

裂变径迹法与青藏高原隆升

宋友桂

(中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室 陕西 西安 710075)

摘要 裂变径迹法是20世纪60年代发展起来的一种放射性同位素年代学方法,以测年范围广,样品用量少,方法简便等优点,在地质学和考古研究中获得了广泛应用。近些年,随着径迹退火特性和径迹长度研究的深入,裂变径迹方法在造山带热历史分析和构造隆升过程研究中发挥了重要的作用,它不仅能为构造隆升研究提供年代控制,而且还能获得隆升幅度、隆升速率及隆升方式以及低温热历史等比较全面的山体隆升史资料,成为研究构造隆升十分简捷、有效的方法。本文首先简述了裂变径迹方法研究构造隆升的基本原理,然后介绍了研究构造隆升的3种方法:年龄-高程法、矿物对法和径迹长度分析法,并对青藏高原构造隆升研究进展作了简要回顾,综合分析已有的青藏高原裂变径迹年代数据,发现在中新世晚期(约10~8 Ma)之前隆升速率较慢,之后隆升速率加快,尤其是上新世晚期(4~3 Ma)以来隆升速率迅速加快。这与地层学、沉积学等其他传统方法得出来的结论基本一致。并探讨了将来青藏高原裂变径迹研究的方向。

关键词 裂变径迹方法 构造隆升 青藏高原 热历史

Fission Track Analysis and Its Application to Tibetan Tectonic Uplift

SONG Yougui

(State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth and Environment, CAS, Xi'an, Shaanxi, 710075)

Abstract Fission track analysis as a radiometric isotope dating method was first proposed in early 1960s. With the merits of large time span, small amounts of samples and accessible simple technique, it has been widely used in geoscience and archaeology. In the past decades, with the remarkable advances in fission track annealing and track length analysis, fission track analysis has played an important role in the analysis of thermal history and the study of tectonic uplift of orogenic belts. It can provide not only the tectonic age control but also the useful tectonic uplift information on amplitude, rate and styles of uplift and low-temperature thermal history of mountains. In this paper, the author briefly introduces the basic principle of fission track analysis for tectonic uplift. Three fission track methods i. e. age-elevation, mineral couple and track length analytical methods for tectonic uplift are summarized. In addition, the progress of applying fission track dating to the study of the tectonic uplift of Tibetan Plateau is reviewed. Based on an analysis of the previous fission track dating data, it is revealed that the uplift rate of Tibetan Plateau was relatively slow before Late Miocene (about 10~8 Ma); since then, especially since late Pliocene (4~3 Ma) the rate has been accelerated obviously, which is roughly identical to the research results of stratigraphy, sedimentology and other transitional methods. Finally, the direction of fission track dating on Tibetan Plateau is pointed out.

Key words fission track analysis tectonic uplift Tibetan Plateau thermal history

裂变径迹方法是20世纪60年代发展起来的一种放射性同位素年代学方法,以其测年范围广(数百年到数十亿年),样品用量少,方法简便等优点,在地质学和考古学中得到了广泛的应用,成为地质体年龄测定、岩体和沉积盆地热历史、山体隆升和油

气勘探等方面研究的重要手段。在研究构造隆升方面,与传统的古生物、地层、古土壤、夷平面、古冰川等方法相比,可供用于裂变径迹方法分析的样品来源范围广,无论在沉积盆地还是山地均可找到,所需的样品数也较小,同时能提供隆升时间、隆升幅度、

隆升速率、隆升方式以及低温热历史等比较全面的山体隆升史资料,是研究构造隆升十分简捷有效的方法。本文介绍了用裂变径迹方法研究构造隆升的基本原理和方法以及其在青藏高原隆升应用现状。

1 裂变径迹方法用于构造隆升的基本原理

1.1 裂变径迹退火特征、年龄与冷却模型

在自然界可用于裂变径迹测年的矿物上百种,但目前地质学中常用的矿物有磷灰石、锆石、榍石、云母、还有火山玻璃、石榴子石等,尤其以磷灰石的研究最为深入。关于裂变径迹测年原理、制样过程和计算方法许多文献(刘顺生等,1984;Wagner,1992;Galbraith等,1998)均有详细阐述,在此不赘述。

