



论文

龙门山飞来峰前缘角砾灰岩的形成时代及构造启示

薛振华^{①③}, 尚庆华^{②*}, 姜文英^①, 王清晨^①, 李双建^④^① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;^② 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京 100044;^③ 中国科学院大学, 北京 100049;^④ 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083

* 通讯作者, E-mail: shangqinghua@ivpp.ac.cn

收稿日期: 2015-05-15; 接受日期: 2015-08-21; 网络版发表日期: 2015-12-21

国家自然科学基金项目(批准号: 41372028, 41225009, 41472193)和国家科技重大专项项目(编号: 2011ZX05008-001)联合资助

摘要 四川盆地北西缘的龙门山地区发育了一系列 NE-SW 走向的逆冲推覆构造, 是中国研究薄皮构造最好的天然实验室之一, 具体表现为沿着山前发育的一系列推覆体和飞来峰。飞来峰的就位时间至今仍然存在很大争议, 主要表现为中生代推覆就位和在新生代逆冲推覆、滑覆作用或冰川作用下就位。主体上, 这些飞来峰的下伏地层时代为晚三叠世。但位于龙门山中段的塘坝子飞来峰, 其南东缘呈一狭长拖尾状, 不整合盖在侏罗纪及协调变形的白垩纪-新生代地层之上, 这成为龙门山飞来峰新生代就位最直接、最有力也是最重要的地层学证据。通过野外构造观察和室内岩相学分析发现, 塘坝子、白鹿顶飞来峰的前缘是一套角砾状灰岩, 为重力作用下崩塌堆积重新胶结的产物, 不具备完整地层的特点。从角砾状灰岩胶结物中提取出中亚地区晚始新世以来特有的蒿属花粉, 表明这套飞来峰前缘的角砾状灰岩形成时代为晚始新世之后, 重新确定其时代为新生代, 并不是通常所认为的早二叠世。目前的野外研究表明, 具有完整地层学含义而未破碎的飞来峰主体, 所覆盖的最年轻的地层时代仍然是晚三叠世。因此角砾状灰岩与下伏侏罗纪地层的叠置关系, 不能作为判定飞来峰就位于新生代的地层学证据, 根据目前的地层叠置关系, 仅能判定飞来峰就位于晚三叠世之后。角砾岩岩相学特征表明其为崩塌成因, 时间为晚始新世之后, 表明龙门山在这一时间发生了快速隆升。

关键词 龙门山逆冲推覆带, 飞来峰, 蒿属, 崩塌角砾岩, 薄皮构造

1 引言

飞来峰作为薄皮构造的典型代表历来受到构造

地质学家的高度重视, 龙门山作为一个重要的构造界线分隔了青藏高原和四川盆地(图1), 汶川、芦山地震发生后, 更成为中国地学界研究的热点地区。作为

中文引用格式: 薛振华, 尚庆华, 姜文英, 王清晨, 李双建. 2016. 龙门山飞来峰前缘角砾灰岩的形成时代及构造启示. 中国科学: 地球科学, 46: 67-78, doi: 10.1360/N072015-00154
英文引用格式: Xue Z H, Shang Q H, Jiang W Y, Wang Q C, Li S J. 2016. Emplacement age and tectonic implications of the brecciated limestone at the edge of the Longmenshan klippe. Sci China Earth Sci, doi: 10.1007/s11430-015-5088-4

