

中生代川东褶皱带的数值模拟： 两阶段的构造演化模型

张小琼^{1,2}, 单业华¹, 倪永进^{1,2}, 谭志军^{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: 中生代川东褶皱带发育着两种不同的褶皱组合型式, 以 NE 向齐岳山断裂为界, 东侧为隔槽褶皱, 西侧为隔档褶皱, 二者在成因上均与不同埋深的滑脱带密切相关。本文利用 FLAC6.0 软件模拟了川东褶皱带的两阶段形成过程: 隔槽褶皱区和隔档褶皱区依次形成。在断坡倾角为 30° 的情形下, 当滑脱带在隔档褶皱区和隔槽褶皱区分别处于寒武系和角度不整合面向下 3~4 km 的基底深处时, 模拟得到的结果能很好地再现该褶皱带的总体形态特征。只有当连接两个褶皱区滑脱带的断坡具有 $\leq 30^\circ$ 的低倾角时, 它才能高效地将水平位移传递到隔档褶皱区, 意味着地表出露的高倾角齐岳山断裂基本上没有参与整个褶皱带的形成过程, 是晚期或后期形成突破地表的。断弯褶皱的出现会造成被卷入的早期褶皱发生共轴叠加的递进变形。这样机械加厚的地壳在重力均衡作用下发生抬升, 并遭受风化剥蚀直至准平原化, 似乎就可以形成两褶皱区之间近数千米的整体剥蚀厚度差。

关键词: 川东褶皱带; 总体形态; 滑脱带; 断坡; 数值模拟

中图分类号: P542 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)06-1022-011

0 引言

滑脱褶皱通常发育在由软弱的岩层组成的一个或多个滑脱带之上, 主要出现在造山带前陆, 如欧洲的侏罗山(Sommaruga, 1997, 1999)、伊朗的扎格雷斯山(Mcquarrie, 2004)、西班牙的比利牛斯山(Millan et al., 1994; Munoz et al., 1994)等, 构成特征显著的褶皱带或褶皱冲断带, 这种与滑脱有关的构造带被称为薄皮构造。薄皮构造多变的形态和结构可能与上覆地层岩石类型和组合型式、滑脱层的厚度和埋深、岩石力学性质、应变量、应变速率等诸多因素有关(Davis and Engelder, 1985; Marshak and Wilkerson, 1992; Goff et al., 1996; Doglioni and Prosser, 1997; Teixell and Koyi, 2003; Koyi and

Cotton, 2004), 但滑脱层的厚度和埋深控制了褶皱带的总体形态(Davis and Engelder, 1985), 滑脱层的厚度影响着滑脱褶皱的对称性和几何形态及其相关断裂的发育程度(Fischer and Jackson, 1999; Cotton and Koyi, 2000; Costa and Vendeville, 2002; 周建勋等, 2009), 上覆地层的厚度决定着滑脱褶皱的波长(Mitra, 2002, 2003; Massoli et al., 2006; 张小琼等, 2013)。

中生代川东褶皱带位于四川盆地与雪峰山隆起带之间, 是一个典型的滑脱褶皱带, 形成在晚侏罗世末至早白垩世初期(胡召齐等, 2009)。大致以 NE 向展布的齐岳山断裂为界, 其西侧为向斜宽、背斜窄的隔档褶皱, 东侧为向斜窄、背斜宽的隔槽褶皱(图 1)。一般认为这两个褶皱区的滑脱带埋深不同,

收稿日期: 2014-12-30; 改回日期: 2015-06-16

项目资助: 国家自然科学基金项目(41272228 和 41476035)联合资助。

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

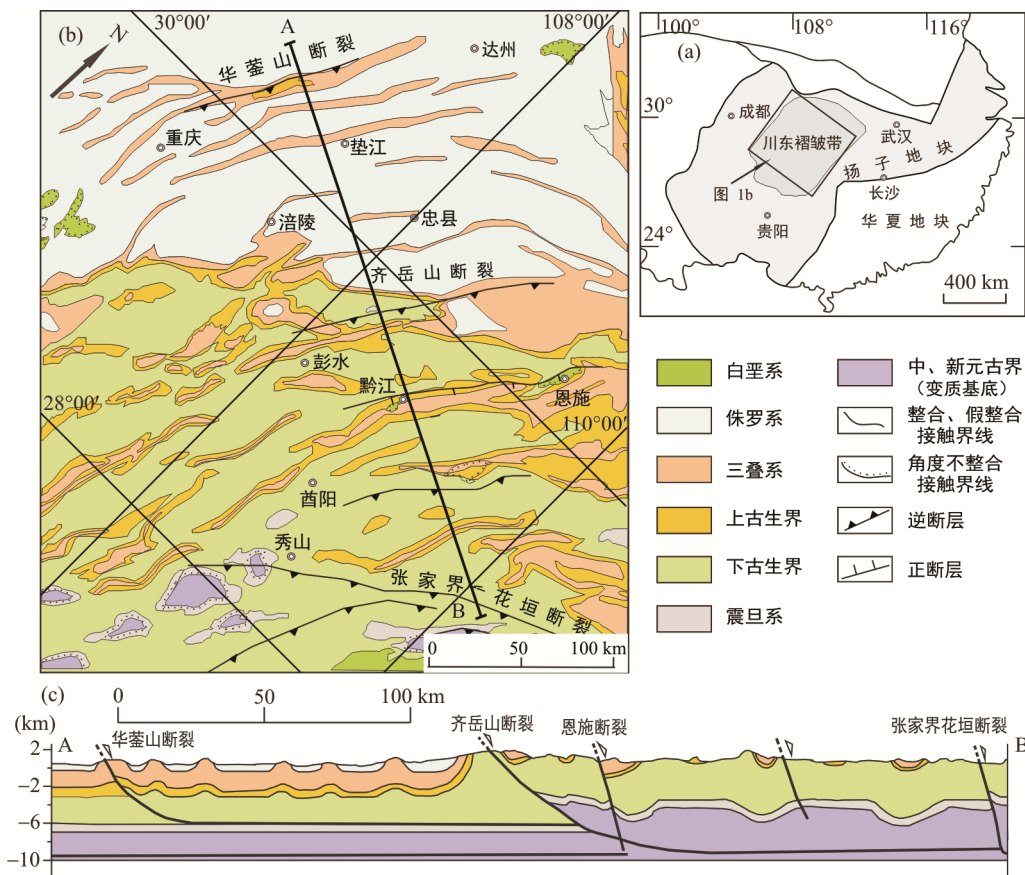


图 1 川东褶皱带的构造位置图(a, 修改自彭美丽等, 2011; 舒良树, 2012)、地质简图(b, 修改自马丽芳, 2002)和典型剖面图(c, 据冯常茂等, 2008)

