

台湾弧前盆地构造反转的数值模拟

张立升^{1,2}, 闫 义^{1*}, 单业华¹, 陈文煌^{1,2}

(1 中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510640; 2 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要:台湾造山带是世界上最年轻的活跃的造山带之一, 位于欧亚板块和菲律宾海板块的交界处, 具有独特的地质环境。海岸山脉位于台湾岛的最东侧, 由残留的弧前盆地和火山岛弧组成, 前者为北吕宋海槽弧前盆地经两期强烈的挤压剪切构造演化而来。利用 FLAC6.0 软件模拟了台湾弧前盆地逆冲构造反转的演化过程。通过模拟结果分析发现, 台湾弧前盆地中逆冲构造的反转是由东向西逐渐发育而来, 由局部向西倾斜的次级褶皱构造最终演化为整体向西的逆冲构造。地层厚度和岛弧基底的坡角对于褶皱的形成演化方式都起到了明显的控制作用。

关键词:台湾; 弧前盆地; 逆冲构造; 数值模拟

中图分类号: TE121.2

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2017.06004

弧前盆地发育于海沟与火山弧的之间, 直到 20 世纪 90 年代随着板块构造研究的深化, 才作为一种独立的盆地成因类型进行研究^[1-3]。弧前盆地一般表现为狭长的、发育巨厚沉积的不对称盆地。弧前盆地形成于活动的俯冲系统中, 既可以产于洋内岛弧环境下, 也可以产于陆缘弧环境下。在俯冲及碰撞过程中, 弧前盆地本身遭受了活跃的板块边界变形^[4-7], 通过对弧前盆地构造变形的研究将加深对造山带构造格局的认识。

一般认为, 台湾弧前盆地是从晚中新世时期发育向东逆冲的断层逐渐转换为现今以向西逆冲的构造为主^[8-12], 在整个弧陆碰撞时期, 弧前盆地受到了来自西侧欧亚板块的水平挤压应力, 逐步形成了向东的逆冲叠瓦状构造。而弧前盆地的最东侧为北吕宋火山岛弧, 岛弧对于弧前盆地的挤压具有强烈支撑作用, 使得逆冲构造逐渐以向

西为主。但是, 目前对于台湾弧前盆地逆冲构造转化过程及影响机制尚不清楚: ①初期弧陆碰撞向东的逆冲断层与成熟弧陆碰撞时期向西逆冲两期逆冲构造如何转化; ②褶皱构造演化与断层演化的关系; ③地层厚度及岛弧基底坡角等对逆冲构造转化过程的影响。

因此, 本文目的是利用 FLAC 6.0 软件建立有关台湾弧前盆地构造演化的地质力学模型, 实时再现出弧前盆地的形成演化过程, 并分析弧前盆地的地层厚度以及岛弧基底的坡角对于弧前盆地构造变形的影响。

1 地质背景

台湾造山带是世界上最为年轻的造山带之一, 同时又是正在活动的弧—陆碰撞性大陆边缘。其位于欧亚板块和菲律宾海板块的交界处, 欧亚被动大陆边缘与最前端的吕宋火山岛弧在此处发生碰撞。在其西南侧, 南海海洋岩石圈沿着马尼拉海沟向西俯冲于菲律宾海板块之下^[13,14]。其东北面一侧为近东西走向的琉球海沟—弧—盆地体系, 菲律宾海板块向北俯冲于欧亚板块之下(图 1A)。

收稿日期: 2017-02-17

基金项目: 国家自然科学基金“南海扩张过程及海陆变迁: 菲律宾巴拉望-混都洛陆块地层沉积记录”(41476036)

