

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

高黎贡山脉南部的晚新生代构造-重力垮塌及其成因

王刚¹⁾, 万景林²⁾, 王二七^{1, 3)}

1) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029; 2) 中国地震局地质研究所, 北京, 100029

3) 中国科学院青藏高原研究所, 北京, 100085

内容提要: 云南西部高黎贡山脉构成青藏高原东南边界的一部分, 平均海拔3000m以上, 山脉南部高度突然下降到海拔2000m左右, 线性延伸的山体变为平缓起伏的面状高地。野外工作发现, 这一地貌突变是由于伸展变形和重力垮塌造成的。晚新生代以来高黎贡山脉中段和南段东西两侧均发育伸展构造, 其中分隔盆地与山脉地貌单元的主要正断层被称为高黎贡山脉东坡和西坡主边界正断层, 它们控制了山脉两侧盆地沉积及腾冲地块内部的火山喷发作用, 造成山脉与盆地的地势差距、山体的构造剥蚀以及水系的下切。高黎贡山脉及其西侧的腾冲地块构成青藏高原周边唯一的伸展边界。这些伸展构造是晚町、瑞丽、梁河等左行走滑断裂的尾端转换构造。晚町断裂的左行走滑运动将上部地壳物质向东、向西拉开, 使得高黎贡山脉南部发生构造-重力垮塌变形, 形成三角形的构造窗, 暴露出由变质结晶岩系构成的保山地块基底。磷灰石裂变径迹年龄表明, 大约距今14 Ma开始的构造-重力垮塌去顶作用首先发生在山脉南部, 并逐渐向北发展, 高黎贡山脉中部在距今8~5 Ma进入伸展构造的强烈活动期。

关键词: 高黎贡山脉; 伸展构造; 重力垮塌; 腾冲; 怒江; 去顶; 裂变径迹

青藏高原边界多为高耸的山脉, 前人的研究工作表明, 这些山脉是晚新生代以来在印度与欧亚大陆碰撞过程中由于构造挤压形成的, 例如南部的喜马拉雅山脉(Gansser, 1964; Burbank et al., 1996; Parrish et al., 1993), 北部的阿尔金山脉(刘和甫等, 1999; Yin et al., 2000)东北的祁连山脉(Yin et al., 2000), 西北的西昆仑山脉(Wang et al., 2003), 以及东部的龙门山(Chen et al., 1994)等。耸立在青藏高原东南边缘的滇西高黎贡山脉平均海拔3000m以上, 是一条重要的南北向地质、地貌界线(图1), 高黎贡山脉和其西侧的腾冲地块构成青藏高原东南缘三江地区的西边界, 山体向南到龙陵地区后高度突然下降到2000m左右, 线性的山体变为平缓起伏的面状高地(图2), 山脉地貌变化的机制研究还未开展。晚新生代以来在高黎贡山脉西侧腾冲盆地内部的火山喷发作用尤其受到地学工作者的关注。许多学者指出晚新生代以来在腾冲地区发生了伸展变形(钟大赉等, 1991; Wang et al., 1997; 姜朝松等, 2003; Socquet et al., 2005), 腾冲火山喷发作用和盆地沉积正是在这种伸展背景下形成的, 但目前还没有工作对发育于高黎贡山脉东西两侧的伸展构造进行几

何学描述和运动学机理阐述, 也缺乏年代学数据对伸展变形的时间加以限制。有研究表明高黎贡山脉东侧及怒江地区存在活动的逆冲推覆构造(丁林, 1991), 有的发育活动的右行走滑断裂(吴根耀, 1991), 这表明对东坡的构造性质的认识存在分歧。作为一条长期存在的重要地质界线, 高黎贡构造带及其两侧的地块具有复杂的地质演化过程, 只有在查清晚新生代构造变形的基础上才有可能恢复之前的构造变形历史; 厘定伸展变形与盆地沉积、火山喷发作用的关系及其时间演化序列, 对于理解青藏高原东南边缘新生代变形特征、水系下切的过程和高原面演化历史有着重要的意义。本文的研究区域集中于高黎贡山脉南部, 对高黎贡山脉东西两侧的晚新生代变形进行了详细的几何学描述和测量, 并对采集于山体不同部位的磷灰石样品进行了裂变径迹年龄测定, 借此确定高黎贡山脉的去顶历史。

1 区域地质、地貌概况

高黎贡山脉大体呈南北向线性延伸, 长约600km, 是伊洛瓦底江和怒江的分水岭。北部位于云南省贡山独龙族怒族自治县境内, 是怒江与梅开

注: 本文为国家“973”计划项目“印度与欧亚大陆主碰撞带及其成矿响应”(编号 2002CB412601)资助的成果。

收稿日期: 2006-02-15; 改回日期: 2006-05-24; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 王刚, 男, 1973年生。博士研究生。主要研究青藏高原及周边地区中生代构造和地貌演化。通讯地址: 100029, 北京市德外祁家豁子, 中国科学院地质与地球物理研究所青藏室; 电话: 010-62007346; Email: wanggang@mail.iggcas.ac.cn。

