中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 5 期： 1988–1992
经典永流传
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

第四纪年代学碳十四和光释光测年技术

张家富*

北京大学城市与环境学院，地表过程分析与模拟教育部重点实验室，北京 100871
* 通讯作者，E-mail：jfzhang@pku.edu.cn

2025-09-22收稿，2026-02-05修回，2026-03-13接受，2026-04-09网络版发表
国家自然科学基金项目(42371004)资助

摘要 本文系统解读了第四纪年代学中碳十四(^{14}C)与光释光(OSL)测年技术的六篇奠基性文献。碳十四测年由Libby于1949提出测年原理，Stuiver于1978年验证其可靠性及校准必要性，Suess在1980发现树轮^{14}C“起伏”现象并揭示其全球性与太阳活动关联性，推动了IntCal校准曲线的建立，从而使该测年技术成为考古和第四纪研究中的重要测年方法。光释光测年由Huntley等在1985提出石英OSL测年原理为先导，Hütt等在1988将其拓展至钾长石红外释光技术，Murray与Wintle在2000改进了释光测年中的等效剂量测量单片再生剂量法(SAR)，显著提升了释光测年的精度与可靠性。这两大技术优势互补，前者主要依托有机材料定年，后者直接测定沉积物中的石英或钾长石矿物，共同为第四纪环境演变、人类活动及气候事件提供了高精度、跨尺度的可靠年代约束。

关键词 第四纪年代学，碳十四测年，校准曲线，光释光测年，单片再生剂量法

1 引言

第四纪是地质历史中气候波动频繁的时期，其冰期-间冰期旋回不仅深刻塑造了地球表层环境，也对人类演化、迁徙与文化发展产生了深远影响。构建可靠的年代标尺，对于理解人类历史，气候变化的幅度和速率，厘清冰川消退、海平面波动以及生态系统演替的时间序列至关重要。年代学为全球不同地区的地层与环境记录提供了独立的/一致的时间标尺，使得区域性记录得以在全球范围内进行对比和综合，从而深化对全球环境变化机制的认识。此外，准确的年代数据是检验气候动力学模型与天文轨道理论的重要依据，为探讨气候变化机制奠定了坚实基础。在考古学中，年代学能够建立人类遗址、文化遗存与环境变化之间的对应关系，揭示人类起源、迁徙及其对环境适应的过程。综上所述，第四纪年代学在构建地球系统历史的时间、理解人地关系演化、量化地质地貌过程、协助考古学研究以及促进多学科知识整合方面，具有不可替代的作用。

第四纪年代学涵盖多种测年技术，其中碳十四(^{14}C)测年与光释光(OSL)测年是应用最为广泛的两种方法。其优势有：(1) 可用于测年的物质在自然界中十分丰富。^{14}C测年主要针对含有机碳的材料(如木材和骨骼等)，也可扩展至某些无机碳酸盐(如贝壳等)；光释光测年则利用地表沉积物中广泛分布的石英与钾长石颗粒。(2) 两者的测年时间范围具有互补性：碳十四测年覆盖最近5万年以来的时段，而光释光测年范围可从几十年延伸至数十万年。这一年代窗口为第四纪地质与古气候事件、现代人类起源与迁徙、农业起源等关键问题提供可靠的年代约束。

2 碳十四测年技术

2.1 碳十四测年理论

在20世纪中期之前，考古学与地质学研究主要依赖于地层层序、火山事件或化石组合等方法进行相对定年。这些方法虽具有一定价值，但存在明显的主观性和局限性。20世纪40年代，威拉德·弗兰克·利比(Willard F. Libby，1908–1980)及其合作者基于^{14}C放射性同位素的衰变

中文引用格式：张家富. 2026. 第四纪年代学碳十四和光释光测年技术. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1988–1992, doi: 10.1360/SSTe-2025-0313
英文引用格式：Zhang J F. 2026. Radiocarbon and optically stimulated luminescence dating techniques in Quaternary geochronology. Science China Earth Sciences, 69(5): 1946–1950, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1903-1

