

放射性炭素年代測定法

—問題點과 研究動向—

崔 珍 植*

《目 次》

- | | |
|---------------------------------------|--------------------------|
| 1. 머리말 | 4) 其他의 問題들 |
| 2. ¹⁴ C年代 測定法の 基本原理과 假定 | 4. 測定方法의 革新과 古氣候 研究에의 應用 |
| 3. ¹⁴ C年代 測定法の 問題點과 年代의 補正 | 1) 測定方法의 革新 |
| 1) 大氣中 ¹⁴ C량의 變化에 따른 問題 | 2) 古氣候 研究에의 應用 |
| 2) 標準試料과 年代의 補正 | 5. 要約 및 結論 |
| 3) 汚染과 試料의 問題 | |

1. 머리말

第四紀 후기 이후의 編年研究에 가장 널리 쓰이는 年代測定法の 하나가 放射性炭素(¹⁴C)法이다. 왜냐하면 이 방법은 그 測定材料가 散在하고, 적용범위가 先史時代나 歷史時代に 해당되어 이미 實年代가 알려져 있는 試料에 대한 測定을 통해 編年이 갖는 誤謬(Errors)를 발견하기 容易하기 때문이다.¹⁾ 이 방법은 1930년대부터 그 실마리가 풀리기 시작하여²⁾ 1950년대 초에 이르러 W.F. Libby를 중심으로 그 基本原理과 技術이 체계화되었다.³⁾ 그 이후 많은 문제점이 노출되어 일부에서는 이 방법의 전체 혹은 일부에

대해 비판론을 제기하기도 하였다. 그러나 문제점을 발견할 수 있고, 그것을 해결하려고 한다면 어느 정도 신뢰성 있는 編年을 얻을 수 있다는 立場이 지배적이어서 전세계적으로 測定實驗室의 수와 측정된 編年의 수가 급증하게 되었다.⁴⁾

우리나라에 이 방법이 처음 소개된 것은 1960년대 초이며⁵⁾, 1968년에는 原子力研究所에 液體閃光計數管(Liquid Scintillation counter)이 설치되어 주로 考古學이나 歷史學 분야의 자료에 대한 계측을 하여 왔다.⁶⁾ 그동안 측정결과에 대한 견해의 차이가提起되기도 하였으나 한편, 정확한 해석을 하려는 研究도 계속되어 왔다.⁷⁾ 그러나 최근 同 研究所가 大德園地로 옮기면서 國

* 서울大學校 社會科學大學 地理學科 講師

- 1) J. Terasmae, 1984, "Radiocarbon Dating: Some Problems and Potential Developments," Quaternary Dating Methods, Elsevier, pp. 1~16.
- 2) M.D. Kamen, 1963, "Early History of Carbon-14," *Science* 140, pp. 584~590.
- 3) W.F. Libby, 1952, Radiocarbon Dating, Univ. of Chicago Press, Chicago, 124p. (Libby는 이 공로로 1961년 노벨화학상을 수상하였다).
- 4) 전세계적으로 실험실의 수는 100여개가 넘으며, 1976년 한 해의 측정 표본수는 15,000여개에 이른다.(J. Terasmae, p. 3)
- 5) 채병서, 1961, "放射能에 의한 새로운 年代測定法", 考古美術 2~2, pp. 9~10.
- 6) 첫 실험성과로는 石壯里 第一地區의 木炭측정에서 30,690±2,000 B.P.(AERIK-5)의 결과를 얻은 것이다. 1974년까지 전문잡지인 Radiocarbon誌에 발표한 것으로 98개(그 중 연대 측정치는 55개)가 있는데 그 가운데 외국의 자료 12개도 포함된다.
- 7) 이용조, 1975, "방사성 탄소 연대 측정과 한국의 선사시대 편년문제—H.E. Suess이론을 중심으로—", 歷

內的測定은 중단된 상태에 있어 외국의 實驗室에 의뢰하는 실정이다.

古環境研究에 관심을 갖는 自然地理學 分野에서도 이 方法에 의한 編年의 이용이 증가되고 있다. 그러나 우리에게 제시된 ^{14}C 年代를 올바르게 理解하고 解釋하기 위하여는 그 方法의 原理·假定·年代補正法 및 주요 問題點들을 어느 정도 알고 있어야 할 것이다. 그러나 실제로 문헌에서 우리에게 제시된 年代, 즉 $30,690 \pm 2,000$ B.P.(AERIK-5)는 평균치에 표준 편차의 형태와 實驗室과 試料番號 외에는 앞에서 제시한 어떤 情報도 반영하지 않고 있다. 따라서 본 短報에서는 ^{14}C 年代測定法에 대한 理解를 돕기 위하여 그 方法의 개요와 주요 問題點을 紹介하였으며, 다음으로 최근의 研究動向이나 앞으로의 發展方向을 제시하였고, 특히 古氣候研究에 대한 이 方法의 응용 가능성을 調査하였다.

