

中生代库车-南天山盆山系统隆升历史的裂变径迹证据

杜治利^{1,2}, 王清晨¹, 周学慧²

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029; 2. 中国石油塔里木油田分公司 勘探开发研究院 新疆 库尔勒 841000)

摘要:通过对库车河剖面中新生界砂岩中碎屑磷灰石裂变径迹分析测试, 得出磷灰石样品可分为3组, 分别反映库车盆地边缘或其物源区天山的剥露冷却。对测试数据分析和热史模拟表明, 南天山及库车盆地在中生代经历了3次主要隆升事件, 且山盆隆升时间上具有差异性的特点。从142 Ma 南天山开始隆升, 使天山地区从准平原化状态开始盆山分异, 96~75 Ma 为晚白垩世开始的盆地与天山共同经历的区域性隆升; 54~30 Ma 为天山与盆地边缘差异隆升阶段, 是盆山边界处盆地基底向天山方向的阶梯式抬升所导致的。

关键词: 中生代, 南天山, 库车盆地, 差异隆升, 裂变径迹测定

中图分类号: P597, P542+.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2007)05-0399-10

Mesozoic and Cenozoic uplifting history of the Kuqa-South Tianshan Basin-Mountain System from the evidence of apatite fission track analysis

DU Zhi-li^{1,2}, WANG Qing-Chen¹ and ZHOU Xue-hui²

(1. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Tarim Oil Field Branch Company, Korla, Xinjiang 841000, China)

Abstract: A fission track analysis of apatite samples from Cenozoic sandstone near the Kuqa River shows that these samples can be divided into 3 groups, which display the exhumation and cooling of the margin of the Kuqa Basin or the Tianshan Mountains. Based on experimental data and thermal history modeling, it is concluded that the South Tianshan and Kuqa Basin experienced three major uplifting events. The South Tianshan began to uplift at 142 Ma, causing differentiation between the basin and the mountain. The uplifting in 96~75 Ma was a regional event, during which the basin margin and the Tianshan uplifted together. The Tianshan and Kuqa Basin underwent differential uplifting during 54~30 Ma, resulting from ladder-like uplift of basin and mountain.

Key words: Mesozoic and Cenozoic; South Tianshan; Kuqa Basin; differential uplifting; fission track thermochronology

天山东西横亘 2 500 km, 是中亚地区一条重要的构造带。天山的形成演化对其两侧盆地具有显著的影响和控制作用, 在其北侧的准噶尔盆地和南侧的塔里木盆地均蕴含了丰富的油气资源。因此, 研

究天山地区构造演化过程对于深入认识两侧盆地油气资源形成与分布规律具有重要意义。

关于天山的构造演化历史, 前人已有较多的研究, 但对于天山的抬升历史却有极为不同的认识。

收稿日期: 2006-12-25; 修订日期: 2007-03-26

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2005CB422101); 中国科学院知识创新项目(K2cx3-sw-147)

作者简介: 杜治利(1979-), 男, 博士生, 研究方向: 盆地分析, 电话: 010-62008145, E-mail: duzhili@gmail.com

Hendrix 等(1992)总结了三叠纪以来羌塘、拉萨、冈底斯和印度等地块与亚洲南缘的相继碰撞对天山地区盆山演化的影响,并根据物源和古流向研究后提出,在整个中生代,天山一直作为山脉分割了塔里木盆地和准噶尔盆地。我国一些学者则根据天山两侧盆地沉积记录提出,中生代早期天山及其邻区在地貌上处于准平原状态,经历了晚侏罗世-早白垩世的隆升阶段,晚白垩世再次夷平(张良臣等,1985;马瑞士等,1993)。关于天山新生代构造复活的起始时间,学者们也是观点各异,有渐新世(Windley *et al.*, 1990; Hendrix *et al.*, 1994; Dumitru *et al.*, 2001; Sobel *et al.*, 2006),中、晚中新世(Avouac *et al.*, 1993; Abdrakmatov *et al.*, 1996; Métivier and Gaudemer, 1997; Bullen *et al.*, 2001),甚至上新世(Burchfiel *et al.*, 1999)之说。

库车盆地北邻天山,盆山接合处的抬升剥露历史对于反映盆山差异隆升状况最为灵敏。Dumitru 等(2001)曾对库车河剖面中生代样品进行磷灰石裂变径迹分析,但是由于取样位置的局限性,其结论仅能反映库车盆地边缘的抬升冷却时间,而南天山的隆升与盆地边缘隆升虽有紧密的成因联系,但是时间上可能存在较大差异,即盆地边缘的抬升并不能代表南天山本身的抬升时间。

为了解决这一问题,笔者在对库车盆地北缘进行磷灰石裂变径迹法分析过程中,广泛采集中新生界样品进行研究,希望同时获得样品所在沉积区及其物源区的抬升冷却历史信息,从而分析库车盆地与南天山的岩石热演化历史,并在此基础上提出对盆山差异隆升历史的新认识。

1 地质背景与采样位置

库车盆地位于天山南侧塔里木盆地北部,呈东西向展布,东西长 410 km,南北宽 30~80 km。自北向南可分为北部单斜带、克-依背斜带、拜城-阳霞拗陷带和秋里塔格背斜带,加上其北部的天山南缘带和其南部的塔北隆起带,构成一个盆山系统,一般称为库车-天山盆山系统(王清晨等,2004)。克-依背斜带、拜城-阳霞拗陷带和秋里塔格背斜带形成两隆夹一拗的构造格局,以向斜宽且岩层产状平缓、背斜窄而岩层产状陡立为特征。

盆地内出露地层以中生界为主。中生界主要出露在库车盆地北部的克-依背斜带以北,三叠系为一套三角洲-湖泊相沉积,侏罗系为湖泊-沼泽及滨

湖相沉积;白垩系为一套红色洪积-河流相沉积。盆地内新生界分布较为广泛,沉积中心位于拜城一带,主要为一套巨厚的河流和湖泊相沉积。

本文分析的样品沿库车河剖面采集(图1)。库车河两岸较完整地露出了中新生界。本次共采集 80 余件岩石样品,挑选其中 10 个中、细粒砂岩样品进行磷灰石裂变径迹分析(表1)。采样的平面分布位置和剖面位置如图1和图2所示。样品中 KC1、KC2 分别采自盆地中部秋里塔格背斜带新近系的库车组和康村组地层, KC3~KC6 则采自克-依背斜带巴什基奇克背斜两侧,分别为新近系吉迪克组(KC3)、古近系库姆格列木组(KC4)、白垩系巴什基奇克组(KC5)和亚格列木组(KC6); KC7~KC10 分别采自盆地北部单斜带的侏罗系克孜勒努尔组(KC7)、阿合组(KC8)和三叠系俄霍布拉克组(KC9、KC10)。

