

# 对龙门山中生代和新生代构造演化的讨论

王二七\*, 孟庆任

中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

\* E-mail: [erchie-wang@mail.iggcas.ac.cn](mailto:erchie-wang@mail.iggcas.ac.cn)

收稿日期: 2008-08-01; 接受日期: 2008-08-17

中国石油化工总公司项目、国家自然科学基金(批准号: 40672151, 40472121 和 40830314)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-12)和国家自然科学基金创新群体项目(批准号: 40721003)资助

**摘要** 5.12 汶川大地震是在无任何征兆的情况下发生的, 这表明龙门山构造带现今的应力与应变场以及在历史中形成的构造格架极为复杂. 龙门山构造格架先是形成于太平洋和特提斯两大构造域在中生代的相互作用, 后又作为青藏高原的东边界协调青藏高原的隆升和水平生长, 其现今的地质地貌格局就形成于这两构造事件的叠加作用. 在晚三叠世, 扬子西缘发生陆内汇聚作用, 在川西形成龙门山构造带, 并导致四川前陆盆地的形成, 龙门山与四川前陆盆地表现出典型的盆山耦合关系. 然而, 在中生代大部分时间里, 松潘-甘孜构造带与扬子地块表现出截然不同的造山极性. 扬子地块沿一系列左行走滑断裂持续发生顺时针旋转, 并主要在四川盆地发育一套河湖相沉积, 而松潘-甘孜构造带则以大规模北东-南西向挤压缩短为特征, 并发生整体抬升. 在新生代大部分时间里, 龙门山和四川盆地对青藏高原的生长和抬升并没有表现出强烈的构造和沉积响应. 在地壳表面水平变形速率很低的背景下, 现今的龙门山却呈现出非常年轻的高峻地貌特征, 其地形梯度之大甚至超过喜马拉雅山. 由此可以推测青藏高原与四川盆地之间的汇聚作用可能发生在地壳深部, 可能受下地壳流动的控制. 晚新生代时期发源于青藏高原东缘的岷江在龙门山山前突然卸载了大量的洪积物, 充填在成都平原内, 是气候还是构造成因? 对此存在不同的认识. 汶川大地震引发了大面积的滑坡、泥石流和河流的堰塞, 这些地质灾害给我们的启示是: 成都平原的砾石沉积可能有相当一部分与地质历史中大地震引发的洪水有关, 其中最著名的是大邑砾岩. 在大邑砾岩之下还存在一套沉积特征截然不同的砾岩, 其年龄可能是晚中新世(8~13 Ma), 这些砾岩连同上覆的大邑砾岩和下伏的中生界岩层沿安县-灌县断裂发生了强烈的褶皱, 由此可以厘定青藏高原东缘大规模隆升机制和时间.

## 关键词

青藏高原  
汶川地震  
龙门山  
松潘-甘孜褶皱带  
地壳旋转  
四川盆地

龙门山是我国东、西部构造和地貌分界线的重要组成部分, 在大地构造上代表了特提斯与太平洋构造域的分界, 在地貌上则是青藏高原与四川盆地的分界<sup>[1-3]</sup>(图 1). 尽管特提斯与太平洋构造域之间的相互作用发生在中生代, 而青藏高原与四川盆地的相互作用发生在新生代, 但是两个构造事件的作用方

式一般被认为是相似的, 即以北西-南东向挤压为特征<sup>[4,5]</sup>. 这种共轴叠加构造作用使得龙门山新、老构造和地貌特征难以被区分开, 例如, 汶川-茂汶、北川-映秀和安县-灌县这 3 条龙门山主干断裂到底形成于何时? 龙门山的去顶主要发生在什么时代? 龙门山的高海拔是否完全是新生代高原隆升的贡献? 为了

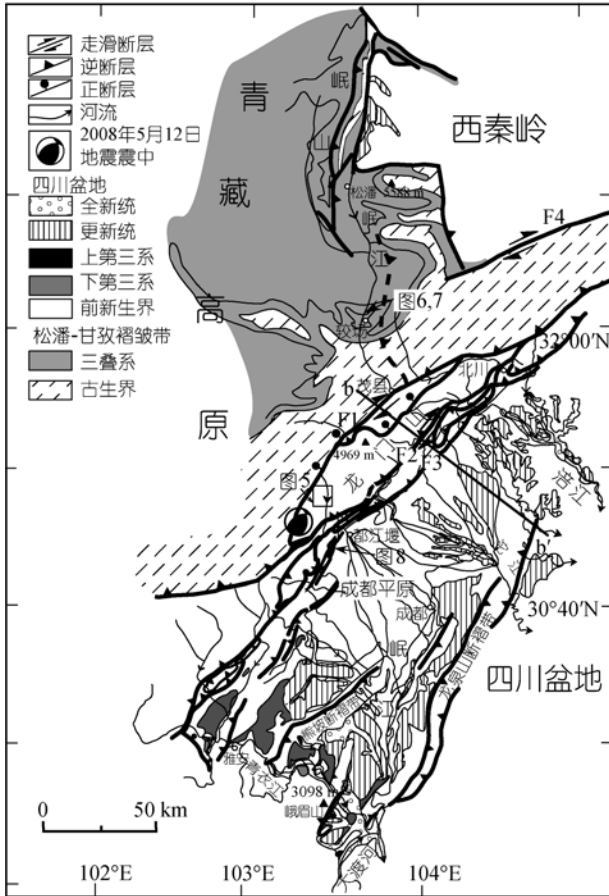


图 1 岷江流域地质地貌略图

成都平原内的晚新生代洪积物主要是被岷江携带来的, 后者发源于青藏高原东缘, 流经龙门山和岷山这两个构造活动带。F1, 汶川-茂汶断裂; F2, 北川-映秀断裂; F3, 安县-灌县断裂; F4, 青川断裂

回答这些问题有必要借助于新资料, 从一个新的视角讨论四川盆地和松潘-甘孜构造带的构造特征和演化, 这是本研究的主要目的。

## 1 地质构造背景

龙门山断裂带位于我国中部, 呈北西-南东向延伸, 北东端与秦岭断裂带斜交, 南西端被鲜水河-小江断裂斜截, 位于川西南的金河-箐河断裂带被认为是其南西延伸部分<sup>[6,7]</sup>。龙门山断裂带具有地震活动性, 是我国南北地震带的重要组成部分<sup>[8,9]</sup>(图 2), 然而, 不同于世界上大多数地震活动带, 它们往往沿一个特定构造带延伸, 因此发生在构造带不同部位的地震的震源机制往往是相同的, 例如环太平洋地震带的活动与大洋板块的俯冲有关, 喜马拉雅地震带

的活动与陆壳的挤压缩短有关, 而我国的南北地震带同时跨越了数条性质不同的构造带。例如, 发生在地震带北段的地震与贺兰山-银川构造带的东西向伸展构造有关; 发生在地震带北中段的地震与海原-六盘山构造带的压扭性转换构造有关; 发生在地震带中南段的地震与鲜水河-小江构造带的张扭性转换构造有关; 发生在地震带南段的地震与红河断裂的右行走滑有关; 发生在 2008 年 5 月 12 日的汶川大地震(8.0 级)是龙门山断裂带斜向冲断的结果<sup>[4,10,11]</sup>。尽管这些构造的性质、演化历史和规模存在很大的差异性, 但却反映出青藏高原向东的侧向运动在青藏高原的东缘, 特提斯与太平洋构造域之间的界面受到阻挡。看来, 这两个构造域之间的界面根部很深, 向下可能一直延伸到地幔。