Fig.1 Location (a), geological map (b) and typical cross section (c) of the East Sichuan Fold Belt

前者位于地台盖层的下寒武统、志留系或/和中、下三叠统的泥(页)岩甚至膏盐层中(Yan et al., 2003; 冯常茂, 2008; Wang et al., 2010), 而后者处于基底内部(冯向阳等, 2003; 丁道桂和刘光祥, 2007), 如角度不整合面之下 3~4 km 深处(张小琼等, 2013)。尽管如此, 二者的相对形成时间和褶皱机制却因缺乏有效的研究方法而认识不一, 可以概括成以下三种观点: (1)两者同时形成, 属于同一型式的纵弯褶皱, 只是剥蚀厚度不同(刘尚忠, 1995); (2)二者不同时期形成, 都属于断弯褶皱, 但是隔槽褶皱是由隔档褶皱演变而来的(颜丹平等, 2000; Yan et al., 2003, 2009; 冯常茂等, 2008); (3)二者不同时期形成, 隔档褶皱属于纵弯褶皱, 而隔槽褶皱属于断展褶皱(丁道桂等, 1991, 2005, 2007)。第一种观点没有考虑到隔档褶皱和隔槽褶皱的出露地层新老程度相反。第二和第三种观点认为逆冲作用控制了整个褶皱带的形成, 但是区域上缺乏与褶皱相匹配的大型断裂, 意味着与滑脱有关的纵弯褶皱才是主导的区域变形机制(张小琼等, 2013)。现有的低温热年代学研究成果明显

趋向支持它们的共同点, 即两个褶皱区不同时期形成, 隔槽褶皱形成早于隔档褶皱。例如, 磷灰石裂变径迹分析表明, 与区域褶皱有关的大规模抬升剥蚀先后发生在隔槽褶皱区和隔档褶皱区, 分别在燕山中期(J_3-K_1)和燕山晚期(K_2)(袁玉松等, 2010)或者在侏罗纪末和早白垩世(梅廉夫等, 2010)。

然而, 已开展的数值模拟实验(张必龙等, 2009; 张小琼等, 2013)均不能在同一个模型中再现出这种两阶段的构造变形特征。其原因很可能主要在于我们目前仍不十分清楚隔槽褶皱区与隔档褶皱区之间的转换机制, 所采用的模型在几何形态的建立和参数的设置上过于简单。类似的问题也不可避免地体现在物理模拟实验中(刘重庆等, 2013; 解国爱等, 2013)。物理模拟中, 由于滑脱带的活动, 褶皱很早就出现在隔档褶皱区的断坡处, 随后在其两侧或一侧形成更年轻的褶皱(解国爱等, 2013)。这导致在最终时刻隔档褶皱区与隔槽褶皱区虽然具有与川东褶皱带相对应的褶皱形态特征, 但是它们的变形程度和整体抬升却没有明显的差异, 与实际情况不符。

本文目的是建立有关这种两阶段构造演化的地质力学模型,然后利用数值模拟技术求解该模型,实时再现出整个川东褶皱带的形成演化历程,并分析制约或影响隔档或隔槽褶皱的主要因素。这作为我们先前研究(张小琼等,2013)的延续和深入。

1 地质背景

中生代川东褶皱带位于扬子地块中部(图 1a),东与雪峰山以张家界-花垣断裂为界,西以华蓥山断裂与川中低平构造带分隔,北与南大巴山弧形褶皱带对接,南以重庆-务川-铜仁一线为界。扬子地块的基底最终造就于晚元古代晋宁运动,具有明显的双层结构,下部为由新太古界-古元古界康定群组成的结晶基底,是一套经受中、深程度变质且普遍混合岩化的岩石,而上部为由中、新元古界浅变质岩组成的褶皱基底(湖北省地质矿产局,1990;四川省地质矿产局,1991)。航磁和地震资料表明,褶皱基底在隔档区和隔槽区有所不同,隔档区褶皱基底由新元古界板溪群浅变质砂岩和板岩组成(宋鸿彪和罗志立,1995;罗志立,1998;袁照令和李大明,1999;马永生和杨克明,2008),而隔槽区褶皱基底是中元古界冷家溪群和梵净山群变质较深的绢云母石英片岩夹基性岩类(罗志立,1998)。基底形成后进入长期、相对稳定的地台盖层演化阶段,几乎连续地沉积了震旦系、古生界、三叠系甚至侏罗系和白垩系,由以海相沉积为主的碳酸盐岩和碎屑岩组成,累计厚度达上千米。盖层中连续、厚度大的软弱层包括寒武系下部的页岩(厚 500 m)、志留系页岩(厚度约 1500 m)和下三叠统膏盐层(厚 50~230 m),构成区域上主要的滑脱带(李本亮等,2001; Wang et al., 2010)。

与区域性褶皱相比,区域性的断层不发育,最主要的是走向 NE、具有逆冲性质的齐岳山断裂。该断裂分段出露,断面产状沿走向变化显著(吴树仁等,1999),在纵向上浅部呈花状,向下逐渐收敛(周雁,1999),切割深入基底 21 km(胡建平等,2005)。

川东褶皱带内各褶皱近等间距相间排列,走向呈 NNE-NE 向,延伸长达数十公里甚至上百公里。以齐岳山断裂为界,西侧为向斜宽、背斜窄的隔档褶皱,背斜出露三叠系,高程约为 800 m,向斜出露侏罗系,高程约为 400 m;东侧为向斜窄、背斜宽的隔槽褶皱,背斜出露下古生界,向斜出露上古生界,地表高程为 700~1100 m,最大的高程在齐岳山断裂

附近,达 1400~1600 m。褶皱波长在隔档褶皱区和隔槽褶皱区分别为 17~23 km 和 30~37 km,向斜宽度与背斜宽度之比分别为 $3 \sim 2$ 和 $1 \sim 2$ (张小琼等,2013),指示由隔槽褶皱区至隔档褶皱区褶皱变形强度趋向减弱。

2 模型设置

川东褶皱带内的褶皱和断裂都具有很好的北东走向趋势,尽管南、北两端渐变过渡到其他方向,例如,北端由于大巴山弧形褶皱带的阻挡,褶皱轴发生顺时针方向旋转至东西向。因此,为简化起见,可以由横向的二维模型来模拟整个褶皱带的形成和演化历程。本文选用 FLAC(Fast Lagrangian Analysis of Continua)6.0 岩土工程软件(Itasca Consulting Group, 2011b),所建立和设置的岩石力学模型、岩石力学参数和边界条件基本上与张小琼等(2013)的一致,二者之间的主要差别有:

