

大别山碰撞造山带的构造模型 及其地质演化

潘国强

赵连泽

夏木林

(南京大学地球科学系 南京 210008)

(东海石油公司地质研究所 上海 200000)

提 要 在大别山碰撞造山带东段可以划分出北淮阳地块、岳西地块、四望地块 3 个构造单元。岳西地块中前寒武纪地质体普遍遭受过高压变质作用,构成一个高压—超高压变质地块的“核”,其上、下盘则是低压变质或未变质地块的“壳”,在空间上呈现出一种“夹心饼”式构造格局。高压变质地块上部边界的正断层和下部边界的逆断层是其“挤出”抬升机制的直接标志。大别山造山带“夹心饼”式构造模型的形成与古生代时期扬子板块向中朝板块的俯冲作用及中生代时期两大板块碰撞并快速抬升作用密切相关。

关键词 碰撞造山带 构造模型 地质演化 大别山

1 大别山造山带的构造单元

大别山造山带的构造单元在其东段,即郯庐断裂与商(城)—麻(城)断裂之间表现得最为清晰。在中朝板块南缘的六安断裂与扬子板块北缘的广(济)—襄(樊)断裂之间几条北西向韧性剪切带或脆性断层将大别山东段分割成几个地层(或构造地层)、变质程度乃至构造线方向等都不相同的构造单元。目前,至少在大别山造山带的东段可以划分出北淮阳地块、岳西地块和四望地块 3 个构造单元(图 1)。

1.1 北淮阳地块(I) 在该地块内出露的地层有 Pt_3-Pz_1 “卢镇关群”,为变质的火山—沉积岩系,含大量变质变形的花岗岩类侵入体; Pz_1 “佛子岭群”、“梅山群”和“白大山群”^[1]是一套变质的砂泥质复理石建造及少量碳酸盐岩。 Pz_2 “杨山群”主要为石炭纪含煤碎屑岩系,其上的碳酸盐岩可能属二叠系^[2]。 J_2 “三尖铺组”、“凤凰台组”、“段集组”、“朱集组”等是典型的红色磨拉石建造,厚度达 4 km 以上。 J_3-K_1 “毛坦厂组”、“金刚台组”、“响洪甸组”等为陆相钙碱性—碱性火山岩系。与此同时,有同源、同成分的花岗岩类侵入。 K_2-E 为又一个厚达数千米的红色磨拉石建造,此时由于陆相盆地的扩大,沉积产物大多已超出地块范围。

1.2 岳西地块(II) 在该地块分布有两种地质体,即变质变形的英云闪长质—花岗质侵入岩和“表壳”岩系。以往将上述不同产状地质体统称为“大别群”,近年来,在新开展的 1:5 万区调中将它们分开。因此,“大别群”只能作为“表壳”岩系的构造地层名称,主要为长英质片麻岩、斜长角闪岩、大理岩、磁铁石英岩等。曾经在其中发现了原核类、蓝藻及细菌,被认为是 20~25 亿年间的产物^[3],故可定为古元古代,这与一些 U-Pb 同位素年龄值也较为吻合。

在太湖—罗田以南(芦家河—柳坪断裂以南),出现“宿松群”(相当于“红安群”的七角山

本文于 1995 年 7 月 20 日收到。

作者简介:潘国强,男,1938 年生,教授,已发表《大别山区含柯石英榴辉岩的发现》等论文。

组), 为变质浅海泥钙质、砂泥质复理石建造, 夹有中、酸性火山岩, 它与“大别群”为不整合或断层接触。近年在其中发现了南方新元古代地层中常见的微古植物化石组合^[4]。因比“张八岭群”层位低, 含磷特征可与“肥东群”上部对比, 故暂将其置于 Pt_2-3 。

