

中生代川东褶皱带的数值模拟：滑脱带深度对地台盖层褶皱型式的影响

张小琼^{1,2}, 单业华¹, 聂冠军^{1,2}, 倪永进^{1,2}

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 纵弯褶皱作用是中生代川东褶皱带的主导宏观变形机制, 造成了区内各褶皱近等间距相间排列, 褶皱轴延伸稳定, 区域性逆冲断层不发育。本文利用 FLAC6.0 软件模拟了在不同变形基底厚度的情形下该褶皱带的形成过程。无论变形基底厚度如何变化, 盖层浅处(三叠系顶部褶皱面)始终出现隔槽式褶皱, 意味着影响褶皱发育的滑脱带在隔档式和隔槽式褶皱区是不一样的, 分别处于盖层内和基底内。随着变形基底厚度加大, 盖层深处(志留系顶部褶皱面)由隔档式褶皱逐渐转变成隔槽式褶皱, 尤其是在变形基底厚度为 3~4 km 的情形下, 盖层深部出现的褶皱型式与真实的隔槽式褶皱非常相似。在志留系为滑脱带的情形下, 盖层浅部呈现出与真实的隔档式褶皱相似的形态特征。这些认识得到了该区地震反射剖面解释成果的证实。

关键词: 数值模拟; 褶皱带; 褶皱型式; 滑脱带; 地台盖层

中图分类号: P542 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2013)04-0622-011

0 引言

川东褶皱带处于扬子地块中部, 西起四川盆地, 东临雪峰山隆起, 北接南大巴山, 向南延伸到滇黔桂交界区, 从南到北表现为 NNE-NE 向、朝北西突出的弧形褶皱带, 长约 600 km, 宽约 400 km(图 1)。该褶皱带影响到震旦系至侏罗系, 累计厚度可达上万米的地台盖层, 大致以 NNE 向的齐岳山断层为界, 西侧为向斜宽、背斜窄的隔档式褶皱, 东侧为向斜窄、背斜宽(图 2a)的隔槽式褶皱(四川省地质矿产局, 1991)。这种横向上变化明显的褶皱型式的形成时代和形成机制问题吸引了国内众多学者的关注。

一般认为川东褶皱带形成在晚侏罗世-早白垩世之间, 即燕山中期(四川省地质矿产局, 1991; 胡召齐等, 2009)。但是, 根据川东褶皱带的某些构造和

地貌特征, 颜丹平等(2000)提出隔槽式褶皱区的地层经历了燕山和喜山两期平行褶皱作用, 隔档式褶皱区的地层仅遭受到喜山期褶皱作用; 而丁道桂等(2007)却认为两区的褶皱变形分别发生在中、晚侏罗世和早白垩世末, 代表着中生代区域挤压作用向西北的分段推进。后一认识似乎得到磷灰石裂变径迹分析(梅廉夫等, 2010; 袁玉松等, 2010)的支持。

目前关于川东褶皱带形成机制的认识不一, 主要有以下几种成因模型:

1) 基底断层模型: 张文佑等(1977)提出间隔排列的基底断层逆冲活动形成了隔槽式褶皱。这样形成的褶皱构造一般具有如北美 Colorado 高原 Hunters Point 山(Davis, 1978)那样的单斜褶皱(monocline)形态, 而区内的背斜和向斜整体上却是对称的(图 1c)。

收稿日期: 2013-04-02; 改回日期: 2013-06-19

项目资助: 国家自然科学基金项目(批准号: 41272228)资助。

第一作者简介: 张小琼(1987-), 女, 博士研究生, 从事构造地质学研究。Email: zhangxiaojiong122@163.com

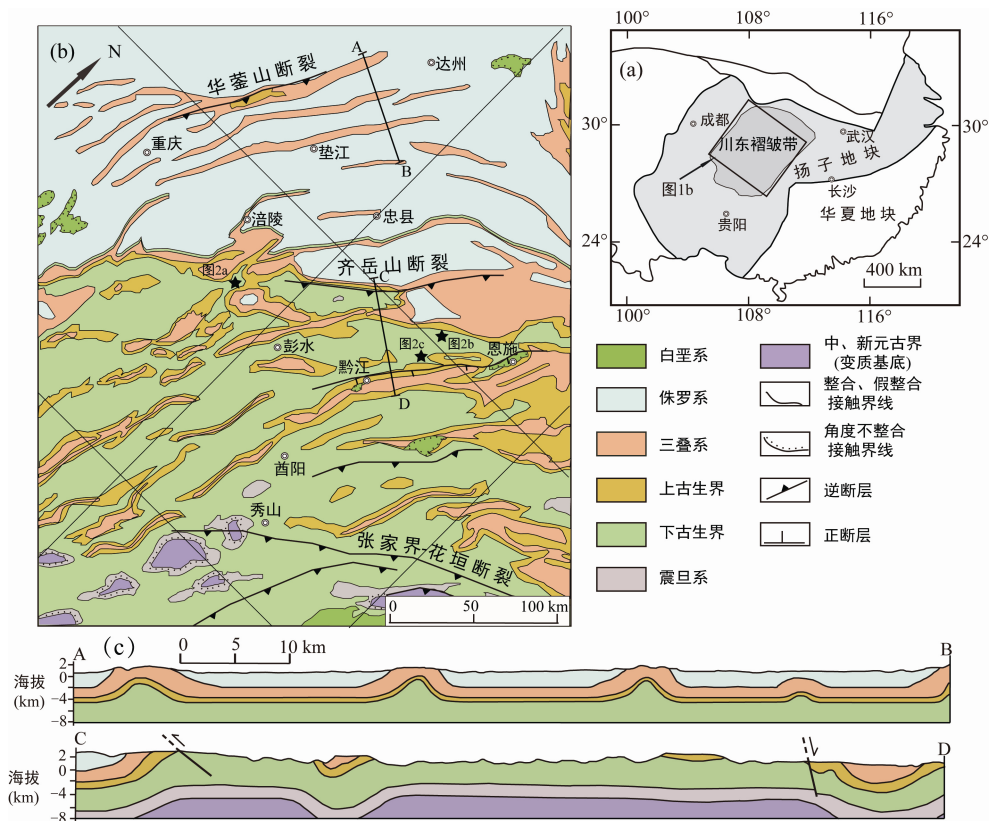


图 1 川东褶皱带的构造位置(a, 修改自彭美丽等, 2011 和舒良树, 2012)、地质简图(b, 修改自马丽芳, 2002)和典型剖面图(c, 修改自 1:20 万地质图达县幅 和 黔江幅)

Fig.1 Location, geological map and typical cross sections of the East Sichuan fold belt

2) 箱型褶皱模型: 刘尚忠(1995)通过褶皱形态分析指出箱型褶皱构成了该褶皱带的主体, 认为隔槽式和隔档式褶皱代表着不同剥蚀程度的结果。由于现今隔档褶皱区出露的主要地层为上古生界和中生界, 隔槽褶皱区出露的地层为上、下古生界, 前者的剥蚀程度明显小于后者的, 他的模型需要前者的褶皱尺度小于后者的。这与研究区褶皱波长的测量结果(见后面)相符。

