

利用低温热年代学数据计算剥露速率的基本方法

常远, 周祖翼

同济大学; 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

摘要 利用低温热年代学数据定量反演岩体的剥露速率及其演化历史已经在地质学相关领域内得到了广泛应用。本文系统介绍了低温热年代学技术记录岩石冷却年龄和反演热史的原理方法, 概述了区域地温场函数及其在热年龄解释和剥露速率反演过程中的重要作用, 阐述了多种常用的剥露速率计算方法, 包括: ① 利用矿物的冷却年龄和其所对应封闭温度关系的年龄-封闭温度法; ② 基于径迹退火或元素热扩散机制的热史模拟方法; ③ 使用多种不同封闭温度的测年体系分析同一样品的矿物对法; ④ 应用在近垂直采样剖面获得的样品年龄值和高程关系计算剥露速率的年龄-高程法。在阐述以上基本方法的原理和应用的基础上, 提出了应用低温热年代学技术反演岩体剥露作用的主要挑战和发展方向。

关键词 低温热年代学; 剥露速率; 造山带; (U-Th)/He; 裂变径迹

中图分类号 P512

文献标识码 A

文章编号 1000-7857(2010)21-0086-09

Basic Methods to Inverse Exhumation Rates Using Low-Temperature Thermochronological Data

CHANG Yuan, ZHOU Zuyi

State Key Laboratory of Marine Geology; Tongji University, Shanghai 200092, China

Abstract Low-temperature thermochronology not only is a geochronological tool to date a rock but also can provide valuable information about its thermal evolution. Accordingly, this technique has been widely used to solve the geological problems including surface processes, rock exhumation, or faulting in shallow crust, topographic relief evolution etc. This paper first briefly reviews the principles of low-temperature thermochronometries such as (U-Th)/He and fission track analysis, focusing on its geological interpretations on tectono-thermal history. Then the physical conditions of regional geothermal field and its influences on the interpretation of low-temperature thermochronometers are discussed. The main part of this paper discusses the basic methods to constrain the exhumation rate based on low-temperature thermochronological data, including (1) the age-closure temperature method using the relationship between the cooling age and the closure temperature; (2) the thermal history modeling method based on the annealing or diffusion models; (3) the mineral-pair method dating a same sample by multiple thermochronometers with different closure temperatures; and (4) the age-elevation relationship method extracting exhumation rate by the linear relationship of the ages and elevation data of a series of samples collected from a near-vertical profile. Although the above methods prove to be powerful in estimating the rock exhumation rate, there are some uncertainties in age measurements, modeling and geothermal field, which pose challenges for a more accurate quantification of exhumation rate.

Keywords low-temperature thermochronology; exhumation rate; orogen; (U-Th)/He; fission-track

收稿日期: 2010-07-21; 修回日期: 2010-10-10

基金项目: 上海市优秀学科带头人计划项目(08XD14042); 国家自然科学基金群体基金项目(40621063); 《科技导报》博士生创新研究资助计划项目(kjdb200902-1)

作者简介: 常远, 博士研究生, 研究方向为构造地质学和低温热年代学, 电子信箱: 1011changyuan@tongji.edu.cn; 周祖翼(通信作者, 中国科协所属全国学会个人会员登记号: S173100043S), 教授, 研究方向为构造地质学和低温热年代学, 电子信箱: zhouzy@tongji.edu.cn

0 引言

岩石的剥露作用是指埋于地壳深部的岩石在地壳表层风化或构造剥蚀机制的控制下相对于地面运动,并逐渐出露于地表的过程。岩石的风化侵蚀作用主要包括造成岩石结构破坏的物理风化,引起岩石组成发生变化的化学风化,以及地表生物圈活动引起的生物风化。但是在地质时间尺度内,对岩石地表风化侵蚀起到主导作用的多为大气圈或者浅部岩石圈的各类流体活动如降水、流水过程,甚至冰川的发育和运动^[1-3],与此同时,位于这一圈层的水体运动和循环过程也影响或响应了区域气候变化,因此风化作用主导的岩石剥露过程与区域降水、地表或地下径流等相关的气候指标之间存在紧密联系,使得通过定量约束岩石风化剥露速率反演区域环境变化成为可能。另一方面,以地壳上部的褶皱或断层等岩石形变或断裂作用为主导因素的岩石剥露在某些区域,尤其是造山带的地质演化中可能起到支配作用。地壳上部的构造活动可能会显著加强岩石的剥露作用,或改变区域的岩石剥露特征,最终对区域内一级地形、地貌的建立、发展或消亡起到决定作用。因此,对岩石剥露速率及其演化历史的研究不仅为区域地质活动的历史、动力方面的课题提供了可靠的依据,也为岩石圈、生物圈、水圈和大气圈等地球各圈层相互作用的研究提供了一条崭新的途径。

应用低温热年代学数据反演区域岩体剥露速率及其演化历史是目前地质学当中已被成熟利用的定量限定岩石剥露过程的技术方法。经过 30 多年的逐步发展和完善,应用包括磷灰石裂变径迹 (AFT)、磷灰石 (U-Th)/He (AHe) 等低温热年代学技术定量约束岩石剥露历史的理论基础已被普遍认同,相关应用的技术手段也日臻成熟,在构造地质学^[4-13]、古地貌重建^[14-19]、造山带演化^[20-32]等领域都取得了一定的成果。

1 岩石剥露的时间-温度历史

1.1 低温热年代学定年原理

低温热年代学定年体系是利用岩石矿物中的放射性元素的衰变或裂变产物在矿物内的产出和累积来标定本地地质年龄的,其定年的时间尺度量级多在 0.1~100Ma 之间。矿物中放射性母核元素的衰变或裂变产物可能是子核元素,也可能是晶体的辐射损伤。利用放射性元素母-子元素含量计年的原理可以表达如下:

$$d = d_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

式中, d 为现在矿物内的子核元素含量; d_0 为定年体系开始记录时矿物内的子核元素含量,通常该参量为 0; N 为现在矿物内的放射性母核元素含量; λ 为母核元素的衰变常数,表 1 简列出了部分母核元素的衰变常数; t 为定年体系记录的年龄值。因此,如果子核元素在产生以后就能够全部保存于矿物内,通过化学分析得到目前矿物内的母核和子核元素含量就可以通过式 (1) 求解出定年体系所记录的年龄,不同的定年体系应用不同的衰变常数计算^[33]。

表 1 放射性元素的衰变类型和相关参数

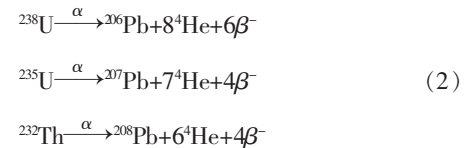
Table 1 Radiation types and parameters

母核元素	衰变类型	衰变常数 $\lambda/10^{-12}a^{-1}$	半衰期 / $10^{11}a$	子核元素
^{238}U	α	155.1	447	$^{206}Pb, ^4He$
^{235}U	α	984.9	7070	$^{207}Pb, ^4He$
^{232}Th	α	49.48	14	$^{208}Pb, ^4He$
^{147}Sm	α	6.54	1.06	^{143}Nd
^{87}Rb	β	14.2	480	^{87}Sr
^{40}K	β^+, ec, β^-	554.3	128	$^{40}Ar, ^{40}Ca$

注, ec 为电子捕获; 有约 11.7% 的 ^{40}K 衰变为 ^{40}Ar , 其余的衰变为 ^{40}Ca ; ^{147}Sm 发生 α 衰变产生的 4He 远小于 U 和 Th 元素 α 衰变产生的 4He 。

Notes: ec represents electronic capture; about 11.7% of the total ^{40}K decays to ^{40}Ar , the other decays to ^{40}Ca ; the amount of 4He produced by the α -decay of ^{147}Sm is much less than 4He produced by the α -decay of U and Th.