(1) 模型尺度: 考虑要模拟整个川东褶皱带,这次建立的模型(图 2)比张小琼等(2013, 图 4)的模型长一倍,长度由 200 km 增加到 400 km,其中隔档、隔槽褶皱区分别占一半,且两褶皱区的高度固定为 15 km。

(2) 岩石力学层: 本文模型(图 2)中隔档、隔槽褶皱区盖层具有相同的厚度、岩性组合和岩石力学参数,根据相同或相近的主要盖层岩性进一步被划分成 10 个岩石力学层(张小琼等,2013, 图 4)。如前所述,隔档、隔槽褶皱区的基底具有不同的岩性组成和变质程度,因而需要分别对待。不同岩石力学层的具体参数设置见表 1 和表 2。

(3) 滑脱带: 根据地震反射剖面解释(丁道桂等,2005)和数值模拟研究的结果表明(张小琼等,2013),滑脱带在隔档褶皱区主要发育在寒武系或志留系中,而在隔槽褶皱区位于基底内部,约在角度不整合面之下 3~4 km 的深度。除了齐岳山断裂分割着两个不同褶皱区外,目前关于这两条滑脱带之间的连接关系不是十分清楚。简化起见,我们认为它们之间的连接是由倾角未知的一断坡实现的。FLAC 软件的界面(interface)单元是专门用来表征断层、节理等不连续界面的,在本文中用来模拟滑脱带和断坡。滑脱带及断坡的法向刚度 K_n 和剪切刚度 K_s 取值见表 2。该参数的大小与临近网格材料的剪切模量和体积模量相关(Itasca Consulting Group, 2011a)。

(4) 网格剖分: 数值实验中,滑脱带及其断坡

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

序号	地层代号	厚度 (km)	主要岩性	岩石力学参数						
				密度 (kg/m ³)	体积模量 (GPa)	剪切模量 (GPa)	粘聚力 (MPa)	抗拉强度 (MPa)	内摩擦角 (°)	膨胀角 (°)
1	J ₂	0.5	泥岩	2550	6	10	3	3.6	23	2
2		1.0	砂岩	2630	9	20	10	4.5	37	2
3	J ₁₋₂	0.5	泥岩	2550	6	10	3	3.6	23	2
4		1.0	砂岩	2630	9	20	10	4.5	37	2
5	T ₁₋₂	0.5	页岩夹膏岩	2500	36	55	3	3.0	20	2
6	D-T ₁	1.5	灰岩和白云岩	2700	45	85	15	4.5	40	2
7	S	1.5	页岩夹砂质泥岩	2600	25	30	5	1.3	18	2
8	Є _{2-3-O}	2.0	白云岩、灰岩和泥质石灰岩	2700	65	110	20	6.5	40	2
9	Є ₁	0.5	泥质灰岩与页岩	2570	33	57	8	1.5	29	2
10	Z	1.0	白云岩和石灰岩	2750	70	70	30	6.8	34	2

表 2 隔档褶皱区基底和滑脱带的岩石力学参数

Table 2 Mechanical properties of the basement for the trough-like folds and of the decollement zones

岩层	密度(kg/m ³)	体积模量(GPa)	剪切模量(GPa)	粘聚力(MPa)	抗拉强度(MPa)	内摩擦角(°)	膨胀角(°)
隔档褶皱区的基底(层号 12)	2600	50	60	30	5.0	38	2
隔槽褶皱区的基底(层号 11)	2670	70	90	45	5.5	30	2
滑脱带	阶段	粘结	法向刚度Kn (GPa/m)	切向刚度Ks (GPa/m)	摩擦角 (°)		
断坡	一	是	3	3	5		
	二	否	0.3	0.03	5		
断坪	一	是	3	3	1		
	二	否	0.3	0.03	1		

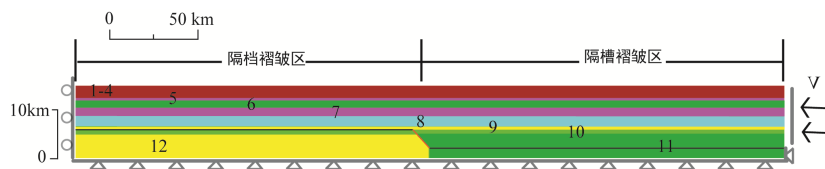


图 2 初始几何模型及其边界和初始条件示意图

Fig.2 Initial geometry of the model with boundary and initial conditions

附近的地层往往会积累很大的应变量, 网格容易出现畸变而导致计算无法继续。因此, 这里采取一种网格加密的补救措施: 竖直方向上将滑脱带及其断坡附近的地层加密剖分, 其网格宽度由原来的 500 m 降低为 167 m, 而水平方向上仍然维持原来的 500 m 网格宽度。

(5) 加载过程: 固定模型左边界和底部边界, 在右侧滑脱带以上施加水平向左、0.4 m/时步的速度(图 2)。模型的加载过程分为两个阶段。第一阶段, 只允许在隔槽褶皱区的滑脱带活动, 直到总缩短率达到 10%。该缩短率相当于约 20%的隔槽褶皱区的缩短率, 大致接近实测的该区褶皱缩短率, 可以形成

类似的隔槽褶皱(张小琼等, 2013)。第二阶段, 隔档褶皱区滑脱带和断坡开始活动, 直到总缩短率不超过 21%(相当于 84 km 的总缩短量)或者因网格畸变而终止计算为止。

3 结果分析

如前所述为, 隔档褶皱区滑脱带的埋深和断坡的倾角是目前不确定的两个变量。为了研究它们对褶皱带总体形态的影响, 本文设计了以下两组数值实验。第一组实验(图 3)中, 隔档褶皱区滑脱带位于寒武系, 断坡的倾角分别为 10°、15°、20°、30°、45°