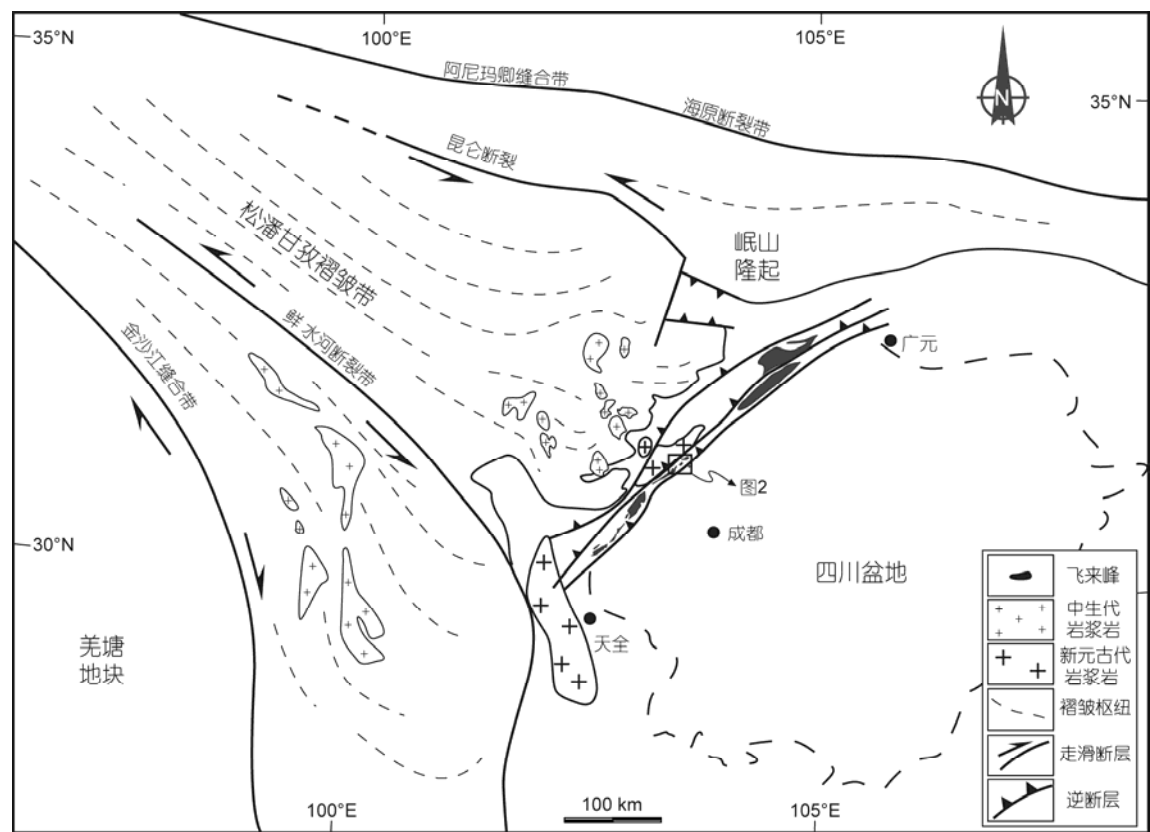


图1 龙门山区域地质简图

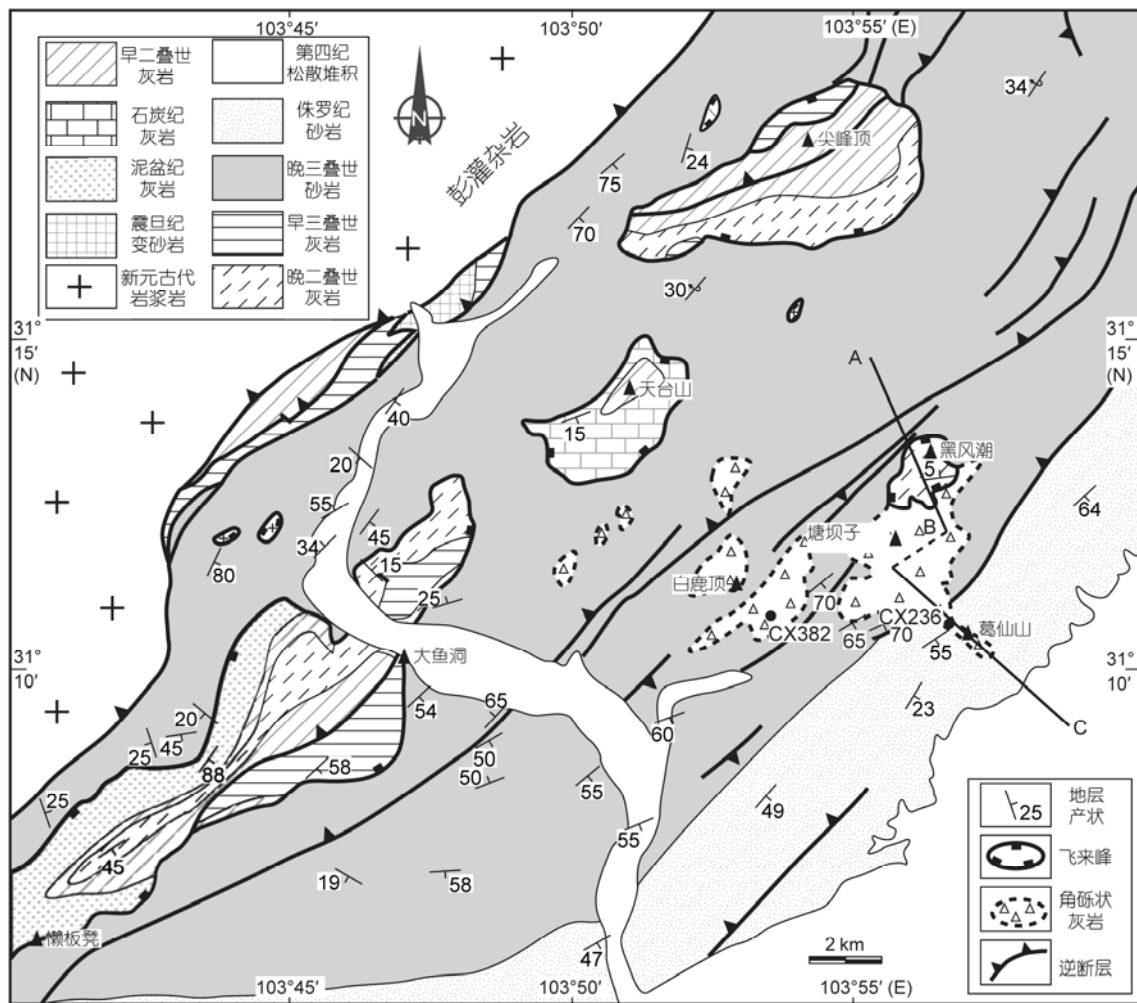
改自 Harrowfield 和 Wilson(2005)

一个重要的构造地质学特征, 龙门山的东南缘发育了一系列逆冲推覆构造, 是中国研究薄皮构造最好的天然实验室之一. 具体表现为一系列NE走向、向SE逆冲的推覆体以及平行龙门山山脚分布的一系列飞来峰(四川省地质矿产局, 1991). 仅在龙门山中段展布的彭灌飞来峰群就由大小不等的二十多个飞来峰组成, 成规模的有尖峰顶、大鱼洞、天台山、塘坝子等飞来峰(石绍清, 1994)(图2). 这些逆冲推覆构造对于了解扬子板块西南部的构造演化和青藏高原的隆升具有重要的意义. 然而, 这些推覆体和飞来峰的形成时间和机制一直备受争议. 详细的几何学、运动学和年代学工作都表明这些飞来峰于中生代逆冲推覆下形成(许志琴等, 1992; Burchfiel等, 1995; Chen和Wilson, 1996; Zheng等, 2014), 而龙门山中段地层叠置关系(图2)却指示这些飞来峰形成于新生代推覆作用(Yan等, 2011)、滑覆作用(Meng等, 2006)或冰川作用(韩同林等, 1994, 1999; 周自隆和阮明德, 2006).

这些争论的焦点都指向龙门山中段特殊的地层叠置关系: 二叠纪地层组成的塘坝子飞来峰不整合覆盖在与新生代地层协调变形的侏罗纪地层之上(图2), 这为反演龙门山逆冲带年代学序列带来重重迷惑. 位于龙门山中段的塘坝子、白鹿顶、葛仙山飞来峰作为彭灌飞来峰群最前缘也是最为典型的飞来峰之一, 可以作为研究龙门山飞来峰就位时间, 进而研究整个龙门山演化时间序列的良好切入点.

2 区域地质背景及研究现状

龙门山逆冲推覆带北东起自广元, 与米仓山相连, 南西延伸至天全, 被鲜水河断裂斜截, 全长约500 km, 宽约35~50 km. 区域上由三条倾向NW的逆冲断裂带组成(图1), 晚三叠世以来持续向SE或S的逆冲推覆(罗志立, 1991; 许志琴等, 1992; Chen等, 1994a; Yan等, 2011), 以及新生代印度-欧亚板块碰撞



修编自灌县幅 1:20 万区域地质图(1976)

产生的强烈抬升,使其成为青藏高原地势梯度最大的边缘之一(Clark和Royden, 2000; Kirby等, 2002; Hubbard和Shaw, 2009). 野外观察表明,在推覆体和飞来峰内部的斜歪褶皱和逆冲断裂均指示由北西往南东的运动学极性(Burchfiel等, 1995; 许志琴等, 1992; Jia等, 2006; 贾东, 2003), 地震剖面解释结果进一步表明,受新生代印度-欧亚板块碰撞的影响,龙门山纵向上变形存在很大差异(Jia等, 2006).

龙门山的推覆体及飞来峰主要由泥盆纪、石炭纪、二叠纪及早三叠世地层组成(图2)。不同飞来峰组成地层有所差异(图2); 研究靶区的塘坝子、葛仙山飞来峰主要由二叠纪浅灰色中-厚层块状灰岩、白云质

灰岩组成, 地层中产鲢、腕足类和苔藓虫等化石; 位于西边的大鱼洞飞来峰和尖峰顶飞来峰组成还包括少量的早三叠世地层(图2) (四川省地质矿产局, 1991).

关于飞来峰的就位时间,目前还存在较大争议(许志琴等, 1992; Burchfiel等, 1995; Meng等, 2006)。传统观点认为,飞来峰主要在中生代逆冲推覆作用下就位,证据有以下几点: (1) 推覆带内卷入变形最年轻的地层为晚三叠世须家河组(许志琴等, 1992; Dirks等, 1994; Chen和Wilson, 1996; Worley和Wilson, 1996); (2) 沉积环境特征指示晚三叠世须家河组具有前陆盆地特点(Chen等, 1994b; Li等, 2003); (3) 龙门

山地区新生云母 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 定年以及龙门山北段同构造花岗岩锆石U/Pb定年给出的年龄均在153~232 Ma之间(Zhou等, 2002; Huang等, 2003; Yan等, 2008, 2011; 吕崧等, 2010); (4) 龙门山白石-苟家大型飞来峰底界的断层泥内部自生伊利石Ar/Ar定年结果和锆石裂变径迹年龄将龙门山飞来峰就位时间限定在171~180 Ma(Zheng等, 2014); (5) 在龙门山中段及北部地区, 山前出露的侏罗纪地层不整合盖在褶皱的三叠纪地层之上(四川省地质矿产局, 1991; 许志琴等, 1992; Burchfiel等, 1995; Chen和Wilson, 1996; Jia等, 2006); (6) 不同飞来峰、推覆体内部斜歪褶皱以及层滑变形广泛发育, 均表现为极其一致的向SE的运动学特征(许志琴等, 1992; Chen和Wilson, 1996; Burchfiel等, 1995; Jia等, 2006; Yan等, 2011); (7) Robert等(2010)利用红外拉曼光谱方法对龙门山大型飞来峰前缘的岩石样品进行分析, 测得飞来峰就位时其前缘温度达到400℃以上, 并指出这种高温只能是在强烈的推覆力挤压下形成. 而且在龙门山地区被认为缺少大规模新生代构造变形的记录(许志琴等, 1992; Burchfiel等, 1995), 天台山、尖峰顶、大鱼洞等飞来峰下伏地层均为褶皱的晚三叠世地层(图2), 飞来峰内部变形特征及前缘温度条件均表明其就位与区域上中生代这期强烈的逆冲推覆作用紧密相连.