对于低温热年代学中的 (U-Th)/He 方法, 其衰变如式 (2) 所示 (忽略了 ^{147}Sm 衰变产生的 4He), 通过测定矿物内现在赋存的 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 和 4He 含量, 由式 (1) 即可计算出矿物的年龄值 (未经过 α 射出效应校正)^[34]:



矿物内的某些放射性元素如 ^{238}U 在发生衰变的同时也产生核裂变, 即由一个重核分裂为两个具有中等质量的原子核, 裂变反应还会生成若干中子并释放较大能量 (~200MeV)^[35], 其中大部分能量转化成为裂变子体的动能。由于两个裂变子体均带有很强的正电, 因此它们将受相互排斥的库伦力驱使向相反的方向高速运动, 最终在介质中留下一条狭长的损伤痕迹, 这条损伤痕迹就称为裂变径迹。图 1 简示了 Fleischer 等 1975 年提出的用于解释裂变径迹形成的“离子爆发穿刺”模型^[35-36]。该模型认为, 介质中的重核 (图 1(a) 中的暗点) 分裂出的带电裂变碎片在经过非传导性固体介质时 (图 1(b)), 沿其路径会诱发电离产生一排带正电的晶格离子, 这些离子在损伤处互相排斥最终导致了晶格缺陷的出现 (图 1(c))。

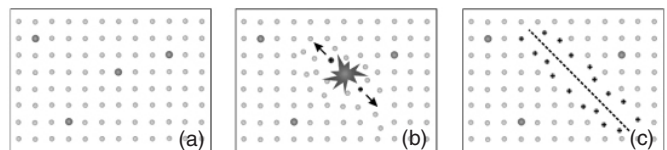


图 1 裂变径迹形成的理论模型

Fig. 1 Theoretical model of formation of fission tracks

矿物内裂变径迹可以通过一定的机械、化学处理在实验中被刻画和统计出来, 通过统计矿物内保留的自发径迹, 以及

外探测器上的诱发径迹数量和密度(详见文献[37]~[39]),就相当于得到了式(1)中的母核元素含量 N 和子核元素含量 d , 通过式(3)^[37-39]即可计算出矿物的裂变径迹年龄:

$$t_i = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \lambda_d \zeta g \rho_d \frac{\rho_{s,i}}{\rho_{l,i}} \right) \quad (3)$$

其中, t_i 为所统计的第 i 个矿物颗粒的裂变径迹年龄, λ_d 为放射性元素 ^{238}U 的衰变常数, ζ 为外探测器法计算样品年龄的参数, 需要通过统计标准样来获得, g 为几何参数, ρ_d 为具有标准 ^{238}U 含量的样品(多为标准玻璃——具有已知 ^{238}U 含量的玻璃薄片)上的诱发径迹密度, $\rho_{s,i}$ 为第 i 个颗粒的自发径迹密度, $\rho_{l,i}$ 为第 i 个颗粒的诱发径迹密度。由于用于统计的不同矿物颗粒之间可能存在的各类差异, 比如 U、Th 元素含量的不同、径迹耐退火程度的差异以至于蚀刻、抛光工艺的差别等会导致来自同一岩体中不同矿物颗粒的裂变径迹统计定年结果可能出现较大幅度的波动^[38-39]。为了得到更为准确的年龄数据, 研究者常采用样品的合并年龄, 定义为^[38-39]

$$t_{\text{pooled}} = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \lambda_d \zeta g \rho_d \frac{\sum N_{s,i}}{\sum N_{l,i}} \right) \quad (4)$$

其中, t_{pooled} 为样品的合并径迹年龄, $\sum N_{s,i}$ 为样品中所有颗粒的自发径迹数量的总和, $\sum N_{l,i}$ 为样品中所有颗粒的诱发径迹数量的总和, 其余参数同式(3)。合并年龄即是利用所有统计颗粒的自发、诱发径迹数量总和的比值计算出的年龄值。

低温热年代学中可用于 (U-Th)/He 和裂变径迹测年的矿物有多种, 但最为广泛应用的就是磷灰石和锆石, 因为这两种矿物不仅 U、Th 含量相对较高易于测试, 而且作为主要造岩矿物在岩石样本中普遍存在, 较易获得。

1.2 低温热年龄对温度的敏感

低温热年代学与高温定年体系(如锆石的 U-Pb 法等)的基本原理是一致的, 两者的主要区别在于前者对于温度具有高度敏感性。实际上, 衰变所产生的子核元素(或裂变径迹)在矿物内的保存是需要满足一定条件的, 其中最主要的决定因素是矿物所处的温度环境^[35-44]。对于矿物的 (U-Th)/He 定年体系, α 衰变所产生的 ^4He 在矿物晶体内部会随着热扩散逐渐散失到晶体外, 只有在温度较低的情况下, ^4He 才能显著在晶体内部得到保存。 ^4He 在矿物晶体内部的热扩散机制上遵循阿伦尼乌斯公式所描述的如下规律^[33]:

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \exp \left(-\frac{E_a}{RT} \right) \quad (5)$$

其中, D 为扩散系数, D_0 为指前因子, 即无限温度下的扩散系数, a 为扩散域半径, 多为所测矿物晶体的半径, E_a 为活化能, R 为气体常数, T 为开尔文温标。对于 (U-Th)/He 方法, 当矿物处于较高温度环境中, ^4He 具有较高的扩散速率, 放射性母核衰变产生的 ^4He 在地质时间尺度内无法有效保存在矿物

