

141-147

# 大别山北麓地区的构造格局

王瑜

p548.2

(地矿部地质研究所)

A

**摘要** 大别山北麓在构造上又称北淮阳构造带,它以桐柏—磨子潭断裂为界与其南的大别山造山带相邻。区内出露的构造—地层单元有商城群(P<sub>z1</sub>)、信阳群(D)、石炭系、侏罗系等。研究表明,大别山北麓地区的构造是一个以信阳—舒城逆掩断层为底板断层与一系列次级冲断层、断片构成的逆冲推覆系统。卷入逆掩断层上下盘的地层经历了C<sub>3</sub>-J<sub>3</sub>期间的三次褶皱变形(第一、二次为挤压作用机制,第三次为剪切机制)。逆冲方向为由南向北,约NE20°~30°,逆冲断层以背驮式向前陆扩展,形成机制为反向逆冲推覆,且与大别山造山带主体向南韧性剪切滑脱运动关系密切。

大别山北麓,亦称北淮阳地区,构造上属于大别山造山带的北带。其南侧以桐柏—磨子潭断裂为界,东部被郟庐断裂所截,北部为中新世代的断陷盆地,如合肥盆地等,再往北则以确山—肥中断裂为界同华北地块相邻,往西延入秦岭造山带(图1)。

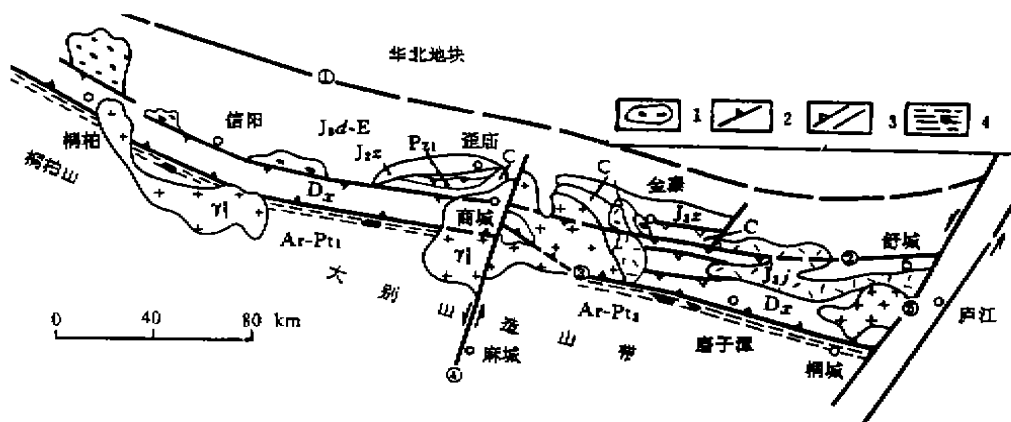


图1 大别山北麓地区构造略图

Fig. 1 Tectonic sketch map of the northern piedmont area of the Dabie Mountains

①—确山—肥中断裂;②—信阳—舒城走滑断裂;③—桐柏—磨子潭韧性推覆剪切带;④—商—麻断裂;⑤—郟庐断裂

J<sub>3d</sub>-E—晚侏罗统段集组—第三系; J<sub>3j</sub>—晚侏罗统金刚台组; J<sub>2z</sub>—中侏罗统朱集组; C—石炭系; Dx—泥盆系  
 信阳群; P<sub>z1</sub>—早古生界; Ar-Pt<sub>1</sub>—太古界至中元古界; Y<sub>1</sub>—花岗岩; 1—含砾大理岩及蛇绿混杂岩; 2—逆掩断层; 3—逆冲断层及断层; 4—糜棱岩及超基性岩