矿物中的径迹具有随温度的增高径迹密度减少、长度变短直至完全消失,这种现象称之为退火,裂变径迹退火作用主要与温度和时间有关(刘顺生等,1984;Wagner,1992),与之相关的有2个重要概念,即部分退火带(简称PAZ)和封闭温度。PAZ是指径迹保留率从0逐渐增至100%的部分稳定温度带,亦称部分稳定带,其底部和顶部分别代表径迹完全消失的最低温度和完全保留的最高温度,而称保留50%径迹时的温度为封闭温度(Dodson,1973)。不同的矿物具有不同的PAZ和封闭温度,磷灰石的PAZ为60~120℃,封闭温度为 110 ± 10 ℃,锆石的封闭温度为 210 ± 20 ℃,榍石的PAZ为200~280℃,封闭温度为 260 ± 20 ℃。磷灰石的PAZ温度与地壳最上部3~4 km以及生油窗的温度范围基本一致,成为研究最后一次热事件、造山带构造隆升剥蚀和沉积盆地沉降历史以及寻找石油的有力工具。

裂变径迹年龄大致可分为4种,即单颗粒年龄、中心年龄、集体年龄和平均年龄。①单颗粒年龄是裂变径迹测年获得的最基本年龄,即每一颗粒矿物的年龄,样品中的所有单颗粒年龄组成年龄谱,这对反演地质体热历史、研究构造隆升的期次和追踪物源具有重要意义;②中心年龄就是单颗粒年龄分布集中的年龄,即常用的FT年龄,由径向分布图(Galbraith,1990)确定,基本上代表了样品的形成时代或最后一次强热事件的综合年代;③集体年龄是通过将样品中同一矿物全部颗粒的径迹加在一起计算出来的年龄。如果样品只经历过一次热事件或形成后没有经过热事件,这个年龄也代表矿物的最后一次热事件或形成的年代,非颗粒矿物如石膏、方

解石的裂变径迹年龄就是这种类型的年龄;④平均年龄是样品中的单颗粒年龄的加权平均值,如果样品中的矿物来源单一而且仅经历过一次热事件,则代表这一次热事件的年龄,对于多期热事件或多来源矿物这个年龄没有明确的地质意义,一般不用。

由于地温梯度的存在,通常位于地壳深部的样品因温度较高(大于120℃)磷灰石的径迹无法保留,年龄为零,当构造抬升时使得岩体开始冷却,径迹开始保留,计时开始,愈接近地表温度愈低,因此早期上升的部分,裂变径迹稳定保存下来的时间也愈长。这样,裂变径迹年龄将会随着海拔高度的增加而增加。如果冷却是由于正常地温梯度下岩体隆升或剥蚀作用所造成的,那么冷却历史就是隆升或剥蚀历史的反映。参照地温梯度,将温度坐标换算成深度坐标,就可以把冷却历史曲线变成隆升过程曲线,从而将岩体的冷却过程转换成定量地研究山脉的形成及其隆升过程。其实岩体的冷却过程十分复杂,Wagner(1992)将其归纳为3类(图1),曲线A为快速稳定冷却型(如火山岩、考古陶瓷),径迹数随时间的增加而增加,这种年龄称为生成型年龄,即火山爆发(或古陶瓷烧制)的真实年龄;曲线B为缓慢连续冷却型(如岩体缓慢抬升、花岗岩侵入体的缓慢冷却),矿物形成相当长一段时期(阶段I)后,径迹才能保留,在PAZ(II)径迹随着温度的降低而增

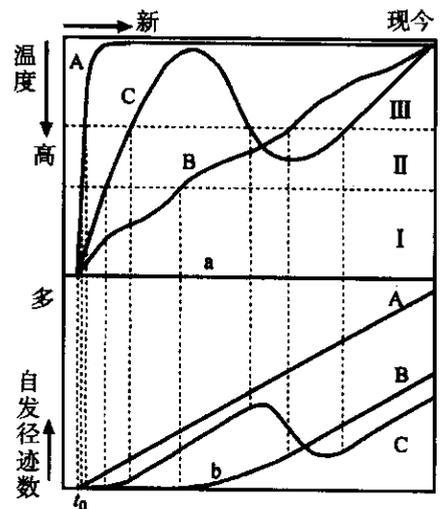


图1 热历史对裂变径迹年龄和自发径迹累计的影响模型图(Wagner,1992)