© 2026《中国科学》杂志社

特性，提出了通过测量有机物质中残留^{14}C含量来推算其年代的方法。^{14}C是一种天然存在的放射性同位素，由宇宙射线与大气中氮(^{14}N)发生核反应生成，并迅速氧化为二氧化碳，参与全球碳循环。它与稳定碳同位素(^{12}C和^{13}C)共同被生物吸收并进入有机体。生物死亡后，碳交换过程停止，残留的^{14}C以半衰期5720±47年(现在5700±30年)的速率发生衰变。在假定^{14}C生成与衰变速率达到平衡，大气^{14}C浓度保持恒定，且全球分布均匀的前提下，通过测定样品中残留^{14}C的比活度，即可计算其死亡年代(Libby等，1949)。

为验证该假设，利比团队利用专门设计的屏壁计数器(Screen wall counter)，系统测量了来自全球不同地区的现代树木、海洋贝壳及海豹脂肪等样品的^{14}C放射性比活度，旨在检验当代大气-生物圈中^{14}C是否具有全球一致性，进而评估放射性碳定年方法的可行性与精度。实验结果表明，所有现代木材样品的^{14}C比活度在测量误差范围内一致，加权平均值为12.5±0.2 cpm g^{-1}(每分钟计数/克)，证实了现代生物体中^{14}C水平的全球均一性，为碳十四定年法奠定了理论基础。此外，海洋贝壳与南极海豹脂肪样品的^{14}C活度分别为14.1±0.3和10.4±0.7 cpm g^{-1}，这些差异反映了碳在海洋环境及极地生态系统中的循环特征。

在验证现代样品均一性的基础上，利比等人进一步推论古代体系应遵循相同规律。为此，他们对两件已知年龄的古埃及墓穴木材样本(年代分别为4575±75年和4650±75年)进行了测定。根据半衰期推算，理论预期比活度为7.15±0.15 cpm g^{-1}，而实测加权平均值为7.04±0.20 cpm g^{-1}，两者在1σ误差范围内高度吻合。这表明^{14}C推定年龄与历史/考古年龄一致，首次实现了使用物理化学方法准确测定数千年前考古样本的年代。

利比等人的研究是一项里程碑式的工作。通过精巧的实验设计、严谨的数据分析和全球样本验证，该研究成功将碳十四定年从理论构想转化为可靠的实践工具，标志着放射性碳定年法的正式诞生。它不仅准确测定了古埃及文物的年代，更重要的是，为考古学、地质学、古气候学及人类学研究提供了第一种可靠的、定量的绝对断代方法，从而引发了上述领域的范式革命。此项贡献直接促使利比获得1960年诺贝尔化学奖。值得指出的是，该研究虽具开创性，但仍属初步阶段，存在一定局限性，如大气^{14}C浓度恒定假说需进一步验证，测量精度亦有待提高。这些局限为后续研究指明了方向，推动了定年技术的持续优化与跨学科应用拓展。

2.2 碳十四测年的可靠性

自Libby等(1949)提出^{14}C测年法以来，该方法在考古学与地质学研究中得到了广泛应用。然而，随着研究的深入，学者们发现^{14}C年龄与树轮、冰芯等独立年代数据之间存在系统性偏差，引发了对^{14}C测年结果可靠性的质疑。^{14}C定年基于一个关键假设：大气中的^{14}C浓度在过去保持恒定。但实际上，大气^{14}C浓度并非恒定，而是受太阳活动、地磁场变化、宇宙射线通量、全球碳循环(包括大气–海洋–生物圈之间的交换)、火山活动及人类活动等多种因素影响。因此，未经校准的^{14}C年龄(俗称“放射性碳年龄”)常偏离真实的日历年龄，常规报告的^{14}C年龄(Radiocarbon age，BP，BP表示公元1950年前)并不直接等同于日历年龄(Calendar age，BC/AD)，必须借助独立年代学方法进行比对与校准(Stuiver，1978)。