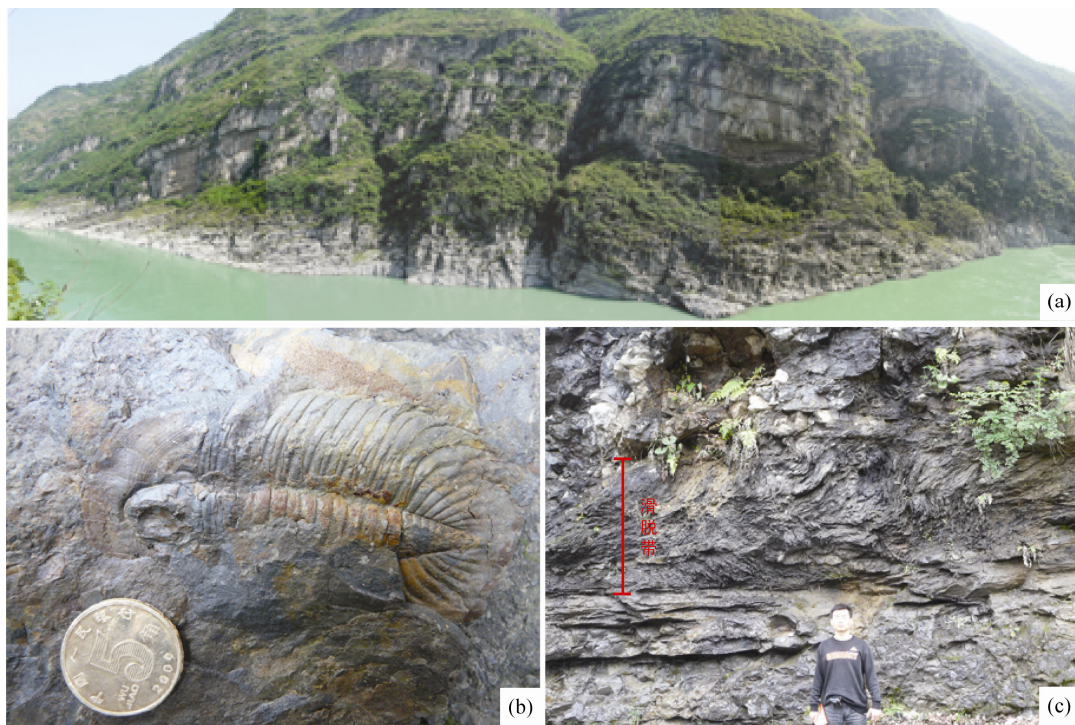
3) 构造反转模型: 在区域构造演化分析的基础上, 李忠权等(2002)设想隔档式褶皱区曾发生构造正反转, 早期在区域伸展下形成与正断层作用相关的滚动背斜和拖曳向斜, 晚期在区域挤压下正反转形成隔档式褶皱。区域上很难找到存在着这样反转断层的地质证据。

4) 断弯褶皱模型: 根据隔档式褶皱区背斜的形态和结构, 颜丹平等(2000)、Yan et al.(2003, 2009)和冯常茂等(2008)认为该区构造主要表现为由台阶状断层和基底滑脱构造控制的断弯褶皱,

隔档式褶皱首先形成在断坡处, 随着逆冲断层推进和变形加强, 早期形成的背斜不断加宽演变为隔槽式褶皱, 最终在前端出现隔档式褶皱, 后端出现隔槽式褶皱。事实上, 在区域上只发育着少量的逆冲断层, 且它们的延伸相对褶皱带而言极其短小(图 1b), 意味着逆冲断层在该褶皱带形成中所起的作用是有限的。此外, 在隔槽式褶皱的背斜核部, 地层变形的程度在作为非能干层的泥(页)岩中变化很大, 从不明显(图 2b; 寒武系泥岩层保存着完整的三叶虫化石, 显示未遭受顺层剪切变形)到强烈(图 2c; 志留系泥页岩中发育着顺层的滑脱带), 但其简单的表现形式似乎反映不出所设想的复杂变形历史。

5) 断展和纵弯褶皱模型: 丁道桂等(2005, 2007)综合分析地质和地球物理资料, 提出隔槽式褶皱是逆掩断层在盖层中扩展的产物, 主拆离断裂带发生于上地壳内(深度 7~10 km), 隔档式褶皱是纵弯作用下形成的大尺度膝折褶皱带。

四川省地质矿产局. 1981. 1:20 万达县幅地质矿产调查报告.
四川省地质矿产局. 1975. 1:20 万黔江幅地质矿产调查报告.



(a) 由下古生界灰岩组成的宽缓背斜, 镜头指向北, 重庆黔江至武隆的 319 国道(N29°23'17.3", E107°39'8.7"); (b) 背斜部位下寒武统泥岩中顺层产出的完整三叶虫化石明显没有遭受顺层剪切变形, 湖北利川至咸丰的 262 省道(N30°4'58.9", E109°0'45.6"); (c) 背斜部位志留系泥(页)岩中发育的滑脱带, 顶部相对向右运动, 湖北利川至咸丰的 262 省道(N29°52'32.9", E109°6'29.9")。照片的位置见图 1b。

图 2 隔槽式褶皱区的构造照片

Fig.2 Photographs showing the deformation of trough-like folds

造成上述不同认识的原因是不同学者强调各自不同的观察角度。根据主导的宏观变形机制, 可以将上述模型归纳成两大类, 即褶皱作用(如刘尚忠, 1995; 张必龙等, 2009)和逆冲作用(如张文佑等, 1977; 颜丹平等, 2000; Yan et al., 2003, 2009; 李忠权等, 2002; 丁道桂等, 2005; 丁道桂和刘光祥, 2007; 冯常茂等, 2008)。考虑到该褶皱带内各褶皱近等间距相间排列, 延伸长达数十公里甚至上百公里, 且几乎不发育大型的逆冲断层, 我们认为褶皱作用控制着整个褶皱带的形成和演化。

张必龙等(2009)利用 FLAC4.0 软件研究了岩石力学参数、上覆压力等诸多因素对小尺度(250 m×8 m)隔档式和隔槽式褶皱形成的影响, 以为层间粘聚力差异和上覆压力是导致两种褶皱样式的重要因素, 当层间粘聚力差异大, 上覆压力小时, 隔档式褶皱出现; 反之, 形成隔槽式褶皱。然而, 模型中的水平初始速度不只是施加在边界的节点上, 而是按照与固定边界的距离等比例施加在每个节点上。这种方式只适合接近临界的变形情形(如 Ord, 1991; Zhang et al., 2007), 不适用于失稳的情形如褶皱。

因此, 本文的目的是建立接近真实尺度(200

km×(11~19) km)的模型, 采用 FLAC6.0 软件模拟川东褶皱带的形成和演化, 着重分析不同深度的滑脱带对盖层褶皱型式的影响。

1 地质背景

川东褶皱带作为扬子地块的一部分, 出露着由新元古界板溪群浅变质碎屑岩组成的基底、由震旦系至侏罗系碳酸盐岩和碎屑岩组成、厚度可达万米的地台盖层(表 1)和零星分布的白垩系红层沉积(图 1b)。新元古代晋宁运动最终造就了扬子地块的基底, 随后进入长期、相对稳定的地台盖层演化阶段, 直至中、晚侏罗世由于周边西太平洋和特提斯洋的强烈俯冲消减才开始再次卷入强烈的构造作用。由地台盖层组成的宏观变形构造主要表现为平行褶皱(图 2a)和少量的断层(包括正断层和逆断层)。白垩系沉积的分布受正断层控制, 地层产状近平缓, 与下伏遭受褶皱的地台盖层呈角度不整合接触, 说明该褶皱带形成在白垩系红层盆地出现之前(胡召齐等, 2009)。