Fig.1 The influence of the thermal history on the accumulation of spontaneous fission tracks and age (after Wagner,1992) A型-快速稳定冷却(生成型年龄);B型-缓慢连续冷却(冷却型年龄);C型-冷却过程叠加受热作用(混合型年龄); t_0 -矿物形成年代;I-裂变径迹不稳定区(完全退火带);II-裂变径迹部分稳定区(部分退火带);III-裂变径迹稳定区(完全保留带)

加,到稳定区(Ⅲ)时径迹数目随时间呈线性增加,其年龄为冷却型年龄。各种矿物的裂变径迹年龄代表该矿物的径迹保存年龄,不同的矿物具有不同的径迹保存温度。故由各矿物的裂变径迹年龄可推断岩体的冷却历史。曲线C表示冷却过程中还穿插着加热作用,径迹数目在冷却时增加,升温时减少,这样所测得的是一种混合型年龄,对这种混合型年龄可利用径迹的长度分布特征来追溯其热历史。

1.2 裂变径迹长度分布特征与热历史及构造隆升

裂变径迹长度测量与分析对正确理解裂变径迹年龄的地质意义至关重要,没有径迹长度的分析,裂变径迹年龄是多解的(Wagner等,1972,1992; Gleadow等,1986;丁林,1997;Gallagher等,1998)。裂变径迹长度分为约束径迹长度(CTL,或译为围限径迹长度或封闭径迹长度)和投影径迹长度(PTL)。CTL的长度分布基本上代表了矿物中裂变径迹长度的真实分布情况。CTL分析的内容包括长度分布、平均长度和长度偏差。其在区别不同类型的年龄类型和冷却模式以及确定古退火带位置和反演热历史等方面起到重要作用。例如样品的径迹长度分布呈单峰、正态分布说明该样品受单一热事件控制即热历史为单一的冷却抬升。若为双峰或多峰则反映经过了多次热事件,亦可能指示多次构造隆升事件。平均长度与标准长度的比值有助于判定样品受热的程度。投影裂变径迹长度虽不是真实的径迹长度,亦可以用于年龄计算和热历史分析,但在解释上要相当谨慎(Wagner等,1972,1992; Gleadow等,1986;丁林,1997;Gallagher等,1998)。

1.3 裂变径迹分析与盆-山耦合演化

造山带在构造隆升过程中,由于风化剥蚀和水流侵蚀作用将其最表层的岩石剥蚀,并搬运到造山带以外的盆地中,这部分岩石所记录的构造隆升后期的冷却历史无法在造山带内部得以恢复。而与造山带相关的接受剥蚀产物的沉积盆地的沉积物则记录着这段热演化和构造剥蚀史的重要信息。因此,将造山带和沉积盆地的裂变径迹研究结合起来,既可反演盆地热历史和研究盆地演化过程又能获得山体隆升的相关信息(Wagner等,1972,1992;Gleadow等,1986;Gallagher等,1998)。

2 裂变径迹研究构造隆升的基本方法

Wagner等(1972)首次用裂变径迹方法对阿尔卑斯山进行了系统研究,发现裂变径迹的年龄随海拔的增加而增加,并计算了阿尔卑斯山在不同时代

不同地区的隆升速率。Zeilter等(1982)对喜马拉雅的南迦帕尔巴特(Nanga Parbat)地区进行了裂变径迹研究,发现该区在更新世时期的抬升速率可达10 mm/a,此文在Nature发表后引起了地学研究者的广泛注意。此后裂变径迹方法作为一种新方法被广泛应用到构造隆升研究上(Wagner,1992;Gallagher等,1998)。利用矿物裂变径迹法研究山体构造隆升主要有3种方法(Zeilter等,1982;Parrish,1983;刘顺生等,1984,1987;Wagner,1972,1992;Gallagher等,1998),即年龄-高程法、矿物对法和裂变径迹长度分析法。

2.1 年龄-高程法

年龄-高程法是指在同一岩体不同海拔位置采集样品并测试样品中矿物(目前常用磷灰石)的年代,然后用样品所在的海拔高差除以样品裂变径迹年龄差,其数值即为该时段的平均抬升速率。这主要是根据同一个岩体的径迹年龄具有随高程的增加而增加的特点。岩体的上升速度可按以下公式计算:

$$\text{平均上升速率} = 2 \text{ 个取样点的海拔高差} / 2 \text{ 个取样点同一矿物的裂变径迹年龄差}$$

2.2 矿物对法

利用不同矿物的裂变径迹年龄及其他同位素年龄组成矿物对,结合古地温梯度、古地表温度和不同同位素体系的封闭温度计算隆升速率。在研究造山带隆升历史时,可利用不同的矿物具有不同的退火带和封闭温度这一特性,采用多种矿物组合和其他同位素定年方法,从而得到不同阶段地质体的平均隆升速率。以磷灰石和锆石为例,磷灰石的裂变径迹封闭温度为 $110 \pm 10^\circ\text{C}$,锆石为 $220 \pm 10^\circ\text{C}$;当地质体冷却到 110°C 时,磷灰石裂变径迹时钟为零或刚刚启动,而锆石的裂变径迹“时钟”,即径迹的累积已有相当时间,该时间便是锆石从 $220 \pm 10^\circ\text{C}$ 冷却到 $110 \pm 10^\circ\text{C}$ 所耗的时间,其数值为锆石裂变径迹年龄与磷灰石裂变径迹年龄的差。以此计算出冷却速率,再根据研究区的古地温梯度计算出平均抬升速率。公式如下:

$$\text{平均抬升速率} = \text{冷却速率} / \text{地温梯度}$$

同时裂变径迹年龄还可以和其他同位素(年龄如Rb-Sr、K-Ar、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 、U-Th/He)结合起来,研究热历史和构造隆升速率。

年龄-高程法是裂变径迹法研究构造隆升最常用的一种方法,其实验根据更为可靠。因为只要是对同一岩体进行不同高度的取样,运用同一种方法

对同一种矿物进行年龄测定,不必考虑地温梯度和古地表温度等条件的限制,干扰因素总是比较少的。但在这一方法中,要求样品必须有一定高差,而且岩体的岩相在所测高差范围内必须是稳定的,而且假设其抬升速率是稳定的,也不适用于隆升速率过快或过慢的情况。矿物对法干扰因素较多些,例如,不同的同位素体系的封闭温度、地热梯度仍不是十分确定的。但它的优点是不需要对岩体进行不同高度的取样,只需对同一位置采集的样品,用不同的放射性同位素年代学方法进行年龄测定,而且还可以探讨地下相当深度山体隆升的信息。

2.3 裂变径迹长度分析法

裂变径迹径迹长度分析是应用裂变径迹年龄-高程法研究造山带隆升过程最常用的分析样品热历史的方法(Wagner,1992;Gallagher等,1998)。通过径迹长度分析特征可以获得样品所经过的热历史过程(年代、期次)。具体方法为将测量的径迹长度(一般为约束径迹长度)数据作成径迹长度分布图(横轴为径迹长度,纵轴为出现次数或频率),判定径迹长度分布类型。研究表明(Wagner,1992)快速冷却型(A曲线)矿物的径迹长度分布呈窄、高的对称式单峰分布,平均长度较长,接近标准长度,缓慢冷却型(B曲线)的长度分布呈对称式单峰分布,宽度大于快速冷型,而高度比其低,混合型(C曲线)的径迹长度变化范围很大,平均径迹长度偏短,呈矮的宽峰式分布,有时还可见双峰式分布(反映两次热事件)。从径迹长度分布类型可以判定出样品所经历史的热历史过程,结合造山带隆升模型的年龄-高程图可以获得构造隆升的期次、强度、方式和速率等信息。

3 青藏高原隆升的裂变径迹年代学研究进展

青藏高原的隆升过程一直是国际地质学界关注的重大科学问题,经过几十年的研究取得了重要进展,但由于研究方法和区域的差异对其隆升过程尚未达成共识。准确确定隆升时代和速率成为问题的关键所在。从20世纪80年代初期起,已有许多学者用裂变径迹方法研究青藏高原隆升过程。研究区主要集中在喜马拉雅(Zeiler等,1982,1985;刘顺生等,1987;丁林等,1995;Zhong等,1995;王军,1997;吴中海等,1999)冈底斯(江万等,1998;袁万明等,