塘坝子-葛仙山“飞来峰”, 其SE缘狭长拖尾不整合盖在晚侏罗世地层之上(图2), 而侏罗纪地层和上覆白垩纪-第四纪地层为一套协调变形的单斜(图3). 这一表现十分清楚地表明“葛仙山飞来峰”的形成时代为新生代, 更多研究人员以此为依据推断整个龙

门山的飞来峰构造就位于新生代(边兆祥等, 1980; 李远图, 1989; 何银武, 1992; 石绍清, 1994; 韩同林, 1994, 1999; Burchfiel等, 1995; Meng等, 2006; Jia等, 2006; 韩建辉等, 2008, 2009; 韩建辉, 2006; 周自隆, 2006; 周自隆和阮明德, 2006). 事实上边兆祥(1980)最先对塘坝子、葛仙山的狭长拖尾进行了研究, 对龙门山中段大型飞来峰做了详细的构造剖析, 认为其主要变形时间为印支期(三叠纪), 但由于葛仙山这种地层叠置关系, 不得不提出飞来峰可能经历后期四川运动(早第三纪)活化改造. Burchfiel等(1995)认为龙门山主要变形发生在晚三叠世至侏罗纪之间, 也正是因为葛仙山这个拖尾, 他提出龙门山至少在新生代有过活化改造. 葛仙山狭长拖尾为一套灰岩成分的碎裂岩(石绍清, 1994; 韩同林等, 1994, 1999; Burchfiel等, 1995; Meng等, 2006). 石绍清(1994)认为这套角砾岩属于滑裂岩, 即由于龙门山隆升产生强烈的地势差, 飞来峰在重力势能作用下向SE滑动过程中在飞来峰底部产生的一套角砾岩. 结合龙门山山前大型飞来峰内部现存的“前压后张”的应力场特征, 飞来峰被解释成新生代在重力势能驱动下滑覆就位(吴山和林茂炳, 1991; 吴山等, 1999; 韩同林等, 1994, 1999; 石绍清, 1994; Meng等, 2006). 部分学者认为葛仙山地区灰岩角砾特征与冰川漂砾基本相同, 将其解释成冰冻灰岩, 认为该地区飞来峰与早更新世青藏大冰盖冰流的运移相关(韩同林等, 1994, 1999; 周自隆, 2006; 周自隆和阮明德, 2006).

综上所述, 葛仙山地区的狭长拖尾的组成、形成时间及形成背景对龙门山飞来峰就位时间和就位机

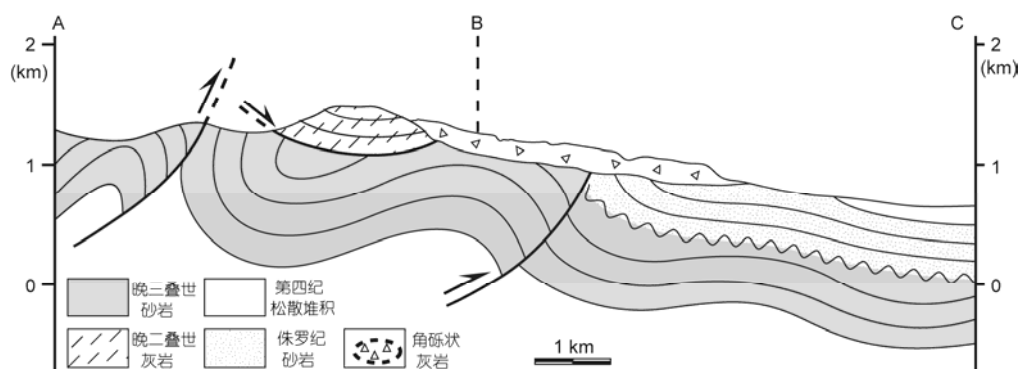


图3 塘坝子“飞来峰”剖面图

剖面位置见图2

制的确定至关重要. 为了更进一步了解飞来峰的就位时间和就位机制, 我们以塘坝子、白鹿顶飞来峰前缘为靶区从野外观察、岩相学和古生物学方面展开了详细的研究.

3 样品岩相学特征

本文以塘坝子“飞来峰”和白鹿场镇南边的白鹿顶“飞来峰”为切入点, 进行了详细的野外观察、室内岩相学分析及孢粉分析鉴定工作. 野外观察表明塘坝子和白鹿顶“飞来峰”前缘由强烈破碎的角砾状灰岩组成(图4(a), (b)), 灰岩角砾直径从0.5~15 cm不等, 杂乱无分选. 部分砾石有轻微的磨圆, 多数砾石基本保留了棱角分明的形态(图4(a), (b)). 虽然地表风化严重, 但在多处露头可以观察到破碎的角砾状灰岩, 这些角砾粒径大小及表现形式并无明显差别, 整体上表现非常均一, 未表现出堆积或者层状韵律特征, 尤其在白鹿顶“飞来峰”采石场附近观察到一新开采的剖面, 仍然指示为破碎强烈的角砾状灰岩(图4(a)), 且角砾几乎没有磨圆. 颜色相对胶结物颜色略深, 手标本上肉眼辨别不出明显的杂质, 显示角砾成分为比较纯净的灰岩, 胶结物同样为碳酸盐成分, 局部含少量泥质成分.

分别从塘坝子和白鹿顶飞来峰前缘采集角砾状灰岩样品, 编号为CX236和CX382(图2), 对两处角砾状灰岩样品进行制片镜下观察. 正交偏光下, 砾石和胶结物均表现为特征的高级白干涉色, 角砾成分以生物碎屑灰岩为主, 部分为微晶灰岩和白云质灰岩. 胶结物以钙质胶结为主, 含少量的泥质成分(图4(c)). CX236角砾中含有丰富的微体化石, 如蠕类(图4(e))、管壳虫(图4(f), (g))、苔藓虫(图4(g))、粗枝藻(图4(g))和长条状微体化石(图4(h)), 表明角砾状灰岩的原岩为典型的生物碎屑灰岩, 化石群种类及特征表明这些角砾的原岩为上二叠统长兴阶或吴家坪阶灰岩(杨曾荣, 1988; 沙庆安等, 1990; 四川省地质矿产局, 1991). 样品中部分蠕类和管壳虫表现出明显的张裂隙, 有碳酸盐类物质充填, 但未发生明显的位移(图4(e), (f)); 一长条状微体化石发生张性破裂, 并产生极小量位移, 且断口呈现出锯齿状(图4(h)). 灰岩角砾中的化石都大多保存为原始沉积状态, 即使有破碎, 也未见明显的位移, 更未见任何变形(图4(e), (f),

(h)). CX382薄片显微镜下未见任何微体化石, 光性特征表明其含有一定的白云质成分(图4(d)). 无论角砾岩的光学特征还是微体化石含量方面, CX236和CX382两处的角砾状灰岩均表现出明显差异, 表明这些角砾可能来自不同时代的地层. 而在四川龙门山地区, CX382这种含白云质成分而几乎不含化石的特征表明其原岩可能为早三叠世地层(沙庆安等, 1990).

