

滇西无量山逆冲推覆带山前飞来峰的构造成因

王世锋, 王二七

中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029

内容提要: 印度板块相对于我国华南地块的向北运动在滇西三江地区造成许多地块发生大规模的顺时针旋转, 其中, 由于刚性度上的差异, 临沧花岗岩基的旋转对邻近地块的影响最为明显, 导致兰坪—思茅盆地的大规模缩短和无量山的隆升。无量山的隆升是一系列逆冲断片的叠置造成的, 其中, 古生界无量山群浅变质岩位于最上部, 三叠系麦初箐组含煤砂板岩位于中部, 侏罗—白垩系红层位于最下部。在无量山的北东山前散布有许多飞来峰, 盖在侏罗—白垩系红层之上, 由于这些飞来峰的岩性和无量山群及麦初箐组很相似, 前人将其视为推覆体。近年来, 笔者针对这些飞来峰的变形和地貌特征以及与无量山的构造关系开展系统研究, 认为它们是在重力作用下从无量山滑覆下来的岩块, 并在滑覆的过程中岩石发生了掀斜。无量山的顶部山峰大多位于同一高度, 十分平坦, 代表一次侵蚀夷平事件, 这说明在推覆造山之后发生过大规模的侵蚀作用, 在此之前无量山要高的多, 因此造山带边缘的推覆岩片具有很大的势能, 这是重力滑覆作用得以发生的条件。可以推测飞来峰的滑覆发生在造山期后, 很可能发生在无量山大规模的侵蚀作用期间, 因为在此时大气降水多, 山体边坡稳定性差。

关键词: 无量山; 逆冲推覆带; 飞来峰; 地貌特征; 夷平作用; 重力滑覆

尽管青藏高原东南边缘只是青藏高原的一小部分, 但是在此地发生的新生代陆内变形是青藏高原新生代大地构造的缩影, 各种类型的地壳变形诸如缩短、增厚、伸展、侧向逃逸和旋转均有发生。这个地区中的兰坪—思茅盆地的新生代大地构造演化是上述各种变形综合作用的结果。已有的研究揭示 (Wang et al., 1997), 由于位于盆地西侧的临沧花岗岩基的顺时针旋转, 该盆地的中部发生大规模的东西向缩短, 造成无量山逆冲推覆带的隆升, 沿该断裂带, 盆地下部古生代浅变质岩向北东逆掩在盆地上部的中生界红层之上。有一系列的飞来峰分布在断裂带北东方向的前陆地带, 这些飞来峰长期以来被认为是从无量山或其他地方推覆过来的 (侯泉林, 1991; 李光勋, 1994), 但是针对其变形和地貌特征前人还没有展开过系统的研究。我们近年来针对这些飞来峰的变形和地貌特征以及与无量山的构造关联展开了较为系统的野外填图, 得出了与前人不同的结论, 即: 这些飞来峰的位移是受重力控制, 是滑覆成因, 发生在造山期后。

兰坪—思茅盆地是三江断褶带中的一个主要构造单元, 近南北向, 东面以红河—哀牢山剪切带为界和扬子地块为邻, 西面是临沧花岗岩带, 该带因受构造剪切而变得不连续。该盆地由北向南逐渐变宽, 最终延伸出境至东南亚; 向北尖灭于红河—哀牢山剪切带和临沧花岗岩带之间。盆地中充填的是一套巨厚的以陆相沉积为主的沉积岩系, 其中侏罗系至新近系始新统为紫红色河/湖相沉积。无量山位于兰坪—思茅中生代盆地西侧蜂腰位置, 为一向北东凸出的弧形造山带。造山带由遭受强烈变形的兰坪—思茅盆地的变质基底和沉积盖层组成, 岩层从南西至北东依次为临沧花岗岩体, 无量山群, 麦初箐组及侏罗—白垩系红层。无量山群为一套浅变质岩系, 可分为三段: 下部岩性为石英片岩, 千枚岩及板岩, 中部为砂质板岩夹片岩, 顶部为大理岩化灰岩夹板岩, 时代为古生代。麦初箐组为晚三叠系地层, 岩性主要为浅灰, 灰黑色薄—厚层状粉砂岩, 黑色页岩, 板岩局部夹泥灰岩和煤线。红层主要为侏罗系花开左组和白垩系景星组, 岩性为紫红色泥岩, 粉砂岩夹灰白色砂岩。