内, 定年体系也就无法记录时间; 同样对于裂变径迹, 由于径迹的退火特性, 即当温度较高时, 晶体内部的辐射损伤(包括裂变径迹)会逐渐缩小乃至消失, 由此导致裂变径迹定年体系所记录的年龄偏小或者无法工作。在最简单的情况下如图 2 所示, 矿物以某一稳定的速率从较高温度冷却到较低温度, 当温度低于某一数值后, ^4He 的扩散速率就会降低(或裂变径迹的退火减弱)到一定程度, 即在地质时间尺度内 ^4He 元素(或裂变径迹)能够得以有效保留在矿物内, 此时 (U-Th)/He 定年体系(或裂变径迹)开始工作, 其所对应的温度即为封闭温度 T_c ^[39](图 2(a)), ^4He (或自发径迹)累积至今的时间即为热年龄值——矿物冷却至某一温度以下至今的时间。

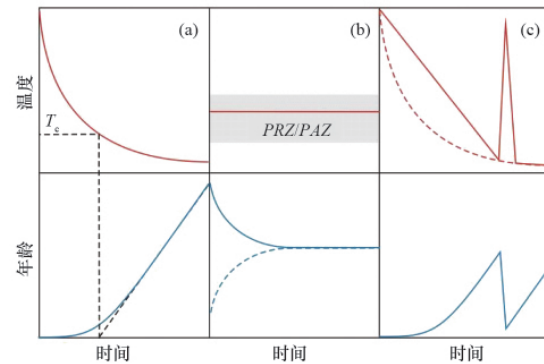


图 2 低温热年代学体系的定年原理
Fig. 2 Principle of low-temperature thermochronometrical dating

封闭温度的概念被广泛应用于低温热年代学研究, 虽然它可以完美地解释热年龄的意义, 但是在实际地质过程中, 简单匀速冷却的情况并不总是出现, 有时矿物所经历的温度-时间历史会出现如图 2(b)、(c)所示情况。图 2(b)展示了矿物在某一温度或温度范围内长期滞留的情况, 这在古老而稳定的克拉通地体中是普遍存在的^[33,40-41]。当矿物长期滞留的温度范围在其封闭温度附近, 就会造成矿物内的子核元素或裂变径迹无法完全保留也不全部消失的状况, 矿物定年体系只失去部分子核元素或径迹发生部分退火, 称此温度范围为部分保留带 (PRZ) 或者部分退火带 (PAZ)^[33,37-38,45-46]。另外可能出现的矿物冷却历史如图 2(c)所示, 定年体系冷却到封闭温度以下后又再次被某一快速的强烈高温时间干扰, 造成定年体系重置, 即失去之前的温度-时间信息只保留了此次高温事件之后的冷却年龄。

地质历史时期所发生的热事件可能远比图 2 中所示的情况复杂, 因此应用封闭温度的概念解决实际问题的时候需要考虑样品所处的地质背景做出谨慎解释。同时, 由于掌握了低温热年代学定年体系计年的基本原理以及衰变或裂变产物在矿物内的主要累积机制, 因此利用热年代学数据反演岩石冷却历史进而定量限定剥露速率的研究就具有了扎实的理论依据, 为还原漫长而复杂的地质演化过程提供了可能。如图 3 所示, 图 3(a)中红、蓝、黑 3 条冷却曲线分别代表

了矿物所经历的不同热演化过程,其中红线对应了矿物在某一时段从较高温度发生快速冷却直到地表温度;蓝线对应了矿物在较高温度经历匀速冷却到一定温度,然后发生快速冷却到地表温度并保持至今;黑线对应了矿物在较长的一段时间内从中高温范围缓慢冷却的过程。图3(b)中的红、蓝、黑三线分别对应了矿物经历图(a)中3线所示冷却历史在其内部赋存⁴He的空间分布规律。对于快速冷却的样品(红线),矿物内的⁴He处于均匀分布,即核部(横轴0点)到边缘(横轴1.0点)含量一致;对于缓慢冷却的样品(黑线),⁴He在矿物内的分布存在较大的空间差异,即从核部到边缘,⁴He在晶体中的含量逐渐降低,⁴He在晶体边缘严重亏损;处于适中冷却速率的样品(蓝线)其晶体内的⁴He分布差异介于以上两者之

间。因此矿物所经历的冷却历史的差异可以被矿物内子核元素⁴He的分布差异所记录,而要在实验中测得具体的⁴He在矿物内的差异分布则多采用逐步加热法分阶段测定⁴He/³He比值间接反演⁴He在矿物内的分布状态^[47-49]。图3(c)分别对应于分阶段测定的⁴He/³He比值与⁴He在晶体内分布剖面的关系,对于⁴He在矿物内均匀分布的样品(红线),不同阶段释放出的⁴He/³He比值也维持恒定;对于⁴He在晶体边缘严重亏损的样品(黑线),开始阶段⁴He/³He很低并逐步快速增加,此后逐渐增加到较大比值;对于⁴He在晶体核部和边缘分布差异不太大的样品(蓝线),其⁴He/³He分阶段测试数值曲线介于以上两者之间。据此实测⁴He/³He剖面即可反演出矿物所经历的冷却历史。

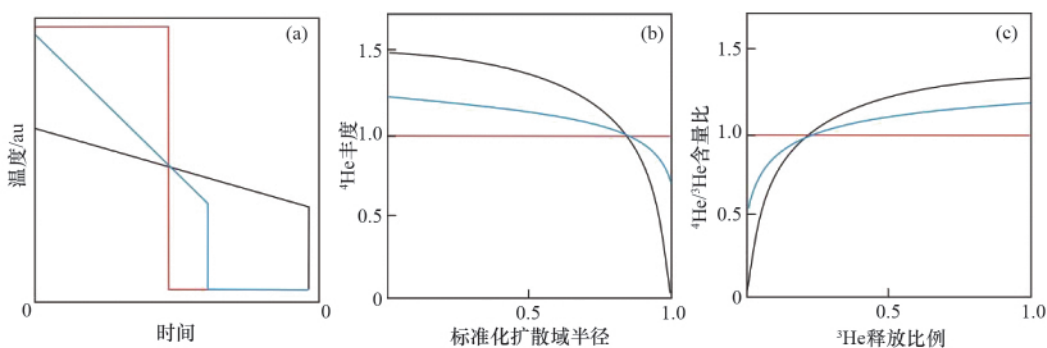


图3 利用⁴He/³He测试结果模拟热史示意图

Fig. 3 Using the ⁴He/³He profiles to inverse samples' thermal histories

矿物(主要指磷灰石)内裂变径迹的退火行为除温度以外还受控于其他多种因素^[50-60],目前所广泛使用的各种模型也都是基于经验所得的,形式为^[52]

$$g(r) = \frac{[(1-r^{C_4})/C_4]^{C_5} - 1}{C_5} = C_0 + C_1 \left[\frac{\ln(t) - C_2}{\ln(1/T) - C_3} \right] \quad (6)$$