2. ^{14}C 年代測定法의 基本原理와 假定

放射性炭素(^{14}C)는 그림 1에서 보는 바와 같이

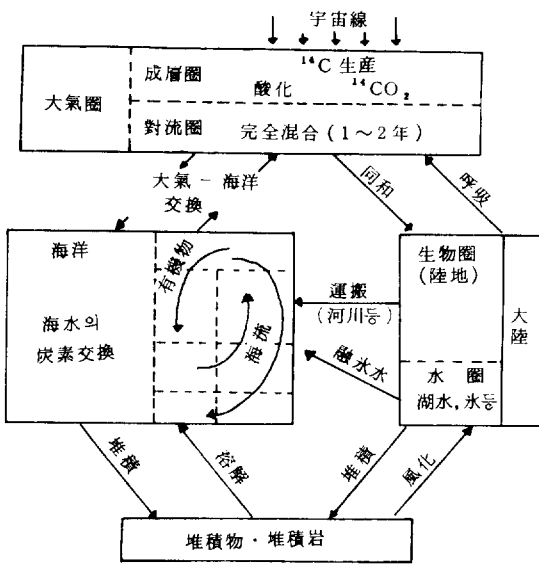


그림 1. 炭素의 循環(After R.S. Bradley, 1985, p. 50)

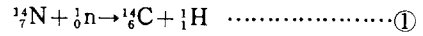
史學報 68輯, pp. 539~578.

——, 1977, “한국 고고학의 편년에 대한 연구—MASCA의 방사성 탄소 연대해석을 중심으로—”, 韓國史研究 15, pp. 5~44.

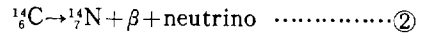
8) R.S. Bradley, 1985, *Quaternary Paleoclimatology*, Allen & Unwin, Boston, pp. 48~53.

9) 遠藤邦彦, 1978, ^{14}C 年代測定法, ニューサイエンス社, p. 99.

宇宙線(Cosmic ray) 起源의 中性子가 成層圈 中에서 窒素原子와 作用하여 다음 ①식과 같이 생성된다.



이렇게 생성된 ^{14}C 은 곧 다른 安定炭素(^{12}C , ^{13}C)와 함께 산화되어 CO_2 로 전환된 후 對流圈에 이르면 1~2년 사이에 급속히 擴散되므로 大氣 中의 ^{14}C 농도는 地域差가 없이 平衡狀態가 된다. 이런 大氣로부터 光合成過程을 통해 炭素를 섭취하는 植物이나 이 植物을 먹는 動物들도 대기와 같은 濃度의 ^{14}C 을 組織內에 갖게 된다. 한편, 大氣권 CO_2 를 교환하는 水圈도 같은 濃度를 유지하게 되므로 氣圈-水圈-生物圈은 同一 濃度로 平衡狀態를 이루고 있다. 이런 平衡狀態의 系에서 有機體가 孤立되면, 體內의 ^{14}C 은 다음 ②식과 같이 β 粒子를 放出하며 崩壞된다.



여기서 崩壞率(半減期, Half life)을 안다면 어떤 標本이 地球의인 系에서 孤立된 이후의 시간 길이(年代)를 計算할 수 있게 된다.⁸⁾

Libby는 다음과 같은 계산식을 제시하였다. 즉, 標本 中의 β 선 방출량을 A , 경과된 시간을 t 라 하면

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad A_0 : \text{현재의 } ^{14}\text{C} \text{ 활동}$$

$$\lambda : \text{붕괴상수}$$

$$\ln\left(\frac{A}{A_0}\right) = -\lambda t$$

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{A}{A_0}\right) \dots\dots\dots ③$$

③식에서 ^{14}C 의 평균 수명($\frac{1}{\lambda}$) 대신 반감기 $T^{1/2}$ 을 사용하여 $\lambda = \frac{\log e^2}{T^{1/2}}$ 가 되며 여기서 $T^{1/2} = 5570$ 년이라고 하면 t 는 다음과 같다.

