



# 基于碎屑磷灰石裂变径迹热史判别 碎屑岩形成时代的方法

宋立军<sup>1,2,3</sup>, 刘池阳<sup>3,4\*</sup>, 袁炳强<sup>1</sup>

1. 西安石油大学地球科学与工程学院, 陕西西安 710065
2. 构造地质与油气资源教育部重点实验室, 湖北武汉 430074
3. 西北大学地质系, 陕西西安 710069
4. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 陕西西安 710069

**摘要:** 查明碎屑沉积岩的形成时代是正确进行地层对比、合理恢复盆地原貌、准确认识区域构造演化和科学进行油气资源评价的前提。依据“沉积物埋藏深度增加, 其温度相应增加”的原理, 可将碎屑磷灰石热史模拟中的初始升温阶段所对应的时间, 定义为碎屑岩的形成时代; 利用碎屑岩内磷灰石矿物的裂变径迹热史模拟成果, 可确定赋存磷灰石矿物的沉积岩(物)的热演化史; 根据模拟的沉积岩(物)热史中初始埋藏增温时间便可确定该碎屑沉积岩(物)沉积的时代。前人大量碎屑磷灰石裂变径迹热史模拟实例和六盘山砂岩磷灰石裂变径迹热史模拟成果证明, 磷灰石裂变径迹热史确定碎屑岩的形成时代是可行的, 利用“经历埋藏温度小于封闭温度的未退火或部分退火”碎屑岩样品的磷灰石裂变径迹热史来确定该碎屑岩形成时代是可信的。

**关键词:** 碎屑岩; 形成时代; 磷灰石裂变径迹; 热史模拟; 埋藏增温时间; 石油地质。

中图分类号: P618

文章编号: 1000 - 2383(2018)S2 - 0214 - 12

收稿日期: 2017 - 11 - 10

## The Dating of Formation Age of Clastic Rock Based on the Thermal Evolution History of Apatite Fission Track

Song Lijun<sup>1,2,3</sup>, Liu Chiyang<sup>3,4\*</sup>, Yuan Bingqiang<sup>1</sup>

1. School of Earth Sciences and Engineering, Xi'an Shiyu University, Xi'an 710065, China
2. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources, Ministry of Education, Wuhan 430074, China
3. Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China
4. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China

**Abstract:** The dating of formation age of clastic rock is the premise of the division and correlation of sedimentary strata, reasonable reconstruction of prototype basin, better understanding of the regional tectonic evolutions and scientific evaluation of regional resources. According to the principle of “the temperature of sediments or sedimentary rocks increases with increasing burial depth”, the formation age of clastic rock can be determined by the initial burial warming time of thermal history which can be reconstructed by means of apatite fission track (AFT) thermal history simulation. Previous applications of AFT thermal history simulation and the example of sandstone sample of Liupanshan indicate that it is feasible to date the formation age of clastic rock by the simulated thermal evolution history, using clastic samples that experienced burial temperatures of less than the closure temperature in the thermal history simulation of fission track.

**Key words:** clastic rock; formation time; apatite fission track; thermal history simulation; burial warming time; petroleum geology.

**基金项目:** 国家自然科学基金重点基金(No.90814005); 国家自然科学基金(Nos.41102072、41372148); 中国地质调查局项目(Nos.DD20160227, DD20160227-05); 大陆动力学国家重点实验室联合重点课题(No.BJ081334); 构造地质与油气资源教育部重点实验室基金(No.TPR-2012-20); 构造地质学精品课程资助。

**作者简介:** 宋立军(1977—), 男, 教授, 博士(后), 从事盆地分析及构造地质方面的综合研究及相关教学工作 ORCID:0000-0003-4306-4031.  
E-mail: ljsong@xsyu.edu.cn

\* **通讯作者:** 刘池阳(1953—), 男, 教授, 博导. E-mail: lcy@nwu.edu.cn

## 0 前言

碎屑沉积岩(物)准确沉积年代的厘定一直是地质学家关心的核心问题之一,因为它是正确进行地层对比、准确认识区域构造演化、准确恢复原盆面貌和科学进行区域资源评价的关键(宋立军等, 2013, 2016)。目前,学者们从碎屑岩的岩相与沉积环境(孟庆任等, 1994)、结构与组分(黎乃煌和武文来, 1987)、地化特征(张成立等, 1997)、剩余磁性(古地磁)(陈杰等, 2007)、顶底地层时代(杨登华, 1945)及其内古生物组合(闫臻等, 2005)、火山岩或宇宙尘喷发时代(Schneider *et al.*, 2002)、自生胶结物形成时代(郭春丽和吴福元, 2003)、物源时代(闫全人等, 2004)或其内碎屑锆石最年轻峰值年龄(Dickinson and Gehrels, 2009; Li *et al.*, 2013; Zhong *et al.*, 2015; Bai *et al.*, 2018; Hu *et al.*, 2018)进行单一或综合分析,直接确定或间接限定碎屑岩的形成时代。

然而,对于化石稀少、层理不显、火山岩或宇宙尘不发育、出露不完整的碎屑岩,古生物化石、火山岩同位素测年和磁性地层学方法研究难以开展,常规的岩性、岩相和地化对比方法以及不整合、物源时代限定等方法也常因碎屑岩分布局限、顶底界范围较宽而难以应用,代表沉积年龄的早期自生成岩胶结矿物难以较好分离。种种原因,使得人们迫切需要一种新的碎屑岩的形成时代确定方法。

本文在分析沉积物沉积埋藏增温过程、磷灰石裂变径迹热史模拟原理方法和前人大量磷灰石裂变径迹热史模拟实例的基础上,提出了一种基于磷灰石裂变径迹热史来确定碎屑岩沉积时代的方法,并以实例证明了该方法的可行性。研究方法对于碎屑岩形成时代的判别具有重要的地质意义。

## 1 确定碎屑岩形成时代的原理与方法

### 1.1 基本原理

地球表层可划分为变温层、恒温层和增温层。恒温层位于地表下约 30 m 深度处,地温常年恒定在 18 °C 左右,受地表环境的影响极小;恒温层之上至地表为变温层,其温度随昼夜及四季气温的变化而变化;恒温层之下为增温层,该带能量主要来自地球内部,温度随深度的增加而升高。增温层内地层的热史主要受该地层的埋藏史及其所在区域大地热流史控制,区域大地热流值可用地温梯度表示。不同构造

背景下的大地热流值不同,因而其地温梯度也明显不同,其中洋壳的地温梯度明显高于陆壳。据实测,地球表层的平均地温梯度约为 25 °C/km,洋壳的平均地温梯度为 40~80 °C/km,大陆为 9~50 °C/km,异常高温区的地温梯度可达 70~80 °C/km。

区域构造热事件及其演变是控制盆地形成演化及后期改造和产生多期盆地叠加改造现象的根源。在构造热事件的影响下,作为区域构造热事件产物——盆地,伴随着其基底沉降,其内开始接受碎屑充填;随着构造热事件的持续进行,盆地基底持续沉降,盆内碎屑充填作用也持续进行;当构造热事件性质发生改变时,盆地则遭受改造,或盆地基底继续沉降、盆内继续接受沉积;或盆地基底(褶皱)抬升、盆内沉积充填作用终止,甚至遭受剥蚀。