式中, $g(r)$ 为裂变径迹长度函数,其中 $C_0 \sim C_5$ 为经验参数, r 为样品平均径迹长度与原始径迹长度(未经历任何退火的径迹长度)的比值; t 为时间; T 为温度。通过测定矿物的径迹年龄、径迹长度及其分布 $g(r)$ 等参数^[52],可以反演样品所经历的 $t-T$ 轨迹,目前较通用的模拟软件为HeFTy软件^[52]。如图4所示,基于磷灰石裂变径迹年龄、径迹长度分布和径迹退火特性

(D_{par} 值)数据^[50-60],利用HeFTy软件对来自大巴山的沉积岩样品DB03(T_{3x})进行了热史模拟^[30],在地质背景限定条件下,模拟揭示了样品可能经历的热历史,即从距今约200Ma开始经历一个快速埋藏增温的过程,在约180Ma时处于历史最高温度(约220℃),此后开始逐渐冷却,在约150Ma左右发生较快速冷却(即对应于岩体快速剥露)致约90Ma冷却至80℃附近,此后经历较慢的冷却/剥露,从距今约45Ma开始又经历了一个相对快速的冷却/剥露过程直至到达地表。用于评价模拟结果与实测数值之间的耦合程度的函数GOF,对于模拟热年龄和实测年龄来讲为91%说明模拟结果十分理想,径迹长度分布的GOF为76%,模拟结果可以接受。

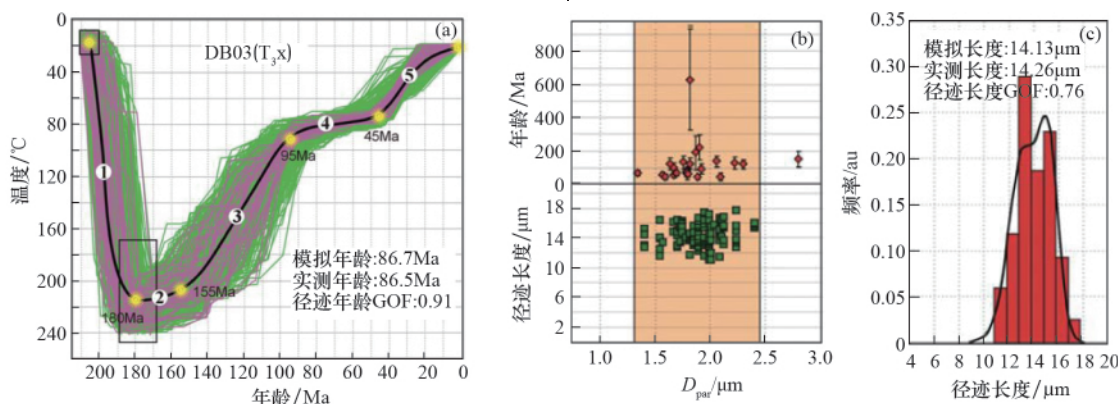


图4 利用磷灰石裂变径迹模拟热史示意图

Fig. 4 One practical example of the inversion of thermal history using fission track analysis

综上所述,样品的低温热年龄显著依赖于所经历的时间-温度历史或冷却速率,因此在解释热年龄的时候必须考虑样品曾经的冷却历史或区域地质背景,但另一方面也使利用低温热年学数据中蕴含更为丰富的信息,为利用热年龄及其他辅助测试指标(如 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 剖面或径迹长度分布等)反演岩体的历史提供了理论依据和实践经验。

2 地壳地温场特征

虽然样品的低温热年代学数据提供了必要的时间-温度信息,但是要利用热年龄定量限定岩石的剥露速率,即时间-剥露深度关系,还需要借助区域地温场的信息。地壳地温场的数学物理模型可以如下应用热传导方程定量建立^[61]。

$$\kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + u \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{A(z)}{\rho c} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (7)$$

其中, x 、 y 和 z 分别为地壳水平和垂向上的变量深度变量; $\kappa/(\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1})$ 为岩石的热扩散系数; $u/(\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1})$ 为岩体的热传导速率,即为剥露速率; $\rho/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$ 为岩石的密度; $c/(\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1})$ 为岩体比热容; $A(z)$ 为岩石生热率函数,形式为 $A(z) = A_s \exp(-z/h)$ 。通常,岩石生热率为地壳深度的函数,在一定区域范围内可以认为它在水平范围内保持不变,其中 $A_s/(\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3})$ 为地表岩石的体积生热率,主要受控于地表浅层岩石的放射性元素丰度;生热厚度 h 定义为岩石生热率降低为其地表值的 $1/e$ 的深度^[61]。式(7)中的各个参数的数值因应不同的区域和岩石地层特征会有不同,为了具体求解(7)的具体数值,得到地温场 $T(x, y, z, t)$ 的具体数据,还需要给出边界条件,比如地表温度、地壳厚度、地壳地板温度等;也可以假定地壳内某一深度的地温梯度 $\partial T/\partial z$ 的数值。对于处于热稳定状态的研究区域,式(7)右端 $\partial T/\partial t=0$,地温场 $T(x, y, z)$ 不随时间推移而变化,这种情况普遍适用于已经进入稳定阶段的造山带或处于缓慢剥露的古老地体。

有研究表明,浅部地温场形态很大程度上受控于近地表的温度梯度和地形起伏,这对于公认封闭温度只有 70°C ^[40-41, 45-46]和 110°C ^[35-37, 50-60]的AHe和AFT低温热年代学方法来讲,在数据解释上可能需要考虑地形起伏及其演化对温度场扰动的影响^[61-64]。图5模拟了最大地形波长为20km,最大振幅1km并复合多个波长为1.34km振幅为200m组分的二维地形剖面及其所对应的地温场(地下等温面)情况,模拟中设定了无地形条件下上地壳($<10\text{km}$)地温梯度为 $20^\circ\text{C}/\text{km}$ 。模拟结果显示,受地形起伏影响等温面在地下发生随地形波动的弯曲,且造成低温等温面在地形山峰处地温梯度偏低,在地形峡谷处地温梯度显著偏高的情况,这种偏差随距离地表越近而越强烈。另外,地形起伏的长波组分对于等温面的弯曲影响可以抵达更大的深度,而短波组分对于等温面的影响作用则迅速减弱。当热年代学样品分布在地表较大尺度地形差异区域时,对于热年龄的解释可能除了简单假定地温梯度外还需考虑地形对等温面起伏影响等区域地温场信息。