1 区域地质概况

注: 本文为国家“973”项目“印度与亚洲主碰撞带成矿作用”(编号 2002CB412600)资助的成果。

收稿日期: 2004-10-09; 改回日期: 2005-03-21; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 王世锋, 男, 1970年生。中国科学院地质与地球物理研究所博士后, 主要从事青藏高原新生代构造研究。电话: 010—62007350;

Email: wsf@mail.igcas.ac.cn。

2 无量山逆冲推覆带山前飞来峰构造特征

研究区位于南涧县回龙山一带(图1),无量山逆冲推覆带主要由回龙山弧形断裂和新街弧形断裂组成。回龙山断裂东部呈向北东凸出的弧形,西端呈向南凹进的弧形。回龙山断裂上盘在西部为无量山群,下盘为侏罗系红层,向东回龙山断裂分为两支,两支断裂之间为麦初箐组岩片。新街断裂整体呈向北东凸出的弧形,断裂上盘为麦初箐组,下盘为侏罗-白垩系红层,新街断裂与回龙山断裂呈对冲样式。红层上有一系列飞来峰,它们是亦可堂飞来峰,拥翠飞来峰,富谷飞来峰,新街飞来峰与夏家村飞来峰。

2.1 回龙山逆冲推覆构造

无量山群岩性在南部邻近临沧花岗岩体为石英片岩,板岩夹千枚岩,向北部到回龙山断裂带附近为

灰黑色大理岩化灰岩。灰岩体在地貌上为区域性高峰区,平均海拔在2400m左右,山顶多数山峰处于同一高度,表明经历了夷平作用。由于无量山群岩石变形强烈,原生层理及褶皱被劈理置换,顺劈理面方解石脉发育。劈理呈单斜状,劈理面由南向北逐渐变缓,劈理倾向介于300°~340°,倾角在临沧花岗岩体接触带附近近于直立,向北靠近回龙山断裂带逐渐变缓到20°~30°之间。回龙山断裂带内断层泥显示断层面倾向东南,产状为:140°∠25°,断层面产状表明无量山群岩片逆冲于下盘侏罗-白垩系红层之上。红层出露区在地貌上较为平缓,海拔在2000m左右。红层出露于回龙山断裂与北部的新街断裂之间,红层的倾向介于20°~60°,倾角35°~50°之间。沿黑惠江回龙山断裂呈向南凹的弧形,由此向东回龙山逆冲断裂分为两支,分支断裂间夹麦初箐组岩片,岩性为砂岩粉砂岩夹泥灰岩,靠近断裂带为板岩及千