作者简介: 张立升(1992—), 男, 在读硕士, 主要从事数值模拟方面的研究工作。E-mail: arthursheng@163.com

* 通讯作者: 闫 义(1973—)男, 研究员, 主要从事边缘海构造与盆地演化方面的研究工作。E-mail: yanyi@gig.ac.cn

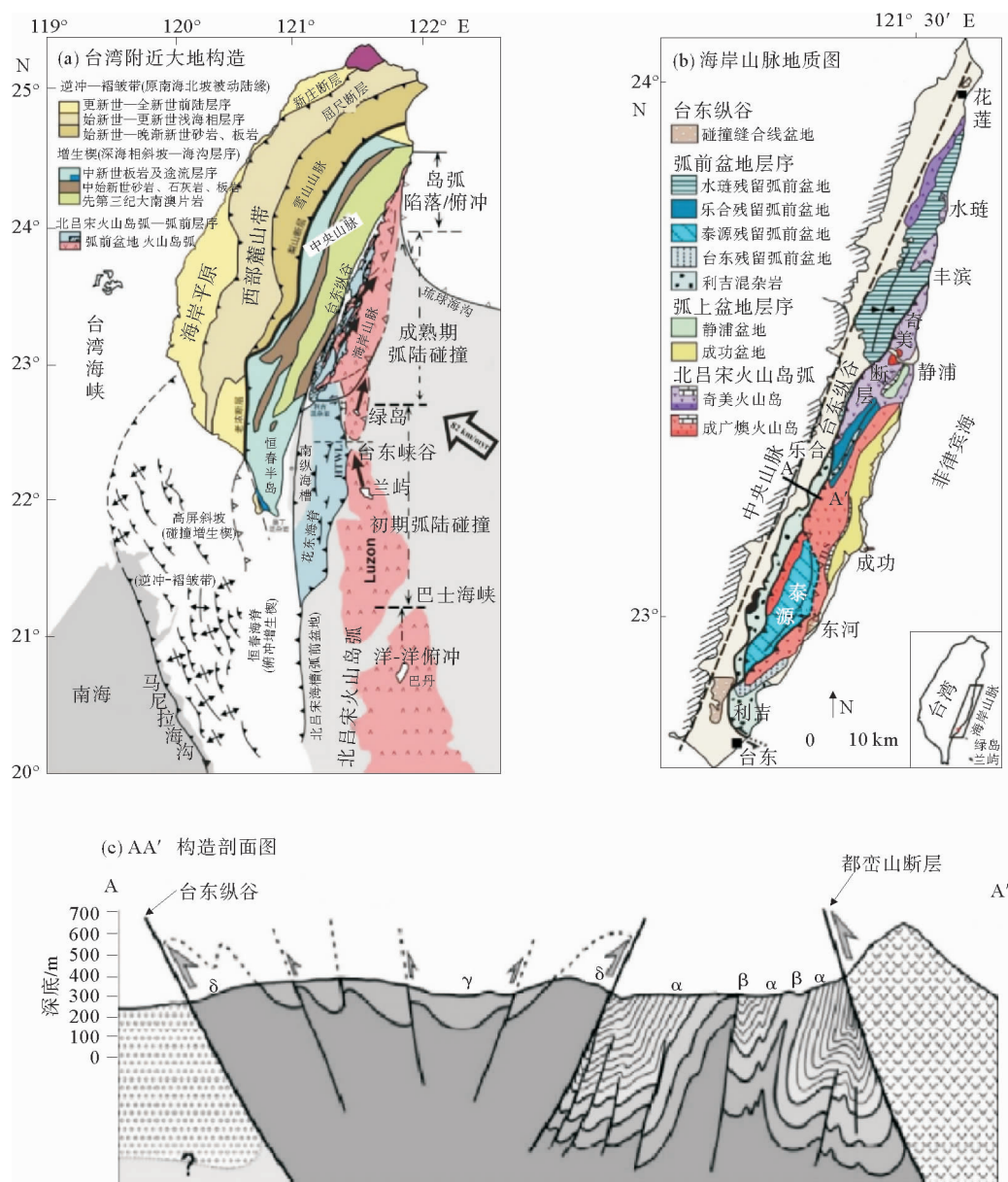


图 1 (A) 台湾海域构造图(据文献[11]改编); (B) 海岸山脉地质图(据文献[12]改编);

(C) AA' 构造剖面图(据文献[9]改编, α : 连续单元; β : 破坏单元; γ : 分割单元; δ : 混杂岩)

Fig. 1 (A) Tectonic map of Taiwan (modified from reference [11]); (B) The geology of Coastal Mountains (modified from reference [12]); (C) AA' structural section (modified from reference [9],

α : coherent units, β : broken units, γ : dismembered units, δ : melanges)

由于斜向弧陆碰撞, 台湾的造山演化具有由北向南迁移的特点。根据现代 $20^{\circ} \sim 25^{\circ}$ 间活跃弧陆碰撞带的地质及地球物理特征, 将其划分为空间上的 4 个构造带: 洋—洋俯冲; 初期弧陆碰撞; 成熟期弧陆碰撞; 岛弧下陷/俯冲^[10]。

台湾造山带主要由 3 个地质构造单元组成,

自西向东依次为: 被动大陆边缘逆冲褶皱带(海岸平原—西部麓山带—雪山山脉); 弧陆碰撞前的俯冲增生楔(恒春半岛—中央山脉); 逆冲加附的火山岛弧—弧前盆地(海岸山脉)^[9,10]。

海岸山脉呈 NNE—SSW 向展布, 主要由晚上新世—更新世的残留弧前盆地和火山岛弧组

成,残留弧前盆地由北往南依次为水璉、乐合、泰源和台东残留弧前盆地^[9-12,15,16](图 2B)。它们与弧上盆地在岩性组成上类似,皆为大港口层深海相浊积岩所充填,整合覆盖于都銓山层之上,以半固结的砂岩—泥岩互层和泥岩为主,偶夹凝灰岩,地层厚度变化并不明显,平均厚度在 2 km 左右^[17]。火山岛弧在地层上均属于都銓山层,主要为凝灰岩、火山岩流、岩脉、集块岩、火山角砾岩为主的中新世安山质火山岩^[18](图 2)。

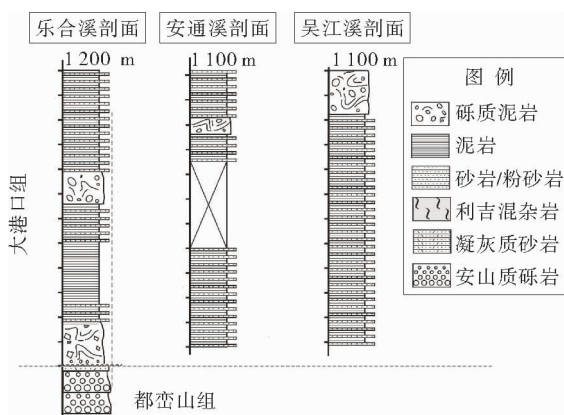


图 2 乐合弧前盆地简易岩性柱状图 (据文献[19]改编)

Fig. 2 Simple lithological column of Loho fore-arc basin (modified from reference [19])

海岸山脉在台湾的构造体系中为一独立的单位,是遭受强烈的剪切作用而向西逆冲的吕宋火山岛弧体系,其现今的构造特征受一系列近于 NNE 走向、向西逆冲的断层所控制^[18]。在构造形态上,海岸山脉被认为是由一系列叠瓦状排列的褶皱和断层组成一个逆冲褶皱带^[20-22]。海岸山脉的褶皱均向 NNE 延长,较台湾的主构造线更为偏东;主要断层均为向西纵向逆断层,大部分逆断层发生于褶皱形成之时或紧接褶皱之后的褶皱断层,连续的倾向相同的逆断层构成了典型的叠瓦状构造,次级断层有正断层和平移断层,均截切地层走向和纵向断层,明显区别于西部麓山带的逆冲褶皱带^[20]。