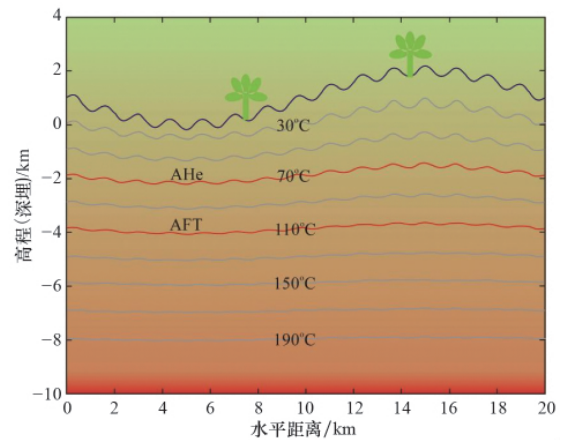


图5 有地形条件下的二维地温场模拟示意图

Fig. 5 2D geothermal field under the topographic transect

3 岩石剥露速率的限定

3.1 年龄-封闭温度法

如前文所述,对于经历简单冷却的样品,其所测得的热年龄值即为样品通过封闭温度至今的时间。因此,在已知样品热年龄值及其封闭温度的情况下,假定区域地温梯度为一定值就可以计算出岩石的平均剥露速率。

$$\text{剥露速率} \times \text{年龄值} = (\text{封闭温度} - \text{地表温度}) / \text{地温梯度}$$

年龄-封闭温度法为直观评价区域的平均剥露状态提供了数据支持,并被广泛应用到了造山带剥露研究之中。在图6展示的应用实例中,研究者利用搜集整理的从大别山不同构造岩石单元采集的AHe和AFT年龄数据,在假定AHe和AFT的封闭温度分别为 70°C 和 110°C 的前提下,通过式(7)所限定的地温场(参数和边界条件详见文献[31])定量讨论了山体不同单元的剥露速率,得出大别造山带自晚白垩以来,平均剥露速率在山体核高达 $0.08\text{km}/\text{Ma}$,在山体边缘则相对缓慢约 $0.04\text{km}/\text{Ma}$ 的结论。这些信息对于研究造山带的造山后过程,尤其是隆升与剥露机制、造山带与周边盆地的物质转运以及山体剥露变化对区域构造或气候条件的响应等问题提供了基础。

但是利用年龄-封闭温度法计算岩石剥露速率也具有很大的局限性。限制该方法应用的主要因素有:① 被测矿物的封闭温度有时难以准确测定。对于AHe和AFT定年系统来说,不同矿物由于晶体大小、结构和放射性母核元素在晶体内的含量、分布差异等因素的作用,其在相同冷却条件下的封闭温度有时并不相同^[35-38, 40-46];另外矿物本身所经历的冷却速率也是直接影响封闭温度高低的因素,当冷却速率较大时其对应的封闭温度也就越高^[39]。② 要求岩石的冷却过程相对简单,匀速冷却到地表温度。因此该方法对于反演那些长期处于PRZ或PAZ的样品的剥露速率就可能失去作用,也不能应用于经历过多次复杂热扰动的样品。③ 该方法需要假定古地温梯度或者得知详细的地温场信息。对古地温梯度的限

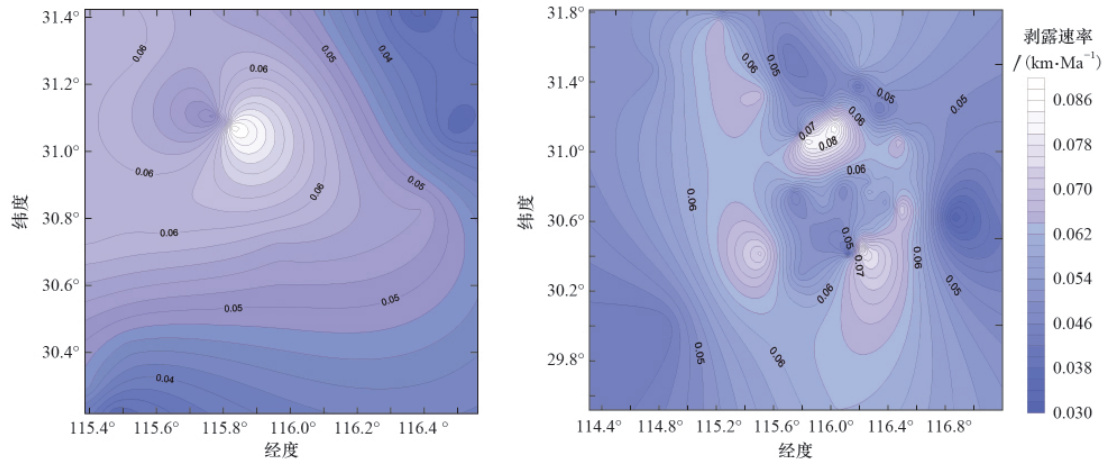


图6 利用 AHe 和 AFT 年龄-封闭温度法定大别造山带的剥露作用

Fig. 6 An example of using the age-closure temperature method to inverse the regional exhumation rates in Dabie Mountain on the base of AHe and AFT data

定一直是研究岩石剥露速率问题的难点,最常用的办法就是根据区域地质背景为古地温梯度选择一个合理的数值范围并假定其不变,或者通过研究区内的古地温温标(如 R_0)所记录的数据推算,但无论哪种情况,古地温梯度数值都很难被精确地限定在一个很窄的数值范围内。

3.2 冷却曲线模拟法

低温热年代学体系对于温度的敏感性可被应用于样品冷却历史的反演。通过矿物内子核元素的热扩散机制或裂变径迹退火特性模拟矿物所经历的时间-温度历史如前文图3和图4所示。已知样品所经历的热史,在理论模型的推到下就可以得到矿物的热年龄以及矿物内子核元素的分布剖面或径迹长度分布信息,因此利用测得的上述数据也就能搜索出与理论计算结果最为接近的矿物冷却曲线,这一搜索结果有时不是唯一的,但是可以通过增加限定条件和测试样品等方法逐步缩小样品可能热史的演化范围,达到反演岩体剥露历史的效果。图7展示了 Colgan 等对采集于美国加州东北部惊奇峡谷断裂(Surprise Valley Fault)的样品磷灰石裂变径迹、(U-Th)/He 和 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 的年龄测试与热史模拟结果^[6]。样品获得 AFT 年龄为 $(11.6 \pm 2.8)\text{Ma}$ 和 AHe 年龄 $(3.02 \pm 0.52)\text{Ma}$, AFT 年龄和径迹长度分布揭示样品在剥露之前曾经被埋藏于地

下 3km 以上的深度,并发生了完全退火,这与区域地质背景研究的认识一致。因此图 7(a)显示了 AFT 热史模拟在限定条件下:① 约 14Ma 时从处于大于封闭温度的位置迅速冷却至封闭温度;② 在距今约 3Ma 时冷却到 AHe 封闭温度的约束下取得的近似匀速冷却的演化曲线。但是通过逐步加热实验测试得到的 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 比值相对于累积释放 ^3He 的曲线(图 7(b) 3a 线,黑点代表逐步加热的分阶段数据)就能够利用图 3 所示的原理限定矿物在较低温度段内的冷却历史(图 7(c)中 3a 线),然后再修改模拟条件得到更为准确的样品热史曲线(图 7(d))。最终热史曲线揭示了样品所经历的两次快速冷却过程:14~8Ma 的快速冷却以及 3~1Ma 的快速冷却,对应了断层的两次主要活动时期以及构造活动引起的岩石快速剥露。如果利用假定的地温梯度参数,就可以通过样品的冷却历史计算出样品各阶段的剥露速率。

