文章编号：1006-6616（2013）03-0242-25

第四纪主要定年方法及其在新构造与活动构造研究中的应用综述

田婷婷[1,2]，吴中海[2]，张克旗[2]，张绪教[1]，
（1. 中国地质大学地球科学与资源学院，北京 100083；
2. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081）

摘　要：新构造与活动构造的定量或半定量研究很大程度上依赖于对地层序列及其时间标尺的确立，获取相对精确的地层年龄和事件的发生年龄是决定新构造与活动构造定量研究程度的最主要因素。目前，约 27 种定年技术能够应用于沉积物定年和晚新生代的变形测定，这些技术方法可以分为数值（绝对）定年法、相对定年法和校正定年法。数值定年法可得到相对明确的绝对年龄值，因此最为常用，但应用范围受限于测试物质或对象的不同，因而准确定年还需要辅以相对定年法或校正定年法。相对定年法应用范围广泛，但缺乏足够的精确性，需要特定的标准来比对。校正定年法仅在部分情况下适用，且其适用性取决于对已知地质事件的认可度，如火山爆发或磁极倒转。所有定年方法都有其特定的定年条件和适用范围，且可能受到各种干扰因素的影响导致误差，如在数值定年的过程中可能出现一些非分析性错误。因此对于第四纪定年法在新构造与活动构造研究中年龄结果的可靠性评估，需要综合沉积物的地貌－地层相对时序、不同定年方法比较或相同方法在地层上的时序一致性等来实现。近年来，已有方法的持续改良和试验性方法的不断发展使得新构造与活动构造定年精度和定量化研究程度得到极大提升，尤其是^{14}C、光释光、U 系、宇宙成因核素（^{10}Be，^{36}Cl 和^{26}Al 等）和热年代学等常用定年方法为新构造与活动构造的定量研究提供了重要的年代学手段和依据。此外，土壤发育、岩石风化和地形改造程度等相对定年法的不断发展，也为新构造变形及活动性研究提供了很多必需的辅助年龄约束。

关键词：第四纪地质年代学；相对定年法；新构造；活动构造；古地震
中图分类号：P597　　**文献标识码：**A

0　引言

新构造是指在最新构造幕中所发生的构造运动、地质变形及其相关的各种构造地貌演化过程，其中晚第四纪（距今 100～150 ka）以来发生过活动、现在正在活动且未来一定时期

收稿日期：2013-01-22
基金项目：中国地质调查局项目“青藏高原东南缘重要活动断裂厘定与活动构造体系综合研究”（1212011120163）；国家自然科学基金项目（41171009）；中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费项目（DZLXJK201202）
作者简介：田婷婷（1986-），女，硕士研究生，专业方向为第四纪年代学与活动构造研究。E-mail：wstingt815@126.com
通讯作者：吴中海（1974-），男，研究员，从事第四纪地质和活动构造研究。E-mail：wzhh4488@siina.com

内仍可能发生活动的构造称为活动构造。因此，也可以认为活动构造是新构造研究中的一部分。新构造运动研究涵盖了山脉隆升、盆地裂陷、河流变迁等构造地貌演化过程以及火山爆发、活动褶皱、活动盆地和地块变形等方面，活动构造研究则主要包括了活动断裂与古地震的研究[1~4]。新构造主要发生在晚新生代以来的新近纪和第四纪，尤其是上新世以来，这是现今地貌塑造和人类历史活动最明显的阶段，因而，定量研究这一时期的新构造运动及变形具有特别重要的意义。

定量或半定量确定新构造运动事件、过程的时代以及新构造变形幅度和速率是新构造研究中的最重要环节，而实现这一目标的关键是地质年代学方法。新构造尤其是活动构造研究中所采用的测年方法和技术与第四纪地质研究所应用的基本相同[5~8]。随着测年技术的发展，第四纪定年方法的适用范围不断扩大，测年精度逐渐提高，并广泛应用于新构造研究的地层、事件（如山脉隆升或盆地裂陷）及过程（如火山喷发期次、河流变迁等）的定年中。其中地层定年是最基本、最重要的，而全面认识这些定年方法和手段，则是确定第四纪地层序列、限定新构造事件及过程的基础，也是新构造与活动构造定量研究的重要技术环节。

本文主要通过总结第四纪定年方法及其在新构造与活动构造研究中的应用，并结合国内外相关研究的进展和成果，对其未来发展趋势和可能存在的问题进行概要论述，以期能对在新构造与活动构造研究中正确和合理使用第四纪地质年代学方法起到积极推动作用。

1　第四纪地质年代学方法概述

第四纪是地球发展史上最短最新的一个地质时期，为了能准确认识期间发生的重大地质事件，科学家通过不断探索，发展了众多地质定年方法[9]，总结起来可归纳出至少 27 种定年方法能够应用于第四纪地质年代学的研究。按照这些方法的特性，可将它们划分为 3 大类，即数值定年法、相对定年法和校正定年法，而每大类方法还可进一步分出若干种类（见表 1）。数值定年法是建立地层或事件年代标尺的最直接方法，所获得的是地层或者事件的绝对年龄，因而也是最常用的。相对定年法主要应用于对年代不同的区域地层沉积序列进行相对时序划分，如对不同冰期形成的冰川沉积或多期冲积阶地序列进行相对时序的划分，这一方法可为地层单元间的形成时间相对先后差异提供重要信息。标准化后的相对定年法能够用于对数值定年结果进行评估，但通常需要特定的时间标尺作为衡量依据。校正定年法不直接给出数值年龄，但如果地质体的某一特征可通过一个已知年龄的事件（如一次火山灰喷发事件或一次古地磁倒转事件）进行校正，就能获取相对精确的年龄标尺[10]。

2　新构造研究中的常用定年方法及其应用现状

新构造研究中的常用定年方法与第四纪定年研究所用方法基本相同，虽然第四纪定年技术在不断进步和发展，然而由于受到构造活动或地质事件记录的复杂性和特殊性以及各种测年方法应用条件、适用范围和研究程度不同等等的限制，在许多情况下，准确测定构造活动和地质事件的发生年代仍然相当困难，需要针对构造活动和地质事件的直接或间接产物的不同特性进行多种测年方法和技术的综合对比研究。

表 1 第四纪地质年代学方法分类及其适用性、测年范围与方法原理[10]

Table 1 Summary of Quaternary dating methods and their applicability to dating active tectonics

分类		方法	适用性	测年范围(a)和最佳分辨率					基本方法与说明
				10^2	10^3	10^4	10^5	10^6	
数值定年法	年度定年	历史记录	X—XXX	═══					需要相关历史记录的保存,适用性取决于记录的质量和细节
		年轮年代学	XX	═══					需要迄今之前的年轮直观统计或基于年轮增长变化的年代学的构建
		纹泥年代学	X	═══	═══	++++			需迄今之前的纹泥直观统计或基于连续纹泥湖相沉积的重叠层序年代学的构建,通常受单个序列对比误差和年度沉积的错误辨识影响
	放射性同位素定年	^{14}C	X—XXX	~•	++++	═══	═══	?	取决于碳的可利用性,原理是由宇宙辐射产生的放射性^{14}C转化成^{14}N,易受污染导致误差,尤其在较老沉积物和碳酸盐物质中(如软体动物、贝壳、泥灰岩、土壤碳酸盐)
		铀系	XX		•	-------	++++	-	用于对珊瑚、软体动物、骨骼、洞穴碳酸盐和岩石碳酸盐层定年,对磷灰石和土壤碳酸盐定年有潜在的适用性,测年范围根据所采用的同位素不同而有差异
		K-Ar	X	•	•	---	++++++		基于^{40}K在辐射下衰变转化为^{40}Ar,通过测试样品中^{40}Ar和剩余的^{40}K的含量,确定样品形成年代,需要含钾的物质如长石、云母和玻璃,仅直接适用于火成岩和海绿石定年,受氩过量、缺失和污染等误差影响
		除^{14}C的宇宙成因同位素(^{10}Be,^{36}Cl,^{26}Al等)	X	-?-?-	-?-?-?-?-?-?-?-?-?-?-?				与^{14}C定年相似,方法基于宇宙成因同位素,如$^{32}Si(300)$、$^{41}Ca(1.3\times10^5)$、$^{36}Cl(3.08\times10^5)$、$^{26}Al(7.3\times10^5)$、$^{10}Be(1.5\times10^6)$、$^{129}I(1.6\times10^7)$和$^{53}Mn(3.7\times10^6)$,这些放射性同位素形成时含量少,可在加速器下大量聚集进行测年
		铀定向	XXXX	~~~	•	----------	•		建立在沉积物和土壤中U在开放体系中变化的基础上,^{238}U、^{234}U、^{230}Th和^{232}Th均必须测量至少5个给定年龄的沉积物样品,最终得到一条可限定年龄的等时线
	物理年代学方法	热释光(TL) 光释光(OSL)	XXXX	~~~	•	•	----------	• •	建立在母体原子受辐射而释放电子的基础上。OSL与TL法不同在激发途径为光源而非加热,适用于沉积物中长石、石英和土壤中碳酸盐物质的定年,TL基于经加热释放的光能与已知辐射剂量下相同,对400~10000 a范围内的陶瓷制品定年精确度更高
		ESR	XXXX	~~~	•	•	----------	• •	建立在母体原子受辐射而释放电子的基础上
		裂变径迹	X	•	•	---	+++		基于U裂变产物退缩产生的径迹的持续累积,需含铀物质(锆石、榍石、磷灰石、玻璃),可直接适用于火成岩(包括火山灰)定年,受径迹的错误辨识和径迹退火等因素的影响
相对定年法	简单进程	氨基酸消旋	XX	•	•	•	•	---------- • •	测试对象为贝壳或骨骼物质,贝壳通常比骨骼、木材或富含有机质的沉积物更适用,常作为一种相对定年或校正定年技术,但经其他方法校准可作为数值定年方法
		黑曜岩水化	X	----------				• •	黑曜石缝隙的水合物盖层或给定事件形成的表层厚度年龄成比例,而水合作用速率可通过实验测定或数值定年结果确定,受温度变化和化学组成变化误差的影响
		火山灰水化	X	~~~~~			•	• • •	建立在玻璃碎屑中的泡腔不断填充水基础上,被测物质为火山灰,和黑曜岩水化影响因素相同,还包括火山灰碎屑和泡腔形状
		地衣测量年代法	X—XXX	------			•	• •	需适于地衣生长的暴露稳定的岩石基底,在地衣的叶片直径与年龄成比例的阿尔卑斯和北极地区更常见,受气候差异、地衣死亡和错误辨识误差影响,适用范围的限定因气候和岩石种类变化

续表 1

分类		方法	适用性	测年范围(a)和最佳分辨率					基本方法与说明
				10^2	10^3	10^4	10^5	10^6	
校正定年法	复杂进程	土壤发育	XXXX	~~~~·····---------·					包含许多随时间变化的岩石特性，这些特性依赖于除时间外的其他变量(母质、气候、植被、地貌)，当其他变量为常量或能被测定时更加适用，测年精度随被测土壤性质而变化
		岩石风化	XX	~~~~~···---------··					包括随时间发展的大量岩石和矿物的风化特征，如风化壳厚度、灰岩溶解、辉石蚀刻、花岗岩风化和沙漠岩漆的形成，与土壤发育的限制因素相同，精度因测量的风化特性而变化
		地形地貌的改造程度	XXX	~~~~~~~~~·····~~					除时间外，还取决于气候和岩性等因素，由原始地形改造和导致地形改变的可能进程等因素决定，如蠕动式和爆发式
		沉积速率	XX	------?-----?------?------?------?----?-					建立在经其他方法对沉积厚度定年基础上的数值定年法，需要假定时间间隔内具有相对不变的沉积速率
		地貌部位和下切速率	XXX	~~~~~~~~~····-?--?--?					地貌下切速度取决于河流的流量大小，沉积载荷，基岩的抗侵蚀性和抬升速率或基准面的变化，如果一个阶地的级次确定，其它阶地的级次便可确定或假定下切速率不变
		变形率	XXX	·?·?·?·?·?·?·?·?·?·?·?·?·					假设变形率在一定时间内为常量，但需数值定年作标尺，可用于板块内部或边缘地区，不变的变形率可能维持在百万年内有效
	校正法	地层	XXXX	取决于特征识别和对特征定年的精确度					建立在物理性质和单位层序基础上，包括地层的叠置和切割关系，取决于相同时代地层单元的建立，第四纪沉积单元一般在响应气候的循环变化过程中形成
		火山灰年代学	X						测年物质要求为火山灰和特殊化学物质，需要对其进行岩相区分或火山灰的定年，一次火山灰喷发代表一次重要的地质事件，因此对相关性研究非常有用
		古地磁	XX						取决于剩余磁性的相关性，包括极性相反或已知极性变化的年代学的矢量序列，受化学磁叠加和物理干扰的影响
		化石和石器	XX						取决于化石的可利用性，包括孢粉和人工制品，取决于进化或有机质或文化的变化速率和其他方法的标尺，受误认和解释误差的影响
		稳定同位素	X						取决于同位素变化序列和年龄控制年代学的相关性，氧同位素记录可用于深海和冰盖中心研究，或许也可用于洞穴沉积物
		玻陨石和微璃陨石	X						依赖于与大气气团碰撞形成的玻璃物质(玻陨石)的识别和定年