2 模型设置

由于本文研究区域内的褶皱和断层具有良好

的东西走向,因此,为了简化起见,可以用横向的二维模型来模拟整个弧前盆地的形成和演化过程。本文选用的模拟软件是 FLAC (Fast Lagrangian Analysis for Continuum) 6.0 岩土工程软件,最早由美国 Itasca Consulting Group, Inc 开发应用于岩体力学计算^[23]。这个程序采用拉格朗日分析的二维显示有限差分法,有限差分法是用相邻节点之间的差商代替控制方程的微商,从而求解偏微分方程的问题转化成求解代数方程组的问题。拉格朗日分析法是一种利用拖带坐标系分析大变形问题的数值方法,并利用差分格式按时步积分求解,随着构形的不断变化,不断更新坐标的方法。

FLAC 软件相比于其他现行的模拟方法有着明显的优势。FLAC 计算中使用了“混合离散化”技术,更为精确和有效地模拟计算材料的塑形破坏和塑形流动。同时,显示计算方法更加节约内存空间和运算时间,便于实现非线性大变形的求解。FLAC 软件包含了一个强大的内置编程语言——FISH 语言 (FLACish 的缩写),可以让用户定义新的变量和函数,从而实现对 FLAC 的扩充。当然,FLAC 也有不足之处,当模拟大变形模型时,网格畸变后,重新划分网格易使不同材料边界发生均一化,对后续的变形产生一定的影响。

FLAC 软件可以解决多方面的问题,其中包括:平面应力、平面应变几何模型问题、不连续面滑动和分离的问题、蠕变问题、热力学分析和动态分析等问题,如今已经被广泛地应用于褶皱与断层演化^[24-27]、岩石圈结构与形变^[28-31]以及流体-热液成矿^[32-34]的研究。

本文建立的岩石力学模型的尺度、力学参数、边界条件以及加载过程如下:

(1)模型尺度 根据地震反射剖面解释(图 3),整个实体模型由弧前盆地、盆地基底以及火山岛组成。为了建立接近真实尺度的数值模型,本文模拟对象水平长 75 km,弧前盆地表层高度 5 km,火山岛最高点为 8 km。整个模型被剖分为 180×31 个网格,以确保模型不会因为网格过于稀疏而影响正常褶皱的形成和发展。

(2)岩石力学层 根据前人对于北吕宋海槽弧前盆地的地层分析^[12],并考虑到计算存储空间和时间的关系,根据不同年代地层单元岩性之间

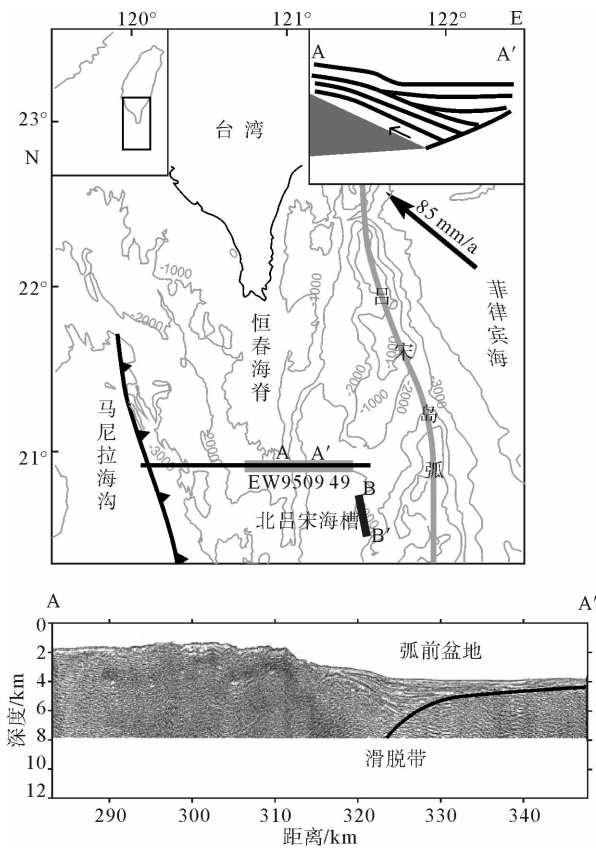


图 3 台湾弧前盆地的地震反射剖面
(据文献[35]改编)

Fig. 3 The seismic reflection profile of Taiwan
fore-arc basin (modified from reference [35])

的差异,将弧前盆地划分为 5 个力学层。为了简化起见,把弧前盆地恢复到最初始状态,将弧前盆地的地层平行于滑脱带分布。由于弧前盆地和火山岛弧具有不同的岩性组成,我们需要区别对待,把火山岛弧填充为安山质火山岩。模型中各层的

岩石力学行为遵循摩尔—库伦弹塑性理论,变形主要是由弹性变形和塑性变形组成。需要注意的是,地质构造的模拟一般只有少量的限制数据,而且地质体不均一特性可能有很大的差异,不可能得到实际地质体的全部资料。所以,我们在设计过程中应该进行适当的运算,进行反复的参数调整。模型中不同的岩石力学层的具体参数见表 1,表 1 中各层岩石力学参数的选取参照了前人的实测结果^[36]。