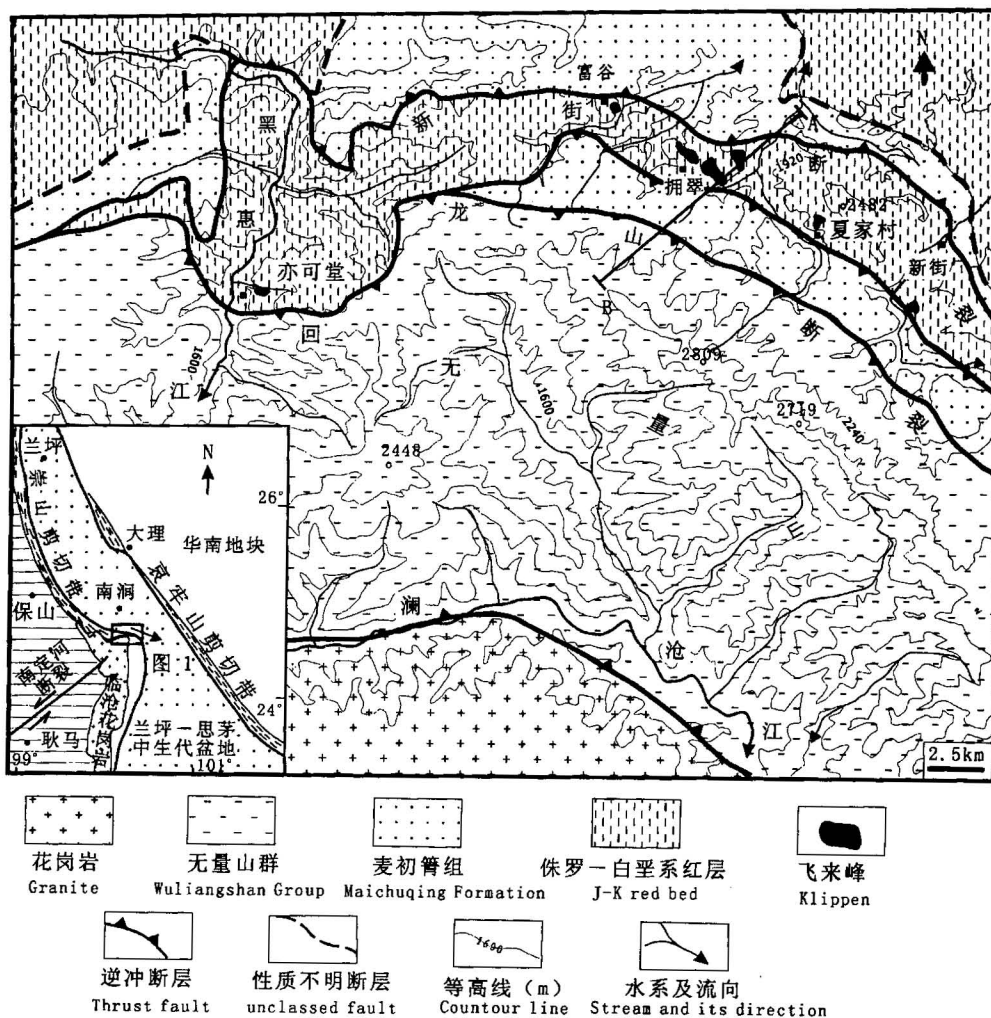


图 1 无量山区域地质、构造及地貌特征简图
Fig. 1 Geological, tectonic and morphological map around Wuliangshan area

枚岩。在新街附近,回龙山断裂使麦初箐组灰绿色糜棱岩化千枚岩逆冲于红层之上(图2)。

2.2 新街逆冲推覆构造

新街断裂倾向北,上盘为麦初箐组岩石,海拔在1900 m左右,地势比下盘侏罗-白垩系红层低。红层同时为回龙山断层下盘。麦初箐组岩带从西向东变窄,宽度从5 km以上变为2 km左右,挤压缩短使断层面由倾角较缓变为近似直立,如在黑惠江边,麦初箐组逆冲于红层之上,断层面产状 $35^{\circ}/30^{\circ}$,而在东部新街附近,靠近断层,岩层变为直立。麦初箐组岩石由于断裂作用在地表重复出现,有两种可能,一种是由于推覆作用,另一种是麦初箐组作为盆地基底,通过断裂作用卷上来。我们倾向于后一种解释(图2)。

