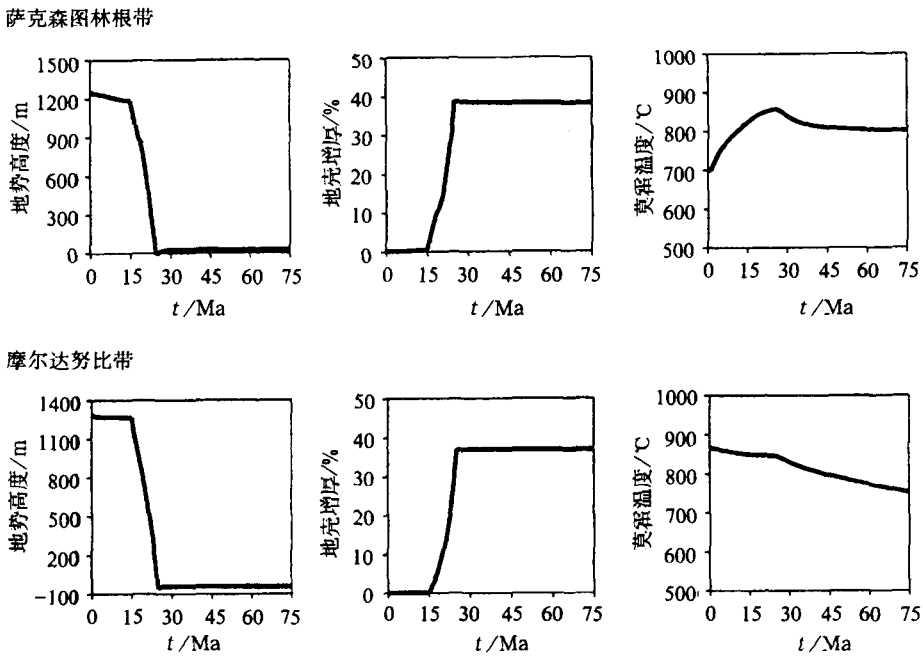


图 8 模型 G_3 : 萨克森图林根和摩尔达努比带中央部位地势、累计垂直应力和莫霍温度与时间的函数关系

模型岩石圈的应变分布（图 9c）再次展现了下地壳穹窿构造的形成。这些穹窿下伏于陡倾于造山带内部的高应变带之下。最突出的应变带是莫霍区域，其变形几乎达到 200%，它是地壳和地幔岩石圈侧向拉伸变异的结果。从局部范围看，上地幔的减薄达到 70% 相当于地壳拉伸的两倍。该区岩石圈基底位于大约 80 km 的深度。

5 讨论

数字模拟实验是为对比中欧晚华力西演化而设计的。热-形变模拟的初始时间相当于