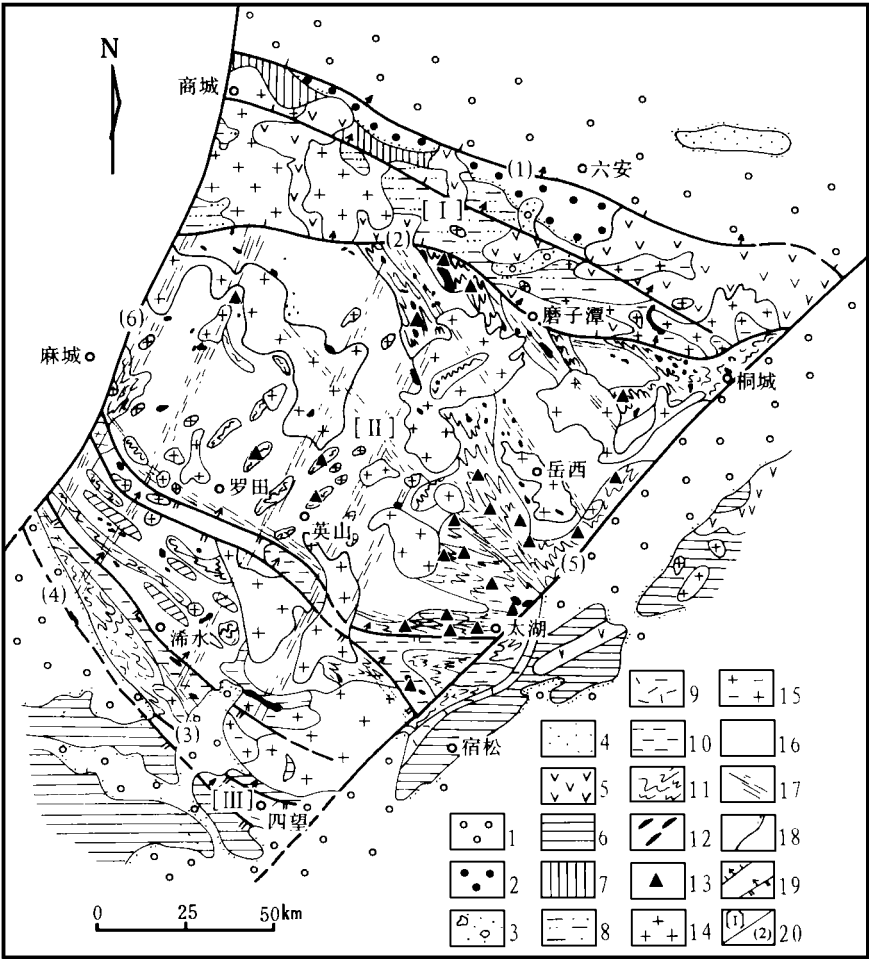


图 1 大别山造山带东段地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the eastern sector of the Dabieshan orogen.

1— K_2 —E 磨拉石建造; 2— J_2 磨拉石建造; 3— K_1 河湖相碎屑岩; 4— J_1-2 含煤碎屑岩; 5— J_3-K_1 火山岩; 6—C—P 含煤碎屑岩、碳酸盐岩; 7—Z—T 海相沉积岩; 8— Pt_3-Pz_1 火山—沉积复理石建造; 9— Pt_3 细碧岩—石英角斑岩系火山岩; 10— Pt_2-3 含磷复理石建造及火山岩; 11— Pt_1 “表壳”岩系; 12—镁铁质岩; 13—榴辉岩; 14—中生代花岗岩; 15—古生代花岗岩; 16—元古代英云闪长质—花岗质岩类; 17—糜棱岩带; 18—不整合界线; 19—正断层、逆断层; 20—地块及断层编号

安徽省区调所最近在大别山腹地, 岳西五河—五庙大理岩带之下发现了一套浅变质的火山—沉积碎屑岩层组合, 其中微古植物组合相当于南方震旦系上部^[5]。由于有较广泛的出露, 因此它与“大别群”的关系将直接影响到“表壳”岩系的年代及产状。作者认为, 鉴于微古植

物化石组合与“宿松群”相似,有可能是其上部层位,出现在岳西一带的原因可能为推覆性逆冲断层所致。

无论是大别群还是宿松群中,都分布有镁铁质—超镁铁质岩块和侵入体^[6,7],这些岩块可能是蛇绿岩的碎块。在“表壳”岩系与镁铁质岩中产有大量的榴辉岩,多呈团块状、似层状或脉状。镁铁质岩与榴辉岩都是无根的,并且与围岩一起遭受到高压塑变作用。在数十处不同类型的榴辉岩中都已发现柯石英、文石、硬玉、金刚石等高压变质矿物^[8,9]。在该地块中,除有中生成花岗岩类外,尚有几个同位素定年为古生代的花岗岩体(年龄在515~649 Ma),都明显遭受韧性剪切作用,普遍糜棱岩化。

1.3 四望地块(Ⅲ) 受广—襄断裂切割,仅剩一楔形小块。在该地块出露的地层为新元古代“张八岭群”(相当于“红安群”的磨盘寨组与塔尔岗组),原岩为变质细碧质—石英角斑质火山岩及沉积岩。