NNE 向展布的齐岳山断层是区内中部唯一的区

域性逆断层, 控制着两侧的褶皱样式和地形高程。在其西侧, 平均海拔大约为 600 m, 发育具有向斜宽和背斜窄的隔档式褶皱, 向斜宽度与背斜宽度之比大约为 2:1 (图 3a), 波长约为 17~23 km (图 3b)。褶皱枢纽的方向近一致 (图 3c), 延伸稳定, 一般可达数十或数百公里。向斜中心是近水平产出的侏罗系, 而背斜核部的地层变陡甚至倒转, 大多数为下-中三叠统, 仅在华蓥山中段有下古生界。

在该断裂东侧, 平均海拔为 1100 m, 出现具有背斜宽和向斜窄的隔槽式褶皱, 向斜宽度与背斜宽度之比接近为 1:2 (图 3a), 波长约为 30~37 km (图 3b)。与西侧相比, 这里的褶皱枢纽方向性较差 (图 3d), 但延伸稳定, 亦可达数十或数百公里。背斜核部主要出露着缓倾的寒武系-奥陶系 (图 2c), 局部有新元古界基底岩石的卷入, 而向斜核部主要由上古生界及三叠系组成, 高倾斜、陡立甚至倒转。

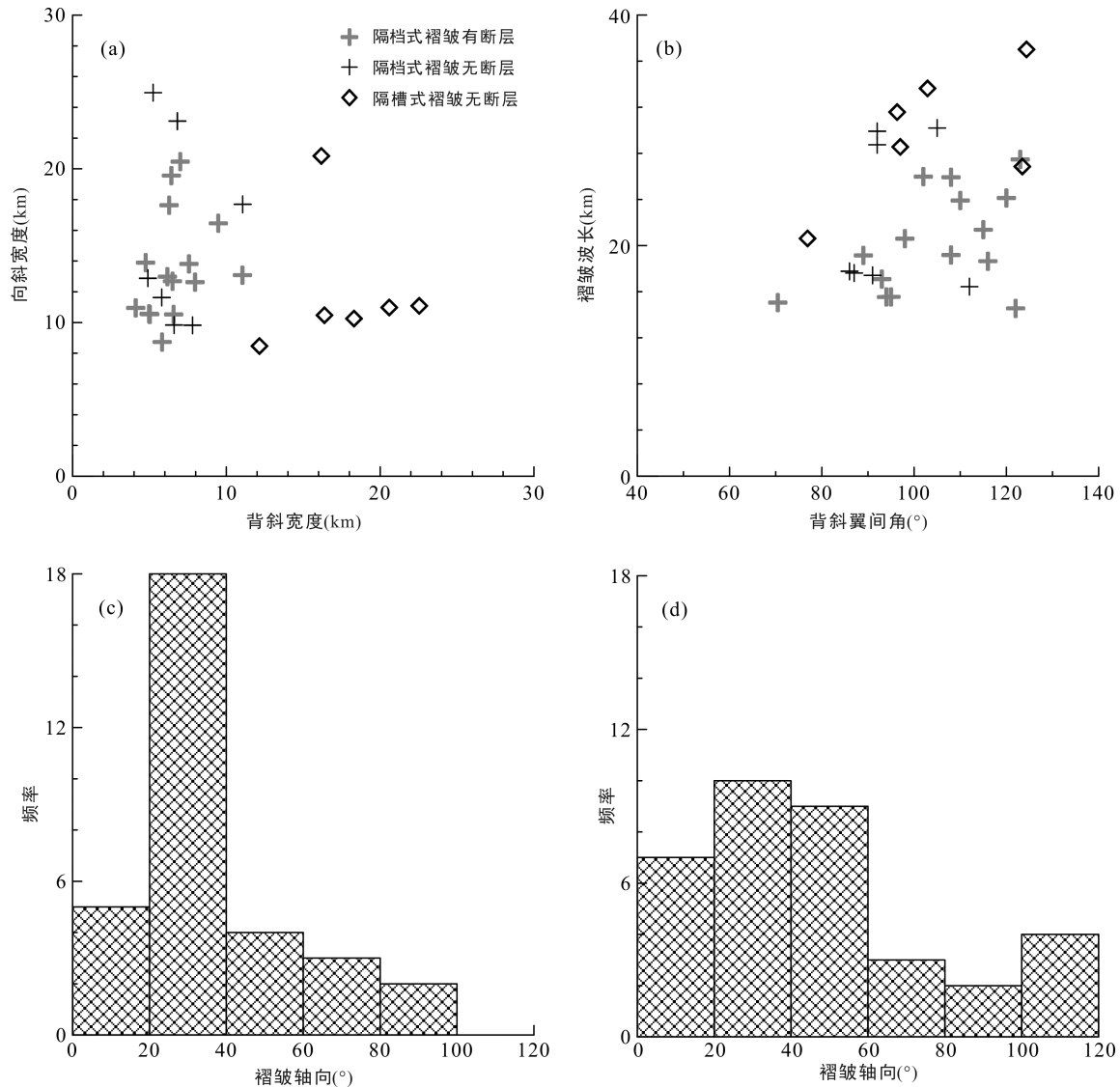


图 3 隔档式和隔槽式褶皱的向斜-背斜宽度(a)、褶皱波长-翼间角(b)和褶皱轴方位直方图(c-d)((c)和(d)分别为隔档式和隔槽式褶皱轴的统计结果。褶皱要素的测量是在 1:20 万地质图达县幅^①、黔江幅^②、酉阳幅^③、垫江幅^④、万县幅^⑤、重庆幅^⑥和恩施幅^⑦的剖面图上进行的)

Fig. 3 Plots of syncline widths vs. anticline widths (a) and of fold wavelengths vs. interlimb angles (b), and histograms of fold axes orientation of ridge-like and trough-like folds (c-d)

四川省地质矿产局. 1972. 1 20 万酉阳幅地质矿产调查报告.
 四川省地质矿产局. 1981. 1 20 万垫江幅地质矿产调查报告.
 四川省地质矿产局. 1981. 1 20 万万县幅地质矿产调查报告.
 四川省地质矿产局. 1982. 1 20 万重庆幅地质矿产调查报告.
 湖北省地质矿产局. 1987. 1 20 万恩施幅地质矿产调查报告.