随着盆地基底沉降和其内沉积充填作用的进行,碎屑沉积物(岩)的埋藏深度相应增加,其经历的温度随之增加;若盆地基底遭受挤压隆升,碎屑沉积物(岩)也相应遭受隆升剥蚀,其经历的温度也相应随之降低(宋立军等, 2013)。因而,作为盆地充填物的碎屑沉积岩(物)是盆地经历的构造热事件及其演化过程的记录者和感受者。碎屑沉积岩(物)内磷灰石作为盆地基底热流史和地温梯度变化史的见证者,因其裂变径迹封闭温度低,对盆地,尤其是对其赋存样品经历的热史有着精确的记录,因而其也精确地记录了盆地基底热流变化和地温梯度变化的历史。

磷灰石裂变径迹长度和年龄及其分布状态可真实地反映矿物及其赋存岩石的受热历史,采用裂变径迹技术可在缺少地层厚度等数据的情况下,重建碎屑岩经历的热演化历史,并可将该热史与区域构造演化历史进行对比,从而确定模拟的热史是否符合地质实际、是否真实可信。可信的碎屑沉积物(岩)热史中埋藏增温的初始时间代表所测样品沉积的时间,赋存该样品的碎屑沉积物(岩)埋藏增温的热史区间,应为该样品及其所属碎屑沉积(岩)层沉积的时代。

### 1.2 裂变径迹热史模拟方法

磷灰石矿物中的<sup>238</sup>U 发生裂变,产生的初始裂变径迹长度约为 16.3±0.9 μm(Gleadow *et al.*, 1983)。但随着埋藏深度的增加,温度随之增加,磷灰石矿物内原先产生的裂变径迹径迹长度缩短,密度也相应减少,直至其长度和密度完全消失。磷灰石裂变径迹的这一特性称为退火,其退火行为受经历的温度

和受热时间的控制, 经历热作用的时间越长、温度越高, 其径迹长度就会越短、密度就会越小 (Gleadow *et al.*, 1983, 1986; Green *et al.*, 1986; Duddy *et al.*, 1988; Crowley *et al.*, 1991; Ketcham *et al.*, 1999a). 实验室条件下磷灰石退火的温度区间为 50~170 °C, 而钻井资料揭示的地质条件下退火的温度区间则为 70~125 °C (Gleadow *et al.*, 1983).

尽管磷灰石裂变径迹刚形成时的长度基本相同, 但由于磷灰石矿物中的每一条裂变径迹是在不同时期、不同温度条件下形成的, 且经受热作用的时间和温度不同, 这使其彼此长度之间产生明显差异, 且具有不同的表观年龄, 以致经历不同热历史的磷灰石矿物具有不同的裂变径迹累计长度分布 (Gleadow *et al.*, 1983, 1986; Green *et al.*, 1986; Duddy *et al.*, 1988; Crowley *et al.*, 1991; Ketcham *et al.*, 1999a; 邓军等, 2000; 邱楠生, 2005; Li *et al.*, 2016). Gleadow *et al.* (1983) 根据实验室退火实验和实际钻井中裂变径迹退火现象的观察, 建立了不同热史过程下磷灰石裂变径迹长度的累计分布模型, 邱楠生 (2005) 和 Li *et al.* (2016) 进行了补充研究. 其中, 沉积物 (岩) 单期埋藏增温型热史模型有 4 种 (图1a~ 图1d); 沉积物先埋藏增温, 后抬升剥蚀降温型热史模型 2 种 (图1e、1f); 先埋藏增温, 后抬升剥蚀降温, 随后再次埋藏增温型热史模型 1 种 (图1g); 反映两期埋藏增温—抬升剥蚀降温型热史模型 1 种 (图1h).

上述前人工作证实, 经历不同热史的磷灰石矿物, 裂变径迹长度和年龄分布模型明显不同. 这在地质资料相对缺少情况下, 反演磷灰石矿物及其赋存岩石的热史奠定了理论基础. 为模拟裂变径迹样品赋存岩石经历的时间—温度历史, Green *et al.* (1986)、Laslett *et al.* (1987)、Crowley *et al.* (1991)、Laslett and Galbraith (1996)、Ketcham *et al.* (1999a) 对裂变经历退火模型进行大量试验研究. 随后, Ketcham *et al.* (1999b) 在前人试验提出的退火模型基础上, 以磷灰石径迹年龄和长度数据为参数, 先后设计出了 AFTSolve (Ketcham *et al.*, 2000) 和 HeFTy 热史模拟软件 (Ketcham *et al.*, 2007). 部分学者利用前述两热史模拟软件对单期埋藏增温型 (Sahu *et al.*, 2013)、单期埋藏增温—抬升剥蚀降温型 (Steinmann *et al.*, 1999; Barbarand *et al.*, 2001; Qiu *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2012; Deng *et al.*, 2013; Cheng *et al.*, 2015; Fernandes *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015; Tang *et al.*, 2015; Wild-

man *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2016; 祁凯等, 2017; Wang *et al.*, 2018)、两期埋藏增温—抬升剥蚀降温型 (LC-19 和 LC-31 (Barbero and López-Garrido, 2006) 以及 MD-81 和 MD-85 (Li *et al.*, 2016)) 热史进行了实例研究, 恢复了所模拟样品赋存岩石的热演化历史. 这些时代明确的磷灰石裂变径迹热史模拟实例显示, 各实例模拟的最佳热史轨迹与所在区域地质演化史是吻合的.

这些实例表明利用裂变径迹软件重建的热史, 来确定样品所在区盆地的沉积充填史、沉降埋藏和抬升剥蚀史是可行的, 其结果也是可信的, 因而根据沉积物埋藏增温原理, 利用模拟的热史中初始埋藏增温时刻来确定碎屑岩形成时代应该是可行的. 当然, 裂变径迹热史模拟样品选择时, 尽量避免选择岩浆等热液影响的碎屑岩样品, 这是因为其增温是局部热液的事件影响的结果, 不是埋藏增温影响的结果.

## 2 确定碎屑岩形成时代的分析步骤

### 2.1 测试样品数据分析

裂变径迹样品测试是一种较为成熟的方法, 其处理方法和测试流程方法可参考文献 (郑德文等, 2005). 对沉积物 (岩) 来讲, 样品中不同颗粒的磷灰石有着共同的热历史时, 反映的才是该碎屑沉积物沉积后经历的热演化信息. 如果样品曾经历过完全退火, 则样品内各个磷灰石矿物单颗粒年龄呈泊松分布, 显示同一组分年龄特征; 若样品未曾经历过完全退火, 虽然有部分退火作用, 但样品内各个磷灰石矿物单颗粒年龄仍然不同程度地保存沉积过程中或物源区源岩所形成的裂变径迹特征, 即其单颗粒年龄分布模式常常由几个泊松分布组成, 常呈多峰值状态, 显示其年龄谱存在不同程度的分散性, 表明多源区混合年龄特点. 当然, 对于单一物源来源的碎屑岩样品, 其可能尽管未经历过完全退火, 但其内磷灰石颗粒年龄也可能呈现出单一泊松分布特征.