80年代之前,大别山北麓地区广泛开展的地质调查工作,奠定了本区基础地质的格架<sup>(1,2,3,4)</sup>①。80年代以来,国内外学者运用板块构造学说<sup>(5,6,7,8,9)</sup>、大陆边缘地体学说<sup>(10)</sup>及推覆构造理论<sup>(5,9,11)</sup>探讨了该区的构造型式及其演化。目前多数研究者认为该带为一逆冲推覆造山带<sup>(12,13)</sup>,但是其构造格局的形成演化历史、运动学特征,特别是大别山北麓构造格局的成因等问题还没有得到完善和合理的解决。本文试图为解决上述问题提供一些有益的佐证。

## 1 大别山北麓地区的构造—地层单元及其层序

本区地层时代及其层序的归属一直是有争议的。研究表明,出露的构造—地层单元主要有:商城群、信阳群、石炭系(梅山群为其一部分)、朱集组和金刚台组等。

商城群分为石门冲组和歪庙组,其中以歪庙组( $P_{21w}$ )的一套含砾大理岩为特征,它的边部和上下包围着的为一些斑点状绢云片岩、石榴黑云片岩和绿泥石英片岩等。含砾大理岩的基质大理岩部分甚至大部分发生了强烈的剪切—韧性剪切作用,形成不均匀分布的条带状的碳酸盐糜棱岩。在信阳附近的歪庙组中,含砾大理岩里发现有S—D的海相化石,如环节动物遗迹化石、超微化石颗石藻类、棘皮类海百合茎等化石碎片<sup>(14)</sup>;北秦岭地区,与该套岩石组合在层位上、岩石学特征上一致并且东西向延续的二郎坪群硅质岩里发现有早古生代的放射虫化石<sup>②</sup>;桐柏—信阳地区,该套含砾大理岩与蛇绿混杂岩南北方向上呈带状平行排列,并在蛇绿岩中测得有500Ma的年龄值<sup>(6)</sup>,这一年龄值限定了含砾大理岩亦即商城群形成的下限年龄,因此商城群的形成时代无疑为早古生代( $P_{21}$ ),而更可能为O—S。商城群在海西—印支期经历了均匀的区域变质作用,在三叠—侏罗纪时受到韧性剪切作用和脆性冲断的改造。从而置位于现在所见的信阳—舒城走滑断裂南北两侧石炭纪含煤地层及中侏罗世陆相磨拉石沉积之上。

信阳群为分布在桐柏—磨子潭断裂之北的一套片岩系,自下而上分为龟山组和南湾组,安徽地区也有人称为佛子岭群<sup>(12)</sup>。原岩主要为砂岩、泥岩、泥灰岩及酸性火山物质等,并具明显的粒序层韵律。南湾组与北秦岭—桐柏地区的刘岭群( $D_{23}$ )基本一致,分布的构造部位也相当。在信阳附近南湾水库的南湾组中发现有微体化石,其中以陆生植物孢子为主,此外还有较多的虫颚 *Scolecodonts*、疑源类(*Acritarchs*)和少数几丁虫化石,其组合属泥盆纪无疑,并可能为  $D_2$ — $D_3$ <sup>(15)</sup>;安徽佛子岭群仙人冲组云母片岩中(相当于信阳群龟山组)找到有 *Verrucosiporites* sp. 和 *Reticulatasporites* sp. 等孢子组合,其时代为晚古生代<sup>(12)</sup>。另外还有245Ma±, 210~230Ma(锆石年龄)等变质年龄数据<sup>(12)</sup>。可见,将信阳群的时代定为泥盆纪当属问题不大。在后期(上述年龄区间)遭受的普遍而又均匀的区域变质作用中,南湾组比下部的龟山组变质弱,局部地段可见变砂岩等薄层。

石炭系地层为一套含煤岩系,砂岩—砂砾岩为主,未遭受均匀的区域变质作用,具可靠的指示年代化石如腕足、珊瑚等。岩层内具不均匀分布的同构造期重结晶现象,这是与泥盆纪信阳群的显著区别。

分布仅限于信阳—舒城走滑断裂北侧的中侏罗统朱集组( $J_{2z}$ )为一套紫红色的砾、砂岩为主、大型斜层理和交错层理发育的陆相磨拉石建造。而广泛分布于大别山北麓地区(尤其商城以东)的

