中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 4 期: 412 ~ 420
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

评 述 华夏山水的由来专题

秦岭的由来

孟庆任[1,2*]

1. 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
2. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049
* E-mail: qrmeng@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2017-02-13; 接受日期: 2017-03-01; 网络版发表日期: 2017-03-15
国家自然科学基金项目(批准号: 40830314, 91114204)资助

摘要 秦岭山脉是在新生代发生强烈隆升而形成的, 但它在古生代-中生代却经历了一个漫长的造山带演化过程. 秦岭造山带的发展涉及到大洋板块俯冲、弧后盆地扩张、不同陆块/地体分离与拼合以及造山期后强烈陆内变形. 晚中生代秦岭造山带大规模走滑变形、地体侧向挤出以及陆壳俯冲等地质过程最终奠定了秦岭造山带现今的平面几何形态和内部地质结构. 秦岭造山带演化所形成的挤压构造地貌在晚白垩世-古新世阶段被完全夷平. 秦岭山脉新生代的隆升与地壳伸展作用相关, 而非挤压构造的结果. 秦岭山脉隆升与北侧渭河盆地沉降同时发生, 两者构成了一个完整的伸展构造环境下的山-盆体系. 秦岭山脉的隆升速率在晚始新世-渐新世中期相对缓慢, 在渐新世晚期-中新世早期基本停止. 中新世中期秦岭山脉开始重新隆升, 并且在晚中新世-第四纪隆升速率明显增大. 秦岭山脉的隆升主要受其北缘断层的控制. 当秦岭北缘断裂为正断层时, 它不仅导致上盘渭河盆地强烈断陷, 而且造成下盘的秦岭山脉发生翘倾抬升. 当秦岭北缘断裂为压扭性走滑断层时, 它所引发的挤压作用则使渭河盆地发生抬升和剥蚀, 秦岭山脉也停止了翘倾抬升. 秦岭北缘断裂在10百万年左右演化为一个侧向连续的大型正断层, 从而导致秦岭山脉自晚中新世以来发生强烈快速隆升.

关键词 秦岭山脉, 秦岭造山带, 渭河盆地, 新生代

1 引言

横亘于中国中部高耸险峻的秦岭山脉是中国南、北方地理、气候和动植物的天然分界线. 秦岭山脉西起甘肃的迭山, 穿越陕西中部, 东至河南的伏牛山, 东西长约800km. 秦岭北侧为渭河盆地, 南以汉江为界(图1). 秦岭山脉主要山峰海拔在2000~2500m, 主峰太白山海拔达3771m. 秦岭山脉在先秦时代被称为“南山”或“终南山”. 中国最早记录秦岭或“南山”的文字出现在《山海经》和《禹贡》. 《山海经》中的《南山经》清楚地描述了“南山”的地理概况. 编于春秋时代我国第一部诗歌总集《诗经》中也有描写与秦岭相关的诗歌, 如《小雅·南山有台》等. 先秦时期为什么将秦岭称为“南山”的原因并不清楚. 一种可能性是秦岭这座巨大山脉位于渭河流域之南, 所以当时生活在那里的人们便把那座山称为“南山”. 与“南山”相对应,

中文引用格式: 孟庆任. 2017. 秦岭的由来. 中国科学: 地球科学, 47: 412–420, doi: 10.1360/N072016-00422
英文引用格式: Meng Q R. 2017. Origin of the Qinling Mountains (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 47: 412–420, doi: 10.1360/N072016-00422

© 2017 《中国科学》杂志社

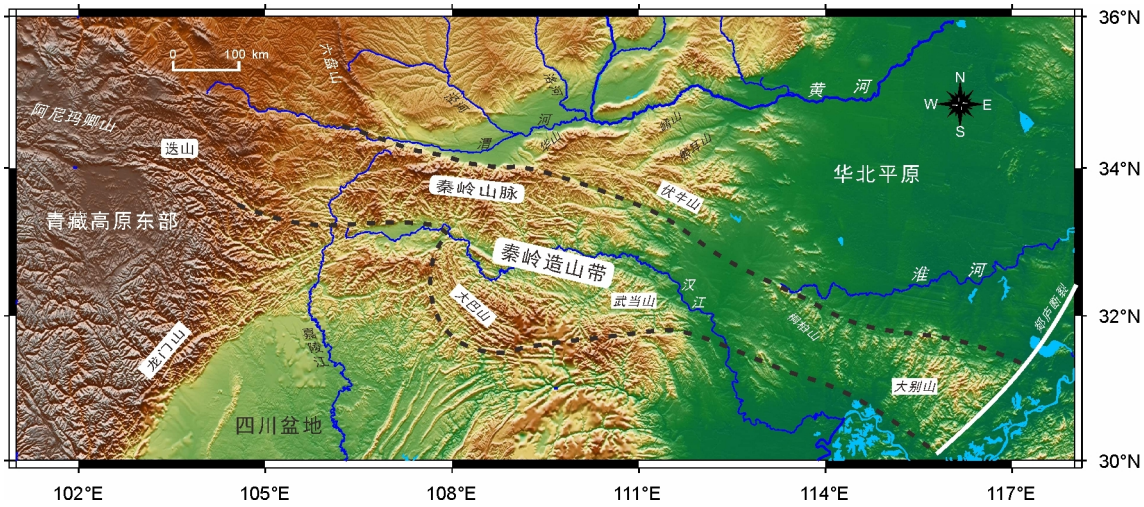

图 1　秦岭及邻区地貌图

虚线勾勒出秦岭造山带的范围

将渭河北侧的高陵称为“北山”. “秦岭”一词的文字记载出现在汉代地方志《三秦记》中: “秦岭东起商雒, 西尽汧陇, 东西八百里”. 显然, “秦岭”名称的使用应是从秦朝或汉朝开始的. 秦王朝的强盛可能使人们将“南山”改称为“秦岭”. “南山”和“秦岭”在中国古代诗歌和文学作品中都有出现, 但“秦岭”现今已被确定为正式的中国地理名称. 秦岭的地质发展一直是地质学家探讨的科学问题. 秦岭的演化可大致分为两个阶段, 即早期秦岭造山带演化阶段和晚期秦岭山脉形成阶段. 古生代-中生代为秦岭造山带发展时期, 涉及到大洋板块俯冲、活动和被动大陆边缘的发展、相邻陆块/地块的碰撞以及伴随的岩浆活动、变质作用和构造变形. 新生代是秦岭山脉的形成阶段, 它是秦岭造山带北部在伸展作用下发生强烈隆升的结果. 本文通过综合分析各种秦岭地质资料, 对秦岭构造发展过程进行总结, 重点阐述新生代秦岭山脉的形成历史.