2.3 飞来峰地貌及构造特征

从构造成因分析,飞来峰有挤压推覆和重力滑覆两大类型,鉴别飞来峰这两种成因类型主要从以下几个方面(朱志澄等,1990):①挤压推覆体整体处于挤压体制,自根带至前锋均表现为压缩变形,而重力滑动作用引起的滑覆变形,由根带到前锋,由伸展变为挤压;②挤压推覆过程中的变形结构,主要表现为水平挤压引起的垂向伸长,而重力滑覆的变形结构,常表现为垂向压缩;③挤压推覆带中主逆冲断层面,或为台阶式,或呈平滑弧形,总体倾向根带,而重力滑覆中的主滑动断层,一般呈犁式,倾向前锋。就无量山地区的飞来峰而言,通过判断飞来峰根带的应力状态从而确定飞来峰构造成因是本文鉴别飞来

峰成因的一个重要依据。

亦可堂飞来峰位于回龙山断裂西端南凹弧形构造带内,黑惠江东西走向的半山坡,高程在1900 m左右,与山顶区有3~4 km距离,总体面积 $<0.5 \text{ km}^2$ 。飞来峰两侧山脊为紫红色砂岩、粉砂岩,飞来峰位于红层构成的山脊之间东西走向的沟谷内,呈3个互相叠置的舌状体覆盖于红层之上(图3)。舌状体前缘陡,坡面倾向上游,其岩性单一,为灰黑色大理岩化灰岩,灰岩岩层劈理面倾向上游,产状为 $210^{\circ}/15^{\circ} \sim 20^{\circ}$,其岩性特征与地貌形态表明飞来峰来自南部的山顶处的无量山群灰岩。飞来峰内灰岩劈理面上的擦痕及阶步表明岩层正断层性质,这表明飞来峰后缘为伸展构造(图3),由此及地貌特征判断飞来峰的滑覆成因。

富谷飞来峰在地貌上位于山顶,海拔在2100 m左右,出露面积 $<0.5 \text{ km}^2$ 。飞来峰下伏地层为侏罗-白垩系紫红色粉砂岩夹灰白色砂岩,产状 $0^{\circ}/50^{\circ}$ 。南侧接触带产状 $30^{\circ}/35^{\circ}$,接触带岩石破碎不明显,无牵引构造。飞来峰主体为灰黑色大理岩化灰岩,灰岩较破碎,可见断层泥,其产状为 $165^{\circ}/40^{\circ} \sim 60^{\circ}$,断层泥表面垂直方向的擦痕显示岩层顺层滑动的特征。灰岩中方解石脉发育,其中顺劈理面发育一组方解石脉,产状 $165^{\circ}/30^{\circ}$,延伸稳定,长度一般在20 cm之上,最厚处约1.5 cm,产状与劈理基本一致,另一组方解石脉规模较小,长度从几厘米到几十厘米不等,倾向与劈理面较接近,但倾角较陡,局部切穿前述方解石脉。飞来峰南部由薄层炭质板岩组成,由