适用性：XXXX——普遍适用；XXX——经常使用；XX——较常使用；X——极少使用

最佳分辨率：=======——<2%；·····——25%~75%；+++++——2%~8%；~~~~~——75%~200%；------——8%~25%；??????——不确定

在表 1 列举的 27 种第四纪定年方法中，较为常用的方法有放射性^{14}C 法、释光法、U 系法、K-Ar 法、裂变径迹（FT）与（U-Th）/He 法、电子自旋共振法（ESR）、宇宙成因核素（如^{10}Be、^{26}Al）法以及古地磁法等，这些大多都属于绝对定年方法，只有古地磁测年属于校正定年法。这些常用方法的测年范围、测试对象、主要应用领域和样品要求等都不尽相同（见表 2），在使用中需要根据研究目的和研究对象进行合理选择。

表 2 新构造与活动构造研究中常用定年方法

Table 2 Dating methods commonly used in study on neotectonics and active tectonics

测年方法	测年范围/a	测试对象	主要应用	样品要求
放射性 ^{14}C 法	$<5\times10^4$	含碳物质（木头、泥炭、黏土、珊瑚、贝壳、洞穴沉积物等）	构造抬升、沉积等变形与古地震	取有效含碳样品，且防止碳污染
K-Ar 法	$10^4\sim10^9$	云母、长石、玄武岩、富钾矿物	年轻火成岩、断层定年	富钾矿物
U 系法	$10^2\sim5\times10^5$	碳酸盐矿物	珊瑚、年轻火山岩及断层定年，构造变形及速率	U 封闭体系
宇宙成因核素法	$n\times10^5\sim5\times10^6$	陨石、岩石、矿物	岩石风化、河流侵蚀和搬运、冰川等构造地貌演化的定年、变形幅度及速率	暴露采样，在最初构造作用面
(U-Th)/He	$10^2\sim10^6$	磷灰石、锆石等矿物	造山带抬升剥露、河流侵蚀的时代和速度、盆地热史及古地形研究、等近地表的构造活动	U 封闭体系
释光测年	$n\times10^2\sim10^5$	石英、长石矿物	沉积物及断层物质最后一次曝光后的埋藏年龄	避光采样
FT 法	$10^2\sim2\times10^6$	磷灰石、锆石等矿物	构造隆升、剥蚀时代，断层活动定年及活动速率	径迹完全退火
ESR 法	$n\times10^3\sim2\times10^6$	石英沉积物、碳酸盐类和断层物质	沉积物及断层物质最后一次曝光后的埋藏年龄	样品经充分光晒退，信号完全归零
古地磁测年法	$10^2\sim10^7$	火成岩、沉积岩等	恢复板块或块体的古地理位置，探讨块体间分离、拼合时代，辅助定年	

根据测年原理的不同，又可将上述常用方法进一步划分为放射性同位素定年法和物理年代学方法，前者通过放射性元素随时间的衰变规律进行定年，后者则是利用被测样品的物理属性进行测年。

2.1 放射性同位素定年法

2.1.1 放射性^{14}C 定年法

放射性^{14}C 法是目前第四纪定年中精度最高、用途最广且最成熟的一种同位素定年法，其原理是：在自然界中共存在 3 种碳的同位素（^{12}C、^{13}C 和^{14}C），其中，^{12}C、^{13}C 都是稳定同位素，而^{14}C 是不稳定同位素，可发生 β 衰变成为氮核（$^{14}_{7}N$）。含碳物质处于封闭体系后，不能再从自然界中获取^{14}C 维持碳同位素含量的动态平衡，其中的^{14}C 含量因衰变以指数形式逐渐减少。所以，通过测定样品中的^{14}C 含量，将其与现今的^{14}C 含量作对比，就可确定含碳物质处于封闭体系以来的年代[11~12]。

以现今^{14}C 的含量为标准，目前测量样品中的剩余^{14}C 含量主要有 2 种途径，一是 β 粒子统计法，二是加速器质谱（AMS）法。β 粒子统计法基于 β 粒子的辐射率可反映样品中剩余^{14}C 活动性的原理，对一定阶段内由^{14}C 原子辐射出的 β 粒子进行识别与统计。值得注意的是，这一方法所获年龄指示的是被测样品中^{14}C 处于活动阶段的年龄。该方法又可分为常规碳量（2 ~ 6 g）测年和小样品碳量（100 ~ 500 mg）液闪仪测年 2 种。加速器质谱

（AMS）法通过将粒子加速汇集的方式，统计出样品衰变产物中^{14}C原子的相对数目，再通过计算^{14}C含量与^{12}C或^{13}C含量的比值，与现今标准含量对比，获得相应的年龄值。AMS 技术是在传统^{14}C测年的基础上发展起来的。与传统的 β 粒子统计法和小样品法相比，AMS 技术在^{14}C测年中的应用，大大降低了样品的用量（1～10 mg），且大幅度提高了测试的精度，最高可达 0.5%[13]，测年效率也得到极大的提升，并已经成为目前^{14}C定年的主要途径[12,14～15]。在实际应用中，放射性^{14}C法可用于对所有含碳物质（包括无机碳和有机碳）的定年，如生物化石、木炭、木头、贝壳、珊瑚、泥炭、地下水、骨头及其他各种含碳沉积物等。因^{14}C的半衰期为 5730 a，因此主要适用于对距今约 50000 a 地质体及地质事件的年龄测定。近年来，AMS 技术的应用，进一步扩大了^{14}C法的测年范围，使得大于 50000 a（理论上最大的测年范围可达 70000 a）的定年也成为可能[11,16]。

放射性^{14}C法一直被广泛应用于新构造与活动构造、古环境与古气候演变、考古等方面的定年研究。近年来^{14}C定年技术的不断发展使得对新构造、尤其是活动构造中古地震事件的精确定年成为可能，此外还可进行构造抬升、晚第四纪沉积以及断裂活动等构造事件及过程的定年研究。在陆相沉积物中出露比较普遍的古土壤样品经常被用作确定全新世地质事件^{14}C测年的主要材料，并可据此建立起古地震与断层活动的时间序列，定量限定断裂运动速率、频率以及断层活动的分期等。例如，Sieh[17]对位于洛杉矶东北部托盘河的圣安德烈斯断层古地震探槽中的地质样品进行^{14}C测年，揭示该断裂在公元 1857 年前曾发生的 11 次断层活动事件（即古地震事件），并由这些^{14}C年龄明确得出了断层重复活动的平均间隔周期为 145 a。Shimazaki 等[10]借助 25 个^{14}C测年数据，对日本 Peninsula 半岛南部距今近 7000 a 内发生的 4 次相对海平面的陆地抬升事件给出了精确的年龄限定。在国内的^{14}C应用研究中，许炯心等[18]利用华北平原 456 个地点的^{14}C年龄，限定了华北平原的全新世平均沉积速率为 0.9 mm/a。此外，由珊瑚和生物化石等的^{14}C年龄，可以推知珊瑚和生物的生长年代或死亡年代，并可间接推测断层活动或古地震事件的发生年龄。

最近十多年来，为满足应用需求，还出现了时序已知系列样品的高精度^{14}C测年新技术，并可以获得十年尺度的高分辨率时间序列。例如，用时序已知系列的树轮样品进行高精度^{14}C测年可获得高分辨率的地质事件年龄[19～20]，这一技术使得确定全新世乃至数百年前的古地震事件发生的具体时间和建立断裂带上强震事件复发时间模式成为可能。

2.1.2　^{40}K-^{39}Ar 与 ^{40}Ar-^{39}Ar 同位素定年法

^{40}K-^{39}Ar 同位素定年法是最早用于测定岩石、矿物年龄的方法之一，主要用于 10^4～10^9 a 年龄范围内的火山岩、侵入岩及其他含钾矿物和岩石的定年，也可用于 10000 a 左右甚至更年轻富钾矿物的定年。^{40}K-^{39}Ar 计时基于样品中 11.2% 的放射性母体^{40}K通过捕获或释放正电子衰变为^{39}Ar来计算地质体或地质事件的年龄。但使用^{40}K-^{39}Ar法有一个前提，即样品在形成时不含^{39}Ar以及在样品形成后定量地保存了该样品产生的放射性成因的^{39}Ar。另外，在远远低于熔点时，^{39}Ar可能通过扩散而丢失，并且^{40}K-^{39}Ar法对样品的需求量较大，样品中的^{39}Ar含量常难以准确测定。为解决上述问题，在^{40}K-^{39}Ar定年的基础上，梅里修和特纳于 1966 年提出了^{40}Ar-^{39}Ar同位素定年法[21]。

^{40}K-^{39}Ar和^{40}Ar-^{39}Ar法一直是年轻地质体系年代学研究中年轻火成岩定年的重要方法。^{40}K-^{39}Ar法被广泛应用于与新构造及活动构造密切相关的火成岩和断层年龄的测定以及油气成藏的研究。伊利石作为沉积岩中分布最广的一种云母类黏土矿物，其中的陆源碎屑相记录着母岩的信息，而在成岩环境中产生的伊利石即自生伊利石则包含着成岩事件的信息，这与

沉积盆地的沉降历史和热演化史密切相关，所以可通过伊利石的^{40}K-^{39}Ar法测年来限定沉积过程、新构造演化和断层活动事件的年龄。与^{40}K-^{39}Ar法相比，^{40}Ar-^{39}Ar法对于解决火成岩矿物和变质矿物年龄具有明显的优势，而且其灵敏度和精度都优于^{40}K-^{39}Ar法。运用^{40}Ar-^{39}Ar测年法可确定地质体的抬升速率，测定构造热事件的年龄，并可测定月球样品年龄和陨石年龄。如刘红英等[22]通过采用两种方法（^{40}K-^{39}Ar和^{40}Ar-^{39}Ar）测定藏北火山岩同位素地质年龄，推论青藏高原的隆升至少在距今 32 Ma 以前已经开始。在新生代沉积盆地热历史研究方面，由于^{40}Ar-^{39}Ar法有可能提供时间和温度的双重信息，因而具有很大应用潜力，对于含油盆地的研究尤其如此。新构造运动及沉积岩年代学方面的初步研究发现，可通过^{40}Ar-^{39}Ar法测定断层泥中新生富钾矿物的年龄，限定断层活动时代，如刘艳红等[23]利用^{40}Ar-^{39}Ar法测年，对在阿尔金中部剪切带附近采集的断裂走滑活动过程中形成的新生云母矿物进行年代学测试分析，限定了阿尔金断裂走滑活动的年龄为 36.4 Ma。

由于^{40}K-^{39}Ar和^{40}Ar-^{39}Ar法发展较早，技术成熟，测年样品容易获得，且具有较高的测年精度，一直是第四纪地质及新构造研究中常用的定年方法；并且，多数校正定年法和相对定年法常将^{40}K-^{39}Ar或^{40}Ar-^{39}Ar法的定年结果作为年龄标尺。

2.1.3 不平衡 U 系定年法

不平衡 U 系定年法是以天然放射性系列（主要是铀系）中母体与子体处于不平衡状态及子体的过剩或不足为前提，测定年轻地质样品年龄的一种同位素定年方法。与其他方法相比，U 系法具有一定的优越性，且填补了^{14}C和 Ar 同位素法之间的年龄空隙，成为测定近百万年内地质体及地质事件年龄的重要方法。铀所产生的衰变系列包含多种不同元素的放射性同位素，其中可用于定年的同位素包括$^{230}Th/^{234}U$和$^{234}U/^{238}U$（测年时限在 600000 a 范围内）、$^{231}Pa/^{235}U$（测年时限 10000 ~ 120000 a），U-He（测年时限 0 ~ 2 Ma），$^{226}Ra/^{230}Th$（测年时限 < 10000 a）[10]。采用不同半衰期的核素，测年范围不一样，适用的材料也不一样。其中，不平衡$^{230}Th/^{234}U$法是基于铀放射性衰变的所有方法中最常用的[24~25]。

早期的不平衡 U 系定年主要采用 α 谱仪测量，可测定几千年至 350000 a 范围内的铀系母子体核素年龄。20 世纪 80 年代末出现的热电离质谱（TIMS）U 系定年技术，较之以前的 α 谱仪技术，样品用量大大减少，测年精度和分辨率大大提高，而且拓展了测年的上下限（在数百年到 500000 a 之间）[24,26]，成为不平衡 U 系定年的主要手段。Edwards 等最先将这一成果应用于珊瑚的定年研究，并取得了成功。

