

青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件

李 勇¹ 侯中健¹ 司光影¹ A.L.Densmore² 周荣军³
M.A.Ellis⁴ 李永昭¹ 梁兴中¹

(1.成都理工学院沉积地质研究所,四川 成都 610059 2.Department of Geology,Trinity College,Dublin2 Ireland;
3.四川省地震局工程地质研究所,四川 成都 610041 4.Center for Earthquake Research and Information,
University of Memphis,Memphis TN 38125,USA)

摘要: 新生代龙门山前陆盆地和盐源盆地是青藏高原东缘龙门山—锦屏山冲断带内及前缘地区发育和保存最好的新生代沉积盆地,本次以地层不整合面和ESR测年资料为主要依据,将该区新生代构造地层序列划分为5个构造层序,即TS₁(65~55 Ma)、TS₂(40~50 Ma)、TS₃(23~16 Ma)、TS₄(4.7~1.6 Ma)和TS₅(0.74~0 Ma),据此将青藏高原东缘新生代构造变形和隆升事件划分为5期,其中TS₁与喜马拉雅地体和拉萨地体拼合事件相关,TS₂与印亚碰撞事件相关,TS₃与青藏高原第一次隆升事件相关,TS₄与青藏高原第二次隆升事件相关,TS₅与青藏高原第三次隆升事件相关。

关键词: 新生代;构造层序;构造事件;龙门山—锦屏山;青藏高原东缘

中图分类号: P546 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2002)01-0030-07

青藏高原隆升、崛起和地壳加厚是晚白垩世以来发生的最重大的构造事件,形成了由若干个造山带及块体所组成的高原,而其周缘的造山带和相邻沉积盆地的研究可为恢复青藏高原隆升过程提供依据,因为盆地完整地记录和保存了高原隆升和周缘造山带的历史。在青藏高原南麓,经过一个多世纪的努力,已建立了喜马拉雅山前拗陷中西瓦利克群中年代地层、生物地层序列和构造地层演化模式^[1-3];在青藏高原东北麓,李吉均等^[4]在临夏盆地建立了新生代地层古地磁年代与模式序列;但由于地层记录的不完整性和差异性,人们目前尚不能对青藏高原隆升过程及其不均匀性进行全面地了解。为此,我们试图在青藏高原东麓的关键地区寻找连续的、高分辨率的新生代地层记录,开展与青藏高原隆升过程相关的构造层序研究,而新生代盐源盆地和龙门山前陆盆地就处于这样一个关键地区,是探索青藏高原形成、隆升和青藏高原东缘冲断带碰撞后造山过程的窗口之一。

龙门山—锦屏山冲断带位于青藏高原与扬子地台之间,是一个走向近南北的构造单位,其间被鲜水河断裂截切错断^[5-6],是我国西部重要的构造—地貌分界线。长期以来,人们普遍认为龙门山—锦屏山冲断带是一个典型的逆冲推覆构造带^[5-11],由若干个逆冲推覆体构成,并具推覆和滑覆叠置的特征;最近的研究表明龙门山—锦屏山冲断带发育显著的走滑作用^[12],显示龙门山—锦屏山冲断带不是一个单纯的逆冲推覆构造带,而是一个走滑—逆冲构造系统,在其东侧形成了新生代走滑前陆盆地,并在冲断带内部形成了新生代盐源山间盆地。

新生代龙门山前陆盆地位于龙门山—锦屏山冲断带与龙泉山前缘隆起之间,呈近南北向条带状分布于冲断带前缘,是在中生代前陆盆地的基础上发育的继承性盆地,盆地中充填了4套地层,即下部的红色地层、中部的含煤地层、上部的大邑砾岩层和顶部的松散砾石层,其间均发育不整合面(表1、图1)。在龙门山—锦屏山冲断带内,新生代地层主要分布

表1 龙门山—锦屏山冲断带内及前陆地区新生代地层记录

Table 1 Cenozoic stratigraphic records in the Longmenshan–Jinpingshan thrust belt and foreland