4 样品孢粉研究

角砾状灰岩的成因及时代对于我们理解龙门山飞来峰的就位时间具有非常重要的意义, 为此, 对来自塘坝子和白鹿顶地区的角砾状灰岩, 进行孢粉提取工作(CX236和CX382), 采样点如图2所示. 野外样品采集于大型采石场及野外露头中新鲜样品的核部, 尽最大可能避免了采样过程中现代花粉的污染.

4.1 孢粉提取流程

首先将角砾状灰岩在室内钢板上用铁锤粉碎, 再用40目(筛孔直径0.45 mm)虑筛分选, 取筛子下面分选出来的样品(粒径<0.45 mm)各100 g, 分别加入2个容量为2 L的烧杯中, 编号分别为CX236和CX382, 往烧杯中各加入1粒石松孢子片(27637粒/片)作为指示剂, 缓慢加入足量体积比为10%的盐酸去除碳酸盐, 搅拌使其充分反应2~3 h后, 静置6 h, 所有样品几乎与盐酸完全反应, 仅在烧杯溶液表层有少量泥质漂浮, 加水稀释至1800 mL. 将剩余样品静置、离心, 转移至50 mL试管中, 清洗几次直至pH值为中性, 离心后移去上层清液; 加适量醋酸酐和浓硫酸(9:1)混合液, 90℃水浴10 min, 去除孢粉内原生质(Faegri等, 2000), 清洗, 离心, 移除上层清液; 再沿试管壁滴入适量HF酸, 用于去除硅酸盐等矿物质, 水洗至中性, 离心, 倒掉上层清液, 加入甘油, 制作活动片待观察.

4.2 孢粉鉴定

孢粉鉴定在徕卡显微镜(Leica DM 4000 B)400倍下进行. 参考的图版为《中国植物花粉形态》(王伏雄等, 1997). 鉴定时统计出现的花粉种类、数量以及外加标志花粉-石松孢子的数量, 根据等比例计算出角

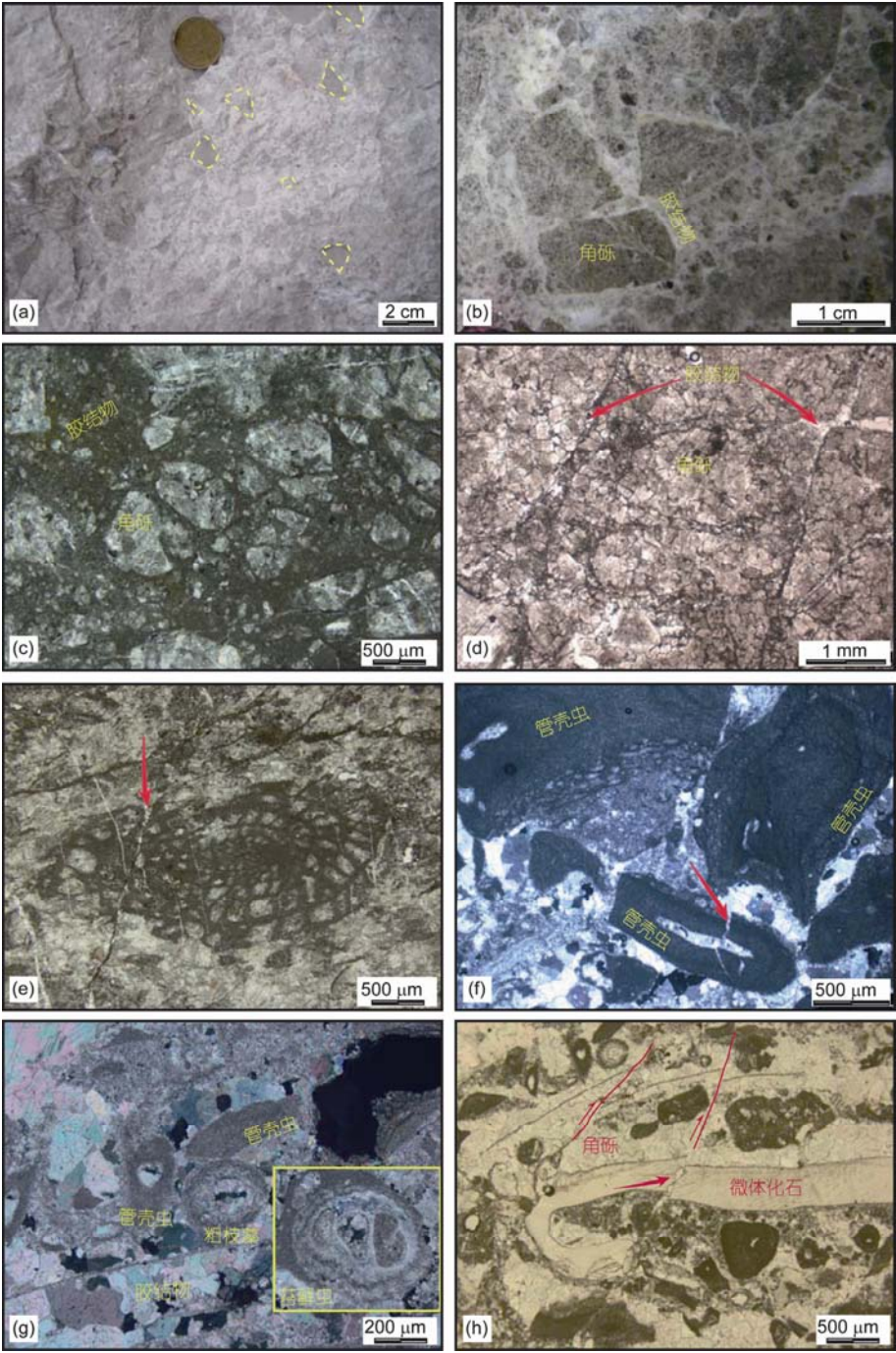


图 4 崩塌角砾岩岩相学特征

(a) CX382崩塌角砾岩野外照片; (b) CX236手标本尺度角砾岩照片; (c) CX236崩塌角砾岩在正交偏光镜下照片; (d) CX382崩塌角砾岩单偏光镜下照片; (e) CX236角砾中微破裂的蠕类化石, 发育微米级张裂隙, 单偏光; (f) CX236管壳虫发育微米级张裂隙, 正交偏光; (g) 粗枝藻和苔藓虫, 正交偏光; (h) 长条状微体发育张性破裂, 锯齿状破裂面, 单偏光

砾状灰岩中主要花粉类型和数量.

显微镜下观察事先制好的活动片, 两个标本具

有相同的花粉种类, 只是数量上有差异. 共鉴定出三种最主要的花粉类型: 蒿属(*Artemisia*)、桑科(*Moraceae*)

和藜科(*Chenopodiaceae*). 蒿属(*Artemisia*)花粉为球形或近球形, 极面观为3裂圆形(图5(c)), 赤道面观为圆形(图5(b)), 直径在19~25 μm 之间, 具3孔沟(图5(a)~(c)), 孔位于沟中部, 沟向两极变小, 外壁厚, 内层较薄, 表面具小刺状凸起(图5(b)); 桑科(*Moraceae*)花粉近球形或扁球形, 平均25.5 μm ×28 μm , 具有3~4孔(图5(d), (e)), 孔膜上往往具颗粒, 孔边略有加厚, 孔稍凸出于外轮廓线(图5(d)). 藜科(*Chenopodiaceae*)呈球形或半球形, 直径在12~30 μm , 散孔, 孔圆形或近圆形, 均匀分布, 孔径1~4 μm , 孔具孔膜, 薄而透明, 上有颗粒状雕纹, 单颗藜科花粉具16~90个孔, 外壁分两层, 外厚内薄, 因孔内凹, 花粉轮廓呈波浪线.