表 1 文中模型的分层及其岩石力学参数(据 Touloukian et al., 1981; 孙岩等, 2005; 张必龙等, 2009)

Table 1 Layers and their assigned mechanical properties for the models in this paper

序号	地层代号	厚度(km)	主要岩性	岩石力学参数						
				密度 ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	杨氏模量 E (GPa)	泊松比 μ	粘聚力 C (MPa)	抗拉强度 σ_t (MPa)	内摩擦角 ϕ ($^\circ$)	膨胀角 ψ ($^\circ$)
1	J ₂	0.5	泥岩	2550	36.0	0.255	25	3.6	23	2
2		1.0	砂岩	2630	59.1	0.218	35	4.5	37	2
3	J ₁₋₂	0.5	泥岩	2550	36.0	0.255	25	3.6	23	2
4		1.0	砂岩	2630	59.1	0.218	35	4.5	37	2
5	T ₁₋₂	1.0	页岩夹砂岩	2600	33.3	0.260	23	3.0	20	2
6	D-T ₁	2.0	灰岩和白云岩	2700	65.0	0.266	50	5.0	40	2
7	S	1.5	页岩夹砂质泥岩	2600	30.0	0.318	20	1.3	18	2
8	ϵ_{2-3-O}	2.0	白云岩、灰岩和泥质石灰岩	2700	65.0	0.206	50	7.0	40	2
9	ϵ_1	0.5	泥质灰岩与页岩	2570	43.3	0.306	35	1.5	29	2
10	Z	1.0	白云岩和石灰岩	2750	70.3	0.265	55	6.8	34	2
11	PreZ	≥ 0.0	板岩及千枚岩	2670	85.0	0.206	85	6.5	30	2

2 模型

本次研究选用的数值模拟软件是 Itasca 公司开发的 FLAC(Fast Lagrangian Analysis of Continua) 6.0 岩土工程软件。该软件采用拉格朗日形式的显式有限差分方法, 按时步积分计算平衡方程和本构方程, 得到各步的位移解和应力解。这种算法适合求解大变形问题甚至变形-流体-热耦合问题, 加上其强大的内置编程语言使得建模变得简单、灵活, 因而该软件被广泛应用于构造变形(如 Strayer and Hudleston, 1997; Zhang et al., 2000; 徐政语等, 2006; Burov and Toussaint, 2007)和流体热液成矿(如 Hobbs et al., 2000; 林舸等, 2004; Zhang et al., 2007; Zhou et al., 2008)的研究。

川东褶皱带总体上呈 NNE-NE 向展布, 西邻未卷入褶皱变形的四川盆地, 反映出主要遭受到来自近 SE 的构造作用。因此, 该褶皱带的三维模型可以简化成横向的二维模型。考虑到川东褶皱带的区域性褶皱具有数十公里的平均波长(图 3b), 波及到地台盖层的底部或更深处, 本文模拟的对象水平长 200 km, 垂直高 11~19 km。为了研究不同深度的滑脱层对盖层褶皱型式的影响, 我们分别考虑了变形基底的厚度从 0 km 整数变化到 8 km 的 9 种情形。根据不同时代地层单元岩性之间的异同, 我们将地台盖层划分为 10 个力学层(图 4 和表 1), 它们能够刻画出地层能干性在垂向上的变化趋势。虽然还能够进行更多的分层, 但是这样会大幅度地增加计算的存储空间和时间。简化起见, 我们忽略了在模拟的尺度上地层岩性和厚度的变化。这种变化自然存在(王鸿祯, 1985), 但是在隔档式或隔槽式褶皱区, 区域性褶皱近等间距分布, 暗示出它们的形成几乎不受其影响。

整个实体模型被剖分成 $400 \times (22 \sim 42)$ 个边长 500 m 宽的正方形网格。与区域性褶皱的波长相比, 这样大密度的网格可以确保不会因为网格过于稀疏而影响正常褶皱的形成和发展。

模型中各层的岩石力学行为遵循非关联的摩尔-库仑本构定律。研究区代表性地层的岩石力学参数实测结果变化大(李本亮等, 2001; 孙岩等, 2005; 颜丹平等, 2008), 例如不同学者得到杨氏模量之差最大可达两个数量级。表 1 中各层岩石力学参数的选取参照了前人的实测结果(Touloukian et al., 1981; 孙岩等, 2005)和张必龙等(2009)的设定值。

如图 4 所示, 模型的上边界(即地表)为自由边界, 下边界(即滑脱带)上不允许物质的垂直运动, 右边界上不允许物质的水平运动, 左边界上施加一致的水平速度(即时步)。模型中的重力作用是垂直向下的。由平衡剖面分析得到的川东褶皱带的缩短率大约为 18%~20%(颜丹平等, 2000; 梅廉夫等, 2010), 也就是说, 在模拟的尺度上大约有 36~40 km 的地壳缩短量。这样的缩短量被折算成一定的时步值, 均匀地施加在左边界上。模型中设置每个时步为 0.6 m, 总时步数为 80000, 最后的地壳缩短量达 48 km。但是, 实际上, 当接近总时步数时, 一些模型因局部网格的破裂而被迫终止。需要指出的是, 由平衡剖面分析得到的是由褶皱变形造成的地壳缩短率, 不包括褶皱前期的地层缩短率, 因此在前面设置的时步数下, 由最终模拟的褶皱记录到的地壳缩短率要比实测值小。

3 结果分析

在变形基底厚度为 0 km 的情形下(图 5a), 箱状

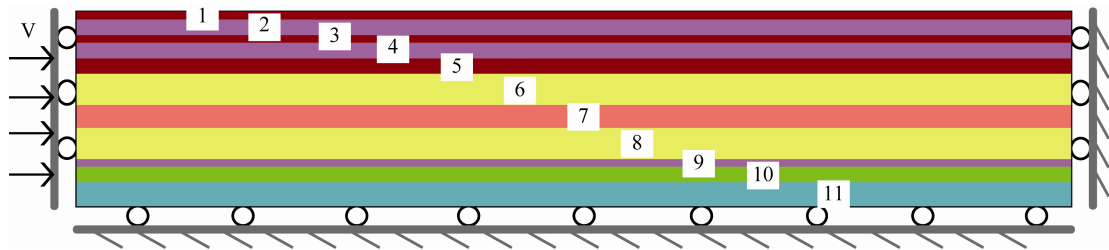


图 4 模型初始形态示意图(有关各层的岩石力学参数说明详见表 1)