① 河南省区调队,1980.1:20万商城幅区调资料。

② 安徽省区调队,1978.1:20万岳西、六安幅区调资料。

③ 唐尚文,1983,在二郎坪群硅质岩中发现放射虫化石。河南地质,第1期。

晚侏罗统金刚台组( $J_3j$ )火山岩、火山碎屑岩不整合盖在中侏罗统朱集组、石炭系和泥盆系信阳群之上,而其又被 100~130Ma 的呈等轴状大型花岗岩、花岗闪长岩等岩体所切穿。

## 2 大别山北麓地区的逆冲推覆构造

### 2.1 信阳—舒城逆掩断层

大别山北麓构造线总体呈 NW—NWW 向展布。这里应该指出的是,前人所命名的信阳—舒城断裂,系指沿信阳—舒城一线出露的一条左行走滑断裂或断裂带。而实际上,沿此带有早期形成的逆掩断层域的出露,晚期的走滑断裂在部分地段继承了早期的逆掩断层,而更多的段落则后者被前者破坏和改造。为避免术语的混乱,文中分别命名为信阳—舒城逆掩断层和信阳—舒城走滑断裂。逆掩断层在区内呈断续出露。

信阳—舒城逆掩断层的地表形迹在南北方向和东西方向上均呈波状弯曲的几何形态。作为推覆体的底板逆掩断层,断面在不同地段产状不同。如在河南商城县西北的钟铺及鲇鱼山水库边,断面产状为  $205^{\circ}\sim 210^{\circ}/40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ,而向北在歪庙地区,断面弯曲呈向形形态,在歪庙以北的立新水库边上可见断面的倾角仅  $3^{\circ}\sim 5^{\circ}$ 。区内的各分支冲断层均呈铲型向下弯曲。

逆掩断层上下盘岩石的变形特征明显不同,岩石的变形强度在垂直断层走向的南北方向上呈分带性。在河南商城鲇鱼山水库边,逆掩断层上盘的信阳群龟山组,构造岩由北向南依次为碎裂糜棱岩带、糜棱岩带和糜棱岩化及绿泥石英片理岩化带;下盘为石炭系,构造岩由南往北是强烈片理岩化带、片理化及压碎角砾发育带和弱变形带等。上盘各带中,糜棱面理产状  $205^{\circ}/40^{\circ}\pm$ , $\alpha$  线理走向  $NE30^{\circ}$ ,且 S—C 糜棱组构指示的剪切指向为  $NE23^{\circ}\sim 28^{\circ}$ 。下盘片理面产状为  $200^{\circ}\sim 230^{\circ}/60^{\circ}\pm$ ,挤压透镜体发育。

上述特征表明,糜棱岩形成后,经受过脆性冲断作用的影响,并形成了与冲断层产状一致的构造面理,因而具脆—韧性变形域的特点。早期的韧性推覆剪切方向为由南向北,而上下盘内脆性变形组构亦指示着晚期的冲断作用指向北,其运动方向约在  $NE20^{\circ}\sim 30^{\circ}$  之间。