2 大别山造山带的构造要素

2.1 六安断裂 呈北西西向延伸,长约140 km(图1),为正断层,地表大多为K₂—E红色磨拉石盆地及第四系覆盖。据地球物理资料,断裂北侧为宽缓正磁异常区,经钻探验证为中朝板块基底磁铁石英岩、片麻岩等引起。断裂南侧为负磁异常区,主要由北淮阳地块内的片岩引起。大地电磁测深研究认为,该断裂是超壳断裂^[10],是中朝板块与北淮阳地块的边界断裂。

2.2 磨子潭断裂 为桐柏—桐城断裂的东段,长约190 km(图1),在地质、地球物理场及地貌上都十分明显。该断裂带早期为韧性剪切带,糜棱岩带宽2~15 km,呈近东西向,后为脆性断裂改造,呈北西向。在磨子潭—桐城一带发育断层角砾岩,带宽100多米,磨子潭以西断层角砾岩带不如东段发育。该断裂带西端南倾,倾角67~87°,东端北倾,倾角40~60°。据钻探、地震及大地电磁测深资料,断裂深部北倾,在10多千米深处急剧变缓,具犁式断裂特征^[11]。该断裂磁性界面落差大于10 km,切割莫霍面,是一条重力、磁力梯度变化和莫霍面变异带。它是大别山造山带的主构造线,是高压变质地块的上部正断层。由于在断裂两侧缺少Pz₂—J₂之间的地层记录,该断裂由韧性剪切带转变为脆性断裂的时间,往往根据J₃—K₁火山岩及侵入体被断层切割现象,定在J₃之后。但是,从大别山高压变质矿物形成时间(221~244 Ma)和抬升机制分析,可能在早、中三叠世就已开始了这种转变。根据野外观察,脆性断裂也是多期活动的。

2.3 四望断裂 该断裂呈北西向延续约30 km,向西隐伏于K₂—E红色磨拉石盆地之下。沿断裂带普遍发育糜棱岩及劈理、拉伸线理。石英脉剪切拉长、减薄和拉断现象常见。拉伸线理的倾伏角在20°左右,劈理和片理倾角大多在40°左右。该断裂为推覆型韧性剪切带^[12]。后期脆性断层沿早期剪切面发生。

2.4 广(济)—襄(樊)断裂 这是扬子板块北缘断裂的一部分,长约130 km(图1),走向北西,在黄岗—广济一线糜棱岩发育。地表见该断裂带南倾,据物探资料,与深部断裂相比,地表断裂出露位置南移了约20~60 km^[13],表明它是向北倾斜的一条大型犁式逆冲断层。断层上盘为片麻杂岩和片岩,下盘则为扬子板块北缘的Z—T沉积盖层。下盘地层受到压缩,发生强烈褶皱,发育一系列逆冲断层,并出现构造窗与飞来峰。

2.5 郟(城)—庐(江)断裂带 该断裂带规模巨大,区内桐城—黄梅断裂是其南延部分。该断

裂呈北东向,长期活动,力学性质多变^[14]。沿断裂带有早期韧性剪切产生的各种糜棱岩,又有沿线分布的 K₂-E 红色磨拉石盆地,堆积厚度达数千米,表明中生代以来,直至新生代曾处于拉张环境。其左行平移活动是晚侏罗世末期至早白垩世晚期之间发生的,将大别山高压变质带截断并平移至胶南-苏北一带。

2.6 商(城)-麻(城)断裂 又称麻(城)-团(风)断裂。走向 20~30°,全长近 400 km,宽 2~5 km。是一条多期活动的强变形带。构造岩带西倾,该断裂中生代前为深层次韧性剪切带,后为浅层次脆-韧性变形带。现在平面上表现为右行平移韧性剪切,位移达 53 km。剖面上表现为南东-北西伸展韧性正剪切^[15]。

在大别山造山带东段,除上述几条重要断裂外,还见有若干条北西向和北东向韧性剪切带及脆性断层,它们将上述几个地块切割成大小不等的菱形地块^[16],相互间可能发生过转动。在岳西地块中可进一步划分出岳西、太湖、罗田、浠水等。变质相、 $p-t$ 条件和片理方向有着明显差异的更小地块(图 1)。地块内部的不均一性(物质和构造的)是造成大别山差异上升的原因之一,这些韧性剪切带到了浅层次都向脆性变形转化,并成为中生代侵入岩的侵入通道,因而构成了一些呈北西向和北东向的岩带。从一些大岩体(天堂寨、白马尖岩体等)的形态上也可看出北西向与北东向构造复合控制的痕迹。在大别山造山带东段,天柱山-天堂寨为北西向岩带,白马尖-梅川为北东向岩带。地表地质与地球物理资料还发现一些近水平的韧性剪切带或滑脱带^[11,17]。在北淮阳地块中一系列正断层造成大规模滑覆现象,并形成中、新生代扩张型磨拉石盆地,而扬子板块北缘一系列逆冲断层造成逆冲、推覆现象,中、新生代形成压缩型磨拉石盆地。