$$t = -\frac{5570}{0.693} \log_e\left(\frac{A}{A_0}\right) \dots\dots\dots ④$$

④식에서 t 를 計算할 수 있다.⁹⁾

표본 중의 β 방출량(A)을 계수하는 데는 전통적으로 비례가스계수법(Proportional gas counters)과 액체섬광계수법(Liquid scintillation counters)이 이용되고 있다.¹⁰⁾

현재의 탄소 1g은 분당 약 15개의 β 粒자를 방출한다(A_0). 그러나 自然放射線(Background)에서는 분당 약 1,500개 이상의 β 粒자가 방출되고 있어 이 Background를 줄이는 특수한 施設이 없는 한 표본의 방사능 활동을 측정하기는 어렵다.¹¹⁾ 이 1,500여개의 Background 중에서 약 2/3는 주변에서 오는 것으로 이들은 투과력이 비교적 약하기 때문에 20~25cm 두께의 철판 속에 계수관을 두면 제거될 수 있다. 나머지 약 1/3은 高 Energy의 宇宙線 기원으로 투과력이 매우 크기 때문에 지하에 설치하거나 反同時計數管(Anticoincidence counter) 같은 특수시설로 해결 가능하다. 그러나 계수기 재료 자체의 물질이 방출하는 Background는 제거시킬 수가 없어 Background는 결코 Zero가 되지 못한다. 이 경우 충분한 시간(24시간 이상)에 걸쳐 측정함으로써 통계적인 측정 오차를 줄이게 된다.¹²⁾

이상의 基本原理와 計測方法은 다음과 같은 假定下에서 그 妥當性이 인정된다.

첫째, 지난 70,000년간 動·植物組織 內的 ^{14}C 의 初期活動(Initial activity)은 一定하였으며, 時間과는 독립적이었다.

둘째, ^{14}C 의 初期濃度는 地理的 位置나 動·植物種과는 독립적으로 一定하다.

세째, 標本은 어떤 現代炭素(Modern carbon)나 古炭素(Old carbon)로도 汚染(Contamina-

tion)되지 않았다.

그러나 이런 基本假定들은 그 후 계속된 연구에서 실제와 差異가 있음이 밝혀지게 되어 問題로 제기되었다.

3. ^{14}C 年代測定法の 問題點과 年代의 補正

(1) 大氣中 ^{14}C 량의 變化에 따른 問題

^{14}C 年代測定法の 基本 가정은 ^{14}C 年代測定의 有效期間 동안 대기중의 ^{14}C 량이 一定하여 현재의 생물이 갖는 ^{14}C 농도와 표본 생존시의 ^{14}C 농도가 같다는 점이다. 그러나, 대기 중 ^{14}C 량은 일정한(Systematic) 변화를 하고 있음이 H.E. Suess¹³⁾, H. de Vries¹⁴⁾, C.W. Ferguson¹⁵⁾, M. Stuiver¹⁶⁾ 등에 의하여 확실해졌다. 나무 나이테를 이용한 樹輪年代學(Dendrochronology)에서 연대가 밝혀진 나이테 중의 ^{14}C 량을 조사하여 de Vries는

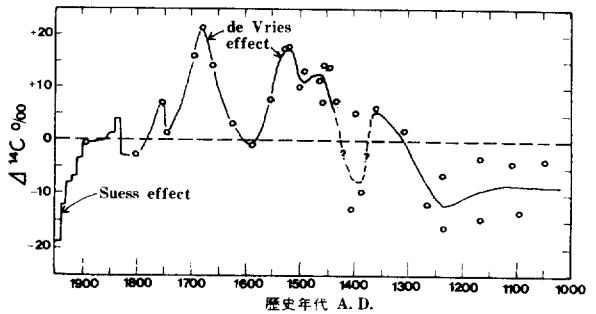


그림 2. de Vries effect와 Suess effect. (After Gunter Faure, 1977, p. 311)

10) 前者는 가스(CO_2 , 메탄, 아세틸렌 등)로 전환된 ^{14}C 에서 β 선이 방출됨으로 해서 생기는 방전의 회수를 측정하여 이에 비례하는 β 선을 계수하는 방법이고, 後者는 아세틸렌에 벤젠을 합성하고 여기에 硫化亞鉛 같은 유기형광체를 용해시켜 β 선이 형광체를 자극할 때 생기는 閃光(Scintillation)을 예민한 광전관에서 전기신호로 바꾸고, 이 섬광의 회수를 측정하여 β 선을 계수한다.

11) Gunter Faure, 1977, *Principles of Isotope Geology*, John Wiley, pp.314~316.