对指示剂石松孢子、蒿属、藜科及桑科花粉同时进行计数. 其中CX236统计石松孢子2691粒, 蒿属花粉96粒, 藜科花粉38粒, 桑科花粉55粒; CX382统计石松孢子1137粒, 蒿属163粒, 藜科61粒, 桑科106粒.

4.3 结果

经过等比例换算后, 从柱状图6中可以看出, CX236和CX382中统计到的孢粉数量最高分别可达1000粒和4000粒以上, 足以证明这组孢粉就产自于角砾状灰岩中. 花粉颜色呈褐色, 整体形态非常均一, 与现代的花粉明显不同, 进而排除现代花粉混入的可能(Sun等, 1997). 而CX236和CX382所产的孢粉种类和数量也极其一致, 进一步说明角砾状灰岩形成时期, 龙门山地区盛行的植被类型没有发生变化, 均为干旱-半干旱草原植被(Miao等, 2011), 与龙门山地区现今植被不同.

蒿属属于菊科的一种, 在亚洲地区最早的菊科产自新疆塔里木盆地西部以及青海的柴达木盆地始新世地层中(张一勇和詹家祯, 1991), 这些最初的菊科植物花粉都具有较长的小刺状凸起, 而本研究中蒿属的小刺凸起很短, 这种从中-长刺凸起到短刺凸

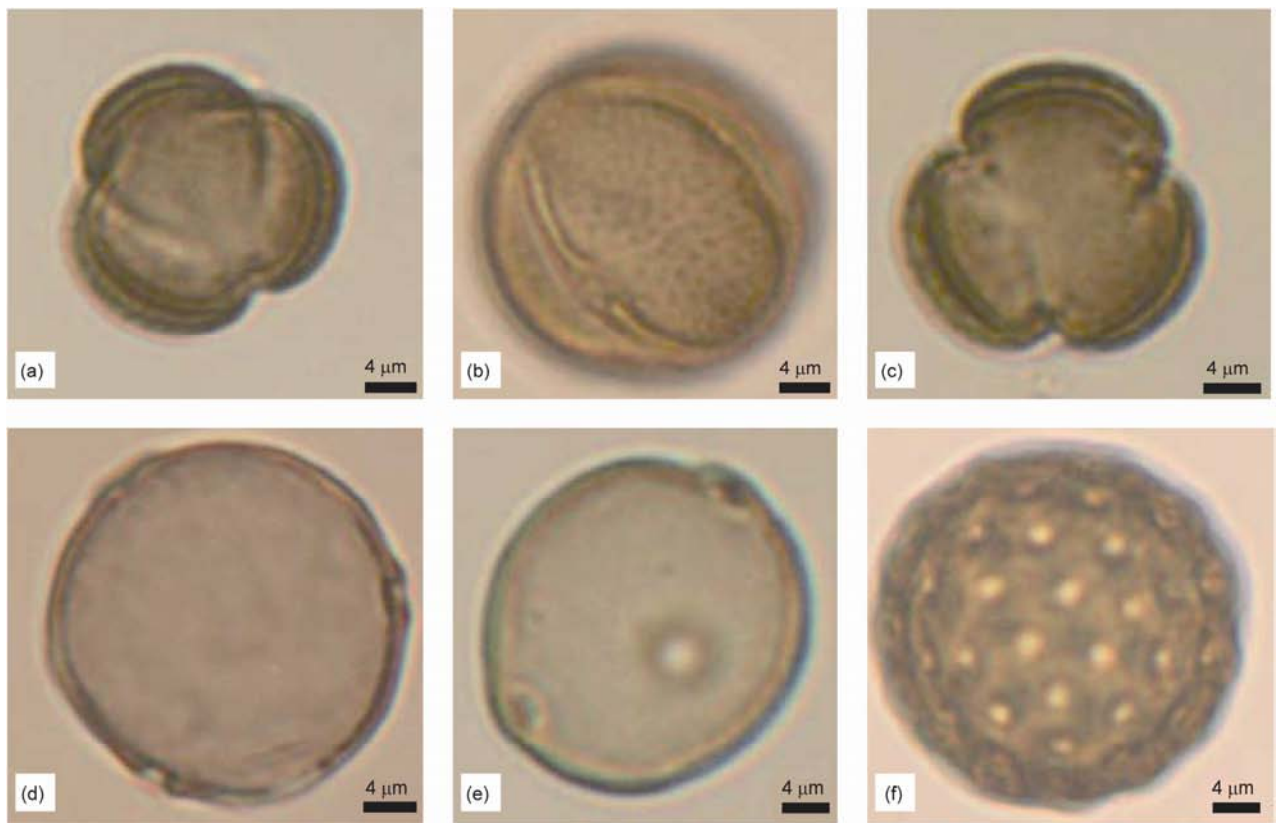


图5 崩塌角砾岩中花粉照片

(a) 蒿属 *Artemisia* L.侧面观; (b) 蒿属 *Artemisia* L.赤道面观; (c) 蒿属 *Artemisia* L.极面观; (d) 桑科 *Moraceae* 极面观; (e) 桑科 *Moraceae* 赤道面观; (f) 藜科 *Chenopodiaceae*

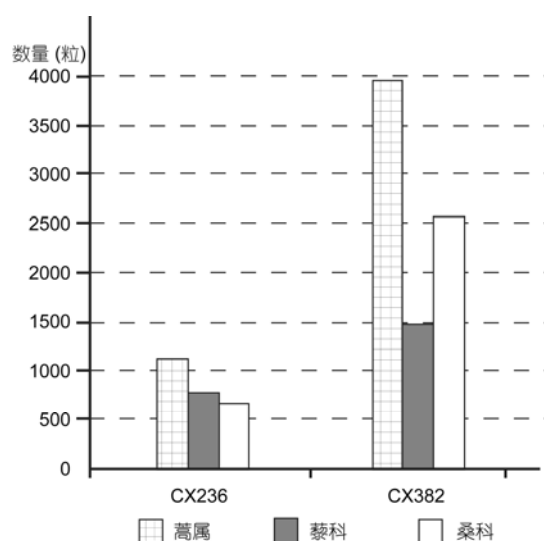


图6 孢粉数量统计图

起的演变, 表明了菊科植物从老到新的演化过程(Wang, 2004)(图5). Wang(2004)通过对花粉形态学研究认为蒿属的演化分为三个主要阶段: 即中新世中晚期的繁盛期; 上新世不断发展, 成为中国华北地区的主要植物; 第四纪蒿属开始向多样性发展. 而在中国西藏、塔里木、宁夏等地区从中新世开始直至上新世蒿属开始大量出现(王伟铭, 1996; 张智礼等, 2000; 吴珍汉等, 2002). 样品中灰岩砾石原岩为二叠纪块状灰岩, 从中提取出的新生代蒿属花粉只能是来自其中的胶结物, 即角砾状灰岩的形成与蒿属花粉的出现具有同时性. 通常植物的生长和演化与环境密切相关, 而蒿属主要生长在干旱-半干旱温和气候条件下, 抗旱能力中等, 能反映干旱的植被环境(吴征镒, 1995; Wang, 2004; Miao等, 2011); 藜科作为一种沙漠代表性的植物, 具有很强的抗旱能力, 两者同时出现, 反映干旱-半干旱的古气候(Miao等, 2011).