对于裂变径迹样品是否完全退火或其颗粒年龄是否为同一组分年龄, 可通过高斯拟合或二项式拟合计检验颗粒年龄是否服从泊松分布来大致确定 (周祖翼等, 2001). 如果样品的单颗粒年龄能够通过  $\chi^2$  检验, 即  $P(\chi^2) > 5\%$ , 则表明样品年龄分布服从泊松分布, 属于同一年龄组分或已经完全退火; 如果样品的年龄未能通过  $\chi^2$  检验, 即  $P(\chi^2) < 5\%$ , 则表明被测矿物

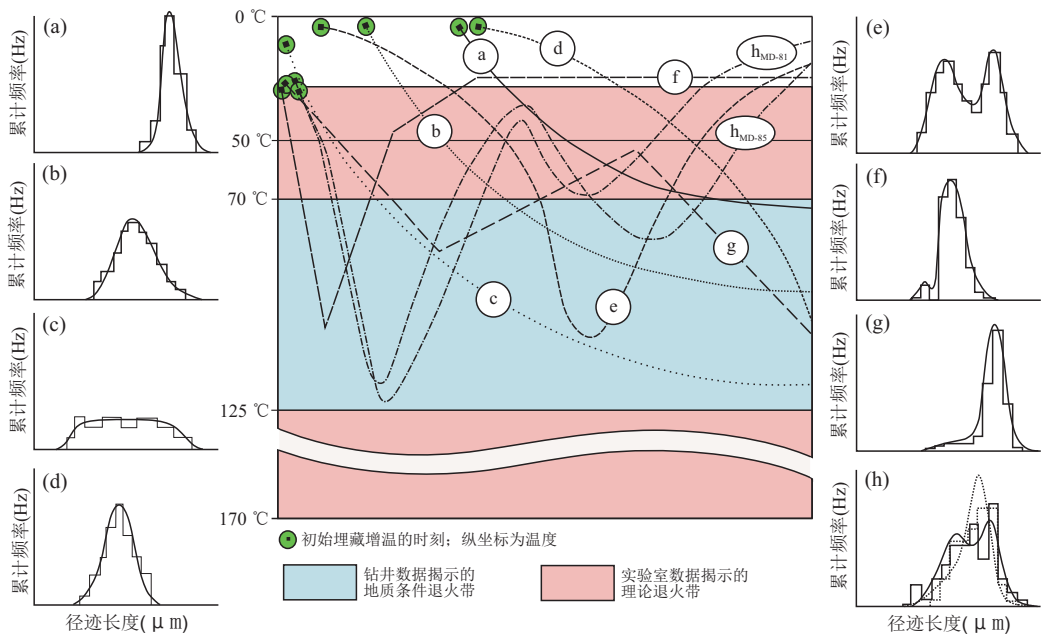


图 1 不同热史路径形成的磷灰石裂变径迹长度分布特征

Fig.1 The distribution character of the apatite fission track length of different thermal history path

a~e 据 Gleadow *et al.*(1983); f 和 g 据邱楠生 (2005); h 据 Li *et al.* (2016)

颗粒来自不同的物源区或具有不同的化学成分及其化学动力学行为。

## 2.2 裂变径迹热史模拟与分析

AFTSolve、HeFTy 软件进行热史模拟,模拟的过程可分为 3 步:

(1) 选择裂变径迹退火模型. 输入实验测定的磷灰石单颗粒裂变径迹年龄与径迹长度数据,并根据磷灰石裂变径迹测试结果,选择模拟合适的退火模型。

当统计磷灰石检验概率  $P(\chi^2) < 5\%$  时,表明样品中磷灰石裂变径迹未完全退火,其中值年龄为混合年龄平均值,这时可选择多组分退火模型,如 Wang *et al.*(2018) 模拟处理方案;也可对混合年龄进行分组,根据不同年龄组分,选择扇形退火模型或 Crowley 退火模型,对各组磷灰石裂变径迹热史进行分别模拟,如 Barbero and López-Garrido(2006) 模拟处理方案;

当磷灰石统计检验概率  $P(\chi^2) > 5\%$ ,表明样品中磷灰石经历完全退火或被测磷灰石矿物颗粒来自相同的源区,即属同一年龄组分,这时样品中值年龄代表样品真实抬升冷却年龄(祁凯等, 2017),选择扇形退火模型或 Crowley 退火模型;若模拟的热史区间最大年龄范围值大于磷灰石径迹年龄,则选择多组分退火模型。

(2) 设定时间—温度历史的约束条件. 设定热史

曲线模拟路径数和模拟搜寻法则. 在搜寻区间不明确的情况下,可使用限制任意搜索法进行模拟;当搜寻区间限制较好时,可采用 Monte-Carlo 法进行模拟.此外,模拟时可将磷灰石裂变径迹年龄,与区域构造热事件一起作为限定热史路径搜索区间约束界线,搜索区间最大时间值可大于磷灰石年龄值的区域构造热事件值来确定(宋立军等, 2013)。

(3) 热史模拟. 在设定热史模拟各参数的基础上,热史模拟软件自动生成一系列可能的热史路径,并根据 K-S 检验值和年龄 GOF 值的大小,自动选出最优热史路径.K-S 检验值表示径迹长度模拟值与径迹长度观测值的吻合程度;年龄 GOF 值表示径迹年龄模拟值与径迹年龄观测值的吻合程度数据. 当 GOF 与 K-S 检验值均大于 0.05 时,表示模拟热史路径是“可以接受的”;当检验值超过 0.5 时,表示模拟结果是“高质量的”(Ketcham, 2005)。

因为盆地发育及其充填是区域构造热事件的产物,因而在热史模拟过程中,应在区域构造热事件的约束下,进行热史模拟,且要尽可能选择 GOF 值和 K-S 值均较大,即两者均接近于 1 时的最优热史路径,作为样品可能经历的热史,用其初始埋藏增温时刻来确定碎屑岩沉积年代. 这样可以定量判别模拟热史的合理性,并可减少热史模拟结果的多解性。

### 2.3 模拟热史可信度分析及碎屑岩形成时代确定

模拟的磷灰石裂变径迹热史的可信度,可以根据其与区域构造演化过程的异同来定性判别,也可以根据模拟热史的 K-S 检验值和年龄 GOF 值的大小来定量判别. Barbero and López-Garrido(2006)、Li *et al.*(2012)、Sahu *et al.*(2013)、Deng *et al.*(2013)、Tang *et al.*(2015)、祁凯等(2017)和 Wang *et al.*(2018)(表2)明确的样品热史模拟实例表明: K-S 检验值和年龄 GOF 值两者之一小于 0.5 时,则模拟热史结果相对而言是不太可信的,如中新统 Ravva 组砂岩样品(Rcc-2)其年龄 GOF 为 0.36,模拟热史中初始增温时间为 5 Ma,该值与样品形成于中新世(23.0~5.3 Ma)有较大差距; K-S 检验值和年龄 GOF 值均大于 0.5 时,该模拟热史是相对而言是基本可信的,根据其初始增温时刻确定的碎屑岩沉积时代是可信的; K-S 检验值和年龄 GOF 值均大于 0.7 时,该模拟热史是相对而言是较为可信的,且各样品初始增温时刻与碎屑岩沉积时代是较为一致;尤其是当 K-S 检验值大于 0.76, GOF 值大于 0.9,尤其是接近于 1 时,各样品模拟热史初始增温时刻与碎屑岩沉积时代是基本完全一致,这表明该热史模拟结果是非常可信,也是非常精确的,如蓬莱镇组砂岩样品(SLG01)(Deng *et al.*, 2013)、下白垩统阿尔必阶 Utrillas 组砂岩样品(LC-31 和 LC-19)(Barbero and López-Garrido, 2006)、上白垩统 Tirupati 组砂岩(Kklr-2)样品(Sahu *et al.*, 2013)。