Fig.4 Initial geometry of the model

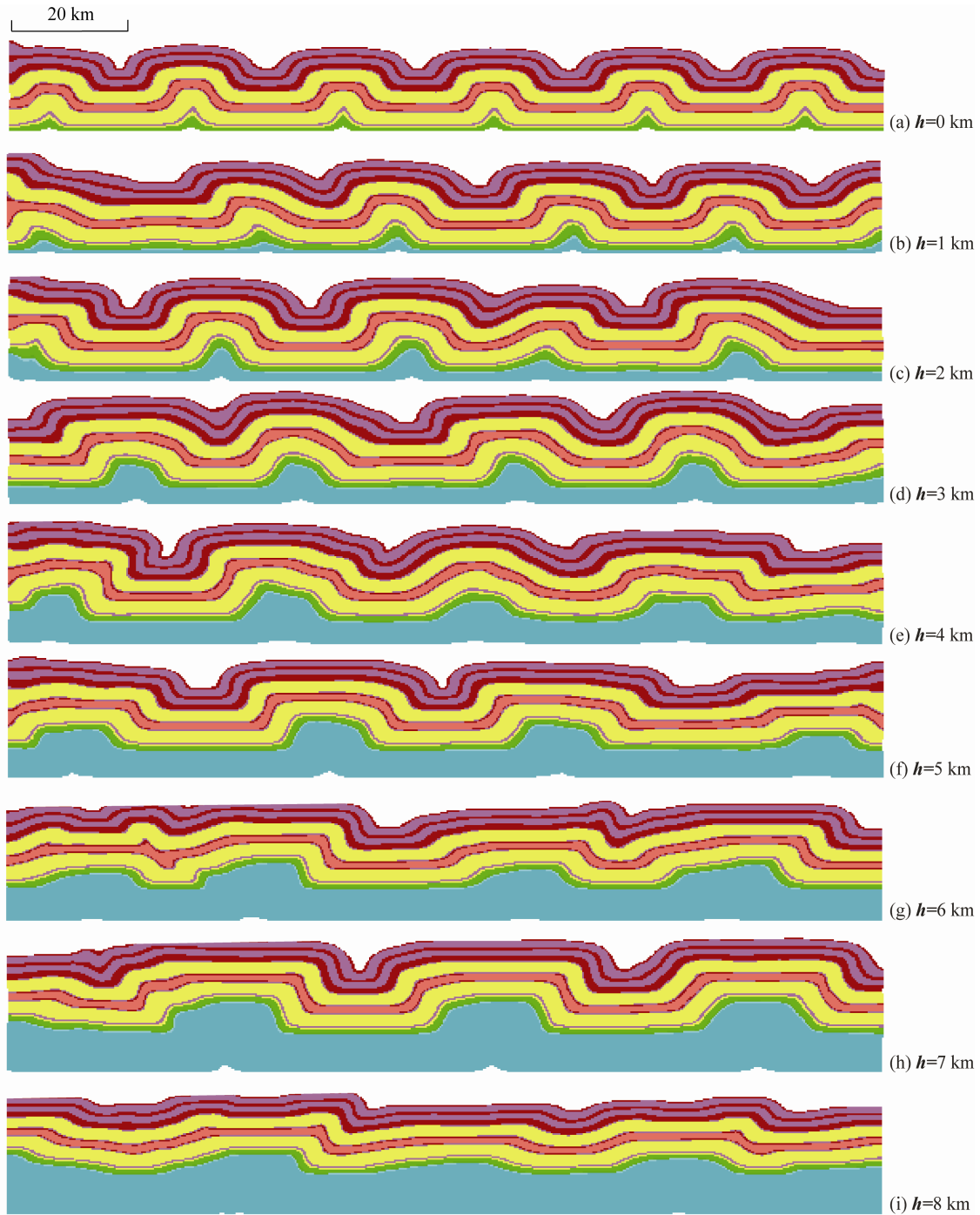


图 5 不同的变形基底厚度(h)下的最终褶皱图案

Fig.5 Fold patterns at the final stage for models with a variable detached basement thickness (h)

褶皱具有 25 km 的平均波长, 在浅处具有隔槽式褶皱的形态特征, 即背斜宽, 向斜窄; 随着深度加大, 背斜变窄, 向斜变宽, 最终在滑脱带附近出现隔档式褶皱。褶皱型式的这种垂向变化常见于前陆褶皱带的数值(如 Burbidge and Braun, 2002)和物理(如戈红星等, 2004; Massoli et al., 2006; Wang et al., 2010)模拟结果。然而, 与此情形正好相反的是, 在川东褶皱带, 隔槽式褶皱区出露的地层比隔档式褶皱区出露的地层更老, 意味着影响盖层褶皱的滑脱带之深度在两区有差异。

图 5 中, 随着变形基底厚度的加大, 褶皱波长增大, 从 28 km 变到 44 km。隔槽式褶皱始终出现在盖层浅处, 基本上维持其形态。它逐渐向盖层深处传播, 向斜宽度与背斜宽度的比值也明显跟随着变

大。当变形基底厚度为 3~4 km 时, 盖层深处的褶皱与川东褶皱带的隔槽式褶皱(图 1c)相似。

为了方便对比数值模拟结果与实际情形, 我们选取能够表征现今隔档式和隔槽式褶皱区褶皱形态特征的三叠系顶部和志留系顶部褶皱面, 测量不同变形基底厚度下的褶皱要素(图 6)。随着变形基底厚度的减小, 三叠系顶部褶皱面的波长变小, 向斜与背斜的宽度比趋向变大, 接近 1。随着变形基底厚度的加大, 志留系顶部褶皱面的波长变大, 向斜与背斜的宽度比变小, 隔槽式褶皱的形态特征越来越明显。当变形基底厚度为 3~4 km 时, 志留系顶部褶皱面的平均波长为 35~40 km, 向斜宽度与背斜宽度的比值为 1.4~1.7。这与隔槽式褶皱的实测结果(图 3a-b)是非常一致的。