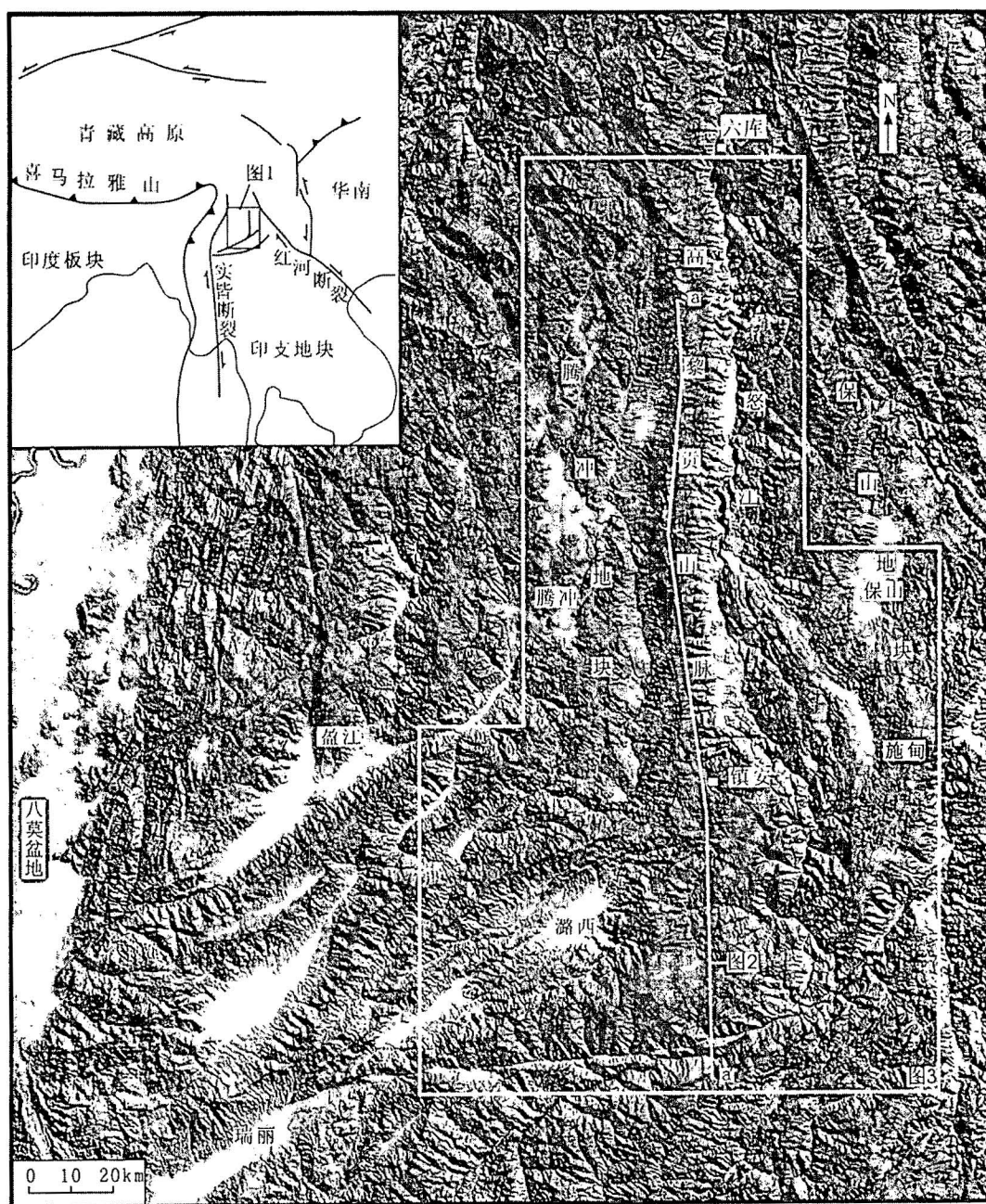


图1 高黎贡山脉的地形地貌在DEM影像上的表现

Fig. 1 Landscape of the Gaoligong Mountain on DEM (digital elevation model)

恩江的支流——独龙江的分水岭,海拔平均4 km 以上,最高峰嘎瓦嘎普峰5128m,山体东西宽30km 以上,表现为山岭、河谷相间的地貌。六库至腾冲之间,山体变得狭长,宽度多在20km,高度逐渐下降,山脊线海拔多在3800~3200m。在大脑子峰(海拔3780m)以南山体西侧,发育界头、腾冲、芒棒等盆地,盆地低处海拔1400m,与山脊高差达2200m,表现为盆岭地貌,而山体东侧怒江河谷也变得更加宽

阔。镇安以南,线形延伸的山体变为平缓起伏的面状高地,海拔高度进一步降低到2000m 左右。在瑞丽中缅边界地区山体海拔降到200m 左右,为起伏不大的丘陵地貌。现将高黎贡山脉分为三段描述:北段指六库以北;中段指六库—镇安;南段指镇安以南。本文主要讨论中段和南段。

组成高黎贡山脉中段和南段山体的主要是一套中寒武统一前寒武系变质岩系和动力变质岩系,称

之为高黎贡群和公养河群(云南省地质矿产局, 1990)。根据微古植物化石、“冰筏落石”等证据, 有研究将山体西坡的浅变质岩系划定为震旦系一下寒武统(赵成峰, 2000)。沿山体出露韧性剪切带, 被称为高黎贡断裂(丁林, 1991), 其东侧为保山地块(图3), 震旦系一中寒武统变质细碎屑岩公养河群构成其基底, 其上为上寒武统一中生界碎屑岩、碳酸盐岩和玄武岩构成的沉积盖层; 西侧为腾冲地块, 上部主要为弱变形的石炭系—三叠系碳酸盐岩与碎屑岩沉积、古近系—第四系陆相火山岩、河湖相碎屑岩沉积等构成的沉积盖层, 元古宇变质沉积岩系高黎贡群可能构成其基底, 但由于强烈的构造改造层序难以恢复, 并可能卷入了年轻地质体, 因此对于腾冲地块有没有结晶基底存在争议(丁林, 1991; 季建清, 1998; 钟大赉等, 1998)。新生代之前两个地块经历了不同的演化历史, 中生代新特提斯洋的闭合, 导致两个地块沿现今的班公湖—怒江一线发生拼接, 高黎贡山—怒江带则是该缝合线的南延部分(李继亮, 1988)。24Ma 以来印支地块被从青藏高原内部挤出, 左行的红河—哀牢山断裂(Tapponnier et al., 1986)与右行的高黎贡断裂(季建清等, 2000a, 2000b)一起构成该逃逸块体的东西两个边界。在东西向的挤压作用下右行的高黎贡断裂发生弯曲并最终被废弃, 西边界继续向西迁移为实皆断裂(Wang et al., 1997)。中新世和上新世以来研究区则以一系列左行走滑运动(Wang et al., 1997; 樊春等, 2004)和频繁的以玄武岩为主的火山喷发作用(穆治国等, 1987)为特色, 火山作用集中于高黎贡山脉西侧, 在其东侧保山地块内部则不发育。

2 高黎贡山脉西坡伸展构造

高黎贡山脉中段山脊海拔3600多米, 西侧发育界头、腾冲、梁河、芒棒等盆地, 从山脊到盆地内部, 地势呈阶梯状下降, 最低处海拔约1300m, 二者相对

高差达2300m。山体与盆地之间以多条阶梯状下降的向西倾斜的断裂分隔开来, 断裂发育在震旦系一下寒武统浅变质碎屑岩系之中, 岩性可见板岩、砂岩、砾岩、大理岩等, 岩石已经强烈韧性变形而成糜棱岩。断裂附近为一条平行于山体延伸方向的构造破碎带, 其中岩石强烈破碎为碎裂岩, 形成马鞍状的凹地形。上盘相对下降, 没有明显的走向错动, 有的地方可见断层上盘向西滑动造成的牵引褶皱现象, 根据这些特征可判断这些断裂为正断层。其中断层三角面清晰高大、南北线性延伸明显的主要断裂称之为高黎贡山脉西坡主边界正断层, 它控制了山体西侧盆地的发育, 是地质与地貌的重要界线。主边界正断层倾向西, 倾角约 $40^{\circ}\sim 65^{\circ}$, 断层三角面高度30~150m。

单龙河、九渡河等横向河流自东向西切穿断层三角面, 河谷呈“V”字形, 见众多的跌水和瀑布, 河谷中有巨大的花岗质砾石, 这些横向河流自源头到流出山谷水平方向上只流动了4km 而落差达到1.8km, 表明这些河流形成的时间是较新的。

大坝村附近主边界正断层分为上下两条, 在卫星遥感影像中呈线性延伸, 两条断裂最大水平距离约2km, 南北延伸15km 之后交汇到一起(图3)。西侧低处的断裂构成新近系盆地湖相沉积与下伏变质岩系的界线, 断层三角面高约30m; 东侧高处断裂断面更加清晰完整, 三角面高约100m, 倾向南西, 倾角约 35° 。上盘靠近断裂处, 岩石强烈破碎, 可见断层泥及断层角砾岩, 角砾成分为片麻岩; 下盘为一套变质砂岩、片岩、结晶灰岩、石英岩组合。断裂通过处呈现马鞍状凹地, 断层三角面发育在变质砂岩中, 其中的暗色云母类矿物呈现弱的定向排列, 沿断面倾向倾伏, 是正断层滑脱时形成的。