(3)滑脱带 根据地震反射剖面解释(图 3),滑脱带位于弧前盆地与火山弧基底之间。在 FLAC 中可以用于模拟断层、节理等不连续界面的方法主要为 interface 单元法,此功能可以模拟 2 个界面之间的滑动、分开等相互作用^[37]。在本文中 will 用 interface 单元法来模拟滑脱带,滑脱带的法向刚度 K_n 和剪切刚度 K_s 取值见表 2。

(4)网格剖分 在模拟过程中,滑脱带附近的网格往往由于较大的应变变量而变成畸形,从而导致计算终止。因此,在本文中 will 采用 Auto-rezoning 函数,其目的是当网格在模拟中变成畸形时,系统将自动分配现存的压力、速度、位移到一个新的、规律的网格中,以确保计算在大变形中能顺利进行。因为在重新分配中用到插值法,所以一些不确定性是必然存在的,这些不确定性会随着网格密度的增大,而逐渐减小。一般来说,对于模拟结果的影响可以忽略不计。

(5)加载过程 在模型中,固定其右边界和底部边界,并在左侧滑脱带以上施加水平向右、0.4 m/时步的速度。模型的加载过程到总缩短率不超过 50%或者因网格畸变而终止计算为止。

表 1 模型中的岩性分层和岩石力学参数

Table 1 Layers and their assigned mechanical properties of the model

序号	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	黏聚力/mPa	抗拉强度/mPa	内摩擦角/(°)	膨胀角/(°)
1	泥岩	2 560	6	9	3	3.8	23	2
2	砂岩	2 650	8	16	10	4.2	3	2
3	泥岩	2 560	6	9	3	3.8	23	2
4	砾质泥岩	2 580	15	15	1	4	10	2
5	安山岩	2 620	60	35	25	15	45	2

表 2 模型中滑脱带的岩石力学参数

Table 2 Mechanical properties of the decollement zones in the model

滑脱带	法向刚度 K_n /(GPa/m)	切向刚度 K_s /(GPa/m)	摩擦角/(°)	黏聚力/mPa	膨胀角/(°)
1	0.05	0.01	6	1	0

3 模型结果

3.1 逆冲构造的演化结果

模拟结果显示(图 4),随着变形的增加,褶皱向右侧发展,当缩短率为 10% 时,先在弧前盆地的断坡处形成了一个断弯褶皱,随后在弧前盆地的左侧形成一连串的完整的褶皱雏形。从模型中可以明显的看出,左侧的褶皱①波长较长,测得为 10.4 km,右侧的断弯褶皱的波长较小,为 4.5 km。为了方便研究,统一测量模型第 2 层砂岩的波幅,取第 2 层背斜最高点和向斜最低点的一半值,褶皱①、②的波幅分别为 0.9 和 0.8 km,波长振幅比分别为 12:1 和 6:1。

当缩短率达 20% 时,褶皱逐渐延伸到断弯褶皱②的右侧,同时,褶皱②的轴面发生向右的倾斜,倾角为 50°,并且在模型的左侧具有了明显的褶皱形态特征,为向斜宽,背斜窄,宽度比值为 1.4:1。褶皱①、②的波长分别缩短为 7.8 km 和 3.9 km,波幅分别增大为 1.25 和 1.5 km,波长振幅比为 6:1 和 3:1。

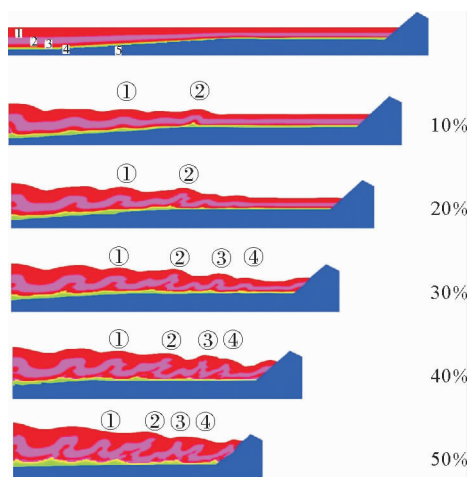


图 4 台湾弧前盆地逆冲构造的模型演化

Fig. 4 The evolution of thrust structure in Taiwan fore-arc basin

当缩短量达到 30% 的时候,褶皱继续向右侧延伸,并沿着火山弧表面上冲,同时在褶皱②的左翼上形成了一个以向西倾斜的次级褶皱。我们发现此时的缩短变形主要集中在模型的右侧,而左侧的褶皱形态并未发生明显的变化。褶皱③的形态与缩短量为 10% 时褶皱②的形态相似,倾角为 50°,波长为 3.3 km,波幅为 0.9 km,波长振幅比为 4:1。在这之后的持续变形中,主要为褶皱的紧闭与隆起。

当缩短量达到 40% 的时候,在褶皱②和褶皱③之间存在一个明显西倾的次级褶皱,同时褶皱③的倾角增大到 80°,近垂直状态,波长缩短为 2.6 km,波幅增大为 1.6 km,波长振幅比为 1.6:1。

在当缩短量达到最大值 50% 的时候,各个褶皱的波长进一步减小,而波幅进一步增大,褶皱③的倾向逐渐由东倾转变为西倾,倾角为 85°。

3.2 有限剪切增量的结果分析

研究剪切应变增量(质点速度)的变化对于研究褶皱的形成演化同样具有重要的意义。正如人们所预料的那样,依次记录有限剪切应变增量可以显示岩层逐渐遭受的变形和破坏,这显示了地层发生局部变形的位。