和 60°，从它们的模拟结果中找出符合川东褶皱带总体形态的最佳断坡倾角。在最佳断坡倾角的情形

下，第二组实验(图 5)中隔档褶皱区的滑脱带分别位于寒武系和志留系。

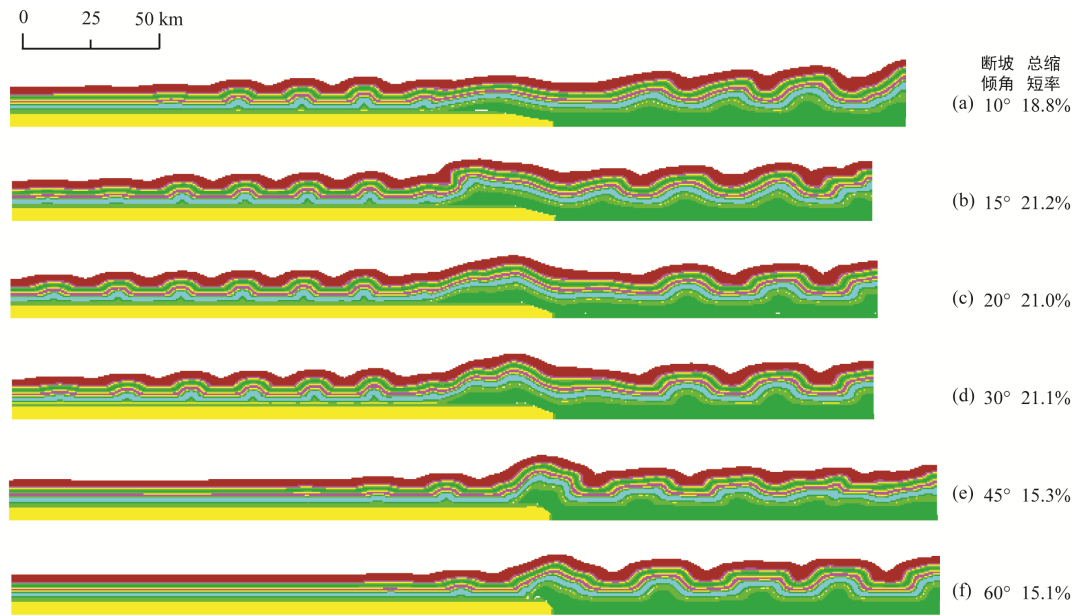
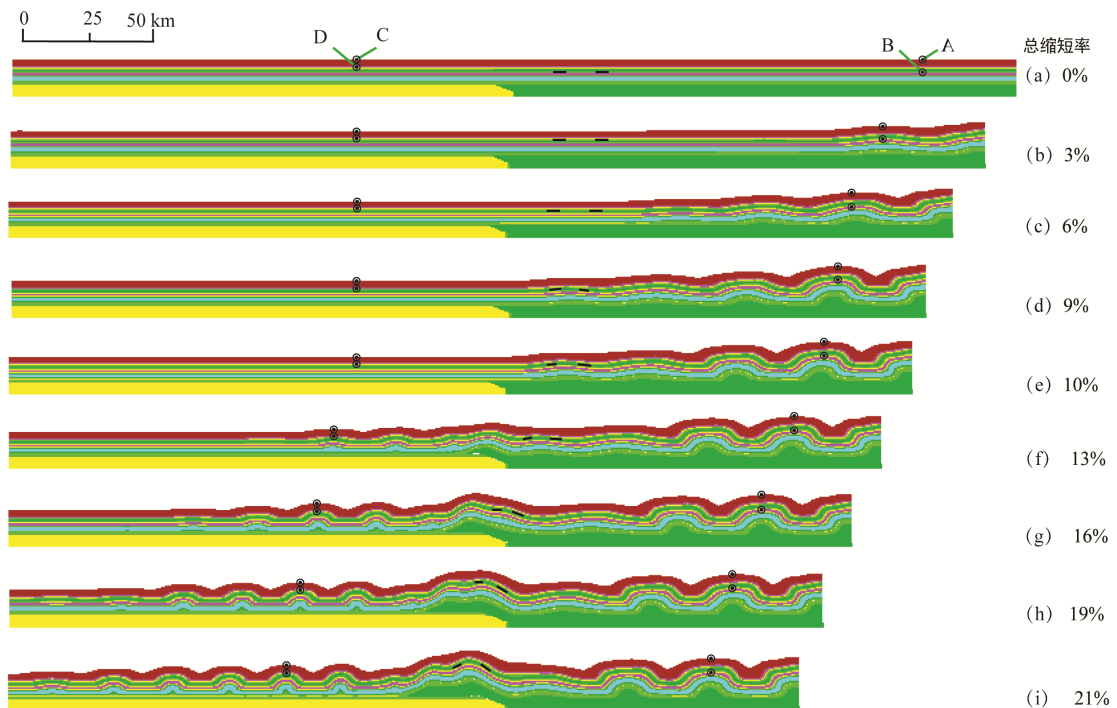


图 3 当隔档褶皱区滑脱带位于寒武系时，断坡倾角的大小对褶皱带最终总体形态的影响

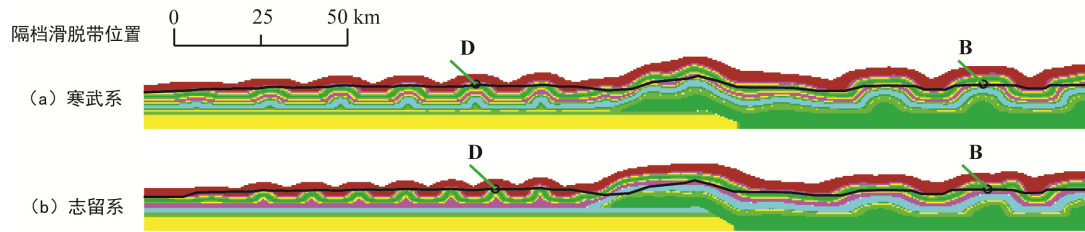
Fig.3 Fold pattern varies with the dip angle of thrust ramp, when the decollement occurs in the Cambrian strata below the comb-like folds



黑色短线代表一个早期背斜的两翼。在四个处于背斜轴面的黑色圆圈中，A 和 C 位于地表面，而 B 和 D 分别位于下古生界和三叠系，相当于背斜构造在隔槽褶皱区和隔档褶皱区的剥露程度。

图 4 当断坡倾角为 30°和隔档褶皱区滑脱带位于寒武系时，不同时刻的模拟结果

Fig.4 A scenario of deformation for a 30° dip angle of thrust ramp, when the decollement occurs in the Cambrian strata below the comb-like folds



图中的黑色粗实线代表现今的地形。(a)与图 4i 一致, 点 B 和 D 的说明见图 4 的图名。

图 5 在断坡倾角为 30° 的情形下, 当滑脱带在隔档褶皱区分别位于寒武系(a)和志留系(b)时的最终模拟结果

Fig.5 Final fold patterns for a 30° dip angle of thrust ramp, when the decollement takes place in the Cambrian (a) and Silurian strata (b), respectively, below the comb-like folds