若模拟的磷灰石裂变径迹热史与区域构造演化史不同或有明显差别,则说明模拟效果可能不理想或样品受后期构造热事件影响强烈,早期热史信息难以准确重建,利用该热史无法重建磷灰石赋存样品经历的埋藏史和抬升史;如模拟的磷灰石裂变径迹热史与区域构造演化史相同,则表明模拟的热史路径与实际区域地质背景吻合,模拟的热史是真实可信的,可以利用该热史重建磷灰石赋存样品经历的埋藏史和抬升史,并可据此确定沉积物初始埋藏增温的时刻,从而确定沉积物沉积的时代。

对于单一期次埋藏增温或埋藏增温—抬升剥蚀降温的磷灰石样品,其模拟的可信度较高的热史路径中开始埋藏增温的时间应代表其赋存的碎屑岩样品沉积的时代。

对于多期次埋藏增温的样品,模拟的可信度较高的热史路径内任一埋藏的时刻均可能是碎屑岩沉积的时间.对于此种样品,可结合赋存的碎屑岩样品

顶底地层年代加以限定,即埋藏增温时刻大于下伏地层沉积时代或小于上覆地层沉积时代,均为不可能的埋藏增温时刻.排除不可能的碎屑岩的初始埋藏增温时刻,综合确定碎屑沉积物(岩)沉积的时代。

## 3 实例验证

LD6109-7 碎屑岩样品采自隆德附近六盘山,测试在中科院高能物理研究所完成,测试流程方法见文献(Ketcham *et al.*, 2000;郑德文等, 2005)。

### 3.1 裂变径迹热史模拟与分析

六盘山砂岩样品中磷灰石  $P(\chi^2) > 5\%$ (表 1),表明该样品磷灰石裂变径迹单颗粒年龄应为同一组分年龄.由前人区域构造热事件研究成果,研究区晚侏罗世以来有 170 Ma、135 Ma、120 Ma、20 Ma 和 8 Ma 等 5 次构造热事件(李向平等, 2006;刘池洋等, 2006;陈刚等, 2007).搜索区间最大时间界线定为晚侏罗世区域构造热事件的值 170 Ma,并将其后各期构造热事件值和组合年龄共同作为热史路径搜索的约束界线。

因模拟的热史区间最大年龄范围值(170 Ma)大于磷灰石组合年龄(88 Ma),故选用多组分或动力学退火模型(Laslett and Galbraith, 1996).地表温度取 20 °C,选择蒙特卡洛热史模拟方法,借助于 AFTsolve 软件对 LD-6109-7 样品的热历史进行了多次重复模拟,从中优选出最优热史路径,即 GOF 检验值为 0.97 和 K-S 为 0.73 的热史路径(图2)。

### 3.2 模拟热史可信度分析及碎屑岩形成时代确定

六盘山砂岩样品模拟热史显示(图1),样品具有 2 期次埋藏增温—抬升剥蚀降温的热史特征,其初次埋藏增温的时间约为 118 Ma,开始了第二次埋藏增温时间为 22 Ma.该样品的热史模拟结果与区域早白垩世裂隙沉降、晚白垩世隆升剥蚀、渐新世—中新世沉降、中新世末期 8 Ma 开始快速隆升的构造演化过程一致,且与郑德文等(2005)下白垩统样品 L-4 模拟热史图一致.这表明模拟的裂变径迹热史与区域地质背景吻合。

由于磷灰石样品赋存的碎屑岩上覆地层为下第三系古新统,这表明样品的初次埋藏增温时间(118 Ma)应代表样品赋存碎屑岩沉积的时间,即样品形成于早白垩世晚期.该样品初始埋藏增温的时间(118 Ma)略晚于该区燕山晚期构造热事件(120 Ma)时间,这表明燕山晚期构造时间开始不久,样品所在区域开始接受该样品赋存岩石沉积。

表 1 六盘山碎屑岩样品裂变径迹年龄数据表  
Table 1 Fission track data of Liupanshan sample

地点	样号	岩石	$n$	$\rho_s(10^5/cm^2)$ (Ns)	$\rho_i(10^5/cm^2)$ (Ni)	$\rho_d(10^5/cm^2)$ (Nd)	$P(\chi^2)$ (%)	中值年龄 (Ma) ( $\pm 1\sigma$ )	组合年龄 (Ma) ( $\pm 1\sigma$ )	$L(\mu m)$ ( $N$ )
六盘山	LD6109-7	磷灰石	31	4.551 (1 416)	7.508 (2 336)	7.571 (10 322)	42.6	86 $\pm$ 4	88 $\pm$ 4	11.4 $\pm$ 1.6 (105)

注: $n$ . 测量的磷灰石颗粒数;  $\rho_s$ . 自发径迹密度 ( $10^5/cm^2$ );  $\rho_i$ . 外部探测器中的诱发径迹密度 ( $10^5/cm^2$ );  $\rho_d$ . 标准径迹密度 ( $10^5/cm^2$ ); Ns. 自发径迹数; Ni. 诱发径迹数;  $P(\chi^2)$ .  $\chi^2$  概率.

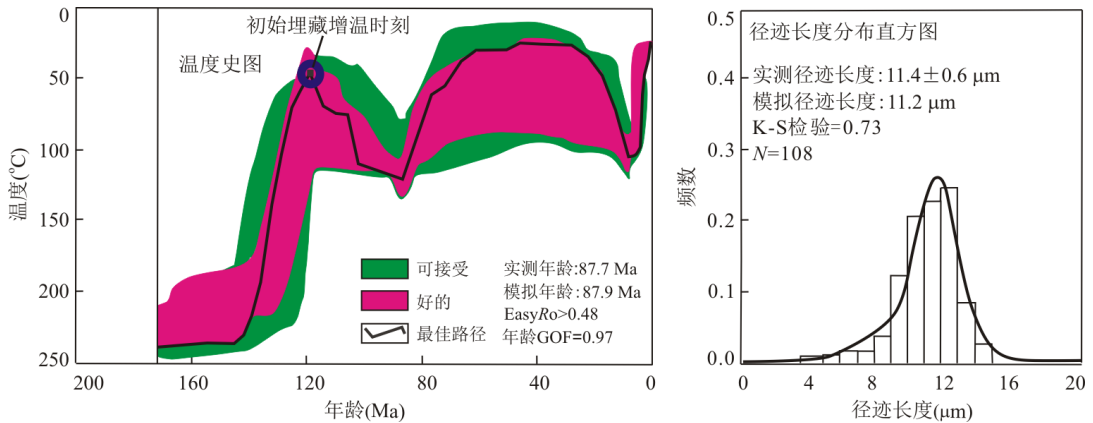


图 2 LD6109-7 样品裂变径迹模拟热史

Fig.2 Modeling thermal history of LD6109-7

## 4 讨论

盆地碎屑沉积岩(物)内磷灰石对盆地热演化过程有着精确的记录. 尽管有人对磷灰石裂变径迹能否精确地模拟退火前埋藏增温段的热史存在异议, 但前人包含埋藏增温阶段的裂变径迹热史模拟实例(表2)和六盘山样品热史模拟结果显示, 除 R-cc-2 和 Qsc-11 磷灰石样品的因年龄 GOF 值较小、热史路径模拟可信度较低外, 其他所有磷灰石样品的 K-S 和 GOF 值均分别大于 0.5 和 0.74, 表明其热史模拟质量非常高, 即模拟的最佳热史路径是较为可信的. 因而, 利用上述可信热史来判别的碎屑岩形成时代是可行的. 当然 K-S 和 GOF 两者数值同时接近 1, 表明热史模拟的结果越发可信, 其用于碎屑岩沉积时代的判别将越来越准确, 如 C13YN01 和 C13YN92 样品热史模拟初始增温时间与年代地层测试结果完全一致(表2).