图 5 描绘了剪切应变增量随着缩短量增加而发生的变化。我们发现,随着时间步的推移,增量剪切应变带的累计产生了有限应变,当缩短量为 10% 的时候,有限剪切应变主要集中在弧前盆地第一个向东倾斜的剪切带中和断弯褶皱前方的剪切带中;当缩短量增大到 15% 时,有限剪切增量在向东倾斜的剪切带中更为集中,从而形成了向东的逆冲推覆构造。当缩短量不断增大到 20% 和 25% 的时候,向西倾斜的剪切带中的剪切应变增量也在不断的累积,这就导致了在先前形成的叠瓦状褶皱的左翼形成了向西倾斜的次级褶皱,同时在弧前盆地最东侧褶皱的倾向逐渐发生反转,并最终演化为向西的逆冲构造。



图 5 有限剪切增量变化

Fig. 5 The change in finite shear strain increment

3.3 地层厚度的影响

对比图 6、7 模型演化过程中东西两侧褶皱的形态发现,弧前盆地的地层厚度在东西两侧存在明显的差异,呈现西厚东薄的形态,弧前盆地西侧的地层厚度平均为 3.5 km,能干层为中间的砂岩,平均厚度为 1.8 km,在砂岩上下均是较为软弱的泥岩;而在弧前盆地的东侧地层较薄,平均厚度只有 1.7 km,能干层的平均厚度为 0.6 km,两侧能干层厚度之比为 3 : 1。

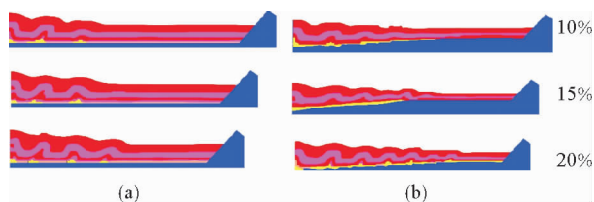


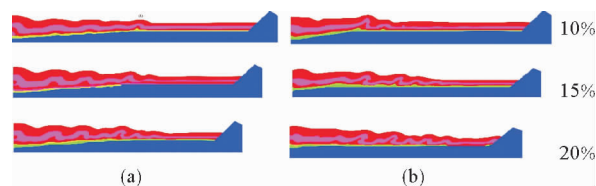
图 6 不同坡角的模型演化

((A)坡角为 0°, (B)坡角为 3°)

Fig. 6 The evolution of different slope angle in the model
((A) the slope angle is 0°, (B) the slope angle is 3°)

通过上述的模型结果分析发现,弧前盆地西侧的褶皱相比于东侧的褶皱具有更大的波长和更小的振幅。当缩短量为 10% 时,对比一下弧前盆地东西两侧的褶皱形态特征,以褶皱①、②为例,2 个褶皱的轴面近似垂直,均为直立褶皱,同时能干层砂岩在发生正弦状弯曲的弯曲,而上下较为软弱的泥岩会被动的调整和适应这种弯曲形态,可以看到在模型图中并无较大的地形起伏。测得其波长分别为 10.4 和 4.5 km,波幅分别为 0.9 和 0.8 km,波长振幅比分别为 12 : 1 和 6 : 1。当缩短量为 20% 时,褶皱①、②的轴面发生向东的倾

斜,由直立褶皱转变为斜歪褶皱,同样泥岩会被动的调整和适应砂岩引起的弯曲,在向斜处具有更厚的泥岩层,相反在背斜处泥岩较薄。同时 2 个褶皱的波长分别缩短为 7.8 和 3.9 km,波幅分别增大为 1.25 和 1.5 km,波长振幅比分别为 6 : 1 和 3 : 1,同样为西侧褶皱具有更大的波长和更小的振幅。

图 7 不同坡角的模型演化 ((A)坡角为 5°;
(B)坡角为 10°;地层岩性同图 5)Fig. 7 The evolution of different slope angle in the model
((A) the slope angle is 5°, (B) the slope angle is 10°,
formation lithology with Fig. 5)

3.4 基底断坡角度的影响

在图 6、7 中,随着基底断坡倾角的不断增大,断弯褶皱的几何形态越发明显,其隆起幅度越大。当不存在断坡的时候可以发现,褶皱的演化是从西往东逐渐发育的,每一个褶皱的形态特征相似,并且为向斜宽,背斜窄。当坡角增大到 3° 的时候,整个褶皱的演化过程同样是自西向东逐渐发育的,与没有断坡时的演化方式类似,并无明显的差别。

当基底坡角继续增大到 5° 的时候,在断坡处形成了一个断弯褶皱,此处为最大起伏的隆起,而在断弯褶皱的左侧只是形成了一连串的褶皱雏形,波长较大,而振幅相对较小。当坡角增大到 10° 的时候,我们对比模拟图发现,缩短量为 10% 时,在缩短变形的过程中优先形成的是断坡处的断弯褶皱,相比较于 5° 坡角的时候,断弯褶皱明显变得更加紧闭,其隆起幅度也相应增大。而在断弯褶皱的左侧并没有明显的褶皱形成,相反在其右侧发育一个小褶皱;当缩短量达 15% 的时候,随着挤压变形的继续,褶皱从断弯褶皱处向右逐渐延伸,而在断弯褶皱的左侧有稍微的隆起,但并无明显的褶皱形态;当缩短量达到 20% 的时候,褶皱从断弯褶皱处逐渐延伸至弧前盆地的最右侧,断弯褶皱的倾角变小,同时变得更加紧闭。