近 20 年来，不平衡 U 系法在中—晚更新世沉积物年龄测定及同位素示踪研究中得到了最广泛的应用，已成为第四纪与新构造研究中不可缺少的定年方法之一[27]。碳酸盐物质是 U 系测年的主要对象。应用 U 系法测定碳酸盐样品年龄，能够帮助了解第四纪古气候、古水文及构造地貌的演变；测定断层上沉积的碳酸盐，还可了解断层活动的历史。通常无机沉淀形成的碳酸盐分布很广，包括由地下水作用形成的钙华、断层作用形成的方解石脉、在干旱和半干旱地区形成的土壤成因钙质层、湖相沉积中的泥灰岩以及泉水沉积形成的灰华等。但在早期，能适用于 U 系法测年的样品仅限于纯碳酸盐沉积物，如未发生重结晶的珊瑚和洞穴沉积物等。这类样品通常要满足 2 个条件[28]：①样品应为封闭体系；②碳酸盐中不含有初始^{230}Th。然而，天然的碳酸盐样品往往是 3 种类型物质的混合物：①基质矿物颗粒或岩石碎片；②不同年龄的非碳酸盐自生物质，如黏土矿物、沸石等；③自生的碳酸钙。因此，这并不符合用传统 U 系法测定年龄的基本要求。为除去非碳酸盐碎屑相对纯碳酸盐相的沾污，实现碳酸盐物质的精确定年，常采用 2 种方法校正沾污的影响。这 2 种方法包含不同的

假定条件：方法Ⅰ要求在非碳酸盐相放射性达到永久平衡，但可允许在酸溶时铀和钍发生分馏；方法Ⅱ不要求在非碳酸盐相放射性达到永久平衡，但不允许在酸溶时发生同位素分馏。方法Ⅱ即 U 系等时线测年。马志邦等[26]将天然碎屑沉积物与已知年龄的纯碳酸钙按不同比例混合得到 3 个不纯碳酸盐样品，并对其进行 U 系等时线（L/R 技术）定年，结果与纯碳酸盐的年龄数据在误差范围内一致，证实了对碎屑含量较高的不纯碳酸盐 U-Th 定年 L/R 技术的可适性。

目前，克服了不纯碳酸盐样品定年问题的 U 系定年技术已被广泛应用于珊瑚、洞穴堆积物、年轻火山岩和湖泊沉积物等的定年。其中，用 U 系法测定珊瑚礁的年龄是最成功的。例如，Chen 等[29]用 TIMS 法系统测定了巴哈马群岛 2 个珊瑚礁的 U-Th 年龄，由此确定了末次间冰期高海平面始于距今 132 ka 前。通过对珊瑚年龄的测定，还可用于构造活动与古地震的研究。如 Edwards 等[30]测定了来自 Santo 岛 2 个邻近珊瑚的 TIMS 铀系年龄，推断它们分别在公元 1864 ±4 年和公元 1866 ±4 年露出水面，进而限定了引起珊瑚上升死亡的强地震应大约发生在公元 1865 年。洞穴沉积物的年龄测定采用此方法，也取得了很好的效果。例如，美国的一个研究小组近年来对内华达州的 Devils 洞穴方解石脉进行了精确的 TIMS 铀系定年和详细的氧同位素分析，不仅为研究古气候演化提供了一个典型范例，而且对深入认识古气候演化规律有极为重要的意义[31~32]。此外，铀钍系列还可作为研究火山物质来源和演化的示踪同位素。在年轻火山岩方面，U 系法成功解决了定年问题，并在岩浆源区特征、岩浆演化等方面开辟了广阔的应用前景。梁卓成等[33]在国内首次应用不平衡 U 系法研究了腾冲地区年轻火山岩的年龄。而东太平洋洋脊玄武岩的高精度 TIMS 铀系年龄测定结果表明，从扩张轴向外随距离增大，大洋中脊玄武岩的年龄逐渐变老，因此通过样品的 U 系测年及其与扩张轴的距离可以计算出洋壳各部分的扩张速率，如 Goldstein[34]应用不平衡 U 系法研究出胡安·德·富卡洋中脊 Endeavour 段的扩张速率为(5.9 ±1.2) cm/a。U 系法在活动断裂的研究中也曾取得重要成果，如吴中海等[35]测定出哈巴—玉龙雪山东麓断裂错动的冰水台地的 U 系年龄约为距今 (182.3 ±17.7) ~ (107.9 ±8.3) ka 期间，大致对应深海氧同位素 (MIS) 6~5 阶段，并据此限定该正断层的晚第四纪垂直活动速率为 (0.6 ±0.3) mm/a。

从原理上讲，TIMS 铀系定年技术还可应用于地下水、大陆地表沉积物（如土壤）、硫酸盐、磷灰岩沉淀物、海洋化学、考古学（骨和牙化石）等领域[36]，曾有美国学者利用铀定向（U-trend）模式，将测年范围扩大到 800000 a，并进行了冲积扇土壤的年龄测定。用 $^{230}Th/^{234}U$ 比值还可以测定第四纪年轻泥炭的年龄，如确定河流阶地的年龄。除上述的几方面，Peate 等[37]还应用 TIMS 法精确测定了北爱尔兰、新西兰、夏威夷和意大利的 Etna 等地区距今 150 ka 以来火山岩中所记录的地球磁极漂移的年代，其结果和 ^{40}K-^{39}Ar 法一致。然而，现代贝壳因在生长时少铀，其死后铀进入死贝壳，不象珊瑚礁的骨骼里原来就含铀，所以关于贝壳的精确 U 系测年目前还存在一些问题[38]。

2.1.4　宇宙成因核素定年法

宇宙成因核素定年法在研究陨石中宇宙成因核素的基础上发展而来，分为原地宇生核素定年和大气宇生核素定年。自 20 世纪 80 年代以来，随着加速器质谱的问世及技术的不断改进，原地宇生核素定年法作为又一新的定年技术，已逐渐成为定量解决许多地貌的形成与演化问题的最重要手段。它包括暴露测年和埋藏测年，且 2 种方法都能达到百万年的时间尺度。易于采集的石英作为其测年对象，在各种地质环境中广泛存在。因此，该方法在晚新生代地质测年特别是干旱、半干旱地区陆相碎屑沉积物的测年方面有着广泛的应用前景[39~40]。

宇生核素暴露测年的主要原理是：当地面与地物暴露后，其组成岩石受宇宙射线照射，可产生某些同位素，如^{3}He、^{10}Be、^{21}Ne、^{26}Al、^{36}Cl等。其中^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl等为放射性同位素，随时间推移，积累与衰减同时进行。由于产生速率可根据各地的纬度、高度及岩性等情况进行计算，衰减量可根据半衰期计算，实际的浓度可以通过实验测得，故在一定时间范围内可以估算地面（或地物）暴露的时间，确定其形成年代[41~42]。宇生核素埋藏测年则基于同一岩石或矿物中具有不同半衰期的宇宙成因核素对是以固定比值生成的，当暴露的沉积物被埋藏后，其比值会随时间而降低，因此具有不同半衰期的核素对可作为一种地质时钟。如可用$^{26}Al/^{10}Be$比值测定沉积物的埋藏年龄，或区分地表是处于稳定侵蚀状态，还是由新构造运动而快速暴露出来的，以及确定暴露的地表是否曾被阶段性埋藏[43~45]。

目前原地宇生核素测年有4种基本方法：暴露－埋藏图解法、深度剖面法、等时线法以及^{26}Al-^{21}Ne和^{10}Be-^{21}Ne法[42~46]。由于宇宙射线粒子通量（cosmic-ray flux）与质量衰减长度（mass attenuation length）和质量衰减路径（mass attenuation path）均会随纬度、高度及入射角的变化而变化。因此，选择采样点时通常应注意以下几方面[41]：

①暴露度好、无遮掩；

②最好是原始地面或作用面（侵蚀面或沉积面）；

③岩性的要求：对于^{10}Be和^{26}Al，最好为富含石英的岩石；对于^{36}Cl，应是富含钾与钙的岩石与矿物，硅酸岩与碳酸盐均可；对于^{3}He，橄榄石、辉石是理想的矿物；对于^{21}Ne，橄榄石、辉石与斜长石是理想的矿物；

④在可能的情况下，采一个表层样，同时采一个亚表层样，以便对比分析，消除干扰因素的影响，提高测试的精度。

近年来，原地生成宇宙成因核素技术已广泛应用于诸多领域，如在冰川地貌、构造地貌、岩石风化、侵蚀与风化壳（土壤）形成、河流侵蚀与搬运过程、阶地、台地以及喀斯特地貌的研究等[48]。

在冰川地貌和冰川事件的研究中，可通过测定冰川磨蚀面、冰碛砾石或冰碛物沉积面的^{10}Be年龄，进而测定和校正宇生同位素的产生率、确定冰川活动时间序列以及恢复第四纪冰川积累和消融历史[41]。Dorn等[49]采用宇生^{36}Cl测年法，计算出夏威夷Mauna Kea地区Makanakan冰川的冰蚀面或冰川漂砾的裸露期为13200±200 a，由此推测Makanakan冰川大约在距今15 ka已全部消融，并进一步推算出了冰川退却速率和冰期气温的变化规律。宇生核素法在新构造与活动构造研究中的应用主要包括测定断层活动年代及运动速率、火山岩的形成及火山喷发年代和区域构造运动等方面，主要是通过对河流与湖泊阶地、海岸阶地、冲、洪积扇和冰川－冰水沉积物等各种地质－地貌体的定年，来确定构造运动的时代、幅度和速率等[48]。例如，Jackson等[50]利用石英岩中的^{10}Be研究了新西兰Otago中部地区的断层活动速率和周期性活动过程；Van der Woerd等[51]通过测定错断河流阶地中的^{26}Al和^{10}Be年龄得到了青藏高原东北部昆仑山断层的全新世滑动速率；Granger等[43]通过弗吉尼业新河流域洞穴序列沉积物的宇宙核素研究，探讨了该流域第四纪期间的下切速率，并分析了区域构造的倾斜运动特征；Leland等[52]通过裸露基岩的宇宙核素研究探讨了喜玛拉雅地区印度河流域的下切和构造运动特征。此外，通过对各种地貌体及沉积物进行宇宙成因核素定年，还可进行区域水系发育、气候变化与古气候恢复、侵蚀与搬运、风化作用过程等方面的研究。如：Trull等[53]利用宇宙核素方法对美国加利福尼亚死谷的湖岸阶地进行了暴露年龄测定，恢复了这些阶地对应的古湖岸线形成时代，并与气候变化进行了对比；Small等[54]利用宇宙

核素定年法研究美国西部山区裸露基岩的侵蚀速率，发现山地环境中的基岩风化、侵蚀速率不如具有一定风化壳或土壤覆盖的基岩风化速率高，得出了风化过程的进行需要一定水分条件的重要结论。

目前，在缺少可用于^{40}K-^{39}Ar或^{40}Ar-^{39}Ar测年物质的地区，原地宇生核素埋藏测年是除OSL（光释光）法外更适用于地表过程等方面测年的方法，其有效测年范围可由几万年至5 Ma，填补了^{14}C测年（测年范围至50000 a）、U系测年（测年范围至400000 a）和释光测年（测年范围至100000 a）等方法之间的空区。现阶段，AMS（加速器质谱）技术已经能够测量敏感度为10～15的宇宙核素浓度，一般而言，AMS的宇宙核素浓度测量误差可控制在5%之内。然而，宇宙核素定年仍处于不断发展和完善阶段，还需要大量具体、深入的工作以降低其不确定性，并进一步提高测年精度和准确度[46,48]。

2.1.5　(U-Th)/He同位素定年法

(U-Th)/He同位素定年法是近20余年来低温热年代学领域中快速发展起来的一种新的高精度定年方法，它主要基于矿物颗粒中U、Th（及其他锕系元素）发生α衰变生成^{4}He，通过测量矿物样品中放射性子体同位素^{4}He以及母体同位素^{238}U、^{235}U和^{232}Th的含量来获得(U-Th)/He的年龄[55]。磷灰石、锆石和榍石因含较高含量的U、Th放射性元素，成为(U-Th)/He测年的主要矿物[56]。与其他技术相比，(U-Th)/He体系的封闭温度较其他已有同位素定年体系的封闭温度更低（如磷灰石的He封闭温度仅75 ℃），使得对岩石的低温热演化研究范围得以扩大[57～58]。并且，由于该方法所需样品量少（仅为数十毫克），制样周期短，且利用质谱仪能高精度测定同位素含量，因而可应用于古地形演变、沉积盆地热演化、造山带抬升、剥露时代和速率及年轻样品高精度定年等多方面的应用与研究[56,58]。

(U-Th)/He法既可用于年代很新的地质体的定年，也可用来约束时代较老的地质体最后一次热事件发生的时间，同时，结合其他封闭温度较高的同位素定年体系还可以进行系统的热演化史分析。在新构造研究方面，Reiners等[59]、Spotila等[60]及Stockli等[61]运用磷灰石(U-Th)/He定年技术分别对年轻地质体进行年代学约束取得了成功；House等[62]运用磷灰石(U-Th)/He定年技术在Nevada山脉开展古地形研究，结果表明(U-Th)/He年龄的变化幅度与峡谷山脊的起伏变化完全一致；House还利用(U-Th)/He方法对盆地的热演化样式进行了探讨，根据澳大利亚奥特韦（Otway）盆地东西两侧的(U-Th)/He年龄－温度变化分布样式，得出盆地西侧在距今约40 Ma时期受到轻微热扰动，而东部为稳定冷却过程；Flowers等[63]用(U-Th)/He方法研究了南非高原抬升历史，通过热历史模拟证实南非高原在中—晚白垩世发生了快速的冷却过程，并限定了该区的新生代揭顶作用小于850 m。在国内，Chen等和Kirby等[64]合作采用磷灰石和锆石(U-Th)/He及$^{40}Ar/^{39}Ar$定年技术对青藏高原东缘晚新生代构造抬升历史进行了研究；周祖翼等[65]采用磷灰石(U-Th)/He和裂变径迹分析技术对大别造山带晚白垩世以来的剥露历史进行了研究。另外，火山岩等极快速冷却样品的矿物(U-Th)/He年龄值可反映岩石的结晶年龄，其他样品年龄虽不具有结晶年龄的意义，但具有重要的热年代学意义[57]。