由于南天山为库车拗陷中新生代地层的主要物源区(贾承造,1997;李忠等,2004),这些出露在冲断带的中新生代地层除了记录本身的剥露历史以外,还记录了源区南天山隆升、剥蚀的重要信息。

2 磷灰石裂变径迹分析与结果

2.1 基本原理

磷灰石是陆源碎屑沉积岩中广泛发育的重矿物,其中的放射性元素如 ^{238}U 发生裂变时,由于裂片的辐射而在矿物晶格中形成辐射损伤区。这些损伤区新鲜时呈两端尖灭的长轴状,称为裂变径迹,初始径迹的长度基本一致,但在受热条件下(如深埋或地温升高)会发生退火作用而变细、变短。当样品埋深足够大,使其温度高于 $110\sim 125^\circ\text{C}$ 时,退火是完全的,所有径迹被消除。其后,当样品冷却到 $95\sim 105^\circ\text{C}$,裂变径迹重新形成。如果样品埋藏得较浅,则退火是不完全的。径迹长度分布、径迹年龄和单颗粒年龄可以判断样品所经历的最大埋藏温度和随后的降温时间。Green 等(1989)、Corrigan(1993)、Ketchum(2005)都对这一分析方法进行了详细的描述。

样品测试在中国科学院高能物理研究所完成。磷灰石裂变径迹年龄采用 Zeta 常数法进行计算。径迹长度分析中,每个样品中测量 100 条以上狭窄的径迹,测定年龄时每个样品任意选取 20 个以上质量好的颗粒进行测量。按照惯例,年龄及平均径迹长度的统计误差为 $\pm 1\sigma$,但在进行地质解释时应考虑 $\pm 2\sigma$ 的误差。

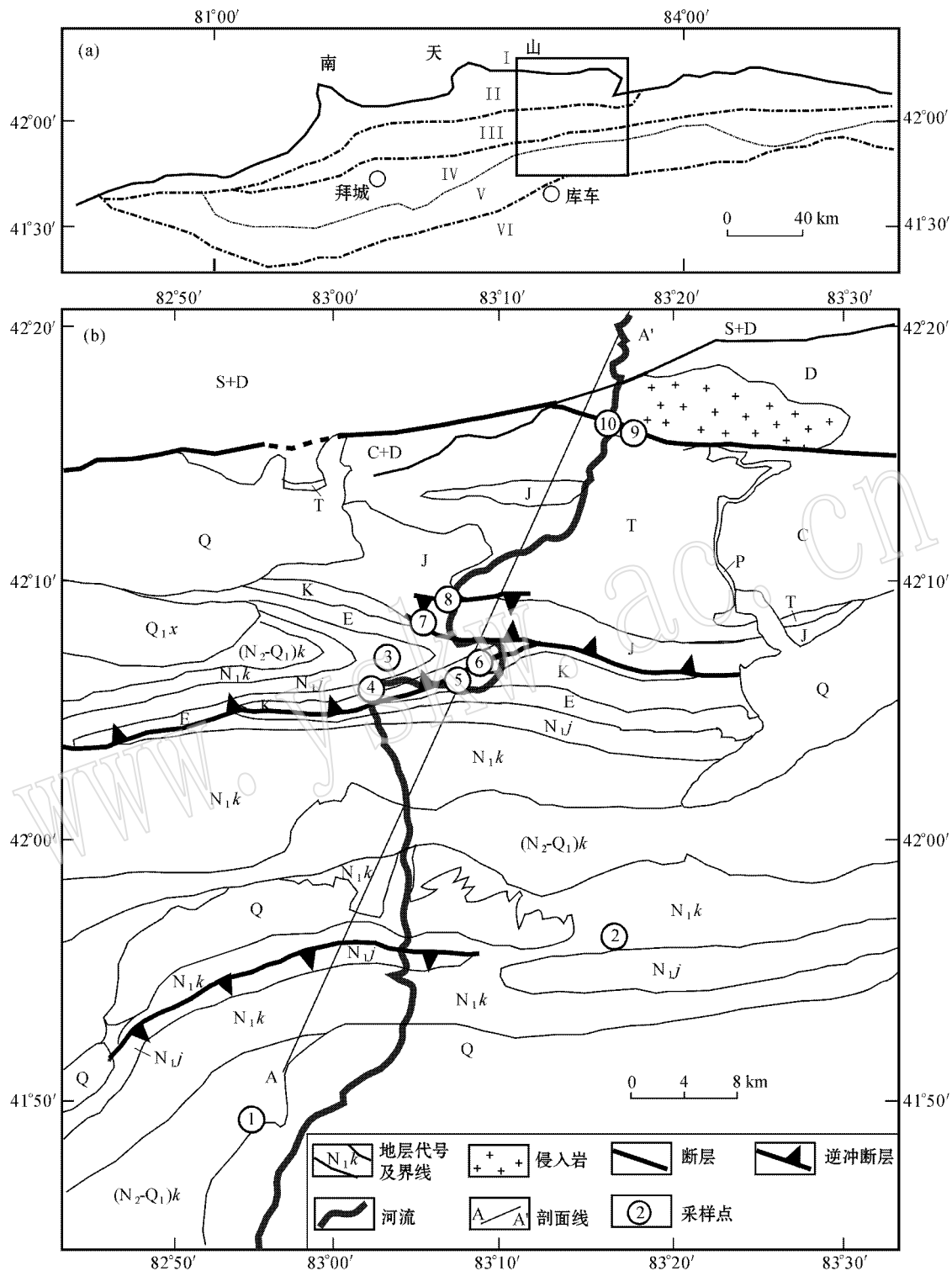


图 1 库车河地区地理位置(a)与地质构造略图(b)