地质年代		龙门山 前陆地区	龙门山—锦屏山 冲断带内	构造层序	地层界面	地层时代 (Ma)	构 造 事 件
Q	全新世	雅安砾岩		TS ₅	不整合	0.65~0	T5 0.65 Ma ,可能与青藏高原第三次隆升事件相关
	更新世						
N	上新世	大邑砾岩	盐源组	TS ₄	不整合	1.6~4.6	T4 4.7~1.6 Ma ,可能与青藏高原第二次隆升事件相关
	中新世	凉水井组		TS ₃	不整合	16~22.3	T3 23~16 Ma ,可能与青藏高原第一次隆升事件相关
E	渐新世	?	?	?			
	始新世		丽江组	TS ₂	不整合	40.3~50	T2 40~50 Ma ,可能与印度次大陆拼合事件相关
	古新世	名山组		TS ₁	整合	65~55	T1 65~60 Ma ,可能与拉萨地体拼合和喜马拉雅地体拼合事件相关

于盐源盆地 ,该盆地是龙门山—锦屏山冲断带上面积最大、保存最好、地层记录最为完整的新生代盆地 ,面积444 km² ,盆地中充填了第三系—第四系沉积物 ,最大厚度1 606 m ,包括两套地层 ,即下部的红色地层(丽江组)和上部的含煤地层(盐源组) ,其间以角度不整合接触(表1、图1)。

从龙门山—锦屏山冲断带内和前缘地区新生代地层分布的特征来看 ,两类盆地在构造位置、盆地类型、成盆时期和盆地充填序列及样式均不相同 ,沉积记录也不连续 ,目前不仅在该地区尚难找到一条连续的新生代地层记录 ,也无法在前陆地区或冲断带内建立该地区的新生代构造地层序列(表1)。冲断带前缘地层记录相对完整 ,但缺失渐新统 ,冲断带内地层记录相对较新 ,但缺失古新世地层和中新世地层 ,显示两类盆地在地层记录上的差异性 ,即山前盆地有地层记录 ,而山上缺失 ,如古新世和中新世 ;反之 ,山上盆地有地层记录 ,而山前缺失 ,如始新世 ,显示了两类盆地沉积记录具有明显的互补性。因此本文力图对两类盆地进行对比性研究 ,以地层时代和不整合面为依据衔接该地区的新生代构造地层序列 ,探索青藏高原东缘新生代构造事件和隆升事件。

根据本次获得大量的测年成果(图1)和对两类盆地充填序列对比性研究成果(表1) ,我们将该区新

生代构造地层序列划分为5个构造层序 ,自下而上分别为 :古新世—早始新世构造层序(TS₁)、中晚始新世构造层序(TS₂)、中新世构造层序(TS₃)、上新世—早更新世构造层序(TS₄)和中更新世—全新世构造层序(TS₅) ,初步建立了与碰撞后造山和隆升过程相关的新生代构造地层序列。根据构造层序垂向结构和盆地充填动力学的差异性 ,可将该区新生代构造层序分为3种类型 ,即A型构造层序^[9]、B型构造层序^[9]和C型构造层序 ,其中A型构造层序表现为一个向变粗的剖面结构(图1 ,中新世构造层序TS₃) ,B型构造层序表现为一个向变细的剖面结构(图1 ,古新世构造层序TS₁) ,C型构造层序总体表现为先向上变细后向上变粗的完整剖面结构(图1 ,始新世构造层序TS₂) ,为本次新确定的构造层序类型(图1)。

1 古新世—早始新世构造层序(TS₁)与构造事件

该构造层序仅分布于龙门山—锦屏山冲断带东缘前陆盆地 ,呈南北向带状分布于冲断带东缘 ,位于该区中、新生代红色沉积盆地的最顶部 ,残存于现今龙门山前陆盆地和西昌盆地。该构造层序以龙门山前陆盆地的名山组为代表 ,在垂向上 ,该构造层序总体表现为一个向变细的B型构造层序^[9](图1) ,下部为冲积扇沉积体系 ,上部为干盐湖沉积 ,厚度为