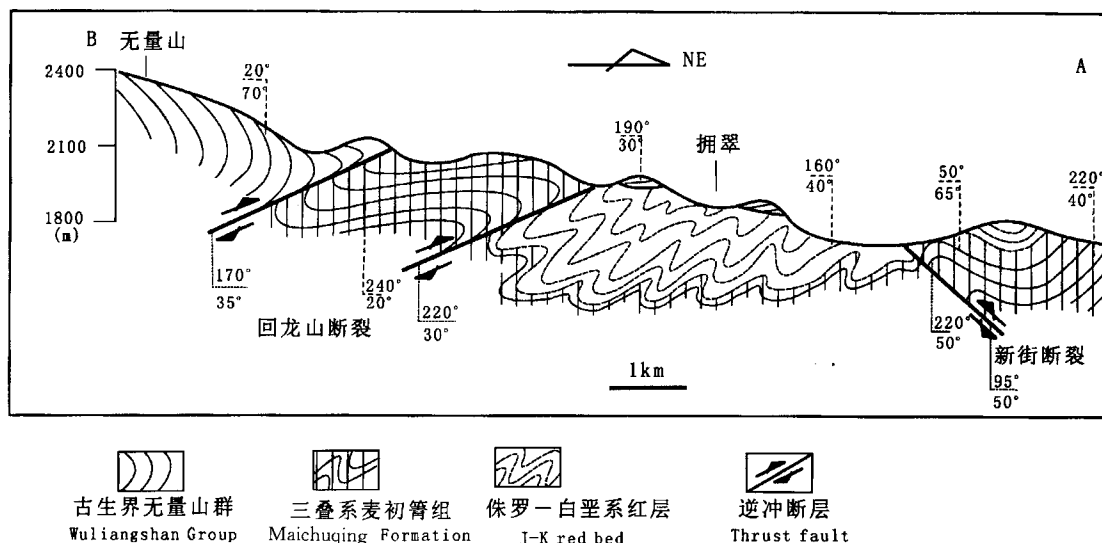


图2 无量山—拥翠一线地质构造剖面图(图1 A-B线)

Fig. 2 Tectonic and geological profile along Wuliangshan—Yongcui line (A-B line in Fig. 1)



图3 亦可堂飞来峰后缘伸展构造表明飞来峰重力滑覆特征
Fig. 3 The extensional structures behind of Yiketang klippen show its landslide character

于植被发育,飞来峰北侧接触关系不明显。飞来峰的岩性组合与南侧的无量山群顶部岩性类似。由于在无量山区的灰岩中发育一组顺劈理面的方解石脉,因此飞来峰灰岩中的这组方解石脉反映母岩区的一些构造特征;而规模较小的方解石脉则代表飞来峰形成时的张性构造,从劈理面与方解石脉的接触关系判断,飞来峰后缘处于伸展构造(图4),因此,富谷飞来峰可能是滑覆成因。

拥翠飞来峰由3个个体组成,位于山包顶部,海拔在2200 m左右,出露面积总共约2~3 km²。飞来峰下伏为侏罗系紫红色粉砂岩,产状210°/43°。飞来峰总体为3个山包,其南侧为被水系切割,植被发育,接触关系不明,飞来峰北侧灰绿色千枚岩与紫红色砂板岩断裂接触带产状为220°/35°,接触带较破碎,宽小于1m。飞来峰底部为大理岩化灰岩,上部为灰绿色板岩千枚岩。飞来峰上部千枚岩与麦初箐组岩石类似,而下部灰岩则与无量山群灰岩相似,表明飞来峰来自西南侧。岩体中从边部到中心以脆性破裂为特征,无分带现象。千枚岩破碎,整体产状220°~180°/30°。灰岩位于千枚岩下部,半山坡,倾向与千枚岩近于一致,倾角较陡,产状为220°/40°~50°。靠近飞来峰南部边界,灰岩中顺劈理面发育一系列雁行状排列的挤压透镜体,透镜体右列左步排列,呈左旋(图5),指示其顺层下滑的运动方向。这表明飞来峰南端(飞来峰根带)处于伸展构造状态。同样沿灰岩劈理面上发育大量垂直方向的擦痕,从擦痕钉头坑由上到下由深变浅表明上盘向下移动,这同样表明飞来峰根部呈伸展状态,从另一个

侧面表明飞来峰重力滑覆特征。飞来峰中部劈理产状与飞来峰根带近于一致,而与源区无量山群劈理面产状相反,可能反映岩体运动过程中的掀斜作用。

夏家村飞来峰位于半山坡,出露面积<0.5 km²,出露地海拔2200 m,在地貌上为山包,山包南侧为陡崖,与南部无量山群及麦初箐组有北西—南东向山谷相隔,回龙山断裂从山谷底部穿过。飞来峰岩性为泥灰岩,岩石破碎,方解石脉体发育,岩石劈理面产状230°/45°,陡崖即沿劈理面产状分布。泥灰岩与麦初箐组泥灰岩类似。

新街飞来峰地貌特征为近南北走向山包,海拔在2100 m左右,岩性主要为页岩、板岩夹煤线,下部夹直径5m左右的灰黑色大理岩化灰岩透镜体,透镜体内脉体发育,脉体没有穿过下伏岩层,表明脉体形成于搬运之前。飞来峰岩石组合和构造特征与拥翠飞来峰极其相似,其物源区可能为西南侧无量山群及麦初箐组。