界头盆地内部沉积了一套上新世杂色河湖相碎屑沉积, 超覆于元古宙一早中生代变质岩和侵入岩之上, 并被第四系浅色更新统冰水沉积所覆盖。在界

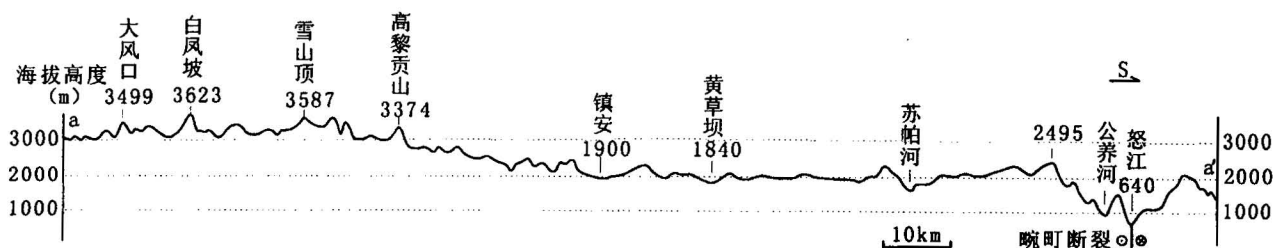


图2 高黎贡山脉中段至南段地势变化示意图(剖面位置见图1)

Fig. 2 Topographic profile (a—a') from intermediate section to south section in the Gaoligong Mountain (location sees Fig. 1)

头附近,上新世地层向南东缓倾,倾角 $10^{\circ}\sim 18^{\circ}$ 。界头盆地与其西侧的腾冲盆地内部分别发育明光河和龙川江两条河流,位于它们之间的块体构成地垒构造,其中曲石西北的大地山顶地区海拔2000m以上,三叠系灰岩中发育有喀斯特地貌,代表一个古夷平面,该夷平面倾向东,倾角约 15° 。上新世地层和夷平面向东倾斜反映了高黎贡山脉西坡正断层的上盘向西滑脱时造成的盆地向东的掀斜(图4)。界头盆地向北地势逐渐升高并最终消失。盆地北部单龙河附近,近南北向的主边界正断层在野外和遥感影像中线性延伸还是比较清楚的,继续向北,线性影像逐渐模糊,上下盘的地势差逐渐缩小,垂直断距逐渐变

小,正断层逐渐消失。界头盆地西侧为腾冲盆地的北段,腾冲盆地南段强烈的第四纪火山喷发作用到北段逐渐减弱消失。

主边界正断层在蒲琴附近(图3)伸展量较小,向北、向南伸展量逐渐增加。蒲琴北侧为界头盆地,南侧为芒棒盆地。芒棒盆地是一个走向近南北的半地堑,盆地东侧以主边界正断层与高黎贡山脉相接,西侧由燕山期—喜马拉雅期花岗岩构成一个地垒构造,向北与上述大地山顶地区的地垒构造相接,二者被龙川江及其支流明光河所切断。该地垒构造西侧为梁河断裂控制的腾冲—梁河盆地,盆地两侧发育4级阶地(云南省地质局,1979)。

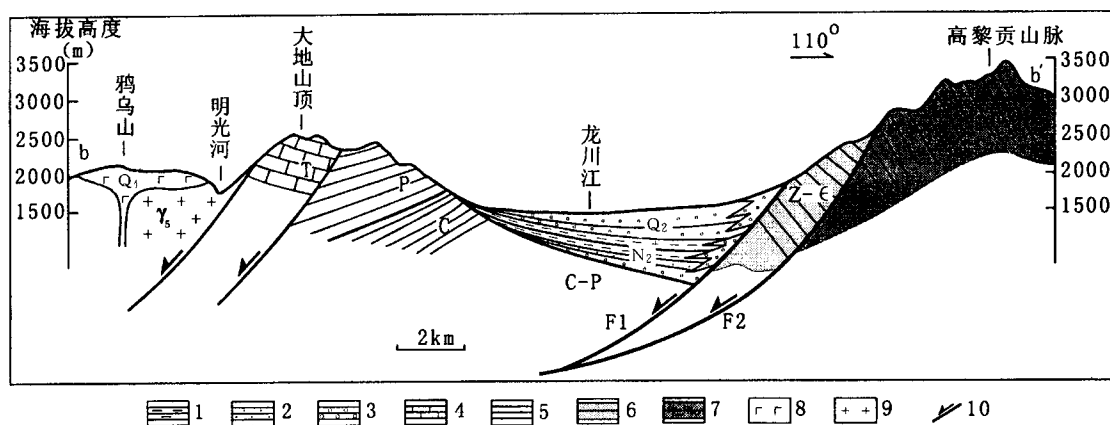


图4 高黎贡山脉中段西坡东西向构造剖面图(b—b') (剖面位置见图3)

Fig. 4 E-W trending structural profile (b—b') on the west side of intermediate section of Gaoligong Mountain (see Fig. 3 for location)

1—泥岩; 2—砂岩; 3—砾岩; 4—三叠系; 5—石炭系—二叠系; 6—震旦系—寒武系; 7—动力变质岩系; 8—玄武岩; 9—花岗岩;
10—正断层; F1、F2—西坡主边界正断层

1—Argillaceous rock; 2—sandstone; 3—conglomerate rock; 4—Triassic; 5—Carboniferous—Permian; 6—Sinian—Cambrian; 7—dynamo-metamorphic rock; 8—basalt; 9—granite; 10—normal fault; F1, F2—normal fault of main boundary in the west side of the Mountain

芒棒盆地沉积了一套河湖相火山碎屑地层,前人根据古生物化石将这套地层划为新近系芒棒组(云南省地质矿产局,1979)。也有的研究在芒棒盆地中获得 $5.83\sim 7.2\text{Ma}$ 的火山岩夹层 K-Ar 年龄(云南省地质矿产局,1982;丁林,1991;季建清等,2000b),时代为中新世晚期。芒棒组底部与下伏燕山期花岗岩相接触,地层倾向东,倾角约 30° ,向上岩层倾角逐渐变缓,最上部约 10° (李锡康等,2004),可能为同构造沉积,说明由于高黎贡山脉西坡正断层的倾向滑动,造成上新世地层边沉积边向东掀斜,盆地基底掀斜角度可达到 30° 。

高黎贡山脉南段高度逐渐降低,在镇安北部高黎贡山山体最窄,东西方向上仅15km宽,向南则山

体的线性逐渐消失,代之以面状的高地,海拔由3km以上降到约2km(图2)。构成中段山体的下古生界—元古宇变质地层和动力变质岩系在南段分布于山体两侧,山体主体则由加里东期到燕山期深成相花岗岩岩基构成,出露宽度向南逐渐增加,分布于镇安以南、蚌纱、勐蚌、平河以及平达地区。露头观察花岗岩中的石英、长石、云母等矿物结晶粗大,不具定向排列,岩石没有发生韧性变形,岩体以稀疏的脆性破裂为主,说明这些岩体来自地壳深处,并且没有发生类似于高黎贡韧性剪切带中的动力变形变质作用。