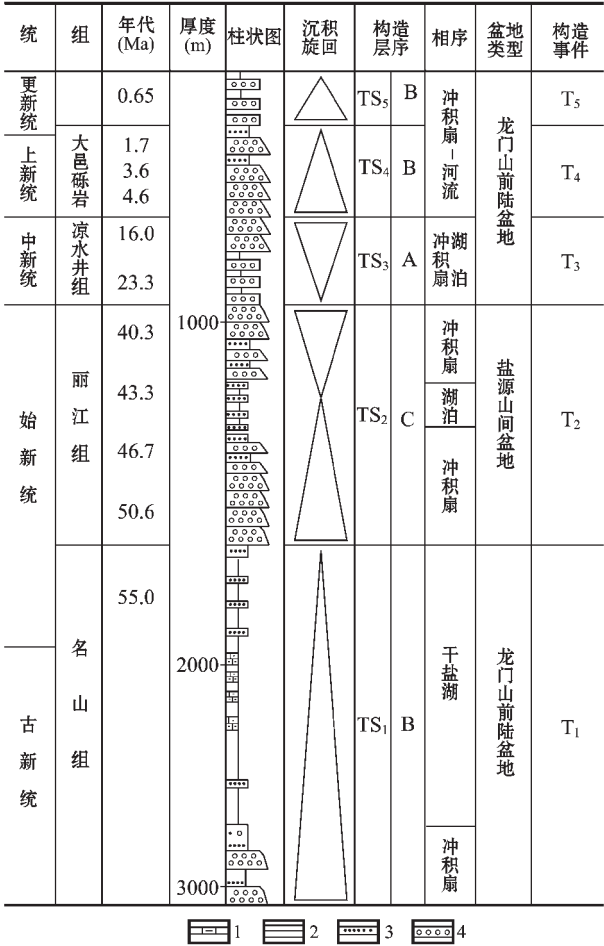


图1 青藏高原东缘新生代构造层序序列

Fig. 1 Cenozoic tectonic sequence along the eastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau
1—灰岩、泥灰岩 2—泥岩 3—砂岩 4—砾岩

410~1 378 m ,与下伏白垩纪地层整合接触 ,与上覆新第三系和第四系为角度不整合接触。在空间上 ,该构造层序分布于冲断带与前缘隆起之间 ,呈南北向条带状展布 ,盆地的西缘为冲积扇沉积体系 ,盆内为河流沉积体系和湖泊沉积体系 ,西厚东薄 ,沉降中心位于盆地的西部 ,因此 ,从东西向盆地的剖面结构来看 ,该盆地为西陡东缓的不对称性盆地 ,为典型的前陆盆地结构。该盆地充填物中普遍含大量石膏、钙芒硝蒸发岩和风成沉积物 ,生物化石以半咸水的介形虫和轮藻为特征 ,水体古盐度为42.5‰~50.9‰ , $\delta^{18}O$ 为-8‰~1‰ ,显示该时期为炎热干燥的气候条件 ,湖泊也为干旱气候条件下的间歇性干盐湖^[9]。显示了该时期具有气候干燥、地势平坦、海拔较低等特点 ,青藏高原尚未出现 ,属特提斯海东侧内陆干旱区 ,是白垩

纪干旱沙漠气候的延续。由于该套地层在龙门山前缘雅安一带与下伏白垩系连续沉积 ,故多数学者认为不存在白垩系与第三系之间的四川运动。

目前对该构造层序的时代归属分歧较大 ,介形类古生物组合标定其时代为古新世—早始新世^[9,13] ,中法合作古地磁测年获得两个不同的年龄 ,Enkin et al^[14]认为该套地层老于70 Ma ,庄忠海^[15]认为该套地层的古地磁测年时代介于65~45 Ma ,为此我们测试了该构造层序顶部砂岩和砾岩填隙物中的石英颗粒 ,获得两个ESR测年数据 ,均为55 Ma ,显示该套地层的顶界可延续至早始新世。鉴于该套地层在雅安、天全和芦山一带与下伏白垩纪地层连续沉积 ,该套沉积时代属古新世—早始新世 ,时限界于65~55 Ma ,这一研究成果与介形类古生物组合所确定的时限具有一致性^[13] ,持续时间为10Ma ,沉积速率大致为0.14 mm/a。