2001,2002)阿尔金(陈正乐等,2001;万景林等,2001;王瑜等,2002)祁连山(Xu等,2000;George等,2001;Jolivet等,2001)和秦岭(Chen等,2001;万景林等,2000)等青藏高原边缘造山带。用于裂变径迹测年的矿物主要为磷灰石,少数为锆石、方解石(崔之久等,1996;高全洲等,2000)和石膏(陈怀录等,1996)^①。表1是裂变径迹法获得的青藏高原不同地区的隆升速率的部分数据。从表1可以看出,青藏高原在不同地质时期、不同地质单元隆升速率是不一样的,青藏高原南部的喜马拉雅整体上隆升速率较快,而中部的冈底斯山隆升速率较慢。从年代上来看,不同地区的隆升快慢趋势还是比较明显的,在中新世晚期(约10~8 Ma)以前隆升速率较慢,之后隆升速率加快,尤其是上新世晚期(4~3 Ma)以来隆升速率迅速加快。最近国家重点基础研究发展规划项目“青藏高原形成演化及其环境、资源效应”项目组^②通过冈底斯花岗岩中磷灰石裂变径迹年龄研究表明,在8~3 Ma期间冈底斯带的抬升速率不大,3 Ma以来强烈隆升。这与来自大地构造学(Tapponnier等,2001)高原内部盆地(Li等,1997)及周边地层记录(An等,2001)等其他证据基本吻合。

表1 裂变径迹方法获得的青藏高原不同地区的隆升速率
Table 1 Tectonic periods and uplift rate in the different area of Tibetan Plateau inferred by fission track analysis

地区	构造隆升期 /Ma	隆升速率 /mm·a ⁻¹	资料来源
喜马拉雅 西北	40~17	0.14~0.33	Zeiler,1985
	3.4~0	>1.0	
	0.7~0	>4.5	
南迦帕尔 巴特峰	1.3~0	10	Zeiler等, 1982
	25.26	0.31	
东喜马 拉雅	11.25~8.33	0.62~0.77	丁林等,1995 Zhong等,1995
	3~0	1.5	
	1~0	5~10	
拉萨岩体 康马岩体 告乌岩体	27.2~25.5	0.25	刘顺生等,1987
	11.5~10.7	0.45	
	9.1~8.06	0.49	
冈底斯	>30	0.04	江万等,1998
	30~7	0.09	
	7~0	1.0	
南冈底斯 中冈底斯	18.5~8	0.18	袁万明等, 2002
	5.3~3.0	0.07	
冈底斯 拉萨地区	7.7~3.2	0.17~0.25	袁万明等,2001
	8.3~3.2	0.08~0.15	
阿尔金山 北段	43.6~24.3	0.227	王瑜等,2002
	19.6~13.6	0.35	
	9~7~0	0.94	

① 宋友桂,2003.石膏裂变径迹测年初探.海洋地质与第四纪地质(待刊).

② 项目组通讯第40期,2002.

在分析方法上,青藏高原隆升的裂变径迹研究可分2个阶段:第1阶段为在20世纪80年代初至90年代后期,主要是通过裂变径迹法测定岩体或样品的裂变径迹年龄,然后根据年龄-高程法求出隆升速率(Parrish,1983;刘顺生等,1987;Zeitler,1985;丁林等,1995;Zhong等,1995;江万等,1998;袁万明等,2001,2002);第2个阶段,磷灰石退火特征和径迹长度测量分析研究获得了较大进展,退火作用和裂变径迹长度分析开始成为裂变径迹年代学的重要组成部分。近年来,在青藏高原隆升的裂变径迹研究中,径迹长度的分析受到重视(陈正乐等,2001;万景林等,2000,2001;Xu等,2000;王瑜等,2002;George等,2001;Jolivet等,2001;Chen等,2001),裂变径迹年龄的地质解释明朗化,提高了可信度,同时为反演热历史以及研究构造隆升过程提供了新的资料。

在今后的研究中应注意:①除了进一步加强裂变径迹长度分析外还应考虑到退火作用对裂变径迹的影响,加强造山带的部分退火带的研究;②结合不同同位素体系(如K-Ar,Rb-Sr,U-Th/He)矿物的封闭温度和年龄分析,进一步提高实验数据的可靠性;③结合有关的区域构造发展史、相关沉积、地貌发育、古地温和古地磁年代学等资料,进行综合性对比研究,一方面可以更准确地解释裂变径迹资料,另一方面也有助于从裂变径迹资料中获取尽可能多的地质信息;④目前进行的裂变径迹研究区主要在青藏高原边缘的造山带,今后应扩大青藏高原内部山地和盆地等地区,同时加强盆-山的裂变径迹对比研究,以全面获得青藏高原的隆升过程。