4 讨论

4.1 台湾弧前盆地逆冲构造反转

根据数值模拟的演化结果可以发现,台湾弧前盆地的构造反转是一个剪切增量累积的过程,构造反转开始于成熟的弧陆碰撞时期,即更新世早期,由局部的构造反转最终演化为整体的构造反转,这与 Jacques 等的沙盘模型结果相一致^[38]。并且通过观察图 2 中的构造剖面图可以发现,图中同时存在 2 个方向的大角度逆断层,这也与我们的模拟结果相吻合,也可以通过模拟结果对 Huang 提出的弧前盆地的演化模型进行补充^[12](图 8):

(1)在初期弧陆碰撞早期(3.7~3.2 Ma),即晚中新世时期,菲律宾海板块沿着马尼拉海沟俯冲于欧亚板块之下,此时由于强烈的弧陆碰撞,台湾中央山脉逐渐抬升隆起。

(2)在初期弧陆碰撞的后期(3~2 Ma),北吕宋海槽弧前盆地受到向东的顺层挤压力,形成了一系列向东倾斜的逆冲叠瓦状褶皱和断层,并逐渐向东延伸至最东侧的北吕宋火山岛弧,演化形

成了花东海脊,并在其东侧发育年轻的残留弧前盆地。

(3)在成熟的弧陆碰撞时期(<2 Ma),变形的弧前盆地继续遭受着强烈的挤压作用,随着弧前盆地中有限剪切应变增量不断的累计,在先前形成的叠瓦状褶皱的左翼发育了向西倾斜的次级褶皱,同时最东侧部分褶皱的倾向发生反转,最终演化为向西的逆冲构造,形成了如今的海岸山脉。

海岸山脉作为一个独立的地质单元,是在弧陆碰撞后期距今 2 Ma 才向西逆冲的火山岛弧体系,其构造特征受到弧陆碰撞的控制。在整个弧陆碰撞过程中,弧前盆地在受到向东水平挤压的同时,西侧的北吕宋火山岛弧提供了强烈的支撑作用,才会导致构造反转的发生。

4.2 地层厚度对弧前盆地构造变形的影响

根据北吕宋海槽北部的剖面图可以看出(图 9),弧前盆地在不同的位置,其地层的厚度是有较大差异的,而地层厚度与褶皱的形成演化有着密切的联系。在叠瓦状褶皱形成的过程中,褶皱的初始波长受褶皱地层厚度决定,表现为褶皱波长与地层厚度成正比,这与其他学者利用不同的研究方法总结归纳获得的结论相同^[39,40]。

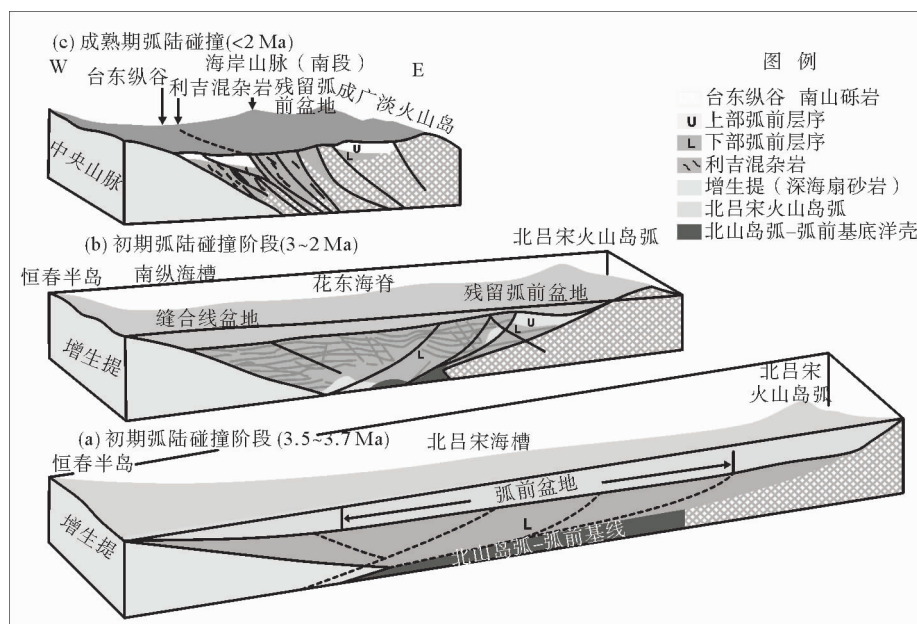


图 8 台湾弧前盆地的构造演化模型 (据文献[12] 改编)

Fig. 8 Tectonic evolution model of Taiwan fore-arc basin (modified from reference [12])

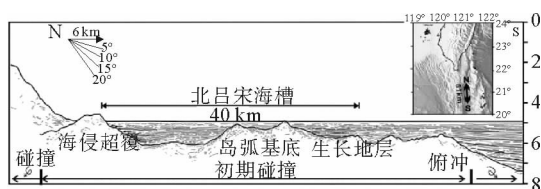


图9 北吕宋海槽北部南北向构造剖面(据文献[41]改编)

Fig. 9 A N—S line near the northern half of the North Luzon Trough (modified from reference [41])

而且不同能干层的褶皱形态是不同的,台湾弧前盆地的宽度是远远大于地层厚度的,同时地层厚度呈现东厚西薄的形态。所以,在弧前盆地西侧的褶皱波长较大,地层向东逐渐减薄,褶皱的波长逐渐减小。

同时,岩层间的力学性质差异在褶皱形成中也起着主导作用。弧前盆地在岩性组成上,以砂岩—泥岩互层和泥岩为主,岩系中砂岩和泥岩的力学性质不一致,则在顺层挤压作用下,强硬层即砂岩层就会失稳而发生正弦曲线状弯曲;相对软的层即泥岩层作为介质,在均匀压扁的同时被动地调整 and 适应由强硬层引起的弯曲形态。进一步挤压下,强硬层的褶皱变得越紧闭,可使翼部被压扁而成IC型褶皱。