2　秦岭山脉与秦岭造山带

山脉(mountain ranges)是一个地理学概念, 是指大陆内部由山岭和山谷组成并沿一定方向延伸的地理单元, 它以高耸狭长的地貌为特征. 山脉的隆升有多种成因, 可由地壳挤压形成, 如被称为世界屋脊的喜马拉雅山脉(珠穆朗玛峰海拔8844m); 由地壳伸展形成, 如位于东非裂谷西支的鲁文佐里山(主峰海拔5109m); 与走滑构造作用相关, 如阿尔金山脉(苏拉木塔格峰海拔6295m); 或由火山喷发形成, 如位于肯尼亚的非洲最高峰乞力马扎罗(火)山(主峰海拔5892m). 造山带(orogenic belt)则是一个地质学概念, 是指由造山作用形成的一个地质构造带. 造山作用是指与大洋板块俯冲以及大陆块体碰撞/增生相关的一系列地质过程, 包括大规模岩浆活动、区域变质作用以及强烈构造变形. 造山带通常经历了一个漫长的地质演变过程, 古老造山带多已被夷平或被后期其他地质作用所改造.

秦岭造山带与秦岭山脉同样也是两个不同的概念. 秦岭造山带是指华北与扬子陆块经过长期复杂拼合过程而形成的一个造山带, 其范围包括华北和扬子陆块在拼合过程中所影响的一个狭长区域(图1). 秦岭造山带向东包括桐柏-大别造山带, 所以地质文献中也常把秦岭造山带与大别造山带合为一体, 统称为秦岭-大别构造带. 秦岭造山带向西与阿尼玛卿造山带、东昆仑造山带和祁连造山带相接, 所以秦岭-大别造山带与阿尼玛卿、东昆仑和祁连山等造山带在地质文献中也被合称为中国的“中央造山带”.

3　秦岭造山带的演化

秦岭造山带的演化主要发生在古生代-三叠纪时期. 各种地质记录明确指示, 秦岭造山带的发展涉及两次大洋板块的俯冲和两次陆块的碰撞(Meng和Zhang, 1999, 2000; 张国伟等, 1996, 2001). 晚中生代时期, 由于华北与扬子陆块持续汇聚, 秦岭造山带又发生了强

烈的陆内构造变形, 中-晚三叠世形成的构造格局被大规模改造(Wang等, 2003; Meng等, 2005; 胡健民等, 2011). 图2显示了秦岭造山带在经历了晚中生代构造变形后的构造格局. 秦岭造山带可分为北秦岭、东秦岭和西秦岭几个构造单元. 北秦岭位于整个秦岭造山带的北部边缘, 南缘为商丹缝合带或商丹断裂带, 北侧为栾川断裂带. 东秦岭和西秦岭位于北秦岭的南侧, 两者之间通常以甘肃省徽县和成县两个中-新生代盆地(徽成盆地)为界. 西秦岭在新生代发展为青藏高原东部的一部分, 以强烈挤压变形和隆升为特征; 而东秦岭则受青藏高原向外扩展的影响较弱, 新生代主要受伸展构造的控制. 然而, 标记东秦岭和西秦岭之间地质演化差异性的界限一直缺乏明确的划分. 就秦岭造山带的地质结构来讲, 两者应该以宁陕断裂为界. 西秦岭保存有完整的秦岭造山带古生代-三叠纪的地质记录, 北侧和南侧分别被两个缝合带所限, 即商丹缝合带和勉略缝合带(图2). 东秦岭则经历了与西秦岭完全不同的古生代-三叠纪演化过程. 东秦岭包括南秦岭和大巴山两个构造带(图2). 根据对这两个构造带内地层和沉积序列的分析, 证明东秦岭在晚元古代–古生代时期应属于扬子陆块的边缘, 它在晚中生代才被卷入到秦岭造山带之中(Meng等, 2005). 目前研究资料显示, 勉略缝合带向东终止于宁陕断裂(图2), 没有地质证据显示它沿东秦岭南缘继续向东延伸. 因此, 东秦岭与北秦岭之间缺失一个可与西秦岭地质演化过程相类似的地块.

图3是依据相关研究成果建立的一个秦岭造山带演化模型. 在新元古代-奥陶纪时期, 华北陆块与一个外来地块之间曾存在一个古大洋, 称为商丹洋(图3a). 商丹洋板块自晚寒武世开始向华北陆块之下俯冲, 导致华北陆块南缘在晚寒武世-奥陶纪发展为一个活动大陆边缘, 出现火山岛弧、弧前盆地和弧后盆地等(Meng和Zhang, 2000; Dong等, 2011; Liu等, 2016). 二郎坪蛇绿混杂岩被认为是弧后盆地的产物, 而北秦岭则记录了与俯冲过程相关的火山岛弧和弧前盆地体系(图3b). 早志留世商丹洋闭合, 北秦岭与外来地块发生碰撞, 二郎坪弧后盆地也同时关闭. 商丹洋和弧后盆地的闭合在秦岭造山带北部形成了两个缝合带, 即商丹缝合带和二郎坪缝合带(图3c). 扬子陆块在早古生代曾远离华北陆块(Duan等, 2011), 直到晚古生代才逐渐向华北陆块漂移(Metcalfe, 1996), 两个陆块之间被古特提斯洋或秦岭洋所分隔. 自二叠纪开始, 秦岭洋板块向新增生到华北陆块南缘的外来地块之下俯冲(图3d). 晚古生代时期, 扬子陆块北部边缘始终为被动大陆边缘, 以发育浅海陆棚和斜坡碎屑岩和碳酸盐岩沉积体系为特征. 扬子陆块在中-晚三叠世与外来

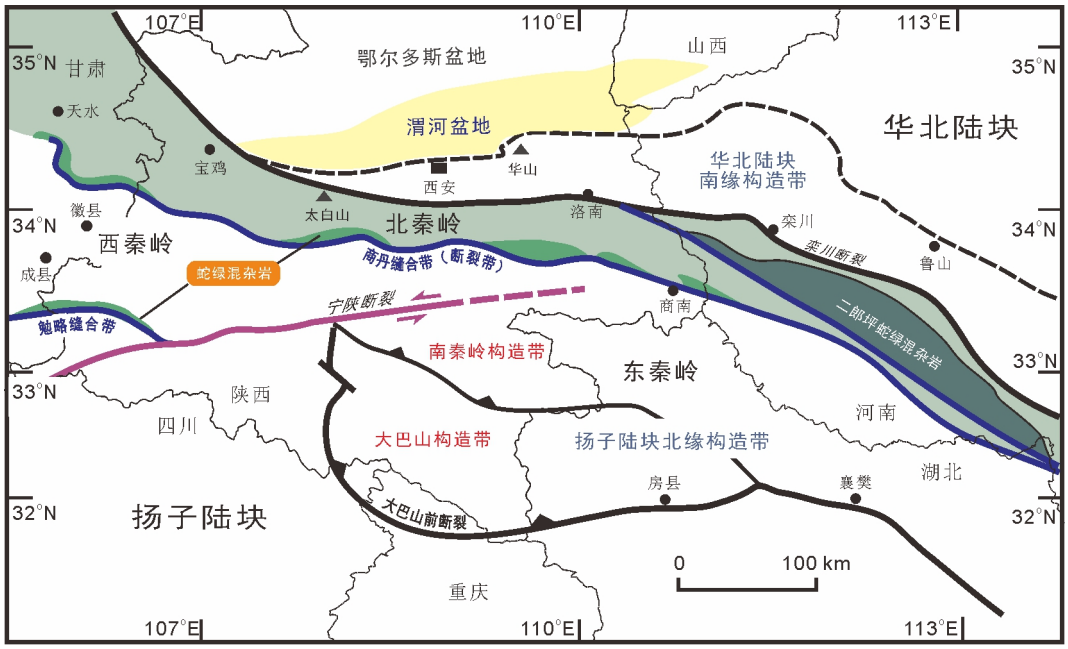

图 2　秦岭构造带构造单元划分

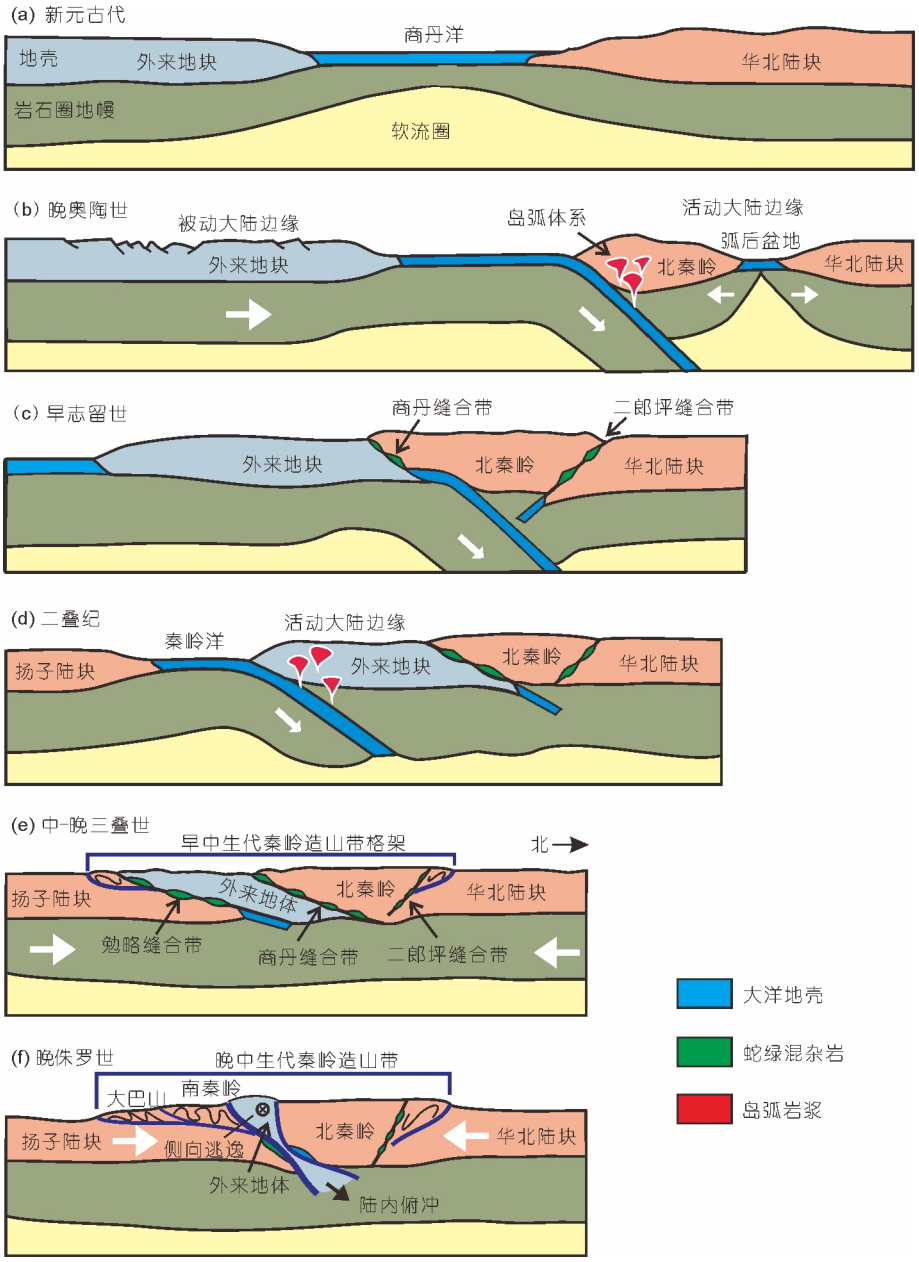

图 3　秦岭造山带二维演化模型

地块发生碰撞, 勉略缝合带最终将华北与扬子陆块结合在一起(图3e). 中-晚三叠世形成的秦岭造山带主要由北秦岭和外来地块两部分组成, 其南、北边缘分别为勉略缝合带和二郎坪缝合带, 其南、北两侧还可能发育周缘前陆变形带和前陆盆地. 扬子陆块在晚中生代继续与华北陆块汇聚, 并同时发生顺时针旋转, 造成秦岭造山带进一步缩短变形(Meng等, 2005). 扬子陆块向北的斜向挤压导致秦岭造山带内的外来地块发生陆内俯冲和侧向逃逸(图3f), 使得秦岭造山中-晚三叠世构造格架被改造. 到早白垩世, 外来地块由于持续的陆内俯冲和侧向挤出而最终在东秦岭消失(Meng等, 2005; 胡健民等, 2011), 使得扬子陆块与北秦岭直接接触(图2). 桐柏造山带发育晚三叠世高压变质带(刘晓春等, 2013), 而该变质岩带直接与北秦岭拼贴在一起. 这一现象很可能是早期外来地块的消失导致南部勉略缝合带与北部商丹缝合带直接拼合的结果. 由

于晚中生代强烈构造变形, 东秦岭古生代-三叠纪构造演化的地质记录已不完整. 不同研究者依据不同研究方法和地质资料已提出了多种秦岭造山带二维构造演化模型(Meng和Zhang, 1999; Dong等, 2011; 吴元保等, 2013; 刘晓春等, 2013; Liu等, 2016). 然而, 要重建秦岭造山带三维时空演化历史还需要更多的细致工作, 如合理恢复造山带内部不同地块的时空关系以及大型断裂带的演变.

4 秦岭山脉的形成

在晚白垩世到古近纪, 秦岭造山带经历了一个缓慢的隆升过程(Hu等, 2006), 造山带早期的构造地貌被大幅度剥蚀和夷平(吴海中等, 2003). 从始新世 (约50Ma)开始, 秦岭造山带北部又发生强烈隆升. 秦岭主峰太白山的海拔为3771m, 北侧渭河盆地海拔为400m, 两者在不到40km的距离内出现大于3300m的高度差异(图4a). 