树轮年龄可提供绝对的日历年序列。通过测定已知日历年龄的树木年轮中的^{14}C含量，可重建过去大气^{14}C水平的变化曲线，进而将^{14}C年龄校准为日历年龄。至1978年，树木年轮校准曲线已可追溯至距今(1950年前，BP)约7500年。Stuiver(1978)通过对美国华盛顿州道格拉斯冷杉树轮的^{14}C测年发现，在公元1500–1950年间(近450年)，大气^{14}C浓度在世纪尺度上存在显著波动。这使得^{14}C年龄与日历年龄之间的关系呈现高度非线性和复杂性，单一^{14}C年龄常对应多个可能的日历年龄区间。因此，该研究明确指出，^{14}C年龄——尤其是对于高分辨率年代学研究(如百年尺度定年)——必须使用树轮校准曲线进行校准，否则可能导致显著误差。短期波动校准对高精度年代学尤为关键。文中还明确提出“苏斯效应”(Suess Effect)：即工业革命后，大量化石燃料燃烧释放几乎不含^{14}C的二氧化碳进入大气，稀释了大气中的^{14}C浓度，导致20世纪样品的^{14}C测年结果偏老。这是关于工业活动对^{14}C测年影响的早期明确论述。

不同测年方法基于不同的物理机理和测年材料。对同一事件，一种方法所测得的年代可为另一种方法提供独立的年代控制，通过多种方法交叉验证可提高年代结果的可靠性。Stuiver(1978)对距今9000–32000年范围内的^{14}C年代的可靠性进行了系统检验。研究采用了其他三种独立测年技术对相应样品进行测定，包括湖泊沉积物的^{230}Th/^{234}U测年、火山熔岩的热释光测年以及湖泊和海洋沉积物的磁性地层定年。结果表明，在该时间范围内，这三种独立方法所得的年龄与^{14}C年龄在两个标准误差范围内一致，最大偏差不超过2000年。若将^{14}C的半衰期从Libby最初使用的5568年修正为更精确的5730年，平均偏差可进一步缩小至约700年，证实了^{14}C测年在总体上的可靠性。

Stuiver的这项研究首次系统评估了^{14}C定年在较老年代范围内的可靠性，为后续国际校准曲线(如IntCal系列)

的建立奠定了理论与方法学基础。该研究强调了对^{14}C年龄进行校准的必要性，尤其是近期年代的高精度校准。它推动了树轮年代学与^{14}C测年相结合的研究发展，并促使校准曲线逐渐延伸至更古老的时间尺度。该论文成为考古学、古气候学及地质学领域中解释^{14}C年代时必须引用的里程碑式工作。

2.3　树轮记录的大气碳十四变化及其对碳十四年龄校准的指示意义

正如前文所述，放射性碳定年法建立于一个基本假设之上，即大气中的^{14}C浓度在过去保持恒定。然而，Suess(1980)基于树轮年代学分析发现，大气中^{14}C/^{12}C的比率并非恒定，而是存在持续波动。1969年，在乌普萨拉大学举行的第12届诺贝尔研讨会上，Suess首次展示了树轮^{14}C记录(以^{14}C/^{12}C比值表示)中存在波动的证据。这种波动造成所谓的“起伏”(wiggles)现象，表现为^{14}C校准曲线中出现反复的高低起伏，对Libby提出的“恒定假设”提出重要挑战。

当时学术界对此存在三大争议：(1) 这些起伏或波动是真实自然现象，还是实验误差或随机噪声? (2) 波动是否具有全球一致性，抑或仅局限于特定区域? (3) 波动属随机发生，还是具有可识别的模式或周期性? 为回答这些问题，Suess依托加州大学拉霍亚(La Jolla)放射性碳实验室长达十余年积累的大量样本数据，对上述争议给出了明确结论：大量数据证实^{14}C起伏确实存在，且属全球大气的共同信号。该研究为后来的国际校准曲线(如IntCal系列)奠定了基础，并将^{14}C波动从“实验噪声”提升为一个新的地球物理参数，揭示出太阳活动、地磁场变化及大气-海洋碳循环对^{14}C生成与分布的控制机制。