高黎贡山西坡主边界正断层在囊等街附近向南西转折,并散开形成数条断裂(图3),可一直追踪至龙陵、瑞丽一带,性质为左行走滑并伴随倾向滑动

(Wang et al., 1997),最终与北东东—南西西向的畹町断裂汇聚。这些断裂控制了梁河、盈江、潞西、畹町、瑞丽等拉分—伸展盆地的发育,其中沉积了中新世至全新世火山和河湖相沉积物。高黎贡山体内部的韧性动力变质岩带同时发生向南西的弯曲,沿龙陵—三台山—瑞丽一线进入缅甸境内。

潞西东南平河、勐蚌、黄连河一带出露加里东晚期—燕山期块状灰白色黑云母花岗岩岩基,在勐旺东2km 红木梁一带野外观察发现,岩体与早古生代红色粉砂岩相接触,粉砂岩块状,未见热接触变质作用,花岗岩也没有发生与围岩热接触造成的矿物、粒度变化,仅在岩体北西保留有岩体侵入于寒武纪地层之中造成的0.5~1km 宽的接触变质带(云南省地质矿产局,1966),岩体西侧与围岩之间以断层相接触(Socquet et al., 2005)。花岗岩岩基向南西延伸被公养河群所覆盖,海拔约2~2.5km,二者共同构

成高黎贡山脉南段最高一级台地,向西到潞西、遮放盆地,海拔高度阶梯状下降到800m,出露早古生界—中生界沉积—火山岩系。这些地层主要以倾向北西和部分倾向南东的正断层相接触,形成地垒—地堑构造组合,表明发生了重力垮塌变形,断裂附近岩石强烈破碎为较宽的碎裂岩带,并控制了盆地内部新近系沉积。公养河群与其上沉积盖层之间的正断层构成山体与盆地的醒目边界,我们将它作为西坡主边界正断层。

综上,高黎贡山西坡主边界正断层始于界头盆地北端,向南沿山体西侧山麓延伸,控制了界头盆地、芒棒盆地的东边界,在镇安以南走向转为南西,撒开形成数条近于平行的正断层,最终汇聚于畹町断裂,控制了潞西、遮放新近纪—第四纪盆地的发育。

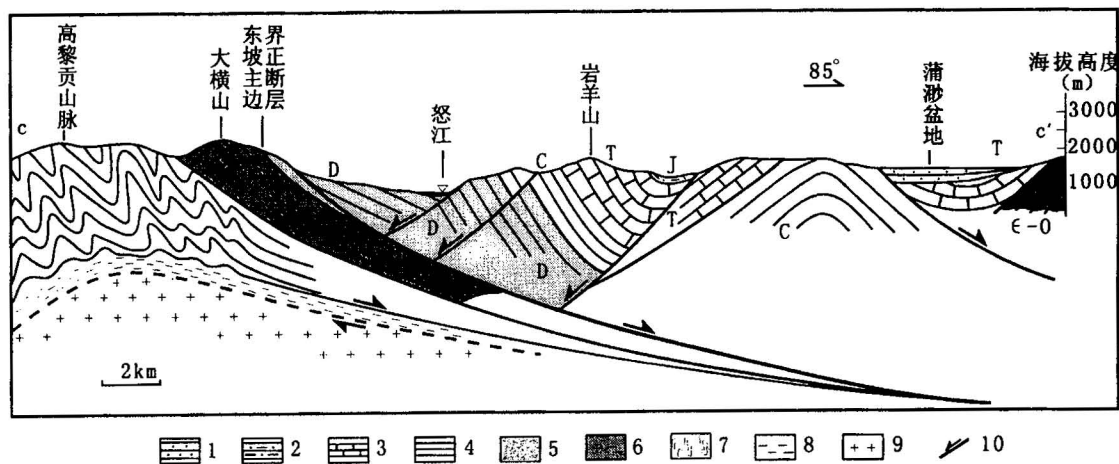


图5 高黎贡山脉中段东坡道街坝地区东西向剖面图(c—c') (剖面位置见图3)

Fig. 5 EW trending structural profile (c—c') on the east side of intermediate section in the Daojieba area, Gaoligong Mountain (location sees Fig. 3)

1—第四系; 2—侏罗系; 3—三叠系; 4—石炭系; 5—泥盆系; 6—寒武系—奥陶系; 7—动力变质岩系; 8—劈理化花岗岩; 9—花岗岩; 10—正断层

1—Quaternary; 2—Jurassic; 3—Triassic; 4—Carboniferous; 5—Devonian; 6—Cambrian—Ordovician; 7—dynamometamorphic rock; 8—foliated granite; 9—granite; 10—normal fault

3 高黎贡山东坡伸展构造

在高黎贡山脉中段东坡,山体与怒江河谷间被醒目的向东倾斜的断层三角面所分隔。道街坝以北断裂下盘为韧性变形的动力变质岩系,上盘为怒江河谷两侧的寒武系公养河群。断裂附近岩石强烈破碎成碎裂岩,上盘(东盘)相对下降,断裂两侧水系与山脊没有明显的错动,因而断裂性质是正断层,我们

将之称为高黎贡山东坡主边界断裂。在丙贡附近,正断层断面高度约50~100m,倾角约25°,比西坡的主边界正断层的倾斜角度(约50°)小得多;同一地点,西坡山体倾斜角度为17°,而东坡只有11°,东缓西陡,因而山体也是不对称的。东坡主边界正断层倾角平缓,是低角度滑脱,因此东坡的伸展量相对不大,正断层倾向滑动量小,切割较浅,怒江谷地中的沉积物很薄,均为晚更新世以来的河流相堆积(云南省地

质矿产局,1982)。怒江谷地明显呈现东西两岸不对称的地貌特征:怒江西岸主边界正断层上盘块体大部分被怒江及其支流侵蚀成大大小小的破碎残丘,地势较平缓;东岸江水强烈侧向侵蚀,河谷坡度较大。推测怒江河谷原来位于现今河谷的西侧,怒江沿向东缓倾的低角度正断层造成的软弱破碎面侵蚀下切,有的地段已经切穿上盘块体而侵蚀到正断层断面,河道不断向东迁移,因此形成河谷的这种不对称地貌。

在卫星遥感影像中,主边界正断层向北延伸至六库以南地区失去其线形,向南则线性延伸清晰。道街坝附近,怒江谷地变得开阔,其东西两岸均有正断层发育。怒江西岸的主边界正断层三角面大多保存完好,断面向东倾斜。倾角 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$,构成上寒武统与泥盆系—奥陶系的界线。东岸也可见数条西倾的正断层,这些断裂发育于三叠系灰岩之中,断面附近岩石破碎为碎裂岩,正断层的滑脱造成怒江东岸山体的向西滑塌。道街坝向东至蒲渺,见向北东倾斜的蒲渺—施甸左行走滑断裂,该断裂具有倾向滑动分量,造成北西—南东向延伸的蒲渺拉分盆地。因此,道街坝附近怒江宽阔河谷是由于西岸高黎贡山脉东坡主边界正断层、东岸反向正断层和怒江侵蚀作用共同的结果(图5)。

道街坝向南河谷逐渐变窄,表现为深切峡谷地貌。怒江西岸正断层主要由一条分散为多条,规模较大者有3条,分别称之为东坡主边界正断层、松山正断层和腊勐正断层(图3)。这些正断层分别构成公养河群与中、上寒武统,寒武系与奥陶系,古生界与中生界等地层间的界线。断裂附近的岩石破碎成碎裂岩,地貌上由西向东,由高黎贡山脉顶部至怒江河谷,上述正断层和地层分布控制了地势的阶梯状下降。松山和腊勐断裂向南至三江口地区汇聚成一条断裂,构成上古生界与中生界的界线。