5 讨论

根据野外观察及室内岩相学分析, 白鹿顶、葛仙山角砾状灰岩典型特征有以下几点: (1) 棱角状与极少量磨圆砾石同时存在, 砾石分选差, 最小粒径几个毫米, 最大可达几十厘米(图4(a), (b)); (2) 砾石和基质成分单一, 与足量盐酸能够反应完全, 且正交偏光下均表现为特征的高级白干涉色(图4(c)), 表明砾石和基质成分均为碳酸盐成分, 砂泥质成分很少. 从角

砾岩中提取出始新世以来特有的蒿属花粉, 表明这些角砾状灰岩属于新生代地层, 并不是区域地质图上标注的早二叠世地层(四川省地质矿产局, 1991), 我们从古生物学角度对这些角砾状灰岩的时代进行了重新限定.

角砾岩根据成因可以分为爆破角砾岩、岩溶角砾岩、断层构造角砾岩、冰碛砾岩、崩塌角砾岩. 白鹿顶、葛仙山地区的角砾状灰岩特征显著, 远离岩浆侵入带, 故而首先排除爆破角砾成因. 岩溶角砾岩是一种发育在石灰岩地区, 由于溶洞崩塌或岩溶水搬运堆积而成的角砾岩, 其角砾成分单一, 多为石灰岩、白云岩碎块, 填隙物为碳酸盐粉屑、红黏土, 角砾大小相差悬殊、棱角清晰, 属原地来源. 但溶洞崩塌成因环境很难有干旱气候条件下的孢粉参与其中, 而角砾岩中指示干旱-半干旱环境的孢粉丰度非常高, 进一步排除该套砾岩的岩溶成因. 对比白鹿顶和葛仙山地区的角砾状灰岩, 两者砾石大小及棱角特征极其相似, 前人将其解释为飞来峰滑动过程中产生的滑裂岩(石绍清, 1994). 然而我们通过对角砾状灰岩镜下观察, 发现塘坝子角砾状灰岩的灰岩角砾中含许多二叠纪微体化石, 如瓣类(图4(e))、管壳虫(图4(f))、苔藓虫(图4(g))和未知的长条状微体化石(图4(h)), 这些化石大多保存为原始沉积状态, 未观察到任何变形. 即使发生张性破裂, 各个裂片之间错动位移也不大, 连破裂面也表现出锯齿状不平直特征(图4(h)), 反映角砾状灰岩在形成过程中局部的张应力作用. 如果角砾状灰岩是构造角砾岩或者如前人所说的滑裂岩, 那这些微体化石在构造活动或滑动过程中遭受持续的挤压剪切会产生较为平直的破裂面和较大的位错量, 这与显微镜下微体化石的破裂特征不符(图4(e), (f), (h)). 更重要的是, 对比白鹿顶(CX382)和塘坝子角砾状灰岩(CX236)各100 g的样品中所含蒿属花粉数量, 前者的蒿属数量将近是后者蒿属数量的4倍(图6), 这表明两处角砾状灰岩形成时外界环境中的蒿属含量差别很大. 造成这种差异的可能原因有两种: (1) 区域位置差异导致同期蒿属花粉数量的分异, Miao等(2011)在对蒿属演化历史进行研究时曾指出始新世之后蒿属数量在同一时期不同地域分布有差异, 但白鹿顶和塘坝子两地相距不足3 km(图2), 不太可能对花粉产生区域分异; (2) 始新世以来蒿属自身的形态和数量一直在不停地演化

(Miao等, 2011), 同一地区蒿属的数量差异只能与蒿属在地质历史时期的演化过程相关, 因此白鹿顶角砾状灰岩(CX382)和塘坝子角砾状灰岩(CX236)中蒿属数量差异如此之大很可能表明两处角砾状灰岩形成的时间不同. 如果角砾状灰岩是在飞来峰形成过程中伴随底界断裂推覆或者滑覆形成, 那么作为底层的角砾状灰岩其形成时代应该具有一致性, 这与塘坝子和白鹿顶两地角砾岩中蒿属数量指示的时间差异不符合, 因而可以排除角砾状灰岩的构造成因.

目前比较流行观点认为该套角砾状灰岩为冰川成因, 即在第四纪青藏高原大冰盖时期, 在巨大的冰层压力下, 伴随着冰劈作用, 块状灰岩原地碎裂和胶结形成的“冰冻灰岩”(韩同林等, 1999). 但下述现象却很难解释: (1) 在龙门山后山带出露大片石炭-二叠纪灰岩, 处于塘坝子的上游上方, 海拔更高, 更易形成“冰冻灰岩”, 但在龙门山后山带的灰岩都未成段或整个层位破碎裂化, 均未见到大片的钙质胶结的角砾状灰岩; (2) 角砾状灰岩中提取出的蒿属花粉显微镜下特征明显区别于第四纪现代花粉, 而新生代大冰盖事件发生在第四纪更新世时期(李吉均等, 2004), 两者在时间上不吻合.

崩塌角砾岩指在地形陡峻的边界地带或斜坡, 由于重力等作用发生崩塌或地滑而形成的角砾岩, 其棱角状与磨圆砾石可同时存在, 胶结物成分取决于崩塌角砾岩形成时的外部环境, 可以复杂也可以单一, 这种在重力作用下崩塌, 提供了瞬间的张应力, 才能使保存在原始地层中的微体化石发生破裂形成锯齿状的破裂面(图4(h)), 瞬间崩塌后快速胶结, 没有经历持续的构造力的作用, 早先的崩塌破裂面才不会发生较大的位错. 因此, 可以将研究区角砾状灰岩定义为崩塌角砾岩.

CX236角砾和胶结物中所含的化石群特征表明其原岩为上二叠统长兴阶或吴家坪阶生物碎屑灰岩, 这与邻近的黑风潮飞来峰层状地层很好地对应(图2, 4) (沙庆安等, 1990; 四川省地质矿产局, 1991). 然而CX382镜下未观察到任何微体化石, 特殊光泽表明其含有一定的白云质成分(图4(d)), 可能对应龙门山地区早三叠世地层(沙庆安等, 1990). 而研究区两处角砾岩中所含蒿属花粉数量差异指示的不同时性表明始新世以来龙门山中段飞来峰可能至少经历过两次崩塌事件. 崩塌角砾岩形成的必要条件是一定

的地势差, 这种大规模发育的崩塌角砾岩必然要求区域上的快速隆升. 结合角砾状灰岩胶结物中所含的孢粉时代及丰度差异, 表明龙门山地区晚始新世以来至少发生过两次较强烈的隆升, 这与龙门山地区低温年代学给出的30~25和15~10 Ma两次快速隆升时间(Wang等, 2012)吻合得很好.

根据野外观察, 我们对角砾状灰岩的分布区域进行了重新厘定, 将塘坝子、葛仙山地区划分为成层的二叠纪灰岩和新生代的崩塌角砾岩(图2, 3), 未破碎的二叠纪灰岩, 仍然保留有原始的岩石地层产状; 而角砾状灰岩则散乱分布, 无成层状表现, 部分还盖在侏罗纪地层之上, 形成狭长的“拖尾状”, 造成飞来峰的二叠纪灰岩不整合盖在侏罗纪地层之上的假象(图2, 3), 实际上是新生代崩塌破碎变形的叠加. 巧合的是, 在1:20万比例尺区域地质图上, 葛仙山“拖尾”边界与等高线完美对应(四川省地质矿产局, 1991), 间接表明这个“拖尾”由较新的地质事件产生, 后期地貌改造作用还不显著, 而在大鱼洞、尖峰顶等地却不具备这种对应关系. 去除角砾状灰岩之后, 塘坝子飞来峰与其他飞来峰分布的几何空间一样, 其主体部分仍然只是盖在褶皱的晚三叠世地层之上, 与侏罗纪白垩纪地质界线相去甚远(图3), 因此前人根据这种地层接触关系得出塘坝子飞来峰就位时间主要在新生代的结论值得商榷, 而我们倾向于认为, 塘坝子飞来峰乃至整个龙门山地区的飞来峰就位时间与区域上薄皮构造的演化时间一致, 可能仍属于早中生代的构造事件.