3 大别山造山带的变质作用

北淮阳地块中 Pt₃-Pz₁ 及 Pz₁ 地质体均具高绿片岩相,局部为低角闪岩相,其变质矿物组合均为中-低压条件下常见矿物,个别地点见到蓝晶石+十字石组合,表明局部地段曾达到中压条件。

岳西地块无论是“表壳”岩系,还是英云闪长质-花岗质侵入体均遭受中、高级区域变质作用。在芦家河-柳坪北西向韧性剪切带以南,“大别群”为低角闪岩相,“宿松群”为高绿片岩相。以北,大致以白马尖-梅川北东向韧性剪切带或侵入岩带为界,东部为低角闪岩相,西部为角闪岩相-麻粒岩相“递进变质带”。在金寨青山至罗田一带的麻粒岩相仅为小面积出露,难以圈出完整的相带界线。其实,为北东和北西向韧性剪切带分割的变质岩,其相带是不连续的,在图 1 中,可见岳西、罗田、浠水 3 个不同变质相的小地块,它们边界也都是韧性剪切带。在这些角闪岩相(个别高绿片岩相)变质岩中发现多处柯石英、文石及其假像、硬玉、金刚石等超高压或高压变质矿物,表明岳西地块曾经历过超高压变质作用,其变质压力达 2.8 GPa。有的甚至达到 4 GPa^[8,9,18]。近来报道在“宿松群”的石榴二云石英片岩中发现了柯石英^[19],表明“宿松群”也经历过超高压变质作用。

四望地块中 Pt₃“张八岭群”多处见有蓝闪石类矿物和黑硬绿泥石、多硅白云母、红帘石出现。蓝闪石类矿物主要为青铝闪石和镁钠闪石。达蓝闪绿片岩相(或称绿帘蓝片岩相),压力为 0.5~0.7 GPa,温度为 400~450°C^[20]。在扬子板块北缘褶皱断裂带中,除震旦系遭受低绿片岩相(绢云母带)变质作用外,寒武系至三叠系既无构造不整合,又无区域变质现象。

大别山造山带区域变质作用与高压变质作用的关系是十分重要的问题。含高压变质矿物的岩石是与其围岩同时经受高压变质的,还是“构造侵位”到围岩之中的?是先区域变质后叠加高压变质的,还是在高压变质同时区域变质,在高压变质地块抬升时因退变质作用程度不一而出现不同变质相的?等等不同观点^[21-23]——时尚难以定论。类似的争论在挪威已持续了几十年。对高压变质岩持“原地”和“外来”观点的至今仍在各自搜集证据进行论证。而大别山超高压变质带的研究还不足 10 年,还需一个深入工作与研究的过程。岳西地块—四望地块压力为超高压—高压的递减趋势,区域变质级也在逐渐降低。

4 大别山造山带的构造模型

前已述及,大别山造山带以出现高压变质地块为特征。磨子潭断裂与广一襄断裂作为高压变质地块的上、下边界断裂是成对出现,但又是性质不同的断裂带,即在高压变质地块上部(磨子潭断裂)为正断层,下部(广一襄断裂)为逆冲断层。在高压变质地块的上、下盘为(中)低压变质地块,甚至未变质地块。从而在平面与剖面上呈现出“夹心饼”式构造模型(图 2)。

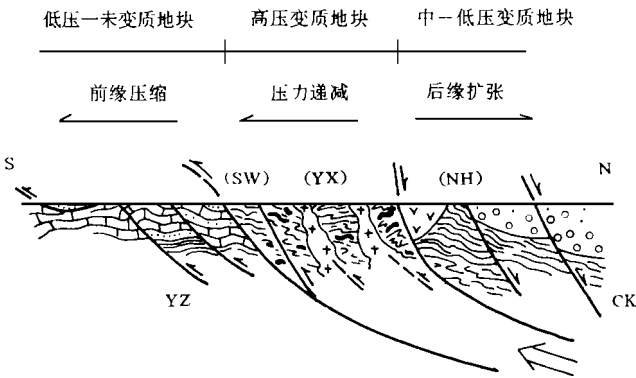


图 2 大别山造山带“夹心饼”式构造模型示意剖面图
Fig. 2 Diagrammatic section of the “sandwich” style tectonic model of the Dabieshan orogen
CK—中朝板块;YZ—扬子板块;(NH)—北淮阳地块;
(YX)—岳西地块;(SW)—四望地块