### 2.2 褶皱变形

大别山北麓地区卷入信阳—舒城逆掩断层上下盘褶皱变形的构造—地层单元为中侏罗统朱集组、石炭系以及信阳群和商城群等。

商城群分布零散,对于其褶皱变形的分析对比较为困难。逆掩断层上盘的信阳群变质片岩与下盘的石炭系具近乎一致的褶皱变形经历,都保留了三期褶皱形迹。二者的第一期褶皱为紧闭、倒转甚至平卧型,轴向  $290^{\circ}\sim 300^{\circ}$ ,轴面产状  $200^{\circ}/40^{\circ}$ ,第二期为宽缓型的轴面陡立—斜歪褶皱,轴面倾向南西。第三期在信阳群中表现为膝折和相似褶皱,轴面近水平或倾向南西,与  $S_1$  变形面的交角  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$  左右,局部地段伴生有大规模的流劈理。膝折和相似褶皱这种类型总是见于区域褶皱带和变质带的中部,在褶皱形成期间可能处于非常韧性状态<sup>[16]</sup>。事实表明,大别山北麓这类褶皱之中的岩石早期遭受过不均匀的韧性变形作用,后期有脆性改造的迹象。因而该期褶皱变形是整个区域内一致的均匀应变,叠加有不均匀的韧性作用和递进的非均匀简单剪切作用下共同形成的,是伴随逆冲推覆作用而形成的一次褶皱变形。石炭系的第三期褶皱变形为伴随逆冲推覆作用形成的一些层内、层间 S 型、Z 型等。

中侏罗统朱集组是卷入逆冲推覆构造格局的最新地层,在靠近底板逆掩断层和商城—金寨逆冲断层处,褶皱以倒转背向斜为主,而且褶皱的南翼常被石炭系、信阳群等逆冲推覆,往北在远离断裂带处,褶皱变形渐弱。褶皱轴向为  $NWW300^{\circ}$ 。

### 2.3 信阳—舒城逆冲推覆构造

从信阳以东至安徽金寨县三仙山地区,桐柏—磨子潭断裂之北侧存在着一系列次级冲断层、逆冲断片及构造窗和飞来峰等。

河南商城西北部三里坪—歪庙地区的逆冲席,以大小不等的飞来峰群落出现,近东西向排列,地貌上以尖峰—槽沟地形为特征。飞来峰的底界显示由南向北的运动,并以前展式的扩展方式向北边的  $J_2z$  前陆盆地逆冲推覆,构成叠瓦状的几何形态,钻孔资料证实了这一点<sup>①</sup>。商城水泥厂附近商城群歪庙组及石门冲组被推覆在石炭系煤系地层之上。

安徽金寨县城西的五峰尖—秦湾地区是典型的飞来峰—构造窗(图2)。在五峰尖,信阳群的片岩构成了一个向形,并压盖在商城群歪庙组含砾大理岩之上呈断层接触,二者间发育有8~15m,甚至更厚的长英质糜棱岩,断面产状  $260^\circ \angle 40^\circ \sim 45^\circ$ ;而商城群之歪庙组同样以断层接触叠盖了石炭系地层,断面产状  $240^\circ \angle 45^\circ$ 。而石炭系地层又明显地逆冲到了中侏罗统朱集组之上,产状  $230^\circ \angle 25^\circ \sim 40^\circ$ 。其南边的秦湾地区,信阳群因被剥蚀后露出了下伏的石炭系砂岩、含砾砂岩,为一构造窗。同时,此处的信阳群片岩和石炭系砂岩均被晚侏罗统金刚台组( $J_3j$ )火山岩—火山碎屑岩所不整合覆盖。金寨县城东三仙山地区,石炭系逆冲推覆到了  $J_2z$  陆相磨拉石沉积之上,呈一些飞来峰。而其南的石炭系内部,次一级冲断层组合成一系列平行排列的由断片叠覆而成的山脊,区内显微构造诸如云母鱼、 $\delta$ 型碎斑等指示着区域剪切指向为  $NE25^\circ \sim 30^\circ$ 。