高黎贡山脉南段东侧平河、黄莲河等地出露的花岗岩基侵入于公养河群变质岩系,在有的地段二者以向东倾斜的正断层相接触(Socquet et al., 2005),二者代表了保山地块的变质—结晶基底。通过在苏帕河—三江口路线的观察发现,公养河群与上寒武统间发育的高黎贡山脉东坡主边界正断层倾向东,断裂通过处地貌上表现为深切的峡谷,它构成保山地块变质结晶基底和沉积盖层的主要边界,把它作为东坡主边界正断层。

三江口地区发育的正断层在遥感影像中不清晰,怒江河谷变得狭窄,造成这种现象的原因,可能

与蒲渺—施甸左行走滑断裂有关系。这条南东—南南东走向的断裂在施甸以南发生向南南西的转折,走滑分量转换为挤压变形,限制了高黎贡山脉南段东坡正断层的发育规模。

在海头附近,见北北东向延伸的盆地,是由发育在三叠系灰岩中的正断层控制的地堑,盆地平面形态呈现S形,其东侧断裂规模较大,向南西断裂走滑分量增加,最终汇聚于畹町断裂,并造成怒江的一条支流约500m的左行位错。在平达地区发育小型近南北向延伸的盆地,发育在盆地东侧的正断层向南西方向断裂性质转变为左行走滑,延伸30km后汇聚于畹町断裂。上述两条左行走滑断裂是畹町断裂的分支断裂,它们的尾端由于弯曲而发生构造转换,形成控制海头、平达盆地的正断层。平达盆地发育在东坡主边界正断层下盘,表明它的形成晚于主边界正断层的活动时间。

高黎贡山脉东坡主边界正断层自六库向南延伸到畹町断裂,长约150 km,控制了畹町断裂以北的怒江河谷基本形态,造成保山地块的沉积盖层向东的拆离。

4 裂变径迹样品实验数据及分析

高黎贡山脉两侧伸展构造必然会对断裂两盘岩石的冷却历史造成影响,我们在山体不同部位采集了系列样品,对其中的磷灰石进行了裂变径迹测定。测试在中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室完成,测试者为万景林,样品采集的地点见图3,实验数据见表1,裂变径迹年龄及内径迹长度分布见图6。实验采用外探测器法(Gleadow et al., 1981);磷灰石蚀刻条件为7% HNO_3 ,室温,40s00;外探测器采用低铀含量白云母,蚀刻条件为40% HF ,室温,20min;Zeta标定(Hurford et al., 1983)选用国际标准样(详见数据表说明);标准玻璃为美国国家标准局SRM612铀标准玻璃;样品送中国原子能科学研究院492反应堆进行辐照;径迹统计用OLYMPUS偏光显微镜,在放大1000倍浸油条件下完成。

共测试14个样品,其中ApX7样品仅测试3颗磷灰石,且没有测得内径迹长度,其年龄仅作参考;ApX5和ApX8样品分别测试了9颗和6颗磷灰石,分别测得2条内径迹长度,虽然数量较少,但测试的年龄值还是具有一定的可信度。其他11个样品测试的磷灰石数量都在15个之上,内径迹一般也多于10条,这些测试数据是十分可靠的。

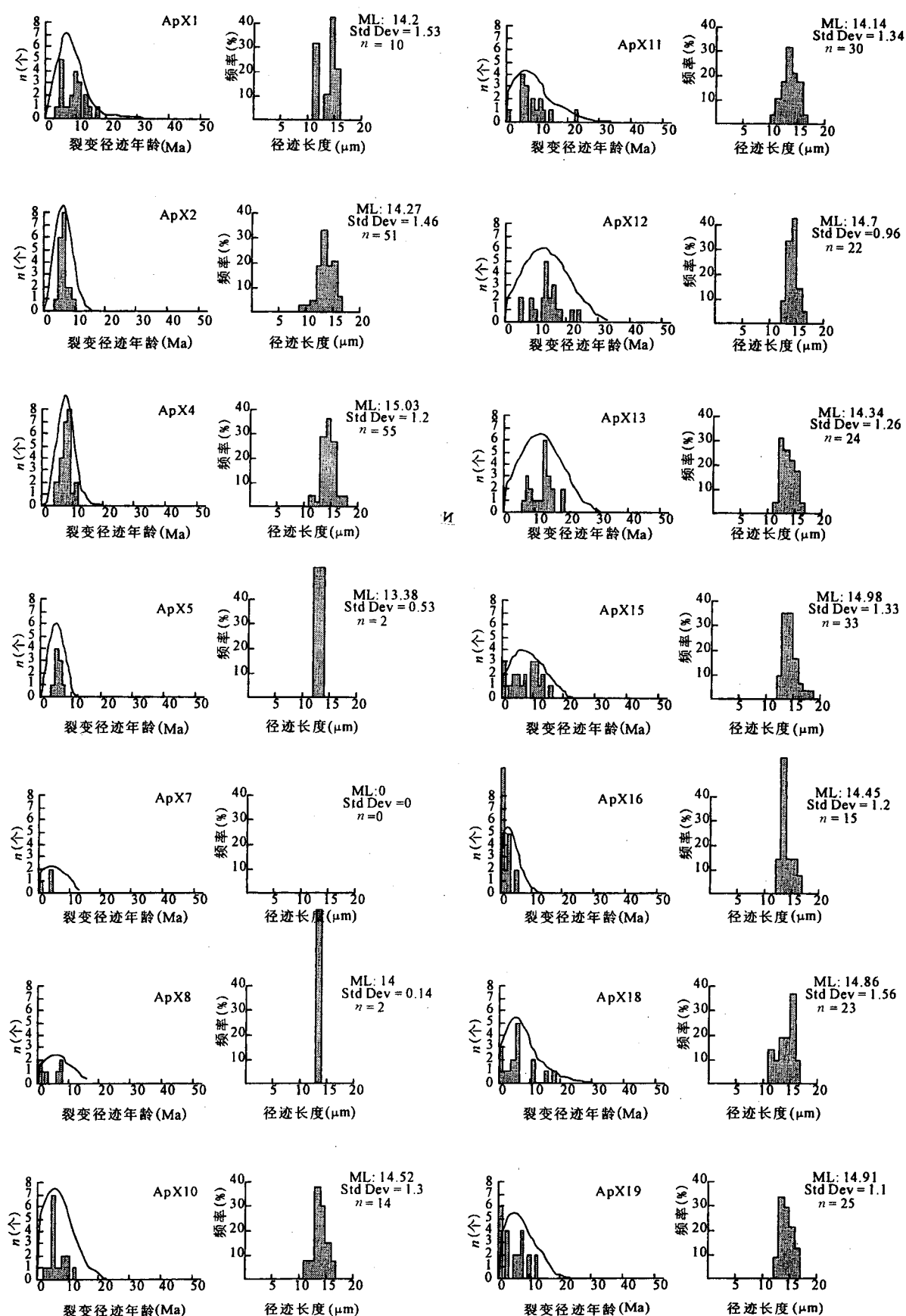


图6 高黎贡山脉山体磷灰石裂变径迹的单颗粒年龄直方图及内径迹长度直方图

Fig. 6 Histograms of single apatite FT age and their trace length of the samples from Gaoligong Mountain