我们将这种构造模型表述为:大别山造山带的高压变质地块是夹于(中)低压变质(甚至未变质)地块之间,以其上为正断层、其下为逆冲断层的边界断层为特征。高压变质地块内部随着距主构造线的远近,出现超高压至高压变质的压力递减现象,表明它们并非统一整体,而是由多个单向压力递减的断片叠置而成的。这种以高压变质地块为核的“夹心饼”式构造往往还伴有上盘的扩张和下盘的压缩现象。

大别山造山带的这种“夹心饼”式构造是高压变质地块上升机制造成的。丸山茂德研究了世界上 250 个高压变质带后认为,这种构造是“板块会聚区域生成的最重要的造山运动要素”^[24]。可见,大别山造山带的构造模型具有世界上碰撞造山带的基本特征,并且由于保存完整,现象清楚,超高压变质矿物大面积出现而更具有典型性和代表性。大别山造山带的“夹心

饼”式构造模型在地球物理剖面上也表现得很清楚。大别山造山带的地壳结构是横向成块、纵向成层的^[11]。北淮阳地块为低阻块($<200\ \Omega$), 高压变质地块为中—高阻块, 其中岳西地块为高阻块, 达 $12\ 000\sim 350\ 000\ \Omega$, 四望地块为中阻块($4\ 000\sim 5\ 000\ \Omega$), 而华北地块南缘与扬子板块北缘均为低阻块($<1000\ \Omega$)。同样, 在重力上, 北淮阳地块与扬子板块北缘 $\triangle\text{GB}$ 分别为 $-10\sim -20\ \text{ms}^{-2}$ 、 $-20\sim 5\ \text{ms}^{-2}$, 而高压变质地块 $\triangle\text{GB}$ 则为 $-20\sim -60\ \text{ms}^{-2}$, 表现为明显的重力低。因此在地球物理剖面上亦可清楚地看到“夹心饼”式格局。地球物理方法还发现在大别山体内深 $10\sim 25\ \text{km}$ 处有一明显的低阻层或高导低速层, 推测是一个巨型滑脱面, 因而, 现存高压变质地块向下延伸不会太深。从地球物理剖面上估算, 现存厚度不足 $10\ \text{km}$, 但比丸山^[24]总结的世界上造山带中变质岩“薄板”要厚得多, 他认为一般在 $2\ \text{km}$ 以下。

5 大别山造山带的地质演化

尽管对大别山造山带的地质演化细节还有很多不清楚之处, 但在宏观上可将其演化过程概括为两个阶段, 即洋壳与扬子板块在古生代时期向中朝板块的俯冲作用阶段和中生代时期中朝和扬子两大板块碰撞并急剧抬升造山作用阶段。大别山造山带“夹心饼”式构造模型的形成与其地质演化密切相关。

5.1 洋壳及扬子板块的俯冲作用阶段

据古地磁资料, 显生宙以来, 扬子板块与中朝板块之间一直隔有十分宽阔的海洋, 直至二叠纪时, 二者还相隔甚远^[25]。但是, 自古生代尤其晚古生代以来, 两个板块愈来愈接近, 这主要是扬子板块运动速率远高于中朝板块所致。据对秦岭造山带的研究, 俯冲作用可能始于泥盆纪。大别山含柯石英榴辉岩的 Sm-Nd 同位素年龄为 $221\sim 244\ \text{Ma}$ ^[26], 表明其形成于二叠纪末至三叠纪初, 也间接说明此时扬子板块的俯冲作用已近极限。俯冲作用大致持续了 $150\ \text{Ma}$ ($390\sim 240\ \text{Ma}$)。俯冲深度 $>100\ \text{km}$, 可估算出晚古生代时期扬子板块的平均俯冲速率为 $0.07\ \text{mm/a}$ 。在主构造线北侧的北淮阳地块内有一批同位素年龄记录了晚古生代俯冲作用的大部分过程(390 、 378 、 371 、 295 、 294 、 291 、 287 、 $282\ \text{Ma}$)。