2 中始新世—渐新世构造层序(TS₂)与构造事件

该构造层序仅分布于龙门山—锦屏山冲断带内的新生代盐源盆地中 ,在盐源盆地博大乡红崖子村发育最好 ,总厚966 m ,前人称之为红崖子组 ,后改为丽江组。该构造层序与下伏和上覆地层均为不整合接触 ,显示为一个以顶底不整合面限定的构造层序。底部直接与三叠系以高角度不整合接触 ,缺失侏罗系和白垩系 ,界面上发育底砾岩、红土型风化壳和古岩溶。在垂向上 ,该构造层序显示为粗—细—粗的C型构造层序 ,可明显分为3部分 ,下部为紫灰色块状石灰质粗砾岩、巨砾岩夹砂岩和粉砂岩 ,以巨厚的冲积扇砾岩为特征 ;中部为紫灰色粉砂岩夹砂岩、泥岩和砾岩透镜体 ,以湖泊相为特征 ;上部为紫色细、中砾岩夹透镜状砂砾岩和砂岩(图1) ,以巨厚的冲积扇砾岩为特征。在横向上 ,盆地西南边缘为冲积扇沉积体系 ,盆内为湖泊沉积体系 ,盆地的沉降中心位于盆地的南缘 ,地层厚度最大 ,向北东变薄 ,盆地显示为南陡北缓的不对称结构 ,沉降中心不在靠近后缘木里冲断带一侧 ,显然该盆地的类型并非冲断带内的背驮式盆地。

目前对该构造层序的时代归属尚无确切依据 ,前人仅发现少量*Sinocypris* sp. ,广泛分布于古新世—始新世地层中 ,介形类仅能显示时代为古新世—始新世 ,不能确切定年。为此我们测试了该构

造层序不同层位和不同地点的砂岩和砾岩填隙物中的石英颗粒,获得7个ESR测年数据,时代分布于50.3~40.3 Ma,显示该套地层的时代为中始新世,持续时间为10 Ma,沉积速率为0.1 mm/a。这一研究成果也表明该构造层序可与丽江盆地的丽江组和理塘盆地的热鲁组对比,与丽江组所产的丽江哺乳动物群^[16]和热鲁组的桉属植物群^[16]的时代具有一致性。

从盆地的生成和沉积特征变化来看,中始新世该区发生了强烈的构造事件,依据在于(1)该盆地是在龙门山—锦屏山冲断带内新生的盆地,反映了构造应力场的变化(2)发育巨厚的始新世砾岩(3)山前前陆地带此时无沉积记录,更没有形成盆地(可容空间为零),大量来源于造山带的物质均溢出山前地带,发生沉积过路作用和剥蚀、下切作用。显示该时期山前以抬升剥蚀为主,并为前陆盆地所获得裂变径迹冷却年龄 $(46.7 \pm 0.7) \text{ Ma}$ 及 $(45.9 \pm 2.3) \text{ Ma}$ ^[17]所证实(4)该盆地沉积记录以紫色、紫灰色为特征,其中含半咸水介形虫*Sinocypris*,在大河一带尚发现典型的风成砂岩,具有大型风成板状交错层理,层系厚度为1.8~2 m,前积层产状为 $210^\circ \angle 45^\circ$,显示古气候较为干旱炎热,从理塘热鲁组所发现的同期桉属植物群和丽江哺乳动物群^[16]均显示为亚热带常绿阔叶林,当时该区的海拔高度为1 000 m左右,显示以龙门山—锦屏山造山带为代表的川西高原与其前缘的四川盆地间的古地貌差异已出现(5)该构造层序业已强烈变形,而其上覆地层为中新世或上新世地层,构造变形的确切时间尚不能确定,在野外我们注意到冲断带内钾质煌斑岩岩体侵入该套地层中,其产出状态显示钾质煌斑岩岩体是在该构造层序变形后侵入的,该钾质煌斑岩的侵入年龄为40.8 Ma($\text{K}-\text{Ar}$)和39.2 Ma($\text{K}-\text{Ar}$)^[6],因此我们可认定在40 Ma左右存在一次构造变形事件,并伴随有岩浆活动(6)更为重要的是在该时期四川西部中白垩世以来所发育的统一的、山前红色陆相盆地发生了支解,具体支解的时间应位于中晚始新世,即该构造层序底部不整合面所显示的构造运动。