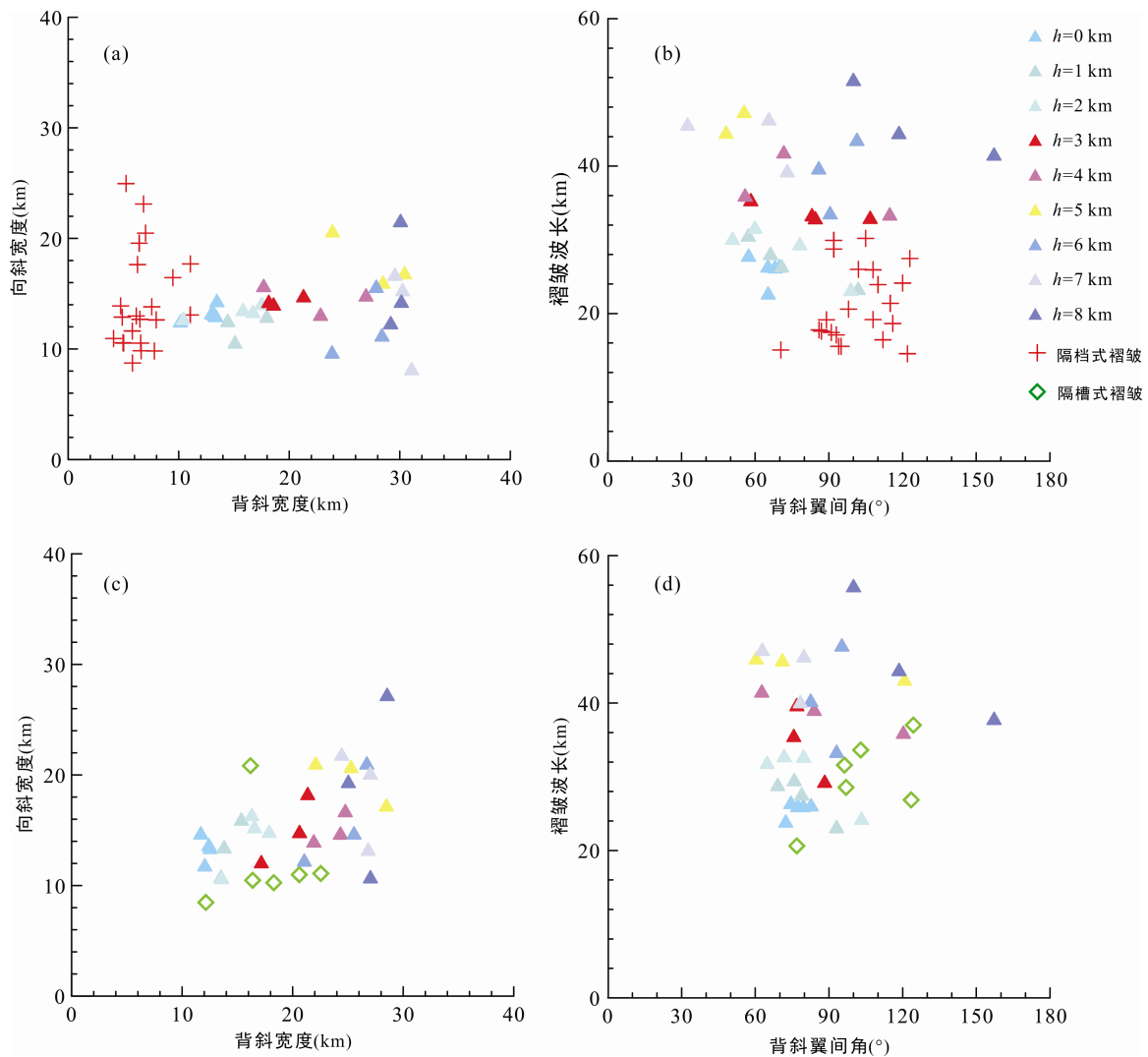


图 6 三叠系顶部(a 和 c)和志留系顶部(b 和 d)褶皱面的向斜-背斜宽度和褶皱波长-翼间角

Fig. 6 Plots of syncline widths vs. anticline widths and of fold wavelengths vs. interlimb angles for the top of the Triassic strata (a and c) and the top of the Silurian strata (b and d), respectively

4 讨论

上述数值模拟的成果是本节讨论滑脱带深度影响或控制川东褶皱带结构(隔档式与隔槽式褶皱区)的基础。

4.1 隔档式与隔槽式褶皱的关系

有关川东褶皱带隔档式与隔槽式褶皱之间的成因关系,目前存在着以下几种观点:1)二者不同时期形成,属于断弯褶皱,前者被后者改造(颜丹平等,2000; Yan et al., 2003, 2009; 冯常茂等, 2008); 2)二者同时形成,属于相同型式的纵弯褶皱(刘尚忠, 1995); 3)二者同时形成,属于不同型式的纵弯褶皱(张必龙等, 2009); 4)二者同时形成,分别属于纵弯和断展褶皱(丁道桂等, 1991, 2005, 2007)。第一、四种观点认为逆冲作用是全区或部分的主导宏观变形机制,在引言中对其已有讨论。代表第三种观点的张必龙等(2009)模型有两个缺陷,即尺度不真实和速度设置欠妥。后者是致命的,因为 Ord(1991)、Zhang et al.(2007)等采用的速度设置方式适合接近临界的变形情形,仅为了更快地获得确定性的方程解,而根本不适用于像褶皱这样的失稳情形。我们曾采用过这样的设置方式,得到难于置信的褶皱图案:在变形基底厚度为3或4 km的情形下,于盖层浅处和深处分别出现隔档式和隔槽式褶皱,但是两者之间似乎没有什么几何学和运动学的联系,且各力学层的厚度无规则地急剧变化。

前述的计算结果(图5)表明,无论变形基底厚度如何变化,在盖层浅处均无法再现隔档式褶皱,始终出现隔槽式褶皱;随着变形基底厚度加大,在盖层深处也逐渐出现隔槽式褶皱。该结果支持第二种观点。对于隔档式褶皱而言,这意味着影响该类型褶皱发育的滑脱带只能存在于盖层内部。有意思的是,隔档式褶皱区的地震反射剖面揭示出,地表的背斜向下变得越发紧闭,尺度急剧减小,最后消失在近水平的寒武系或志留系顶部的滑脱带(冯向阳等, 2003; 详细的讨论见后)。

此外,造成滑脱带在隔档式和隔槽式褶皱区具有不同深度的原因目前还不十分清楚,可能与两区盖层岩性差异(马力等, 2004)、基底结晶程度不同(罗志立, 1998)等因素有关,有待于今后深入的研究。

4.2 隔槽式褶皱区的主滑脱带

如前所述,根据其形成川东褶皱带的主要贡献,迄今提出的有关川东褶皱带形成机制的众多模

型可以概括为褶皱作用(如刘尚忠, 1995; 张必龙等, 2009)和逆冲作用(如张文佑等, 1977; 颜丹平等, 2000; Yan et al., 2003, 2009; 李忠权等, 2002; 丁道桂等, 2005, 2007; 冯常茂等, 2008)两种类型。无论哪一类模型都需要有滑脱带或拆离带的存在,但是主拆离带的发育位置却众说纷纭,例如在隔槽式褶皱区,主滑脱带被认为发育在盖层内部及其底界(颜丹平等, 2000; Yan et al., 2003, 2009)或在基底内部(丁道桂等, 1991, 2005, 2007; 丁道桂和刘光祥, 2007; 冯向阳等, 2003; 梅廉夫等, 2010; Wang et al., 2010)。尽管如此,主滑脱带在影响或控制川东褶皱带整体结构的重要性似乎被近年来提出的多层滑脱解释(颜丹平等, 2000; Yan et al., 2003; Wang et al., 2010)有所淡化。需要指出的是,发育在地台盖层软弱层(见表1)中的所谓多层滑脱带几乎都不是全局的。例如,至少在图2b位置,下寒武统泥岩就不发育顺层滑脱带,因为明显地没有遭受顺层剪切变形。顺层滑脱带分布的不均匀性,加上区域褶皱的完整性和等距性(图1c),反映出盖层中发育的滑脱带不是控制区域褶皱的因素,而是这些褶皱派生的产物。

我们的模拟结果(图5-6)表明,当变形基底厚度为3~4 km或者滑脱带深度为14~15 km时,在志留系顶部会形成比较接近实际的隔槽式褶皱。考虑到现今隔槽式褶皱区大约有7 km的剥蚀程度,该滑脱带的目前深度应该为7~8 km,基本上与丁道桂等(2007)由深部地球物理探测得到的隔槽褶皱区的主拆离带深度(7~10 km)一致。实际上,位于中上地壳的拆离带在华南地区普遍存在,被认为是中生代构造与岩浆相互作用的主要场所(万天丰和赵庆乐, 2012)。

4.3 隔档式褶皱区的主滑脱带

如前所述,区内的隔档式褶皱应该与发育在盖层内的滑脱带密切相关。为了检验这种成因联系,在已有模型的基础上,我们考虑了滑脱带处于盖层主要非能干层(包括三叠系、中、下志留统和下寒武统)的三种情形,得到的计算结果见图7、8。随着滑脱带的加深,模拟得到三叠系顶部褶皱面的波长分别为13~16 km、17~18 km和24~26 km,向斜宽度与背斜宽度的比值分别为1.4 1~1.6 1、1.6 1~1.8 1和1 1.1~1 1.3(图8)。显然,在志留系为滑脱带的情形下的模拟结果与隔档式褶皱区的实测值(图3a-b)非常接近,而该深度的滑脱带与地震反射剖面的解释成果(冯向阳等, 2003)大致相符。