随着俯冲作用的进行, 两个板块愈加逼近, 从而使北淮阳古生代海盆不断受到压缩。石炭纪含煤碎屑地层为海—陆交互相, 并且此后再无海相地层出现, 说明北淮阳地块在石炭纪(至二叠纪早期)已先期与中朝板块拼合在一起, 成为中朝板块南缘的一部分。

晚古生代时期, 在洋中脊及上涌地幔的推动下, 冷的、比重大的洋壳物质拖拽着扬子板块向着中朝板块方向俯冲。洋壳及扬子板块基底中比重大的部分俯冲速度快、深度大, 因而处于俯冲带的最前缘。而扬子板块基底中比重小的部分及盖层俯冲速度慢、深度小, 常处于俯冲带的后缘。因而在俯冲过程中形成不同 $p-t$ 条件下的矿物和岩石, 含柯石英、金刚石的榴辉岩和蓝片岩正是由于它们物质来源不同, 被分别俯冲到 $>100\ \text{km}$ 和 $20\ \text{km}$ 左右深度形成的。

5.2 板块碰撞及抬升造山作用阶段

虽然洋壳及扬子板块的俯冲作用大致在二叠纪末至早三叠世结束, 大洋逐渐关闭, 陆—陆开始碰撞, 但陆内俯冲作用还要持续一段时间, 大约到晚三叠世才完成拼合^[25], 随之发生抬升作用。在扬子板块北缘, 早三叠世为浅海碳酸盐沉积, 中三叠世则过渡为海陆交互相碎屑岩沉积, 晚三叠世变为陆相三角洲相碎屑沉积, 表现为一个海退过程, 这正是受陆内俯冲和大别山造山带的抬升影响所造成的。到了中侏罗世, 在大别山北侧出现了典型红色的磨拉石建造, 表

明从侏罗纪开始,大别山已大幅度隆起,并开始成为陆源剥蚀区。鄂西与川东一带有相当厚的T-J三角洲相沉积,也被认为是扬子板块与中朝板块碰撞造山,经剥蚀并侧向堆积的结果。与此同时,受碰撞带抬升影响,在日本形成了三叠纪-侏罗纪美浓-丹波带增生体^[27]。

关于陆-陆碰撞后高压变质地块的抬升机制有若干种假说。主要有浮力说、板底垫托说^[28]、叠瓦状逆冲说^[29]、构造剥蚀或“构造穿插作用说”^[30]、俯冲带迁移顶举说^[31]、同生岩浆上升说^[30]等。都试图解释高压变质地块是如何从巨大深度下快速抬升,并且保存其高压变质特征的。所有这些假说都有理论或事实的依据,因而有其合理性,但又都不是完满无缺的。

关于大别山造山带的抬升作用,笔者认为:洋壳物质拖拽着扬子板块一道俯冲,但它们不可能始终连在一起。因为大陆及其周围岩石密度小、比重轻,在俯冲过程中自身的浮力与周围岩石的摩擦力使其不可能俯冲至地幔深处,便在某个深度发生洋壳与陆壳的边界断离作用(最深>100 km,压力达到4 GPa)。由于密度差,在失去向下的拖拽力后,反弹力和浮力可使其大致沿着原俯冲方向抬升。之所以不能垂直上升的原因主要是以长石和石英为主体的高压变质岩在高温高压下容易发生流动变形,并沿贝尼奥夫带上升。作为高压变质地块上部边界的磨子潭断裂从洋壳与陆壳边界断离时起(大致在早、中三叠世),就由逆断层转变为正断层,并与下部边界广一襄逆断层共同作用,将高压变质地块不断挤上来。杨森楠曾经指出:“大别山在中生代时期急剧的隆起,不仅以热事件为背景,而且还借助于两侧断裂的活动来完成的”^[32]。高压变质地块以上为正断层、下为逆断层的“挤出”机制在大别山造山带表现得特别清楚,是世界上任何一个造山带难以比拟的。从晚三叠世至侏罗纪,大别山造山带的抬升速率达到3.3 mm/a²,使一些高压变质矿物被保存下来。