Fig. 1 Location (a) and geological map (b) of the Kuqa River section

(a)图中构造单元：I—天山南缘带；II—北部单斜带；III—克-依背斜带；IV—拜城-阳霞凹陷；V—秋里塔格背斜带；VI—塔北隆起；
 (b) Q—第四系 (N₂-Q₁) k—库车组；N₁k—康村组；N₁j—吉迪克组；E—古近系；K—白垩系；J—侏罗系；T—三叠系；P—二叠系；C—石炭系；D—泥盆系；S—志留系；①~⑩代表样品 KCl1~KCl10 的采样位置，AA' 为图 2 中所示的横剖面位置
 structural units in Fig (a): I—southern edge of Tianshan; II—northern monocline belt; III—Kelasu-Yiqikelike anticline belt; IV—Baicheng-Yangxia depression; V—Qilitage anticline belt; VI—North Tarim uplift (b) Q—Quaternary (N₂-Q₁) k—Kuqa Formation; N₁k—Kangcun Formation; N₁j—Jidike Formation; E—Paleogene; K—Cretaceous; J—Jurassic; T—Triassic; P—Permian; C—Carboniferous; D—Devonian; S—Silurian; from ① to ⑩ symbolizes sampling locations of samples KCl1~KCl10, AA' shows the cross section in Fig. 2

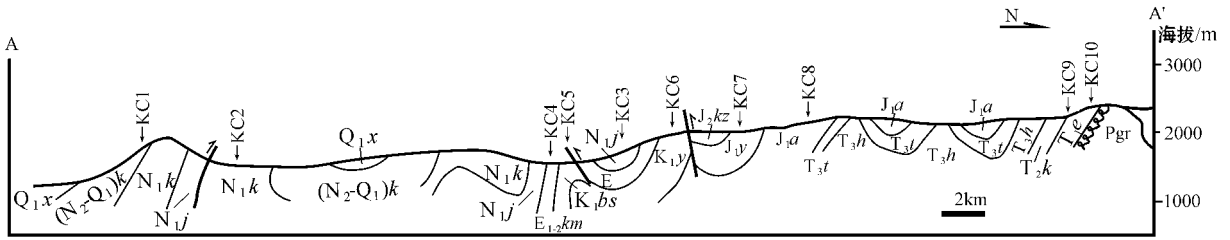


图2 库车河 A—A'剖面图

Fig. 2 A—A' cross-section along the Kuqa River

Q_{1x}—西域组; (N₂-Q₁)k—库车组; N_{1k}—康村组; N_{1j}—吉迪克组; E_{1.2km}—库姆格列木组; K_{1bs}—巴什基奇克组; K_{1y}—亚格列木组; J_{2kz}—克孜勒努尔组; J_{1y}—阳霞组; J_{1a}—阿合组; T_{3t}—塔里奇克组; T_{3h}—黄山街组; T_{2k}—克拉玛依组; T_{1e}—俄霍布拉克组; Pgr—二叠纪侵入岩; KC1~KC10 表示采样位置

Q_{1x}—Xiyu Formation; (N₂-Q₁)k—Kuqa Formation; N_{1k}—Kangcun Formation; N_{1j}—Jidike Formation; E_{1.2km}—Kumugeliemu Formation; K_{1bs}—Bashijiqike Formation; K_{1y}—Yageliemu Formation; J_{2kz}—Kezilenuer Formation; J_{1y}—Yangxia Formation; J_{1a}—Ahe Formation; T_{3t}—Taliqike Formation; T_{3h}—Huangshanjie Formation; T_{2k}—Kelamayi Formation; T_{1e}—Ehuobulake Formation; Pgr—Permian granitoids; KC1~KC10 show sampling locations

2.2 测试结果

样品代号、磷灰石裂变径迹长度和径迹年龄的资料数据见表1。本研究中地层沉积年龄数据依据刘涛(2004)和Peng等(2006)对库车盆地磁性地层学研究的最新成果。样品径迹年龄和径迹长度随其沉积年龄变化趋势如图3所示,每个样品的径迹长度分布和单颗粒年龄分布如图4所示。

依据样品的径迹年龄与其沉积年龄的关系,样品可以分为A、B、C3组(图3a)。A组包括4个样品,即KC1、KC2、KC3和KC4,分别为新近系和古近系样品,其径迹年龄远大于其沉积地层年龄。其中前3个样品径迹年龄很接近,为50~58 Ma, KC4为118 Ma(图3a、4b)。对于沉积岩磷灰石裂变径迹分析而言,如果径迹年龄远大于沉积年龄,意味着沉积

埋藏温度低于60℃,没有发生退火,径迹年龄反映物源区的冷却事件信息(Cerveny *et al.*, 1988)。

B组包括KC5和KC6,均为白垩系样品,其径迹年龄均与各自的地层沉积年龄比较接近(图3a、4b)。对于两个年龄较为接近的情况,往往由于沉积埋藏后,最高埋藏温度低于110℃,样品在物源区时产生的径迹仅部分退火而变短,并与在冷却后产生的长径迹混合。因此其记录的年龄可能是物源区和沉积区的冷却事件分别产生的径迹的综合平均结果。

C组包括KC7~KC10 4个样品,样品的裂变径迹年龄远小于其沉积年龄(三叠纪、侏罗纪)。径迹年龄总体上表现为较为一致的28~41 Ma(图3a、4b),径迹年龄远小于沉积年龄,意味着沉积后发生完全退火,径迹年龄反映了沉积区的冷却事件信息。

表1 库车河剖面裂变径迹数据

Table 1 Apatite fission track data of the Kuqa River section

样号	层位	N_G	$\frac{\rho_s}{10^5/cm}$	N_s	$\frac{\rho_i}{10^5/cm}$	N_i	$\frac{\rho_d}{10^5/cm}$	N_d	$P(x^2)\%$	t/Ma	$L/\mu m$	N_t
KC1	(N ₂ -Q ₁)k	25	2.846	34	7.866	948	9.000	6120	92.5	58±4	12.1±1.8	121
KC2	N _{1k}	21	4.862	777	15.812	2546	9.184	6120	0	50±2.6	12.8±1.6	107
KC3	N _{1j}	23	4.047	360	11.983	1066	9.152	6120	82.2	55±4	11.7±1.5	115
KC4	E _{1.2km}	20	15.469	1329	19.391	1666	9.119	6120	0	118±10	11.5±1.4	76
KC5	K _{1bs}	24	2.008	416	4.102	850	9.087	6120	10.0	81±7	11.0±1.4	120
KC6	K _{1y}	21	5.196	640	7.924	976	0.045	6120	46.8	106±7	11.4±1.5	111
KC7	J _{2kz}	22	3.294	488	12.299	1822	8.022	6120	0.2	39±4	10.9±2.1	104
KC8	J _{1a}	21	1.282	414	7.342	2370	8.989	6120	0	28±3	12.3±1.8	107
KC9	T _{3t}	21	1.954	233	7.766	926	8.891	6120	5.4	41±4	11.9±2.1	31
KC10	T _{3t}	21	3.235	435	12.411	1669	8.924	6120	0.4	42±4	11.8±1.9	97