表1 磷灰石裂变径迹实验数据
Table 1 Experiment data of the apatite fission track age

序号	样号	海拔(m)	Nc	$\rho_d(N_d)$ ($\times 10^6 \text{cm}^{-2}$)	$\rho_s(N_s)$ ($\times 10^5 \text{cm}^{-2}$)	$\rho_i(N_i)$ ($\times 10^6 \text{cm}^{-2}$)	U 含量 ($\times 10^{-6}$)	$P(x^2)$ (%)	r	裂变径迹年龄 (Ma $\pm 1\sigma$)	平均径迹长度(N_i) ($\mu\text{m}\pm 1\sigma$)	标准偏差 (μm)
1	ApX1	2015	21	0.713 (1781)	1.112 (249)	1.678 (3725)	29.0	28.3	0.886	8.4 ± 0.9	14.20 ± 0.48 (10)	1.53
2	ApX2	2131	20	0.710 (1775)	0.995 (199)	1.888 (3776)	32.7	96.4	0.645	6.6 ± 0.7	14.27 ± 0.20 (51)	1.46
3	ApX4	2500	24	0.708 (1769)	1.704 (409)	2.737 (6568)	47.5	86.4	0.937	7.8 ± 0.8	15.03 ± 0.16 (55)	1.20
4	ApX5	2055	9	0.706 (1763)	0.756 (68)	1.756 (1580)	30.6	97.7	0.841	5.4 ± 0.8	13.38 ± 0.37 (2)	0.53
5	ApX7	1941	3	0.701 (1751)	0.143 (2)	0.600 (84)	10.5	66.9	0.866	2.9 ± 2.1		
6	ApX8	1915	6	0.699 (1745)	0.260 (13)	0.614 (307)	10.8	50.5	0.955	5.2 ± 1.5	14 ± 0.09 (2)	0.14
7	ApX10	2425	16	0.696 (1739)	0.299 (40)	0.558 (747)	9.8	99.0	0.791	6.6 ± 1.2	14.52 ± 0.34 (14)	1.30
8	ApX11	1767	16	0.694 (1733)	0.471 (57)	0.655 (0.792)	11.6	28.8	0.603	8.8 ± 1.4	14.14 ± 0.24 (30)	1.34
9	ApX12	1852	21	0.692 (1727)	0.831 (152)	0.699 (1279)	12.4	84.9	0.927	14.5 ± 1.8	14.70 ± 0.20 (22)	0.96
10	ApX13	1843	22	0.690 (1721)	0.658 (131)	0.632 (1258)	11.3	99.3	0.936	12.6 ± 1.6	14.34 ± 0.25 (24)	1.26
11	ApX15	1839	21	0.685 (1709)	0.516 (97)	0.770 (1447)	13.8	22.2	0.841	8.1 ± 1.1	14.98 ± 0.23 (33)	1.33
12	ApX16	1882	21	0.683 (1703)	0.066 (13)	0.460 (902)	8.3	86.5	0.748	1.7 ± 0.5	14.45 ± 0.31 (15)	1.20
13	ApX18	1758	16	0.678 (1691)	0.607 (71)	0.964 (1128)	17.5	1.5	0.786	6.8 ± 1.3	14.86 ± 0.32 (23)	1.56
14	ApX19	1819	22	0.676 (1685)	0.231 (49)	0.497 (1054)	9.0	29.2	0.881	5.5 ± 0.9	15.23 ± 0.34 (25)	1.72

注: Nc—磷灰石颗粒数; ρ_d/N_d —SRM612标准玻璃的诱发径迹密度和数量; ρ_s/N_s —样品的自发径迹密度和数量; ρ_i/N_i —样品的诱发径迹密度和数量; $P(x^2)$ — x^2 值概率; r—相关系数; N_i —内径迹数量; 标准偏差 Apatite-Zeta SRM612=352.4 ± 29 ; 年龄选用标准: $P(x^2) > 5\%$ 选用池年龄, $P(x^2) \leq 5\%$ 选用平均年龄。

内径迹长度除一个小于但接近14 μm (13.38 $\pm 0.37\mu\text{m}$)外,其余样品均大于14 μm ,说明这些样品在部分退火带滞留时间短暂,代表了快速冷却事件。

山体南部燕山期花岗岩样品(ApX11—ApX15)的裂变径迹年龄较老,集中于8.1~14.5 Ma;研究区北部山体顶部样品 ApX1、ApX2、ApX4、ApX10、ApX16、ApX18、ApX19年龄分布为8.4 Ma、6.6 Ma、7.8 Ma、6.6 Ma、1.7 Ma、6.8 Ma、5.5 Ma,山脚下盆地边缘靠近正断层处样品 ApX5、ApX7、ApX8年龄值分布为5.4 Ma、2.9 Ma、5.2 Ma。总的趋势:年龄值由南向北逐渐变新,从山体顶部向下年龄变新。

5 问题与讨论

根据以上野外观察发现,高黎贡山山体两侧均发育伸展构造,主边界正断层是其中规模最大者。山体两侧正断层规模不等:西侧正断层角度大,切割

深,垂向位移大;东侧怒江两岸,伸展断层则角度小,切割深度浅。这解释了为什么晚新生代火山喷发作用仅出现在高黎贡山西侧,也解释了为什么新近纪—第四纪盆地沉积在山体西侧的腾冲地块发育,湖相沉积分布广泛,而东侧怒江谷地只有全新世冲积物、洪积物和河流相堆积。同时,由于这种不对称的伸展,山体向东掀斜,造成山体东坡较缓而西坡较陡。

已有的研究表明,印度板块沿实皆断裂相对于欧亚板块向北运动,在实皆断裂的右行走滑牵引下,腾冲地块南部和高黎贡山脉南段发生顺时针的旋转(云南省地质矿产局,1985;钟大赉等,1991;Wang et al.,1997;季建清等,2000b;樊春等,2004),与之相协调,腾冲及高黎贡山脉南段晚中新世以来发育一系列走向为 NE-SW 的左行走滑断裂(Wang et al.,1997;季建清等,2000b;樊春等,2004),如畹町断裂、瑞丽断裂、盈江断裂等。这些断裂的北东尾端

转向近南北,断裂性质转换为正断层,高黎贡山南部的伸展构造正是上述走滑断裂尾端弯曲部位的构造转换变形。因此,伸展变形开始的时间与断裂左行走滑以及腾冲地块顺时针旋转的时间是一致的。

晚町断裂是其中规模较大的一条断裂,可能有较复杂的活动历史(Lacassin et al., 1998),但其最新的左行走滑性质得到公认(Wang et al., 1997; Lacassin et al., 1998),晚町断裂的左行走滑位移一部分被高黎贡山南段的伸展构造所吸收(图7上图I和图II),晚町断裂经过高黎贡山脉之后,其东北端发生了怎样的构造转换,目前还不清楚,但看来位于断裂尾段的柯街晚新生代盆地至少吸收了一部分晚町断裂的走滑分量。高黎贡山南部主边界正断层以及其它正断层构成保山地块变质结晶基底与沉积盖层的接触界线,整体类似于拆离断层和变质核杂岩的构造组合特征。在晚町断裂和正断层的拆离作用下,早先覆盖于高黎贡山脉的强烈变形的上部地壳物质发生重力垮塌,相对于花岗岩岩基被向西和向东“撕裂”,形成一个三角形的构造窗,下部地壳物质则被构造剥蚀而出露地表(图7)。