4.3 基底坡角对弧前盆地构造变形的影响

由于岛弧基底的起伏不平,同样导致了不同位置上坡角的差异。对比不同坡角的演化模型(图6,7)可以看出,当坡角为 0° 和 2° 的时候,褶皱的演化为由西向东规律性发育;当坡角增加到 5° 的时候,由于坡角的影响,优先在断坡处发育断弯褶皱,随着缩短量的增加,其他位置的褶皱才逐步发育,同时也是由西向东逐渐演化;当坡角达到 10° 的时候,这一现象更加明显,优先形成的断弯的波长更小,而振幅更大,由于东侧的地层更薄,所以褶皱向东延伸的速度比坡角为 5° 时明显要快。

通过4个模型的对比可以看出,坡角对褶皱发育的次序具有明显的控制作用,坡角达到一定值时,在断坡处优先发育断弯褶皱。而临界坡角的大小与地层的厚度成正比关系,即地层越厚,临界坡角越大。

5 结论

(1)在台湾弧前盆地中,逆冲构造的反转是由于向西的剪切带中应变增量的增加形成了向西倾斜的剪切带,同时使得在先前形成的褶皱的左翼上发育了向西倾斜的次级褶皱,发生了局部的构造反转,弧前盆地最东侧的部分褶皱的倾向也逐渐由东向西,最终演化成了以向西为主的逆冲构造引起的。

(2)地层的厚度对于褶皱的形态具有控制作用,褶皱波长与地层厚度成正比,地层越厚,波长越大,同时软弱层会被被动地调整 and 适应由强硬层引起的弯曲形态。

(3)岛弧基底的坡角控制了弧前盆地中褶皱发育演化的次序,当坡角达到一定值之后,在断坡处的褶皱优先发育,并向地层薄的一侧传播地更快,而这一临界坡角与地层的厚度成正比。

参考文献:

- [1] Dickinson W R, Seely D R. Structure and stratigraphy of forearc regions [J]. AAPG Bulletin, 1979, 63(1): 2-31.
- [2] Dickinson W R. Forearc basins[M]//Busby C J, Ingersoll R V. Tectonics of Sedimentary Basins. Cambridge: Blackwell Scientific, 1995:221-261.
- [3] 张传恒,张世红. 弧前盆地研究进展综述[J]. 地质科技情报, 1998, 17(4): 1-7.
- [4] Cavazza W, Barone M. Large-scale sedimentary recycling of tectonic mélange in a forearc setting: The Ionian basin (Oligocene-Quaternary, southern Italy) [J]. Geological Society of America Bulletin, 2010, 122(11/12): 1932-1949.
- [5] Kelsey H M, Sherrod B L, Blakely R J, et al. Holocene faulting in the Bellingham forearc basin: Upper-plate deformation at the northern end of the Cascadia subduction zone [J]. Journal of Geophysical Research (B: Solid Earth), 2012, 117(B3): 1-26.
- [6] Paquet F, Proust J N, Barnes P M, et al. Controls on active forearc basin stratigraphy and sediment fluxes: The Pleistocene of Hawke Bay, New Zealand [J]. Geological Society of America Bulletin, 2011, 123(5/6): 1074-1096.
- [7] Williams T A, Graham S A. Controls on forearc basin architecture from seismic and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Great Valley Group, central Sacramento Basin, California [J]. International Geology Review, 2013, 55(16): 2030-2059.