3.3 矿物对法

所谓矿物对法就是利用同一岩石样品中具有不同封闭温度的矿物定年体系所记录的年龄差异来计算剥露速率的方法,其计算过程可以简单表述为

$$\text{剥露速率} \times (\text{年龄①} - \text{年龄②}) = (\text{封闭温度①} - \text{封闭温度②}) / \text{地温梯度}$$

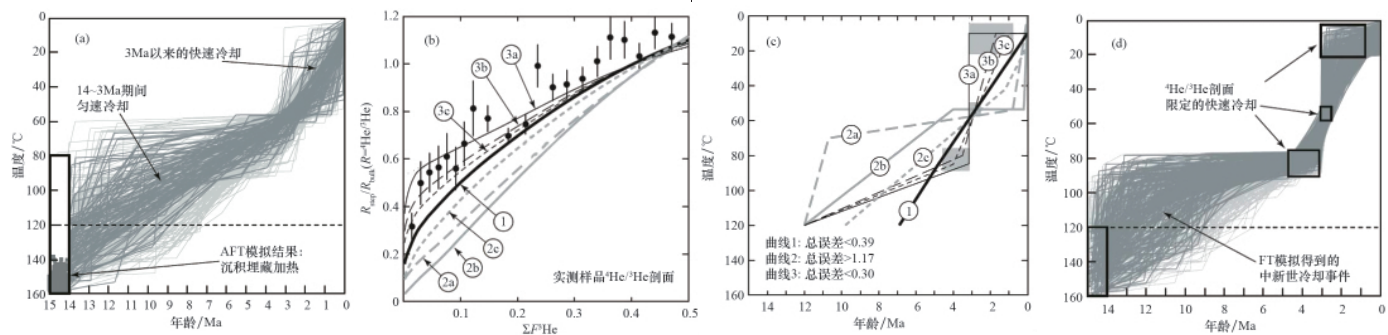


图7 利用磷灰石 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 含量比和裂变径迹模拟限定样品热史

Fig. 7 An example of using both $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios and fission track analysis to inverse thermal histories

图 8 简单展示了 Reiners 等利用矿物对法研究大别造山带造山后剥露作用的定量约束^[27], 研究者整理了用钾长石 Ar-Ar 法 (KAr)、锆石 (U-Th)/He (ZHe)、AFT 及 AHe 方法对造山带核部白垩纪岩浆侵入岩进行定年的数据, 通过不同定年体系的封闭温度、年龄结果和假定地温梯度 ($dT=25^{\circ}\text{C}/\text{km}$) 数据反演出大别造山带核部岩体自约 200°C (对应约 8km 深度) 的时间-埋深关系, 并限定其平均剥露速率在 $0.05\sim 0.07\text{km}/\text{Ma}$ 。这一剥露速率与其他方法的计算结果十分接近^[31-32]。

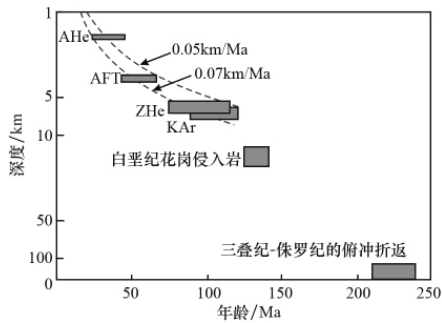


图 8 利用矿物对法反演大别山造山后岩体剥露速率

Fig. 8 An example of using the mineral-pair method to inverse rock exhumation in Dabie Mountain

矿物对方法约束岩石剥露速率也主要受到两方面的限制, 其一是不同矿物热年代学体系封闭温度的不确定性, 有时封闭温度的可能范围过于宽泛难以用于准确定年; 另外是需要假定古地温梯度的数值, 并且保证在整个剥露过程中不存在显著变化。

3.3 年龄-高程法

年龄-高程法是利用采集于近似垂直剖面上的不同样品的高程和热年龄差异计算山体隆升、剥露作用的技术, 其主要进步在于无需假设古地温梯度数值就可以定量约束岩石的剥露速率, 被广泛应用于造山带研究中。

年龄-高程法要求在一个尽可能小的水平距离范围和较大相对高差的采样剖面内连续采集岩石样品于不同的高程位置, 然后用样品的高程差近似模拟它们之间的剥露差, 而不同样品的年龄值则反映了它们各自通过固定封闭深度时的年代, 最后通过年龄和剥露量 (即样品高程) 的关系计算得到剥露速率。如图 9 所示, 图中黑色圆点代表样品及其年龄-高程数据, 当位于不同海拔高程的样品依次通过水平的封闭温度面以后, 其年龄值也依次递减, 最终在图 9 右侧的年龄-高程坐标体系中形成近似线性的分布规律, 斜率即为山体在样品所限定的时间范围内的平均剥露速率。理论上, 只利用处于地形剖面顶、底点的两个样品的年龄和高程数据就可以计算出岩体在样品年龄差内的剥露速率。实际中, 为了降低单个样品的测年误差对于最终计算结果的影响, 提高计算结果的可靠性, 一般利用多个样品的年龄-高程数据进行线性回归得到剥露速率。

年龄-高程法的应用需要两个基本前提: 其一, 用于计算的所有样品具有一致的封闭温度; 其二, 采样剖面下的样品

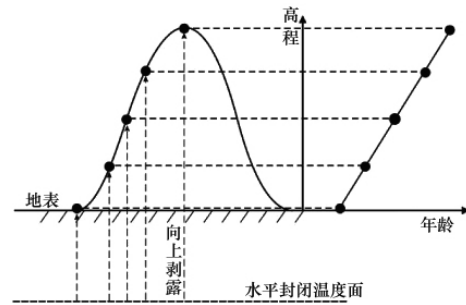


图 9 年龄-高程法计算剥露速率的基本原理示意

Fig. 9 Principle of age-elevation method

等温面保持水平且埋深不变。前者要求用于和高程一起计算线性关系斜率的年龄必须是用相同定年体系获得的。后者需要样品的采集必须在相对很短的水平距离内完成, 以消除地形起伏对于地下等温面形状的影响^[26,62], 并且研究区处于热稳定状态, 即地温梯度不随时间推移而发生显著变化。

图 10 展示了来自大别山核部天堂寨岩体的垂直年龄-高程剖面定量约束的岩体剥露速率实例^[33]。在水平距离不超过 6km 范围内对采自大别山主峰天堂寨地区高差约 1.4km 的地形剖面内不同高程上的 6 个样品进行 AFT 和 AHe 定年, 分析结果表明, 大别山核部在晚白垩世-早第三纪期间仍处在冷却剥露过程中, $43.4\sim 22.5\text{Ma}$ 的平均剥露速率为 $0.062\text{km}/\text{Ma}$; $76.4\sim 47.4\text{Ma}$ 间的平均剥露速率为 $0.039\text{km}/\text{Ma}$ 。