因此我们可以确认该区存在40~50 Ma的沉积事件、构造事件,与发生于55~45 Ma的印—亚板块碰撞事件具有一致性,表明后者是前者的远源响应。

3 中新世构造层序(TS₃)与构造事件

该构造层序仅分布于冲断带前缘地区,冲断带

内此时尚无沉积记录,可以峨眉—什邡一带的凉水井组为代表,厚度为数米~104 m,与上覆雅安砾石层和下伏名山组皆为不整合接触,为一个单独的构造层序。

该构造层序厚度较小,岩性为砾岩和粘土岩,其中砾岩累计厚82 m,半成岩,粘土岩中含炭化树干、植物碎片和孢粉化石,垂向上显示为砾岩与粘土岩不等厚互层,向上砾岩层增厚,砾石变粗且成分变得复杂,表现为向上变粗的进积型构造层序(A型),系由冲积扇砾岩与湖沼粘土岩交替堆积的产物。在横向上,在都江堰—名山一带沉积了河流相灰色碎屑岩,在荣经、什邡等地区分布了湖沼相,并含大量碎屑岩。

目前对该构造层序的时代归属有明显分歧,该剖面孢粉化石鉴定者陈乐尧^[18]认为孢粉组合与山东山旺中新世地层的孢粉组合有某些相似之处,将凉水井组的时代定为中新世,但也有人认为该套地层属上新世或第四系,与大邑砾岩的时代相当。显然该套地层的归属将成为恢复该区地质历史的关键,为此我们测试了该构造层序不同层位的砂岩和砾岩填隙物中的石英颗粒,获得2个ESR测年数据,时代分布于23.3~16 Ma之间,显示该套地层的时代为早—中中新世,与孢粉组合所确定的时代一致,持续时间为7 Ma,沉积速率为0.01 mm/a。

此外,该构造层序还记录了青藏高原东缘最重要的由干变湿的古气候剧变。剖面下部(1~8层)的岩石以紫灰色为主,未见化石,ESR年龄为23.3 Ma,显示早中新世古气候较干燥,而剖面上部(9~15层)岩石以蓝灰色为特征,ESR年龄为16 Ma,泥岩中含大量炭化树干和植物碎片,孢粉以被子植物花粉和蕨类植物孢子为主,含少量裸子植物花粉,植物面貌以石松、松、云杉、紫萁、柳、杨梅、桉、柳、榆等占优势,属温带落叶阔叶—亚热带常绿阔叶的混合类型,反映中中新世为暖温带至亚热带的过渡气候。显然与中新世早期古气候相比较,发生了巨大变化,即中新世早期为干燥炎热的气候,而中新世中晚期为温暖潮湿的气候,与15 Ma全球产生渐新世以来第一次最显著的降温^[19]相当,因此该构造层序的8层与9层之间代表了青藏高原东缘最重要的气候变冷事件。

该构造层序底部的角度不整合面和巨厚层砾岩显示一次重要的构造事件,其发育的时间应在23 Ma左右,不仅与龙门山及前陆盆地磷灰石裂变径迹所

显示的中新世冷却年龄^[16]具有一致性,而且与冲断带西侧的丹巴公差变质岩出现20 Ma ($^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$)^[8]的变质年龄具有可比性,同时与青藏高原南部喜马拉雅地区、藏南和北部天山出现的17~25 Ma隆升事件也具有一致性。该构造运动不仅使冲断带全面隆升剥蚀,缺乏中新世沉积,而且也使造山带前缘大部分地区也处于隆升剥蚀,仅在峨眉—名山—灌县—什邡一带的川西地区沉积了厚度不大的凉水井组,从盆地可容空间小、不连续、堆积物薄、堆积物以冲积扇砾岩和湖沼泥岩为主、进积型垂向层序等特征判断,该时期的这些不连续的小盆地可能是一些小型走滑盆地。此外,古地磁研究表明四川盆地在晚第三纪逆时针旋转了 10° ^[14],也显示冲断带相对于四川盆地存在右行走滑作用。因此该时期起控制作用的构造形式是走滑作用。以上沉积事件、岩浆事件均反映了青藏高原存在一次强烈的隆升事件,是第一次强烈隆升时期,时限为23~25 Ma。