可以看出，(U-Th)/He方法为第四纪地质体定年、盆地热史研究、造山带抬升剥露时代和速度厘定、古地形研究和近地表的构造活动研究等提供了一个非常有效的低温热年代学手段[66～68]。然而，目前(U-Th)/He方法在国内的研究和应用仍然处于起步阶段，现有研究常采用将(U-Th)/He法与裂变径迹或^{40}K-^{39}Ar、^{40}Ar-^{39}Ar等其他同位素定年技术相结合的方法，以评估(U-Th)/He定年的可信度，并据此建立一个研究区从高温到低温的冷却轨

迹，重建 70～300 ℃浅—中地壳的热演化历史，最终成为定量恢复地壳最表层与构造（抬升、剥蚀）有关的热演化过程一个有效手段[56,58]。

2.2 物理年代学方法

2.2.1 释光测年法

释光是硅酸盐矿物晶体接受电离辐射作用累积起来的能量在受热或光激发时重新以光的形式释放出能量的一种物理现象。释光测年法是在地质定年和辐射剂量测定的基础上应运而生的，包括热释光（TL）测年法和光释光（OSL）测年法，区别在于前者是通过加热样品激发矿物晶体陷阱俘获电子产生释光信号，后者则是通过光激发。释光测年建立在矿物的释光信号强度与矿物所吸收的电离辐射剂量的时间函数关系上，当矿物晶体的释光信号具有足够高的热稳定性和矿物晶体基本上处于恒定的电离辐射场，矿物晶体的释光年龄可简要地表示为[69]：

$$A = D_E/D$$

式中，A 为矿物晶体释光年龄，a；D_E 为等效剂量，即被测样品产生天然积存释光所需要的辐射剂量，可通过矿物释光强度及其对核辐射剂量响应程度的实验测量确定，Gy；D 为环境剂量率，是被测矿物单位时间内吸收周围环境中 ^{238}U、^{232}Th 及其衰变链产生的 α、β、γ 辐射剂量和 ^{40}K 产生的 β 和 γ 辐射剂量，以及宇宙射线提供的少量辐射剂量，Gy/ka。

大多数释光测年是通过比较天然信号和实验辐射信号获取等效剂量的，而进行这种比较有 2 个前提条件，一个是要具有相同陷获电子的源（电子陷阱），且在所关注的地质时期或考古时期是稳定的；另一个是要具有相同的敏感性[70]。因此，释光测年的矿物必须满足以下基本条件[69]：

①被测矿物在沉积埋藏时释光时钟已经回零；

②被测矿物的释光信号具有很好的热稳定性，即在常温下不发生衰减；

③被测矿物被埋藏后处于恒定或基本恒定的环境辐射场中，接受的环境剂量率为常数。

等效剂量（D_E）的测量经历了由传统的单测片法、多测片再生法向单测片再生法（SAR）和简单多测片再生剂量法（SMAR）的转变，目前获取等效剂量 D_E 的最常用方法即为 SAR 法和 SMAR 法[71]。SAR 法在一个测片上通过重复的辐照、预加热和测量建立释光再生剂量生长曲线，并应用多次试验剂量校正测量过程中可能发生的释光感量变化[72]。SMAR 法则在传统的多测片再生释光法基础上，引入一次试验剂量对所有测片的释光感量变化进行校正，并对测片间的差异（例如质量）进行归一化，从而获得高精度的测年结果[73]。SAR 法和 SMAR 法均适用于石英 OSL 的快速组分（Fast component），该组分的释光信号－剂量响应在约 120～140 Gy 时开始饱和，这也决定了石英 SAR 法和 SMAR 法测年的上限，大约为距今 100 ka 左右。目前 SAR 法多应用在粗颗粒（90～250 μm）石英测年上，较少应用于细颗粒（4～11 μm）石英。SMAR 法则已成功应用于过去 130 ka 以来洛川黄土细颗粒石英的测年，但对于其他类型样品是否适用尚有待检验[71]。

释光测年的测试对象为沉积物中广泛存在的石英和长石矿物，由于石英和长石的 OSL 信号比 TL 信号晒退速率快得多[74～75]，快速堆积物中的残留 TL 信号在沉积物释光测年中的误差和不确定性较大，因而 TL 测年技术已逐渐退出对沉积物的定年[69]。OSL 测年法测的是自矿物上一次受热或曝光事件后埋藏至今的时间，时钟归零机制相对简单，地质意义明确，已几乎成为除 ^{14}C 测年技术以外的首选方法。新的 OSL 测年技术的不断提出，也大大提高了 OSL 测年方法的精度和准确性，大幅度拓展了测年范围（数百年至 200000 a 之间），且对于

不同成因类型沉积样品的适应性更强。

目前释光测年在方法和技术等方面已经相当成熟，在新构造，尤其是活动构造研究中的应用日益广泛。如现代强震相关堆积物的释光测年研究有助于理解古地震相关沉积物释光测年的地质意义，提高古地震测年的精度和准确度，更好地认识大地震发生的规律。杨会丽等[76]对 2008 年汶川大地震造成的若干典型堰塞湖堆积物、泄洪堆积物和喷砂堆积物进行了细颗粒石英 OSL 测年研究，结果表明，这些地震相关沉积物中的细颗粒石英灵敏度较高，但释光信号并未完全归零，等效剂量残留值有的可高达 10 Gy，这对百年或千年尺度复发周期地震事件的释光测年影响较大，但对万年至十万年尺度的地质事件测年影响可忽略不计。赵俊香等[77]利用细颗粒石英 SMAR 法 OSL 测年技术对横跨 1976 年唐山地震孙家楼探槽剖面的样品进行了系统测年，并推算出了剖面的沉积速率，结果表明研究区沉积速率发生变化的主要因素是构造运动，非气候成因。

2.2.2　裂变径迹法

裂变径迹（Fission Track，FT）法是近年来迅速发展起来的一种低温热年代统计学定年法，它利用地层岩石中含铀矿物衰变产生的径迹密度来确定年龄，测年范围通常在 100 Ma 以内。自然界中存在几种同位素可发生自发裂变，但只有^{238}U 的半衰期（9.9×10^{15} a）比较短，衰变后能在地质时期内形成一定量的径迹。由于^{238}U 的自发裂变速率是恒定的，因此可以通过统计确定矿物或玻璃中的径迹数目和铀的含量来确定这些材料的年龄，测年对象主要有磷灰石、锆石、榍石、云母、方解石、火山玻璃和陨石等[78]。

目前有关 FT 法的应用主要有 3 种，即磷灰石 FT 年龄 - 高程法、矿物对封闭年龄法和单矿物冷却年龄法。由于造山带隆升过程中形成的 FT 年龄一般是冷却年龄或混合年龄，因此，通常用具冷却年龄的样品在磷灰石 FT 年龄 - 高程图中拟合的直线斜率来反映隆升速率，这就是磷灰石 FT 年龄 - 高程法。磷灰石的裂变径迹长度分析包括封闭径迹长度分析和投影径迹长度分析。封闭径迹长度分析是应用磷灰石的 FT 年龄 - 高程法研究造山带隆升过程时最常用的分析样品热历史的方法，通过封闭径迹长度分析，结合磷灰石的封闭径迹长度 - 密度退火曲线校正磷灰石的 FT 年龄，获得磷灰石冷却至 120 ℃（部分退火带底部温度）的年龄，进而分析样品在 120 ℃以来所经历的热历史；并且根据封闭径迹长度分析，还可判断古退火带的现在高度，有助于恢复山脉古深度和计算隆升幅度。通过对矿物和玻璃进行 FT 测年可以确定其是否达到封闭温度（50% 径迹能被有效保存的温度，低于此温度，FT 体系是封闭的）之上，并且可以确定矿物最后一次冷却到封闭温度的时间，即矿物的封闭年龄或退火年龄。其中，确定单矿物冷却达到退火时的年龄，为单矿物冷却年龄法。另外，封闭温度的大小与隆升速度有一定相关性，隆升速率越大，封闭温度越高[79]。因此，利用不同矿物封闭温度的差异，结合其他同位素定年方法和数字模拟技术，可以反演构造域的热构造历史，建立岩石的时代 - 温度演化轨迹。

近年来，FT 技术的迅速发展为研究造山带隆升过程以及缺乏有效沉积记录地区的低温构造演化分析提供了有效的热年代学工具。利用裂变径迹技术可对构造隆升与剥蚀的开始和结束时间、隆升及剥蚀幅度和速率等进行估算或限定，特别通过分析同一构造区不同部位的隆升、剥蚀幅度及速率，可获得对构造区的构造活动时间、样式及相对活动强度等的认识。如 Kohn[80]利用裂变径迹技术对澳大利亚 Snowy 造山带的构造活动时间及构造抬升在空间上的变化进行了研究，确认 Snowy 造山带曾有过 2 次快速隆升及剥蚀过程，时代分别为距今 270 ~ 250 Ma 和距今 110 ~ 100 Ma。同时，利用裂变径迹的密度、长度还可反演构造区的时

间－温度演化轨迹，通过对比不同时期的构造活动特点，反演构造隆升过程及剥蚀演化历史，并确定其演化机制。如：Blythe 等[81]用裂变径迹重塑了美国 Alska Brooks 造山带的构造演化历史；Corrigan 等[82]通过磷灰石裂变径迹数据探讨了美国中南部晚古生代 Ouachita 单斜的后造山演化过程与前陆地区的卸载机制。在国内，钟大赉等[83]和江万等[84]曾先后利用锆石、磷灰石裂变径迹数据探讨了青藏高原的隆升过程，认为青藏高原的隆升具有阶段性（距今 45～38 Ma、25～17 Ma、13～8 Ma、3 Ma 至今）、加速性和区域不均衡性等特征；吴中海等[85]综合分析了前人的热年代学数据，指出华山地区自晚白垩世以来至少经历了 3 次快速隆升阶段，其中距今约 57 Ma 以来华山开始相对华北盆地快速隆升。根据裂变径迹计时原理，裂变径迹年龄结合地热梯度，还可重塑大型断层的活动历史、活动样式，进而可估算断层两盘的相对垂直位移量。如：Spiking R A[86]探讨了澳洲北部 Isa Inline 地区裂变径迹的区域分布特征与断层的关系，得出了此处次级断层曾发生过较强活动并导致局部差异隆升的结论；万景林等[87]用裂变径迹方法对哀牢山红河断裂带距今 17 Ma 以后的演化进行了探讨，认为红河断裂带的右旋走滑活动历史可能开始于距今 5 Ma 左右；杨农等[88]在对龙门山断裂活动和川西高原隆升历史的研究中，通过 12 个构造岩、变质砂岩和花岗岩样品的磷灰石裂变径迹年龄分析，结合前人研究成果，初步限定了青藏高原东缘龙门山地区晚新生代主要断裂的活动时期和隆升历史。另外，对于区域差异性隆升活动，可利用水平方向上 FT 年龄（同种矿物）的变化或垂直方向上相同年龄的重复出现来限定断块间的断层活动方向、幅度、时间以及断块掀斜运动方式等。例如 David 等[89]利用 FT 资料研究了 Kenya 和 Anza 裂谷两翼的构造格局和剥蚀史，根据获得的 5 个“FT 年龄层”，分析了裂谷两侧各断块山的隆升史和断块间的差异隆升情况，并推测了可能存在的断层。

由于磷灰石矿物的径迹热退火特性和部分退火带特征研究得最详细，其 FT 资料可为研究造山带隆升提供隆升时间、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脉隆升史资料，因此磷灰石的 FT 年龄、长度分析及其热历史反演模型（有相关软件）已成为研究造山带隆升过程的最重要工具之一。然而，封闭温度多用于近似均匀的隆升过程或单矿物封闭温度法、矿物对封闭温度法研究中[79]，对于比较复杂的隆升过程，则要用部分退火带（径迹保留率由 0 逐渐增加到 100% 的 FT 部分稳定温度带）来代替封闭温度，因为部分退火带更符合地质事实，能更准确地恢复热历史。特别是磷灰石矿物，其退火带温度为 140～70℃或 120～60 ℃[90]，对于反映山脉的最新隆升过程等具有重要意义，因此得到了最广泛应用。此外，在利用 FT 年龄计算隆升速率时，一般都假设隆升速率等于蚀顶速率，即样品出露于地表的过程主要受控于与隆升作用伴随的风化剥蚀过程。然而，在后期造山带的实际研究中，发现了受控于伸展剥离断层运动的构造剥露现象。在国内发表的有关山脉隆升的热年代学资料中，也可见受控于伸展拆离运动的冷却事件。如对八达岭山脉的隆升史研究中，样品的 FT 年龄与高程不具明显的正相关性，揭示了断层伸展拆离活动对 FT 年龄结果存在的影响[91]。因此，在 FT 年龄分析中要注意采样密度并加强对样品分布区的构造背景分析。对于更详细的研究，还将涉及到单颗粒年龄分布和晶体各向异性等问题对年龄结果的影响[79]。