样品分析使用外探测器法,标准玻璃CN-5作为照射通量的监视器,使用Durango磷灰石作为标准样,测得Zeta为359.2±10.8。 N_G 为测试的颗粒数, ρ_s , ρ_i , ρ_d 分别为自发径迹、诱发径迹、标准玻璃的诱发径迹的密度; N_s , N_i , N_d 分别为自发径迹、诱发径迹、标准玻璃的诱发径迹的条数; $P(x^2)$ 为Chi-sq检验概率; t 为中值年龄及其标准差, L 为围限径迹平均长度, N_t 为围限径迹条数。

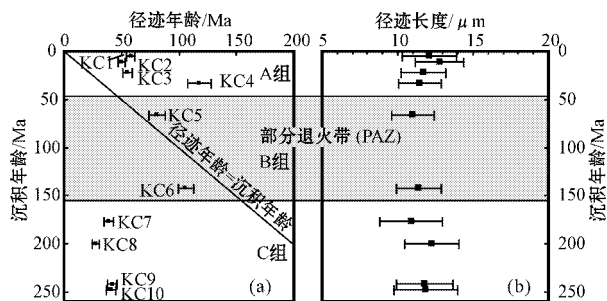


图3 样品的径迹年龄(a)和径迹长度(b)随沉积年龄变化图
Fig. 3 Variations of fission track age (a) and length (b) with the depositional age of the samples

从样品的径迹长度来看(图3b),3组样品的径迹长度均较短,介于 $10.9 \sim 12.8 \mu\text{m}$ 间,各组的径迹平均长度为A组 $12.0 \mu\text{m}$,B组 $11.2 \mu\text{m}$,C组 $11.8 \mu\text{m}$,远远小于裂变径迹形成的初始长度,也小于快速冷却到地表温度的样品径迹长度($14.5 \sim 15.5 \mu\text{m}$) (Green *et al.*, 1989),表明不存在从高于 110°C 迅速冷却到地表温度的样品。其中B组是因为其沉积后遭受了部分退火,而A组和C组样品径迹仅稍长于B组样品,可能是缓慢冷却或阶段性冷却的结果。这些样品径迹长度分布中在短径迹一侧有拖尾现象(图4a),表明它们在部分退火带停留时间较长,新生成的长径迹也发生了部分退火。

由此可见,A、B、C3组样品在抬升到地表之前分别处于古未退火带,古部分退火带和古退火带,其裂变径迹分别反映的是物源区(A组)或沉积区(C组)的热史信息或二者混合的热史信息(B组)。这些样品的径迹长度分布(图4a)上的共同特点是分布较宽,且平均径迹较短。这反映了样品冷却历史的复杂性。对于沉积岩样品而言,磷灰石化学成分,尤其是F/Cl)的差异以及沉积岩本身热演化过程中复杂性都会影响径迹长度(Armstrong, 2005),从而使裂变径迹年龄在解释中不具有直接的冷却事件年龄意义,因此必须充分结合径迹长度来进行分析,而采用径迹年龄谱分析法,可以充分避免磷灰石化学成分差异造成的影响。

2.3 径迹年龄谱(TASC)分析

在磷灰石中,混合型的径迹分布通常表现出不同的长、短径迹组合。较长的径迹对应较年轻的年龄组分,较短的径迹则可能与较早期的冷却事件相关联(Gleadow *et al.*, 1986)。假定磷灰石中 ^{238}U 裂变是一个连续过程,如将样品开始记录径迹以来的时段按长度分布的间隔数来划分,那么每一单位长度

区间可以被指配到同比间隔的对应年龄段,这种关系是构建长度年龄谱的基础。依此构建的年龄谱冷却曲线的转折可用来反映冷却变动的事件。

在径迹年龄谱中,最短径迹所代表的最老年龄被定义为冷却启动年龄,它的确定是基于无偏差的长度分布校正(Laslett *et al.*, 1982; Green *et al.*, 1989)。利用初始径迹长度对测量径迹长度标准化后校正的径迹密度可计算这一冷却启动时间。除了冷却启动时间以外,径迹年龄谱还可以记录样品在进入部分退火带之后的冷却事件的时间。这是因为冷却突然加快或者是升温之后的再次冷却,都会在相应时间有径迹的大量生成,并会在径迹年龄谱上形成清晰的拐点(Belton *et al.*, 2005)。径迹年龄谱模式的优势在于其保留了所有来自长度直方图的原始热历史信息,且经长度校正后,年龄分布谱线能容易地揭示出冷却事件的时限。更重要的是,这样确定的冷却启动年龄和冷却事件年龄可以作为热史模拟之前的限制时段估计的基础。

本文利用基于Microsoft Excel工作表的TASC(Track Age Spectrum Calculator)程序(Belton *et al.*, 2005; Ehlers *et al.*, 2005)来简化运算和制图过程。图4c为样品的径迹年龄谱图,其中给出的冷却启动年龄分别为,A组样品中的KC1、KC2、KC3为 $75 \pm 5 \text{ Ma}$,KC4为 $156 \pm 13 \text{ Ma}$,显然记录了两个不同期次的冷却事件;B组KC5、KC6分别为 $127 \pm 10 \text{ Ma}$ 和 $144 \pm 9 \text{ Ma}$,考虑到径迹测量的误差,可以认为它们与KC4的冷却启动时间属于同一期,反映的都是物源区在 140 Ma 左右的冷却事件;C组样品的冷却启动年龄较一致,为 $54 \pm 5 \text{ Ma}$ 。

冷却事件年龄会存在一定程度的不确定性,主要原因在于径迹的各向异性引起的测量误差,在径迹年龄谱上表现为同一期冷却事件却在不同样品的径迹年龄谱上显示出时间差异(图4c)。为了从一系列冷却年龄中获得比较可靠的时间信息,以冷却年龄、标准偏差和相应的样品数作为参数来做高斯曲线(图5),所得到的中值更能接近真实的冷却时间。高斯曲线高度还可反映这一冷却事件在样品系中发生的广泛程度。图5所示的冷却事件谱图表明,A组4个样品所代表的是其物源区(天山)抬升的冷却事件,分别发生在 $46 \pm 3 \text{ Ma}$ (KC1、KC2、KC3)和 106 Ma (KC4)。B组和C组样品则代表了盆地沉积物随基底抬升的冷却事件,其中B组KC5和C组样品为 $30 \pm 5 \text{ Ma}$,而B组KC6为 85 Ma 。