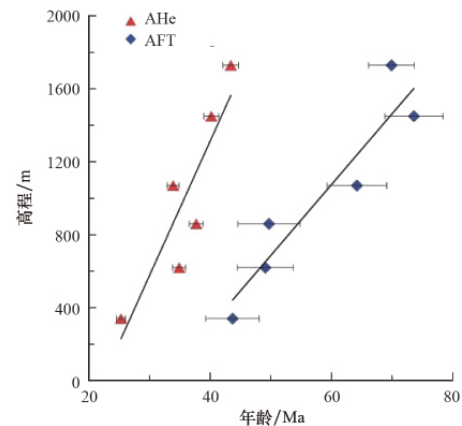


图 10 大别山天堂寨年龄-高程剖面研究

Fig. 10 Age-elevation profile of Tiantangzhai, Dabie Mountain

4 展望

低温热年代学技术是定量约束岩石剥露作用及其演化历史的重要方法, 在构造地质学、造山带研究、地形演化研究和盆地耦合研究等领域内得到了广泛应用。利用低温热年代学数据计算岩体剥露速率的基本方法主要根据封闭温度与样品的热年龄关系以及样品所经历的时间-温度曲线与样品的热年龄和矿物内衰变、裂变产物的保存规律特征的对应关系反演样品的冷却历史, 进而结合区域地温场的信息定量恢复岩石的剥露过程 (包括前文所述的年龄-封闭温度法、冷却曲线模拟法以及矿物对法)。另外一种相对独立于地温场参

数的方法是年龄-高程法, 通过一系列采集于近似垂直的地形剖面内的样品的高程和热年龄的线性关系约束剥露速率。当然, 各种方法既有各自的应用限制和优势, 也可以联合起来共同解决剥露速率的定量研究。

应用低温热年代学方法计算岩石的剥露速率则主要受限于样品定年结果的不确定性, 样品所经历热演化的复杂性和热史模拟的多解性, 以及区域地温场, 尤其是古地温梯度的不可知性等。同时还受到样品采集、分选和测试方面的种种制约。为了更为准确地获得岩石的热年龄、从有限的样品测试中提取出更为丰富和有效的地质信息, 研究者们仍然在不断扩展对不同低温热年代学定年体系的理论认识, 不断积累经验模型所需的参数, 也在新技术的发展中不断尝试测年方法、程序和处理上的创新与改进。这些方面的努力仍然是今后推动该领域研究前进的主要动力。与此同时, 结合多种分析方法和多元数据参数^[66-67], 综合解释低温热年龄数据已经逐步成为地质研究和应用中的主流。

参考文献 (References)

- [1] Reiners W P, Shuster L D. Thermochronology and landscape evolution[J]. *Physics Today*, 2009, 62(9): 31-36.
- [2] Finnegan N J, Bernard H, Montgomery D R, et al. Coupling of rock uplift and river incision in the Namcha Barwa-Gyala Peri Massif, Tibet[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2008, 120: 142-155.
- [3] Shuster D L, Ehlers T A, Rusmore M E, et al. Rapid glacial erosion at 1.8Ma revealed by ⁴He/³He thermochronometry [J]. *Science*, 2005, 310: 1668-1670.
- [4] Benjamin T M, Johnson M N, Naeser W C. Recent rapid uplift in Bolivian Andes: Evidence from fission track dating[J]. *Geology*, 1987, 15: 680-683.
- [5] Brandon M T, Roden-Tice M K, Garver J I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1998, 110 (8): 985-1009.
- [6] Fitzgerald P G, Fryxell J E, Wernicke B P. Miocene crustal extension and uplift in southeastern Nevada: Constraints from fission track analysis [J]. *Geology*, 1991, 19(10): 1013-1016.
- [7] Fitzgerald P G, Sorkhabi R B, Redfield T F, et al. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B10): 20175-20191.
- [8] Fitzgerald P G, Gleadow A J W. Fission track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic mountains in northern Victoria Land, Antarctica[J]. *Chemical Geology*, 1988, 73: 169-198.
- [9] Hurford A J. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1986, 92(4): 413-427.
- [10] Hurford A J, Gleadow A J W, Naeser C W. Fission-track dating of pumice from the KBS Tuff, East Rudolf, Kenya [J]. *Nature*, 1976, 263 (5580): 738-740.
- [11] Jane L, Sean W. Low-temperature thermochronometric ages in fold-and-thrust belts[J]. *Tectonophysics*, 2008, 456: 147-162.
- [12] Spikings R A, Winkler W, Seward D, et al. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 186(1): 57-73.
- [13] Stockli D F. Application of low-temperature thermochronometry to extensional tectonic settings [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2005, 58(1): 411-448.
- [14] Foeken J P, Persano C, Stuart F M, et al. Role of topography in isotherm perturbation: Apatite (U-Th)/He and fission track results from the Malta tunnel, Tauern Window, Austria [J]. *Tectonics*, 2007, 26, doi: 10.1029/2006TC002049.1.
- [15] Spotila J A, House M A, Blythe A F, et al. Controls on the erosion and geomorphic evolution of the San Bernardino and San Gabriel Mountains, Southern California [J]. *Geological Society of America Special Papers*, 2002, 265: 205-230.
- [16] Braun J. Quantitative Constraints on the rate of landform evolution derived from low-Temperature thermochronology [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2005, 58(1): 351-374.
- [17] Braun J. Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets[J]. *Terra Nova*, 2002, 14: 210-214.
- [18] Braun J. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 200 (3-4): 331-343.
- [19] Ehlers T A, Farley K A. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: Methods and applications to problems in tectonic and surface processes [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 206(1-2): 1-14.
- [20] Gleadow A J W, Fitzgerald P G. Uplift history of the Transantarctic mountains: New evidence from fission track dating of basement apatite in the Dry Valleys area, southern Victoria Land[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1987, 82: 1-14.
- [21] Harrison T M, Armstrong R L, Naeser C W, et al. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1979, 16(3): 400-410.
- [22] House M A, Wernicke B P, Farley K A, et al. Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 151: 167-169.
- [23] Kamp P J J, Green P F, White S H. Fission track analysis reveals character of collisional tectonics in New Zealand [J]. *Tectonics*, 1989, 8 (2): 169-195.
- [24] Reiners P W, Brady R, Farley K A, et al. Helium and argon thermochronometry of the Gold Butte block, south Virgin Mountains, Nevada[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 178(3-4): 315-326.
- [25] Reiners P W, Zhou Z, Ehlers T A, et al. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology[J]. *American Journal of Science*, 2003, 303(6): 489-518.
- [26] Reiners P W, Brandon M T. Using thermochronology to understand orogenic erosion [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2006, 34: 419-466.
- [27] Reiners W P, Zhou Z, Ehlers T A, et al. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track dating[J]. *Journal of American Science*, 2003, 303: 489-518.
- [28] Seward D, Vanderhaeghe O, Siebenaller L, et al. Cenozoic tectonic evolution of Naxos Island through a multi-faceted approach of fission-track analysis [J]. *Geological Society: London, Special Publications*, 2009, 321(1): 179-196.
- [29] 常远, 许长海, Reiners P W, 等. 米仓山-汉南隆起白垩纪以来的剥露作用: 磷灰石 (U-Th)/He 年龄记录 [J]. *地球物理学报*, 2010, 53(4): 912-919.
Chang Y, Xu C H, Reiners P W, et al. *Chinese Journal of Geophysics*, 2010, 53(4): 912-919.