4 上新世—早更新世构造层序(TS₄)与构造事件

该构造层序在龙门山—锦屏山冲断带内和前陆地区均有分布,是冲断带内和前陆盆地中同时分布的唯一构造层序,均由半固结—松散沉积物构成。冲断带内该构造层序沉积可以盐源盆地的盐源组为代表,最大厚度为640 m;在前陆地区该构造层序可以成都盆地的大邑砾岩和西昌盆地的昔格达组为代表,它们均与下伏地层以角度不整合接触,与上覆中更新统亦以角度不整合接触,其中冲断带内盐源组的时代由在该组中发现的中国乳齿象动物群标定为上新世^[16],大邑砾岩由ESR测年标定为上新世,时限为1.7~4.6 Ma,昔格达组由磁性地层学标定为上新世,时限为1.782~4.29 Ma^[20],显示它们为同一构造事件的产物。

该构造层序的发育表明青藏高原东缘晚中新世与上新世之间曾发生了一次强烈的构造运动,该构造运动由沉积记录所限定的最大时间范围为16~4.7 Ma,其中下界由中新世构造层序的最新年龄标定,下界由上新世构造层序的最大年龄标定,这一构造事件与冲断带内生成于10~15 Ma的壳源型花岗岩组合^[6]具有很好的对比性,构造环境以平移剪切作用为主^[6],显示了沉积盆地的沉积记录与岩浆岩组合所反映的构造事件与构造环境具有一致性。该时

期西部冲断带与东部盆地的植物群面貌具有明显的差异性,西部造山带以温带针、阔叶混交植物为特征,东部盆地主要为亚热带阔叶常绿植物和少量阔叶落叶植物,表明西部造山带和东部盆地间的高差已较显著,达1 000~1 500 m。

该构造层序底部不整合面的地质时代跨度应为上新世早中期,时间为5.2 Ma(在该构造层序底界测定的最老年龄)~2.7 Ma,其上发育巨厚砾岩层,代表了一次较强烈的青藏高原隆升,而且其与全球于此时普遍发生的构造运动及南极冰盖的大规模扩展^[19]完全同步。此外地层记录显示该区第三纪与第四纪之间是连续沉积,其间不存在构造事件。

5 中更新世—全新世构造层序(TS₅)与构造事件

该构造层序广泛分布于成都盆地及西部山区阶地,与下伏地层均为不整合接触。成都盆地中更新统一全新统分布面积达6 500 km²,最厚160 m,由龙门山中南段前缘冲积扇沉积物构成,形成联扇平原,沉积物由砂、砾石层,夹粘土层和泥岩层,其中砾石层以中更新统雅安砾石层厚度最大,该砾石层在川西分布较为广泛,多为碎屑流砾岩,而且砾石成分以岩浆岩为最主要成分。据对平原边缘台地和丘陵地带的第四系研究,该套沉积物自老而新可划分为雅安组(砾石层)、雷家院组(网纹红土)、黄鳊溪组、蓝家坡组、成都粘土和资阳组^[18],含脊椎动物化石。

该构造层序底界面为一区域性角度不整合面,不整合面以下地层都是一套成岩—半成岩的河湖、沼泽相沉积,发生了明显的褶皱和挠曲;不整合面以上都是一套未固结的、水平状冲洪积或冰水沉积物,该界面在大邑氮肥场、名山万古出露较好,界面上有时可见冰楔(大邑氮肥场剖面),我们根据大邑砾岩顶部最新年龄1.6 Ma限定了该不整合面形成的下限,根据雅安砾石层下部的最大年龄0.65 Ma限定该不整合面形成的上限,即早于中更新世,因此这一不整合面所反映的构造运动大致限定于早更新世中晚期,时限为1.6~0.65 Ma,而不是位于早更新世与中更新世之间。

此外大邑砾岩与雅安砾石层之间砾石成分上的变化也显示了这一巨变,中更新统中砾石成分明显不同于下伏地层的砾石成分,在中更新统以下地层中,砾石成分以灰岩和硅质岩为主,而中更新统以来

的砾石以岩浆岩等为主,显示冲断带于早更新世的强烈隆升作用,导致前震旦系杂岩体隆升至地表,成为盆地沉积物的物源。更值得注意的是,山前盆地沉积物保存很少,钻孔揭示中更新世以来的沉积物最厚 160 m,显示山前盆地构造沉降小,大量来源于冲断带的物质均溢出盆地,发生沉积路过作用和下切作用。