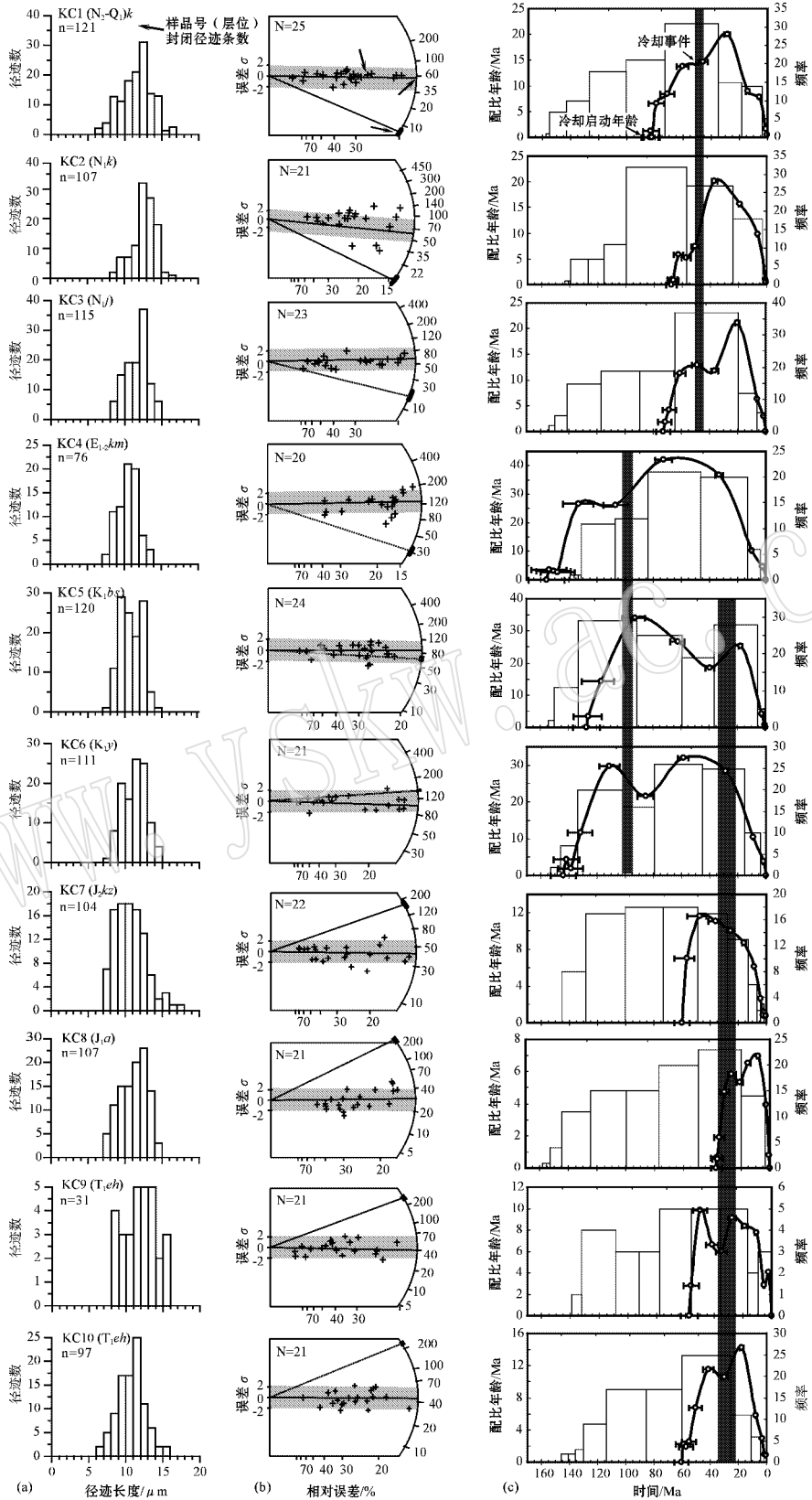


图4 样品的径迹长度分布(a)、单颗粒年龄雷达图(b)和径迹年龄谱(c)

Fig. 4 Track length histograms (a), single-grain age distribution (b) and track age spectra (c)

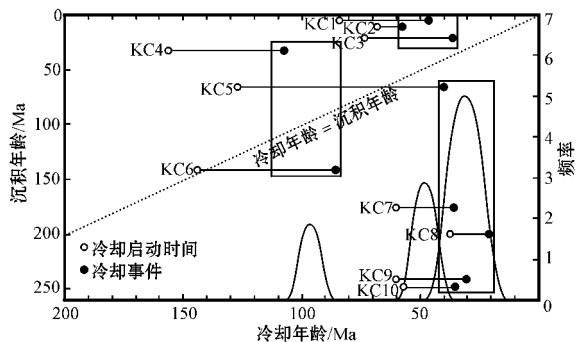


图 5 冷却事件谱图

Fig. 5 Cooling event spectrum

需要说明的是,不同样品冷却事件代表的意义并不一样。图 5 中,位于沉积年龄 = 冷却年龄线上方的数据点所代表的冷却启动时间和之后的冷却事件年龄反映的都是物源区抬升的冷却事件,而位于该线下方数据点反映沉积区盆地基底抬升的冷却事件。

这样,综合冷却启动时间和冷却事件可知,在物源区和沉积区共发生了 3 次不同的抬升冷却事件,第 1 次在 142 Ma 左右,第 2 次在 96~75 Ma 间,第 3 次在 54~30 Ma 间。其中第 1 次冷却事件是由白垩系样品和古近系样品所记录的,反映了物源区的抬升。对白垩系样品而言,记录的物源区抬升时间与其沉积年龄非常相近,这应反映了洪积-河流相近源沉积的特点,同时也反映了物源区抬升和沉积区沉积是同步进行的,即山脉和盆地的差异性隆升。但古近系样品所记录的物源区抬升时间远大于其沉积年龄,这并不意味着那些碎屑磷灰石被剥蚀下来后一直处于搬运过程中,而可能暗示了它们是再旋回沉积物,古近系砾岩中的砂岩质砾石的出现也印证了这一点。第 2 次冷却事件也是由白垩系样品和古近系样品所记录的,多数样品反映了物源区的抬升,但少数样品(KC6)记录了盆地的抬升,表明此抬升事件在物源区和沉积区同时发生,是一区域性隆升事件。本区巴什基奇克组(79.1~65.6 Ma)不整合覆盖于巴西盖组(134.0~124.1 Ma)之上(Peng *et al.*, 2006),二者之间存在的巨大不整合可能即为此隆升事件造成地层缺失的记录。第 3 次事件是由中生界样品 KC7~KC10 和新近系样品 KC1~KC3 共同记录的,也反映了区域性隆升,但这与地质事实不符,因为第三纪时盆地正在接受沉积。仔细分析样品产地可以发现,记录沉积区抬升的样品 KC7~KC10 均来自北部单斜带和克-依背斜带的中生界。