3.1 断坡角度的影响

图 3 中, 随着断坡倾角的不断增大, 断弯 (fault-bend) 褶皱的几何形态越发明显, 其隆起幅度增加, 涉及的水平范围减少, 进而导致网格畸变急剧增加, 不得不提前终止计算。当断坡倾角为 10° 时, 断弯褶皱开阔, 其隆起幅度不超过隔槽褶皱区的最大隆起幅度(图 3a)。当断坡倾角等于或大于 30° 时, 断弯褶皱明显变得相对紧闭, 其隆起幅度超过隔槽褶皱区的最大隆起幅度(图 3d)。由此, 随着断坡倾角的增加, 由断坡传递到隔档褶皱区的水平位移量必然不断减少, 从而不利于形成大范围的隔档褶皱束。这意味着要形成现今隔档褶皱区的断坡不可能拥有大 ($> 30^\circ$) 的倾角。考虑到齐岳山断裂附近并不存在着象图 3a~c 中那样异常宽广的开阔背斜, 我们认为当断坡倾角为 30° 时得到的模拟结果(图 3d)与实际情形(图 1c)最接近。

当断坡倾角为 30° 时, 不同时刻的模拟结果见图 4。在第一阶段(图 4b~e), 基底深处的滑脱导致了上覆地层形成了几个隔槽褶皱。这些褶皱集中出现在右侧, 没有像张小琼等(2013, 图 5)的模拟结果那样相对均匀地分布, 尽管施加在右端的速度是一致的。其原因在于这两个模型在隔槽褶皱区另一端的限制不一样: 本文中没有限制, 允许其上的节点发生水平移动, 而张小琼等(2013)的模型不允许节点发生水平移动。在第二阶段(图 4f~i), 沿着断坡的滑动很快地在断坡处形成了断弯褶皱, 并将位移传递到隔档褶皱区, 形成近等间隔的隔档褶皱。在最后时刻(图 4i), 褶皱波长在隔槽褶皱区和隔档褶皱区分别为 $32\sim 35$ km 和 $17\sim 20$ km, 非常接近两区的实测值(见上; 张小琼等, 2013)。

3.2 隔档褶皱区滑脱带埋深的影响

当断坡倾角为 30° 且隔档褶皱区的滑脱带位于志留系时, 得到的最终模拟结果见图 5b。将其与当

隔档褶皱区的滑脱带位于寒武系的最终模拟结果(图 5a)比较, 我们不难发现隔档褶皱区的褶皱波长在前者和后者分别为 $15\sim 16.5$ km 和 $17\sim 20$ km, 与该区滑脱带之上的地层总厚度之间具有某种正相关性: 滑脱带埋深越深, 上覆地层褶皱的波长就越大。考虑到隔档褶皱区的褶皱波长实测值为 $17\sim 23$ km(张小琼等, 2013), 该区滑脱带处于志留系或寒武系皆有可能, 只是后者的可能性更大。另一方面, 在最后时刻, 随着隔档褶皱区滑脱带埋深的减小, 无论隔槽褶皱还是断弯褶皱似乎都变得开阔起来, 尤其是后者。由处于寒武系中的滑脱带得到的断弯褶皱明显地具有更加复杂的几何形态特征(图 5a), 更为接近真实的情形(图 1b~c)。因此, 有理由认为控制现实的隔档褶皱的滑脱带主要发育在寒武系中。最近川东地震剖面和钻井资料证实, 主滑脱面位于寒武系内部, 志留系并非主滑脱层(冯向阳等, 2003)。

4 讨论

前述的数值模拟结果很好地再现出川东褶皱带的总体形态特征, 有助于深入研究该褶皱带形成演化的动力学。以下将讨论齐岳山断裂的形成时序、褶皱机制的转换和差异性的区域隆升。

4.1 齐岳山断裂的形成时序

根据航磁异常(张先等, 1996)、地震反射剖面(胡建平等, 2005)等资料的解释成果, 齐岳山断裂是一条深切入基底的高倾角断层, 其两侧基底的岩性明显不同, 因此有人(罗志立, 1979; 宋鸿彪和罗志立, 1995)认为它是一条长期多次活动的继承性断裂。如前所述, 只有当断坡拥有不大于 30° 的倾角时, 它才能高效地将位移传递到隔档褶皱区, 从而形成大范围的隔档褶皱。显然, 这样低倾角的断坡与高倾角

的齐岳山断裂是不匹配的。如果齐岳山断裂曾在第一阶段或者第二阶段的早期活动，那么随着川东褶皱带不断向西推进，它的浅处部分必然要被动地脱离其深处部分，被搬运到西边。事实上，除了作为西界的华蓥山断层外，在隔档褶皱区内并没有出露着与齐岳山断裂规模相当的任何断裂(图 1b)。这表明现今川东褶皱带地表出露的齐岳山断裂只出现在第二阶段的晚期或后期，这条断层可能是在变形晚期才实际切穿到达地表的。

4.2 褶皱机制的转换

在前述的两阶段模型中，第一阶段在模型中部断坡附近形成的褶皱在后续的断弯褶皱过程中被改造，发生共轴叠加褶皱变形。图 6 展示了这样一个断坡附近宽缓褶皱(背斜)的形成和断弯褶皱的递进变形过程。选取褶皱翼部地层(图 4 黑色短线)记录倾

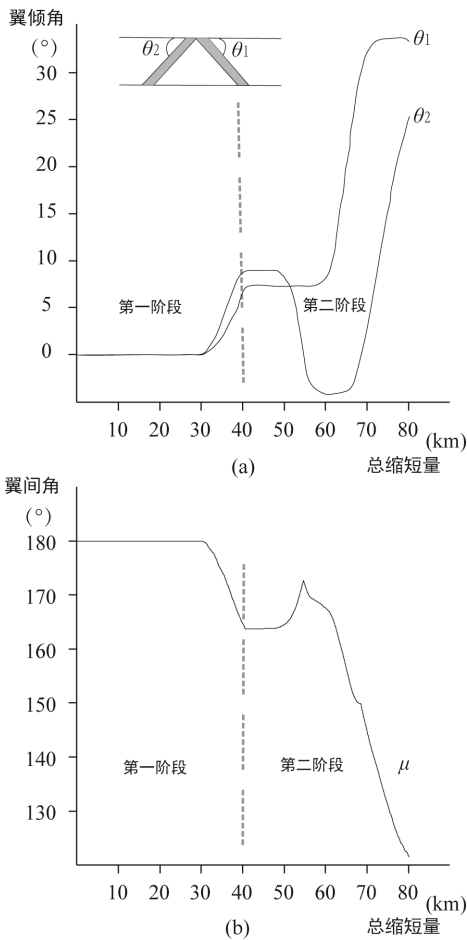


图 6 在被卷入断弯褶皱的过程中，一个早期背斜(见图 4 的黑短线)的两翼倾角(a)和翼间角(b)变化
 Fig.6 Both the dip angles of limbs (a) and the interlimb angles (b) of a first-stage anticline vary with time when it is involved in the fault-bend fold