据以上分析, 我们反演了龙门山山前塘坝子角砾状灰岩及飞来峰的演化历史(图7). 晚三叠世开始, 沿龙门山产生一系列向SE(许志琴等, 1992; Burchfiel等, 1995; Chen和Wilson, 1996)或向S(Yan等, 2011)的逆冲推覆, 包括晚三叠世地层发生褶皱及二叠纪灰岩被推覆至褶皱的晚三叠世地层之上(图7(a)). 至侏罗纪, 主体逆冲结束, 侏罗纪地层呈不整合盖在三叠纪地层之上, 早白垩世产生高角度逆冲断层(Chen等, 1994b; 曾允孚和李勇, 1995; Yan等, 2011), 造成龙门山地势初步隆升, 早期推覆就位的二叠纪灰岩在地表活动和断裂的作用下发生剥蚀(图7(b)); 直至始新世, 龙门山地区的隆升已经初具规模, 达到一定高度, 在重力作用下, 层状灰岩发生崩塌, 发生短距离搬运, 伴随同期的花粉卷入其中(图7(c)); 在后期地

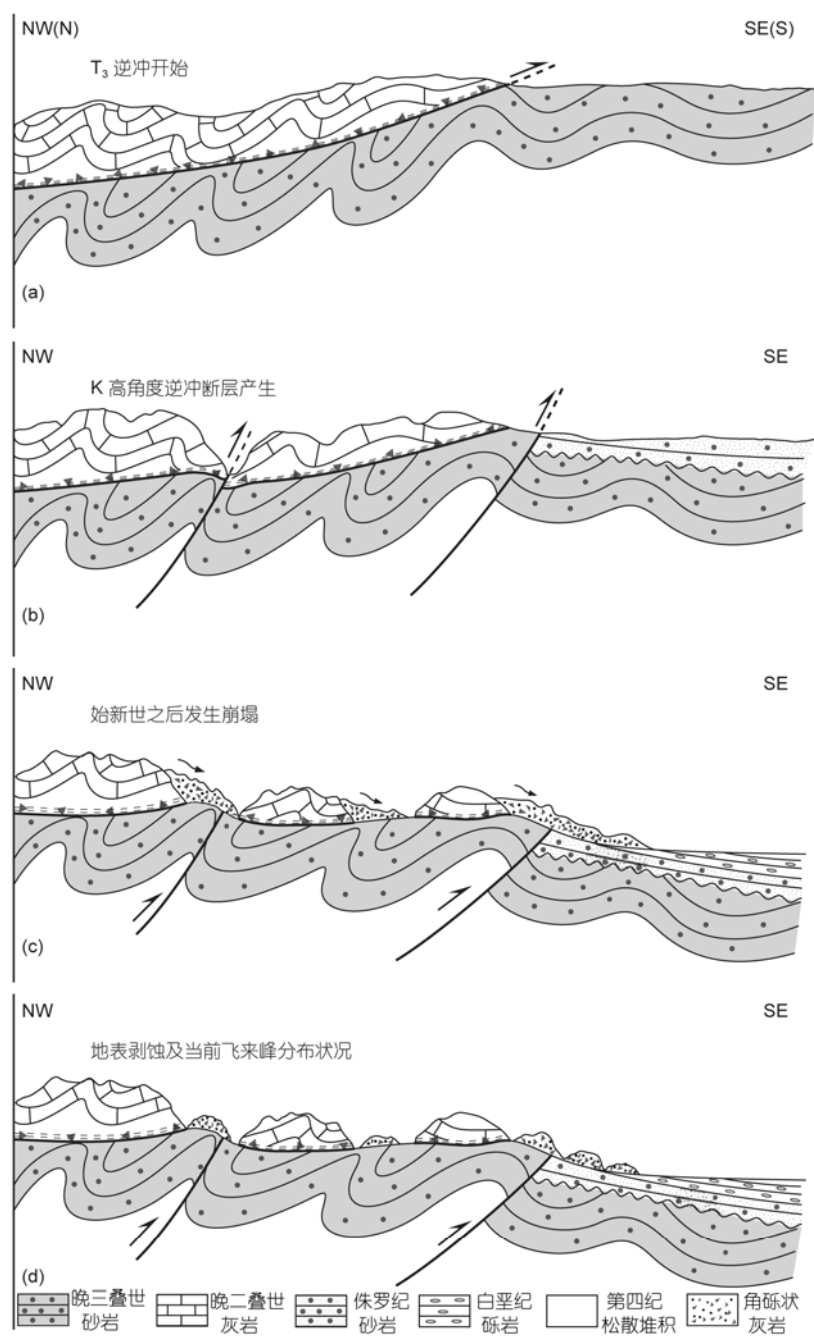


图 7 塘坝子飞来峰演化示意图

质过程中, 崩塌的角砾岩被部分保留下来, 最终形成我们今天所看到的状态(图7(d)).

6 结论

根据详细的野外观察和室内分析, 将塘坝子“飞

来峰”厘定出两种截然不同的地质单元: 崩塌角砾岩和层状飞来峰(图2和3). 崩塌角砾岩含有大量新生代花粉, 可以确定其为新生代地层, 并不是区域地质图上标注的早二叠世地层. 而区域上崩塌角砾岩的出现反映龙门山地区发生强烈快速隆升并产生了一定的地势差.

白鹿顶和塘坝子两处崩塌角砾岩所含蒿属花粉含量巨大差异表明二者形成于新生代不同时间, 进一步表明始新世以来龙门山地区至少经历两次较强烈的隆升事件, 这与龙门山地区低温年代学给出的30~25和15~10 Ma快速隆升年龄时间非常吻合。

去除新生代角砾状灰岩后, 层状飞来峰——黑风潮飞来峰主体仅盖在褶皱变形的晚三叠世地层之上(图3), 与侏罗纪地质界线相去甚远。前人根据崩塌角砾与协调变形的侏罗纪-白垩纪-新生代地层的叠置关系作为龙门山飞来峰新生代就位的地层学证据是不合理的。结合区域上的同位素年代学数据及野外观察, 我们倾向于认为, 龙门山中段飞来峰在中生代时期伴随龙门山强烈的逆冲推覆形成。