6 结 论

虽然我们一直在青藏高原东麓的关键地区寻找连续的、高分辨率的新生代地层记录,从龙门山—锦屏山冲断带内和前缘地区新生代地层分布的特征来看,沉积盆地在构造位置、盆地类型、成盆时期和盆地充填序列及样式均不相同,沉积记录也不连续,目前在该地区尚难找到一条连续的新生代地层记录,因此,作者对龙门山—锦屏山冲断带内和前缘地区的两类盆地进行对比性研究,发现两类盆地沉积记录具有明显的互补性。本次以地层测年资料为基础,以地层时代和不整合面为依据衔接该地区的新生代构造地层序列,将该区新生代构造地层序列划分为 5 个构造层序,即古新世—早始新世构造层序(TS_1)、晚始新世构造层序(TS_2)、中新世构造层序(TS_3)、上新世—早更新世构造层序(TS_4)和中更新世—全新世构造层序(TS_5),建立了龙门山—锦屏山新生代构造地层序列,并将青藏高原东缘新生代构造变形和隆升事件划分为 5 期,分别为 35~60 Ma、50~40 Ma、23~16 Ma、4.7~1.6 Ma、0.65~0 Ma。其中 TS_1 与拉萨地体和喜马拉雅地体拼合事件相关, TS_2 与印亚碰撞事件相关, TS_3 与青藏高原第一次隆升事件相关, TS_4 与青藏高原第二次隆升事件相关, TS_5 与青藏高原第三次隆升事件相关。

参考文献:

- [1] Burbank D W, Johnson G D. The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir intermontane basin[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol*, 1983, 37: 95~130.
- [2] Burbank D W, Reynolds R G H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep[J]. *Nature*, 1984, 311: 114~118.

- [3] Burbank D W, Reynolds R G H. Stratigraphic keys to the timing of thrusting in territorial foreland basin: applications to the north western Himalaya[A]. In Kleinspeh K L. et al (eds) *New perspective in Basin Analysis*, Springer-Verlag, 1988.
- [4] 李吉均,方小敏,朱俊杰,等.临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列[A].见:青藏项目专家委员会编.青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文集[C].北京:科学技术出版社,1994.
- [5] 潘桂棠,王培生,许耀荣,等.青藏高原新生代构造演化[M].北京:地质出版社,1990.1~145.
- [6] 骆耀南,俞如龙,侯立玮,等.龙门山—锦屏山陆内造山带[M].成都:四川科学技术出版社,1998.1~171.
- [7] 罗志立,赵锡奎,刘树根,等.龙门山造山带的崛起和四川盆地的形成与演化[M].成都:成都科技大学出版社,1994.1~150.
- [8] 许志琴,侯立玮,王宗秀,等.中国松潘—甘孜造山带的造山过程[M].北京:地质出版社,1992.1~50.
- [9] 李勇,曾允孚,伊海生.龙门山前陆盆地沉积及构造演化[M].成都:成都科技大学出版社,1995.1~92.
- [10] 郭正吾,邓康龄,韩永辉,等.四川盆地形成与演化[M].北京:地质出版社,1996.1~200.
- [11] Burchfiel B C, Chen Zhiliang, Liu Yuping, et al. Tectonic of Longmenshan and adjacent regions, Central China[J]. *International Geology Review*, 1995, 37: 661~735.
- [12] Li Yong, Ellis M, Densmore A et al. Active Tectonic in Longmen Shan Region, Eastern Tibetan Plateau. *Eos. Trans. AGU*, 2000, 81(48).
- [13] 四川盆地陆相中生代地层古生物编写组.四川盆地陆相中生代地层古生物[M].成都:四川人民出版社,1982.1~622.
- [14] Enkin R J, Courtillot V, Xing L et al. The stationary Cretaceous Paleomagnetic pole of Sichuan (south China block) [J]. *Tectonic*, 1991, 547~559.
- [15] 庄忠海,田瑞孝,马醒华,等.四川盆地雅安地区白垩系至下第三系古地磁研究[J]. *物探与化探*, 1988 (3): 224~278.
- [16] 宗冠福,陈万勇,黄学诗,等.横断山地区新生代哺乳动物及其生活环境[M].北京:海洋出版社,1996.1~266.
- [17] 伍大茂,吴乃苓,郝建军.四川盆地古地温研究及其地质意义[J]. *石油学报*, 1998, 19(1): 18~23.
- [18] 四川省地质矿产局.四川省区域地质志[M].北京:地质出版社,1991.1~730.
- [19] Webb P N, Harwood D W. Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica[J]. *Quat. Sci. Rev.*, 1991, 10: 215~223.
- [20] 蒋英初,吴锡浩.青藏高原东南部地貌边界带晚新生代构造运动[J]. *成都理工学院学报*, 1998, 25(2): 162~168.