3 讨论与结论

地块的旋转已被证明是青藏高原新生代陆内变形的一种重要形式,尤其是在滇西三江地区,许多地块发生了大规模的顺时针旋转,其成因是印度板块相对于我国华南地块的向北运动(Chen et al., 1995; Wang et al., 1997, 1998)。其中,由于刚性度上的差异,临沧花岗岩基的旋转对邻近地块的影响最为明显,造成兰坪—思茅盆地的大规模缩短和无

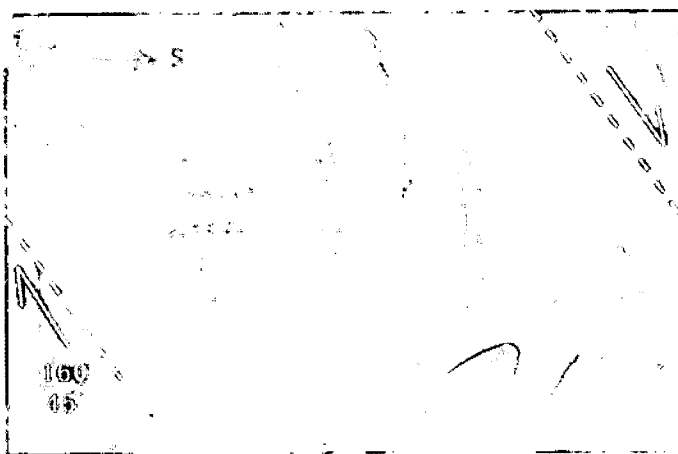


图4 岩层中方解石脉的生长方向表明岩石的顺层下滑特征
Fig. 4 Direction of calcite dike in the strata show the landslide character of Fugu klippen



图5 拥翠飞来峰南端断层泥中构造砾石的定向排列显示出伸展构造特征

Fig. 5 Oriented arrange of cataclast in the fault clay show extensional character behind of Yongcui klippen

量山的隆升。无量山的隆升是沿一系列逆冲断片的叠置造成的,其中,古生界无量山群浅变质岩位于最上部,三叠系麦初箐组含煤砂板岩位于中部,侏罗-白垩系红层位于最下部。在无量山的北东山前散布有许多飞来峰,盖在侏罗-白垩系红层之上,由于这

些飞来峰的岩性和无量山群及麦初箐组很相似,前人的研究将它们视为推覆体。事实上,这些飞来峰海拔高度要比无量山低许多,不可能是推覆过来的,我们认为它们是在重力的作用下从无量山滑覆下来的,飞来峰内部构造表明飞来峰后缘处于伸展状态,这种构造特征是重力滑覆的一种标志,同时,飞来峰的劈理产状与源区相对,表明滑覆过程中岩石发生了掀斜,其滑覆体运动轨迹为铲形(图6)。本区的地貌特征显示无量山的顶部十分平坦,这说明在推覆造山之后发生过大规模的侵蚀作用,在此之前无量山要高的多,因此造山带边缘的推覆岩片具有很大的势能,这是重力滑覆作用得以发生的条件。同时,无量山山前的地形十分平坦,只有这些飞来峰造成了地势的起伏,因此,可以判断这些飞来峰在定位后没有再发生过变形,可以推测它们的滑覆发生在造山期后,很可能发生在无量山大规模的夷平作用期间,因为在此时

大气降水多,山体边坡稳定性差。发生在无量山区的大规模侵蚀夷平作用在云南中西部地区是普遍存在的,Wang等(1998)曾对此现象进行了描述,并认为可能是新近纪上新世以来形成的。无量山山前地貌特征显示残存夷平面特征,飞来峰位于夷平面