2.2.3 电子自旋共振（ESR）定年法

ESR 法是在热释光（TL）测年的基础上逐步发展起来的，基本原理与释光测年类似，但是所测试的信号不同。根据 ESR 测年原理，样品在高能粒子的辐照下电离后被晶格缺陷捕获形成的不成对电子（即顺磁中心）中处于低能态的自旋电子，在外部磁场作用下，可

发生自旋方向的反转，ESR 波谱仪可以观测到由不同的顺磁中心产生的各种讯号，而讯号的强度正比于顺磁中心的数目，顺磁中心的数目与所受辐射的剂量成函数关系。利用 ESR 法测定样品中顺磁中心的总数，通过数据处理就可得到所受辐射的剂量[92]。因此，矿物中积累的 ESR 信号强度与时间相关。实验室中常用以下公式获得 ESR 的年龄：

$$A = P/D$$

式中，A 为所测 ESR 年龄，a；P 为古剂量，指所测事件发生以来矿物所累积的 ESR 信号，Gy；D 为年剂量，Gy/a。通过在实验室中测定 P 和 D 的值可计算得到 A 的年龄值。

ESR 法在第四纪沉积物定年方面具有极大的发展潜力，其测年物质主要为含石英沉积物、碳酸盐类和断层物质等，这些物质在自然界表层沉积物中分布十分广泛，且所需样品量不多，加之测年范围较宽（距今 2 Ma 以来）[93]，因此应用也比较广泛。目前最成功的应用主要是对牙齿和碳酸盐等盐类物质的定年，解决了一系列考古和地质事件的测年问题[94]。

在 ESR 的常用地质测年矿物石英中可供测定信号的中心分别有 E′、OHC、Ge、Al、Ti 中心等，可以通过对每个中心 ESR 信号强度的测定来获得相应的古剂量值 P。目前 ESR 法主要通过 Ge 和 E′ 中心获得沉积物年龄，前者的测年范围为距今十几万年至几十万年，后者可获得的最老的年龄可为距今 2 Ma 左右[93]。用不同的电子或空穴心计算出来的年龄实际上反映了样品在不同时代经历的不同构造热事件[95]。当石英受热或经阳光晒退时，不同信号中心的“回零”程度是不一致的，因而，不同石英信号中心能否被光晒退以及残留光信号都会影响测年结果的可靠性。

ESR 方法在新构造与活动构造研究中，主要用于测定第四纪早中期地层的时代，并限定相应的构造运动事件年龄或变形速率。由于其测年范围一定程度上填补了^{14}C、释光和 U 系等方法的不足，是少有的能够测定第四纪中大于 500000 a 样品的数值定年方法之一，因此，一直被重视和应用。另外，一些学者试图利用断层泥的 ESR 测年来限定断裂最近一次强烈活动的时间，并为评价断裂活动性及地震危险性提供依据[96]。该方法认为断层运动产生的应力及温度可使断层泥中石英颗粒的 ESR 讯号“复零”，当断层位移大于 50 cm，正压力大于 2×10^6 Pa 时，石英颗粒原有的 E′讯号可以完全消失，据此可确定最后一次运动的时间，从而获得有关断层运动的年代学信息[97]。例如，业渝光[95]根据江苏茅山断层泥中石英的 Ge 心测年结果，认为该断裂在中更新世经受了一次强烈的热运动；Tatsuro Fukuchi 等[98]尝试通过距断层最近滑动面不同部位的断层泥的 ESR 测年限定该断裂第一次强烈活动的时代以及最后一次强烈活动的时代；孙瑛杰等[99]通过对同一断层中不同时代相互穿切的断层泥进行 ESR 测年分析统计，认为沂沭断裂带在新生代有过 2 期剧烈活动。然而，由于断层活动对断层泥的影响非常复杂，特别是具有多期活动的断裂，断层最新滑动面上的断层泥 ESR 测年结果与断层破碎带内部的断层泥 ESR 测年结果能否代表断层最后一次剧烈活动时代以及断层活动的历史，并未获得科学界的认可，但这方面的尝试性研究仍在进行。

总体而言，ESR 测年的误差较大，但 ESR 能测定的年龄范围可从千年到几百万年，很大程度上填补了其他方法的不足，且测年样品在测量过程中通常不会遭到破坏，可以反复测量，因而这一方法逐渐被研究第四纪、新构造和环境变化等方面的国内外学者更加重视和接受。

2.2.4　古地磁测年法

古地磁学是介于地质学和地球物理学之间的边缘科学，它的基本出发点是通过火成岩和

沉积岩的天然剩磁推算出相关地质时期的地磁场，恢复岩石地层中记录的古地磁场信息[100~101]。沉积物中的磁性矿物除在地磁场作用下产生表征地球磁场极性特征的剩余磁性外，还会获得一定的后期叠加磁性（次生剩磁），通过退磁处理可逐步使剩磁中粘滞部分无序化，达到去除次生剩磁、只留下原始的较稳定剩磁（天然剩磁）的目的，进而可获得地层或岩层中的古地磁场信息，并由此定量计算出板块（或块体）在不同地质时期的古纬度和古方位，为研究岩石圈板块构造、解释古地壳的运动过程及发展历史提供了非常重要的定量依据[100]。与上述几种测年方法不同，古地磁测年法是一种校正定年方法，但将实测得到的古地磁序列与古地磁标准极性年表对比后，便可以得出数值年龄。它不受时间的限制，适用于整个新近纪与第四纪的定年，可用于年龄范围的评定或作为其他测年方法的时间标尺，因而为新构造和活动构造研究提供了重要的地层年龄控制和时间约束。

古地磁方法是大地构造演化研究中非常重要且有效的手段之一，可以定量—半定量地恢复板块或块体在全球构造演化中不同时期的古地理位置，古地磁学研究的重要目的之一就是恢复分布于地球之上的各个地块在不同历史时期的古纬度，从而帮助重建地球地质演化过程中多次发生的扩张和碰撞消亡过程。在同一块体内，将所测得的古地磁位置按地质年代顺序联结起来可组成古磁极位置变化曲线（APWP）。利用 2 个板块（块体）的磁极移曲线位置和形态的对比，就可以推演板块（块体）间的相对运动特征，包括反演新构造期间的断块运动轨迹、水平或旋转变形过程等，并深入探讨块体的分离与拼合时代，重建块体的漂移路径。近年来积累的大量中国大陆的古地磁数据为中国大陆各主要块体的起源、构造演化和碰撞拼合过程等研究提供了定量约束[102]。另外，古地磁极移曲线（APWP）的建立，还可为研究盆地的演化以及油气的运移和分布等提供可靠的构造学依据[103]。

目前磁性地层学已成为地层学的重要分支，研究者根据古地磁年代法编制了地磁极性年表[104]。古地磁测年主要依赖实测极性柱和标准极性柱的对比，同时需要有化石校正年龄或绝对年龄控制点来保证对比方案的可靠性[105]。目前根据火山活动和大洋中脊磁条带已经建立了白垩纪以来的标准极性柱。考克斯（Cox A）在他的 4500000 a 古地磁极性年表中，由老到新划分出 4 个大的极性世，分别定名为吉尔伯特反极性世、高斯正极性世、松山反极性世和布容正极性世，在每个极性世中，除占优势的极性世外，还有一些短期的相反极性事件[104]，这为第四纪和新构造定年提供了重要的年龄限制，并成为新构造与活动构造研究中，新近纪与第四纪地层定年的重要方法之一。需要注意的是，利用古地磁方法虽然可以较准确地计算出板块（块体）的古地磁极位置、古磁偏角（D）和古纬度（P）等，但在板块（块体）的古经度位置确定方面还存在许多不足。

3 第四纪定年方法的发展趋势及展望

随着第四纪地质年代学方法理论和应用技术的不断发展，在过去的几十年里，年轻地质体的形变及其相关沉积物的定年取得了巨大的进步，不仅定年方法越来越多，测年精度越来越高，且适用领域也越来越广，并被广泛应用于新构造与活动构造的定年研究中。尤其自 20 世纪 80 年代以来，由于加速质谱系统的建立，除扩大了已有方法如^{14}C、^{40}Ar-^{39}Ar 和 U 系法等的适用范围，提高了其测年精度外，更使得于 20 世纪 50—60 年代提出的宇宙成因核素（如^{10}Be、^{36}Cl 和^{26}Al 等）定年得以实现。同时多数定年方法的适用范围也不断扩大，如测定大于 50000 a 的^{14}C 年龄的实现，使得^{14}C 和^{40}K-^{39}Ar 法之间存在的年龄空档得以弥补。各定

年技术的发展和完善也使得第四纪定年方法的应用更加广泛，得到的测年结果精度越来越高，如 TIMS 技术的出现大大提高了 U 系测年的精度和准确度，其测年范围可达数百年到 500000 a，为碳酸盐沉积物的精确定年提供了一种有效手段。现今正处于试验和初步应用阶段的测年方法，如^{10}Be、^{36}Cl 和^{26}Al 的宇宙成因核素定年法，可能成为未来地表物质暴露年龄测试最有发展前途的方法。

目前在第四纪定年方法中，数值定年法可以获得精确的年龄值，因而普遍被人接受，但相对定年法和校正定年法同样重要，并在不断发展和得到重视。因为数值定年法可能受限于某些非分析性错误的影响，如放射性^{14}C 法是 0 ~ 50 ka 范围内最常用的数值定年方法之一，但样品的污染可能导致不含同位素的较老沉积物（40 ~ 70 ka）被测得出年轻沉积物年龄（如 15 ka）。此时，相对定年法和校正定年法可用于对数值定年结果的可靠性作出评估。如土壤发育的定量化和特殊土壤成分的改变可以提供一定的相对年龄约束和限制，并且土壤发育也能够用于新构造的定年研究，帮助在野外识别不同时代地质体 - 地貌体的相对时代或新老关系。另外，表土和深层土壤发育程度的研究还可用于 10^4 ~ 10^5 a 尺度内的相对定年，并可为^{14}C、OSL 和 U 系等方法定年结果的可靠性评估提供重要帮助[10]。

4　新构造与活动构造研究中常用定年方法存在的主要问题

虽然数十年来测年技术的快速发展使得第四纪定年方法的范围和精度得到了很大提高，并在新构造研究的各个领域得到广泛应用，然而第四纪沉积物及新构造事件与过程的精确定年的实现，仍然面临较多的问题，主要表现在方法的局限性和测年结果误差以及不同测年方法的综合应用与相互配合等方面。

4.1　测年方法本身的局限性或不足

①测年范围方面：除相对定年法和校正定年法可普遍适用外，各种数值定年方法均有特定的适用对象和测年范围（见表 2），例如，^{14}C 法和 U 系法主要适用于晚更新世以来的地质体及构造事件定年，超出这一时间范围，则不能采用此法进行测年。

②有效实验样品的缺乏：如^{14}C 测年法虽具有较高的精度和准确性，但通常较难获得适用于常规^{14}C 测年材料，尤其在中国西部干旱—半干旱地区[5~6]。对于 TIMS 铀系测年方法，如果样品中不存在均一的^{230}Th/^{232}Th 初始值，或难以分出含有不同 U/Th 比值的不同相，将会导致测年结果的可靠性出现问题。

③所测年龄结果的地质意义常存在不确定性：各种定年方法除了有不同的适用对象和测年范围，所测年龄代表的地质意义也常不尽相同，有的是沉积物及地层的形成年代，有的是矿物冷却年龄，也有的是沉积物的暴露或埋藏年龄，而并非直接代表岩石地层的形成年龄或构造事件发生年代。如对于断层泥中自生矿物的测年结果，代表的是断层最后一次活动后断层泥的形成时代，而不能作为断层最近活动的时代。

4.2　测年结果的误差问题

4.2.1　样品污染导致的误差

如在^{14}C 定年中，因新构造运动和古地震的相关沉积物很可能经历过多次搬运 - 堆积过程，^{14}C 测年物质可能受到明显的新、老碳的污染，导致所测年龄有可能明显偏离事件的真实时代[5~6]。又比如在（U-Th）/He 定年中，磷灰石经常含高 U、Th 的锆石包裹体，包裹体中的 He 混入磷灰石，会使样品产生 He 的富化形成误差。