由于钻井数据揭示的地质条件下的磷灰石裂变径迹退火温度区间 ( $70\sim 125\text{ }^\circ\text{C}$ ) 比由实验室数据外推的理论退火温度区间 ( $50\sim 170\text{ }^\circ\text{C}$ ) 窄得多 (Gleadow *et al.*, 1983). 因而, 尽管人们对磷灰石裂变径迹能否准确模拟“大于  $125\text{ }^\circ\text{C}$  的退火前阶段”热

史存在疑问, 但前人实例 C13YN01( $\sim 130\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Wang *et al.*, 2018)、C13YN92( $\sim 125\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Wang *et al.*, 2018)、X14( $\sim 125\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Tang *et al.*, 2015)、X15( $\sim 125\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Tang *et al.*, 2015)、X17( $\sim 125\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Tang *et al.*, 2015)、M24-1 ( $\sim 185\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Deng *et al.*, 2013)、SH100 (Deng *et al.*, 2013)、Qsc-11 ( $\sim 145\text{ }^\circ\text{C}$ ) (祁凯等, 2017)、Qsc-13 ( $\sim 135\text{ }^\circ\text{C}$ ) (祁凯等, 2017) (表2) 表明模拟的经历最大古地温前的埋藏增温阶段的热史, 对于该碎屑岩样品的形成时代的判别还是有一定的约束意义的. 这似乎说明具有不同 F、CL 含量的磷灰石矿物裂变径迹封闭温度区间差异是很大的, 部分磷灰石矿物的封闭温度是可能大于  $125\text{ }^\circ\text{C}$  的, 这也似乎说明实验室数据获得的  $170\text{ }^\circ\text{C}$  磷灰石矿物最大理论退火温度是有一定合理性的.

由于只有曾经位于增温层的样品才能利用磷灰石裂变径迹方法重建其热史. 考虑到恒温层位于地表下  $15\sim 30\text{ m}$  深度处, 且增温层温度 ( $T$ ) 与深度 ( $H$ ) 线性正相关的特性, 结合普遍认为地质条件下磷灰石  $125\text{ }^\circ\text{C}$  的退火温度以及地球表层  $9\sim 80\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$  的地温梯度, 可知利用“磷灰石裂变径迹热史来判别碎屑岩形成时代”样品的最大埋藏深度可按  $H_{\text{地质 max}} = \text{封闭温度}(\text{ }^\circ\text{C})/a_{\text{min}}$  计算 ( $a_{\text{min}} = (9\sim 80\text{ }^\circ\text{C})/\text{km}$ ,  $a_{\text{min}}$  为样



表 2 前人含埋藏增温期的裂变径迹热史模拟实例统计

Table 2 The statistics of thermal history simulation of fission track of classic rock samples with buried warming period

样品地点	编号	类型	岩性	年代地层	颗粒数	$P(\chi^2)$	中心年龄 ±(1σ Ma)	平均径迹 μm(n)	最佳路径经历 最大温度	模拟年龄 ±(1σ Ma)	模拟长度 ±(1σ μm)	K-S 检验	年龄 Gof	初始埋藏时 刻	文献
西天山 地区科 古琴山	C13YN01	露头	火山凝灰 岩 Tuff	350 Ma	34	1	159.8±8.1	12.3±0.2(88)	~130 °C	160	12.44±2.34	0.99	0.96	350 Ma	Wang <i>et al.</i> , 2018
	C13YN92	露头	火山凝灰 岩 porphyry	350 Ma	30	0.4	98.5±4.4	10.8±0.2(75)	~125 °C	98.3	10.88±2.08	0.76	0.99	350 Ma	
印度 Krishna- Godavari 盆地	Kan-9	钻孔 1 315 m	Tirupati 组砂岩	上白垩 统	24	0.02	91.1±7.1	11.51±0.1	81 °C	111	13.12±0.97	0.64	0.91	80 Ma	
	Lng-4	钻孔 1 440 m	Tirupati 组砂岩	上白垩 统	15	3.92	70.2±6.4	10.98±0.3	88 °C	80.7	12.86±0.89	0.56	0.89	80 Ma	
	Kklt-2	钻孔 1 125 m	Tirupati 组砂岩	上白垩 统	16	0	66.6±7.6	11.42±0.4	89 °C	93.2	12.92±0.94	0.89	1.00	80 Ma	Sahu <i>et al.</i> , 2013
	R-cc-2	钻孔 1 735 m	Ravva 组 砂岩	中新统	17	8.82	201.5±9.4	10.19±0.3	88 °C	201	12.45±0.65	0.98	0.36	5 Ma	
龙门山北部	QJ-56-1-a	露头	莲花口组 砂岩	晚侏罗 世	28	9	76 ± 5.0	12.2±1.6(107)	~120 °C	73.8±0	12.1±0	0.70	0.74	155 Ma	Li <i>et al.</i> , 2012
西班牙 南部	LC-19	露头	Utrillas 组 砂岩	下白垩统 阿尔必阶	37	0	140 ± 9	12.5±1.9(36) 11.3±2.0(79)	~80 °C ~80 °C	95.6 181	12.6±1.5 11.4±2.4	0.91 0.90	0.86 0.83	100 Ma 100 Ma	Barbero and López- Garrido, 2006
	LC-31	露头	Utrillas 组 砂岩	下白垩统 阿尔必阶	33	0	142 ± 9	11.81±1.7(76) 12.22±1.3	~80 °C ~80 °C	109 207	12.6±1.7 11.9±1.9	0.79 0.91	0.97 0.85	100 Ma 100 Ma	
新疆博 格达山	X14	露头	塔什库拉 组砂岩	上石炭 统	21	92.6	103.4±10.2	12.3±1.9	~125 °C	105	12.2±2.2	0.56	0.98	310 Ma	
	X15	露头	塔什库拉 组砂岩	上石炭 统	24	100	109.2±11.3	13.2±1.5	~125 °C	103	13.1±1.6	0.84	0.90	310 Ma	Tang <i>et al.</i> , 2015
	X17	露头	井井子沟 组砂岩	下二叠 统	22	87.1	102.2±11.9	12.4±1.6	~125 °C	102	12.6±1.8	0.60	0.98	270 Ma	