Suess的研究主要基于美国狐尾松(其年轮记录可追溯超过8000年)和欧洲橡树的树轮样本。拉霍亚实验室的测量相对标准误差约为±4‰(相当于约±32年)，在当时属较高精度。研究采用样条函数(spline function)对数据进行拟合，以平滑部分实验噪声，同时保留显著的波动特征；并运用傅里叶分析(Fourier analysis)等数学方法识别数据中隐藏的周期性。研究发现：(1) 大气中的^{14}C波动是真实存在且非随机的地球物理现象，并非实验误差所致；(2) 傅里叶分析显示^{14}C变化存在203年的显著周期，尤其在公元前3300年之前与公元前1000年之后表现明显。此外，还可能存在500年、1000年及2000年尺度的波动，但统计显著性较低；(3) ^{14}C含量的上升速率远快于下降速率，上升1%约需20年，而下降1%则需40年以上。该不对称性为判断波动成因提供了重要线索；(4) 北美与欧洲两地记录的^{14}C波动在振幅与时间上高度同步，这一重要发现表明^{14}C波动反映的是全球大气^{14}C浓度变化，而非区域或局部因素(如土壤碳循环、树种差异等)所致。大气混合的时间尺度(<2年)远短于^{14}C变化周期，进一步佐证其全球性；(5) 识别出若干千年尺度的波动特征，如公元1500年与1700年左右的^{14}C峰值，可能与历史上的太阳活动极小期(如斯波勒极小期、蒙德极小期)及小冰期气候事件相关。此外，公元前300年与700年左右的强烈波动，也可能与欧洲极端气候事件存在联系。Suess认为，导致大气^{14}C波动的主要因素包括：太阳活动调制^{14}C产率、大气-海洋碳循环变化以及地磁场强度变化，其中太阳活动对宇宙射线通量的调制可能是主导机制。

Suess的研究通过严谨的数据分析与大量实验证据，有力证实了树轮^{14}C波动的真实性、全球性及非随机周期性特征(特别是203年周期)，其成因主要与太阳活动调制宇宙射线通量有关。该工作彻底打破“大气^{14}C浓度恒定”的假说，表明^{14}C年龄不能直接等同于日历年龄，必须通过校准曲线(Calibration Curve)转换为真实日历年龄，从而极大提高了定年精度。

此外，该研究说明树轮^{14}C记录成为反演过去太阳活动强度与气候变化的独特档案。通过分析^{14}C波动，可追溯远早于仪器记录时期的太阳行为，开辟了利用^{14}C作为代理指标研究太阳-气候-碳循环相互作用的新领域。此项工作为后续数十年的相关研究奠定了基础，至今IntCal等多个国际团队仍在持续更新与扩展校准曲线，其在精度与时间范围上均已远超Suess时代。

2.4　碳十四测年小结

Libby等(1949)开创了碳十四测年技术，Stuiver(1978)验证了其可靠性，而Suess(1980)则揭示了校准曲线中“起伏”现象的物理意义与全球性特征，推动了校准曲线的建立与发展。Stuiver与Suess的工作共同为国际IntCal校准曲线提供了理论与数据基础，标志着放射性碳定年方法从初步建立走向不断完善和应用拓展的关键阶段。

3　光释光测年技术

3.1　石英光释光现象的发现及石英光释光测年

尽管^{14}C测年技术得到了广泛应用，但其存在明显的局限性，如对有机材料保存状态的依赖、有限的测年范围(通常不超过5万年)以及样品与目标事件之间关联的不确定性，尤其对于沉积事件，^{14}C方法并非直接定年，因此迫切需要一种能够直接测定矿物埋藏年龄的方法。光释光(Optically Stimulated Luminescence，OSL)测年技术

正是为此而发展起来的，其测年材料主要为地表沉积物中常见的石英或钾长石颗粒。该方法测定的是沉积物最后一次暴露于阳光至今的时间，即埋藏年龄，也称为样品的光释光年龄。

1985年，加拿大西蒙菲莎大学的Huntley教授及其合作者(1985)受沉积物热释光(Thermoluminescence，TL)测年的启发，提出了沉积物的光释光测年方法。释光测年(包括热释光和光释光)的基本原理为：天然矿物晶体在周围放射性核素衰变所产生的电离辐射作用下，不断吸收并累积能量；通过在实验室测量样品累积的总辐射能量(即等效剂量)，并结合年剂量或剂量率，即可计算出样品的年龄。Huntley等(1985)提出，当矿物暴露于阳光下时，吸收的可见光光子可释放其陷阱中捕获的电子，该类电子被称为光敏电子。若该设想成立，则可通过测量释光信号来确定沉积物或考古样品最后一次见光到现在的时间。他们指出，实现该设想的关键在于使用强光激发以释放捕获电子，并测量其复合时所产生的光释光信号。