为了恢复秦岭山脉的隆升方式和历史, 已开展了大量的地质和地球物理研究(王全庆等, 1990; 滕志宏和王晓红, 1996; 陕西省地震局, 1996; 邢作云等, 2005). 恢复山脉隆升历史的方法主要是根据岩石中磷灰石和锆石矿物的裂变径迹热年代分析. 秦岭山脉广泛出露早白垩世花岗岩(王晓霞等, 2015), 因此成为研究秦岭山脉新生代隆升历史的主要岩石. 研究者主要分析了华山花岗岩(万景林等, 2000; 尹功明等, 2001; 吴海中等, 2003)和太白山花岗岩(刘建辉等, 2010; Heberer等, 2014)的冷却历史. 华山花岗岩的锆石U-Pb年龄为(133.8±1.1)Ma(郭波等2009); 太白山花岗岩的锆石U-Pb年龄为(124.4±1.3)Ma(Heberer等, 2014). 根据对角闪石矿物形成时的温度和压力计算, 确定太白山花岗岩形成时所处的深度为12km(Heberer等, 2014). 太白山花岗岩现今已出露于地表, 因此自晚白垩世开始至少有12km厚的上覆地壳物质被剥露掉.

山脉隆升/剥露速率的变化可依据花岗岩体冷却速率的变化来推断. 冷却速率快指示隆升速率快, 冷却速率慢反映隆升速率慢. 依据磷灰石和锆石裂变径迹热年代学的详细分析, 目前已很好地限定了太白山和华山花岗岩体在新生代的冷却历史. 分析结果显示, 太白山和华山花岗岩都是从始新世开始冷却, 并经历了早期相对快速、中期缓慢和晚期快速的冷却速率变化(图4b). 早期冷却发生在(50~25Ma)期间, 冷却速率为3℃/Ma; 25~10Ma为花岗岩相对缓慢冷却阶段, 冷却速率为1℃/Ma; 从大约10Ma开始, 花岗岩的冷却速率达5℃/Ma(Liu等, 2013). 太白山和华山花岗岩的冷却速率变化反映了新生代秦岭山脉的剥露/隆升历史, 即秦岭山脉在始新世-渐新世中期开始相对快速隆升, 但隆升过程在渐新世晚期-中新世早期明显变缓. 秦岭山脉自晚中新世发生快速隆升, 并延续到第四纪. 沿秦岭山脉北缘和在渭河盆地内部, 断裂运动现今仍十分活跃, 并引发多次6~8级地震. 1556年华山北缘断裂活动引发了华县8级大地震; 1568年渭河断裂活动又触发了西安东北部6.7级大地震(韩恒悦等, 2002).

秦岭山脉的隆升与北侧渭河盆地的沉降同时发生, 它们是在同一构造环境下形成的. 各种地球物理和地质资料揭示渭河盆地是在伸展构造环境下沉降形成的, 因此也被称为渭河地堑(李连捷, 1933; 王存诚, 1965; 刘锁旺等, 1981; 王景明, 1986). 控制渭河盆地沉降和沉积作用的主要断层为秦岭北缘断裂和华山山前断裂, 如户县沉积中心受控于秦岭北缘断裂, 而固市沉积中心受控于华山山前断裂(易明初, 1993; 邢作云等, 2005). 影响渭河盆地构造-沉积发展的其他主要断裂还包括北山南缘断裂和渭河断裂(徐煜坚等, 1988; 冯希杰等, 2008; 任隽等, 2013). 由于主要受秦岭北缘断裂的控制, 渭河盆地南部沉降非常强烈. 新生界户县和固市沉积中心的厚度达6000~7000m(韩恒悦等, 2002), 造成渭河盆地南北向剖面表现出明显的半地堑特征(图4c).

渭河盆地新生代地层自晚始新世开始发育, 与秦岭山脉开始隆升的时间基本一致. 对渭河盆地的地层单元划分和时代已开展了长期研究, 建立了完整的地层层序(刘东生等, 1960; Kaakinen和Lunkka, 2003; 刘护军等, 2004, 王斌等, 2013). 位于渭河盆地南缘的蓝田地区新生界最底部为红河组, 由一套冲积扇和河流沉积组成(张玉萍等, 1978). 红河组在盆地边缘约250m厚, 但在盆地内部厚度可达1000m(Wang, 1987). 晚始新世-早渐新世白鹿塬组由灰白色砾岩、砂岩和泥岩组成, 为冲积扇与河流沉积(王斌等, 2013). 白鹿塬组在盆地边缘与红河组呈不整合接触, 厚200~400m, 但在盆地内部与红河组为连续沉积, 厚度达2000m, 以湖泊和三角洲沉积为特征(李智超等, 2015). 渭河盆地在渐新世晚期-中新世早期发生抬升, 秦岭山脉也在此阶

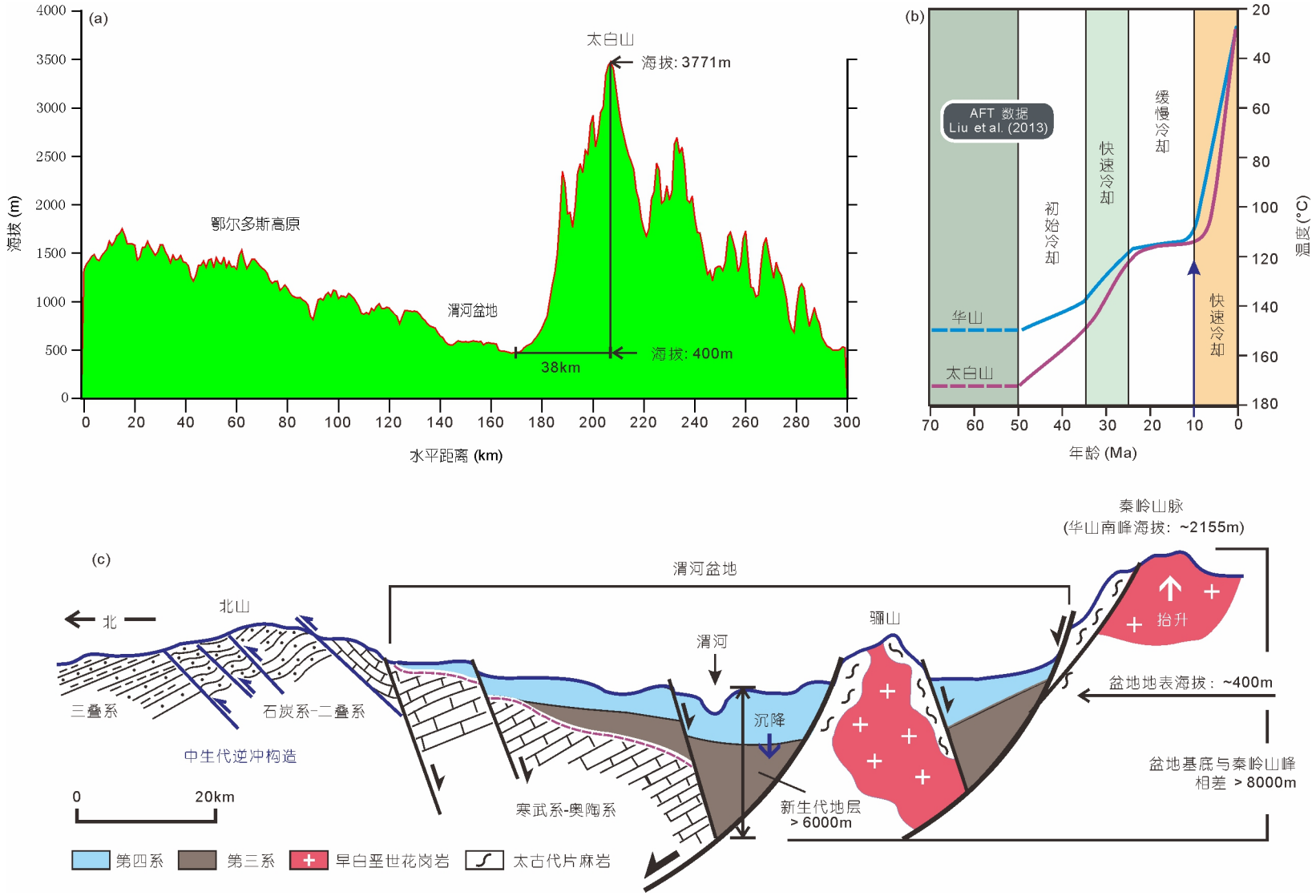

图 4　秦岭及邻区的地貌和地质结构以及新生代隆升历史

(a) 太白山-渭河盆地-鄂尔多斯高原南部地貌剖面, 注意从渭河400m海拔到太白山主峰3771m海拔的水平距离仅38km; (b) 华山和太白山花岗岩新生代冷却历史, 据Liu等(2013)修改; (c) 秦岭山脉与渭河盆地的山-盆关系, 从盆地基底到华山南峰的高差大于8000m, 指示新生代山脉与相邻盆地之间巨大的差异升降运动, 地质剖面据王全庆等(1990)改绘

段被强烈剥蚀和夷平(韩恒悦等, 2002). 中新世冷水沟组与下伏白鹿塬组为不整合接触, 但向上与寇家村组为连续沉积. 冷水沟组和寇家村组在盆地边缘由砾岩和砂岩以及少量泥岩组成, 代表盆地边缘的冲积扇和辫状河流沉积体系. 这两个地层组在盆地内部则为细粒沉积相, 指示湖泊沉积环境(李智超等, 2015). 中新世晚期-更新世地层自下而上分别为灞河组、蓝田组和三门组, 是一套湖泊沉积, 累计厚度可达2500~3000m(韩恒悦等, 2002). 从晚中新世开始, 渭河盆地湖泊沉积体系不断增大(李智超等, 2015), 形成了所谓的三门湖(王斌等, 2013). 汪品先等(1982)曾报道在新近纪永乐店群第二段和第三段(大致相当于灞河组和蓝田组)发现了有孔虫, 指示上新世的海泛事件可能导致海水侵入到渭河盆地.

秦岭山脉的隆升与渭河盆地的沉降在时间和空间上完全耦合, 它们构成了一个伸展构造环境下完整的山-盆系统. 图5恢复了秦岭山脉与渭河盆地在发展过程中的耦合关系. 秦岭山脉实际上是秦岭造山带北部或北秦岭在新生代发生隆升而形成的. 晚白垩世-古新世期间, 北秦岭和华北克拉通南缘处于右旋压扭性构造环境(Mercier等, 2013). 挤压构造作用导致北秦岭发生抬升和受到长期剥蚀, 中生代形成的构造地貌

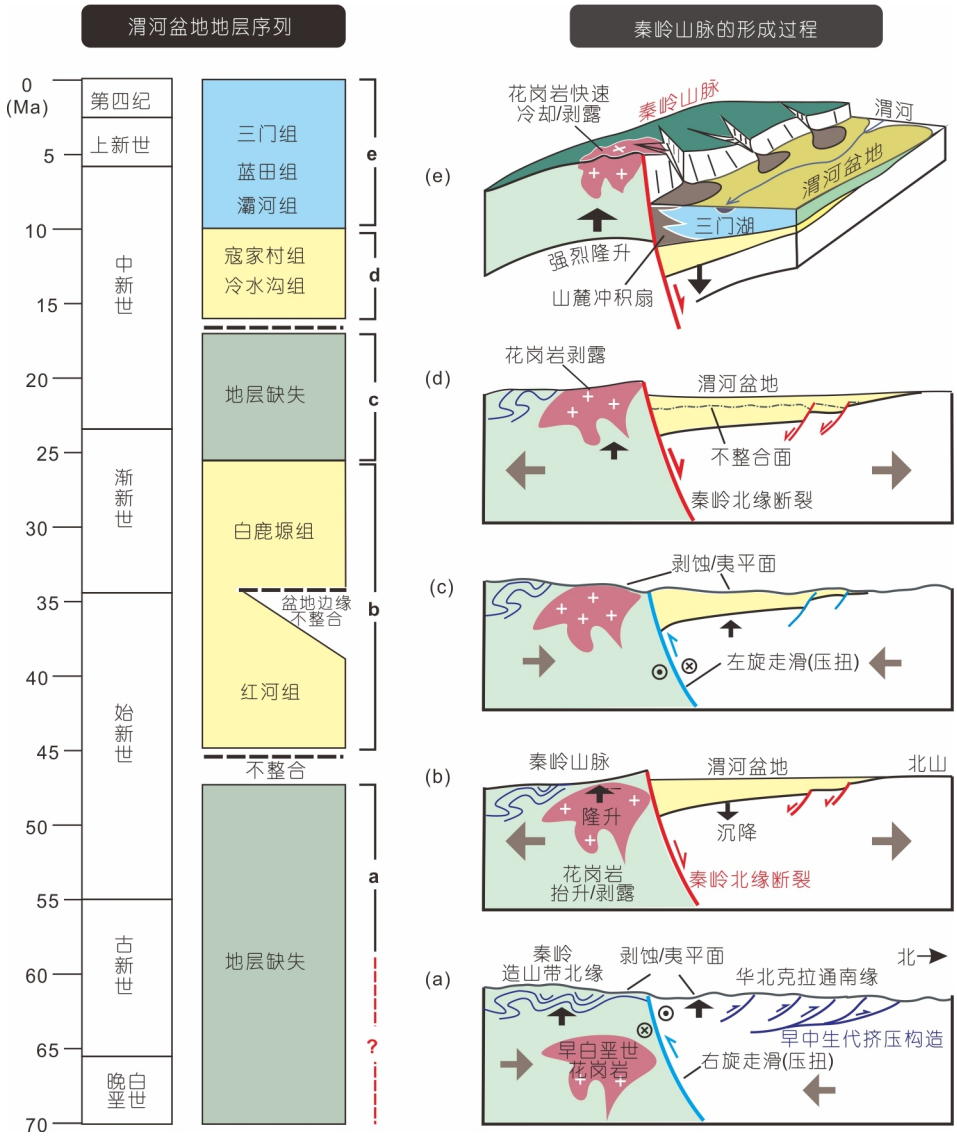

图 5　渭河盆地的地层序列和秦岭山脉的形成过程

被夷平(图5a). 古新世秦岭造山带的夷平使得中国南、北方动物可以广泛迁移和交流(薛祥煦和张云翔, 1996). 始新世区域性伸展作用导致秦岭北缘正断层的形成和发展. 作为断层下盘的北秦岭发生翘倾抬升, 而位于上盘的华北克拉通南缘则发生断陷(图5b). 太白山和华山早白垩世花岗岩的冷却历史明确记录了始新世-渐新世期间秦岭的隆升过程(Liu等, 2013), 而红河组和白鹿塬组的发育则指示渭河盆地也是自始新世-渐新世开始沉降和沉积(王斌等, 2013). 上述地质事实共同反映秦岭山脉是自始新世开始形成的. 秦岭山脉的隆升并不是一个连续过程. 渐新世晚期-中新世早期, 秦岭北缘断裂由早期正断层转变为左旋压扭活动(Mercier 等, 2013), 导致秦岭山脉停止隆升. 与此同时, 渭河盆地也停止沉降, 缺失渐新世晚期-中新世早期沉积, 中新统冷水沟组与下伏地层之间出现不整合面(图5c). 秦岭山脉在这一时期的夷平也得到了古脊椎动物活动和分布的证实, 因为新近纪早期秦岭山脉内部的动物与外界保持很好的交流(薛祥煦等, 1996). 经过相对短暂的剥蚀和夷平, 秦岭山脉大约从20 Ma又开始继续隆升, 但在20~10Ma期间隆升速率相对缓慢(Liu等, 2013). 渭河盆地也恢复了沉降, 沉积了冷水沟组和寇家村组(图5d). 与秦岭山脉缓慢隆升相对应, 渭河盆地的沉降幅度在20~10Ma期间也较小, 冷水何组-寇村组的厚度一般小于1000m. 秦岭山脉在晚中新世开始大规模快速隆升, 并且一直持续到第四纪. 渭河盆地也同时发生强烈沉降, 导致盆地可容空间快速增大, 造成湖泊沉积体系的广泛发育, 形成了分布面积广阔的“三门湖”(图5e).

秦岭山脉的隆升和发展与伸展断裂的活动直接相关. 正断层的活动一方面造成上盘沉降而形成裂谷盆地, 另一方面导致断层下盘由于上覆岩石的卸载而发生翘倾式均衡抬升. 秦岭山脉新生带隆升正是其北缘断裂活动的结果, 即由于上盘岩石的卸载而发生均衡反弹. 始新世-渐新世时期, 秦岭北缘断裂还不是一个连续的大型正断层, 而表现为一系列东西向延伸的小型正断层. 渭河盆地在始新世-渐新世时期曾发育多个独立的小型断陷盆地(李智超等, 2015), 它们的沉降和沉积作用正是受当时秦岭北缘小型正断控制. 小型正断层的垂向断距不大, 因此其下盘的翘倾抬升幅度也相对较小. 因此, 秦岭山脉北缘早期小型正断层仅仅导致秦岭山脉发生缓慢和小幅度的隆升. 到中新世晚期, 秦岭山脉北侧小型断层已互相连接, 形成为一个侧向延伸 >300km的大型正断层, 即秦岭北缘断裂. 秦岭北缘大型正断层活动导致秦岭山脉经历了新生代以来最为强烈和快速的隆升, 同时也造成渭河盆地发生大规模的沉降和扩展. 因此, 现今高耸的秦岭山脉主要是在晚中新世-第四纪时期形成的.

5 结语

秦岭山脉与秦岭造山带是两个不同的概念. 秦岭造山带从晚元古代到三叠纪经历了一个长期的演化历史, 涉及到大洋板块俯冲、陆块拼合以及相关的岩浆活动、变质作用和挤压变形等地质过程. 秦岭造山带在中-晚三叠世最终将华北与扬子陆块结合在一起, 并且在晚中生代又受到陆内构造变形的强烈改造. 秦岭造山带北部自始新世开始隆升, 隆升过程与地壳伸展作用相关. 新生代秦岭山脉与渭河盆地构成了一个完整的伸展构造环境下的山-盆体系. 受区域构造环境变化的影响, 秦岭山脉在新生代经历了多阶段隆升过程. 秦岭最强烈和快速的隆升发生在晚中新世-第四纪, 渭河盆地也同时发生大幅度沉降. 秦岭北缘断裂是由早期小型断裂逐渐演化为一个侧向连续的大型正断层. 晚中新世-第四纪秦岭北缘断裂强烈活动是导致其下盘或秦岭山脉发生大规模翘倾抬升的原因.

参考文献

冯希杰, 李晓妮, 任隽. 2008. 渭河断裂深、中、浅和近地表显示. 地震地质, 30: 264–272

郭波, 朱赖民, 李犇, 弓虎军, 王建其. 2009. 华北陆块南缘华山和合峪花岗岩岩体锆石U-Pb年龄、Hf 同位素组成与成岩动力学背景. 岩石学报, 25: 265–281

胡健民, 孟庆任, 陈虹, 武国利, 渠洪杰, 高卫, 陈文. 2011. 秦岭造山带内宁陕断裂构造演化及其意义. 岩石学报, 27: 657–671

韩恒悦, 张逸, 袁志祥. 2002. 渭河断陷盆地带的形成演化及断块运动. 地震研究, 25: 362–368

李连捷. 1933. 渭河断谷之地文. 中国地质学会会志, 12: 375–397

李智超, 李文厚, 李永项, 李玉宏, 韩伟, 闻金华, 陈萌, 秦智. 2015. 渭河盆地新生代沉积相研究. 古地理学报, 17: 529–540

刘东生, 丁梦麟, 高福清. 1960. 西安蓝田间新生界地层剖面. 地质科学, 3: 199–208

刘护军, 薛祥煦. 2004. 对渭河盆地新生界及其年代的讨论. 地球科学与环境学报, 26: 1–5

刘建辉, 张培震, 郑德文, 万景林, 王伟涛. 2010. 秦岭太白山新生

代隆升冷却历史的磷灰石裂变径迹分析. 地球物理学报, 53: 2405–2414
刘锁旺, 甘家思. 1981. 汾渭裂谷系. 地壳形变与地震, 3 : 110–123
刘晓春, 江博明, 李三忠. 2013. 大陆岩板俯冲与折返的穿时性: 桐柏造山带晚二叠-三叠纪高压变质地体提供的制约. 科学通报, 23: 2251–2258
任隽, 冯希杰, 王夫运, 彭建兵, 刘晨, 戴王强, 李高阳, 张艺, 马冀. 2013. 深地震反射剖面揭示的渭河盆地西安坳陷的地壳精细结构. 地球物理学报, 56: 513–521
陕西省地震局. 1996. 秦岭北缘活动断裂带. 北京: 地震出版社
滕志宏, 王晓红. 1996. 秦岭造山带新生代构造隆升与区域环境效应研究. 陕西地质, 14: 33–42
万景林, 李齐, 王瑜. 2000. 华山岩体中、新生代抬升的裂变径迹证据. 地震地质, 22: 53–58
汪品先, 王乃文, 鲍金松. 1982. 汾渭盆地新生代有孔虫的发现及意义. 地质论评, 28: 93–100
王斌, 郑洪波, 王平, 何忠. 2013. 渭河盆地新生代地层与沉积演化研究: 现状和问题. 地球科学进展, 28: 1126–1135
王存诚. 1965. 论渭河地堑. 地质学报, 45: 153–164
王景明. 1986. 论汾渭裂谷. 西安地质学院学报, 8: 36–49
王全庆, 裴先治. 1990. 渭河裂谷盆地的构造特征分. 西安地质学院学报, 12: 40–49
王晓霞, 王涛, 张成立. 2015. 秦岭造山带花岗质岩浆作用与造山带演化. 中国科学: 地球科学, 45: 1109–1125
吴海中, 吴珍汉, 万景林, 周春景. 2003. 华山新生代隆升-剥蚀历史的裂变径迹热年代学分析. 地质科技情报, 22: 27–32
吴元保, 郑永飞. 2013. 华北陆块古生代南向增生与秦岭-桐柏-红安造山带构造演化. 科学通报, 58: 2246–2250
邢作云, 赵斌, 涂美义, 邢集善. 2005. 汾渭裂谷系与造山带耦合关系及其形成机制研究. 地学前缘, 12: 247–262
徐煜坚, 申屠炳明, 汪一鹏. 1988. 渭河盆地北缘断裂带活动特征的初步研究. 地震地质, 10: 77–88
薛祥煦, 张云翔. 1996. 从生物化石的性质和分布分析秦岭上升的阶段性与幅度. 地质论评, 42: 30–36
易明初. 1993. 渭河地堑盆地新构造运动及其基本特征. 中国地质科学院院报, 27–28: 27–41
尹功明, 卢演俦, 赵华, 李万伦, 李莉, 郭仕伦. 2001. 华山新生代构造抬升. 科学通报, 46: 1121–1123
张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学 D辑: 地球科学, 26: 193–200
张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社
张玉萍, 黄万波, 汤英俊, 计宏祥, 尤玉柱, 童永生, 丁素因, 黄学诗, 郑家坚. 1978. 陕西蓝田地区新生界. 北京: 科学出版社
Dong Y P, Zhang G W. Neubauer F, Liu X M, Genser J, Hauzenberger C. 2011. Tectonic evolution of the Qinling orogen, China: Review and synthesis. J Asian Earth Sci, 41: 213–237
Duan L, Meng Q R, Zhang C L, Liu X M. 2011. Tracing the position of the South China block in Gondwana: U-Pb ages and Hf isotopes of Devonian detrital zircons. Gondwana Res, 19: 141–149
Heberer B, Anzenbacher T, Neubauer F, Genser J, Dong Y, Dunkl I. 2014. Polyphase exhumation in the western Qinling Mountains, China: Rapid Early Cretaceous cooling along a lithospheric-scale tear fault and pulsed Cenozoic uplift. Tectonophysics, 617: 31–43
Hu S B, Raza A, Kyoungwon M, Kohn B P, Reiners P W, Ketcham R A, Wang J, Gleadow A J W. 2006. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution along a transect from the north China craton through the Qinling orogen into the Yangtze craton, central China. Tectonics, 25: 1029–1044
Kaakinen A, Lunkka J P. 2003. Sedimentation of the Late Miocene Bahe Formation and its implications for stable environments adjacent to Qinling mountains in Shaanxi, China. J Asian Earth Sci, 22: 67–78
Liu J, Zhang P, Lease R O, Zheng D, Wan J, Wang W, Zhang H. 2013. Eocene onset and late Miocene acceleration of Cenozoic intracontinental extension in the North Qinling range-Weihe graben: Insights from apatite fission track thermochronology. Tectonophysics, 584: 281–296
Liu L, Liao X, Wang Y, Wang C, Santosh M, Yang M, Zhang C, Chen D. 2016. Early Paleozoic tectonic evolution of the North Qinling Orogenic Belt in Central China: Insights on continental deep subduction and multiphase exhumation. Earth-Sci Rev, 159: 58–81
Meng Q R, Wang E, Hu J M. 2005. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: Implication for continued clockwise rotation of the South China block. Geol Soc Am Bull, 117: 396–410
Meng Q R, Zhang G W. 1999. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation. Geology, 27: 123–126
Meng Q R, Zhang G W. 2000. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. Tectonophysics, 323: 183–196
Mercier J L, Vergely P, Zhang Y Q, Hou M J, Bellier O, Wang Y M. 2013. Structural records of the Late Cretaceous–Cenozoic extension in Eastern China and the kinematics of the Southern Tan-Lu and Qinling Fault Zone (Anhui and Shaanxi provinces, PR China). Tectonophysics, 582: 50–75
Metcalfe I. 1996. Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys. Australian J Earth Sci, 43: 605–623
Wang E, Meng Q R, Burchfiel B C, Zhang G. 2003. Mesozoic large-scale lateral extrusion, rotation, and uplift of the Tongbai-Dabie Shan belt in East China. Geology, 31: 307–310
Wang J M. 1987. The Fenwei rift and its recent periodic activity. Tectonophysics, 133: 257–275