- [30] 许长海, 周祖翼, 常远, 等. 大巴山弧形构造带形成与两侧隆起的关系: FT (U-Th)/He 低温热年代约束[J]. 中国科学: D 辑, 2010, 已接收.
Xu C H, Zhou Z Y, Chang Y, *et al.* *Science in China: Series D*, 2010, accepted.
- [31] 丁汝鑫, 周祖翼, 许长海, 等. 大别山区域低温剥露作用: 基于(U-Th)/He 和裂变径迹年代学数据的模拟 [J]. 中国科学: D 辑, 2006, 36(8): 689-697.
Ding R X, Zhou Z Y, Xu C H, *et al.* *Science in China: Series D*, 2006, 49(10): 1009-1019.
- [32] Zhou Z Y, Xu C H, Reiners W P, *et al.* Late Cretaceous-Cenozoic exhumation of Tiantangzhai region of Dabieshan orogen: Constraints from (U-Th)/He and fission track analysis[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(11): 1151-1156.
- [33] Harrison T M, Zeitler P K. Fundamentals of noble gas thermochronometry [J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2005, 58: 123-149.
- [34] 常远, 许长海, 周祖翼. (U-Th)/He 测年技术: α 离子射出效应及其校正[J]. 地球科学进展, 2010, 25(4): 418-427.
Chang Y, Xu C H, Zhou Z Y. *Advances in Earth Science*, 2010, 25(4): 418-427.
- [35] Gallagher K, Brown R W, Johnson C J. Geological applications of fission track analysis [J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26: 519-572.
- [36] Hurford A J, Green P F. The zeta age calibration of fission-track dating [J]. *Chemical Geology*, 1983, 41: 285-317.
- [37] Donelick R A, O'Sullivan P B, Ketcham R A. Apatite fission-track analysis[J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2005, 58: 49-94.
- [38] Wagner G A, van den Haute P. Fission-track dating [M]. Dordrecht: Kluwer Acad, 1992.
- [39] Dodson M H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1973, 40(3): 259-274.
- [40] Farley K A. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(2): 2903-2914.
- [41] Farley K A. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications [J]. *Review Mineralogy and Geochemistry*, 2002, 47: 819-844.
- [42] Reiners P W, Farley K A. Influence of crystal size on apatite (U-Th)/He thermochronology: An example from the Bighorn Mountains, Wyoming[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 188: 413-420.
- [43] Reiners P W, Farley K A, Hickey H J. He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte[J]. *Tectonophysics*, 2002, 349(1-4): 297-308.
- [44] Reiners P W, Spell T L, Nicolescu S, *et al.* Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(8): 1857-1887.
- [45] Wolf R A. The development of the (U-Th)/He thermochronometry[D]. Pasadena, California: California Institute of Technology, 1997.
- [46] Wolf R A, Farley K A, Kass D M. Modeling the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer [J]. *Chemical Geology*, 1998, 148: 105-114.
- [47] Shuster D L, Farley K A. $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 217: 1-17.
- [48] Shuster D L, Farley K A. $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry: Theory, practice, and potential complications [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2005, 58: 181-203.
- [49] Shuster D L, Farley K A, Sistierson J M, *et al.* Quantifying the diffusion kinetics and spatial distributions of radiogenic ^4He in minerals containing proton-induced ^3He [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 217: 19-32.
- [50] Green P F, Duddy I R, Gleadow A J W, *et al.* Thermal annealing of fission tracks in apatite: I. A qualitative description [J]. *Chemical Geology*, 1986, 59: 237-253.
- [51] Green P F, Duddy I R, Laslett G M, *et al.* Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modeling techniques and extension to geological time scales[J]. *Chemical Geology*, 1989, 79: 155-182.
- [52] Ketcham R A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data [J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2005, 58: 275-314.
- [53] Ketcham R A. Observations on the relationship between crystallographic orientation and biasing in apatite fission-track measurements [J]. *American Mineralogist*, 2003, 88: 817-829.
- [54] Ketcham R A. The role of crystallographic angle in characterizing and modeling apatite fission-track length data [J]. *Rad Meas*, 2005, 39: 595-601.
- [55] Laslett G M, Galbraith R F. Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 5117-5131.
- [56] Laslett G M, Gleadow A J W, Duddy I R. The relationship between fission track length and track density in apatite [J]. *Nuclear Tracks*, 1984, 9: 29-38.
- [57] Laslett G M, Green P F, Duddy I R, *et al.* Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis[J]. *Chemical Geology*, 1987, 65: 1-13.
- [58] Carlson W D, Donelick R A, Ketcham R A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics I. Experimental results [J]. *American Mineralogist*, 1999, 84(9): 1213-1223.
- [59] Donelick R A, Ketcham R A, Carlson W D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics II. Crystallographic orientation effects [J]. *American Mineralogist*, 1999, 84(9): 1224-1234.
- [60] Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales[J]. *American Mineralogist*, 1999, 84(9): 1235-1255.
- [61] Turcotte L D, Schubert G. Geodynamics [M]. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press 2002.
- [62] 常远, 王玮, 周祖翼. 采样地形对年龄-高程法应用的限制[J]. 地球物理学报, 2010, 53(8): 1868-1874.
Chang Yuan, Wang Wei, Zhou Zuyi. *Chinese Journal of Geophysics*, 2010, 53(8): 1868-1874.
- [63] Mancktelow N S, Grasemann B. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion [J]. *Tectonophysics*, 1997, 270(3-4): 167-195.
- [64] Stüwe K, White L, Brown R. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 124(1-4): 63-74.
- [65] Joseph P C, Shuster D L, Reiners P W. Two-Phase Neogene extension in the northwestern Basin and Range recorded in a single thermochronology sample[J]. *Geology*, 2008, 36(8): 631-634.
- [66] Valla P G, Herman F, van der Beek P A, *et al.* Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history I: Theory and conceptual model [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 295(3-4): 511-522.
- [67] van der Beek P A, Valla P G, Herman F, *et al.* Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history II: Application to the French Western Alps[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 296: 9-22.

(责任编辑 朱宇)