为验证这一理论，研究团队设计了一套测量装置，采用氩离子激光(514.5 nm)作为激发光源，样品处光强约为50 nW cm^{-2}。使用光电倍增管检测样品发出的光释光信号，并通过滤光片排除非目标波长干扰，最终测量波长约为400 nm的释光信号。研究者设计了两组实验以验证方法的可行性：在第一组实验中，选取来自滨海沙丘和土壤地层、年龄与地层层位明确的石英颗粒(100 μm)样品，这次实验首次获得了石英光释光衰减曲线——即光释光信号随激发时间呈非指数衰减。实验同时表明，在0至700 ka范围内，样品的光释光强度随年龄增加而增强，表现出正相关关系。

在第二组实验中，样品经250 °C预热以去除热不稳定信号组分，再通过伽马射线辐照并采用附加剂量法外推得到等效剂量，由此建立了首条光释光信号的剂量响应曲线。在三种不同沉积环境的石英样品测试中，第一个样品的光释光年龄与已知的热释光及^{14}C年龄一致；第二个样品的光释光与热释光年龄相符，但均为预期年龄的两倍；第三个样品为现代海滩沙，其等效剂量理应为零，实际测量却达8 Gy，且热释光等效剂量更高。作者认为该样品在沉积时未被充分晒退(即原来的光释光信号清零不彻底)，导致残留信号偏大。这些实验还表明，激发时间与释光信号之间的关系以及预热温度的选择，对评估信号稳定性及结果可靠性至关重要。该文所提出的技术挑战，如不完全晒退等问题，亦成为后续研究的重要方向。

在沉积物热释光测年中，所测信号包含对光不敏感的捕获电子，导致部分信号难以通过光照彻底清零，因此影响了定年结果的可靠性。而光释光测年仅针对光敏感陷阱中的电子，只需短暂(可短至数十秒)暴露在日光下即可完全重置“地质时钟”。Huntley等人的工作推动了释光测年从热释光向光释光的技术转变，开创了沉积物定年研究的新领域，奠定了光释光测年的实验框架与设备标准，使其成为考古学、第四纪地质学及古环境研究中不可或缺的年代学工具。

3.2 钾长石红外光释光现象的发现及钾长石红外光释光测年

在Huntley等(1985)的研究发表之后，学者们逐渐将激发光源从激光扩展至不同波段的可见光，并将该方法应用于钾长石等矿物，以测定沉积物的埋藏年龄。在1987年于英国剑桥举办的第五届国际热释光与电子自旋共振测年研讨会上，爱沙尼亚科学院地质研究所的Galina Hütt(1937–2000)等学者(1988)报告了利用红外光激发钾长石产生释光信号的方法，即红外光释光技术。

为探究钾长石对激发光谱的响应特征，作者设计了一套高灵敏光学探测系统，采用氙灯作为激发光源，并通过单色仪与滤光片获得550–1500 nm(2.25–0.83 eV)波段的激发光，测量的释光信号波长约为400 nm(3.1 eV)。实验样品包括自然状态与经过人工辐照的钾长石颗粒。

实验结果表明，在该激发光谱范围内，钾长石呈现出多个明显的释光特征峰，分别位于约2.25 eV(490 nm)、1.43 eV(866 nm)和1.33 eV(932 nm)。其中490 nm处于可见光区，866 nm与932 nm属于红外光区；经辐照的样品还出现一个相对不稳定的1.29 eV峰。尽管峰值位置在不同样品中略有偏移，但这些峰一致表明在1.30–2.25 eV能量区间内存在多种陷阱能级。进一步分析显示，490 nm可见光与866 nm红外光所激发的光释光信号，随辐照剂量增加呈现一致的增长行为，说明二者源自同一陷阱能级。该陷阱为热激活能约2 eV的深光敏陷阱，既可由可见光也可由红外光晒退清零。尽管激发机制有所不同，研究表明波长在550–950 nm范围内的光均适用于钾长石的光释光测年。由于红外光波长与所探测的释光信号波长(400 nm)相差较大，因此在记录释光信号时更易于分离背景干扰，具有一定的技术优势。作者推测该方法可测定距今约2–600 ka的样品年代。

Hütt等(1988)关于钾长石红外光释光现象的发现，是继Huntley等(1985)提出石英光释光测年方法之后，释光测年技术发展的又一重要里程碑。由于石英与钾长石在释光特性(如信号灵敏度与测年范围)上存在差异，钾长石红外光释光技术不仅为沉积物测年提供了新的工具，