4.2.2 实验误差

典型的实验误差包括：①宇宙核素定年方法中，受不同宇宙核素的形成机理（宇宙射线强度、沉积物在埋藏前后的侵蚀速率、核素的继承浓度、埋藏后的核素生成量、沉积物的后期改造以及沉积物复杂的暴露－埋藏历史等）和测量技术等方面的不确定性以及样品所处位置地质、地貌条件的影响，宇生核素定年在具体应用中还存在很多局限，结果的可靠性同样易受到质疑，如何准确计算生成速率还存在争论[39]。②在氩同位素定年过程中，由于样品中的钙、钾和氯同位素的互相作用引起的几种干扰反应都可以产生氩同位素，导致氩过剩，使得所测年龄偏大，影响测年的精确度[23]。③（U-Th)/He 测年中，复杂热历史、不同矿物晶形对 α 离子射出效应的响应、矿物内元素的非均匀分布和晶体辐射损伤等因素都对测年结果有不同程度的影响[106]，如 α 离子射出效应会使矿物边缘丢失部分^{4}He，导致矿物（U-Th)/He 的年龄值偏小[107]。

4.2.3 信号“归零”与饱和问题

主要存在于释光测年和 ESR 测年中。实际释光测年时，沉积物在搬运过程中得到充分的光晒退是准确测年的前提。受曝光时间长短、沉积前光晒退时的波长等多种因素的影响，不同沉积环境样品沉积埋藏时释光信号不会完全晒退，残余剂量阻止了释光时钟“归零”，可能导致其年龄偏老。另外，古剂量的测准是 ESR 法测年获得可靠年龄的前提之一。原始 ESR 信号是否“归零”和 ESR 信号是否容易达到饱和也影响着古剂量的准确获取。应用研究中采用 ESR 法和释光法对断层泥进行测年时，两种方法的信号“归零”问题是影响断层泥测年结果可靠性的关键因素，加之断层活动对断层泥的复杂影响，因此，断层泥的可靠和合理定年还需要不断尝试和研究。

4.3 不同测年方法的综合应用与相互配合

第四纪沉积具有沉积环境复杂多变、岩相变化快等特点，加之各种测年方法应用条件、适用范围和原理方法的不同等等限制，在许多情况下，准确测定沉积物的形成年代仍然相当困难，因而，应用过程中还必须要结合野外地貌－地层层序的调查，针对测年物质的不同特性科学合理地选择测年方法，并加强多种测年方法、技术的综合应用和对比研究。

5 结论与建议

第四纪地质年代学至少包含了 27 种定年方法，并可分为 3 大类：数值定年法、相对定年法和校正定年法。数值定年法可得到一个相对明确的绝对年龄值，因此最为常用，但受限于测试的物质或对象的不同，应用范围受到限制，因而准确定年需要辅以相对定年法或校正定年法。由于不同方法本身测年对象和测年范围不同，因此，选择合适的方法进行第四纪研究和构造事件定年具有十分重要的意义。

几种常用的第四纪定年方法，如^{14}C 法、U 系法、K-Ar 法、释光法和宇宙成因核素法等已被广泛应用于新构造与活动构造研究。其中，^{14}C 法适用于近 50000 a 以来含碳样品定年，成为新构造、活动断裂和古地震研究中重要的精确定年手段。AMS 技术的出现，使得宇宙成因核素（尤其是^{10}Be 和^{26}Al）定年得以实现，可用于地表暴露、冲、洪积物埋藏和沉积定年，并估计风化－侵蚀速率，探讨各种新构造运动和地表过程的研究。对年轻火山岩样品的定年则主要通过^{40}K-^{39}Ar 或^{40}Ar-^{39}Ar 法实现。OSL 和 ESR 法的测年范围较大，可应用于冲、洪积地层和冰川－冰水沉积物的定年。U 系法则主要应用于各种碳酸盐物质定年，TIMS 铀

系定年技术的发展大大提高了其定年的精度和速度，减小了样品用量，在新构造和活动构造定年研究中的应用也将会更加广泛。FT 和 (U-Th)/He 法作为新近发展起来的低温热年代学方法，在盆地及构造热演化、造山带的抬升剥露时代及速度等研究方面应用前景日益广泛。

需要进一步指出的是，虽然高精度测试手段的应用及分析测试技术的不断完善，极大推动了第四纪地质年代学的迅速发展和广泛应用，但在选择年代学方法和测年过程中还应当注意以下主要问题：

①事件年龄不等同于地层年龄。各种定年方法所测年龄代表的有的是沉积物及地层的形成年代，有的是矿物冷却年龄，也有的是暴露或埋藏年龄，而并非直接代表导致岩石地层的形成年龄或形成时的构造事件发生年代。如，断层作用之后形成的崩积楔的年龄，并不代表断层最新活动的年龄，而一般可作为断层活动的上限年龄。

②必须强调统计学方法和对比法在第四纪地质年代学研究中的重要意义。各种定年方法受测年时限、可靠性及仪器设备误差或实验误差等造成的测年精度的影响，都有其应用的局限性。因此，要想获得较准确的年代数据，需要通过相同样品的同一方法多次定年或相同样品的不同方法及不同样品的同一方法定年来实现。

③需要加强地层层序与相对年代序列对岩石地层年龄可靠性评估的作用和不同年代学方法的验证。如磁性地层的年代确定，如果缺乏对地层层序的正确认识和其它年代学手段的辅助，常会导致错误的地层年代结果。

④需要针对研究目的、地层时代和测年对象的不同，科学选用合适的年代学方法。

参　考　文　献

[1] 丁国瑜. 新构造研究的几点回顾——纪念黄汲清先生诞辰 100 周年 [J]. 地质论评, 2004, 50 (3): 252 ~ 255.
DING Guo-yu. Reviews on neotectonic research: Commemorate the 100th anniversary of Mr. HUANG Jiqing's birth [J]. Geological Review, 2004, 50 (3): 252 ~ 255.

[2] 邓起东. 活动构造研究的进展 [C] //中国地震局地质研究所. 现今地球动力学研究及其应用. 北京: 地震出版社, 1994: 211 ~ 221.
DENG Qi-dong. Progress in studies of active tectonics [C] //Institute of Geology, China Earthquake Administration. Studies on recent geodynamics and applications. Beijing: Seismological Publishing House, 1994: 211 ~ 221.

[3] 邓起东, 陈立春, 冉勇康. 活动构造定量研究与应用 [J]. 地学前缘, 2004, 11 (4): 383 ~ 392.
DENG Qi-dong, CHEN Li-chun, RAN Yong-kang. Quantitative studies and applications of active tectonics [J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11 (4): 383 ~ 392.

[4] 邓起东, 闻学泽. 活动构造研究——历史、进展与建议 [J]. 地震地质, 2008, 30 (1): 1 ~ 30.
DENG Qi-dong, WEN Xue-ze. A review on the research of active tectonics: History, progress and suggestions [J]. Seismology and Geology, 2008, 30 (1): 1 ~ 30.

[5] 卢演俦. 活动构造测年方法和年代学研究的现状与问题 [C] //中国地震局地质研究所. 现今地球动力学研究及其应用. 北京: 地震出版社, 1994: 380 ~ 388.
LU Yan-chou. Present situation and problems of active tectonics dating methods and chronology research [C] //Institute of Geology, China Earthquake Administration. Studies on recent geodynamics and applications. Beijing: Seismological Publishing House, 1994: 380 ~ 388.

[6] 卢演俦, 陈杰, 尹功明. 活动构造测年方法及年代学研究新进展 [J]. 地震地质译丛, 1994, 16 (4): 1 ~ 7.
LU Yan-chou, CHEN Jie, YIN Gong-ming. Active tectonics dating methods and new chronology research progress [J]. Translation Series of Seismology and Geology, 1994, 16 (4): 1 ~ 7.

[7] Noller J S, Sowers J M, Colman S M, et al. Introduction to Quaternary geochronology [C] //Noller J S, Sowers J M, Lettis W R. Quaternary geochronlogy: Methods and applications. Washington D C: American Geophysical Union, 2000: 1

~10.

[8] Walker M. Quaternary dating methods [M]. England: John Wiley & Sons, Ltd., 2005: 1~15.

[9] 桑海清, 裘冀, 王松山. 第四纪地质年代学和定年方法及应用 [J]. 质谱学报, 1997, 18 (2): 57~66.
SANG Hai-qing, QIU Ji, WANG Song-shan. The Quaternary geochronology and the dating methods and their apllications [J]. Journal of Chinese Mass Spestrometry Pectrometry Society, 1997, 18 (2): 57~66.

[10] Pierce K L. Dating methods [C] //Geophysics Study Committee, Geophysics Research Forum, National Research Council. Active tectonics: Impact on society. Washington D C: The National Academies Press, 1986: 195~214.

[11] 尹金辉. 地质灾害事件的^{14}C 年代学研究 [D]. 北京: 中国地震局地质研究所, 2006: 1~2.
YIN Jin-hui. Radiocarbon dating for geological disaster events [D]. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 2006: 1~2.

[12] Walker M. Quaternary dating methods [M]. England: John Wiley & Sons Ltd., 2005: 17~55.

[13] 郭之虞, 刘克新, 马宏骥, 等. 加速器质谱^{14}C 测年精度研究与改进 [J]. 第四纪研究, 2000, 20 (1): 99.
GUO Zhi-yu, LIU Ke-xin, MA Hong-ji, et al. Precision research and the improvement of AMS ^{14}C dating [J]. Quaternary Sciences, 2000, 20 (1): 99.

[14] 周卫健, 张洁. 超灵敏小型回旋加速器质谱计^{14}C 测年的样品制备和制样系统 [J]. 核技术, 2001, 24 (增刊): 236.
ZHOU Wei-jian, ZHANG Jie. The sample preparation at AMS ^{14}C dating [J]. Nuclear Techniques, 2001, 37 (Supp.): 236.

[15] 焦文强, 尹金辉, 郑永刚, 等. 高精度^{14}C 测年技术 [J]. 核电子学与探测技术, 1998, 18 (6): 419~423.
JIAO Wen-qiang, YIN Jin-hui, ZHENG Yong-gang, et al. The radiocarbon dating technology of high precision [J]. Nuclear Electronics & Detection Technology, 1998, 18 (6): 419~423.

[16] 陈铁梅. 加速器质谱法 (AMS)^{14}C 测年原理及其在考古学研究中的应用 [J]. 文物保护与考古科学, 1990, 2 (2): 48.
CHEN Tie-mei. Dating principle of AMS ^{14}C and its applications in archaeology research [J]. Sciences of Conservation and Archaeology, 1990, 2 (2): 48.

[17] Sieh, K. E. Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquakes at Pallet Creek, California [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1984, 89 (B9): 7641~7670.

[18] 许炯心. 基于大样本^{14}C 测年资料的华北平原沉积速率研究 [J]. 第四纪研究, 2007, 27 (3): 437~441.
XU Jiong-xin. A study of depositional rate in the North China Plain during the past 40000 years, based on ^{14}C dating data from a large wealth of samples [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (3): 437~441.

[19] Atwater B F, Stuiver M, Yamaguchi D K. Radiocarbon test of earthquake magnitude at the Cascadia subduction zone [J]. Nature, 1991, 353: 156~158.

[20] 刘若新, 仇士华, 蔡莲珍, 等. 长白山天池火山最近一次大喷发年代研究及其意义 [J]. 中国科学: D 辑, 1997, 27 (5): 437~441.
LIU Ruo-xin, QIU Shi-hua, CAI Lian-zhen, et al. Dating research and its significance of the last big volcano-eruption in Changbaishan Tianchi [J]. Science in China: Series D, 1997, 27 (5): 437~441.

[21] 彭杨伟, 高军平, 王翔. K-Ar 测年的研究进展及其在地质中的应用探讨 [J]. 甘肃科技, 2005, 21 (2): 110~111.
PENG Yang-wei, GAO Jun-ping, WANG Xiang. The research progress and application discussion of K-Ar dating [J]. Gansu Science and Technology, 2005, 21 (2): 110~111.

[22] 刘红英, 夏斌, 邓万明. 藏北巴毛穷宗—羌巴欠火山岩 K-Ar 和^{40}Ar-^{39}Ar 年代学研究 [J]. 矿物岩石, 2004, 24 (1): 71~74.
LIU Hong-ying, XIA Bin, DENG Wan-ming. Study of ^{40}Ar-^{39}Ar and K-Ar dating on the high K-volcanic rock from Bamaoqiongzong to Qiangbaqian in the northern Tibet [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2004, 24 (1): 71~74.

[23] 刘艳红, 刘永江. ^{40}Ar-^{39}Ar 同位素测年方法及其应用 [J]. 世界地质, 2004, 23 (3): 245~250.
LIU Yan-hong, LIU Yong-jiang. ^{40}Ar-^{39}Ar isotopic dating method and application [J]. Global Geology, 2004, 23 (3): 245~250.

[24] 何学贤，杨淳，刘敦一. 第四纪年代学的利器：热电离质谱铀系定年技术 [J]. 地学前缘，2003，10 (2)：335 ~ 339.
HE Xue-xian，YANG Chun，LIU Dun-yi. The important technique of dating Quaternary：Uranium series dating technique by thermalionization mass spectrometry [J]. Earth Science Frontiers，2003，10 (2)：335 ~ 339.