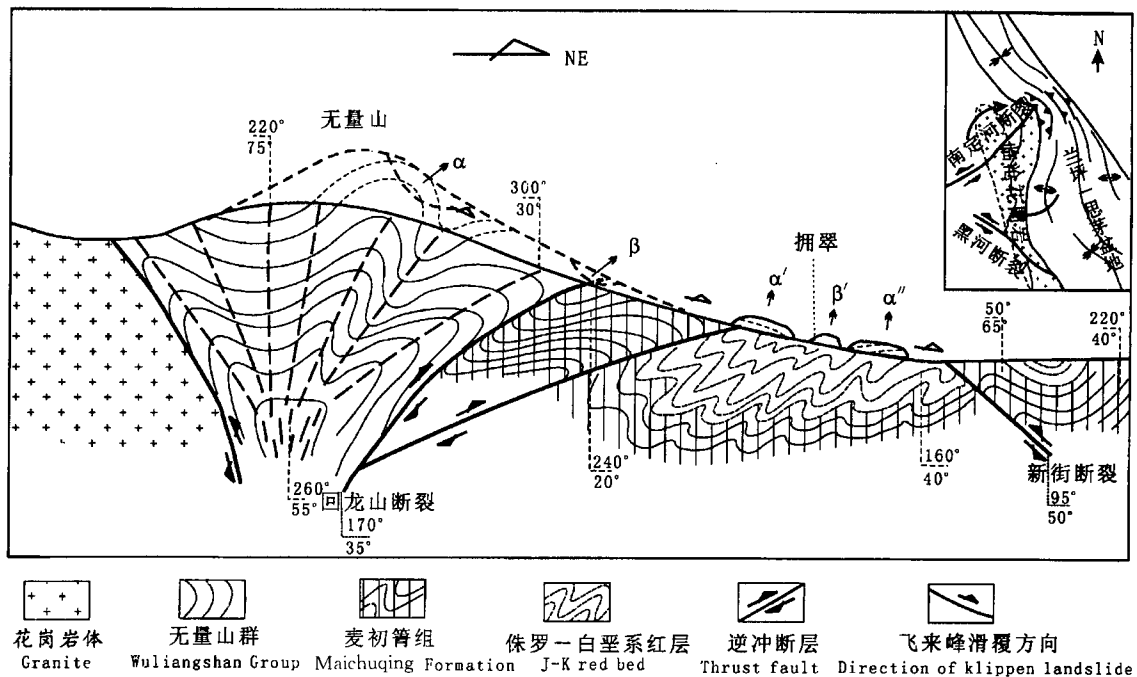


图6 无量山逆冲推覆构造及山前飞来峰重力滑覆构造模式图,图中 $\alpha, \alpha', \alpha'', \beta, \beta'$ 代表飞来峰运动轨迹

Fig. 6 Tectonic model of klippen landslide in front of Wuliangshan thrust fault system. $\alpha, \alpha', \alpha'', \beta, \beta'$ in Fig. 3 are tracks of klippen landslide

之上,并造成地貌的起伏,因此其形成时代应晚于夷平面形成时间,具体何时,目前还无法确定。

飞来峰大量地出现在时代不同的造山带的前陆,过去大多被认为是推覆成因,近年来被发现其中有许多是滑覆体,其位移是受重力控制。滑覆体可分为两类:一类是与地壳的水平伸展有关,例如我国嵩山的滑覆构造(马杏垣等,1981);二是与重力有关,例如发生在龙门山、天山(林茂炳,1994;Burchfiel et al., 1995;王清晨等,2003)及上述无量山地区的滑覆构造,这种构造可发生在造山期或造山期后。对于后一种飞来峰的研究和识别是造山带研究的延伸,对揭示造山带演化以及相关的气候以及地貌响应有重要意义。