依据王清晨等(2004)对库车北缘变形特征的研究成果,其下发育了一系列盆地边界上冲断层,把基底切割成几个岩块或岩片,其相互运动造成盆地边界处盆地基底向天山方向的阶梯式抬升。因此,第 3 次事件反映的不同地区的隆升时间差异,正反映了山脉和盆地的这种差异性隆升,更确切地说,是盆地边界处盆地基底的差异性隆升。

3 热史模拟分析

本文所研究的样品都经历了较为复杂的热历史,为了进一步揭示样品所经历的冷却阶段、埋藏再升温等过程,本文依据磷灰石裂变径迹退火动力学的扇形模型(Laslett *et al.*, 1987; Ketcham *et al.*, 1999)对样品进行了热史模拟。选用 HeFTy(beta 5)程序(Ketcham, 2005)来进行模拟,因为它能模拟多动力学组分混合的样品,接近盆地中碎屑颗粒混合的实际情况。所采用的算法为 Monte Carlo 法。由于 Laslett 等(1987)的模式常会低估低温部分($\leq 60^{\circ}\text{C}$)的退火(Vrolijk *et al.*, 1992),因此在模拟中采用 $14.5 \mu\text{m}$ 作为温度计算的初始径迹(Kohn *et al.*, 2002),目的在于消除可能出现的较晚快速冷却的假象。对于观测年龄采用 $\pm 10\%$ 的不确定性,平均径迹长度采用 $\pm 0.35 \mu\text{m}$ 不确定性,径迹长度分布标准差采用 $\pm 0.5 \mu\text{m}$ 的不确定性。

在热史模拟时,先依据前面 TASC 分析得到的冷却事件年龄和本区构造分析、盆地埋藏史分析的成果,设定 Monte Carlo 箱,即热史模拟之前预设的控制时间-温度变化的范围(Ketcham, 2005)。由于镜质体反射率可以反映的温度范围远远超过磷灰石裂变径迹的退火温度范围,可以独立提供高温部分($>125^{\circ}\text{C}$)的热史信息。因此利用镜质体反射率的测量结果(王飞宇等, 1999)正好可以补充磷灰石裂变径迹的不足。本研究中对 6 个样品进行了热史模拟,而其他样品(KC2, KC4, KC9, KC10)所测的围限径迹数目较少,不适合进行热史模拟。

从模拟得到的温度-时间图(图 6)中可以看出,与径迹长度、年龄分布和 TASC 分析结果类似。总体而言,曲线型式也体现了 3 个组样品有较大的差异,而同组样品则较为一致或渐变的特点。

A 组样品 KC1、KC3 的热历史主要体现了其在物源区时的热历史部分。在物源区时,约 75 Ma 从大于 110°C 快速冷却到 80°C 左右。在随后约 14 Ma

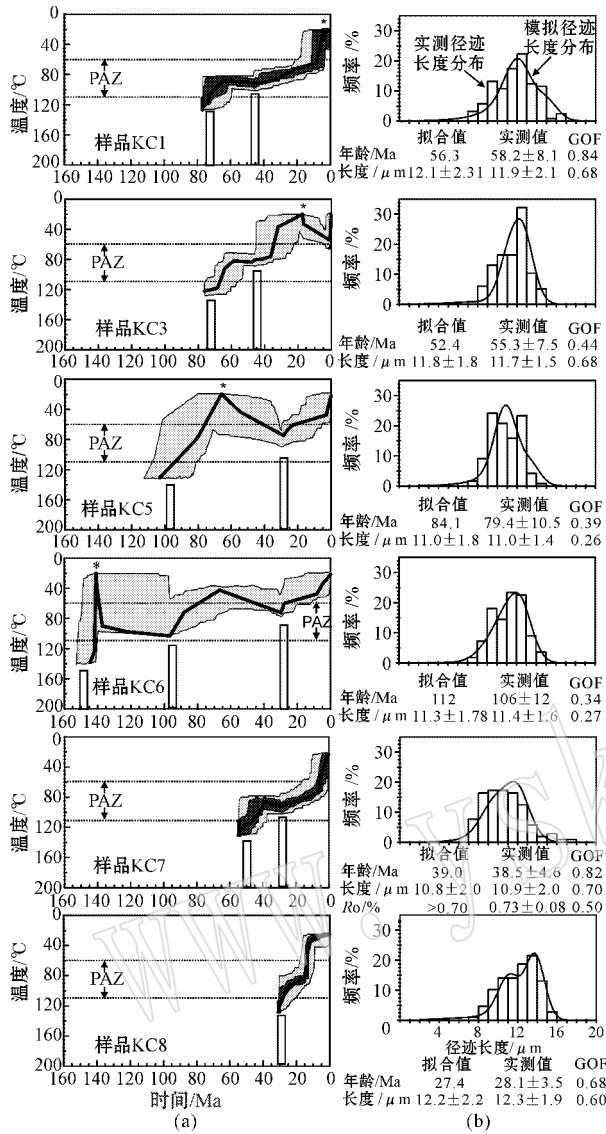


图6 部分样品磷灰石裂变径迹分析热史模拟图

Fig. 6 Time-temperature history modeling for some of the samples

(a) 中浅色区域为可接受的拟合时间-温度路径,一般拟合度 > 0.05; 深色区域为良好的拟合,拟合度 > 0.5; * 代表样品所在地层中部的沉积时间 (b) 中 GOF 为拟合度,可表示模拟热史下得到的径迹年龄、长度和 R_o 值分别与对应实测值的相似程度

(a) the light area envelopes the acceptable modeling time-temperature paths, with the goodness of fit above 0.05; the dark area envelopes the good paths with the goodness of fit above 0.5; the broad curve presents the best path; asterisks symbolize depositional ages of the samples (b): GOF = Goodness of Fit, indicating similarity between the fission track age, length or vitrinite reflectance from the modeling paths and the corresponding measured values