随着高压变质地块抬升到一定深度,大量碰撞后的I型花岗岩类形成。其岩浆源,由角闪石脱水造成低度部分熔融作用,形成深度在10~25 km,即处于韧性变形区,并沿一些韧性剪切带侵位。从岩浆形成到侵位过程,始终受塑性变形作用影响,以致部分岩石具“片麻状”外貌,但这是岩浆自身塑变表现,与区域变质作用形成的片麻状构造完全不同。这些岩浆岩侵位或被抬升到<10 km后,常又被一些脆性断裂切割。花岗岩的大量产生使造山带的容积迅速增加,从而促使水平运动的进一步加强。在造山带后缘,随着造山带抬升速率由快而慢、相对挤压环境向相对拉张环境过渡,出现了火山岩由钙碱性系列向碱性系列的转变^[33]。侵入岩也是如此。大别山造山带抬升速率到白垩纪之后已大大降低,仅为0.1~0.23 mm/a^[34~35]。这可能是由于增生楔上部密度小的物质被大量剥蚀,导致浮力减小,花岗岩的形成并侵位增加了增生楔的容积,水平扩张作用的加强使板底垫托作用减弱所致。

由于大别山造山带经历了长期抬升与剥蚀作用,致使呈现在我们面前的是由下地壳、中地壳物质构成的造山带,在主构造线南侧已近造山带的根部带。同时,深部韧性变形特征被带到浅部,因而现在地表可以见到一系列韧性剪切带,以及相互之间逆冲叠置的现象。

成文过程中,常印佛院士、唐永成高级工程师给予支持。姚仲伯、王永敏高级工程师,刘忠光教授,王小民、丸山茂德博士与作者进行过多次有益的讨论。沈其韩院士,游振东、李曙光、王赐银教授,刘源骏高级工程师审阅初稿并提出宝贵意见。图件由吴俊奇讲师清绘。在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 毕治国等. 皖西白大山群的发现及其地质意义. 安徽地质, 1994, 4(1~2): 135~139.
- 2 马文璞. 大别山北麓的石炭系及其大地构造意义. 地质学报, 1991, 65(1): 17~25.
- 3 赵根胜, 李金华等. 大别群微古植物的发现及其时代认识. 中国区域地质, 1988, (2): 145~149.
- 4 安徽省区域地质调查所. 宿松群中首次发现微古植物化石组合. 安徽地质, 1993, 3(1): 41.
- 5 汤加富等. 安徽大别山区榴辉岩带内浅变质火山—碎屑岩层组合的发现. 安徽地质, 1995, 5(1): 79.
- 6 李曙光, S. R. Hart, 郑双根等. 中国华北、华南陆块碰撞时代的钐—钕同位素年龄证据. 中国科学B辑, 1989, (3): 312~319.
- 7 张旗等. 安徽岳西县碧溪岭—五河地区石榴石橄榄岩—榴辉岩组合的原岩性质. 科学通报, 1993, 38(18): 1694~1697.
- 8 潘国强, 荆延仁, 夏木林等. 大别山区含柯石英榴辉岩的发现. 地质论评, 1990, 36(4): 359~363.
- 9 徐树桐等. 大别山高压变质带及其中的金刚石. 见: 郭令智等编. 现代地质文集(上). 南京: 南京大学出版社, 1992, 157.
- 10 戴世坤等. 安徽省六安—江西瑞昌剖面大地电磁测深. 地质科技通报, 1993, (7): 17~18.
- 11 董树文等. 大别山碰撞造山带基本结构. 科学通报, 1993, 38(6): 542~545.
- 12 水汀, 薛虎. 大别山东南麓韧性剪切构造带. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 1989, 10(1): 52~64.
- 13 曹绪宏等. 利用区域重力数据处理分析湖北省深部地质构造. 地质与勘探, 1986, 22(7): 46~51.
- 14 徐嘉炜等. 郟庐断裂带平移年代学研究的进展. 安徽地质, 1995, 5(1): 1~12.
- 15 刘早学, 李金平. 麻城—团风剪切带的基本特征及形成时代初探. 湖北地质, 1993, 7(1): 38~43.
- 16 索书田, 游振东, 朱宝康等. 大别变质地体的构造样式及变形序列. 地球科学, 1988, 13(4): 341~349.
- 17 钟增球, 索书田. 桐柏—大别造山带的剪切带阵列. 地球科学, 1994, 19(4): 433~442.
- 18 A I Okay et al. Coesite from the Dabieshan eclogites, Central China. Journal of European J. Mineral. I. 1989, 595~598.
- 19 荆延仁, 汤家富, 高天山等. 安徽省宿松高压变质带中天蓝石黄玉柯石英的发现及其意义. 长春地质学院学报, 1994, 24(3): 349~350.
- 20 周高志等. 鄂北蓝片岩带研究. 北京: 地质出版社, 1991.
- 21 Wang Xiaoming et al. Regional ultrahigh pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: Evidence from country rocks, gneiss, marble and metapelite. Geology. 1991, (19): 933~936.
- 22 翟明国, 从柏林, 赵忠岩等. 大别山榴辉岩带的高压硬玉石英岩块体及其地质意义. 科学通报, 1992, 37(11): 1013.
- 23 刘晓春, 刘先文, 胡克. 论大别地块中榴辉岩与围岩的变质关系及区域“递增”变质带的形成. 长春地质学院学报, 1992, 22(4): 366.
- 24 丸山茂德. 高压变成带的上升机构. 见日本地质学会第 97 年学术大会讲演要旨集. 1990, 484.
- 25 吴汉泉, 常承法, 刘椿等. 依据古地磁资料探讨华北和华南块体运动及其对秦岭造山带构造演化的影响. 地质科学, 1990, (3): 201.
- 26 李曙光, 葛宁洁, 刘德良等. 大别山北翼大别群中 C 型榴辉岩的 Sm-Nd 同位素年龄及其构造意义. 科学通报, 1989, 34(7): 522~525.
- 27 矶崎行雄等. 日本江ずはるえーし造山论的历史上日本列岛の新しい地体构造区分. 地学杂志, 1991, 100(5): 697.
- 28 Platt J P. The uplift of high pressure-low temperature metamorphic rocks. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. 1987, (31): 87~102.
- 29 王清晨, 张儒媛, 从柏林等. 鲁东—苏北榴辉岩的构造特征及其折返机制. 岩石学报, 1992, 8(2): 153~159.
- 30 L L Perchuk. Geodynamic models for origin of high/ultra-high pressure metamorphic complex: A Review. 29th Inter. Geol. Cong. Abs. 1992, 2(3): 596.
- 31 Hsu K J. Exhumation of high pressure metamorphic rocks. Geology, 1991, (9): 107~110.
- 32 杨森楠. 中生代时期大别山的造山运动和造山带构造. 地球科学, 1987, 12(5): 495~501.
- 33 潘国强等. 大别山碰撞造山带后缘的火山作用. 见: 火山岩、火山作用及有关矿产. 北京: 地质出版社, 1993, 45~51.
- 34 张德全, 孙桂英. 大别山地区天堂寨花岗岩的侵位时代及地质意义. 岩石矿物学杂志, 1990, 9(1): 31~35.
- 35 刘德良, 李曙光, 朱骏等. 大别山超糜棱岩脉的发现及其地质意义. 地质科学, 1990, (2): 183~185.