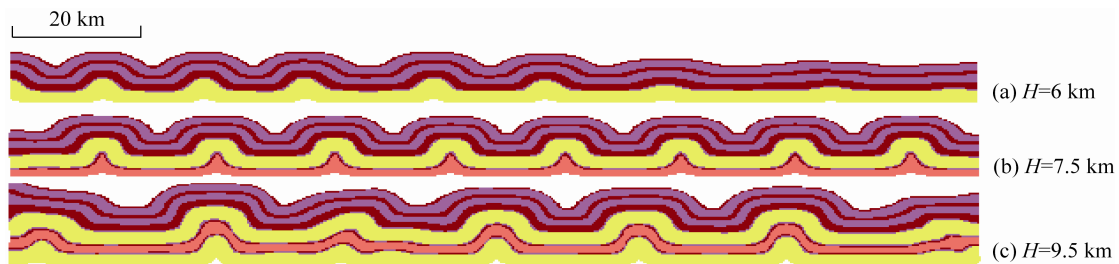


图 7 不同的滑脱带深度(H)下的最终盖层褶皱图案

Fig.7 Fold patterns at the final stage for models with variable depths (H) of the detachment zone

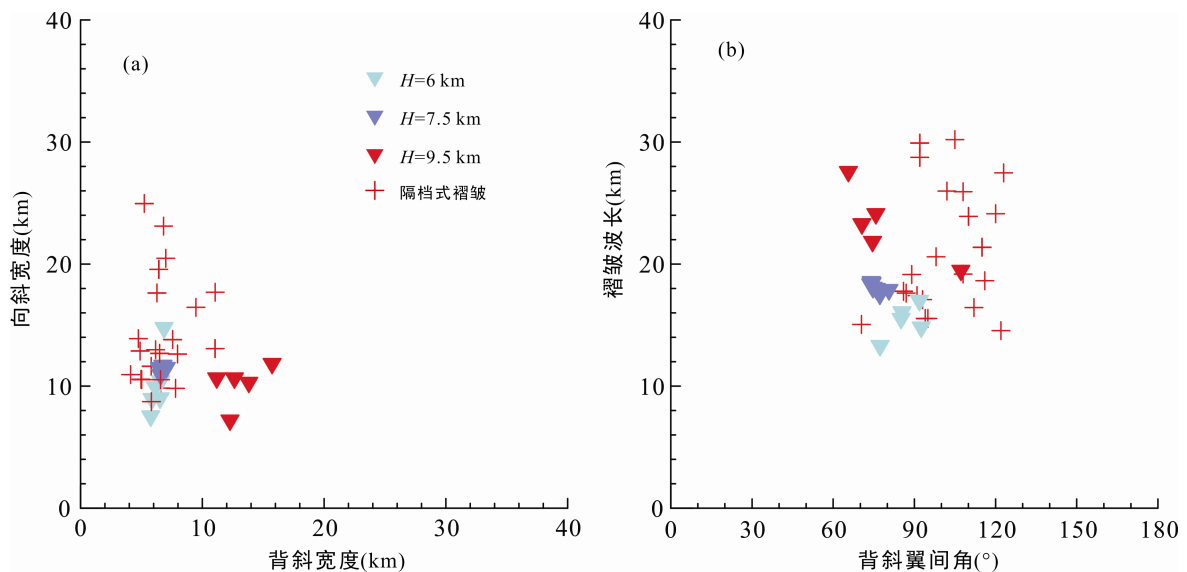


图 8 主滑脱面位于盖层内部时三叠系顶部褶皱面的向斜-背斜宽度(a)和褶皱波长-翼间角(b)

Fig. 8 Plots of syncline widths vs. anticline widths (a) and of fold wavelengths vs. interlimb angles (b) for the top of the Triassic strata when the detachment is in the overlying strata

5 结 论

中生代川东褶皱带缺乏大型的逆冲断层, 被与其平行的齐岳山断层分为两个不同型式的褶皱区, 即西边的隔档式褶皱和东边的隔槽式褶皱。前者的褶皱波长约为 17~23 km, 向斜宽度与背斜宽度之比大约为 2:1, 而后的褶皱波长约为 30~37 km, 向斜宽度与背斜宽度之比大约为 1:2。褶皱轴延伸稳定, 可长达数十公里甚至上百公里。这些特征表明控制整个褶皱带的主导宏观变形机制是褶皱作用, 而不是目前许多学者认为的逆冲作用。基于此认识, 本文利用 FLAC6.0 数值模拟软件研究了滑脱带的深度对川东褶皱带形成的影响, 得到以下认识:

(1) 模拟出的褶皱具有箱状褶皱的形态特点, 在浅处表现出隔槽式褶皱, 而在深处呈隔档式褶皱。无论变形基底厚度如何变化, 在浅处(三叠系顶部)始终不会表现隔档式褶皱, 意味着作为影响盖层褶

皱发育的主要因素——滑脱带出现在两褶皱区的深度是不同的, 分别处于盖层内和基底内, 尽管我们还不十分清楚造成滑脱带深度不同的原因是什么。

(2) 在变形基底厚度为 3~4 km 的情形下, 志留系顶部的褶皱面出现与真实的隔槽式褶皱相似的形态特征。考虑到现今隔槽式褶皱的剥蚀程度, 目前该滑脱带所处的深度为 7~8 km。这一深度非常接近地震反射剖面上揭示出的滑脱带深度(丁道桂和刘光祥, 2007)。

(3) 在志留系为滑脱带的情形下, 三叠系顶部的褶皱面呈现与真实的隔档式褶皱相似的形态特征。在解释的地震反射剖面上, 隔档式褶皱区的滑脱带发育在寒武系或志留系顶部的软弱层里(冯向阳等, 2003)。

致谢: 感谢中国地质大学(武汉)曾佐勋教授和另一位评审老师对文章的修改提出的宝贵意见和建议。

参考文献(References):