## 2 龙门山中生代构造

龙门山逆冲断裂带以西的青藏高原东部为松潘-甘孜褶皱带, 其主体由一套经历复杂变形的三叠系复理石组成(图 2)。这套复理石实际上由古特提斯东缘深水浊流沉积形成<sup>[12]</sup>, 在三叠纪末随着古特提斯洋的闭合发生强烈褶皱变形<sup>[6,13,14]</sup>。三叠系复理石通常被认为厚度巨大, 但强烈的褶皱变形和构造叠加使其真实厚度难以确定。扬子地块下部为上太古界和元古界结晶杂岩, 在晋宁期固化, 中部由震旦系-中三叠统海相沉积层构成, 上部为上三叠-白垩系陆相地层, 它们也构成了扬子地块西部四川盆地的主体层序<sup>[15]</sup>。上三叠统形成于川西前陆盆地, 呈明显的不对称楔状沉积体, 向西厚度增大(图 3(a))。晚三叠世川西前陆盆地的成因归咎于龙门山构造带向东的逆冲推覆, 即龙门山逆冲推覆体造成的构造负载导致扬子地块西部发生挠曲性构造沉降<sup>[16,17]</sup>, 在晚三叠世后基本结束了前陆盆地挠曲性的构造沉降过程<sup>[18]</sup>。龙门山逆构造带存在 3 条主干断裂, 均倾向西北, 自西向东分别为汶川-茂汶断裂、北川-映秀断裂和安县-灌县断裂<sup>[2,16]</sup>。除此之外, 还存在一条大断裂, 即青川断裂, 它被认为是汶川-茂汶断裂的北东向延伸, 不过两者并不相交, 呈左阶斜列(图 1, F1~F4)<sup>[19]</sup>。在汶川-茂汶断裂和北川-映秀断裂之间出露有扬子地块的基底-彭灌杂岩体(图 2), 后者产出在一个向北东倾伏的透镜状背斜构造的核部, 构成龙门山的主体,

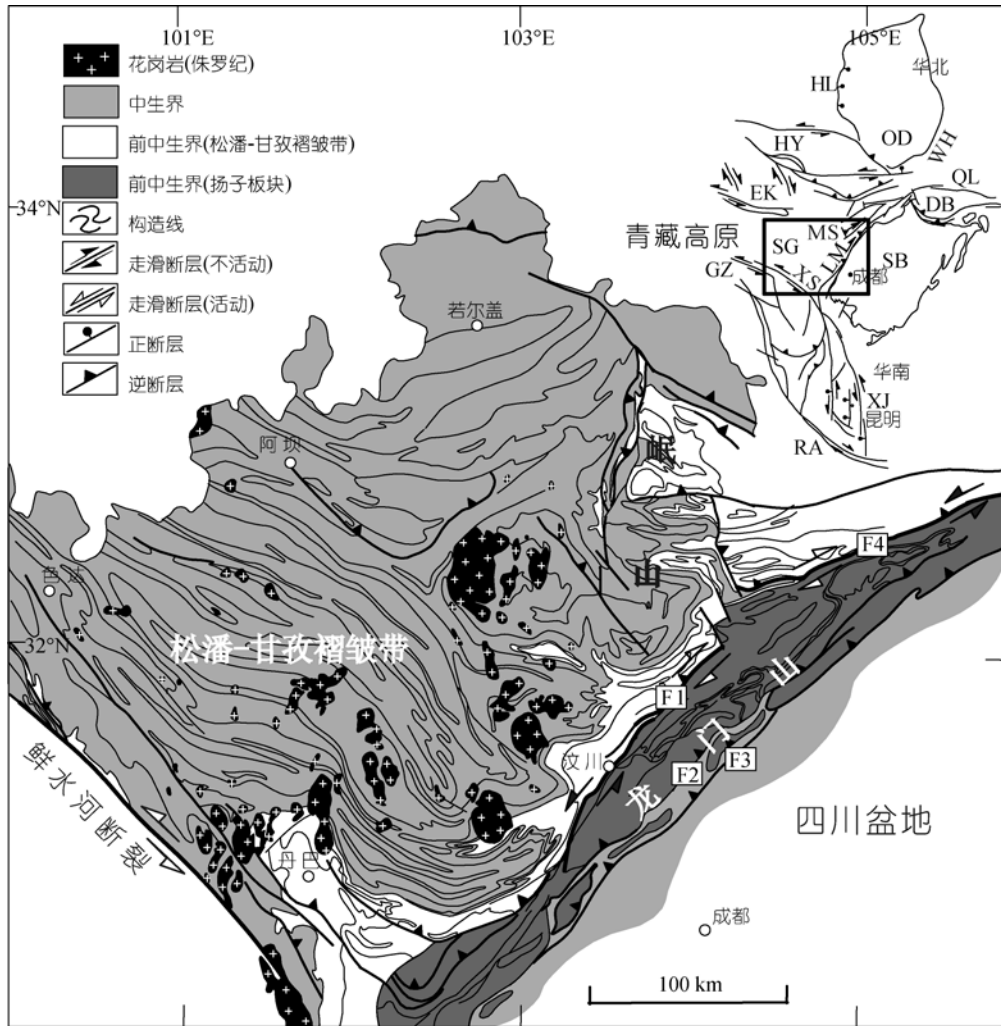


图 2 扬子西缘及龙门山构造地质略图

南北构造带位置见索引图。HL, 贺兰山构造带; HY, 海原断裂; WH, 渭河地堑; EK, 东昆仑断裂; QL, 秦岭造山带; DB, 大巴山断裂带; MS, 岷山断裂带; LM, 龙门山断裂带; XS, 鲜水河断裂; GZ, 甘孜断裂; XJ, 小江断裂; RA, 红河断裂。F1, 汶川-茂汶断裂; F2, 北川-映秀断裂; F3, 安县-灌县断裂; F4, 青川断裂

耸立在四川盆地的西缘, 最高峰海拔近 5000 m。四川盆地中生代边缘相沉积中含有大量的粗粒碎屑, 但是既没有来自松潘-甘孜褶皱带的碎屑物质, 也没有来自扬子结晶基底的碎屑物质, 多是石灰岩、砂岩和石英岩, 反映出北川-映秀断裂和安县-灌县断裂在中生代还不存在, 或者限于扬子地块沉积盖层内(图 3)。由此可以推断在中生代龙门山的水平缩短并不大, 海拔自然也不高。汶川茂汶-断裂应该是龙门山最老, 最重要的构造, 因为断裂构成松潘-甘孜褶皱带和扬子地块的边界。松潘-甘孜褶皱带内部的褶皱轴向和挤压断裂走向均呈北西-南东向延伸, 近于垂直于龙

门山构造的走向, 指示松潘-甘孜褶皱带的缩短方向为北东-南西向<sup>[20,21]</sup>(图 2), 并同时发生大规模花岗岩浆活动<sup>[22,23]</sup>, 发生时间应该在侏罗纪。作为松潘-甘孜褶皱带与龙门山之间的边界断层, 汶川-茂汶断裂在中生代表现为左行走滑<sup>[24]</sup>, 因此, 汶川-茂汶断裂应定义为陆内转换断层, 协调松潘甘孜褶皱带和四川盆地之间的差异性构造作用(图 2)<sup>[20]</sup>。可以设想, 如果松潘-甘孜褶皱带在中生代就已开始相对于四川盆地发生大规模的隆升, 那么三叠系复理石地层可能早就被侵蚀殆尽。看来扬子西缘(松潘-甘孜褶皱带)在中生代并不构成四川盆地的主要物源区。至于

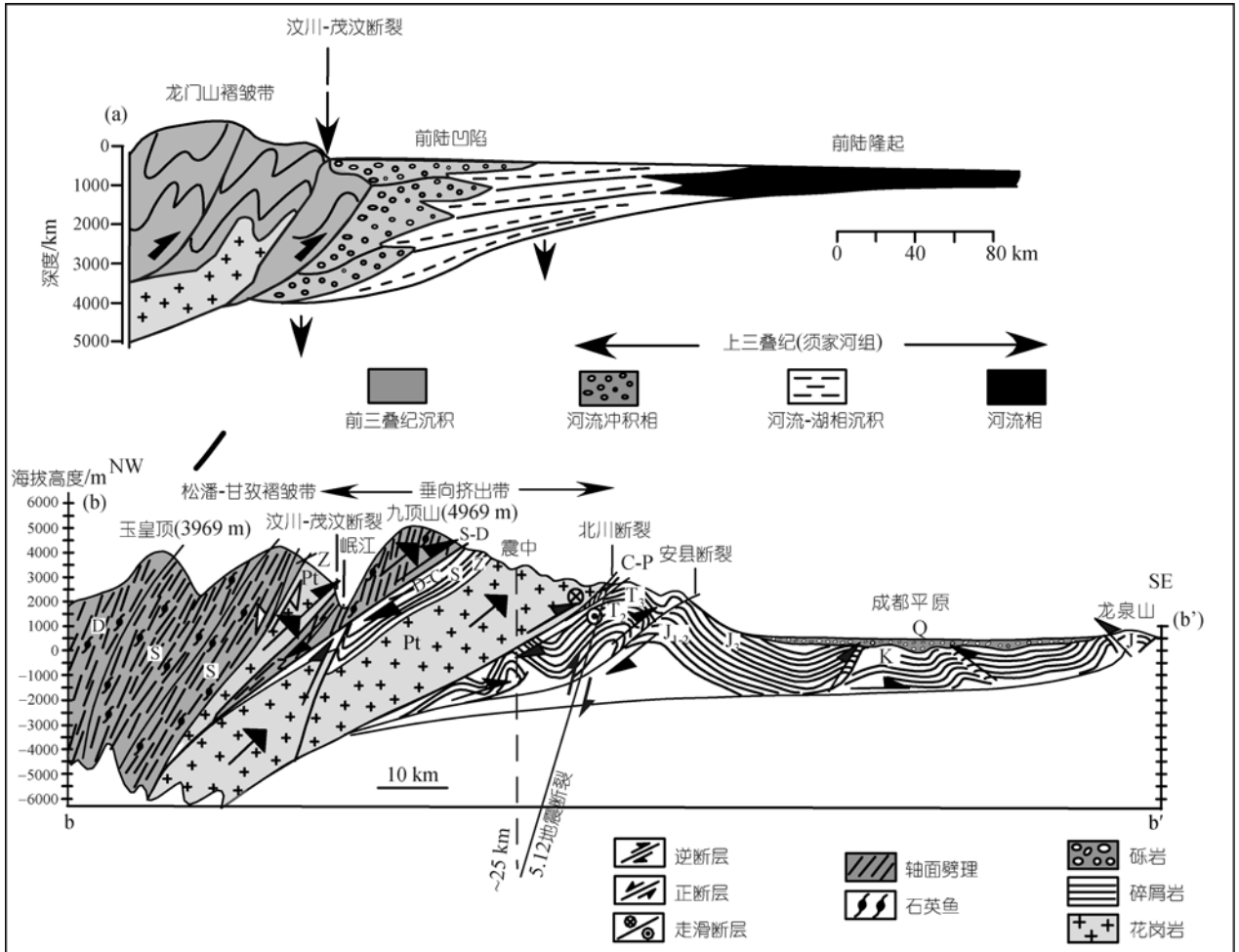


图 3

(a) 川西晚三叠纪前陆盆地构造示意剖面; 扬子地块的结晶基底在三叠纪时还深埋在地壳深处。(b) 青藏高原东缘新生代构造剖面; 剖面位置见图 1 中的 b-b'; 汶川-茂汶断裂上盘的松潘-甘孜褶皱带古生界岩层新生代变形以伸展构造为特征。D, 泥盆系(危关群); S, 志留系(茂县群); Pt, 元古界; C-P, 石炭-二叠系; T, 三叠系; J, 侏罗系; K, 白垩系; Q, 第四系

松潘-甘孜褶皱带发生在中生代的北西-南东向缩短的成因, 我们认为可能与华南华北发生的南北向碰撞有关, 碰撞造成秦岭造山带发生大规模的南北向缩短和东西向伸展<sup>[25]</sup>, 在东西向伸展作用下, 部分地壳物质如碧口地块向南西运动, 推挤松潘-甘孜褶皱带, 使之发生缩短<sup>[20]</sup>(图 4)。

古地磁研究揭示, 华南与华北地块碰撞后在中生代继续发生顺时针旋转<sup>[26,27]</sup>。新近的古地磁资料进一步揭示四川盆地自三叠纪到白垩纪相对于周边的造山带发生了较大规模的顺时针旋转, 三叠系地层在四川盆地东北角的旋转角度可达 70°(王二七等, 中国石油化工总公司未刊资料)(图 4)。因此, 在中生

代期间发生在汶川-茂汶断裂的左行走滑以及龙门山的薄皮推覆构造很可能是四川盆地旋转运动造成的<sup>[18,20]</sup>。事实上, 一些研究早就注意到龙门山的推覆可能与松潘-甘孜带的运动无关, 认为位于断裂下盘的四川盆地的运动是主动的<sup>[2,28]</sup>。除汶川-茂汶断裂外, 还有 3 条左行走滑断裂与四川盆地的顺时针有关, 即位于川北的房县-襄樊断裂、位于川南和黔北的紫云-罗甸断裂、以及川东南断裂带。由于晚白垩世地层也发生了旋转, 因此四川盆地的旋转运动可能一直持续到新生代。四川盆地的西缘龙门山和北缘大巴山由于遭受强烈的挤压缩短, 变得很狭窄, 对比之下, 盆地的东缘和南缘的宽度大得多。可以推测, 西缘和

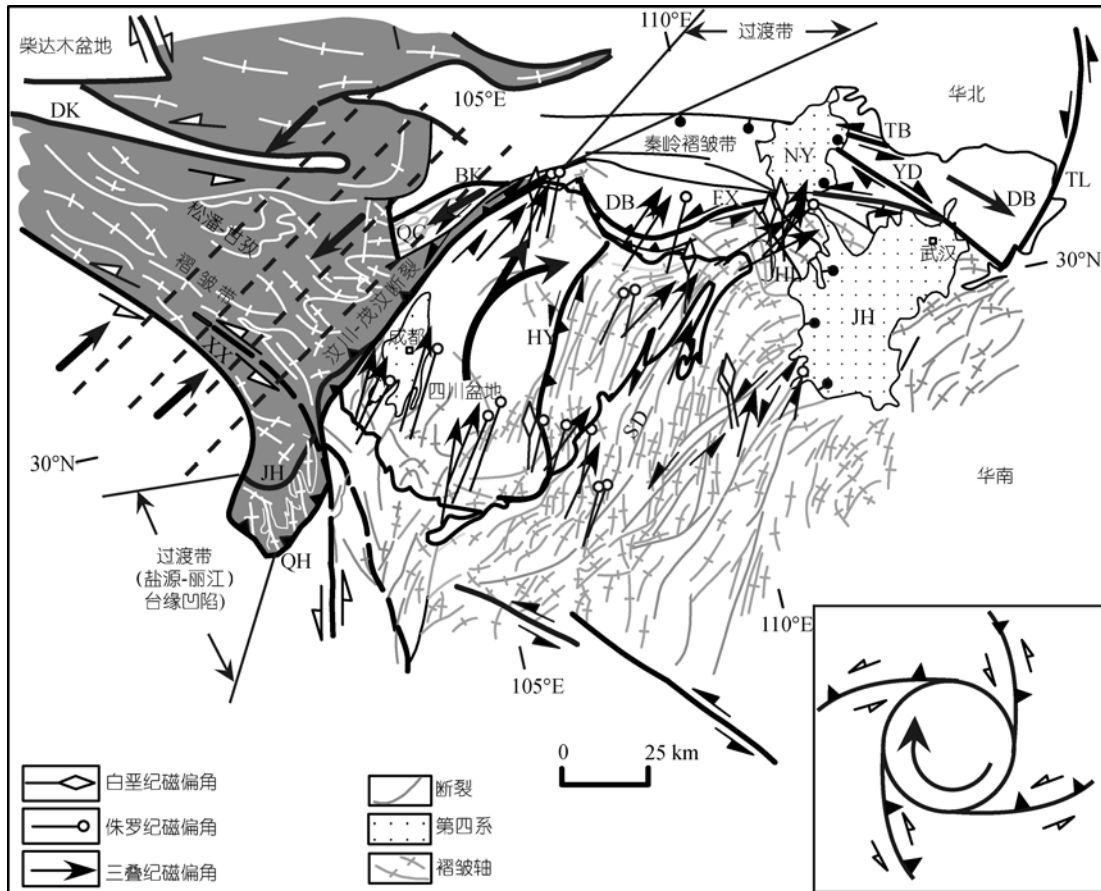


图 4 华南地块构造纲要图

位于汶川-茂汶断裂北西的松潘-甘孜褶皱带和南东的龙门山构造带两者呈现不同的造山极性,前者呈北东-南西向缩短;后者呈北西-南东向缩短,断线代表推测的三叠系复理石岩系的原始走向,而位于龙门山以东的四川盆地相对于周边造山带在中生代发生了顺时针旋转,主要表现在:(1)主要边界断裂的左行走滑和放射状组合特征,主要边缘断裂包括汶川-茂汶断裂、紫云-罗甸断裂、房县断裂和川东南断裂带;(2)中生界岩层磁偏角方向以及变化的时间序列,记录了中上扬子从三叠纪到早白垩纪的运动轨迹。右下角插图为四川盆地旋转的力学模型

北缘在中生代早、中期的构造面貌与盆地现代的东、南缘很相似,宽度很大,其中,扬子地台的古生代沉积盖层广泛出露,普遍遭受左行压扭性变形,以协调四川盆地的顺时针旋转运动,最后归并到汶川-茂汶和房县这两条断裂,这两条断裂原先可能是连为一体的(图 4)。上述变形表明,松潘-甘孜褶皱带和四川盆地在中生代大部分时间里并不构成耦合关系,古地磁数据还揭示,上扬子在三叠纪时还位于赤道一带,因此与松潘-甘孜褶皱带相距很远。不过两者间也不存在大的构造界线,因为两者在沉积相上是过渡的。这个过渡带在龙门山因构造破坏已不复存在,但是在龙门山的南西延伸部分——金河-箐河断裂带

内仍可见其踪迹(图 4)。夹在这两条断裂之间的断块称之为盐源-丽江台缘凹陷,与扬子地块一样,该地块由前寒武纪结晶基底和震旦-三叠系沉积盖层组成<sup>[29,30]</sup>,其中,三叠系沉积由南向北沉积深度逐渐增大,反映出从扬子地块碳酸盐岩台地向古特提斯大陆坡的过渡<sup>[31]</sup>。

### 3 龙门山新生代构造

青藏高原的隆升伴随着大规模的侵蚀作用,大量的碎屑沉积物堆积在高原周边盆地区,如塔里木盆地、柴达木盆地、河西走廊、恒河平原以及孟加拉海底扇。沉积作用与印度与欧亚大陆的碰撞几乎同

时发生, 始于第三纪早期. 然而, 令人费解的是, 随着青藏高原的强烈抬升, 除雅安地区有很少的早第三纪沉积外, 四川盆地几乎没有接受新生代的沉积, 其原因还是个未解之谜. 一些研究认为青藏高原在渐新世-中新世相对于四川盆地开始向东运动, 并造成龙门山发生大规模的向东逆冲推覆<sup>[32,33]</sup>. 另一些研究认为由于青藏高原向东的生长, 龙门山发生大规模的推覆, 发生时间是 3.6 Ma<sup>[34]</sup>. 有研究对第三纪龙门山推覆构造提出质疑<sup>[4]</sup>, 因为在龙门山构造带的前缘没有发育因构造负载而形成的新生代前陆盆地. 热年代学以及构造研究结果揭示, 青藏高原东缘在中新世中晚期(12 Ma)发生快速隆升, 并伴随着大规模的侵蚀作用, 估计有 8~10 km 的地壳物质被剥蚀掉了<sup>[35]</sup>. 最近有研究对四川盆地新生代热历史进行了分析<sup>[36]</sup>, 认为四川盆地上覆 1~4 km 的沉积盖层在过去 40 Ma 年中被剥蚀掉, 并引发相邻龙门山发生大规模抬升. 如果这套被剥蚀掉的沉积物中如果包含了第三纪沉积, 而且来自高原, 那么, 青藏高原东缘包括龙门山隆升的历史就要重写了, 无疑支持 Tapponnier 等<sup>[33]</sup>的逃逸模式. 然而, 保存在龙门山西南端山前地带的早第三纪地层并不含粗粒沉积, 多为细粒的河湖相沉积, 并与下伏的晚白垩世地层基本上是连续的, 这暗示四川盆地中被侵蚀掉的沉积物中不含第三纪地层, 即使有也不会来自龙门山. 龙门山现今的构造和地震活动性并不是很强, 对活动断裂观测和对 GPS 测量数据分析的结果都显示龙门山地区地壳变形速率很小, 约为 1~3 mm/a<sup>[37-39]</sup>. 出人意料的是, 5.12 汶川 8.0 级大地震却在这种似乎稳定的构造背景下发生了.

龙门山地貌特征与其构造特征呈鲜明的反差. 与青藏高原其他边缘相比, 青藏高原东缘和龙门山的海拔高度并不大, 最高峰雪宝顶的海拔只有 5500 m, 但是龙门山的地形梯度则是其中最大的, 在不到 30 km 的水平距离, 海拔从 5000 m 突降到 500 m. 正如人们所知, 一个山脉如果失去持续的内动力作用将很快被地表水流和其他地表作用所夷平. 龙门山和邻区处于东南亚和南亚季风带内, 大气降水充沛, 有众多水系从中穿过, 如金沙江、大渡河、青衣江、岷江、沱江、涪江和嘉陵江等. 然而, 这些水系却没有消减龙门山高峻的地貌. 为解释这种独特的地貌

和构造特征, 一些研究者推测青藏高原的东部边缘的构造地貌特征可能与下地壳侧向流动有关<sup>[40-42]</sup>. 夹持在汶川-茂汶和北川-映秀断裂之间的彭灌杂岩体, 最高峰海拔近 5000 m(图 1, 3(b)), 前述青藏高原最大的地形梯度就形成于山体的东坡. 形成于彭灌杂岩体下盘的北川-映秀和安县-灌县断裂, 向南东推覆<sup>[43]</sup>, 造成四川盆地中生代地层发生强烈的缩短. 对于龙门山推覆构造的成因, 一些研究归咎于青藏高原向东的侧向逃逸<sup>[32,33]</sup>. 另一些研究则认为青藏高原上地壳的侧向运动是有限的, 进而提出: 内部由于地壳增厚, 下地壳物质随温度增高而塑性增强<sup>[40,42]</sup>. 由于岩石静压力在空间上的差异, 夹持在脆性上地壳和下部刚性岩石圈地幔之间的塑性下地壳物质将发生向外的侧向流动, 即下地壳通道流<sup>[44]</sup>. 层析成像研究揭示青藏高原东部下地壳刚性度很小, 具备流动条件<sup>[45]</sup>. Meng 等<sup>[46]</sup>应用下地壳通道流模型, 认为彭灌杂岩体是沿这汶川-茂汶和北川-映秀这两条性质不同的断裂从地下深处挤到地表. 许志琴等<sup>[47]</sup>最近也提出了龙门山变质基底垂向挤出模型, 但是根据丹巴一带的伸展拆离发生的时间, 认为这种构造挤出过程是从早白垩世开始发生的. 尽管下地壳通道流的模式还有待进一步证实和完善, 但是这个模式能较为合理地解释为什么龙门山深部积聚了如此大的能量, 而龙门山地表的运动速率却非常低的这一现象. 汶川-茂汶断裂是龙门山构造带主干构造之一, 无论是在遥感影像上还是在地表均呈现为清晰的线状构造, 不过由于岷江切过断裂带并发生深切, 所以断裂作用的迹象并不明显. 一些证据表明断裂运动据右行走滑分量, 岷江沿断裂发生右行转折, 转折的距离达 60 km, 不过没有证据说明这是断裂的走滑造成的. 然而, 分布在断裂东北端南、北两侧的志留系茂县群千枚岩似乎是被右行错开, 如果如此, 显示的位移量达 35 km. 汶川-茂汶断裂在茂县北东 5 km 处尖灭, 东面就是南北向的岷山断裂带的南端, 后者是个具高度活动性的挤压隆起带, 这暗示前者的北东-南西向右行走滑运动可能部分被近东西向挤压缩短吸收了. 我们注意到, 分布在汶川-茂汶断裂和青川断裂之间的茂县群千枚岩发生了强烈的北西-南东向挤压缩短, 内部面理基本为轴面劈理, 倾向北西, 反映出变形以向南东倒转的同斜褶皱为特征, 它们向东推覆在四

川盆地中生代地层之上. 这个地区的北西-南东向挤压缩短可能与汶川-茂汶断裂和青川断裂的闭锁有关. 我们还注意到, 位于汶川-茂汶断裂上盘的古生界千枚岩中出现大量受到强烈剪切作用的灰白色石英脉, 表现为无根褶皱和眼球状或鱼形状构造透镜体. 石英脉的侵入反映其所赋存的岩层可能遭受过伸展构造变形, 许多构造透镜体的旋转方向指示断层上盘下降, 这反映出位于汶川-茂汶断裂下盘的彭灌杂岩体的构造隆升. 需要指出的是, 目前在断裂带中还没有发现指示垂向运动的确凿证据. 许志琴等<sup>[47]</sup>在龙门山西南段的宝兴和丹巴地区也识别出了许多相关的伸展构造, 并认为伸展拆离构造发生于早白垩世(112~120 Ma). 汶川-茂汶断裂位于这套古生界岩层的底部, 显然它在白垩纪或是新生代表现为一个正断层. 而北川-映秀和安县-灌县断裂可能完全形成于晚新生代. 5.12 大地震一般被认为是北川-映秀断裂活动的结果. 地震震源机制解以及地震地表破裂特征均表明青藏高原与四川盆地的汇聚作用是斜向的, 存在右行走滑分量. 有研究认为右行走滑与沿鲜水河断裂的左行走滑是共轭的, 反映出夹持在这两个断裂之间的松潘地块正在向北运动<sup>[4]</sup>. 青川断裂的北东端尖灭于汉中盆地, 后者南北两侧均被高角度正断层所围限, 盆地内出露的最老地层为上新世, 故不能排除盆地深部还有更老的新生代沉积. 基于这些构造和沉积特征, 有研究提出青川断裂的右行走滑运动被汉中盆地的伸展构造所吸收, 因此, 龙门山的右行压扭性构造发生的时间至少是上新世<sup>[19]</sup>. 在青藏高原内像龙门山断裂带那样, 走滑运动发生过转换的断裂只有红河-哀牢山断裂, 不过后者的走滑和转换均发生在新生代.

## 4 汶川地震引发的科学问题

### 4.1 地震引发的洪水

作为青藏高原的东邻, 四川盆地在新生代大部分时间里并没有接受来自高原内部的剥蚀物, 盆地沉降和沉积作用似乎并没有响应相邻高原的强烈隆升. 这种“盆-山脱耦”现象是个未解之谜. 对龙门山和岷山构造带的研究揭示, 青藏高原东缘的隆升始于中新世中晚期(12 Ma)<sup>[35]</sup>. 然而, 龙门山山前只在晚新生代才发生大规模了沉积作用: 发源于青藏高

原东缘的岷江晚新生代在龙门山的山前突然卸载了一套厚度>500 m 的粗粒沉积物, 堆积在成都平原上<sup>[48]</sup>(图 1), 有研究认为这套砾岩沉积的成因是冰川作用<sup>[49]</sup>.

汶川大地震除了造成巨大的人员伤亡和房屋倒塌等灾难外, 还导致大规模的山体滑坡、岩崩和泥石流, 它们阻断公路、桥梁和破坏水坝等(图 5). 特别值得注意的是, 一些山体滑入到岷江和涪江中造成许多河流的堰塞, 如唐家山堰塞湖. 堰塞湖的决堤将会造成巨大的灾害, 而唐家山堰塞湖只是由于人工疏导才避免堰塞坝的自然决堤, 这是人类力量介入的结果. 然而, 在史前时期甚至在人类早期生产力不发达的时期, 堰塞湖的决堤是必然的. 1933 年发生在叠溪堰塞湖的决堤便是一个典型实例. 叠溪堰塞湖的形成与一次 7.5 级的强地震有关, 被认为是岷山断裂活动的结果. 山体滑坡和泥石流在岷江上游形成了两个堰塞湖. 据记载, 天然坝在 45 d 后发生决堤, 洪水水头高达 50 m, 同时携带大量碎屑物质一直冲积到成都平原, 都江堰也遭受到一定的破坏. 另外, 在堰塞湖的边缘还保存有古代堰塞湖的沉积记录, 沉积年代为晚更新世(22~10 ka)<sup>[50,51]</sup>, 部分沉积物在未固结前还遭受过强烈的扰动, 形成包卷层理或称之为火焰状构造(图 6). 在上述堰塞湖沉积以南的较场地区, 在岷江东、西两侧对称地分布两个阶地, 高约 100 m, 古叠溪镇就座落在东边的阶地上, 毁灭于 1933 年的大地震, 被埋藏崩塌的岩石之下. 阶地是由分选很差的碎屑流沉积组成, 碎屑大多是原地的下古生界大理岩和千枚岩(图 7). 考虑到岷山构造带具有高度的构造和地震活动性, 我们认为沉积物的扰动很可能是地震造成的, 这种类型的沉积定义为震积岩, 较场一带的阶地应该是形成于当时的堰塞坝. 上述岷江流域的地质、沉积和地貌记录表明, 地震和其诱发的河流堰塞在历史上可能频繁发生, 反映龙门山和岷山长期处于构造活动状态. 上述对汶川和叠溪大地震与洪水发生之间关系的分析暗示, 岷江流域频繁发生的洪水有一些可能并非是气候成因, 而是地震作用诱发的. 汶川地震造成的岩崩、滑坡和泥石流使地表植被受到了巨大的破坏. 龙门山地区现今的地表植被生长于末次冰期后形成的环境中, 加之龙门山地形很陡, 地表植被一旦遭到破坏很难

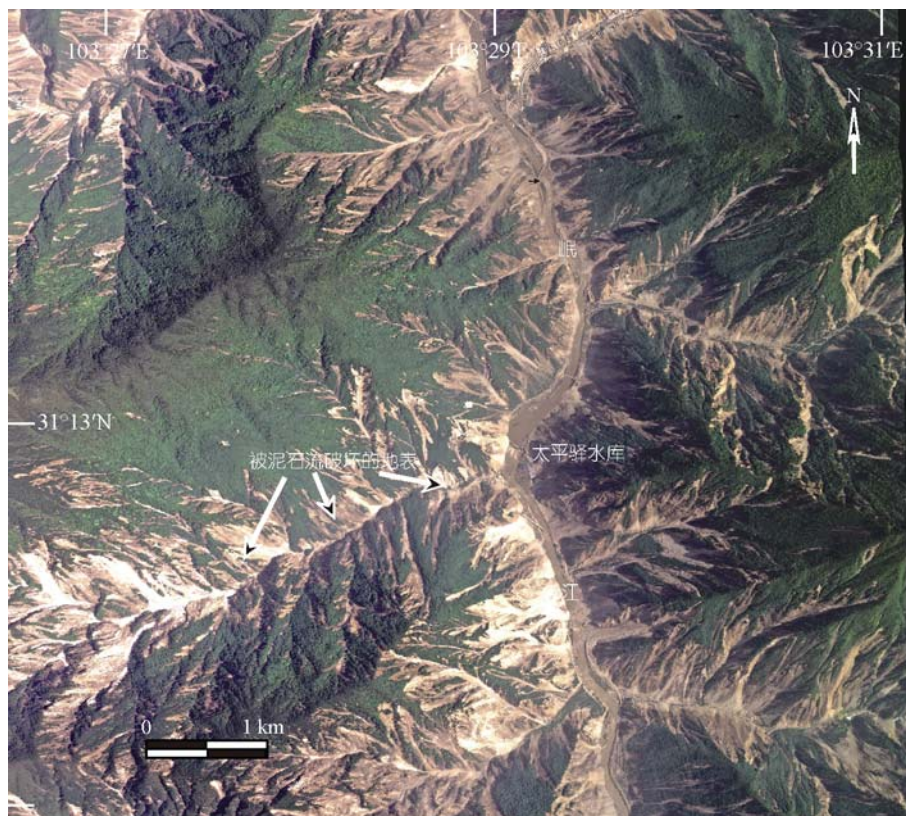


图5 汶川县南西太平驿水库一带航空照片

拍摄于5月12日大地震的第二天(由中国科学院对地观测与数字地球科学中心提供): 灰白色地域为滑坡和岩崩发生后裸露的岩石, 绿色地域为植被, 可见公路和桥樑受到破坏. 由于气候变迁和陡峻地形, 地表植被在未来很长的时间里将难以得到恢复, 滑坡和泥石流将会频繁地发生

再恢复. 可以预见, 龙门山地区在今后很长一个时期, 即使没有发生地震, 滑坡和泥石流也会频繁发生, 如果阻塞河流还会引发洪水. 这个认识的启迪是, 存在于龙门山山前的洪积物可能有两种成因: 一是气候; 二是地震, 地震激发了侵蚀速率的增加, 导致河流的沉积通量的增加. 需要指出的是, 就8级地震如汶川地震来说, 重发率为 $2\sim 10\text{ ka}^{[51]}$ 和 $2\sim 6\text{ ka}^{[52]}$ . 尽管地震重发时间只是根据经验公式计算出来的, 误差很大, 但是它反映出相当于汶川大地震的强震复发周期要小于气候事件的周期, 后者一般是以百年为单位. 如果按此计算的话, 成都平原内地震成因的砾石含量不会很多. 不过考虑到龙门山陡峭的地形, 特别是深切河谷, 植被不发育, 一些中等强度的地震(6~7级)照样会引发滑坡和泥石流, 而且植被一旦被破坏就不易恢复, 因此滑坡会在地震后很长一段时间里频繁地发生, 流失的岩土最终要被搬运到成都平原, 因

此可以断定成都平原内的许多砾石沉积是地震成因.

#### 4.2 青藏高原东缘隆升时间

基于上述认识, 我们可以重新审视成都平原在晚新生代的形成过程. 成都平原是岷江流出青藏高原东缘或龙门山后形成的泛滥平原, 沉积体主要由粗粒洪积物组成, 下部称之为大邑砾岩, 上部的称之为雅安砾岩, 大邑砾岩的砾石大小多在 $10\sim 20\text{ cm}$ , 含有许多石英岩、花岗岩和变质岩, 显然来源于龙门山的古生代和前寒武结晶岩系. 通过电子自旋共振测年确定大邑砾岩的最老年代为 $2.6\sim 3.6\text{ Ma}^{[34,39]}$ , 不过, 这些年龄还没有得到其他测年方法的印证. 然而, 在青藏高原北缘许多地区也沉积一套类似的粗粒沉积, 如西域砾岩和积石砾岩, 它们的古地磁和裂变径迹年龄为晚新生代( $2.5\sim 3.5\text{ Ma}^{[53,54]}$ ). 考虑到发生在岷江中、上游的许多洪水事件可能由构造活动和古地震



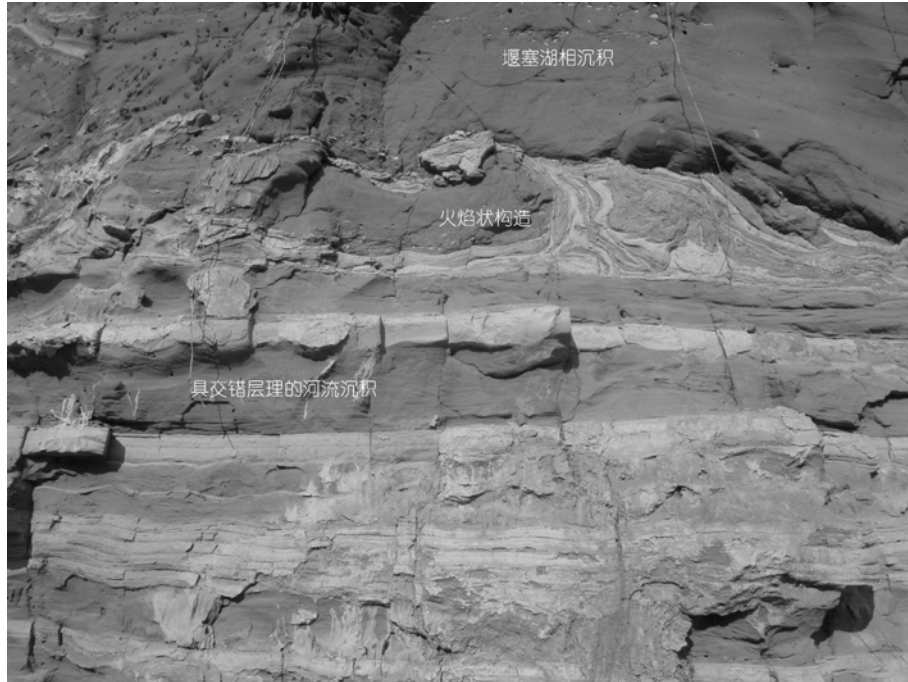


图 6 岷江上游较场地区沉积阶地地貌

镜头朝北. 阶地由分选极差的碎屑流沉积组成, 厚约 100 m. 因 1933 年地震时崩塌的岩石散落在右面的阶地之上. 阶地形成于上述堰塞湖沉积的下游方向, 因此这些阶地碎屑流沉积应该是地震引发的, 当时堰塞了岷江, 因此其年龄也应该是 22 ka

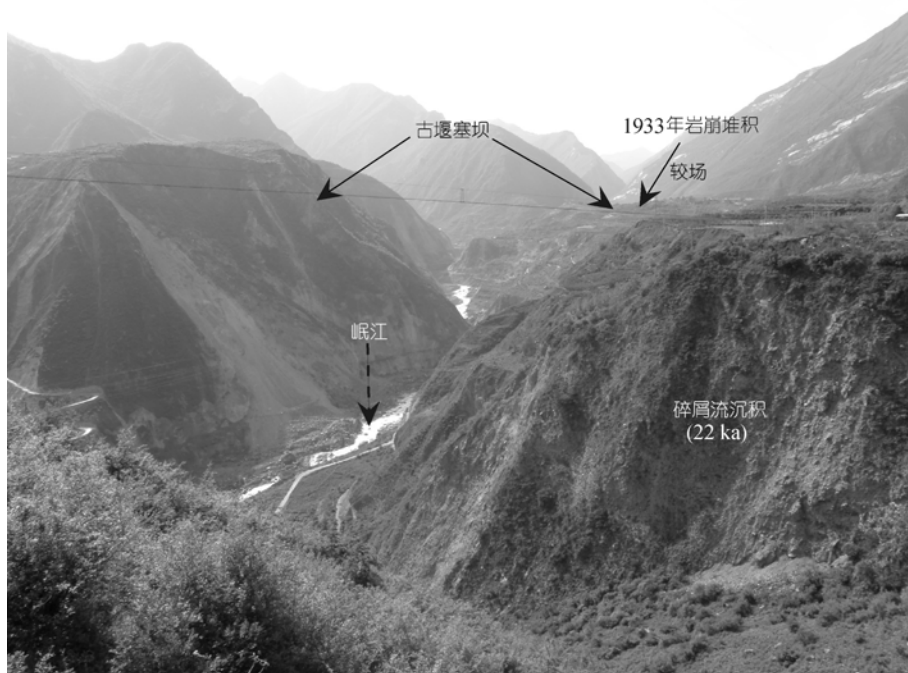


图 7 岷江上游较场地区的晚更新世堰塞湖沉积层(年代: 22~10 ka)

镜头朝西. 堰塞湖沉积层中的包卷层理, 也称之为火焰构造, 是沉积物在未固结时受到扰动而形成的. 考虑到岷山断裂带具有长期的地震历史, 我们推测是受古地震的扰动所致, 在这种情况下称之为震积岩

所引发, 那么沉积于岷江下游成都平原内的许多晚新生代洪积物应与地震活动有关. 成都平原晚新生代早期沉积均出露在平原的西缘. 大邑砾岩普遍发生了变形, 不过对于其变形机制一直没有定论. 在大邑县城西北, 大邑砾岩平行不整合上覆在晚白垩世紫红色砂岩之上, 两者均向南倾, 倾角  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ , 其东侧被近水平的中更新统雅安砾岩不整合的覆盖. 在都江堰西南约 5 km 处的玉堂场一带, 大邑砾岩之下还发育一套浅棕色砾岩, 其砾岩所含的砾石成分多是灰白色石英岩、灰岩和砂岩, 与大邑砾岩的区别是不含变质岩和花岗岩. 该套砾岩形成的时代被认为是早第三纪, 但缺乏具体证据, 与分布在四川盆地西南缘, 有年代证据的早第三纪沉积如名山组和芦山组截然不同, 后者均是紫红色砂、泥岩, 上部含石膏和钙芒硝<sup>[29]</sup>. 考虑到青藏高原东缘在中新世中晚期(8~13 Ma)经历过大规模的构造和侵蚀事件<sup>[35,41]</sup>, 我们推测这套砾岩很可能是形成于此时. 在玉堂场地区我们观察到, 这套砾石层近平行地上覆在晚白垩纪杂色碎屑沉积之上, 后者由紫红色和灰绿色砂泥岩组成, 夹灰质和石灰质砾岩层. 白垩纪地层与下伏侏罗纪和三叠纪地层共同形成一个紧闭的背斜,

走向北东-南西, 背斜核部地势陡峭, 构成一个分水岭, 反映出褶皱断裂作用很新. 褶皱的西北翼被安县-灌县断裂破坏, 被断裂置于晚三叠世须家河组之下(图 8). 由此可以确定大邑砾岩以及下伏中新世砾岩的变形与地壳的挤压有关, 褶皱之下可能有盲断层. 考虑到大邑砾岩向成都平原中心逐渐增厚, 大邑砾岩和下伏砾岩很可能是同构造沉积, 换言之, 它们的沉积年代就是成都平原挤压缩短的年代. 如果上述对其沉积年代的推测是正确的话, 龙门山前缘的主变形幕可确定为发生在中新世中晚期之后(8~13 Ma), 中更新世之前(图 8).

南北走向的岷山构造带位于龙门山构造带的北侧, 与后者具有极为类似的构造和地貌特征, 即海拔高, 最高峰——雪宝顶海拔达到 5588 m, 地形陡, 具有高度的地震活动性, 最近的两次强震发生在 1976 年(7.2 级)和 1933 年(7.5 级)<sup>[9]</sup>. 岷山南北向耸立在青藏高原和西秦岭之间, 西秦岭定形于中生代早期华南与华北的碰撞<sup>[25]</sup>. 岷山断裂带出露的最老地层为上古生界, 反应出该构造带形成年龄非常新. 与龙门山一样, 该构造带的地表变形速率也很小, 因此有研究将该构造带的隆升也归咎于下地壳的垂向挤出,

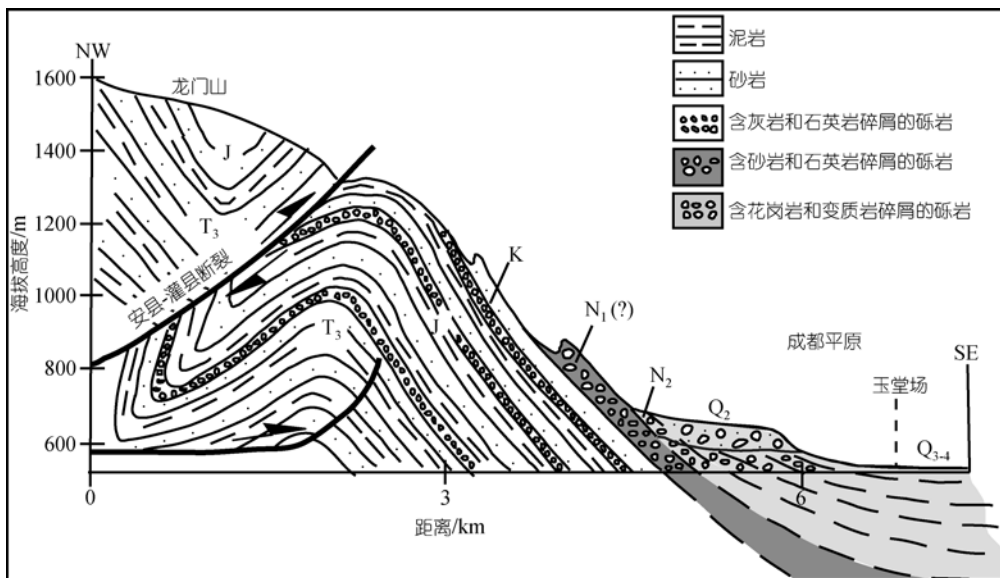


图 8 成都平原西北边缘玉堂场一带龙门山前缘构造剖面

大邑砾岩以及下伏的棕色砾岩(8~13 Ma?)与下伏的中生代地层共同构成一个北东-南西向背斜的东翼, 上覆在大邑砾岩之上的中更新统雅安砾石层没有遭受变形, 反映出地壳缩短可能发生在中新世中、晚期之后, 中更新统之前. 龙门山沿安县-灌县断裂向东的推进应该是成都平原发生缩短的原因. T<sub>3</sub>, 晚三叠世; J, 侏罗纪; K, 白垩纪; N<sub>1</sub>(?), 推测为晚第三纪; N<sub>2</sub>, 上新世-早更新世; Q<sub>2</sub>, 中更新世; Q<sub>3-4</sub>, 晚更新世-全新世

发生在晚第三纪和龙门山具有同样的隆升机制<sup>[51]</sup>. 汶川大地震导致了青川断裂的活动, 但是余震分布特征表明, 并非整个青川断裂都发生了活动, 在青川以北地区, 余震分布轨迹经西秦岭的略阳和宝鸡向北延伸. 对于这个现象, 有研究提出青藏高原应力场已越过岷山, 向东迁移到这个地震带, 这个构造地震带最终要与海原-六盘山构造带交汇, 演化成为青藏高原的一个新边界, 到时西秦岭将被一分为二, 西半部将成为高原的一部分(张国伟, 个人通讯).

## 5 结论与讨论

通过上述研究和分析, 我们认为: (1) 龙门山中生代挤压构造规模并不大, 而且作用时间也很短. 实际上, 位于其东、西两侧的扬子地块和松潘-甘孜褶皱带仅在晚三叠世表现出典型的挤压耦合, 而在中生代其他时间里两者的构造变形特征截然不同: 前者以北东-南西向挤压缩短为特征, 后者以顺时针旋转为特征, 在中生代时两者之间可能存在一个很宽的过渡带. 换言之, 松潘-甘孜褶皱带在中生代未必是四川盆地的主要物源区. (2) 不像青藏高原其他周边地区, 像塔里木盆地、柴达木盆地、河西走廊以及恒河平原, 高原的隆升始终伴随着剥蚀和沉积作用, 而四川盆地的大部分地区没有第三纪早中期沉积, 对此, 存在 3 种可能性: 一是青藏高原东缘在新生代

早、中期还没有发生隆升; 二是当时的河流系统是流向别的地方; 三是被剥蚀了, 在这一段漫长的时间里到底发生了什么事情很值得研究. (3) 汶川大地震的发生表明, 青藏高原与四川盆地的相互作用力已蓄积了很长的时间, 但这种巨大能量的蓄集并没有在地壳表面速度场上反映出来. 这种情况指示青藏高原与四川盆地的相互作用发生在地壳深部, 可能来源于塑性下地壳物质沿龙门山向上的挤出, 扬子地块的结晶基底由此被抬升到地表. 因此, 除了汶川-茂汶断裂, 龙门山的主干推覆构造全是形成于中新世中、晚期. 汶川-茂汶断裂在晚新生代可能发生过右行张扭性运动, 以协调高原东缘向北东方向的生长和彭灌杂岩体的隆升. (4) 5.12 大地震引发了大面积的滑坡和岩崩, 多处阻江, 形成堰塞湖, 如果没有人力作用, 堰塞湖最终要决堤, 由此引发洪水, 造成河流沉积通量的巨增. 龙门山和岷山在中新世中、晚期先后开始活动并伴随着地震. 由此可以推测, 堆积在龙门山山前成都泛滥平原内的晚新生代粗粒沉积物, 如大邑砾岩、雅安砾岩以及推测的中新世中晚期砾岩中的许多可能是地震引发的. 根据发生在青藏高原东缘中新世中、晚期的构造和侵蚀事件以及成都平原挤压变形特征, 可以推测青藏高原东缘的扩张和隆升很可能始于 8~13 Ma.

**致谢** 中国科学院对地观测与数字地球科学中心提供了汶川地震后所拍的高精度航空照片, 在成文的过程中与付碧宏研究员、郑国东研究员, 陈智樑研究员、李勇教授和刘树根教授开展了富有启发性的讨论, 审稿人提出了建设性的意见, 在此一并表示谢意.

## 参考文献

- 1 潘桂棠, 王桂生, 徐耀荣, 等. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社, 1990. 1—190
- 2 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. 成都: 成都科技大学出版社, 1994. 1—564
- 3 潘桂棠, 陈智樑, 李兴振, 等. 东特提斯地质构造形成演化. 北京: 地质出版社, 1997. 1—218
- 4 Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, et al. Tectonics of Longmen Shan and adjacent regions, Central China. *Int Geol Rev*, 1995, 37: 661—735
- 5 Burchfiel B C, Royden L H, van der Hilst R D, et al. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, 2008, 18: 4—11 [\[DOI\]](#)
- 6 许志琴, 侯立玮, 王宗秀. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 1—190
- 7 Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, et al. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China. *Geol Soc Amer*, 1998, 327 [\[DOI\]](#)
- 8 邓起东, 陈社发, 赵小麟, 等. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. *地震地质*, 1994, 16(4): 389—402

- 9 唐荣昌, 韩渭宾, 主编. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社, 1993. 1—192
- 10 李勇, 周荣军, 董顺利, 等. 汶川地震的地表破裂与逆冲走滑作用. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(4): 404—413
- 11 刘树根, 田小彬, 李智武, 等. 龙门山中段构造特征与汶川地震. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(4): 387—397
- 12 孟庆任, 渠洪杰, 胡健民. 西秦岭-松潘地体三叠系深水沉积作用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37(增刊 I): 209—223
- 13 Dirks P H G M, Wilson C G L, Chen S F, et al. Tectonic evolution of the NE margin of the Tibetan Plateau: evidence from the central Longmen Mountains, Sichuan Province, China. *J Southeast Asian Earth Sci*, 1994, 9: 181—192 [DOI](#)
- 14 Worley B A, Wilson C J L. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, and example from the central Longmen Shan, China. *J Struct Geol*, 1996, 18: 395—411 [DOI](#)
- 15 郭正吾, 邓康龄, 韩永辉. 四川盆地形成与演化. 北京: 地质出版社, 1996. 1—200
- 16 刘树根, 罗志立, 戴苏兰. 龙门上冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降. 地质学报, 1995, 69(3): 204—214
- 17 Yong L, Allen P A, Densmore A L, et al. Evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan Basin) during the Late Triassic Indosinian orogen. *Basin Res*, 2003, 15: 117—138 [DOI](#)
- 18 Meng Q R, Wang E, Hu J M. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: implication for continued clockwise rotation of the South China block. *Geol Soc Amer Bull*, 2005, 117: 396—410 [DOI](#)
- 19 樊春, 王二七, 王刚, 等. 龙门山断裂带北段晚新近纪以来的右行走滑运动及其构造变换研究. 地质科学, 2008, 43(3): 417—443
- 20 王二七, 孟庆任, 陈智梁. 龙门山构造带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因. 地学前缘, 2001, 8(2): 375—384
- 21 Harrowfield M J, Wilson C J L. Indosinian deformation of the Songpan Ganzi fold belt, Northeast Tibetan Plateau. *J Struc Geol*, 2005, 27: 101—117 [DOI](#)
- 22 Roger F, Malavieille J, Leloup Ph H, et al. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Ganzè fold belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 2004, 22: 465—488 [DOI](#)
- 23 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等. 松潘-甘孜地体内花岗岩的锆石 SHRIMP 定年及其构造意义. 岩石学报, 2005, 21(3): 867—880
- 24 Worley B A, Wilson C J L. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, and example from the central Longmen Shan, China. *J Struc Geol*, 1996, 18: 395—411 [DOI](#)
- 25 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 1—855
- 26 Zhao X X, Coe R S. Paleomagnetic constraints on the collision and rotation of north and south China. *Nature*, 1987, 327: 141—144 [DOI](#)
- 27 Yang Z, Besse J. New Mesozoic apparent polar wander path for South China: tectonic implications. *J Geophys Res*, 2001, 106: 8493—8520 [DOI](#)
- 28 刘树根, 罗志立. 一种新的陆内俯冲类型——龙门山型俯冲成因机制研究. 成都: 成都科技大学出版社, 1994. 220—229
- 29 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 1—730
- 30 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 1—728
- 31 陈智梁, 陈世瑜. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆: 重庆出版社, 1987. 1—172
- 32 Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geol Soc London*, 1986, 19: 113—157 [DOI](#)
- 33 Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 2001, 294: 1671—1677 [DOI](#)
- 34 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 2001, 21(5): 381—391
- 35 Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. 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*, 2002, 21: 1—20
- 36 Richardson N J, Densmore A L, Seward D, et al. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: insights from low temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2008, 113: B04409 [DOI](#)
- 37 Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. GPS measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intracontinental deformation. *J Geophys Res*, 2000, 105: 16215—16227 [DOI](#)
- 38 Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32: 809—812 [DOI](#)
- 39 李勇, 周荣军, Densmore A L, 等. 青藏高原东缘大陆动力学过程与地质响应. 北京: 地质出版社, 2006. 1—148
- 40 Royden L H, Burchfiel B C, King W R, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788—790 [DOI](#)

- 41 Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 2004, 23: TC1006[DOI]
- 42 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28: 703—706[DOI]
- 43 Densmore A L, Ellis M A Y, Li R, et al. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2007, 26: TC4005[DOI]
- 44 Harris N. Channel flow and the Himalayan-Tibetan orogen: a critical review. *J Geol Soc London*, 2007, 164: 511—523[DOI]
- 45 Yao H, Beghein C, van der Hilst R D. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—II Crustal and upper mantle structure. *Geophys J Int*, 2008, 173: 205—219[DOI]
- 46 Meng Q, Hu J, Wang E, et al. Late Cenozoic denudation by large-magnitude landslides in the eastern edge of the Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 243: 252—267[DOI]
- 47 许志琴, 李化启, 侯立玮, 等. 青藏高原东缘龙门山-锦屏造山带的崛起-大型拆离断层和挤出机制. *地质通报*, 2007, 26: 1262—1276
- 48 李勇, 曾允孚, 伊海生. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化. 成都: 成都科技大学出版社, 1995. 1—91
- 49 李承三. 龙门山南段东坡及其山前带第四纪冰川遗迹. 中国第四纪冰川遗迹研究文集. 北京: 科学出版社, 1964. 5—15
- 50 王兰生, 杨立铮, 王小群, 等. 岷江叠溪古堰塞湖的发现. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2005, 32(1): 1—11
- 51 Kirby E, Whipple K X, Burchfiel B C. Neotectonics of the Min Shan, China: implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan plateau. *GSA Bull*, 2000, 112(3): 375—393
- 52 张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. *地球物理学报*, 2008, 51(4): 1066—1073
- 53 Zheng D, Zhang P, Wan J, et al. Rapid exhumation at ~8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 248: 198—208
- 54 Fang X, Yan M, van der Voo R, Rea D K, et al. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan plateau: evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide basin, Qinghai Province, China. *Geol Soc Amer Bull*, 2005, 117: 1208—1225[DOI]