- [8] Chang C P, Angelier J, Huang C Y. Origin and evolution of a mélangé: the active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan [J]. *Tectonophysics*, 2000, 325(1): 43-62.
- [9] Chang C P, Angelier J, Huang C Y, et al. Structural evolution and significance of a mélangé in a collision belt: the Lichi Mélangé and the Taiwan arc-continent collision [J]. *Geological Magazine*, 2001, 138(6): 633-651.
- [10] Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, et al. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica [J]. *Tectonophysics*, 2000, 325(1): 1-21.
- [11] Huang C Y, Yuan P B, Tsao S J. Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118(3/4): 274-288.
- [12] Huang C Y, Chien C W, Yao B, et al. The Lichi Mélangé: A collision mélangé formation along early arcward back-thrusts during forearc basin closure, Taiwan arc-continent collision [J]. *Geological Society of America Special Paper*, 2008, 436: 127-154.
- [13] Bowin C, Lu R S., Lee C S, et al. Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region [J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1978, 62(9): 1645-1672.
- [14] Taylor B, Hayes D E. Origin and history of the South China Sea basin [M]// Hayes D E. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2*. AGU Geophys. Monogr. Ser. 27, Washington D C, 1983, 27: 23-56.
- [15] Huang C Y, Shyu C T, Lin S B, et al. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late Neogene evolution of the Coastal Range [J]. *Marine Geology*, 1992, 107(3): 183-212.
- [16] Huang C Y, Yuan P B, Song S R, et al. Tectonics of short-lived intra-arc basins in the arc-continent collision terrane of the Coastal Range, eastern Taiwan [J]. *Tectonics*, 1995, 14(1): 19-38.
- [17] Hsu T L. The Lichi Mélangé in the Coastal Range framework [J]. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, 1976, 25: 87-95.
- [18] 耿威. 台湾海岸山脉岩石地球化学特征及其构造意义 [D]. 青岛: 中科院海洋研究所, 2013.
- [19] 陈文煌. 海岸山脉中南段弧前盆地地层研究: 台湾弧陆碰撞记录及其对南海深水古海洋的控制 [D]. 广州: 中科院广州地球化学研究所, 2015.
- [20] 徐铁良. 台湾东部海岸山脉地质 [J]. *台湾省地质调查所汇刊*, 1956, 8: 39-63.
- [21] 王源, 陈文山. 海岸山脉地质图, 十万分之一 [M]. 台北: 台湾省地质调查所, 1993.
- [22] Barrier E, Angelier J. Active collision in eastern Taiwan: The Coastal Range [J]. *Tectonophysics*, 1986, 125(1-3): 39-72.
- [23] Cundall P A, Board M. A microcomputer program for modelling large-strain plasticity problem [C]// Swododa C. *Numerical Methods in Geomechanics, Proceedings 6th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics*, 11-15 April 1988, Innsbruck, Austria. Volumes 1-3, 1988.
- [24] Cundall P A, Lemos J V. Numerical simulation of fault instabilities with the continuously-yielding joint model [C]// *Proceedings of the 2nd International Symposium on Rockburst and Seismicity in Mines*. Rotterdam: Balkema, 1990: 147-152.
- [25] McKinnon S D, de la Barra I. Fracture initiation, growth and effect on stress field: A numerical investigation [J]. *Journal of Structural Geology*, 1998, 20(12): 1673-1689.
- [26] Zhang Y H, Mancktelow N S, Hobbs B E, et al. 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*, 2000, 22(10): 1511-1522.
- [27] Burov E, Toussaint G. Surface processes and tectonics: Forcing of continental subduction and deep processes [J]. *Global and Planetary Change*, 2007, 58(58): 141-164.
- [28] Zhang Y, Scheibner E, Hobbs B E, et al. Lithospheric structure in Southeast Australia: a model based on geoid and mechanical analyses [M]// *Structure and Evolution of the Australian Continent*. Published by the American Geophysical Union, 1998: 89-108. Doi: 10.1002/9781118670095.ch7
- [29] Petit C, Deverchère J, Calais E, et al. Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hovsgol region, Mongolia: new constraints from gravity modeling [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2002, 197(3): 133-149.
- [30] Wang J Y, Zhang F, Fan W M, et al. Numerical modeling of the formation of Indo-Sinian peraluminous granitoids in Hunan Province: Basaltic underplating versus tectonic thickening [J]. *Science in China*, 2002, 45(11): 1042-1056.
- [31] Lin G, Zhang Y, Guo F, et al. Numerical modeling of lithosphere evolution in the North China Block: Thermal versus tectonic thinning [J]. *Journal of Geodynamics*, 2005, 40(1): 92-103.
- [32] Liu L M, Peng S L. Prediction of hidden ore bodies by synthesis of geological, geophysical and geochemical information based on dynamic model in Fenghuangshan ore field, Tongling district, China [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2004, 81(1-3): 81-89.

- [33] Ju M H, Yang J W, Dai T. Numerical simulation of tectonic deformation-driven fluid flow: Implications for ore genesis in the Dachang district, Guangxi, China [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2010, 106(1): 133-136.
- [34] Zhang Y, Roberts P A, Murphy B. Understanding regional structural controls on mineralization at the century deposit: A numerical modeling approach [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2010, 106(1): 244-250. Doi: 10.1016/j.gexplo.2009.09.004
- [35] Chi W C, Reed D L, Moore G, et al. Tectonic wedging along the rear of the offshore Taiwan accretionary prism [J]. *Tectonophysics*, 2003, 374(3): 199-217.
- [36] 陈假季,蔡瑞兴,李瑞琳. 实验方法推估台湾地区岩石变形模量研究[J]. *四川大学学报:工程科学版*, 2004, 36(3): 9-13.
- [37] Itasca Consulting Group. *FLAC Version 7.0-Theory and Background*[M]. Itasca Consulting Group, Inc, Minneapolis, Minnesota, USA. 2011.
- [38] Malavieille J, Trullenque G. Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary [J]. *Tectonophysics*, 2009, 446(3): 377-394.
- [39] Currie J B, Patnode H W, Trump R P. Development of Folds in Sedimentary Strata [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1962, 73(6): 655-673.
- [40] Mitra S. Structural models of faulted detachment fold [J]. *AAPG Bulletin*, 2002, 86(9): 1673-1694.
- [41] Hirtzel J, Chi W C, Reed D, et al. Destruction of Luzon forearc basin from subduction to Taiwan arc-continent collision [J]. *Tectonophysics*, 2009, 479(1/2): 43-51.

NUMERICAL SIMULATION OF THRUST STRUCTURAL INVERSION FOR TAIWAN FORE-ARC BASIN

ZHANG Lisheng^{1,2}, YAN Yi^{1*}, SHAN Yehua¹, CHEN Wenhua^{1,2}

(1 Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 2 University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China)

Abstract: The Taiwan orogenic belt, located in the juncture of the Eurasian plate and the Philippine Sea plate, is one of the youngest active orogenic belts in the world within a unique geological environment. The Coastal Mountains, which is located in the east of the Island, are composed of a residual fore-arc basin and a volcanic island, and the former of which is evolved from the fore-arc basin of the north Luzon Trough after two-stages of strong extrusion of shearing structure. This paper adopts FLAC6.0 to simulate the thrust structural inversion of the Taiwan fore-arc basin. It is found out through analysis of simulation results that the reversal of thrust structure in the Taiwan fore-arc basin is developed from east to west gradually, and evolves from local tectonic inversion in the beginning to overall thrust structure westward finally. In addition, stratum thickness and slope angle of basement plays certain control roles in the formation and evolution of folding.

Key words: Taiwan; fore-arc basin; thrust structure; numerical simulation