角变化(图 7)，同时计算两翼间角(μ)大小进而观察褶皱的变形过程。该褶皱形成在第一阶段的晚期(相当于 40 km 的总缩短量)，褶皱极其宽缓，其翼间角达 163°。这种几何形态基本上保持到第二阶段早期(相当于 50 km 的总缩短量)，随即开始被卷入断弯褶皱，体现在前翼的倾角(θ_2)变小，且翼间角逐渐增大至 172°左右，而后翼的倾角(θ_1)却保持不变。当该褶皱枢纽移动到断坡的顶部时(相当于 60 km 的总缩短量)，褶皱两翼开始变得紧闭，翼间角又开始

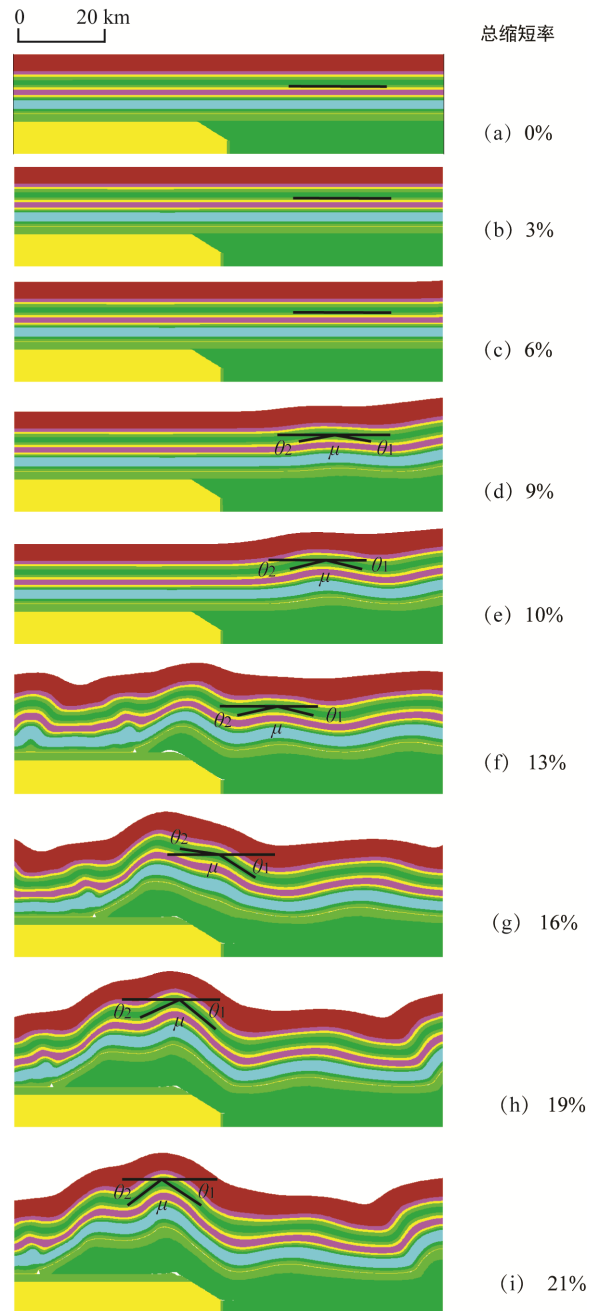


图 7 断坡处褶皱的演化(θ_1 和 θ_2 为翼倾角, μ 为翼间角)
 Fig.7 Evolution of the fold near the fault ramp

变小, 最后接近 120°。在自然界中, 这样复杂多变的整个褶皱过程很有可能会形成对应的多期变形构造, 诸如节理、岩脉、缝合线、次级褶皱、顺层滑线等。反过来, 这些变形构造, 如果存在, 可以成为证实两阶段模型的直接依据。

4.3 差异性的区域隆升

众所周知, 在侧向挤压下形成的地层褶皱或冲断会导致所卷入地区的地壳在垂向上机械地增厚(图 8a), 而这些变厚的地壳在重力均衡作用和外动力作用下发生抬升和剥蚀, 最终将地下一定深处的地层或岩石暴露于地表。图 1 中, 川东褶皱带隔档褶皱区的狭窄背斜和隔槽褶皱区的宽阔背斜分别主要出露着三叠系和下古生界, 近似地代表着形成于白垩纪晚期至古近纪的高山顶夷平面(裴树文, 2004; 谢世友等, 2006)。于是, 考虑到盖层中各地层单元的厚度在区域上变化不急剧和区域性断层不发育, 我们将区域综合地层柱上从三叠系到下古生界的累计地层厚度大致地作为两褶皱区之间的整体剥蚀厚度

差, 约 2000~3000 m。磷灰石裂变径迹分析表明, 剥蚀厚度在隔档褶皱区的向斜约为 2400 m(刘树根等, 2008; 邓宾等, 2009), 而在隔槽褶皱区的复背斜约为 4500 m(李双建等, 2008), 复向斜约为 4000 m(袁玉松等, 2014)。这样得到二者之间的剥蚀厚度相差约 1600~2300 m, 与前面由综合地质分析得到的结果基本上吻合。

图 8d 显示出在不同时刻隔档褶皱区背斜的三叠系和隔槽褶皱区背斜的下古生界之间的高程差。该高程差在第一阶段单调递增, 而在第二阶段却单调递减, 最后时刻可达 830 m, 比现今地表高差多 280 m。与观察点分别所在下三叠统的 1000 m 厚度和志留系的 1500 m 厚度相比较, 这多出的值是很小的。需要指出的是, 观察点位置的确定并不准确, 具有人为的随意性。因此, 从地层单元厚度的角度讲, 我们似乎可以认为所得到的高程差值接近于现今地表高差。这意味着在重力均衡作用下, 两个褶皱区经历了差异性的整体抬升和风化剥蚀, 最终形成过

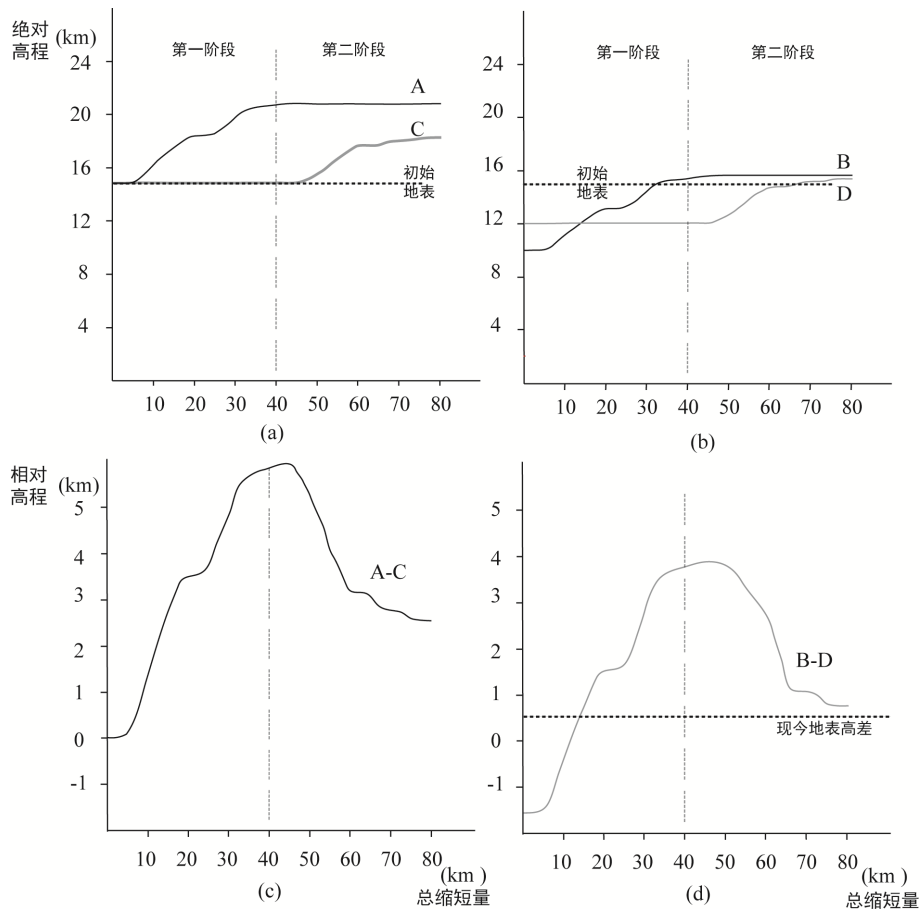


图 8 在隔槽褶皱区与隔档褶皱区的背斜轴部, 地表(a 和 c)与现今出露的地层单元(b 和 d)的高程变化 (图 a, b 的绝对高程以模型(图 2)底部为原点。观测点 A-D 的位置见图 4 说明)

Fig.8 In the axial planes of a comb-like anticline and a box-like anticline, elevations of both their surfaces (a and c) and their exposed formations (b and d) vary with time

统一的高山顶夷平面。也就是说,不需要引入其他机制,凭借滑脱带之上的纵弯褶皱,加上重力均衡和准平原化,大致上就能解释两褶皱区之间的整体剥蚀状态。

5 结论

中生代川东褶皱带呈现出以齐岳山断裂为界的两种特征的褶皱组合型式,即西边的隔档褶皱和东边的隔槽褶皱。已有的研究成果(如梅廉夫等,2010;袁玉松等,2010;王平等,2012;石红才和施小斌,2014)表明隔档褶皱区比隔槽褶皱区要出现得更早,遭受到更大的水平缩短率,二者都与不同埋深的滑脱带在成因上密切相关。在此基础上,本文建立起反映这种两阶段构造演化的地质力学模型,利用 FLAC6.0 数值模拟软件实时再现出整个川东褶皱带的形成演化历程,取得以下的主要认识:

(1) 当连接隔档褶皱区滑脱带和隔槽褶皱区滑脱带的断坡具有低倾角($\leq 30^\circ$)时,模型才能通过断坡高效地将水平位移传递到隔档褶皱区,形成分布广泛的隔档褶皱。

(2) 在断坡倾角为 30° 的情形下,当滑脱带在隔档褶皱区和隔槽褶皱区分别处于寒武系和基底深处(角度不整合面之下 3~4 km)时,模拟得到的结果能很好地再现该褶皱带的总体形态特征。

(3) 高倾角的齐岳山断裂是在第二阶段的晚期或后期才实际切穿地表的,基本上没有参与整个褶皱带的形成和演化。

(4) 当被卷入后续的断弯褶皱时,第一阶段在断坡附近形成的褶皱会发生共轴叠加,从而具有复杂的构造变形历程。

(5) 高山顶夷平面揭示出两褶皱区之间的整体剥蚀厚度差约为 2000~3000 m,似乎可以用滑脱带之上的纵弯褶皱、重力均衡和准平原化来解释。

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):

邓宾,刘树根,刘顺,李智武,赵建成. 2009. 四川盆地地表剥蚀量恢复及其意义. 成都理工大学学报(自然科学版), 36(6): 675-686.

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,陈凤良,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.

湖北省地质矿产局. 1990. 湖北省区域地质志. 北京:地质出版社: 7-44, 573-597.

胡建平,赵军龙,汪文秉,李娜. 2005. 三峡重庆库区深部地球物理特征与断裂构造. 地球科学与环境学报, 27(3): 49-54.

胡齐齐,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): 29-33.

李双建,肖开华,汪新伟,张荣强,沃玉进,周雁,蔡立国. 2008. 南方志留系碎屑矿物热年代学分析及其地质意义. 地质学报, 82(8): 1068-1076.

刘重庆,周建勋,郎建. 2013. 多层滑脱条件下褶皱-冲断带形成制约因素研究: 以川东-雪峰构造带为例. 地球科学与环境学报, 35(2): 45-55.

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.

刘树根,孙玮,李智武,邓宾,刘顺. 2008. 四川盆地晚白垩世以来的构造隆升作用与天然气成藏. 天然气地球科学, 19(3): 293-300.

罗志立. 1979. 扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响. 地质科学, 4(2): 127-138.

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.

马丽芳. 2002. 中国地质图集. 北京:地质出版社: 237-291.

马永生,杨克明. 2008. 四川盆地构造演化及天然气成藏规律研究成果报告: 9-25.

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.