续表 2

样品地点	编号	类型	岩性	年代地层	颗粒数	$P(\chi^2)$	中心年龄 $\pm(1\sigma \text{ Ma})$	平均径迹 $\mu\text{m}(n)$	最佳路径经历 最大温度	模拟年龄 $\pm(1\sigma \text{ Ma})$	模拟长度 $\pm(1\sigma \mu\text{m})$	K-S 检验	年龄 Gof	初始埋藏时 刻	文献	
四川盆 地西缘	SLG01	露头	蓬莱镇组 砂岩	上侏罗 统	30	2.9	109±9	11.9±1.9	~85 °C	117	11.9±1.0	0.78	1.00	155 Ma		
	SH060	露头	须家河组 砂岩	上三叠 统	31	65.4	48±3	11.8±1.9(102)	~120 °C	49.1	11.9±1.1	0.65	0.99	200 Ma		
	SN-01	露头	沙溪庙组 砂岩	中侏罗 统	30	8.6	97.9	12.1±2.1	~110 °C	98.0±8	11.9±1.5	0.67	0.99	175 Ma	Deng <i>et al.</i> , 2013	
	SH098	露头	沙溪庙组 砂岩	中侏罗 统	29	11.2	66±5	12.5±2.1	~120 °C	65.7	12.4±2.2	0.74	1.00	185~170 Ma		
	M24-1	露头	须家河组 砂岩	上三叠 统	21	39.9	11.9	11.4±2.5	~185 °C	11.9	11.4±2.2	0.92	0.97	195 Ma		
	SH100	露头	须家河组 砂岩	上三叠 统	31	35.5	50±3	12.9±2.2	~165 °C	50.0	12.8±2.4	0.86	1.00	200 Ma		
	渭北隆 起岐山— 麟游 地区	Qse-11	露头	泥灰岩	中奥陶 统平凉 组	28	0	104±11	12.3	~145 °C	130	12.5	0.47	0.87	445 Ma	
		Qse-13	露头	砂岩	下二叠 统下石 盒子组	28	0	155±12	12.7	~135 °C	153	12.7	0.61	0.91	290 Ma	祁凯等, 2017
							平均						0.76	0.91		



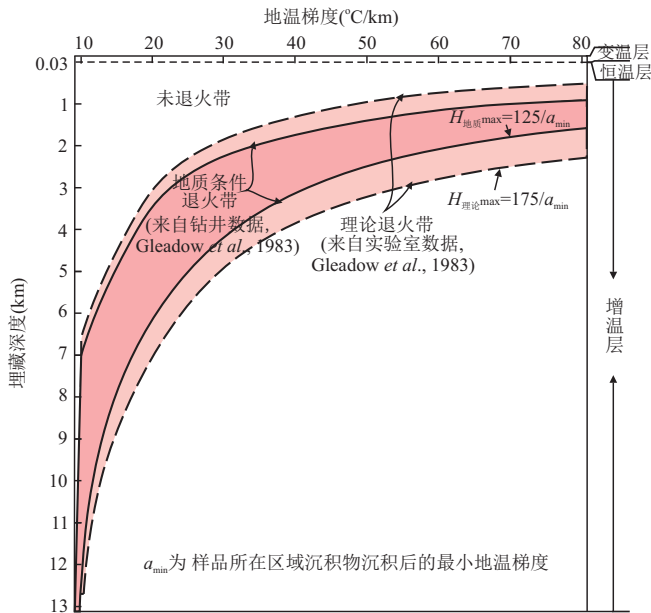


图 3 磷灰石裂变径迹热史判别碎屑岩形成时代方法的深度判别图

Fig.3 The depth discrimination graph of the dating of formation age of clastic rock

品所在区沉积物沉积后的最小地温梯度,下同),其埋藏深度范围在  $0.03 \sim H_{\text{地质}} (H_{\text{地质}} = \text{封闭温度} (^\circ\text{C})/a_{\text{min}})\text{km}$  (图3中粉红色区域,在此假定磷灰石封闭温度为  $125^\circ\text{C}$ )。考虑到沉积物的后期压实作用,现今厚度为  $30\text{ m}$  的沉积物,其沉积时埋藏深度(或沉积厚度)可能远大于  $30\text{ m}$ ,为保险起见对于今地层厚度略大于  $30\text{ m}$  的碎屑岩层,尽可能选择该岩层底部的碎屑样品,且尽量避免选择岩浆等热液影响的碎屑岩样品,对样品中的磷灰石矿物进行裂变径迹测试和热史模拟。此外,由于不同种类(F、CL含量)的磷灰石裂变径迹封闭温度区间差异很大,因而经历埋藏温度大于  $125^\circ\text{C}$ 、小于  $170^\circ\text{C}$  理论退火温度的碎屑磷灰石样品,只要其埋藏温度未超过其封闭温度或未完全退火,即经历埋藏深度处于  $125 \sim 170^\circ\text{C}/a_{\text{min}}$  (图3中浅粉红色区域) 或经历  $125 \sim 170^\circ\text{C}$  温度的样品,其磷灰石裂变径迹热史对于其沉积年代判别也应该有一定参考意义。

## 5 结论

查明“碎屑沉积岩”的形成时代是正确进行地层对比、恢复盆地原貌和科学进行区域资源评价的关键。依据“沉积物埋藏深度增加,其温度相应增加”的原理,可将碎屑磷灰石热史模拟中的初始升温阶段所对应的年代,定义为碎屑岩的形成时代。盆地碎屑充填物内的磷灰石矿物对盆地经历的构造热演化过

程有着精确的记录,利用磷灰石矿物的裂变径迹可重建碎屑岩经历的热史信息。对比碎屑沉积物热史与区域构造热演化过程的异同,可判别热史模拟的可信度。在确定模拟热史可信的基础上,可根据其初始埋藏增温的时间,来确定沉积物的形成时代。虽然,部分专家学者对磷灰石裂变径迹能否正确模拟退火前阶段的热史存在疑问,但应该相信可信度较高的热史曲线,对碎屑岩的形成时代还是有一定的约束意义的。六盘山下白垩统砂岩和前人实例证明,利用磷灰石裂变径迹热史确定碎屑岩的形成时代是可行的,尤其是当 K-S 和 GOF 两者数值越同时接近 1 时,热史模拟的结果越加可信,其用于碎屑岩形成时代的判别越加准确。本研究对于哪些缺乏古生物化石或火山岩夹层,且其内磷灰石裂变径迹未经历过完全退火的碎屑岩形成时代的判别具有重要和特殊的地质意义。

致谢:感谢中国地质大学(北京)袁万明教授在裂变径迹测试和数据处理过程中给予的帮助。

## References

- Bai,X.J.,Qiu,H.N.,Liu,W.G.,et al.,2018.Automatic  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating Techniques Using Multicollector ARGUS VI Noble Gas Mass Spectrometer with Self-Made.*Journal of Earth Science*,29(2):408–415.
- Barbarand,J.,Lucazeau,F.,Pagel,M.,et al.,2001.Burial and Exhumation History of the South-Eastern Massif Central (France) Constrained by Apatite Fission-Track Thermochronology. *Tectonophysics*,335(3–4):275–290.<https://doi.org/10.1016/s0040-1951>