致谢 感谢审稿人详细的评审意见和建议, 感谢杨肖博士在实验过程中给予的指导和帮助。

参考文献

- 边兆祥. 1980. 四川龙门山印支期构造发展特征. 四川地质学报, 1: 1-10
- 韩建辉, 李忠权, 王道永. 2009. 龙门山中段清平叠覆式飞来峰的厘定. 成都理工大学学报(自然科学版), 36: 305-310
- 韩建辉, 王道永, 李忠权. 2008. 龙门山中段清平飞来峰的构造变形特征及形成机制. 沉积与特提斯地质, 28: 8-14
- 韩建辉. 2006. 论龙门山飞来峰群. 沉积与特提斯地质, 26: 55-59
- 韩同林, 何银武, 周自隆. 1994. 关于四川彭县“飞来峰”的新见解. 中国地质科学院院报——地球学报, 29: 133-135
- 韩同林, 劳雄, 陈尚平, 郭克毅, 周自隆, 彭德林. 1999. 四川彭州葛仙山巨型冰川漂砾的发现及意义. 中国区域地质, 18: 60-68
- 何银武. 1992. 论成都盆地的成生时代及其早期沉积物的一般特征. 地质论评, 2: 149-156
- 贾东, 陈竹新, 贾承造, 魏国齐, 李本亮, 张愷, 魏东涛, 沈杨. 2003. 龙门山前陆褶皱冲断带构造解析与川西前陆盆地的发育. 高校地质学报, 9: 402-410
- 李吉均, 舒强, 周尚哲, 赵志军, 张建明. 2004. 中国第四纪冰川研究的回顾与展望. 冰川冻土, 26: 235-243
- 李远图. 1989. 龙门山南西段飞来峰构造的基本特征. 中国区域地质, 3: 247-249
- 罗志立. 1991. 龙门山造山带岩石圈演化的动力学模式. 成都理工大学学报(自然科学版), 18: 1-7
- 吕崧, 颜丹平, 王焰, 高剑峰, 漆亮. 2010. 碧口地块麻山, 木皮岩体岩石地球化学与地质年代学: 对构造属性的指示意义. 岩石学报, 26: 1889-1901
- 沙庆安, 吴望始, 傅家谟. 1990. 黔桂地区二叠系综合研究——兼论含油气性. 北京: 科学出版社. 1-216
- 石绍清. 1994. 彭县地区飞来峰的特征及形成演化. 成都理工大学学报(自然科学版), 21: 8-13
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社. 730
- 王伟铭. 1996. 云南开远小龙潭盆地晚第三纪孢粉植物群. 植物学报, 9: 743-748, 767-768
- 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙. 1997. 中国植物花粉形态. 北京: 科学出版社. 461
- 吴山, 林茂炳. 1991. 龙门山唐王寨滑覆构造分析. 成都理工大学学报(自然科学版), 18: 56-64
- 吴山, 赵兵, 胡新伟. 1999. 再论龙门山飞来峰. 成都理工大学学报(自然科学版), 26: 221-224
- 吴珍汉, 江万, Doug N, Kidd B. 2002. 藏北多格错仁红层及孢粉组合特征. 现代地质, 16: 225-232
- 吴征镒. 1995. 中国植物志. 北京: 科学出版社
- 许志琴, 候立玮, 王宗秀. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社. 189
- 杨曾荣. 1988. 四川龙门山早二叠世地层及化石分带——兼论中国南部早二叠世地层划分. 地层古生物论文集, 3: 106-127
- 曾允孚, 李勇. 1995. 龙门山前陆盆地形成与演化. 矿物岩石, 15: 40-49
- 张一勇, 詹家祯. 1991. 新疆塔里木盆地西部晚白垩世至早第三纪孢粉. 北京: 科学出版社. 398
- 张智礼, 王雪峰, 丁玲. 2000. 塔里木盆地库车组时代归属与古生态特征. 大庆石油地质与开发, 6: 15-17, 53
- 周自隆. 2006. 四川龙门山国家地质公园“飞来峰”成因研究的新进展. 四川地质学报, 26: 7-9
- 周自隆, 阮明德. 2006. 龙门山国家地质公园飞来峰成因的新证据. 地质论评, 52: 501-509
- Burchfiel B C, Chen Z L, Liu Y P, Royden L H. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, Central China. *Int Geol Rev*, 37: 661-735
- Chen S F, Wilson C J, Deng Q D, Zhao X L, Zhi L L. 1994a. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res, Solid Earth*, 99: 24025-24038
- Chen S F, Wilson C J, Luo Z L, Deng Q D. 1994b. The evolution of the western Sichuan foreland basin, Southwestern China. *J Southeast Asian Earth Sci*, 10: 159-168
- Chen S F, Wilson C J. 1996. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *J Struct Geol*, 18: 413-429
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28: 703-706
- Dirks P H, Wilson C J, Chen S F, Luo Z L, Liu S. 1994. Tectonic evolution of the NE margin of the Tibetan Plateau: Evidence from the central Longmen Mountains, Sichuan Province, China. *J Southeast Asian Earth Sci*, 9: 181-192
- Faegri K, Kaland P E, Krzywinski K. 2000. *Textbook of Pollen*

- Analysis. 4th ed. Caldwell, New Jersey: The Blackburn Press. 1–328
- Harrowfield M J, Wilson C J. 2005. Indosinian deformation of the Songpan Garzê fold belt, northeast Tibetan Plateau. *J Struct Geol*, 27: 101–117
- Huang M G, Maas R, Buick I S, Williams I S. 2003. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China Blocks: Geochronological constraints from the Songpan-Garzê orogenic belt, western China. *J Metamorph Geol*, 21: 223–240
- Hubbard J, Shaw J H. 2009. Uplift of the Longmen Shan and Tibetan Plateau, and the 2008 Wenchuan ($M=7.9$) earthquake. *Nature*, 458: 194–197
- Jia D, Wei G Q, Chen Z X, Wei G Q, Li B L, Zhang Q, Wei D T, Shen Y. 2006. Longmen Shan fold-thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: New insights from hydrocarbon exploration. *AAPG Bull*, 90: 1425–1447
- Kirby E, Reiners P W, Krol M A, Whipple K X, Kip V H, Kenneth A F, Tang W Q, Chen Z L. 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 21: 1–1–1–20
- Li Y, Allen P A, Densmore A L, Qiang X. 2003. Evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan, China) during the Late Triassic Indosinian orogeny. *Basin Res*, 15: 117–138
- Meng Q R, Hu J M, Wang E Q, Qu H J. 2006. Late Cenozoic denudation by large-magnitude landslides in the eastern edge of Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 243: 252–267
- Miao Y F, Meng Q Q, Fang X M, Yan X L, Wu F L, Song C H. 2011. Origin and development of *Artemisia* (Asteraceae) in Asia and its implications for the uplift history of the Tibetan Plateau: A review. *Quat Int*, 236: 3–12
- Robert A, Pubellier M, Sigoyer J, Vergne J, Lahfid A, Cattin R, Findling N, Zhu J. 2010. Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China). *Tectonophysics*, 491: 165–173
- Sun X J, Song C Q, Wang F Y, Sun M R. 1997. Vegetation of history of the loess plateau of China during the last 100000 years based on pollen data. *Quat Int*, 37: 25–36
- Wang E Q, Kirby E, Furlong K P, van Soest M, Xu G, Shi X, Kamp P J, Hodges K V. 2012. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic. *Nature Geosci*, 5: 640–645
- Wang W M. 2004. On the origin and development of *Artemisia* (Asteraceae) in the geological past. *Bot J Linn Soc*, 145: 331–336
- Worley B A, Wilson C J. 1996. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China. *J Struct Geol*, 18: 395–411
- Yan D P, Zhou M F, Li S B, Wei G Q. 2011. Structural and geochronological constraints on the Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Longmen Shan thrust belt, eastern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 30: 1–24
- Yan D P, Zhou M F, Wei G Q, Liu H, Dong T Z, Zhang W C, Jin Z L. 2008. Collapse of Songpan-Garzê orogenic belt resulted from Mesozoic middle-crustal ductile channel flow: Evidences from deformation and metamorphism within Sinian-Paleozoic strata in hinterland of Longmenshan foreland thrust belt. *Earth Sci Front*, 15: 186–198
- Zheng Y, Kong P, Fu B H. 2014. Time constraints on the emplacement of klippen in the Longmen Shan thrust belt and tectonic implications. *Tectonophysics*, 634: 44–54
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, Li Y Q, Ding J. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 196: 51–67