[25] 叶华东，吴振远，温孝胜. 用铀系法测定年轻地质体的年龄 [J]. 海洋地质与第四纪地质，1985，5 (1)：59 ~ 60.
YE Hua-dong，WU Zhen-yuan，WEN Xiao-sheng. Uranium-series dating of young geologic bodies [J]. Marine Geology and Quaternary Geology，1985，5 (1)：59 ~ 60.

[26] 马志邦，郑绵平，吴中海. 不纯碳酸盐 U-Th 等时线定年及同位素分馏对年龄的影响 [J]. 地质学报，2010，84 (8)：1146 ~ 1152.
MA Zhi-bang，ZHENG Mian-ping，WU Zhong-hai. U-Th isochron dating of impure carbonates and the possible effect of isotopic fractionation during leaching [J]. Acta Geologica Sinica，2010，84 (8)：1146 ~ 1152.

[27] 陈文寄，计风桔，王非，等. 年轻地质体系的年代测定 [M]. 北京：地震出版社，1991.
CHEN Wen-ji，JI Feng-ju，WANG Fei，et al. Timing of young geological system [M]. Beijing：Seismological Publishing House，1991.

[28] 梁卓成，顾德隆. 不纯碳酸盐样品年龄的铀系法测定 [J]. 地球化学，1984，(1)：10.
LIANG Zhuo-cheng，GU De-long. On the U-series dating of detritus-landen carbonate deposits [J]. Geochimica，1984，(1)：10.

[29] Chen J H，Curran H A，White B，et al. Precise chronology of the last interglacial period：^{234}U-^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas [J]. Geological Society of American Bulletin，1991，103：82 ~ 97.

[30] Edwards R L，Taylor F W，Wasserburg G J. ^{238}U-^{234}Th-^{230}Th-^{232}Th systematics and the precise measurement of time over past 500000 years [J]. Earth and Planetary Science Letter，1988，90：371 ~ 378.

[31] Ludwing K R，Simmons K R，Szabo B J，et al. Mass-spectrometric ^{230}Th-^{234}U-^{238}U dating of the Devils Hole calcite vein [J]. Science，1992，258：284 ~ 287.

[32] Winograd I J，Coplen T B，Landwehr J M，et al. Continuous 500，000-year climate record from vein calcite in Devils Hole，Nevada [J]. Science，1992，258：255 ~ 260.

[33] 梁卓成，周秀云. 铀系等时线法测定腾冲地区火山岩的年龄 [J]. 地球化学，1985，(3)：227 ~ 237.
LIANG Zhuo-cheng，ZHOU Xiu-yun. Uranium-series dating of young volcanic rocks from Tengchong region，southwestern China [J]. Geochimica，1985，(3)：227 ~ 237.

[34] Goldstein S J. Geochronolgy and petrogensis of MORB from the Juan de Fuca and Gorda ridges by ^{238}U-^{230}Th disequilibrum [J]. Earth and Planetary Science Letter，1992，109：255 ~ 272.

[35] 吴中海，张永双，胡道功，等. 滇西北哈巴 - 玉龙雪山东麓断裂的晚第四纪正断层作用及动力学机制探讨 [J]. 中国科学 D 辑：地球科学，2008，38 (11)：1361 ~ 1375.
WU Zhong-hai，ZHANG Yong-shuang，HU Dao-gong et al. The effect and driving mechanism of the upright fault at the east side of Haba-Yulong Snow Mountain in northwest of Yunnan in Late Quaternary [J]. Science in China (Series D)：Earth Sciences，2008，38 (11)：1361 ~ 1375.

[36] 彭子成. 第四纪年龄测定的新技术——热电离质谱铀系法的发展近况 [J]. 第四纪地质，1997，(3)：258 ~ 262.
PENG Zi-cheng. New technique of the dating Quaternary materials：The development of the thermalionization mass spetrometry-U series method [J]. Quaternary Sciences，1997，(3)：258 ~ 262.

[37] Peate D W，Chen J H. ^{238}U-^{230}Th dating of geomagnetic excursion in Quaternary volcanic rocks [J]. Geophysics Research Letter，1996，23 (17)：2271 ~ 2274.

[38] 顾德隆. 铀系不平衡方法的应用和^{10}Be年代学的进展 [J]. 地质地球化学，1987，(2)：66 ~ 69.
GU De-long. Application of U-series dating and advances of ^{10}Be dating [J]. Geology Geochemistry，1987，(2)：66 ~ 69.

[39] 袁兆德，陈杰，张会平. 宇宙成因核素埋藏年龄测定及其在地球科学中的应用 [J]. 地震地质，2011，33 (2)：480 ~ 488.
YUAN Zhao-de，CHEN Jie，ZHANG Hui-ping. Terrestrial in-situ cosmogenic nuclides burial dating and its application in geosciences [J]. Seismology and Geology，2011，33 (2)：480 ~ 488.

[40] 孔屏. 宇宙成因核素在地球科学中的应用 [J]. 地学前缘，2002，9 (3)：41 ~ 46.
KONG Ping. Applications of cosmogenic nuclides in the earth sciences [J]. Earth Science Frontiers，2002，9 (3)：41 ~

46.

[41] 王建，徐晓彬. 地面测年新技术——宇生同位素测年 [J]. 地球科学进展，2000，15 (2)：237～240.
WANG Jian，XU Xiao-bin. Tecgnique for surface dating：Cosmogenic isotopes dating [J]. Advance in Earth Sciences，2000，15 (2)：237～240.

[42] Gosse J C，Phillips F M. Terrestrial in-situ cosmogenic nuclides：Theory and application [J]. Quaternary Seience Reviews，2001，20；1475～1560.

[43] Granger D E，Kirchner J W，Finkel R C. Quaternary downcutting rate of the New River，Virginia，measured from differential decay of cosmogenic^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium [J]. Geology，1997，25 (2)：107～110.

[44] Balco G，Rovey II C W. An isochron method for cosmogenic nuclide dating of buried soils and sediments [J]. American Journal of Science，2008，308：1083～1114.

[45] Klein J，Giegengack R，Middleton R. Revealing histories of exposure using in-situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan Desert Glass [J]. Radiocarbon，1986，28：547～555.

[46] Lal D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces：In situ nuclide production rates and erosion models [J]. Earth and Planetary Science Letters，1991，104：424～439.

[47] Granger D E，Muzikar P F. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides：Theory，techniques and limitations [J]. Earth and Planetary Science Letters，2001，188：269～281.

[48] 李英奎，Jon Harbor，刘耕年，等. 宇宙核素地学研究的应用现状与存在问题 [J]. 水土保持研究，2005，12 (4)：146～152.
LI Ying-kui，Jon Harbor，LIU Geng-nian，et al. Applications and limitations of in-situ cosmogenic nuclides in earth sciences [J]. Research of Soil and Water Conservation，2005，12 (4)：146～152.

[49] Dorn R I，Phillips F M，Zreda M G，et al. Glacial chronology [J]. Research and Exploration，1991，7 (4)：456～471.

[50] Jackson J，Ritz J F，Siame L，et al. Fault growth and landscape development rates in Otago，New Zealand，using in situ cosmogenic ^{10}Be [J]. Earth and Planestary Science Letters，2002，195：185～193.

[51] Vander Woerd J，Ryerson F J，Tapponnier P. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidat an segment of the Kunlun fault，Qinghai，China [J]. Geology，1998，26 (8)：695～698.

[52] Leland J，Reid M R，Burbank D W，et al. Incision and differential bedrock uplift along the Indus River near Nanga Parbat，Pakistan Himalaya，from ^{10}Be and ^{26}A1 exposure age dating of bedrock straths [J]. Earth and Planetary Science Letters，1998，154：93～107.

[53] Trull T W，Brown E T，Marty B，et al. Cosmogenic ^{10}Be and ^{3}He accumulation in Pleistocence beach terraces in Death Valley，California，USA：Implications for cosmic-ray exposure dating of young surfaces in hot climates [J]. Chemical Geology，1995，119：191～207.

[54] Small E E，Anderson R S，Repka J L，et al. Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in-situ ^{10}Be and ^{26}A1 [J]. Earth and Planetary Science Letters，1997，150：413～425.

[55] 陈文，万渝生，李华芹，等. 同位素地质年龄测定技术及应用 [J]. 地质学报，2011，85 (11)：1917～1947.
CHEN Wen，WAN Yu-sheng，LI Hua-qin，et al. Isotope geochronology：Technique and application [J]. Acta Geologic Sinica，2011，85 (11)：1917～1947.

[56] 邬宁芬，周祖翼. (U-Th)/He 年代学及其地质应用 [J]. 矿物岩石地球化学通报，2001，20 (4)：454～457.
WU Ning-fen，ZHOU Zu-yi. (U-Th)/He thermochronometer and its geological applications [J]. Bulletin of Mineralogy，Petrology and Geochemistry，2001，20 (4)：454～457.

[57] Wolf R A. The development of the (U-Th)/He thermochronometry [D]. Pasadena：California Institute of Technology，1997.

[58] 吴堑虹，刘厚昌. (U-Th)/He 定年——低温热年代学研究的一种新技术 [J]. 地球科学进展，2002，17 (1)：126～131.
WU Qian-hong，LIU Hou-chang. (U-Th)/He dating：A new method of low temperature thermochronometry [J]. Advance in Earth Sciences，2002，17 (1)：126～131.

[59] Reiners P W，Zhou Zuyi，Ehlers T A，et al. Post-orogenicevolution of the Dabieshan，eastern China，from (U-Th) /He and fission-track thermochronology [J]. American Journal of Science，2003，303：489～518.

[60] Spotila J A, Farley K A, Yule J D, et al. Near-fieldconvergence along the San Andreas fault zone in southern California, based on exhumation constrained by (U-Th) /He dating [J]. Journal of Geophysical Research, 2001, 106 (B12): 30909 ~ 30922.

[61] Stockli D, Farley K A, Dumitri T A. Calibration of the (U-Th) /He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California [J]. Geology, 2000, 28: 983 ~ 986.

[62] House M A, Wernicke B, Farley K. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th) /He ages [J]. Nature, 1998, 396: 66 ~ 69.

[63] Flowers R M, Blair S. (U-Th) /He thermochronometry constraints on unroofing of the eastern Kaapvaal craton and significance for uplift of the southern African Plateau [J]. Geology, 2010, 38 (9): 827 ~ 830.

[64] Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from ^{40}Ar-^{39}Ar and (U-Th) /He thermochronology [J]. Tectonics, 2002, 21 (1): 1 ~ 19.

[65] 周祖翼，许长海，Reiners P W，等. 大别山天堂寨地区晚白垩世以来剥露历史的 (U-Th) /He 和裂变径迹分析证据 [J]. 科学通报，2003，48 (6)：598 ~ 602.
ZHOU Zu-yi, XU Chang-hai, Reiners P W, et al. Evidence of (U-Th) /He and fission-track dating of denudation in the Tiantangzhai area of the Dabieshan since the Late Cretaceous [J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48 (6): 598 ~ 602.

[66] Wolf R, Farley K, Kass D. A sensitivity analysis of the apatite (U-Th) /He thermochronometer [J]. Chemical Geology, 1998, 148: 105 ~ 114.

[67] Warnock A C, Zeitler P K, Wolf R A, et al. An evalution of flow-temperature apatite (U-Th) /He thermochronometry [J]. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 1997, 61: 5371 ~ 5377.

[68] Farley K, Wolf R, Silver L. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th) /He ages [J]. Geochimmicaet Cosmochimica Acta, 1996, 60: 4223 ~ 4229.

[69] 张克旗. 青藏高原北缘若干断裂 (带) 古地震事件释光测年及年代学研究 [D]. 北京：中国地震局地质研究所，2008：1 ~ 2.
ZHANG Ke-qi. A studies of luminescence dating of paleoearthquakes events in active faults surrounding the northern margin of Qinghai-Tibet Plateau [D]. Beijing: China Earthquake Administration, 2008: 1 ~ 2.

[70] 贾耀锋. 释光测年的主要问题及其理论探讨 [J]. 核电子学与探测技术，2010，30 (6)：812 ~ 816.
JIA Yao-feng. The main problems and their exploration from theoretical research of the luminescence dating [J]. Nuclear Electronics & Detection Technology, 2010, 30 (6): 812 ~ 816.

[71] 张克旗，陈杰，刘进峰，等. 海原断裂带刺儿沟剖面烘烤次生黄土的光释光测年及其地质意义 [J]. 地震地质，200，29 (2)：390 ~ 391.
ZHANG Ke-qi, CHEN Jie, LIU Jin-feng, et al. OSL dating of two burnt reworked loess samples from Ciergou profile, Haiyuan fault zone: Results and geological implications [J]. Seismology and Geology, 2007, 29 (2): 390 ~ 391.

[72] Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regene rative-dose protocol [J]. Radiation Measurements, 2000, 32 (1): 57 ~ 73.

[73] 王旭龙，卢演俦，李晓妮. 细颗粒石英光释光测年：简单多片再生法 [J]. 地震地质，2005，27 (4)：615 ~ 623.
WANG Xu-long, LU Yan-chou, LI Xiao-ni. Luminescence dating of fine-grained quartz in Chinese loess: Simplified Multiple Aliquot Regenerative-dose (SMAR) protocol [J]. Seismology and Geology, 2005, 27 (4): 615 ~ 623.