Cenozoic tectonic sequence and tectonic events at the eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau

LI Yong¹, HOU Zhong-jian¹, SI Guang-ying¹, A. L. DENSMORE²,
ZHOU Rong-jun³, M. A. ELLIS⁴, LI Yong-zhao¹, LIANG Xing-zhong¹

(1. *Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;*

2. *Department of Geology, Trinity College, Dublin 2, Ireland;*

3. *Seismological Bureau of Sichuan, Chengdu 610059, Sichuan, China;*

4. *Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, Memphis TN 38125, USA*)

Abstract :The eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau can be divided into four tectonic units ; from northwest to southeast , they are the Songpan-Garzê orogenic belt , Longmenshan-Jinpingshan thrust belt , foreland basin and Longquanshan forebulge , which are cut by the Xianshuihe fault. Cenozoic intermontane basins are developed in the inner part of the Longmenshan-Jinpingshan thrust belt , and a foreland basin occurs along the frontal part of the thrust belt. The Cenozoic sedimentary record along the margin is a key to constraining the plateau uplift and evolution during the collision and continued convergence of India and Eurasia during the last 65 Ma. Cenozoic sediments in the basin of the eastern margin can be classified into five tectonic sequences. Sequence 1 is composed of Paleocene to early Eocene red beds (65~55 Ma) and represents a fining-upward retrogressive cyclothem in the foreland basin , with alluvial fan sediments in the lower part and playa sediments in the upper part. Sequence 2 is composed of Middle-Late Eocene red beds (50~40 Ma) and represents a retrogressive and progressive cyclothem in the Yanyuan intermontane basin , with alluvial fan sediments in the lower and upper parts and fluvial sediments in the middle. Sequence 3 is composed of Miocene coal-bearing beds (23~16 Ma) and represents a coarse-upward progressive cyclothem in the foreland basin , with alluvial fan and lacustrine sediments. Sequence 4 is composed of the Pliocene-early Pleistocene Yanyuan Formation (4.29~2.58 Ma) or Dayi conglomerate (3.6~1.7 Ma) and represents a fining-upward retrogressive cyclothem in the foreland basin with alluvial fan sediments in the lower part and lacustrine sediments in the upper part. Sequence 5 is composed of the Middle Pleistocene Ya'an conglomerate (0.65~0.20 Ma) and represents a fining-upward retrogressive cyclothem in the foreland basin. Based on the filling succession and discordant contacts between Cenozoic strata in the basin , six tectonic events along the eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau are recognized. During each tectonic event , thrusting was followed by strike-slip deformation , which controlled basin formation , sedimentation and tectonic sequence. During the second and third tectonic events related to the Late Eocene collision between the Indian and Eurasian plates , deposition occurred within small intermontane basins. A hot , dry climate gave rise to sediments dominated by red beds interbedded with gypsum and eolian sandstone. The fourth tectonic event in Early Miocene time resulted in deposition within a foreland basin. A warm , humid climate gave rise to the deposition of lignite-bearing microclastic rocks , which was subsequently uplifted to an elevation of 2 000 m. The fifth began in Pliocene time , during which a large volume of fan conglomerate was deposited in the foreland basin. The sixth tectonic event in Middle Pleistocene time resulted in deposition of conglomerate in the Chengdu foreland basin.

Key words tectonic sequence ; Cenozoic ; tectonic events ; Longmenshan-Jinpingshan ; eastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau