西北大学学报(自然科学版)
2026 年 10 月,第 56 卷第 5 期,Oct. ,2026,Vol. 56,No. 5
Journal of Northwest University (Natural Science Edition)

·地球科学·

鄂尔多斯盆地西南缘海原—六盘山断裂南段景福山隆起演化成因及意义

张泽宇[1,2],王韶豪[1],黄　雷[1],彭　恒[1],王　朝[1],王建强[1],殷　珂[1],李　鑫[1],丰孝林[1],刘米娜[1]

1. 西北大学 地质学系,陕西 西安　710127;2. 延长油田股份有限公司 勘探开发技术研究中心,陕西 延安　716000

摘要　为探究鄂尔多斯盆地西南缘弧形断裂的构造演化过程,以景福山隆起为研究对象,通过低温热年代学技术结合区域地质资料,系统揭示该区中-新生代构造演化过程及其热演化响应特征。景福山隆起低温热年代学记录显示,该区经历了晚侏罗世—早白垩世、晚白垩世及新生代 3 期主要隆升事件。其中,晚侏罗世—早白垩世阶段隆升幅度明显大于周缘同期区域,表现出异常隆升特征,指示该期构造活动可能与六盘山弧形断裂早期走滑作用密切相关。研究认为,新生代六盘山弧形断裂并非单一阶段形成,而是在早期既有走滑断层基础上经历多期次构造活动改造,并伴随不同阶段的构造响应逐渐发育形成现今断裂格局。

关键词　鄂尔多斯盆地西南缘;低温热年代学;海原—六盘山断裂带;早期走滑活动

中图分类号:P54　　**DOI**:10.16152/j.cnki.xdxbzr.2026-05-017

Evolution, genesis and significance of the Jingfushan Uplift in the southern segment of the Haiyuan-Liupanshan fault zone at the southwest margin of the Ordos Basin

Zhang Zeyu[1,2], Wang Shaohao[1], Huang Lei[1], Peng Heng[1], Wang Zhao[1], Wang Jianqiang[1], Yin Ke[1], Li Xin[1], Feng Xiaolin[1], Liu Mina[1]

1. Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710127, China;

2. Exploration and Development Technology Research Center, Yanchang Oilfield Co., Ltd., Yan'an 716000, China

Abstract　To investigate the tectonic evolution of the arcuate fault system along the southwestern margin of the Ordos Basin, this study focuses on the Jingfushan uplift and integrates low-temperature thermochronological analyses with regional geological evidence to systematically reconstruct its Meso-Cenozoic tectonic evolution and associated thermal responses. The results indicate that the low-temperature thermochronological records of the Jingfushan uplift reveal three major uplift events during the Late Jurassic-Early Cretaceous, Late Cretaceous, and Cenozoic periods. Among them, the Late Jurassic-Early Cretaceous uplift exhibited a significantly greater magnitude than that of the surrounding regions during the same period, suggesting that this anomalous uplift

收稿日期:2026-05-27　　修回日期:2026-09-01

基金项目:国家自然科学基金(42272148,42230815,42241204)

第一作者:张泽宇,男,从事油田气驱技术研究,yu@stumail.nwu.edu.cn。

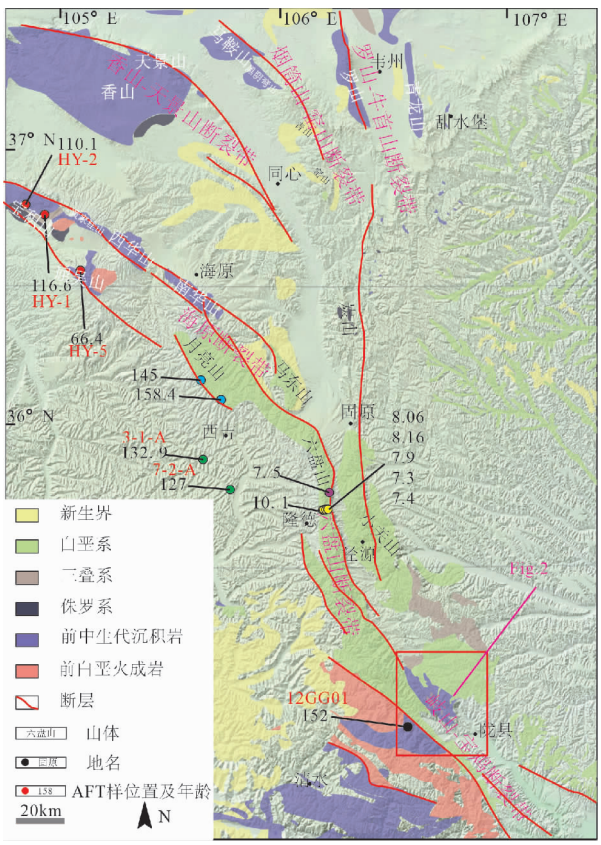
通信作者:黄雷,男,教授,博士生导师,从事盆地分析和油气勘探研究,huanglei@nwu.edu.cn。

was closely related to the early strike-slip activity of the Liupanshan arcuate fault system. We propose that the Cenozoic Liupanshan arcuate fault system did not form during a single tectonic stage, but rather developed through multiple phases of tectonic reactivation and modification based on pre-existing strike-slip faults, with successive tectonic responses ultimately shaping the present-day fault architecture.

Keywords　southwest Ordos Basin; low temperature thermochronology; Haiyuan-Liupanshan fault zone; early strike-slip activity

鄂尔多斯盆地西南缘地处古华北板块、秦岭造山带、祁连造山带及阿拉善地块等不同构造单元的结合部位,受多期构造作用影响,构造变形强烈且复杂[1-2]。该区的域构造演化过程现仍存在诸多争议,最典型的是新生代青藏高原东北向扩展导致了海原—六盘山弧形断裂体系的活动[3-10],可其断裂体系的演化过程仍不清楚。有学者认为该断裂体系由早期先存断层的活化而形成[11-13],也有学者认为其主要在新生代形成[14]。

景福山隆起是海原—六盘山弧形断裂带南段(岐山—宝鸡断裂)的上一个隆起带,其周围出露地层以新元古界和古生界为主,并有少量白垩系和第四系出露地层。从构造形态来看,该隆起带呈菱形平面形态分布于走滑断裂带受阻弯曲的部位,可能是由断层走滑活动引起的挤压变形(见图 1)。因此,该隆起的演化史能很好地反映海原—六盘山弧形断裂带的演化,并进一步对区域构造事件以指示。本研究旨在通过景福山隆起的低温热年代学研究,恢复海原—六盘山弧形断裂带的形成发育过程,探讨鄂尔多斯盆地西南缘的构造演化史。



注:图中热年代学数据分布的红色圆点数据据文献[16];蓝色圆点数据文献[11];黄色圆点数据据文献[17];绿色圆点数据据文献[12];紫色圆点数据据文献[18];黑色圆点数据据文献[19];样品年龄单位均为 Ma。

图 1　鄂尔多斯盆地西南缘构造纲要图及前人样品分布位置

Fig. 1　Structure outline map and sample distribution of the southwest margin of the Ordos Basin

1　研究区概况

鄂尔多斯盆地西南缘分布有诸多断裂,这些断裂在平面上整体呈现反“S”弧形,和众多大型褶皱构成了弧形构造带(见图 2)。带内新生代地层展布受弧形构造带的断裂控制明显[7-9],指示这些断层多为新生代活动断层且部分现今仍在活动。这些断裂自南向北主要包括岐山—宝鸡断裂、六盘山断裂、海原断裂、香山—天景山断裂、烟筒山—窑山断裂、罗山—牛首山断裂,这些断层多具有走滑兼逆冲性质[7-8,13,15]。它们在平面展布形态上具有向南部六盘山地区收敛的帚状构造,具有同期活动特征。此外,同一断层的平面连续性不强,指示存在早期形成的断层,且部分层段在后期发生了活动、改造[13]。

研究区景福山隆起位于海原—六盘山断裂南段的岐山—宝鸡断裂带内,其位置接近六盘山断裂南端,较东南段更为狭窄,受断层控制明显。景福山地势相较于岐山—宝鸡断裂带东南段整体较高,具有断块山地与山间盆地相间排列的盆岭构造地貌特点。

景福山隆起被多条断层所围限,具有菱形平面形态。景福山隆起内部为一背斜形态,核部为新元古界,两翼依次为寒武系、奥陶系、三叠系,局部发育白垩系。隆起周围多为上白垩统及更新地层,仅在西侧陇山及研究区内出露大量的中生界

及更早地层(见图 2)。

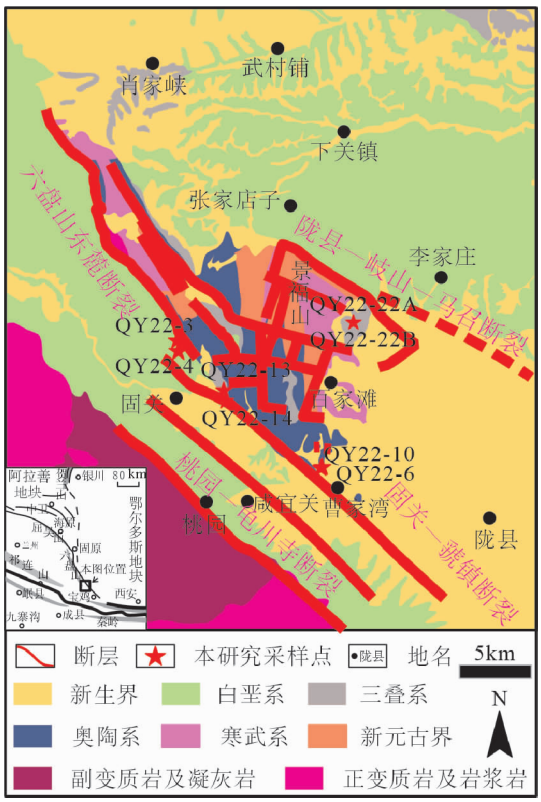


图 2 景福山隆起地质简图及样品分布图

Fig. 2 Geological schematic map and sample distribution map of the Jingfushan uplift

2 样品和分析方法

2.1 样品

本研究主要通过低温热年代学研究反映隆起的演化史，主要包括磷灰石裂变径分析及磷灰石(U-Th)/He 分析来约束地层的抬升和剥露历史。在断裂带北部，靠近断裂的不同位置采集了 6 个样品，开展磷灰石裂变径迹研究，2 个样品进行磷灰石(U-Th)/He 分析。其中 QY22-6、QY22-10 为奥陶系砂岩，QY22-13、QY22-22A、QY22-22B 为三叠系砂岩，QY22-3、QY22-4、QY22-14 为白垩系砂岩。

采样信息详见表 1 和图 2，野外样品照片及地质现象如图 3 所示。

2.2 磷灰石裂变径迹测年方法

样品在中国西北大学地质学系裂变径迹实验室，使用 EDM 外探测器和 zeta(ζ)校准方法完成测年。首先采用标准重液、磁法和手工提取方法，分选出样品中的磷灰石；分选好的磷灰石颗粒使用树脂胶固定，磨抛光使颗粒最大内表面露出；使用 5.5 mol/L 硝酸在 20 ℃下对样品蚀刻 20 s，使径迹变粗变长，以显示自发轨迹，并能够在普通光学显微镜下观察；然后在蚀刻好的样品上贴上低铀白云母片作为外部探测器，并贴上标准铀玻璃 IRRM540 作为剂量计检测辐照中子通量，送至美国俄勒冈州立大学辐射中心进行辐照；辐照后的云母片使用 40% 氢氟酸室温下蚀刻 45 min，使白云母外探测器中的诱发裂变径迹显示；使用蔡司 Axioplan2 光学显微镜，在透射光条件下使用 100 倍物镜对标准样品中的自发裂变径迹和诱发裂变径迹，以及标准玻璃上的径迹进行识别和计数，并依据相应径迹计数结果标定 Zeta 因子(ζ)。最终，在相同的显微镜和计数条件下，对应测样品中的自发裂变径迹和诱发裂变径迹进行系统统计，并结合标准样品标定的 Zeta 因子(ζ)计算样品的裂变径迹年龄。根据标准样品 Zeta 因子(ζ)校准结果，获得的 Zeta 因子(ζ)加权平均值为 232.36 ± 14.46。磷灰石裂变径迹年龄计算使用 TrackKey v4.2 软件完成。

表 1 景福山隆起 AFT 样品信息及测试结果

Tab. 1 Information and test results of AFT samples from the Jingfushan Uplift

样号	岩性	n	$\rho_s(n_s)$ /(10^5/cm^2)(个)	$\rho_i(n_i)$ /(10^5/cm^2)(个)	$\rho_d(n_d)$ /(10^5/cm^2)(个)	$P(c_2)$ /%	中间年龄 /Ma	池年龄 /Ma	U /×10^{-6}	M /μm	D_{par} /μm
QY22-3	白垩系灰绿色砂岩	40	21.518 (2 215)	32.913 (3 388)	16.29 (9561)	0	124.7 ± 6.2	122.6 ± 5.2	0.28	12.67 ± 0.90	1.69
QY22-4	白垩系砂岩	40	21.845 (1 793)	34.954 (2 869)	14.79 (7 765)	0	105.2 ± 6.5	106.5 ± 5.2	0.35		1.71
QY22-13	三叠系粉砂－细砂岩	31	20.592 (1 557)	21.808 (1 649)	14.61 (7 751)	5	160.4 ± 7.3	158.3 ± 6.7	0.2	12.73 ± 1.08	1.67
QY22-14	白垩系紫色中砂岩	40	22.266 (2 140)	35.730 (1 649)	16.78 (10 076)	0	123.3 ± 5.9	120.3 ± 5.1	0.3	13.17 ± 1.10	1.81
QY22-22A	三叠系细砂岩	6	18.957 (152)	39.287 (315)	15.83 (9 006)	0	108 ± 24	88.1 ± 10.1	0.39		1.51
QY22-22B	三叠系细砂岩	37	20.740 (1 537)	22.656 (1 679)	14.67 (7 723)	79	154.3 ± 5.6	154 ± 5.6	0.21		1.71

注：ζ = (232.36 ± 14.46) a/cm^2；n 所测磷灰石颗粒个数；$\rho_s(n_s)$ $\rho_i(n_i)$ $\rho_d(n_d)$ 自发径迹诱发径迹标准铀玻璃的诱发径迹密度及数目；U(×10^{-6})铀含量；$P(\chi^2)$检验概率；Mean(L)实测围限径迹长度；D_{par}蚀刻坑长度/μm。

2.3　磷灰石 U-Th/He 测年方法

样品测试工作在西北大学 U-Th/He 实验室完成。①尽量挑选满足自形晶、无包裹体、最小维度大于 80 μm 的磷灰石,之后在 100 倍物镜下测量出颗粒的长、宽,计算 α 校正参数;②用 Pt 囊将挑选好的磷灰石颗粒以及 Durango 标样包裹,将颗粒置于铜板中的凹槽内,使用 970 nm 二极管激光(电流 8 A)对颗粒加热 5 min,所有颗粒都加热两次;③用^{3}He 稀释提取释放出来的^{4}He,并用质谱仪进行同位素分析,He 含量测定完成之后,样品颗粒被转移到溶样瓶中,向其中加入 25 μL 的 U 的 Th 稀释剂及 7 mol/L 的 HNO_3 混合溶液,U、Th 稀释剂的浓度分别为 15 ng/mL、5 ng/mL;④将溶样瓶静置 4 h,保证样品颗粒完全溶解;⑤测量之前,向溶样瓶中加入 MiniQ 超纯水,使溶液体积达到 1 mL;⑥将稀释的标准溶液、样品溶液以及本底溶液在质谱仪上完成测试。

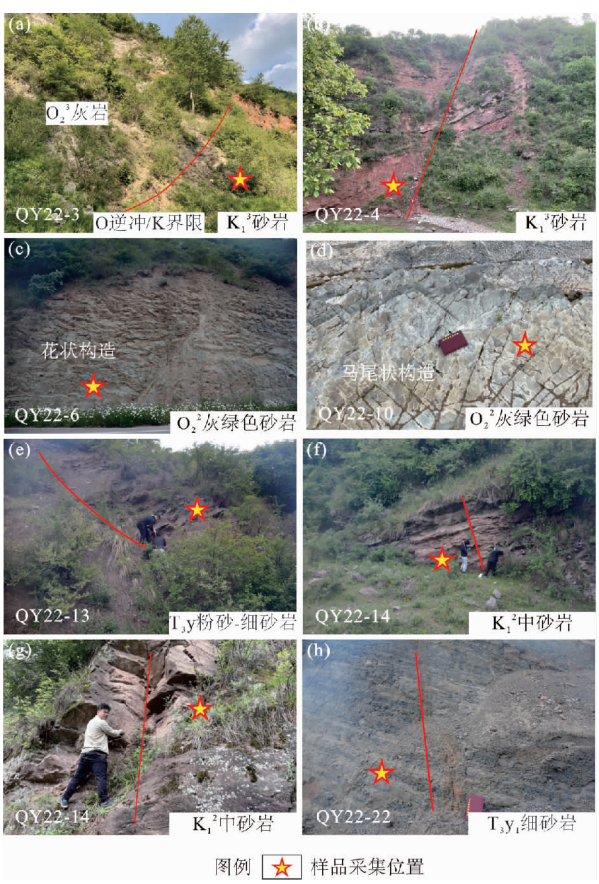


图 3　岐山—宝鸡断裂带野外样品照片及构造现象

Fig. 3　Field photographs of samples and structural features from the Qishan-Baoji fault zone

2.4　热历史模型

裂变径迹实验中,测量到的裂变径迹表观年龄的地质含义有限,并不能完全揭示引起裂变径迹退火的真实地质演化事件,故不能有效地约束样品隆升的时限及过程。然而,热历史模拟软件提供了一种从磷灰石裂变径迹数据中提取可靠地质信息的方法。通过测试得出的磷灰石裂变径迹年龄、围限径迹长度 D_{par} 值等参数,可用来进行热历史模拟,提取出数据所隐含的地质信息。本研究使用 HeFTy1.9.1 软件,运用 Monte Carlo 法进行反演模拟,对裂变径迹数据进行热历史反演模拟,结合已有的热史模拟数据,综合表征研究区的热演化过程。

3　数据结果与分析

3.1　低温热年代学数据结果

在本研究中,磷灰石裂变径迹样品除了 QY22-22A 以外,其余样品至少有 20 个磷灰石颗粒的年龄。三叠系样品的中值年龄分别为 160.4 Ma(QY22-13)和 154.3 Ma(QY22-22B),年龄均具有单峰分布特点,单颗粒年龄均小于采样岩体的结晶年龄,且均通过 χ^2 检验($P(\chi^2)>5\%$),表明样品中的磷灰石都来自同一年龄组分或经历了统一的退火过程。实际上,矿物颗粒的化学成分对退火过程存在影响,从而影响磷灰石裂变径迹的年龄和长度。然而,样品 QY22-13 和 QY22-22B 的 D_{par} 值分别为 1.32 ~ 2.11 μm 和 1.44 ~ 2.55 μm,相对集中,表明同一样品的磷灰石颗粒具有相似的退火动力学特征。

白垩系样品的中值年龄分别为 124.7 Ma(QY22-3)、105.2 Ma(QY22-4)、123.3 Ma(QY22-14)。同时 QY22-3、QY22-4、QY22-14 的 D_{par} 值分别为 1.39 ~ 2.09 μm、1.27 ~ 2.37 μm 及 1.35 ~ 2.32 μm,且单颗粒年龄和 D_{par} 值间并未见明显相关性(见图 4),这指示矿物化学成分差异对年龄影响不大。但根据样品的年龄分布可知,白垩系的所有样品在沉积后均没有经历完全退火。

样品围限径迹的实测平均长度分别为(10.27 ± 1.54) μm(QY22-3)和(10.55 ± 1.51) μm(QY22-13)以及(11.27 ± 1.66) μm(QY22-14),经 c 轴矫正后的平均长度分别为(12.67 ± 0.90) μm(QY22-3)、(12.73 ± 1.08) μm(QY22-13)以及(13.17 ± 1.10) μm(QY22-14),结果列于表 1。

对两个奥陶系砂岩样品(QY22-6 和 QY22-10)进行了 AHe 分析,数据是可以接受的,并且在重复实验中显示出较高的可重复性。因此,平均

AHe 年龄 79.1 Ma 和 140.0 Ma 约束了这两个样品的隆升(见表 2)。

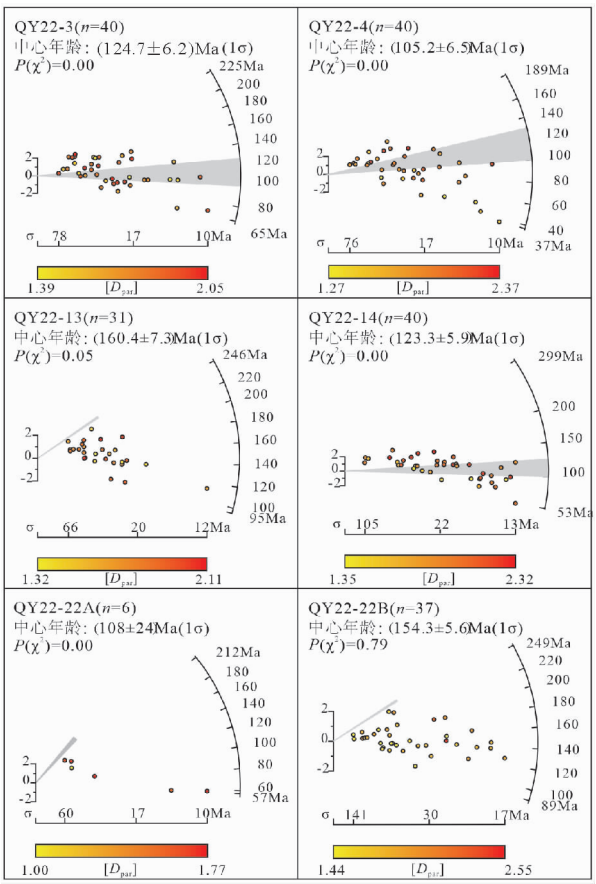


图 4 景福山隆起磷灰石裂变径迹单颗粒年龄

Fig. 4 Single-grain apatite fission track ages of the Jingfushan Uplift

3.2 热历史模型

模拟过程中设置了以下约束条件:① 平均地表温度设置为(15 ± 5)℃,所有样品的沉积温度及现今所处温度为(15 ± 5)℃;② 因为 U-Th/He 测年中样品 QY22-10 最终测得的平均年龄为 140.0 Ma,结合三叠系样品 QY22-13 的中值年龄(160.4 ± 7.3) Ma,对样品 QY22-13 在 190 ~ 130 Ma 内设置 200 ~ 60 ℃的约束框;③ 由于早白垩纪早期景福山隆起域的部分地区存在沉积,对样品 QY22-13 在 130 ~ 0 Ma 内设置 120 ~ 0 ℃的约束框;④ 白垩系样品 QY22-3 及 QY22-14 未完全退火,根据 U-Th/He 测年中样品 QY22-6 最终测得的平均年龄为 79.1 Ma,对样品 QY22-3 及 QY22-14 在 100 ~ 60 Ma 设置 120 ~ 60 ℃的约束框;⑤ 因无其他明显的地质记录,故对样品 QY22-3 及 QY22-14 的路径再设置在一个宽泛的时间 80 ~ 0 Ma 和温度 80 ~ 0 ℃约束框内,模拟至出现 300 条好的路径。

反演热历史模型如图 5 所示,其中绿色区域为可接受演化路径,紫色区域为好的演化路径,白色曲线代表最佳拟合路径,黄色范围为磷灰石裂变径迹部分退火带区间(APAZ)。拟合优度参数(GOF)被用来指示模拟结果与实际测量值之间的拟合程度,其值越大代表模拟结果与实际值越吻合,当模拟所获 GOF 值大于 0.05 说明模拟结果可以接受,当 GOF 值大于 0.5 说明模拟结果很好。

表 2 景福山隆起 AHe 样品信息及测试结果

Tab. 2 Summary of AHe sample data and results from the Jingfushan Uplift

样品编号	岩性	U /×10⁻⁶	Th /×10⁻⁶	eU /×10⁻⁶	He /×10⁻⁶	质量 /ug	Ft	等效半径 /um	长度 /um	原始年龄 /Ma	标准差 σ /Ma	平均年龄 /Ma	标准差 σ /Ma
QY22-6-1	奥陶系砂岩	3.92	29.83	10.9	0.011 17	2.26	0.60	80.15	169.24	47.1	2.0	79.1	3.4
QY22-6-2	奥陶系砂岩	2.32	30.10	9.4	0.008 97	1.78	0.56	74.57	154.09	44.0	1.4	78.0	2.5
QY22-6-3	奥陶系砂岩	2.16	19.88	6.8	0.006 67	1.74	0.56	73.96	153.55	45.0	1.9	80.4	3.4
QY22-10-1	奥陶系砂岩	8.11	34.49	16.2	0.024 62	1.08	0.50	68.61	110.45	70.0	4.2	140.2	8.4
QY22-10-2	奥陶系砂岩	9.33	49.93	21.1	0.041 97	3.50	0.66	97.14	178.56	91.8	4.5	139.7	6.9

三个样品的围限径迹长度较长且也呈单峰分布,表明样品经历了相对快速的隆升过程或在部分退火带区间停留时间较短。模拟结果显示了以两个或三个重要的冷却阶段为特征的热历史。其中"好"路径的范围可以被用来计算平均冷却速率。具体来说,三叠系样品 QY22-13 以 2.60 ℃/Ma的平均冷却速率从 160 Ma 冷却到 130 Ma,然后冷却速率降低至 0.43 ℃/Ma,直到 30 Ma,之后在 ~7 Ma 之前冷却速率增高,在 ~7 Ma 后冷却速率显著增高〔见图 5(a)〕。此样品的热历史模拟显示了在晚侏罗世—早白垩世研究区存在显著的抬升冷却,在早白垩世之后冷却减慢,在晚新生代再次加速冷却。

白垩系样品 QY22-3 在 65 Ma 以缓慢的冷却速率冷却持续到 10 Ma,并在 10 Ma 处快速冷却。样品 QY22-14 和 QY22-3 模拟结果相似,从 80 Ma

开始以缓慢的冷却速率冷却,在 25 Ma 冷却速率有所提高,并持续到 7 Ma;在 7 Ma 后,再次加速冷却。白垩系的样品显示了在晚白垩世—早始新世存在冷却抬升,以及在新生代加速冷却抬升。

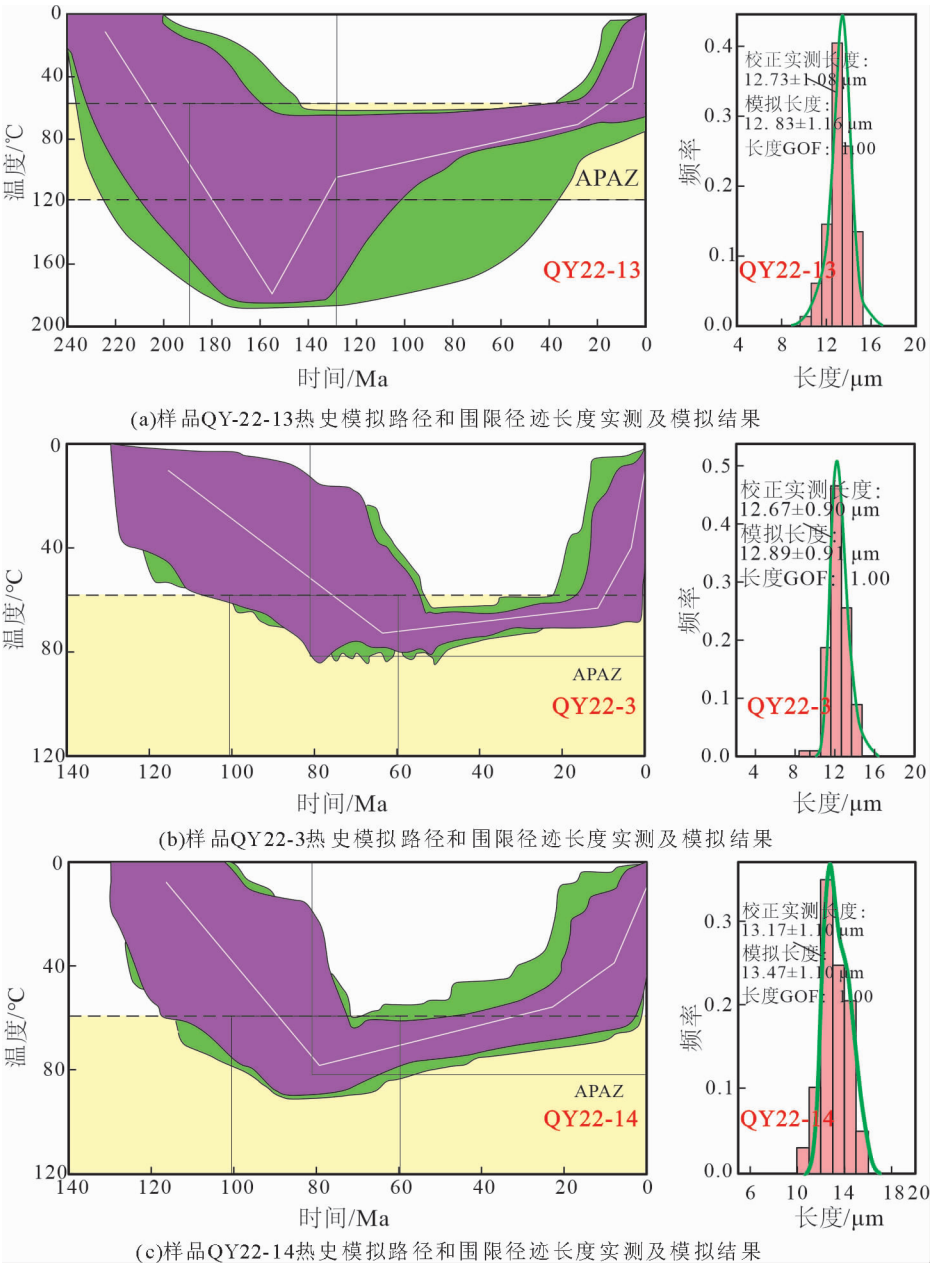


图 5　景福山隆起样品热史模拟图

Fig. 5　Thermal history modeling diagram of samples from the Jingfushan Uplift

4　讨论

4.1　景福山隆起构造演化史

4.1.1　晚侏罗世—早白垩隆升阶段

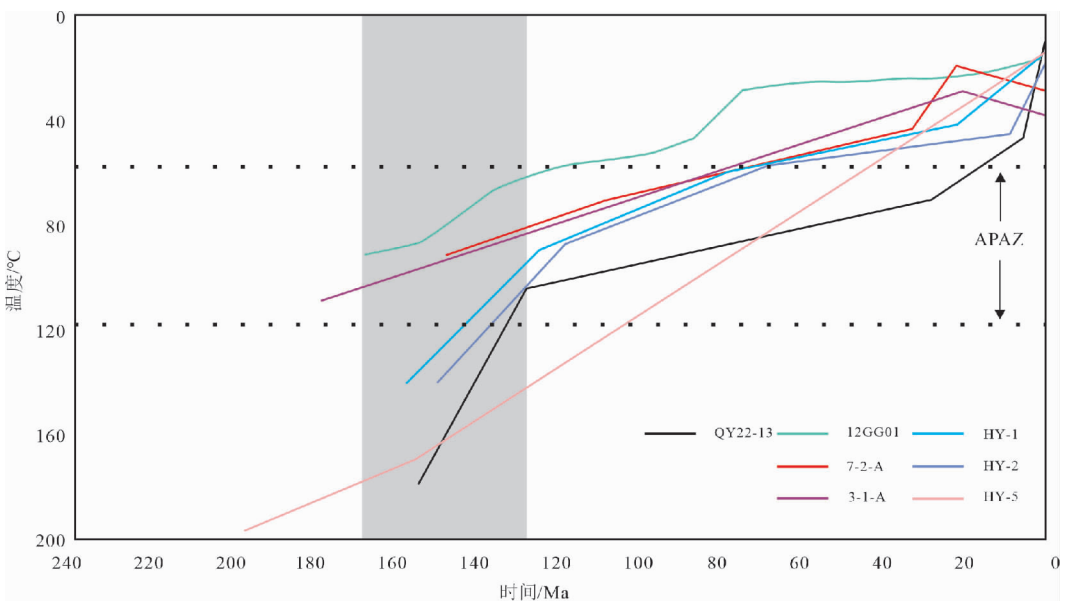
裂变径迹数据显示,景福山显著隆升始于晚侏罗世。实际上,晚侏罗世—早白垩世,隆升在鄂尔多斯西南缘被低温热年代学数据广泛记录,并且普遍存在于走廊过渡带及鄂尔多斯西缘地区[13,20-21],整体表现为 164 ~ 160 Ma 的隆升。本研究获得的景福山隆起的磷灰石裂变径迹模拟反映,在大约 160 Ma 发生快速隆升,磷灰石 U-Th/He 也反映在大约 140 Ma 发生有快速隆升,基本与前人的研究结果一致。

景福山隆起缺失上侏罗统,可以认为是此期构造抬升事件的沉积响应。此外,在六盘山东缘发现有巨厚的上侏罗统芬芳河组山前快速堆积的砾石质沉积物,印证了晚侏罗世六盘山地区的快

速隆升。该地区普遍缺失白垩系及始新统,指示鄂尔多斯盆地西南缘景福山隆起已经形成。

鄂尔多斯盆地西缘构造变形的应力场反演结果表明:从中侏罗世晚期至晚侏罗世,该地区由前期的张应力变为北西西、东西向和北东东向挤压应力[22-23]。鄂尔多斯西缘近南北向逆冲推覆带也在此作用下形成[20,24-26],与祁连山东缘中晚侏罗世—早白垩世挤压抬升事件在时空上较为吻合。这表明在 170 Ma,鄂尔多斯盆地西南缘沉积构造体制较前期已开始发生改变,且这种新的应力体制可能一直持续到早白垩世早期。

研究区附近已发表的热年代学测试结果集中于西吉地区及陇山[12,18](见图 1)。西吉地区加里东期,变质花岗岩磷灰石裂变径迹数据模拟结果分别揭示了 174 ~ 140 Ma 相对快速隆升及 150 ~ 130 Ma 快速隆升,热历史冷却速率分别约为 1 ℃/Ma 及 2 ℃/Ma。结合钻井显示的断层角砾推测,该时期断层活动强烈[12,18]。陇山的陇山群晚奥陶世石英闪长岩的裂变径迹数据热历史模拟结果指示了 160 ~ 135 Ma 相对快速隆升,其热历史冷却速率约为 0.8 ℃/Ma。虽然数据均反映了晚侏罗世—早白垩世的这期抬升,但是在隆升时限和隆升速率上存在差异〔见图 5(a)〕。景福山地区磷灰石裂变径迹模拟结果指示,此期抬升持续了 30 Ma,热历史冷却速率达 2.5 ℃/Ma。若按照 0.03 ℃/m 的地温梯度计算,西吉地区的样品在晚侏罗世—早白垩世期间抬升了约 1.13 km 及 1.33 km,陇山的样品在晚侏罗世—早白垩世期间抬升了 0.93 km,景福山隆起在此期间抬升了 2.67 km。彭恒等在海原断裂带也做了低温热年代学的工作,其中 HY-1 样品与 HY-2 样品位于海原断裂带内的宝积山,HY-5 样品位于海原断裂带内的屈吴山,这 3 处采样点附近均出露有中生界乃至前中生界的古老地层(见图 1)。在热历史模拟中,3 个样品也均记录了晚侏罗世—早白垩世的隆升,HY-1、HY-2、HY-5 的热历史冷却速率分别为 1.38℃/Ma、1.5℃/Ma、1.4 ℃/Ma[12](见图 6)。



注:图中样品 QY22-13 热史模拟结果为本研究模拟结果;样品 12GG01 热史模拟结果来自文献[18];样品 7-2-A 及 3-1-A 热史模拟结果均来自文献[12];样品 HY-1HY-2 及 HY-5 热史模拟结果均来自文献[15]。

图 6 盆地西南缘晚侏罗世—早白垩世隆升热史模拟曲线汇总

Fig. 6 Summary of Late Jurassic-Early Cretaceous uplift in thermal history simulation

综上所述,景福山隆起的此期抬升具有区域性背景,兼具独特性。研究区内出露的地层绝大部分为前白垩纪地层,景福山隆起周临地区又出露大范围的白垩系地层。在弧形构造带中,研究区为六盘山隆起地区与宝鸡凹陷地区的过渡地区,形貌特征与六盘山北部有显著差异,有明显的陡坎及突然拔起的高海拔地区;再往南部又有显著差异,显示陡倾断层控制的构造地貌形态。结合景福山隆起的平面菱形体特征以及热年代学数据热历史模拟推测,景福山隆起在大约 160 Ma,

较周围更快速的抬升是因为该区恰处于断裂侧接弯曲部位,在此时期受到强烈的走滑断裂活动影响,该区处于断层弯曲变形部位,受挤压而强烈隆升。因此,本研究认为,在晚侏罗世—早白垩世,岐山—宝鸡断裂带发生强烈的走滑活动。

4.1.2　早白垩世沉降阶段

在早白垩世,作为断陷盆地边缘的祁连山东缘持续快速剥蚀,在六盘山盆地沉积了巨厚的三桥组砾岩[27]。综上所述,在约 130 Ma,鄂尔多斯盆地西南缘的沉积构造体制发生改变,即早白垩世三桥期开始,盆山关系也从挤压构造体制的陆内前陆盆地及碰撞造山带转换为伸展构造体制的陆内裂陷盆地及伸展造山带。六盘山盆地的范围显著扩大,下白垩统六盘山群底部的粗碎屑岩向不同时代的地层之上超覆[28]。

景福山内部存在范围较小的三桥组砾岩,故推测,在早白垩世期间,研究区在区域伸展背景下发生了构造反转,局部发育断陷活动,存在小范围的沉积保留。研究区内此期的断陷活动进一步形成了复杂的断层形貌。由于早白垩系沉积现今存在的面积较小,倘若景福山隆起初次抬升是在白垩世之后,即经历了白垩纪的沉积后发生剥蚀,因部分地区已经剥蚀至奥陶系,说明其剥蚀强度较大,那么白垩系则很难保留下来。这进一步印证了研究区在更早期的晚侏罗世即发生了大幅度的抬升剥蚀,随后在早白垩世期间发生了断陷周缘的山体剥蚀,提供物源沉积白垩系。根据研究区采集的下白垩统样品的裂变径迹数据可以得知,样品单颗粒年龄有不少大于地层年代的年龄,即裂变径迹并未完全退火,这说明了当时研究区内的下白垩统样品埋藏并不深;所采白垩纪样品最新的为李洼峡组,这表示样品所在位置可能受到了早期断裂走滑挤压的影响,导致沉积作用并不强。有关下白垩统后期经受的剥蚀改造及其强度还需进一步的研究和讨论。

通过数据统计可见,鄂尔多斯盆地西南缘约 130 Ma 的低温热年代学数据多集中位于六盘山盆地的边界位置,这可能代表了六盘山盆地在此期发生了断陷盆地周缘隆升。在此时期,东亚地区普遍处于后碰撞伸展阶段,华北克拉通岩石圈减薄作用明显,鄂尔多斯盆地岩石圈厚度明显小于现今厚度,岩浆活动剧烈,形成了众多伸展断陷盆地[29-30]。根据研究区地层的沉积情况,结合景福山隆起三叠系样品热历史模拟显示,在 130 Ma,热历史冷却速率明显变慢,且两个早白垩世样品所显示的隆升均发生在晚白垩世之后,反映出景福山隆起也受到了断 - 隆作用的反转改造,发生了沉降,但其沉降幅度并不大,不足以沉积较厚的早白垩统,使样品退火。

4.1.3　晚白垩世隆升阶段

低温热年代学数据及热历史模拟均反映出了研究区内晚白垩世的这一期隆升事件。在早白垩世晚期,整个六盘山盆地缓慢抬升,进入湖盆萎缩阶段,之后整个六盘山盆地及鄂尔多斯盆地停止接受沉积。在地层沉积上,鄂尔多斯盆地西南缘普遍缺失上白垩统[31-32],且下白垩统与始新统之间存在明显的不整合。前人通过介形类化石比对过六盘山群中地层的年代[33],之后精确地测定了六盘山群中地层的古地磁年龄,其中时代最新的乃家河组地层年龄为 109.6 ~ 102 Ma[34],也就是在即将步入晚白垩世时停止了沉积。这也说明了,在晚白垩世,六盘山盆地及周缘地区的应力场逐渐发生了转变,并持续到了古新世晚期。

海原—六盘山其他地区的低温热年代学数据也观察到了这一隆升事件[35-36]。除此之外,西秦岭—祁连山、柴达木盆地、东昆仑等地区也发生了晚白垩世—早新生代构造热事件[37-40],拉萨地块、昆仑山、祁连山及海原—六盘山地区发生隆升[15,38-39,41]。在此期间,六盘山地区的断层活动构造(断层)发生反转。彭恒等通过磷灰石裂变径迹数据认为,六盘山断裂带及其逆冲断层(西吉断裂)在 80 ~ 60 Ma 同时活动且活动强烈[12]。通过古构造应力场反演及构造变形分析表明,该区域隆升与应力场由伸展向挤压的转变同时发生,挤压应力方向为北西—南东向[28,42]。因此,将此时期解释为一次长期的区域规模的隆升事件[43-44]。但是,此期构造事件导致的构造变形在空间上具有局限性且多发生在重新活动的晚侏罗世构造上,这表明先存构造控制了晚白垩世—新生代的变形。

在此期间,新特提斯洋和拉萨地块的闭合继续向北与羌塘地块对接,导致拉萨地块北部地壳缩短约 50%[45-48]。结合该时期的区域构造格局可以认为,晚白垩世,鄂尔多斯盆地西南缘的隆升与发展以及断层的活化是由于西太平洋板块的俯冲、新特提斯洋的闭合以及拉萨—羌塘陆块的造山作用,导致了祁连山东部地区局部的抬升和断层重新活动。

4.1.4 新生代隆升阶段

本研究的热年代学模拟记录了新生代多期隆升,与前人的研究基本吻合。根据前人研究可知,晚白垩世之后,鄂尔多斯盆地西南缘经历了数次构造变形改造事件。早新生代,印度板块与欧亚板块碰撞并持续挤压,导致青藏高原大规模抬升剥蚀[49-51]。在此地质背景下,始新世以来,华北板块西南部出现构造差异,导致部分地区发生沉降,部分地区发生抬升。具体的说,在始新世早期,渭北隆起西北部均持续隆升,而海原—六盘山地区应力场反转为近东西向伸展。海原—六盘山北部的地震反射剖面也显示,海原断裂东部存在正断层活动[11,52],六盘山南部局部隆升,大部分地区沉降,导致出现始新世—中新世沉积,形成宁南盆地[42]。从六盘山南部部分地区存在始新世统砾石沉积而部分地区没有该套砾石沉积这一地质事实也间接说明了差异沉降存在[53]。

晚新生代,海原断裂加速变形。根据该区域白垩系现今出露地表,逆冲于新生界之上[54],说明新生代晚期,海原断裂发生强烈的活动。Zheng 等利用磷灰石裂变径迹手段得出,在约 8 Ma,六盘山快速隆升并持续至今[55]。在地层沉积上,宋友桂等通过对六盘山东麓朝那红黏土的研究认为,六盘山东麓风成堆积开始沉积于 8.1 Ma,并指出这与青藏高原及六盘山的隆升有着密切的关系[56]。这同样支持了六盘山在约 8 Ma 发生了快速隆升的认识。在区域上,六盘山正位于海原断裂与陇县—岐山—马召断裂侧接的巨大阶区。根据学者研究,西吉盆地热年代学研究中发现没有显示在晚新生代期间有相关的隆升,这意味着晚新生代的快速隆升事件是局部的,这一发现与断裂两侧宁南盆地和西吉盆地同期沉降的沉积学,热年代学和地震学证据相一致[12,57-58]。本研究热历史模拟得到的景福山隆起在 7 ~ 10 Ma 快速隆升,与上述六盘山约 8 Ma 山体发生快速隆升在时间上相一致。结合前人的研究认为,晚新生代的冷却和抬升事件是一种构造应力传播,来自青藏高原向外生长[59],且应力的传播并不具有同步性和均匀性,且隆升多集中于断裂侧接弯曲部位。

4.2 景福山隆起、隆升模式与弧形断裂的形成

走滑断裂的侧接部位弯曲处易发生应力集中,产生局部挤压或伸展作用,如右旋走滑断层左阶弯曲和左旋走滑断层右阶弯曲都会引起挤压[60]。根据前文分析,在晚侏罗世—早白垩世,景福山隆起快速形成,隆升幅度较大,推测是受到了走滑断层活动的影响所致。根据赵晓辰的低温热年代学数据可知,海原—六盘山断裂的侧接部位月亮山的样品 LPS-57 及 LPS-86 的磷灰石裂变径迹池年龄分别为 158.4 Ma 及 145 Ma,均反映了鄂尔多斯盆地西南缘山体在晚侏罗时期的隆升[11]。这说明在晚侏罗世时期,原弧形构造带中的断裂的侧接部位就存在快速隆升,进一步说明,在晚侏罗世—早白垩世,弧形构造带断裂可能存在走滑活动并且隆升,而正是由于走滑断裂侧接弯曲部位造成的挤压而加速隆升成山。根据景福山隆起的断裂平面分布特征可见,岐山—宝鸡断裂带在区域上为左阶断层组合且隆起为菱形展布形态,因此推测研究区断裂发生过右旋走滑,运动形成了右旋左阶断裂组合。研究区正好处于这个挤压应力中,加速了研究区的隆升。

在晚新生代之前,六盘山断裂带与岐山—宝鸡断裂带未连接在一起,为彼此独立的断裂。在晚新生代,六盘山东麓断裂开始向南延伸扩展,与岐山—宝鸡断裂带北段相连,这也致使岐山—宝鸡断裂带的部分走滑阶区部位发生挤压褶皱,并在阶区内部产生诸多次级断层及断块。在此期间,六盘山、马东山及景福山均发生了快速隆升,这同样也是由于走滑断裂侧接弯曲部位挤压作用引起。综上所述,鄂尔多斯盆地西南缘至少存在两期由于走滑断裂侧接挤压而形成的快速隆升(见图 7)。

海原—六盘山弧形构造带总体显示出向北东凸出的弧形构造。该构造带的形成主要是受新生代以来,青藏高原隆升并向北东方向扩展挤压的影响所致[3,61]。早期以断裂逆冲或地层的褶皱变形为主,后期则转化为逃逸构造型的走滑断裂。宁夏回族自治区地矿局及刘锁旺等分别对香山—天景山断裂及岐山—宝鸡断裂带的形成进行过研究,认为它们均是在早古生代加里东运动中晚期形成的[62-63]。在彭恒的研究里,选取了 3 条垂直于海源六盘山断裂带的剖面采样,进行磷灰石裂变径迹年代学测试,根据垂直于断裂的磷灰石裂变径迹剖面年龄和长度的变化趋势可指示断裂的活动,这一原理可对六盘山弧形构造带内断裂及相关构造的活动时限进行一定的约束[13]。从实验数据上来看,大部分靠近断裂附近的磷灰石裂变径迹年龄确实出现减小并趋于稳定的趋势,并

认为六盘山西麓断裂及西吉断裂在 70 ~ 60 Ma 及 80 ~ 70 Ma 存在活动,六盘山断裂在 80 ~ 70 Ma 及 8.2 ~ 7.3 Ma 存在活动,西华山断裂即海原断裂向西延伸的部分在 70 ~ 60 Ma 及 40 Ma 存在活动,海原断裂在 14 ~ 8 Ma 存在活动,韦州—安国断裂在 60 Ma 存在活动[13]。与此同时,西吉断裂附近两口钻井岩心的记录均显示,断层角砾十分发育,结合热历史模拟显示,在 170 ~ 130 Ma 即晚侏罗世早白垩世,该阶段存在断裂活动且断裂活动可能十分强烈[27]。近年来,碳酸盐岩激光剥蚀原位 U-Pb 定年技术更多地用在断层活动期次的厘定上,而杨鹏等对岐山—宝鸡断裂带的陇县—岐山—马召断裂进行了方解石 U-Pb 定年,得到(23.7 ± 7.4)Ma 及(32.8 ± 3.3)Ma,即岐山—宝鸡断裂带在始新世末—中新世活动过[64]。

根据本研究对景福山地区隆升山体的启示,结合前人对六盘山弧形构造带断裂的研究(见表 3),说明弧形构造带中的部分断裂包括岐山—宝鸡断裂,在新生代以前就已经活动了,它们至少在晚侏罗世—早白垩世发生了走滑活动。新生代,岐山—宝鸡断裂带有明显的断裂活动,其中部分断裂甚至为活断层被人类历史所记录。这表明,新生代的构造活动贯通了新生代之前的岐山—宝鸡断裂带,使得岐山—宝鸡断裂成为了新生代断裂并与海原—六盘山弧形构造带具有了一致性,成为了海原—六盘山弧形构造带的一部分。综上所述,海原—六盘山断裂带在新生代之前就已存在,并控制了后期的弧形构造,而后来新生代的构造活动叠加、贯穿了构造带内前新生代断裂,从而形成了现今的弧形构造带。

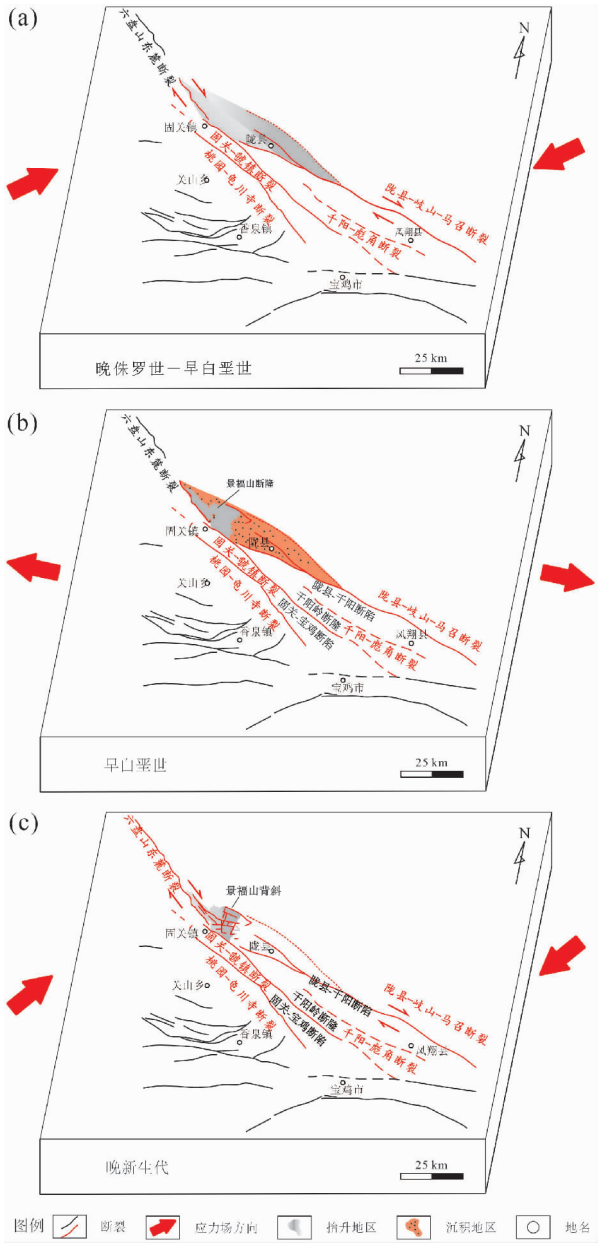


图 7　岐山—宝鸡断裂带景福山隆起模式图

Fig. 7　Schematic model diagram of the Jingfushan Uplift in the Qishan-Baoji fault zone

表 3　鄂尔多斯盆地西南缘断裂性质及活动时间统计

Tab. 3　Southwest margin of Ordos Basin fracture properties and activity time statistics

断裂名称	长度/km	断裂性质	走向	活动时间
罗山—牛首山断裂	200	逆冲兼走滑断裂,具有分段性(4 段)	近 SN	第四纪
烟筒山—窑山断裂	130	逆冲兼走滑断裂	北西段北北西,东南段北西	第四纪
香山—天景山	200	逆冲兼走滑断裂	北西段走向 NWW, EW,东南段走向 NNW	早古生代(形成) 新近纪(逆冲) 第四纪 (逆冲兼走滑断裂)

续表 3

断裂名称	长度/km	断裂性质	走向	活动时间/Ma
韦州—安国断裂	250	逆冲断裂	SN	60
海原断裂	200	逆冲兼走滑断裂	西段走向 NWW, 东段走向 NW	70 ~ 60 40 14 ~ 8
六盘山西麓断裂	>200	逆冲兼走滑断裂	NW	170 ~ 130 80 ~ 60
六盘山东麓断裂	130	北段:左行走滑断裂 中段:逆冲兼右行走滑断裂 南段:样式各异 (正断、逆断及左行走滑断裂)	NW	80 ~ 70 8.2 ~ 7.3 2.7
岐山—宝鸡断裂		走滑断裂	NW	古生代(形成) 中生代 36.1 ~ 16.3 第四纪

5 结论

1)景福山隆起低温热年代学记录有晚侏罗世—早白垩世、晚白垩世、新生代三期隆升事件,研究区中生代构造变形记录起始于晚侏罗世,且该期隆升幅度最大。

2)研究区在晚侏罗世—早白垩世期间的隆升幅度达 2.67 km,是由区域性的构造抬升与断裂活动共同影响导致的;推断应是由岐山—宝鸡断裂带西侧与东侧的断裂右旋走滑在左阶区域挤压导致山体的快速隆升,且该活动主要发生在晚侏罗世—早白垩世。

3)弧形构造带中的部分断裂至少存在晚侏罗世—早白垩世、晚新生代(约 8 Ma)以来两期走滑活动,走滑活动导致断层侧接部位发生挤压作用,从而引起山体隆升。这进一步说明,海原—六盘山弧形构造带是先存断层的活化,在新生代构造作用下,断层贯穿形成了现今的弧形构造带。

参考文献

[1] 刘池洋, 赵红格, 王锋, 等. 鄂尔多斯盆地西缘(部)中生代构造属性[J]. 地质学报, 2005, 79(6): 737-747.
Liu C Y, Zhao H G, Wang F, et al. Attributes of the mesozoic structure on the west margin of the Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79(6): 737-747.

[2] 刘池洋, 赵红格, 桂小军, 等. 鄂尔多斯盆地演化-改造的时空坐标及其成藏(矿)响应[J]. 地质学报, 2006, 80(5): 617-638.
Liu C Y, Zhao H G, Gui X J, et al. Space-time coordinate of the evolution and reformation and mineralization response in Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(5): 617-638.

[3] 国家地震局. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京: 地震出版社, 1988.

[4] 梁浩, 张珂, 傅建利, 等. 青藏高原东北缘牛首山地区新构造运动及黄河演化[J]. 地学前缘, 2013, 20(4): 182-189.
Liang H, Zhang K, Fu J L, et al. The neotectonics in the Niushou Mountains, the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China and its impact on the evolution of the Yellow River[J]. Earth Science Frontiers, 2013, 20(4) 182-189

[5] 陈虹, 胡健民, 公王斌, 等. 青藏高原东北缘牛首山—罗山断裂带新生代构造变形与演化[J]. 地学前缘, 2013, 20(4): 18-35.
Chen H, Hu J M, Gong W B, et al. Cenozoic deformation and evolution of the Niushoushan-Luoshan fault zone in the northeast margin of the Tibet Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 2013, 20(4): 018-035.

[6] 雷启云, 张培震, 郑文俊, 等. 青藏高原东北缘三关口—牛首山断裂的右旋走滑与弧形构造带扩展[J]. 中国科学(地球科学), 2016, 46(5): 691-705.
Lei Q Y, Zhang P Z, Zheng W J, et al. Dextral strike-slip of Sanguankou-Niushoushan fault zone and

extension of arc tectonic belt in the northeastern margin of the Tibet Plateau[J]. Science China(Earth Sciences), 2016, 46(5): 691-705

[7] 王伟涛, 张培震, 郑德文, 等. 青藏高原东北缘海原断裂带晚新生代构造变形[J]. 地学前缘, 2014, 21(4): 266-274.
Wang W T, Zhang P Z, Zheng D W, et al. Late Cenozoic tectonic deformation of the Haiyuan fault zone in thel northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 2014, 21(4): 266-274.

[8] 施炜, 刘源, 刘洋, 等. 青藏高原东北缘海原断裂带新生代构造演化[J]. 地学前缘, 2013,20(4): 1-17.
Shi W, Liu Y, Liu Y, et al. Cenozoic evolution of the Haiyuan fault zone in the northeast margin of the Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 2013, 20(4): 001-017

[9] 董晓朋, 李振宏, 井向辉, 等. 青藏高原东北缘弧形构造带新生代地层沉积序列及年代学研究进展[J]. 地质力学学报, 2023, 29(4): 465-484.
Dong X P, Li Z H, Jing X H, et al. Stratigraphic sequence characteristics and geochronology research progress of the Cenozoic in the arcuate tectonic belt on the northeastern margin of the Tibet Plateau[J]. Journal of Geomechanics, 2023, 29(4):465-484.

[10] 郑文俊, 袁道阳, 张培震, 等. 青藏高原东北缘活动构造几何图像、运动转换与高原扩展[J]. 第四纪研究, 2016, 36(4): 775-788.
Zheng W J, Yuan D Y, Zhang P Z, et al. Tectonic geometry and kinematic dissipation of the active faults in the northeastern Tibetan Plateau and their implications for understanding northeastward growth of the plateau[J]. Quaternary Sciences, 2016, 36(4): 775-788.

[11] 赵晓辰. 中国南北构造带北部中生代构造演化与后期改造[D]. 西安: 西北大学, 2017.

[12] Peng H, Wang J Q, Liu C Y, et al. Meso-Cenozoic growth of the eastern Qilianshan, northeastern Tibetan Plateau margin: Insight from borehole apatite fission-track thermochronology in the Xiji Basin[J]. Marine and Petroleum Geology, 2022, 143: 105798.

[13] 彭恒. 鄂尔多斯地块西南邻区裂变径迹热年代学分析及地质意义[D]. 西安: 西北大学, 2020.

[14] 王东, 张快乐, 李伟, 等. 六盘山弧形构造带几何学、运动学及年代学研究[J]. 西部资源, 2013(6): 84-86.

[15] 张晓亮, 师昭梦, 蒋锋云, 等. 海原—六盘山弧型断裂及其附近最新构造变形演化分析[J]. 大地测量与地球动力学, 2011, 31(3): 20-24.
Zhang X L, Shi Z M, Jiang F Y, et al. Research on late tectonic deformationevement of Huaiyuan-Liupanshanarc fault and its surrounding Area[J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 2011, 31(3): 20-24

[16] Peng H, Wang J Q, Liu C Y, et al. Thermochronological constraints on the Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Haiyuan-Liupanshan region, northeastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2019, 183: 103966.

[17] 郑德文, 张培震, 万景林, 等. 六盘山盆地热历史的裂变径迹证据[J]. 地球物理学报, 2005,48(1): 157-164.
Zheng D W, Zhang P Z, Wan J L, et al. Apatite fission track evidence for the thermal history of the Liupanshan Basin[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(1): 157-164.

[18] 赵红格, 刘池洋, 姚亚明, 等. 鄂尔多斯盆地西缘差异抬升的裂变径迹证据[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2007,37(3): 470-474.
Zhao H G, Liu C Y, Yao Y M, et al. Differential uplift in the west margin of Ordos Basin since Mesozoic from the fission track evidence[J]. Journal of Northwest University(Natural Science Edition), 2007, 37(3): 470-474.

[19] 王师迪. 六盘山西南缘构造隆升史[D]. 西安: 西北大学, 2014.

[20] 赵红格. 鄂尔多斯盆地西部构造特征及演化[D]. 西安: 西北大学, 2003.

[21] 赵晓辰, 刘池洋, 王建强, 等. 南北构造带北部香山地区中-新生代构造抬升事件[J]. 岩石学报, 2016, 32(7): 2124-2136.
Zhao X C, Liu C Y, Wang J Q, et al. Mesozoic-Cenozoic tectonic uplift events of Xiangshan Mountain in northern North-South Tectonic Belt, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2016, 32(7): 2124-2136.

[22] Darby B J, Ritts B D. Mesozoic contractional deformation in the middle of the Asian tectonic collage: The intraplate Western Ordos fold-thrust belt, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 205(1): 13-24.

[23] 张岳桥, 廖昌珍, 施炜, 等. 论鄂尔多斯盆地及其周缘侏罗纪变形[J]. 地学前缘, 2007, 14(2): 182-196.
Zhang Y Q, Liao C Z, Shi W, et al. On the Jurassic deformation in and around the Ordos Basin, North China[J]. Earth ScienceFrontiers,2007,14(2):182-196

[24] 汤锡元,郭忠铭. 陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造及油气勘探[M]. 西安: 西北大学出版社, 1992.

[25] 张进, 马宗晋, 任文军, 等. 鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带构造特征及其南北差异的形成机制[J]. 地质学报, 2004, 78(5): 600-611.
Zhang J, Ma Z J, Ren W J. Tectonic characteristics of the western ordos thrust-fold beltand the causes for its north-south segmentation[J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78(5): 600-611.

[26] 张岳桥, 廖昌珍, 施炜, 等. 鄂尔多斯盆地周边地带新构造演化及其区域动力学背景[J]. 高校地质学报, 2006, 12(3): 285-297.
Zhang Y Q, Liao C Z, Shi W, et al. Neotectonic evolution of the peripheral zones of the Ordos Basin and geodynamic setting[J]. Geological Journal of China University,2006,12(3):285-297

[27] 彭恒, 刘显阳, 刘池洋, 等. 鄂尔多斯盆地西南缘中生代中晚期构造体制转化过程及其动力学背景[J]. 地质学报, 2022, 96(2): 387-402.
Peng H, Liu X Y, Liu C Y, et al. Spatial-temporalevolution and the dynamic background of the translation of Mid-Late Mesozoic tectonic regimes of the southwest Ordos Basin margin[J]. Acta Geologica Sinica, 2022, 96(2): 387-402.

[28] 施炜, 张岳桥, 马寅生, 等. 六盘山盆地形成和改造历史及构造应力场演化[J]. 中国地质, 2006,33(5): 1066-1074.
Shi W, Zhang Y Q, Ma Y S, et al. Formation and modification history of the Liupanshan Basin on the southwestern margin of the Ordos Block and tectonic stress field evolution[J]. Geology in China, 2006, 33(5): 1066-1074.

[29] 骆满生, 卢隆桥, 贾建, 等. 中国中生代沉积盆地演化[J]. 地球科学, 2014,39(8): 954-976.
Luo M S, Lu L Q, Jia J, et al. Evolution of sedimentary basins in China during Mesozoic[J]. Earth Science, 2014, 39(8): 954-976.

[30] Dong S W, Zhang Y Q, Zhang F Q, et al. Late Jurassic-Early Cretaceous continental convergence and intracontinental orogenesis in East Asia: A synthesis of the Yanshan Revolution[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 114(4): 750-770.

[31] Chen G, Sun J B, Zhou L F, et al. Fission-track-age records of the Mesozoic tectonic-events in the southwest margin of the Ordos Basin, China[J]. Science in China Series D (Earth Sciences), 2007, 50: 133-143.

[32] Cui X Y, Zhao Q H, Zhang J, et al. Late Cretaceous-Cenozoic multi-stage denudation at the western Ordos Block: Constraints by the apatite fission track dating on the Langshan[J]. Acta Geologica Sinica, 2018, 92(2): 536-555.

[33] 齐骅. 宁夏固原六盘山群上部的介形类化石[C]// 中国科学院南京地质古生物研究所. 地层古生物论文集(第 22 辑). 北京: 地质出版社, 1988:85-127.

[34] 戴霜, 朱强, 胡鸿飞, 等. 六盘山群磁性地层年代[J]. 地层学杂志, 2009,33(2): 188-192.
Dai S, Zhu Q, Hu H F, et al. Magnetostratigraphy of the Liupanshan group, central China[J]. Journal of stratigraphy,2009,33(2):188-192.

[35] Lin X B, Chen H L, Wyrwoll K H, et al. The uplift history of the Haiyuan-Liupanshan region northeast of the present Tibetan Plateau: Integrated constraint from stratigraphy and thermochronology[J]. Journal of Geology, 2011, 119(4): 372-393.

[36] Duvall A R, Clark M K, Kirby E, et al. Low-temperature thermochronometry along the Kunlun and Haiyuan faults, NE Tibetan Plateau: Evidence for kinematic change during late-stage orogenesis[J]. Tectonics, 2013, 32(5): 1190-1211.

[37] Jolivet M, Brunel M, Seward D, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan Plateau: Fission-track constraints[J]. Tectonophysics, 2001, 343(1): 111-134.

[38] Pan B T, Li Q Y, Hu X F, et al. Cretaceous and Cenozoic cooling history of the eastern Qilian Shan, north-eastern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from apatite fission-track analysis[J]. Terra Nova, 2013, 25(6): 431-438.

[39] Qi B S, Hu D G, Yang X X, et al. Apatite fission track evidence for the Cretaceous-Cenozoic cooling history of the Qilian Shan (NW China) and for stepwise northeastward growth of the northeastern Tibetan Plateau since early Eocene[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 124: 28-41.

[40] Zhao X C, Liu C Y, Wang J Q, et al. Mesozoic-Cenozoic tectonic uplift events of Xiangshan Mountain in northern North-South Tectonic Belt, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2016, 32(7): 2124-2136.

[41] Tian P F, Yuan W M, Yang X Y, et al. Multi-stage tectonic events of the Eastern Kunlun Mountains, Northern Tibetan Plateau constrained by fission track thermochronology[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2020, 198: 104428.

[42] Li W, Dong Y P, Guo A L, et al. Chronology and tectonic significance of Cenozoic faults in the Liupanshan Arcuate Tectonic Belt at the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sci-

ences, 2013, 73: 103-113.

[43] Liu C Y, Zhao H G, Zhao J F, et al. Temporo-spatial coordinates of evolution of the Ordos Basin and its mineralization responses [J]. Acta Geologica Sinica, 2008, 82(6): 1229-1243.

[44] Wang J Q, Liu C Y, Yan J P, et al. Development time and evolution characteristics of Weibei uplift in the south of Ordos Basin[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 2010, 46(4): 22-29.

[45] England P, Searle M. The Cretaceous-Tertiary deformation of the Lhasa block and its implications for crustal thickening in Tibet[J]. Tectonics, 1986, 5(1): 1-14.

[46] Royden L H, Burchfiel B C, Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau [J]. Science, 2008, 321(5892): 1054-1058.

[47] Lei M, Chen J L, Tan R Y, et al. Two types of mafic rocks in southern Tibet: A mark of tectonic setting change from Neo-Tethyan oceanic crust subduction to Indian continental crust subduction[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2019, 181: 103883.

[48] Zhang Z M, Ding H X, Dong X, et al. Formation and evolution of the Gangdese magmatic arc, southern Tibet[J]. Acta Petrologica Sinica, 2019, 35(2): 275-294.

[49] Wang G C, Cao K, Zhang K X, et al. Spatio-temporal framework of tectonic uplift stages of the Tibetan Plateau in Cenozoic[J]. Science China Earth Sciences, 2011, 54(1): 29-44.

[50] Ren Z L, Cui J P, Liu C Y, et al. Apatite fission track evidence of uplift cooling in the Qiangtang Basin and constraints on the Tibetan Plateau uplift[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2015, 89(2): 467-484.

[51] Zhang Y, Shi W, Liao C, et al. Fault kinematic analysis and change in Late Mesozoic tectonic stress regimes in the peripheral zones of the Ordos Basin, North China[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(5): 639-647.

[52] Wang W T, Zhang P Z, Zheng D W, et al. Late Cenozoic tectonic deformation of the Haiyuan fault zone in the northeastern margin of the Tibetan Plateau [J]. Earth Science Frontiers, 2014, 21(4): 266-274.

[53] 汤锡元, 郭忠铭, 王定一. 鄂尔多斯盆地西部逆冲推覆构造带特征及其演化与油气勘探[J]. 石油与天然气地质, 1988,9(1): 1-10.
Tang X Y, Guo Z M, Wang D Y, et al. The characteristics and evolution of the thrust nappe tectonic belt and its petroleum potential in the west Ordos Basin [J]. Oil Gas Geology, 1988, 9(1): 1-10.

[54] 邓起东, 张维岐, 张培震, 等. 海原走滑断裂带及其尾端挤压构造[J]. 地震地质, 1989,11(1): 1-14.
Deng Q D, Zhang W Q, Zhang P Z, et al. Haiyuan strike-slip fault zone and its compressional structures of the end[J]. Seismology And Geology, 1989, 11(1): 1-14.

[55] Zheng D W, Zhang P Z, Wan J L, et al. Rapid exhumation at similar to 8 Ma on the Liupanshan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 248(1): 198-208.

[56] 宋友桂, 方小敏, 李吉均, 等. 六盘山东麓朝那剖面红黏土年代及其构造意义[J]. 第四纪研究, 2000,20(5): 457-463.
Song Y G, Fang X M, Li J J, et al. Age of red clay at chaona section near eastern liupan mountain and its tectonic signficance[J]. Quaternary Sciences, 2000, 20(5): 457-463.

[57] Zhang J, Cunningham D, Cheng H Y, et al. Sedimentary characteristics of Cenozoic strata in central-southern Ningxia, NW China: Implications for the evolution of the NE Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2010, 39(6): 740-759.

[58] Wang W T, Kirby E, Zhang P Z, et al. Tertiary basin evolution along the northeastern margin of the Tibetan Plateau: Evidence for basin formation during Oligocene transtension[J]. Geological Society of America Bulletin, 2013, 125: 377-400.

[59] Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. Science, 2001, 294(5547):1671-1677.

[60] 黄雷, 刘池洋. 张扭断裂带内复合花状构造的成因与意义[J]. 石油学报, 2019, 40(12): 1460-1469.
Huang L, Liu C Y. Genesis and significance of hybrid flower structure in a transtensional fault zone[J]. Acta Petrolei Sinica, 2019, 40(12): 1460-1469.

[61] 张韬, 林畅松, 丁孝忠, 等. 六盘山弧形构造带铜多金属矿床的成矿环境[J]. 地球学报, 2002,23(6): 553-558.
Zhang T, Lin C S, Ding X Z, et al. Mineralization environments of the Cu polymetallic deposits in the Liupanshan arc structure belt[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2002, 23(6): 553-558.

[62] 国家地震局地质研究所. 海原活动断裂带[M]. 北

京: 地震出版社, 1990.

[63] 刘锁旺, 甘家思, 姚运生, 等. 西秦岭北缘断裂和海原断裂的走滑转换变形及其与陇山地块的相互作用[J]. 地壳形变与地震, 1997,17(3): 73-83.
Liu S W, Gan J S, Yao Y S, et al. Strike-slip transform deformation along the northern boundary fault of western qinling mi and haiyuan fault and interaction between them and longshan block[J]. Crustal Deformation and Earthquake, 1997, 17(3): 73-83.

[64] 杨鹏, 任战利, Zhao J X, 等. 方解石原位 U-Pb 测年结合磷灰石裂变径迹方法约束鄂尔多斯盆地西南部构造演化[J]. 石油与天然气地质, 2021, 42(5):1189-1201.
Yang P, Ren Z L, Zhao J X, et al. Tectonic evolution analysis constrained jointly by in-situ calcite U-Pb dating and apatite fission track for southwestern Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2021, 42(5): 1189-1201.

(编 辑 雷雁林)