- 裴树文. 2004. 三峡地区河流阶地的成因、时代与人类活动 // 董为. 第九届中国古脊椎动物学学术年会论文集. 北京: 海洋出版社: 263–274.
- 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.
- 石红才, 施小斌. 2014. 中、上扬子白垩纪以来的剥蚀过程及构造意义——低温年代学数据约束. 地球物理学报, 57(8): 2608–2619.
- 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.
- 宋鸿彪, 罗志立. 1995. 四川盆地基底及深部地质结构研究的进展. 地学前缘, 2(3/4): 231–237.
- 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物性力学参数与滑动层位关系研究. 地质科学, 40(4): 532–538.
- 王平, 刘少峰, 郜瑯瑯, 王凯. 2012. 川东弧形带三维构造扩展的AFT记录. 地球物理学报, 55(5): 1662–1673.
- 吴树仁, 吴淦国, 胡道功, 石玲, 易顺华, 汪华斌, 徐瑞春, 梅应堂. 1999. 鄂西清江上游NE向活动断层分段分形特征. 地球学报, 20(2): 142–149.
- 解国爱, 贾东, 张庆龙, 吴晓俊, 沈礼, 吕赞珊, 邹旭. 2013. 川东侏罗山式褶皱构造带的物理模拟研究. 地质学报, 87(6): 773–788.
- 谢世友, 袁道先, 王建力, 况明生. 2006. 长江三峡地区夷平面分布特征及其形成年代. 中国岩溶, 25(1): 40–45.
- 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, 林娟华, 程心阳, 李双建. 2014. 鄂西渝东地区晚燕山–喜马拉雅期剥蚀量. 地球物理学报, 57(9): 2878–2884.
- 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.
- 袁照令, 李大明. 1999. 油气勘探中磁异常 T 解释问题. 地质科技情报, 18(2): 109–112.
- 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.
- 张先, 陈秀文, 赵丽, 沈京秀, 刘敏, 虎喜凤. 1996. 四川盆地及其西部边缘震区基底磁性界面与地震的研究. 中国地震, 12(4): 421–427.
- 张小琼, 单业华, 聂冠军, 倪永进. 2013. 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. 大地构造与成矿学, 37(4): 622–632.
- 周建勋, 郎建, 刘重庆. 2009. 韧性基底层黏度对褶皱–冲断带变形特征的影响: 来自物理模拟的启示. 西北大学学报, 39(3): 392–398.
- 周雁. 1999. 湘鄂边区断裂构造特征及其油气地质意义. 海相油气地质, 4(4): 31–38.
- Costa E and Vendeville B C. 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology*, 24: 1729–1739.
- Cotton J T and Koyi H A. 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *GSA Bulletin*, 112(3): 351–363.
- Davis D M and Engelder T. 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119: 67–88.
- Dogliani C and Prosser G. 1997. Fold uplift versus regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology*, 14(2): 179–190.
- Fischer M P and Jackson P B. 1999. Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: A detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21: 613–633.
- Goff D F, Wiltshko D V and Fletcher R C. 1996. Décollement folding as a mechanism for thrust-ramp spacing. *Journal of Geophysical Research*, 101(B5): 11341–11352.
- Itasca Consulting Group. 2011a. FLAC Version 7.0—Theory and Background. Itasca Consulting Group, Inc, Minneapolis, Minnesota, USA.
- Itasca Consulting Group. 2011b. FLAC Version 7.0—User’s Guide. Itasca Consulting Group, Inc, Minneapolis, Minnesota, USA.
- Koyi H A and Cotton J. 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: A discussion. *Journal of Structural Geology*, 26: 2139–2143.
- Marshak S and Wilkerson M S. 1992. Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development. *Tectonics*, 11(3): 560–566.
- Massoli D, Koyi H A and Barchi M R. 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: Analogue models and natural examples from the northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 28: 185–199.
- McQuarrie N. 2004. Crustal scale geometry of the Zagros

- fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26: 519–535.
- Millan H, Aurell M and Melendez A. 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): A case study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, 41(5): 1001–1024.
- Mitra S. 2002. Structural models of faulted detachment fold. *AAPG Bulletin*, 86(9): 1673–1694.
- Mitra S. 2003. A Unified kinematic model for the evolution of detachment fold. *Journal of Structural Geology*, 25: 1659–1673.
- Muñoz J A, McClay K and Poblet J. 1994. Synchronous extension and contraction in frontal thrust sheets of the Spanish Pyrenees. *Geology*, 22(10): 921–924.
- Sommaruga A. 1997. Geology of the central Jura and the Molasse Basin: New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Memoire de la Societe des Sciences naturelles de Neuchatel* 12: 145.
- Sommaruga A. 1999. Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 111–134.
- Teixell A and Koyi H A. 2003. Experimental and field study of the effects of lithological contrasts on thrust-related deformation. *Tectonics*, 22(5): 1054–1073.
- Touloukian Y S, Judd W R and Roy R F. 1981. *Physical Properties of Rocks and Minerals*. McGraw-Hill Book Company.
- Wang Z X, Zhang J, Xie G and Ma Z J. 2010. Structural analysis of the multi-layer detachment folding in eastern Sichuan province. *Acta Geologica Sinica*, 84(3): 479–514.
- 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.

Numerical Modeling of the Mesozoic East Sichuan Fold Belt: A Two-stage Tectonic Model

ZHANG Xiaoqiong^{1,2}, SHAN Yehua¹, NI Yongjin^{1,2} and TAN Zhijun^{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: The Mesozoic East Sichuan fold belt is divided by the northeast-trending Qiyueshan fault into two areas with different fold patterns, trough-like folds to the east and comb-like folds to the west. Both areas are genetically related to decollement at depth. This paper uses FLAC6.0 software to simulate the two-stage evolution of the East Sichuan Fold Belt, where the comb-like folds have a younger age than the trough-like folds. According to simulation results, the general characteristics of the fold belt is reproducible for a 30° dip angle of the thrust ramp connecting the decollement zones that occur at a depth of 3–4 km from the unconformity between the basement and the platform cover for the trough-like folds and in the Cambrian strata for the comb-like folds, respectively. If only the ramp has a dip angle of no more than 30°, it can efficiently transfer the horizontal displacement to the comb-like fold area. This suggests no involvement of the high-angle Qiyueshan fault and, hence, breaking through shallow strata later. The presence of the fault bend fold may cause progressive deformation. The crust mechanically thicken in the way is subsequently uplift and worn down toward a peneplane, which is probably responsible for the difference in denudation between the comb-like fold area and the trough-like fold area.

Keywords: the East Sichuan fold belt; overall pattern; decollement zone; thrust ramp; numerical simulation