参考文献

陈怀录,方小敏,李吉均等.1996.临夏盆地新生代裂变径迹年龄的测定.核技术,19(10):632~634.
 陈正乐,张岳桥,王小凤等.2001.新生代阿尔金山脉隆升历史的裂变径迹证据.地球学报,22(5):413~419.
 崔之久,高全洲,刘耕年等.1996.夷平面、古岩溶与青藏高原隆升.中国科学(D辑),20(4):378~384.
 丁林,钟大赉,潘裕生等.1995.东喜马拉雅构造结上新世以来的快速抬升的裂变径迹证据.科学通报,40(16):1497~1500.
 丁林.1997.裂变径迹定年方法的进展与应用.第四纪研究,17(3):272~280.
 高全洲,崔之久,洪云等.2000.青藏高原洞穴次生方解石的裂变径迹年代及地貌学意义.海洋地质与第四纪地质,20(3):61~65.
 江万,莫宣学,赵崇贺等.1998.矿物裂变径迹年龄与青藏高原隆升速率研究.地质力学学报,1(1):13~18.
 刘顺生,张峰,胡瑞英等.1984.裂变径迹年代测定方法、技术和应用.北京:地质出版社,1~93.
 刘顺生,张峰.1987.西藏南部地区的裂变径迹年龄和上升速率的研究.中国科学(B辑),17(9):1000~1010.
 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(1):53~58.

万景林,王瑜,李齐等.2001.阿尔金山北段晚新生代山体抬升的裂变径迹证据.矿物岩石地球化学通报,20(4):222~224.
 王军.1997.利用磷灰石裂变径迹计算隆升速率的一些问题.地质科技情报,16(1):97~102.
 王瑜,万景林,李齐等.2002.阿尔金山北段阿克塞-当金山口一带新生代山体抬升和剥蚀的裂变径迹证据.地质学报,76(2):191~198.
 吴中海,吴珍汉.1999.裂变径迹法在研究造山带隆升过程中的应用介绍.地质科技情报,18(4):27~31.
 袁万明,王世民,李胜荣等.2001.西藏冈底斯带构造活动的裂变径迹证据.科学通报,46(10):1739~1742.
 袁万明,侯增谦,李胜荣等.2002.雅鲁藏布江逆冲带活动的裂变径迹定年证据.科学通报,47(2):147~150.
 A D George, S J Marshallsea, K H Wyrwoll et al. 2001. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-reflectance analysis. *Geology*, 29(10):939~942.
 A J W Gleadow, I R Duddy, P F Green et al. 1986. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. *Contribut. Mineral. Petro.*, 94:405~115.
 B L Chen, G M Yin, W L Li et al. 2001. Determination of tectonic uplift rates of Qinlin mountains in central China by fission tracks. *Radiation Measurements*, 34(1):405~408.
 D L Zhong, L Ding. 1995. Rising process of the Qianghai - Xizang (Tibet) Plateau and its mechanis. *Sci, China(D)*, 39(3):369~379.
 G A Wagner, M Reimer. 1972. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14:263~268.
 G A Wagner. 1992. Fission track dating. Germany: Kluwer Academic Publisher: 1~157.
 G Xu, P J J Kamp. 2000. Tectonics and denudation adjacent to the Xianshuihe fault, eastern Tibetan Plateau: Constraints from fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research(B)*, 105(8):19231~19251.
 J J Li, X M Fang, der Voo V, et al. 1997. Late Cenozoic magnetostratigraphy (11~0 Ma) of the Dongshanding and Wangjiashan sections in the Longzhong Basin, western China. *Geologic en Mijnbouw* 6:121~134.
 K Gallagher, R Brown, C Jonhson. 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26:519~572.
 M H Dodson. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40:259~274.
 M Jolivet, M Brunel, D Seward et al. 2001. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints. *Tectonophysics* 343:111~134.
 P K Zeitler, N M Johnson, C W Naeser et al. 1982. Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. *Nature* 298:255~257.
 P K Zeitler. 1985. Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics* 4(1):127~151.
 P Tapponnier, Z Q Xu, F Roger et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science* 294:1671~1678.
 R F Galbraith. 1990. The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *Nucl. Tracks. Radiat Meas*, 17:207~214.
 R R Parrish. 1983. Cenozoic thermal evolution and tectonics of the coast Mountains of British Columbia: fission track dating, apparent uplift rates, and patterns of uplift. *Tectonics* 2:601~631.
 Z S An, J E Kutzbach, W L Prell et al. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411:62~66.