- (01)00069-5
- Barbero,L.,López-Garrido,A.C.,2006.Mesozoic Thermal History of the Prebetic Continental Margin (Southern Spain):Constraints from Apatite Fission-Track Analysis.*Tectonophysics*,422(1-4): 115-128.<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.011>
- Chen,G.,Sun,J.B.,Zhou,L.F.,et al.,2007.Fission-Track-Age Records of the Mesozoic Tectonic-Events in the Southwest Margin of the Ordos Basin,China.*Science in China (Series D)*,37(Suppl.1):110-118(in Chinese).
- Chen,J.,Heermance,R.V.,Burbank,D.W.,et al.,2007. Magneto-Chronology and Its Implications of the Xiyu Conglomerate in the Southwestern Chinese Tian Shan Foreland. *Quaternary Sciences*,27(4): 576-587(in Chinese with English abstract).
- Cheng,Y.J.,Wu,Z.P.,Yan,S.Y.,et al.,2015. Cenozoic Tectonic Evolution of Liaodong Dome, Northeast Liaodong Bay, Bohai, Offshore China, Constraints from Seismic Stratigraphy, Vitrinite Reflectance and Apatite Fission Track Data.*Tectonophysics*, 659: 152-165.<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.039>
- Crowley,K.D.,Cameron,M.,Schaefer,R.L.,1991.Experimental Studies of Annealing of Etched Fission Tracks in Fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(5):1449-1465. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90320-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90320-5)
- Deng,B.,Liu,S.G.,Li,Z.W.,et al.,2013.Differential Exhumation at Eastern Margin of the Tibetan Plateau,from Apatite Fission-Track Thermochronology.*Tectonophysics*,591:98-115.<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.012>
- Deng,J.,Yang,L.Q.,Sun,Z.S.,et al.,2000.Ore-Forming Dynamics of Tectonic Regime Transformation and Multi-Layer Fluid Circulation.*Earth Science*,25(4):397-403(in Chinese with English abstract).
- Dickinson,W.R.,Gehrels,G.E.,2009.Use of U-Pb Ages of Detrital Zircons to Infer Maximum Depositional Ages of Strata:A Test against a Colorado Plateau Mesozoic Database.*Earth and Planetary Science Letters*,288(1-2):115-125.<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>
- Duddy,I.R.,Green,P.F.,Laslett,G.M.,1988.Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite 3. Variable Temperature Behaviour. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 73(1):25-38. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(88\)90019-x](https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90019-x)
- Fernandes,P.,Cogné,N.,Chew,D.M.,et al.,2015.The Thermal History of the Karoo Moatize-Minjova Basin, Tete Province, Mozambique: An Integrated Vitrinite Reflectance and Apatite Fission Track Thermochronology Study. *Journal of African Earth Sciences*, 112: 55-72. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.09.009>
- Gleadow,A.J.W.,Duddy,I.R.,Lovering,J.F.,1983.Fission Track Analysis:A New Tool for the Evaluation of Thermal Histories and Hydrocarbon Potential. *The APPEA Journal*,23(1):93-102.<https://doi.org/10.1071/aj82009>
- Gleadow,A.J.W.,Duddy,I.R.,Green,P.F.,et al.,1986. Fission Track Lengths in the Apatite Annealing Zone and the Interpretation of Mixed Ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 78(2-3): 245-254.[https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90065-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90065-8)
- Green,P.F.,Duddy,I.R.,Gleadow,A.J.W.,1986. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite 1. A Qualitative Description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 59: 237-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90048-3)
- Guo,C.L.,Wu,F.Y.,2003.High Precision Dating of Deposition of Clastic Sedimentary Rocks—U-Pb SHRIMP Dating on Authigenic Xenotime.*Earth Science Frontiers*,10(2):327-334(in Chinese with English abstract).
- Hu,R.G.,Bai,X.J.,Wijbrans,J.,et al.,2018.Occurrence of Excess  $^{40}\text{Ar}$  in Amphibole:Implications of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating by Laser Stepwise Heating and *in vacuo* Crushing.*Journal of Earth Science*,29(2):416-426.
- Ketcham,R.A.,2005.Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1):275-314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>
- Ketcham,R.A.,Donelick,R.A.,Carlson,W.D.,1999a. Variability of Apatite Fission-Track Annealing Kinetics; I, Experimental Results. *American Mineralogist*,84(9):1213-1223. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0901>
- Ketcham,R.A.,Donelick,R.A.,Carlson,W.D.,1999b.Variability of Apatite Fission-Track Annealing Kinetics; III,Extrapolation to Geological Time Scales.*American Mineralogist*,84:1235-1255. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0903>
- Ketcham,R.A.,Carter,A.,Donelick,R.A.,et al.,2007.Improved Modeling of Fission-Track Annealing in Apatite.*American Mineralogist*,92:799-810.<https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
- Ketcham,R.A.,Donelick,R.A.,Donelick,M.B., 2000. AFTSolve: A Program for Multikinetic Modeling of Apatite Fission Track Data.*Geological Materials Research*,2(1):1-32.
- Laslett,G.M.,Galbraith,R.F.,1996.Statistical Modelling of Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,60(24):5117-5131.[https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(96\)00307-9](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(96)00307-9)
- Laslett,G.M.,Green,P.F.,Duddy,I.R.,et al.,1987.Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite 2.A Quantitative Analysis.*Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*,65(1):1-13.[https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90057-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90057-1)
- Li,H.K.,Lu,S.N.,Su,W.B.,et al.,2013.Recent Advances in the Study of the Mesoproterozoic Geochronology in the North China Craton.*Journal of Asian Earth Sciences*,72:216-227.<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2013.02.020>
- Li,K.,Jolivet,M.,Zhang,Z.C.,et al.,2016.Long-Term Exhumation History of the Inner Mongolian Plateau Constrained by Apatite Fission Track Analysis.*Tectonophysics*,666:121-133.<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.020>
- Li,N.H.,Wu,W.L.,1987.The Geological Sense of “Tanmashi Conglomerate”.*Contributions to Geology and Mineral Resources Research*,2(2):46-53(in Chinese with English abstract).
- Li,X.P.,Chen,G.,Zhang,H.R.,et al.,2006.Mesozoic Tectonic Events in Ordos Basin and Their Sedimentary Responses.*Journal of Xi'an Shiyou University (Natural Science Edition)*,21(3):1-4(in Chinese with English abstract).