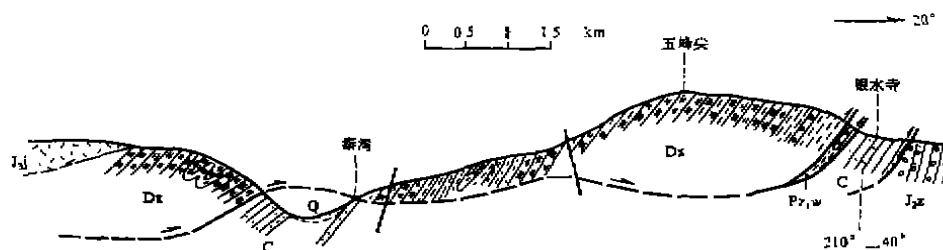


图2 五峰尖—秦湾地区构造剖面图

Fig. 2 Tectonic section from Wufengjian to Qinwan

信阳—商城—金寨一线之南,桐柏—磨子潭断裂之北,还有两条规模较大的逆冲断层和一系列更次一级的冲断层(尤其在安徽金寨船板冲—青山之间出露较全),逆冲断层均倾向南西,倾角  $30^\circ \sim 40^\circ$ ,呈铲型向下弯曲,断面之上糜棱岩发育,且次级冲断层构成叠瓦状的几何形态。

综上所述可知,大别山北麓是一以信阳—舒城逆掩断层为底板断层与一系列次级冲断层、断片构成的逆冲推覆构造格局。而逆冲推覆、脆—韧性剪切运动方向为  $NE20^\circ \sim 30^\circ$ 。

由于大别山北麓地区在发生了由南向北的逆冲推覆之后,其南大别山造山带主体才形成由北向南的脆性冲断,因而推覆体的根带的确定是困难的。但根据近桐柏—磨子潭断裂处信阳群的变形特征和断裂附近及其南发育的蛇绿混杂岩等与北麓地区同含砾大理岩呈带状分布的蛇绿岩套的一致性,表明将大别山北麓推覆体系统之相对根带定于桐柏—磨子潭断裂附近可能更合理些。因而推测本区的逆冲位移量大约在25km左右。

逆冲推覆构造格局中,韧性的糜棱岩的形成与脆性的浅层次的冲断作用是前后不同时间形成的,是同一应力系统中不同深度、不同过程而又是相互关联的两个变形域。因此,出露于地表的推覆

① 据河南地质十队资料。

构造系统是由晚期的脆性冲断作用造成的。大别山北麓地区卷入褶皱变形的最新地层是中侏罗统朱集组陆相磨拉石沉积,晚侏罗统金刚台组没有卷入褶皱变形。逆冲推覆作用并没有控制朱集组地层的沉积,而是石炭系、信阳群及商城群等逆冲到  $J_2z$  之上呈一些飞来峰等,无疑逆冲推覆构造形成的下限年代为  $J_2$ 。区内的推覆块体和逆掩断层大部分被晚侏罗统金刚台组( $J_3j$ )所不整合覆盖,而中侏罗统朱集组同样被其不整合覆盖(见图 2)。区内  $J_3j$  火山岩等被大量的  $100\sim 130\text{Ma}^{[9]}$  的花岗岩、花岗闪长岩等侵入和破坏,因而逆冲推覆构造形成的上限年龄为  $J_3$ 。大别山北麓商城群、信阳群变质地层均叠覆在石炭系、中侏罗统地层之上,石炭系地层又逆冲—逆掩于中侏罗统地层上,表明各层次的推覆构造基本上是同时期形成的。因而有理由认为大别山北麓的逆冲推覆构造格局是在  $J_2$ — $J_3$  期间形成的。

### 3 大别山北麓地区逆冲推覆构造格局的成因机制探讨

研究表明,以往认为的桐柏—磨子潭断裂带,早期是一韧性推覆剪切带,后期直到  $K_2$  时才形成一条正断层带,它是大别山主体构造和大别山北麓逆冲系统的构造分界。断裂带内发育  $500\sim 3000\text{m}$  宽的糜棱岩、糜棱片麻岩等。断裂带内带见有大型的鞘褶皱,其舌部指向南东。而据显微构造分析,韧性剪切方向为  $170^\circ\sim 210^\circ$ 。靠近北缘,糜棱面理产状为  $40^\circ\angle 60^\circ\sim 65^\circ$ ,具有韧性推覆剪切带的根带特征或断坡与断坪之间的构造域的特点。大别山造山带中,具大量的脆性冲断作用和断片的叠覆,而且造山带南缘呈断片推覆到了扬子地块之上,其运动方向为由北向南。