的时间间隔内,温度缓慢降低。到 46 Ma 时又发生了一次快速冷却,温度从 70°C 左右降到地表温度,样品被迅速抬升到地表。之后样品即进入沉积区,由于在沉积区时样品一直处于未退火带,对其冷却事件不能准确限定。

B 组样品 KC5、KC6 的热历史可以分为物源区和沉积区两部分。KC6 样品在大约 142 Ma 从大于 110°C 快速冷却,被剥露到地表之后,又重新被剥蚀,搬运进入沉积区。样品在沉积区埋藏以后,最高温度为 100°C 左右,仅发生部分退火,之后在 96 Ma 左右发生第 1 次冷却,需要注意的是,在同一时期 KC5 也开始从其物源区快速冷却并抬升到地表。不同区域同时发生了抬升冷却,表明在 96 Ma 左右的抬升是跨盆山的区域性事件。在 79~30 Ma 之间两个样品同时再次埋藏升温, KC5 与 KC6 在 30 Ma 左右同时达到最大古地温(80~100°C),之后再次冷却,并被剥露到地表。如果以库车盆地边缘地温梯度为 26°C/km(梁狄刚等,2003),则在晚白垩世,从 96~75 Ma 至少冷却 40~50°C,表明被剥露 1.5~1.9 km,剥蚀速率为 0.04~0.05 mm/a;在晚新生代,从 30 Ma 到现在,至少冷却了 55°C,表明被剥露 2.1 km 左右,剥蚀速率为 0.07 mm/a。

C 组样品 KC7、KC8 为侏罗系样品,对于其物源区热史,现在已经不能准确确定,所反映的均为沉积区的热历史。样品 KC7 在 54 Ma 左右开始从 110°C 左右迅速冷却至 85°C 以后,重新被埋藏升温到 90~100°C。之后在 30 Ma 左右样品开始迅速冷却,样品被剥露到地表至今。相比较而言,样品 KC8 只反映了 30 Ma 左右开始的迅速冷却到地表,这表明由于其在 40~30 Ma 之间重新埋藏升温过程中,埋深远大于 KC7 并发生了完全退火,因此只保留了 30 Ma 后重新记录的信息。冷却了 80~90°C,按地温梯度 26°C/km 计算,剥露厚度为 3.1~3.5 km,相应的剥蚀速率为 1~1.2 mm/a。这个值远大于 KC5、KC6 所在的克-依背斜带的剥蚀速率 0.07 mm/a。样品 KC7、KC8 来自北部单斜带,这一剥蚀速率的差异同样反映了盆山边界处盆地基底向天山方向的阶梯式抬升。

4 结论

通过对库车坳陷库车河剖面的裂变径迹分析,可以得到天山-库车盆山系统的冷却历史。本文研究的样品记录了中生代以来天山的 4 次抬升事件(分别始于 142 Ma、96 Ma、75 Ma 和 46 Ma)和库车盆地的 3 次抬升事件(分别始于 96 Ma、54 Ma 和 30 Ma)。天山和库车盆地边缘处于统一的大地构造背景之下,抬升表现形式有两种,一种是盆、山同时抬升;另一种是天山抬升而盆地沉降。考虑到分析误

差,可以把中生代天山-库车盆山系统的抬升分成 3 个阶段(表 2)。

第 1 阶段开始于 142 Ma,为白垩纪早期天山的剥露去顶冷却事件。早、中侏罗世处于准平原化状态(张良臣等,1985;冯瑞士等,1993)的天山,对于此次隆升在盆地边缘没有相应的隆升冷却记录,但有

同期沉积发生。亚格列木组“城墙砾岩”的广泛发育,正是这一盆山分异的结果。

第 2 阶段(96~75 Ma)为晚白垩世开始的盆地与天山共同经历的区域性隆升,以致在巴什基奇克组与巴西盖组之间留下了不整合面。

第 3 阶段(54~30Ma)为天山与盆地边缘差异

表 2 库车-南天山盆山系统隆升阶段及其构造背景

Table 2 The uplifting stages of the Kuqa-South Tianshan Basin-Mountain System as well as the geological background

地质时代			年龄 /Ma	隆升 期次	位置		大地构造事件
代	纪	代号			南天山	盆地边缘	
新生代	第四纪	Q	1.6	III	→ 46 Ma 开始隆升	→ 30 Ma 开始隆升 → 54 Ma 开始隆升	→ 印藏碰撞
	新近纪	N	23.3				
	古近纪	E	65				
中生代	白垩纪	K	145	II	→ 75 Ma 开始隆升 → 96 Ma 开始隆升	→ 96 Ma 开始隆升	→ 冈底斯地块与拉萨地块的碰撞
	侏罗纪	J	208	I	→ 142 Ma 开始隆升		→ 拉萨地块与欧亚大陆的碰撞
	三叠纪	T	250				

隆升阶段。剥蚀速率由克-依背斜带向北部单斜带的加快反映了这一盆山差异隆升。由于南天山的快速抬升而引起的库车盆地的物源在古近纪发生的突然变化(李双建等,2006)也是对此差异隆升的进一步印证。这些差异隆升极可能是盆山边界处盆地基底向天山方向的阶梯式抬升所导致的。

上述 3 个隆升阶段似乎均与青藏高原的形成过程相关联,属其远程效应。

致谢 磷灰石裂变径迹分析得到了中国科学院地质与地球物理研究所胡圣标研究员的热情指导和帮助;中国科学院高能物理研究所袁万明协助完成了样品的裂变径迹测试工作,在此一并表示诚挚的感谢。

References

Abdraknmatov K Y, Aldazhanov S A, Hager B H, et al. 1996. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements crustal deformation rates[J]. Nature, 384: 450~453.

Armstrong P A. 2005. Thermochronometers in sedimentary basins[J]. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 58: 499~525.

Avouac J P, Tapponnier P and Bai P. 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan[J]. Journal of Geophysical Research, 98: 11 791~11 808.

Belton D X, Kohn B and Gleadow A. 2005. TASC: Cooling onset ages and event timing in natural samples from fission track length data [A]. Reiners P W and Ehlers T A. Low Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Application[C]. Melbourne: The University of Melbourne, 610~615.

Bullen M E, Burbank D W, Garver J I, et al. 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building[J]. Bulletin of the Geological Society of America, 113(12): 1 544~1 559.

Burchfiel B C, Brown E T, Deng Q D, et al. 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China[J]. International Geology Review, 41: 665~700.