(下接第 101 页)

Province, northwestern China, belonging to the shallow-water platform deposits with rich benthonic fossils, such as corals, brachiopods and fusulinids. The Present paper first reports some late Carboniferous conodonts from the Kruk Formation in the Shangxitai area, Dulan County, Qinghai Province, such as *Streptognathodus expansus*, *Streptognathodus* sp., *Idiognathodus* cf. *sinuosus*, *Idiognathodus* sp. and *Neognathodus* sp. A. This discovery is clearly of great significance for the stratigraphic subdivision and correlation of the Carboniferous in the Dulan area of Qinghai.

Key words: Qinghai, Late Carboniferous, conodonts

(上接第 50 页)

TECTONIC MODEL OF THE DABIESHAN COLLISION OROGEN AND ITS GEOLOGIC EVOLUTION

Pan Guoqiang and Zhao Lianze

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu*)

Xia Mulin

(*Institute of Geology, East China Sea Petroleum Corporation, Shanghai*)

Abstract The eastern sector of the Dabieshan collision orogen may be divided into three tectonic units: the North Huaiyang block, Yuexi block and Siwang block. The Precambrian geologic bodies in the Yuexi block, which generally underwent high-pressure metamorphism, form the “core” of a high-pressure (HP)–ultra-high-pressure (UHP) metamorphic block, and its hanging wall and foot-wall are low-pressure metamorphic or unmetamorphosed layers, displaying a “sandwich”-style tectonic framework in space. The normal fault at the upper boundary and the reversed fault at the lower boundary of the HP metamorphic block are the direct indications of its “extrusion” and uplifting mechanism. The formation of the “sandwich”-style tectonic model of the Dabieshan orogen was closely related to Paleozoic subduction of the Yangtze plate towards the Sino-Korean plate and Mesozoic collision and subsequent rapid uplifting of the two plates.

Key words: orogen, tectonic model, geological evolution, Dabieshan