河南商城县以东大量的  $J_3j$  火山岩—火山碎屑岩,其分布仅限于桐柏—磨子潭断裂之北,只是在断裂带中金寨县古碑乡留利坪附近发现有火山岩盖在大别山群( $Ar$ )之上的零星露头,此现象暗示大别山群之上曾有过  $J_3j$  火山岩等的覆盖。大别造山带中具有大量年龄值集中在  $110\sim 130\text{Ma}$  之间,少数为  $140\text{Ma}$  和  $80\text{Ma}$  的同构造成因等轴状的花岗岩等侵人体。除此之外,丁道桂(1991)<sup>[17]</sup>指出“沿襄樊—广济断裂带,多硅白云母( $b_0=9.1542\text{\AA}$ )K-Ar 法同位素年龄测定得到  $113\text{Ma}$ 、 $118\text{Ma}$  和  $129\text{Ma}$  等造山带仰冲推覆及右行剪切活动年龄记时。”大别山南缘,广泛的逆冲断片推覆到了  $J_3$ — $K_1$  前陆盆地沉积之上,而整个造山带被  $K_2$  的脆性断裂所破坏。由此可见,大别山造山带由北向南脆性冲断推覆的时间为  $110\sim 130\text{Ma}$  左右,亦即  $J_3$  之后,  $K_2$  前形成。

**桐柏—磨子潭断裂的地震特点表明<sup>[11]</sup>,这是一条地震的构造带,震源分布在地面之下  $3\sim 20\text{km}$  深处向北倾斜的地带内,而这一倾斜面向下延伸进入大别山北麓之下。大别山群密度为  $2.67\times 10^3\text{kg/m}^3$ ,酸性花岗岩为  $2.55\times 10^3\text{kg/m}^3$ ,二者间具密度差,但重力异常值却表明,大别山地区出现重力负值异常,无疑表明该造山带中大别群等是一个无根的板状体。而大规模的韧性的糜棱岩被冲断到地表,说明大别山造山带之下具有深层次的韧性剪切滑脱带存在,并可能延伸到大别山北麓之下。**

板块边缘的挤压碰撞、仰冲推覆及陆壳向下拆离俯冲(陆内)是一个连续性的作用过程。榴辉岩、兰片岩、多硅白云母等高压环境中形成的岩石矿物的存在,其年龄值为  $243.9\pm 5.6\text{Ma}$ 、 $224\pm 20\text{Ma}$  ( $e_{\text{Nd}}=-5.4$ )<sup>[12]</sup>;大规模的热流体改造的变质岩年龄值的测定得出(锆石)  $190\sim 210\text{Ma}$ 、 $210\sim 230\text{Ma}$ 、 $245\text{Ma}\pm^{[9]}$  以及岩浆岩的同位素年龄测定得到  $339\sim 230\text{Ma}^{[9]}$  数据表明二叠—三叠(甚至早侏罗早期)时,华北地块南缘之下形成强烈的地壳深层次碰撞挤压作用。此时,扬子块体在华北地块南缘之下可能拆离俯冲(underthrust)呈近水平的消减带滑脱消减,从而形成一规模巨大深层次的韧性剪切滑脱带。与此同时,作为华北块体一部分的大别山及其北麓地区,顺此滑脱带向南移动,形成浅层次的强烈的褶皱作用和岩浆侵入活动,呈现出广泛的地壳收缩。正是整个华北地块南

缘向南顺深层次滑脱带运动中,当其前部受阻,韧性剪切滑脱带形成类似“断坪—断坡”的构造面貌,从而形成了 $J_2$ — $J_3$ 时大别山北麓反向逆冲推覆的构造格局。而整个大别山造山带主体在 $J_3$ — $J_2$ 时发生了浅层次的由北向南的脆性冲断作用,使得高压环境形成的岩石矿物如柯石英、榴辉岩等<sup>[12]</sup>抬升冲断到地表,形成了现今所见的构造面貌。