高黎贡韧性剪切变形岩系仅发育于地壳上部的变质-沉积地层和小型侵入体之中,向下糜棱面理倾角变小,并没有影响到地壳深部相对强硬的花岗岩岩基,这解释了为什么深成相岩基中没有发育韧性变形。研究区北部现今的高黎贡山山体,推测其底部可能也是没有发生韧性剪切的花岗岩岩基。有研究表明,中新世以来腾冲地块的高黎贡群向东逆冲到保山地块之上(丁林, 1991; 钟大赉等, 1998; 王毅等, 1991),高黎贡山脉呈现为走滑断裂形成的正花状构造(丁林, 1991)。因此,在伸展变形发育之前,高黎贡地区可能已经是隆起的高山,这为重力垮塌变形的发生提供了有利的地形条件。晚新生代西坡主边界正断层主要沿早期逆冲推覆断裂面活动,是对原有断裂的继承和改造。重力垮塌和伸展变形发生后,高黎贡山脉南段变质核杂岩发育区海拔高度下降,地貌上由线性高山变为面状高地。

伸展构造的拆离在高黎贡山脉底部物质出露地表的过程中起着巨大的作用,使得下部地壳物质不限于通过逆冲推覆作用和外地地质营力的剥蚀而快速到达地表,造成岩石的快速冷却。

在高黎贡山脉南段龙陵附近山体转折处,有研究得到11~14Ma的同构造岩浆岩的K-Ar法内部等时线年龄和糜棱岩的Rb-Sr内部等时线年龄(季建清等, 2000b),变形特征为韧性-脆韧性,被解释为

高黎贡断裂的一期右行走滑运动;近年来,在同一地点新发现韧性-脆韧性的左行走滑证据(樊春等, 2004),因此,上述年龄可能代表了这期左行走滑运动。如果上述认识是正确的,那么11~14Ma对应于高黎贡断裂左行走滑和顺时针旋转运动,这个时间也就是南部山体伸展构造开始活动的时间。

高黎贡山脉南段磷灰石裂变径迹数据表明,距今14~8Ma以来花岗岩岩基出露地区发生了快速冷却,与上述年龄有一致性。它虽然不是断层本身的活动年龄,但我们认为花岗岩的快速冷却是由于伸

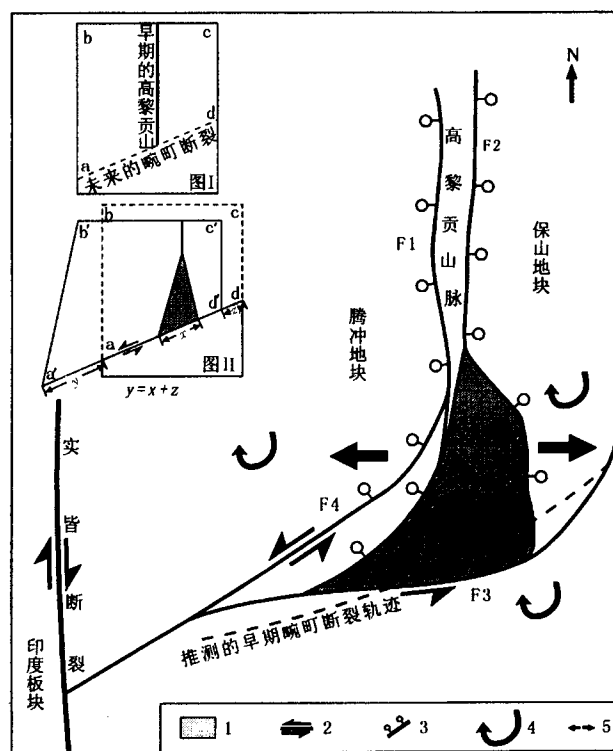


图7 高黎贡山脉南部晚新生代伸展构造形成的运动学机制。

Fig. 7 Schematic map showing kinematic mechanism of the extension deformation on south area of the Gaoligong Mountain

上图I为伸展和重力垮塌变形之前的状态;上图II为理想化的运动学模式; y —晚町断裂的走滑距离; x —高黎贡山脉南段伸展变形吸收的位移量; z —晚町断裂经过高黎贡山脉之后剩余的走滑位移量;F1—高黎贡山脉西坡主边界正断层;F2—高黎贡山脉东坡主边界正断层;F3—晚町断裂;F4—瑞丽断裂;1—保山地块的变质基底;2—走滑断裂;3—正断层;4—块体旋转方向;5—伸展力偶

I and II showing states before and after the extension deformation began; The extension deformation absorbed part of the strike-slip amount of the Wandong fault; 1—metamorphic basement of Baoshan block; 2—strike-slip fault; 3—normal fault; 4—block rotate direction; 5—extension force couple

展构造的剥蚀去顶作用造成,那么岩体的冷却年龄代表了伸展变形发生的年龄。

高黎贡山脉中段的年龄数据表明,距今8Ma以来发生了快速冷却事件,这与前人得到的盆地沉积和火山喷发作用开始时间(5.83~7.2Ma)是一致的或稍早(云南省地质矿产局,1982,1990;季建清等,2000b)。唯一一个样品(ApX16,岩性为长英质糜棱岩)年龄较小(1.7Ma),采集于镇安—囊等街高黎贡山脉山体东侧,表明此处山体构造剥蚀作用仍在强烈进行。

裂变径迹年龄揭示伸展构造有自南向北发展的趋势,还有其他资料证明这一推论:山体向北海拔逐渐升高;盆地内部晚新生代火山喷发作用自南向北逐渐变新(季建清,2000b);山体西侧芒棒盆地、界头盆地南部出露上新统河湖相沉积,向北出露更新统湖相沉积,表明盆地沉积向北逐渐变新;主边界正断层三角面向北保存相对更加完整;伸展构造的规模自南向北减小并消失。

6 结论

晚新生代以来印度板块沿实皆断裂向北运动,腾冲地块的被顺时针拖曳旋转而发育畹町、瑞丽、梁河等左行走滑断裂,这些断裂的尾端发生弯曲造成构造转换,使得高黎贡山脉的山体东西两侧发育伸展和重力垮塌构造。其中畹町断裂左行走滑运动造成高黎贡山脉南段的沉积盖层被向西和向东拆离开来,形成三角形的构造窗,暴露出由早古生界—元古宇变质-结晶岩系组成的保山地块基底。划分了山岭与盆地两种地貌单元的主要正断层被分别称为高黎贡山脉西坡和东坡主边界正断层,西侧规模较大,控制了腾冲地块火山喷发作用和盆地内部的新近系—第四系河湖相沉积;东侧规模较小,切割较浅,没有明显的走向滑动分量。磷灰石裂变径迹年龄表明,距今14Ma左右开始的这种构造-重力垮塌作用首先发生在高黎贡山脉南段,造成快速去顶作用,使得海拔高度下降。构造伸展-重力垮塌变形逐渐向北发展,高黎贡山脉中段在距今5~8Ma左右进入伸展构造活动的高峰期。

致谢:成文过程中北京大学魏文侠博士提供了遥感影像资料,中国地震局地质研究所郑德文博士提出了建设性的建议,审稿人提出了宝贵的意见,特此表示诚挚的感谢。

参 考 文 献

丁林. 1991. 滇西高黎贡山南段构造变形特征及演化历史讨论. 中

国科学院地质研究所[硕士学位论文].