参 考 文 献

- 侯泉林. 1991. 滇西无量山地区的构造特征及变形和变质作用探讨. 中国科学院地质研究所硕士学位论文, 1~19.
- 李光勋. 1994. 兰坪盆地某些逆冲推覆构造研究. 云南地质, 13(2): 203~215.
- 林茂炳. 1994. 初论龙门山推覆构造带的基本构造样式. 成都理工大学学报, 21(3): 1~7.
- 马杏垣, 索书田, 游振东, 刘如琦. 1981. 嵩山构造变形. 北京: 地质出版社, 1~256.
- 王清晨, 张仲培, 林伟. 2003. 库车盆地—天山边界的晚第三纪断层活动性质与应力状态. 科学通报, 48(24): 2553~2559.
- 朱志澄, 宋鸿林. 1990. 构造地质学. 武汉: 中国地质大学出版社.

References

- Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, Royden L H. 1995. Tectonics of the

Longmen Shan and adjacent regions, Central China. International Geology Review, 37: 661~736.

- Chen H, Dobson J, Heller F, Hao J. 1995. Paleomagnetic evidence for clockwise rotation of the Simao region since the Cretaceous: a consequence of India-Asia collision. Earth Planet Science Letter, 134: 203~217.
- Hou Q. 1991. The structural characteristics and a probe on the deformation and metamorphism of Wuliangshan mountain area, western Yunnan, China. Master thesis of Institute of Geology, Chinese Academy of Science, 1~19 (in Chinese with English abstract).
- Li G X. 1994. A preliminary study of some thrust-nappe structures in Lanping basin. Yunnan Geology, 13(2): 203~215 (in Chinese with English abstract).
- Lin M. 1994. A discussion on the basic textural style of the nappes tectonic belt in Longmen mountains. Journal of Chengdu Institute of Technology, 21(3): 1~7 (in Chinese with English abstract).
- Ma X, Suo S, You Z, Liu R. 1981. Tectonic deformation of Songshan. Beijing: Geological Publishing House, 256 (in Chinese with English abstract).
- Wang E, Burchfiel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. International Geological Review, 39, 191~219.
- Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, Chen L, Chen J, Li W, Chen Z. 1998. The Cenozoic Xianshuihe—Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China. Geological Society of America Special Paper, 327: 108.
- Wang Q, Zhang Z, Lin W. 2003. Late Tertiary faults and their paleostress along the boundary between Kuche basin and Tien Shan. Chinese Science Bulletin, 48(24): 2553~2559 (in Chinese).
- Zhu Z, Song H. 1990. Structure geology. Wuhan: Chinese University of Geosciences Press (in Chinese).

Tectonic Origin of Klippen at the Foot of the Wuliangshan Thrust Belt, Western Yunnan

WANG Shifeng, WANG Erqi

Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing, 100029

Abstract

Northward movement of the India block relative to the Yangtze block resulted in clockwise rotation of many blocks in the Three-river fold belt of Western Yunnan. Among the rotational blocks, the rotation of the Lincang granite body is most influential, which resulted in shortening of the Lanping—Simao basin and uplift of the Wuliangshan Mountains due to different hardness between the granite body and the adjacent areas. The Wuliangshan thrust belt is made up by a series of thrust pieces, in which the low-grade metamorphic rock of the Wuliangshan Group is on the uppermost position, the Maichuqing Group is in the middle and J—K red beds at the bottom. At the NE foot of the Wuliangshan Mountains, there are many klippen covering the red beds, which used to be regarded as thrust nappe because their rock types are similar to the Wuliangshan and Maichuqing groups. Our field study about the deformation and topographic features of the klippen and their tectonic relationship to the Wuliangshan thrust belt revealed that the klippen are landslides due to gravity. The flat top of the Wuliangshan Mountains indicates heavy erosion after thrusting, so the Wuliangshan Mountains were much higher than present before erosion. This means that the rocks have great potential energy at the edge of the thrust belt. We deduce that the landslide of the klippen happened during the erosion period, which features heavy rains and instability of the slope.

Key words: Wuliangshan thrust belt; klippen; topographic feature; erosion; landslide