[74] Godfrey-Smith D I, Huntley D J, Chen W H. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts [J]. Quaternary Science Reviews, 1988, 7: 373 ~ 380.

[75] Berger G W. Effectiveness of natural zeroing of the thermoluminescence in sediments [J]. Journal of Geophyscial Research, 1990, 95 (B8): 12375 ~ 12397.

[76] 杨会丽，陈杰，刘进峰，等. 2008 年汶川地震相关堆积物的细颗粒石英光释光测年研究 [J]. 地震地质，2011，33 (2)：413 ~ 420.
YANG Hui-li, CHEN Jie, LIU Jin-feng, et al. Optical dating of fine quartz from the 12 May 2008, Ms 8.0 Wenchuan earthquake related sediments [J]. Seismology and Geology, 2011, 33 (2): 413 ~ 420.

[77] 赵俊香，江娃利，郭慧，等. 唐山孙家楼探槽光释光测年及其对古地震事件的指示意义 [J]. 大地测量与地球动力学，2012，32 (5)：12 ~ 16.

ZHAO Jun-xiang, JIANG Wa-li, GUO Hui, et al. Optical dating of Sunjialou trench in Tangshan and its significance for palaeoseismic events [J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 2012, 32 (5): 12 ~ 16.

[78] Naeser N D, Naeser C W, 刘爱国, 等. 裂变径迹测年 [J]. 地震地质译丛, 1994, (4): 87 ~ 99.
Naeser N D, Naeser C W, LIU Ai-guo, et al. Fission track dating [J]. Translation Series of Seismology and Geology, 1994, (4): 87 ~ 99.

[79] 吴中海, 吴珍汉. 裂变径迹法在研究造山带隆升过程中的应用介绍 [J]. 地质科技情报, 1999, 18 (4): 27 ~ 31.
WU Zhong-hai, WU Zhen-han. Use of fission track dating in studing the uplift history of orogenic belt [J]. Geological Science and Technology Information, 1999, 18 (4): 27 ~ 31.

[80] Kohn B P, Gleadow A J W, Cox S J D. Denudation history of the Snowy Mountains: Constraints from apatite fission track thermochronology [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 164: 451 ~ 465.

[81] Blythe A E, House M A, Spotila J A, et al. Strain partitioning and topographic response of fault blocks along the San Andereas fault, southern California, from apatite fission-track, (U-Th) /He and DEM analyses [C] //Noble W P, O'Sullivan P B, Brown R W. Prodeedings of the 9th International Conference on Fission-track Dating and Thermochronology. Sydney: Geological Society of Australia, 2000: 37.

[82] Corrigan P F, Cerveny R, Donelick S C, et al. Postorogenic denudation along the late Paleozoic Ouachitatrend, south central United States of America: Magnitude and timing constraints from apatite fission-track data [J]. Tectonics, 1998, 17 (4): 587.

[83] 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨 [J]. 中国科学: D 辑, 1996, 26 (4): 289 ~ 295.
ZHONG Da-lai, DING Lin. Discussion on the uplift process and mechanism of Qinghai-Tibet Plateau [J]. Science in China: Series D, 1996, 26 (4): 289 ~ 295.

[84] 江万, 莫宣学, 赵崇贺, 等. 矿物裂变径迹年龄与青藏高原隆升速率研究 [J]. 地质力学学报, 1998, 4 (1): 13 ~ 18.
JIANG Wan, MO Xuan-xue, ZHAO Chong-he, et al. Mineral fission-track dates and research on uplifting velocity of Qinghai- Xizang Plateau [J]. Journal of Geomechanics, 1998, 4 (1): 13 ~ 18.

[85] 吴中海, 吴珍汉, 万景林, 等. 华山新生代隆升——剥蚀历史的裂变径迹热年代学分析 [J]. 地质科技情报, 2003, 22 (3): 27 ~ 32.
WU Zhong-hai, WU Zhen-han, WAN Jing-lin, et al. Cenezoic uplift and denudation history of Huashan Mountains: Evidence from fission-track thermochronlogy of Huashan granite [J]. Geological Science and Technology Information, 2003, 22 (3): 27 ~ 32.

[86] Spikings R A, Foster D A, Kohn B P. Phanerozoic denudation history of the Mount Isa Inlier, northern Australia: A record of the response of a proterozoic mobile belt to intraplate tectonics [J]. International Geological Review, 1997, 39 (2): 107 ~ 124.

[87] 万景林, 李齐, 陈文寄. 哀牢山红河左旋走滑剪切带构造隆升时间序列的裂变径迹证据 [J]. 地震地质, 1997, 19 (1): 87 ~ 90.
WAN Jing-lin, LI Qi, CHEN Wen-ji. Fission-track evidence of diachronic uplift along the Ailaoshan-Red River left-lateral srrike-slip shear zone [J]. Seismology and Geology, 1997, 19 (1): 87 ~ 90.

[88] 杨农, 张岳桥. 龙门山断裂活动和川西高原隆升历史的裂变径迹测年 [J]. 地质力学学报, 2010, 16 (4): 359 ~ 360.
YANG Nong, ZHANG Yue-qiao. Fission-track dating for activity of the Longmenshan fault zone and uplifting of the western Sichuan Plateau [J]. Journal of Geomechanics, 2010, 16 (4): 359 ~ 360.

[89] David A F, Gleadow A J W. Structural framework and denudation history of the flanks the kenva and Anza Rifts, East Africa [J]. Tectonics, 1996, 15 (2): 258 ~ 271.

[90] Wagner G A. Fission-track dating [M]. Belin: Kluwer Academic Publisher, 1992.

[91] CUI Sheng-qin, WU Gan-gou, WU Zhen-han, et al. Structural features and stratigrapy of the Ming Tombs-Badaling area [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996.

[92] 况明生, 赵维城. 云南大理点苍山地区更新世晚期沉积地层的测年研究 [J]. 云南地理环境研究, 1997, 9 (1): 49 ~ 50.

KUANG Ming-sheng, ZHAO Wei-cheng. Study on ESR dating of deposition alstratums of late Pleistocene epoch in Diancangshan area about Dali City in Yunnan Province [J]. Yunnan Geographic Environment Reasearch, 1997, 9 (1): 49 ~ 50.

[93] 尹功明, 林敏. 沉积物电子自旋共振测年现状 [J]. 核技术, 2005, 28 (5): 399 ~ 402.
YIN Gong-ming, LIN Min. Present status of ESR dating of sediment [J]. Nuclear techniques, 2005, 28 (5): 399 ~ 402.

[94] Rink W J. Electron Spin Resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry [J]. Radiation Messurements, 1997, 27 (5 - 6): 975 ~ 1025.

[95] 业渝光. 电子自旋共振 (ESR) 测年方法简介 [J]. 中国地质, 1992, (3): 28 ~ 29.
YE Yu-guang. Brief introduction of ESR dating [J]. Chinese Geology, 1992, (3): 28 ~ 29.

[96] 许建东, 周本刚, 魏海泉, 等. 火山岩地区断层活动时代鉴定中的问题及其讨论 [J]. 地震地质, 2008, 30 (2): 553 ~ 560.
XU Jian-dong, ZHOU Ben-gang, WEI Hai-quan, et al. Some discussions on determination of the last active time of fault in areas with Quaternary volcanic activity [J]. Seismology and Geology, 2008, 30 (2): 553 ~ 560.

[97] 陈以建. ESR 测年方法概述 [J]. 核技术, 1988, 11 (11): 59 ~ 60.
CHEN Yi-jian. General aspects of ESR dating [J]. Nuclear Tschniques, 1988, 11 (11): 59 ~ 60.

[98] Tatsuro Fukuchi. Assessment of fault activity by ESR dating of fault gouge: An example of the 500 m core samples drilled into the Nojima earthquake fault in Japan [J]. Quaternary Science Reviews, 2001, 20: 1005 ~ 1008.

[99] 孙瑛杰, 卢演俦, 尹功明. 沂沭断裂带大水场剖面断层泥的 ESR 年代学研究 [J]. 地震地质, 1999, 21 (4): 346 ~ 350.
SUN Ying-jie, LU Yan-chou, YIN Gong-ming. A study on ESR dating for the Dashuichang gouge profile of the Yishu fault zone [J]. Seismology and Geology, 1999, 21 (4): 346 ~ 350.

[100] 徐世渐. 古地磁的应用 [J]. 自然杂志, 1980, 3 (2): 129 ~ 133.
XU Shi-jian. Paleomagnetic applications [J]. Nature Magazine, 1980, 3 (2): 129 ~ 133.

[101] 朱岗崑. 古地磁学基础、原理、方法、成果与应用 [M]. 北京: 科技出版社, 2005: 158 ~ 203.
ZHU Gang-kun. Palaeomagnetism basis, principle, method, results and application [M]. Beijing: Publishing House of Science and Technology, 2005: 158 ~ 203.

[102] 黄宝春, 周姚秀, 朱日祥. 从古地磁研究看中国大陆形成与演化过程 [J]. 地学前缘, 2008, 15 (3): 348 ~ 359.
HUANG Bao-chu, ZHOU Yao-xiu, ZHU Ri-xiang. Discussions on Phanerozoic evolution and formation of continental China, based on paleomagnetic studies [J]. Earth Science Frontiers, 2008, 15 (3): 348 ~ 359.

[103] 李永安, 李强, 张慧, 等. 塔里木及其周边古地磁研究与盆地形成演化 [J]. 新疆地质, 1995, 13 (4): 293 ~ 307.
LI Yong-an, LI Qiang, ZHANG Hui, et al. Palaeomagnetic study of Traim and its adjacent area as well as the formation and evulution of Tarim Basin [J]. Xinjiang Geology, 1995, 13 (4): 293 ~ 307.

[104] 阎顺. 第四纪地质研究进展简介 [J]. 干旱区地理, 1986, 9 (3): 51 ~ 54.
YAN Shun. The quaternary geological research progress [J]. Arid Land Geography, 1986, 9 (3): 51 ~ 54.

[105] 李鹏武, 董学斌, 杨惠新. 古地磁多参考点方法及其在我国西部地体构造演化研究中的应用 [J]. 长春科技大学学报, 1998, 28 (1): 80 ~ 95.
LI Peng-wu, DONG Xue-bin, YANG Hui-xin. Paleomagnetic more reference point method and its application in the western China and tectonic evolution study [J]. Journal of Changchun University of Science and Technology, 1998, 28 (1): 80 ~ 95.

[106] Reiners P W, Farley K A. In fluence of crystal size on apatite (U-Th)/He thermoch ronology: An example from the Bighorn Mountains, Wyoming [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 188: 413 ~ 420.

[107] 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 ~ 425.
CHANG Yuan, XU Chang-hai, ZHOU Zu-yi. (U-Th)/He dating method: α-ejection influence and correction [J]. Advances in Earth Science, 2010, 25 (4): 418 ~ 425.

OVERVIEW OF QUATERNARY DATING METHODS AND THEIR APPLICATION IN NEOTECTONICS AND ACTIVE TECTONICS RESEARCH

TIAN Ting-ting[1,2], WU Zhong-hai[2], ZHANG Ke-qi[2], ZHANG Xu-jiao[1]

(1. *College of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China*;
2. *Institude of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100081, *China*)

Abstract: The quantitative or semi-quantitative research of neotectonics and active tectonics largely relies on the establishment of stratigraphic sequence and the time scale, how to obtain relatively precise the stratigraphic ages and the age of occurrence of geological events is the key factor to determine the neotectonics and active tectonics degree of quantitative research. Currently, about 27 kinds of dating techniques can be applied to the dating of sediments and the deformation measurement of the late Cenozoic, these technical methods can be divided into numerical (absolute) dating, relative dating method and correction dating method. Numerical dating can get a relatively clear absolute age value, so it is commonly used, but is limited by test material or object, therefore it is necessarily in need with relative dating or correction dating method. The application scope of relative dating is widespread, but the lack of adequate accuracy, therefore it needs specific standard to compare. Correction dating is only partly applicable and its applicability depends on the approval of the known geological events, such as volcanic eruptions or pole reversals. All the dating method has its specific dating conditions and scope of application, and may be influenced by various factors leading to errors, such as in the process of numerical dating some non analytical errors may occur. So the reliability evaluation of age results in the study of the Quaternary dating in the neotectonics and active tectonics, needs the synthesis of sediment topography-formation relative temporal sequence, comparation of different dating methods, or the sequential consistency of the same way on the formation, etc. In recent years, the continuous improvement of existing methods and development of experimental methods makes that the precision and quantitative research degree of the neotectonics and active tectonics is improved greatly, especially common dating methods such as the ^{14}C, OSL, U series, cosmogenic nuclides (^{10}Be, ^{36}Cl and ^{26}Al, etc.) and thermochronological dating provide the important means and basis of chronology for the quantitative research of neotectonics and active tectonics. In addition, such as the degrees of soil development, rock weathering and topographical reforming, the development of relative dating also provide a lot of necessary, assistant age restriction for the neotectonics deformation and active tectonics research.

Key words: the Quaternary geochronology; relative dating; neotectonics; active tectonics; paleo-earthquake