- 樊春,王二七. 2004. 滇西高黎贡山南段左行剪切构造形迹的发现及其大地构造意义. 自然科学进展, 14(10):1189~1193.
- 姜朝松,周瑞琦,赵慈平. 2003. 腾冲地区构造地貌特征与火山活动的关系. 地震研究, 26(4):361~366.
- 季建清. 1998. 滇西南腾冲—盈江—那邦地区岩石学与新生代岩石圈构造演化. 中国科学院地质研究所[博士学位论文].
- 季建清,钟大赉,张连生. 2000a. 青藏高原东南部新生代挤出块体西边界. 科学通报, 45(2):128~134.
- 季建清,钟大赉,张连生. 2000b. 滇西南新生代走滑断裂运动学、年代学、及对青藏高原东南部块体运动的意义. 地质科学, 35(3):336~349.
- 李继亮. 1988. 滇西三江带的大地构造演化. 地质科学, (4):337~346.
- 李锡康,谭筱虹,高子英,姚金昌. 2004. 腾冲上新统芒棒组地质时代及沉积环境. 云南地质, 23(2):241~251.
- 刘和甫,夏义平,殷进垠. 1999. 走滑造山带与盆地耦合机制. 地学前缘, 6(3):121~132.
- 穆治国,佟伟. 1987. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题. 地球物理学报, 30(3):261~270.
- 吴根耀. 1991. 中缅泰交界区的断裂及其新构造活动方式. 第四纪研究, (1):28~37.
- 王毅,张旗,赵靖,钟大赉. 1991. 滇西三江地区基性和超基性岩的产状及其构造意义. 中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室年报(1989~1990). 26~29.
- 云南省地质矿产局. 1979. 1:20万腾冲幅地质图.
- 云南省地质矿产局. 1966. 1:20万潞西幅地质图.
- 云南省地质矿产局. 1982. 1:20万腾冲幅、1:20万盈江幅地质报告.
- 云南省地质矿产局. 1985. 1:20万碧江幅、泸水幅区域地质调查报告.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 钟大赉,王毅,丁林. 1991. 滇西高黎贡陆内第三纪走滑断裂及其伴生的拉张构造. 中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室年报(1989~1990):18~22.
- 钟大赉等. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京:科学出版社.
- 赵成峰. 2000. 高黎贡山西坡浅变质岩系时代归属探讨. 云南地质, 19(3):244~253.
- Burbank D W, Beck R A, Mulder T. 1996. The Himalayan foreland basin. In: ed A Yin, T M Harrison ed. The Tectonics of Asia. Cambridge University Press, New York, 149~188.
- Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, Zhao X L, Luo Z L. 1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan plateau. J. Geophys. Res., 99:24025~38.
- Gansser A. 1964. The geology of the Himalayas. New York, Wiley Interscience ed: 289.
- Gleadow A J W, Duddy I R. 1981. A natural long-term annealing experiment for apatite: Nuclear Tracks and Radiation Measurements, (5): 169~174.
- Hurford A J, Green P F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. Isot. Geosci., 1: 285~317.
- Parrish R R, Hodges K V. 1993. Miocene (22 ± 1 Ma) metamorphism and two stage thrusting in the Greater Himalayan sequence, Annapurna Sanctuary, Nepal. Geological Society of America Abstract with Program, 25:174
- Lacassin R, Replumaz A, Leloup P. 1998. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults. Geology, 26(8):703~706
- Socquet A, Pubelliera M. 2005. Cenozoic deformation in western

- Yunnan (China—Myanmar border). *Journal of Asian Earth Sciences*, 24:495~515.
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In *Collision Tectonics*, eds. Coward M P, Ries A C, *Geol. Soc. Lond Spec. Publ.*, 19:115~157.
- 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 Geology Review*, 39(3):191~219.
- Wang E, Wan J, Liu J. 2003. Late Cenozoic geological evolution of the foreland basin bordering the West Kunlun range in Pulu area: constraints on timing of uplift of northern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of geophysical research*, 108(B8):15. 1~15. 13, doi:10.1029/2002JB001877.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan—Tibetan orogen. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28:211~280.

Extensional Collapse of the Southern Part of the Gaoligong Range in the Western Yunnan, China and Its Tectonic Origin

WANG Gang¹⁾, WAN Jinglin²⁾, WANG Erqi^{1,3)}

1) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*

2) *Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, 100029*

3) *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese academy of Sciences, Beijing, 100085*

Abstract

The Gaoligong range, with an average elevation of 3000 m, lies within the westernmost Yunnan, China. It marks the west edge of the southeastern margin of the Tibetan plateau, bounding the Nu River extending on the east in N-S direction. From Longling southward, the altitude of the south part of the range drops abruptly to about 2000m and the range loses its linear features accordingly. Our fieldwork found that the southern part of the range is bounded by two normal fault systems along its eastern and western margins. The one on the west dips to the west, dividing the Tengchong graben in the hanging wall, the latter is filled with the lacustrine deposits and locus of frequent earthquake and volcanic activities and the oldest sediments are filled with the Pliocene. The normal fault system bounded the range on the east consists of two main branches, the East Main Boundary Normal fault on the west and the Lameng fault on the east. The East Main Boundary Normal fault cuts between the metamorphic rocks of Proterozoic age and the clastic rocks of early Paleozoic age, whereas the Lameng fault cuts between the early Paleozoic and Mesozoic rocks, along which a series of grabens and horsts were developed. The core of the southern part of the Gaoligong range is occupied by a large batholith of Triassic age, intruded into the Proterozoic and Paleozoic rocks. The results of apatite fission-track age dating reveal that the southern part of the Gaoligong range has experienced a significant cooling event, initiated at 14 Ma in the south and 8~5 Ma in the north. We interpret this quick cooling event was associated with the EW extension across the southern part of the Gaoligong range, accommodated by its eastern and western boundary normal faults. These two normal fault systems join with the NE-trending Wanding fault to the south, and the latter defines the southern boundary of the southern part of the Gaoligong range. This fault is active due to its left-lateral movement, accommodating the clockwise rotation of the Tengchong and Baoshan blocks, triggered by the N-S right-lateral movement along the Sagaing fault to the west. Based on the spatial and temporal correlations between the eastern and western boundary faults of the southern part of the Gaoligong range and the Wanding fault, we propose that the eastern and western boundary normal faults formed as the transfer fault transferring the NE—SW left-lateral movement along the Wanding fault, resulted in EW extensional collapse of the southern part of the Gaoligong range. As a consequence, the basement rocks of the Gaoligong range, characterized by Proterozoic metamorphic rocks and Triassic granite, were exposed to the surface, occurred in the late Cenozoic time.

Key words: Gaoligong Mountain; Tengchong; Nujiang River; extension; gravity collapse; fission track