本文在成文过程中得到了吴正文教授、任纪舜研究员的热心指导,以及中国地质大学(北京)、大别山区调队、安徽地矿局、安徽三一三地质队等单位部分同志的大力支持,深表谢意。

#### 4 参考文献

- [1] 黄汲清,1977,中国大地构造基本轮廓。地质学报,第2期。
- [2] 袁宗笙,1964,大别山北麓石炭系划分对比问题。地质论评,第22卷,6期。
- [3] 杨志坚,1964,佛子岭群的地质时代问题。地质论评,第22卷,5期。
- [4] 叶大年等,1979,河南信阳变质的3T型多硅白云母和C类榴辉岩。科学通报,5期。
- [5] 赫杰、刘小汉,1988,桐柏—大别碰撞造山带大型推覆—滑脱构造及其演化。地质科学,第1期。
- [6] 张以熔,1985,桐柏—信阳古蛇绿岩带及混杂堆积。中国区域地质,第13期。
- [7] 李曙光等,1989,中国华北,华南陆块碰撞时代的Sm-Nd同位素年龄证据。中国科学(B辑),第3期。
- [8] 杨志坚,1982,试论桐柏—大别山地质构造演化特征。地质学报,第56卷,2期。
- [9] 江世俊、李美美,1987,关于南秦岭—淮阳构造带若干地质问题的讨论。湖北地质,第1卷,2期。
- [10] 方国柱,1983,对中国大别山地区地体构造的初步探讨。地质论评,第34卷,4期。
- [11] 徐树桐等,1985,安徽省主要构造要素的变形和演化。海洋出版社。
- [12] 徐树桐等,1992,大别山区(安徽部分)的构造格局和演化过程。地质学报,第66卷,1期。
- [13] 马文璞,1991,大别山北麓的石炭系及其大地构造意义。地质学报,第65卷,1期。
- [14] 徐辉,1985,大别山北麓商城群歪庙组化石的发现。中国地质,第6期。
- [15] 高联达、刘志刚,1988,河南信阳群南湾组微体化石的发现及其地质意义。地质论评,第34卷,5期。
- [16] Ramsay, J. G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks.
- [17] 丁道桂,1991,大别—胶南造山带基底拆离式构造(摘要)。中国西部特提斯构造演化及成矿作用学术讨论会论文摘要集。成都电子科技大学出版社。

## THE TECTONIC FRAMEWORK IN THE NORTHERN PIEDMONT AREA OF THE DABIE MOUNTAINS

Wang Yu

### Abstract

Tectonically the northern foot of the Dabie Mountains is also called the North Huaiyang tectonic belt. It is separated from the Dabie orogenic belt to its south by the Tongbai-Moztan fault. The tectono-stratigraphic units exposed in the area include the Shangcheng Group ( $Pz_1$ ), Winyang Group (D), Carboniferous and Jurassic. Study indicates that the tectonics in the northern piedmont area of the Dabie Mountains is represented by a thrust nappe system composed of the Xinyang-Shucheng overthrust fault (as a sole fault) and a series of secondary thrusts and slices. The strata

involved in the hanging wall and footwall of the overthrust underwent three phases of folding during the Late Carboniferous and Late Jurassic (the folding of the first and second phases resulted from compression, while that of the third from shear). The thrusting was north-vergent with a vergence of about NE 20-30°. The thrusts developed toward the foreland in the form of a trailing imbricate fan. The formation time was Middle to Late Jurassic. The formation mechanism was backthrusting and closely related to the southward ductile shear decoupling motion of the bulk part of the Dabie orogenic belt.

(上接第 140 页)

original Taihua Group is all assigned to the Taihua Supergroup. With the unconformity as the boundary, the upper part is called the upper Taihua Group, including the Xuehaogou Formation, Shuidigou Formation and Tieshanling Formation, and the lower part is called the Lower Taihua Group, including the Tangzehe Formation and Naizhuang Formation.