Cerveny P F, Naeser N D, Zeitler P K, et al. 1988. History of uplift and relief of the Himalaya during the last 18 million years: evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik group [A]. Kleinspehn K L and Paola C. New Perspectives in Basin Analysis[C]. New York: Springer-Verlag, 43~61.

Corrigan J D. 1993. Apatite fission-track analysis of Oligocene strata in

- south Texas, U. S. A. : Testing annealing models[J]. *Chemical Geology*, 104 : 227~249.
- Dumitru T A, Zhou D, Chang E Z, *et al.* 2001. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan[A]. Hendrix M S and Davis G A. *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation*[C]. Boulder: Geological Society of America, Inc., 194 : 71~99.
- Ehlers T A, Chaudhri T, Kumar S, *et al.* 2005. Computational tools for low-temperature thermochronometer interpretation[A]. Reiners P W and Ehlers T A. *Low Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Application*[C]. Melbourne: The University of Melbourne, 589~622.
- Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, *et al.* 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 94 : 405~415.
- Green P F, Duddy I R, Laslett G M, *et al.* 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 4, Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales[J]. *Chemical Geology*, 79 : 155~182.
- Hendrix M S, Graham S A, Carroll A R, *et al.* 1992. Sedimentary record and climatic implication of recurrent of the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar and Turpan basins[J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 104 : 53~79.
- Hendrix M S, Dumitru T A and Gramham S A. 1994. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision[J]. *Geology*, 22 : 487~490.
- Jia Chengzao. 1997. *Tectonic Feature and Petroleum of the Chinese Tarim Basin*[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 348~364 (in Chinese).
- Ketchum R A, Donelick R A and Carlson W D. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales[J]. *American Mineralogist*, 84 : 1 235~1 255.
- Ketchum R A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data[J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58 : 275~314.
- Kohn B P, Gleadow A J W, Brown R W, *et al.* 2002. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes [J]. *Austrian Journal of Earth Science*, 49 : 697~717.
- Laslett G M, Green P F, Duddy I R, *et al.* 1987. Thermal annealing of fission-tracks in apatite, 2. A quantitative analysis[J]. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 65 : 1~13.
- Laslett G M, Kendall W S, Gleadow A J W, *et al.* 1982. Bias in measurement of fission-track length distributions [J]. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 6 : 79~85.
- Li Shuangjian, Shi Yonghong and Wang Qingchen. 2006. Compositions of detrital heavy minerals and their implications for Cretaceous-Neogene erosion and unroofing process of South Tianshan[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(2) : 217~226 (in Chinese with English abstract).
- Li Zhong, Wang Daoxuan, Lin Wei, *et al.* 2004. Mesozoic-Cenozoic clastic composition in Kuqa depression, northwest China: Implication for provenance types and tectonic attributes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3) : 655~666 (in Chinese with English abstract).
- Liang Digang, Chen Jianping, Zhang Baomin, *et al.* 2003. *Petroleum Formation in Kuqa Depersion, Tarim Basin* [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1~265 (in Chinese with English abstract).
- Liu Tao. 2004. *Magnetostratigraphy and magnetic fabric of the Tertiary sediments from the Kuche depression*[D]. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English abstract).
- Ma Ruishi, Wang Ciyin and Ye Shangfu. 1993. *Tectonic Framework and Crust Evolution of Eastern Tianshan Mountain* [M]. Nanjing: Publishing House of Nanjing University, 161~172 (in Chinese).
- Métivier F and Gaudemer Y. 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics[J]. *Geophysical Journal International*, 128 : 1~17.
- Peng S T, Li Z, Huang B C, *et al.* 2006. Magnetostratigraphic study of Cretaceous depositional succession in the northern Kuqa Depression, Northwest China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(1) : 1~11.
- Sobel E R, Chen J and Heernance R V. 2006. Late Oligocene-Early initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tian Shan: Implication for Neogene shortening rate variations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 247 : 70~81.
- Vrolijk P, Donelick R, Queng J, *et al.* 1992. Testing models of fission track annealing in apatite in a simple thermal setting; Site 800, Leg 129[A]. Larson R and Lancelot Y. *Proc. ODP, Sci. Results*[C]. Texas: College Station, 128~130.
- Wang Feiyu, Zhang Shuchang, Zhang Baomin, *et al.* 1999. Organic maturity of mesozoic source rocks in kuqa depression, Tarim basin [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 20(3) : 221~224 (in Chinese with English abstract).
- Wang Qingchen, Zhang Zhongpei, Lin Wei, *et al.* 2004. The feature of Cenozoic deformation of Kuqa-Tianshan system[J]. *Science in China (Series D)*, 34(supple 1) : 45~55 (in Chinese).
- Windley B F, Allen M B, Zhang C, *et al.* 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia [J]. *Geology*, 18 : 128~131.
- Zhang Liangchen and Wu Naiyuan. 1985. Tectonics and evolution of Tien Shan[J]. *Xinjiang Geology*, 3(3) : 1~13 (in Chinese).

附中中文参考文献

- 贾承造. 1997. *中国塔里木盆地构造特征与油气* [M]. 北京: 石油工业出版社, 348~364.
- 李忠, 王道轩, 林伟, 等. 2004. 库车坳陷中-新生界碎屑组分对物源类型及其构造属性的指示 [J]. *岩石学报*, 20(3) : 655~666.
- 李双建, 石永红, 王清晨. 2006. 碎屑重矿物组成对南天山白垩纪-新近纪剥蚀去顶过程的指示 [J]. *地质学报*, 80(2) : 217~226.
- 梁狄刚, 陈建平, 张宝民, 等. 2003. 塔里木盆地库车坳陷陆相油气的生成 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1~265.
- 刘涛. 2004. *库车坳陷第三纪磁性地层和磁组构的研究* [D]. 北京: 中国科学院研究生院.
- 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫. 1993. *东天山构造格架及地壳演化* [M]. 南京: 南京大学出版社, 161~172.
- 王飞宇, 张水昌, 张宝民, 等. 1999. 塔里木盆地库车坳陷中生界烃源岩有机质成熟度 [J]. *新疆石油地质*, 20(3) : 221~224.
- 王清晨, 张仲培, 林伟, 等. 2004. 库车-天山盆地系统新近纪变形特征 [J]. *中国科学 (D辑)*, 34(增刊 I) : 45~55.
- 张良臣, 吴乃元. 1985. *天山地质构造及演化历史* [J]. *新疆地质*, 3(3) : 1~13.