- Li, Z. W., Liu, S. G., Chen, H. D., et al., 2012. Spatial Variation in Mesozoic Exhumation History of the Longmen Shan Thrust Belt (Eastern Tibetan Plateau) and the Adjacent Western Sichuan Basin: Constraints from Fission Track Thermochronology. *Journal of Asian Earth Sciences*, 47: 185–203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2011.10.016>
- Liu, C. Y., Zhao, H. G., Gui, X. J., et al., 2006. Space-Time Coordinate of the Evolution and Reformation and Mineralization Response in Ordos Basin. *Acta Geologica Sinica*, 80(5): 617–638 (in Chinese with English abstract).
- Meng, Q. R., Xue, F., Zhang, G. W., 1994. Conglomerate Sedimentation and Its Tectonic Implication, Heihe Area within Shangdan Zone of the Qinling. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(3): 37–46 (in Chinese with English abstract).
- Qi, K., Ren, Z. L., Cui, J. P., et al., 2017. The Mesozoic Tectonic Thermal Evolution of the Qishan-Linyou Areas in Weibei Uplift of Ordos Basin and Its Response in Geology: Evidence from Fission-Track Analysis. *Acta Geologica Sinica*, 91(1): 151–162 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, N. S., 2005. Methods of Thermal History Reconstruction of Sedimentary Basins and Their Application in Oil and Gas Exploration. *Marine Origin Petroleum Geology*, 10(2): 45–51 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, N. S., Jiang, G., Mei, Q. H., et al., 2011. The Paleozoic Tectonothermal Evolution of the Bachu Uplift of the Tarim Basin, NW China: Constraints from (U-Th)/He Ages, Apatite Fission Track and Vitrinite Reflectance Data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(6): 551–563. <https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2011.02.008>
- Rojas Vera, E. A., Mescua, J., Folguera, A., et al., 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio Fold and Thrust Belts, Andes of Neuquén: Insights from Structural Analysis and Apatite Fission Track Dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 418–433. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.001>
- Sahu, H. S., Raab, M. J., Kohn, B. P., et al., 2013. Thermal History of the Krishna-Godavari Basin, India: Constraints from Apatite Fission Track Thermochronology and Organic Maturity Data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73: 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2013.04.028>
- Schneider, D. A., Bickford, M. E., Cannon, W. F., et al., 2002. Age of Volcanic Rocks and Syndepositional Iron Formations, Marquette Range Supergroup: Implications for the Tectonic Setting of Paleoproterozoic Iron Formations of the Lake Superior Region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(6): 999–1012. <https://doi.org/10.1139/e02-016>
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., et al., 1999. Neogene Tectonic Evolution and Exhumation of the Southern Ecuadorian Andes: A Combined Stratigraphy and Fission-Track Approach. *Tectonophysics*, 307(3–4): 255–276. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00100-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00100-6)
- Song, L. J., Liu, C. Y., Zhao, H. G., et al., 2016. Geochemical Characteristics, Sedimentary Environment and Tectonic Setting of Huangqikou Formation, Ordos Basin. *Earth Science*, 41(8): 1295–1308, 1321 (in Chinese with English abstract).
- Song, L. J., Mu, Q. H., Li, A. R., et al., 2013. Fission-Track Thermal Evolution History in the Formation Age of Yaoshan Formation. *Coal Geology & Exploration*, 41(4): 1–4 (in Chinese with English abstract).
- Tang, W. H., Zhang, Z. C., Li, J. F., et al., 2015. Mesozoic and Cenozoic Uplift and Exhumation of the Bogda Mountain, NW China: Evidence from Apatite Fission Track Analysis. *Geoscience Frontiers*, 6(4): 617–625. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.04.006>
- Wang, Y. N., Cai, K. D., Sun, M., et al., 2018. Tracking the Multi-Stage Exhumation History of the Western Chinese Tianshan by Apatite Fission Track (AFT) Dating: Implication for the Preservation of Epithermal Deposits in the Ancient Orogenic Belt. *Ore Geology Reviews*, 100: 111–132. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.011>
- Wildman, M., Brown, R., Watkins, R., et al., 2015. Post Break-up Tectonic Inversion across the Southwestern Cape of South Africa: New Insights from Apatite and Zircon Fission Track Thermochronometry. *Tectonophysics*, 654: 30–55. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.04.012>
- Yan, Q. R., Hanson, A. D., Wang, Z. Q., et al., 2004. Age, Genesis Environment and Tectonic Significance of Conglomerate in Guanjiagou Formation, South Qinling. *Chinese Science Bulletin*, 49(14): 1416–1423 (in Chinese).
- Yan, Z., Fang, A. M., Pan, Y. S., et al., 2005. Dagong Conglomerate Depositional Environment, Foraminiferal Age and Its Tectonic Significance in Tibet. *Progress in Natural Sciences*, 15(5): 565–571 (in Chinese).
- Yang, D. H., 1945. Age of Conglomerates of Maotai. *Geological Review*, 12(5–6): 311–314, 340 (in Chinese).
- Zhang, C. L., Meng, Q. R., Yu, Z. P., et al., 1997. Geochemical Characteristics and Tectonic Implication of Gravels in the Hubaohu Conglomerate in the East Qinling. *Acta Sedimentologica Sinica*, 15(3): 115–119 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, D. W., Zhang, P. Z., Wan, J. L., et al., 2005. Apatite Fission Track Evidence for the Thermal History of the Liupanshan Basin. *Chinese Journal of Geophysics*, 48(1): 157–164 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, Y., Zhai, M. G., Peng, P., et al., 2015. Detrital Zircon U-Pb Dating and Whole-Rock Geochemistry from the Clastic Rocks in the Northern Marginal Basin of the North China Craton: Constraints on Depositional Age and Provenance of the Bayan Obo Group. *Precambrian Research*, 258: 133–145. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.010>
- Zhou, Z. Y., Mao, F. M., Liao, Z. T., et al., 2001. Estimation of the Multi-Component Fission Track Age Data and Its Application in the Provenance Study of Sedimentary Basins. *Acta Sedimentologica Sinica*, 19(3): 456–458, 473 (in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 陈刚, 孙建博, 周立发, 等, 2007. 鄂尔多斯盆地西南缘中生代构造事件的裂变径迹年龄记录. *中国科学 (D 辑)*, 37(增刊 1): 110–118.

- 陈杰, Heermance, R.V., Burbank, D.W., 等, 2007. 中国西南天山西域砾岩的磁性地层年代与地质意义. 第四纪研究, 27(4): 576-587.
- 邓军, 杨立强, 孙忠实, 等, 2000. 构造体制转换与流体多层循环成矿动力学. 地球科学, 25(4): 397-403.
- 郭春丽, 吴福元, 2003. 碎屑沉积岩沉积作用的高精度定年——自生磷钷矿离子探针 U-Pb 年龄测定. 地学前缘, 10(2): 327-334.
- 黎乃煌, 武文来, 1987. “探马石砾岩”的地质意义. 地质找矿论丛, 2(2): 46-53.
- 李向平, 陈刚, 章辉若, 等, 2006. 鄂尔多斯盆地中生代构造事件及其沉积响应特点. 西安石油大学学报(自然科学版), 21(3): 1-4.
- 刘池洋, 赵红格, 桂小军, 等, 2006. 鄂尔多斯盆地演化—改造的时空坐标及其成藏(矿)响应. 地质学报, 80(5): 617-638.
- 孟庆任, 薛峰, 张国伟, 1994. 秦岭商丹带内黑河地区砾岩沉积及其构造意义. 沉积学报, 12(3): 37-46.
- 祁凯, 任战利, 崔军平, 等, 2017. 鄂尔多斯盆地渭北隆起岐山—麟游地区中生代构造热演化及地质响应——来自裂变径迹分析的证据. 地质学报, 91(1): 151-162.
- 邱楠生, 2005. 沉积盆地热历史恢复方法及其在油气勘探中的应用. 海相油气地质, 10(2): 45-51.
- 宋立军, 刘池阳, 赵红格, 等, 2016. 鄂尔多斯地区黄旗口组地球化学特征及其沉积环境与构造背景. 地球科学, 41(8): 1295-1308, 1321. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.105>.
- 宋立军, 牟秋环, 李爱荣, 等, 2013. 宁夏固原炭山窑山组形成时代的裂变径迹热史约束. 煤田地质与勘探, 41(4): 1-4.
- 闫全人, Hanson, A.D., 王宗起, 等, 2004. 南秦岭关家沟组砾岩的时代、成因环境及其构造意义. 科学通报, 49(14): 1416-1423.
- 闫臻, 方爱民, 潘裕生, 等, 2005. 西藏达金砾岩沉积环境、有孔虫时代及其大地构造意义. 自然科学进展, 15(5): 565-571.
- 杨登华, 1945. 茅台砾岩之时代问题. 地质论评, 12(5-6): 311-314, 340.
- 张成立, 孟庆任, 余在平, 等, 1997. 东秦岭虎豹河砾岩砾石的地球化学特征及其构造意义. 沉积学报, 15(3): 115-119.
- 郑德文, 张培震, 万景林, 等, 2005. 六盘山盆地热历史的裂变径迹证据. 地球物理学报, 48(1): 157-164.
- 周祖翼, 毛凤鸣, 廖宗廷, 等, 2001. 裂变径迹年龄多成分分离技术及其在沉积盆地物源分析中的应用. 沉积学报, 19(3): 456-458, 473.