更拓展了可测年限的范围，使得更老样品的定年成为可能。此外，对比同一沉积物样品中石英的光释光年龄与钾长石的红外光释光年龄，已成为检验释光测年结果可靠性的重要手段之一。

3.3　沉积物光释光测年中的等效剂量测量方法

沉积物释光测年中的等效剂量(De)是通过比较样品的自然释光信号与实验室人工辐照产生的释光信号，获取样品自上次曝光以来在埋藏期间所累积的辐射能量。为此研究者发展了多种实验方法，如再生剂量法和附加剂量法。在这些方法中，生长曲线外推、测量过程中的灵敏度变化以及热转移效应等因素均会对结果产生重要影响。

针对上述问题，丹麦Risø国家实验室的Andrew Murray教授与英国威尔士大学的Ann Wintle教授于2000年共同提出了改进的单片再生剂量法(Single-Aliquot Regenerative-dose，SAR)，用于石英的释光测年(Murray和Wintle，2000)。该方法在测量自然或再生释光信号(L_i)后，对样品施加一个固定的测试剂量，随后加热至一定温度(如160 °C)以清空与110 °C热释光峰相关的陷阱，再测量该测试剂量所诱发的光释光信号(T_i)。通过计算L_i/T_i比值，对灵敏度变化进行校正。利用一组不同大小的再生剂量(包括一个重复剂量和一个零剂量)，建立校正后的剂量响应曲线，并通过插值求得等效剂量。重复剂量用于验证灵敏度校正的有效性，零剂量则用于评估热转移程度。经此校正，光释光信号在测量过程中因辐照、加热或光激发所引起的灵敏度变化得以有效克服。该方法的关键实验参数(如预热温度、测试剂量大小、信号积分区间和本底扣除方式等)可根据具体样品的释光特性进行灵活调整。所有测量可在单个样品片上完成，该片可承载单一石英或钾长石颗粒。SAR法不仅适用于被加热材料，也广泛用于沉积物样品，其适用性可通过剂量恢复实验进行内部验证。

Murray和Wintle(2000)对SAR法的系统改进，确立了一种稳健、广泛适用的石英光释光测年标准流程，成为该领域的重要里程碑，极大地推动了释光测年在考古与第四纪环境研究中的应用。此后，该方法进一步拓展至钾长石的红外释光测年，并发展出高温红外后红外释光(post-IR IRSL)技术以及单颗粒测年方法等。

3.4　光释光测年小结

上述三篇释光测年经典文献共同奠定了光释光测年技术的理论与方法基础：Huntley等(1985)首次提出光释光测年的基本原理，利用日光晒退归零与光激发释光信号的手段，实现了对沉积物年代的直接测定；Hütt等(1988)发现钾长石中的深陷阱(~2 eV)可被可见光与红外光激发，建立了红外光释光测年方法，拓展了释光测年的材料与激发方式；Murray和Wintle(2000)则通过引入测试剂量与系统校正程序，显著提升了测年精度与可靠性。它们共同推动了从热释光向光释光测年的范式转变，构建出更精确、适用范围更广的年代学技术体系。

4　总结

碳十四与光释光测年是当前第四纪和考古研究中广泛应用的两种定年方法。在实际应用中，二者结合可有效弥补各自局限，扩展可靠测年范围，并通过交叉验证增强年代学结果的可靠性。它们的协同使用使我们能够更精确地厘定人类迁徙历史、冰期-间冰期旋回及突发环境事件的时代，为第四纪研究、考古定年与古环境重建提供坚实年代学基础。

参考文献

Huntley D J, Godfrey-Smith D I, Thewalt M L W. 1985. Optical dating of sediments. Nature, 313: 105–107

Hütt G, Jaek I, Tchonka J. 1988. Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. Quat Sci Rev, 7: 381–385

Libby W F, Anderson E C, Arnold J R. 1949. Age determination by radiocarbon content: World-wide assay of natural radiocarbon. Science, 109: 227–228

Murray A S, Wintle A G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat Meas, 32: 57–73

Stuiver M. 1978. Radiocarbon timescale tested against magnetic and other dating methods. Nature, 273: 271–274

Suess H E. 1980. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. Radiocarbon, 22: 200–209

（责任编委：鹿化煜）