- 丁道桂, 郭彤楼, 翟常博, 吕俊祥. 2005. 鄂西-渝东区膝折构造. 石油实验地质, 27(3): 205-210.
- 丁道桂, 刘光祥. 2007. 扬子板内递进变形——南方构造问题之二. 石油实验地质, 29(3): 238-246.
- 丁道桂, 刘光祥, 吕俊祥, 潘文蕾. 2007. 扬子板块海相中生界盆地的递进变形改造. 地质通报, 26(9): 1178-1188.
- 丁道桂, 朱樱, 陈风良, 刘斌. 1991. 中、下扬子区古生代盆地基底拆离式改造与油气领域. 石油与天然气地质, 12(4): 376-386.
- 冯常茂, 刘进, 宋立军. 2008. 中上扬子地区构造变形带成因机制及有利油气勘探区域预测. 地球学报, 29(2): 199-204.
- 冯向阳, 孟宪刚, 邵兆刚, 王建平, 朱大岗. 2003. 华南及邻区有序变形及其动力学初探. 地球学报, 24(2): 115-120.
- 戈红星, Bruno C V, Martin P A J. 2004. 前陆褶皱冲断带厚皮缩短盐构造运动的物理模拟. 高校地质学报, 10(1): 39-49.
- 胡召齐, 朱光, 刘国生, 张必龙. 2009. 川东“侏罗山式”褶皱带形成时代: 不整合面的证据. 地质论评, 55(1): 32-42.
- 李本亮, 孙岩, 朱文斌, 郭继春, 温世红. 2001. 川东地区层滑参数系统研究. 西南石油学院学报, 23(1): 29-34.
- 李忠权, 冉隆辉, 陈更生, 路中侃, 段新国. 2002. 川东高陡构造成因地质模式与含气性分析. 成都理工学院学报, 29(6): 605-609.
- 林舸, Zhang Y H, 王岳军, 郭锋, 范蔚茗, 阎义. 2004. 华北陆块岩石圈减薄作用: 热薄化与机械拉伸的数值模拟研究. 大地构造与成矿学, 28(1): 8-14.
- 刘尚忠. 1995. 川东薄皮构造模式之我见. 四川地质学报, 15(4): 264-267.
- 罗志立. 1998. 四川盆地基底结构的新认识. 成都理工学院学报, 25(2): 191-200.
- 马力, 陈焕疆, 甘克文, 徐克定, 许效松, 吴根耀, 叶舟, 梁兴, 吴少华, 秋蕴玉, 章平澜. 2004. 中国南方大地构造和海相油气地质. 北京: 地质出版社: 591-592.
- 马丽芳. 2002. 中国地质图集. 北京: 地质出版社: 237-291.
- 梅廉夫, 刘昭茜, 汤济广, 沈传波, 凡元芳. 2010. 湘鄂西-川东中生代陆内递进扩展变形来自裂变径迹和平衡剖面的证据. 地球科学——中国地质大学学报, 35(2): 161-174.
- 彭美丽, 易金, 姚蓉, 吴川, 朱江建, 王岳军, 孙珍, 林舸. 2011. 华南多层推滑构造系的物理模拟实验. 大地构造与成矿学, 35(2): 198-206.
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31(7): 1035-1053.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社: 7-107.
- 孙岩, 刘德良, 朱文斌, 郭继春, 李本亮, 郭建, 王锋, 赵忠岩. 2005. 上扬子地壳区域性地层岩石物性力学参数与滑动层位关系研究. 地质科学, 40(4): 532-538.
- 万天丰, 赵庆乐. 2012. 中国东部构造-岩浆作用的成因. 中国科学(D辑), 42(2): 155-163.
- 王鸿祯. 1985. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社: 9-107.
- 徐政语, 姚根顺, 林舸, 郭庆新. 2006. 江汉叠合盆地及邻区中生代以来盆山耦合数值模拟研究. 大地构造与成矿学, 30(3): 305-311.
- 颜丹平, 金哲龙, 张维宸, 刘少峰. 2008. 川渝湘鄂薄皮构造带多层拆离滑脱系的岩石力学性质及其对构造变形样式的控制. 地质通报, 27(10): 1687-1697.
- 颜丹平, 汪新文, 刘友元. 2000. 川鄂湘边区褶皱构造样式及其成因机制分析. 现代地质, 14(1): 37-43.
- 袁玉松, 孙冬胜, 周雁, 汪新伟, 李双建, 张荣强, 沃玉进. 2010. 中上扬子地区印支期以来抬升剥蚀时限的确定. 地球物理学报, 53(2): 362-369.
- 张必龙, 朱光, JIANG Dazhi, 胡召齐, 向必伟, 张力, 陈印. 2009. 川东“侏罗山式”褶皱的数值模拟及成因探讨. 地质论评, 55(5): 701-711.
- 张文佑, 钟嘉猷, 李隐, 马福臣. 1977. 断块构造内部与断块边缘力学机制的研究 // 国际交流地质学术论文集(1). 北京: 地质出版社: 243-348.
- Burbidge D R and Braun J. 2002. Numerical models of the evolution of accretionary wedges and fold-and-thrust belts using the distinct-element method. *Geophysical Journal International*, 148: 542-561.
- Burov E and Toussaint G. 2007. Surface processes and tectonics: Forcing of continental subduction and deep processes. *Global and Planetary Change*, 58: 141-164.
- Davis G H. 1978. Laramide folding and faulting in southeastern Arizona. *American Journal of Science*, 279: 543-569.
- Hobbs B E, Zhang Y H, Ord A and Zhao C. 2000. Application of coupled deformation, fluid flow, thermal and chemical modelling to predictive mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*,

- 69/70: 505-509.
- Massoli D, Koyi H A and Barchi M R. 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple decollements: Analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 28: 185-199.
- Ord A. 1991. Deformation of rock: A pressure-sensitive, dilatant material. *Pure and Applied Geophysics*, 137: 337-366.
- Strayer L M and Hudleston P J. 1997. Numerical modeling of fold initiation at thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 19: 551-566.
- Touloukian Y S, Judd W R and Roy R F. 1981. Physical Properties of Rocks and Minerals. McGraw-Hill Book Company: 35-109.
- Wang Z X, Zhang J, Li T, Xie G A and Ma Z J. 2010. Structural analysis of the multilayer detachment folding in eastern Sichuan province. *Acta Geologica Sinica*, 84(3): 497-514.
- Yan D P, Zhang B, Zhou M F, Wei G Q, Song H L and Liu S F. 2009. Constraints on the depth, geometry and kinematics of blind detachment faults provided by fault-propagation folds: An example from the Mesozoic fold belt of South China. *Journal of Structural Geology*, 31: 150-162.
- Yan D P, Zhou M F, Song H L, Wang X W and John M. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze block (South China). *Tectonophysics*, 361: 239-254.
- Zhang Y H, Lin G, Rober P and Ord A. 2007. Numerical modelling of deformation and fluid flow in the Shuikoushan District, Hunan Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31: 261-278.
- Zhang Y H, Mancktelow N S, Hobbs B E, Ord A and Mühlhaus H B. 2000. Numerical modelling of single-layer folding: Clarification of an issue regarding the possible effect of computer codes and the influence of initial irregularities. *Journal of Structural Geology*, 22: 1511-1522.
- Zhou Y, Lin G and Yang L Q. 2008. Numerical simulation of rock deformation during the mineralization of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi province, south China. *Journal of China University of Mining & Technology*, 18: 342-346.

Numerical Modeling of the Mesozoic East Sichuan Fold Belt: Influence of Detachment Depth on the Fold Pattern in the Platform Cover

ZHANG Xiaoqiong^{1,2}, SHAN Yehua¹, NIE Guanjun^{1,2} and NI Yongjin^{1,2}

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China;
2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Buckling is the major mesoscopic deformation mechanism of the Mesozoic East Sichuan fold belt, which responsible for the approximately spaced pattern of folds, the long, stable extent of folds, and underdevelopment of regional thrusts in the fold belt. This paper uses FLAC6.0 software to simulate the formation of the fold belt for a variable detached basement thickness (DBT). No matter how the DBT is set, only trough-like folds form in the shallow cover, or the fold surface of the top layers of the Triassic strata. This suggests that the difference in depth of the detachment zone (DZ) throughout the belt: the DZ seems to occur in the cover in the area of ridge-like folds and in the basement in the area of trough-like folds. With the increase of the DBT, ridge-like folds are gradually replaced by trough-like folds in the deep cover, or the fold surface of the bottom layers of the Silurian strata. For a DBT value of 3~4 km, the simulated folds in the deep cover resemble those observed in the area of trough-like folds. When the DZ occurs in the Silurian strata, the simulated folds in the shallow cover have a similar geometry to those in the area of ridge-like folds. These inferences are confirmed in the interpreted seismic reflection profiles across the fold belt.

Keywords: numerical modeling; fold belt; fold pattern; detachment zone; platform cover