12) 放射線量的 통계적 측정 오차는 계수치가 N이라면 $N \pm \sqrt{N}$ 이 된다. 측정시간이 t분이라면 $\frac{N}{t} \pm \frac{\sqrt{N}}{t}$ 됨으로 계측시간이 길수록 측정 오차는 적어진다.

13) H.E. Suess, 1968, "Climatic Changes, Solar Activity and the Cosmic-ray Production Rate of Natural Radiocarbon," *Causes of Climatic Change*, Mitchell Jr. J.M. ed., Meteorological Monographs 8~30, 147p.

14) H. de Vries, 1958, "Variations in Concentration of Radiocarbon with Time and Location on Earth," *Koninkl. Ned. Akad. Westensch. Proc. B* 61, pp.94~102.

15) C.W. Ferguson, 1968, "Bristlecone Pine: Science and Ethics," *Science* 159, pp.839~846.

16) M. Stuiver and H.E. Suess, 1966, "On the Relationship between Radiocarbon Dates and True Samples Ages," *Radiocarbon* 8, p.537.

그림 2에서 보는 바와 같이 1700~1500 A.D. 당시의 ^{14}C 활동은 19세기 때보다 약 2% 정도 높았음을 알고 대기중 ^{14}C 량은 체계적인 변화를 한다 하였다(이를 de Vries Effect라 한다). 한편, H.E. Suess는 20세기의 나무가 갖는 ^{14}C 활동은 19세기 나무보다 약 2% 정도 낮았는데, 이는 산업혁명 이래 화석연료의 연소로 대기중에 '죽은 탄산가스(Dead CO_2)'의 유입이 많았기 때문이라 하였다(이를 Suess Effect라 한다). 또 주로 Bristle Cone Pine(Pinus Aristara)과 Sequoia(Sequoia Gigantea)의 나이테 연구에서 과거 8681년까지의 연대가 밝혀짐에 따라 이 나무 나이테연대와 ^{14}C 연대간의 관계와 ^{14}C 年代를 實年代(True age)로 補正(Correction)하는 方法이 여러 사람에게 의하여 연구되었다.¹⁷⁾ Klein et al

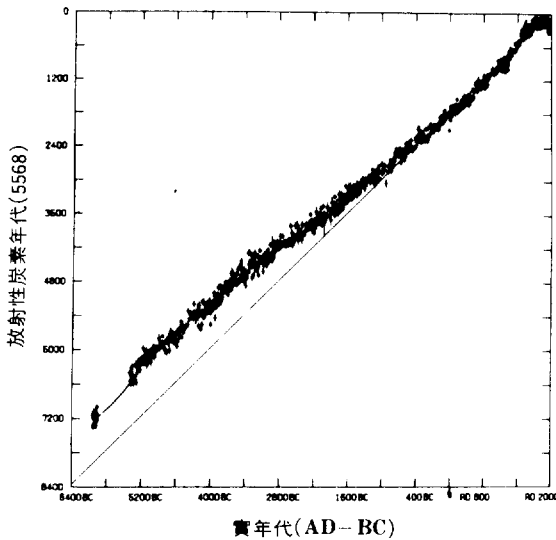


그림 3. 放射性炭素年代(年 BP)와 實年代(나무 나이테연대)의 관계. 직선은 절대 일치선, 2500B.P. 이전은 ^{14}C 연대가 實年代보다 적게 나타난다(After Klein et al. 1982.)

은 6000B.P. (B.P.는 Before Present 혹은 Before physics의 첫 자로 1950년을 기준으로 한다.)까지의 ^{14}C 연대로 나무 나이테 연대의 관계를 조사하여 그림 3에서 보는 바와 같이 약 2,500B.P.까지는 두 연대가 거의 一致(± 100 년 정도)로 하나 그 이전은 實年代보다 약 1000년 정도 과소평가되고 있음을 밝혔다.¹⁸⁾

현재 ^{14}C 연대를 補正하기 위한 Diagram¹⁹⁾이나 換算表²⁰⁾가 만들어져 있어 최근 8,000년 정도까지의 歷史的·考古學的 事件이나 環境의 變化相을 직접 ^{14}C 연대와 비교해 볼 수 있다. 반면에 그 이전의 것을 알려면 水縞粘土編年(Varve chronology)에 의존할 수 있으나 Varve편년 자체가 갖는 誤差 때문에 아직 정확성은 미지수이다. 이것을 바탕으로 현재 32,000B.P.까지의 대기중 ^{14}C 농도가 계산되어 있다.²¹⁾ 여기에 의하면 과거 9,000~32,000B.P. 사이에 ^{14}C 연대는 實年代와 2,000년 이상의 차이는 나지 않는다. 이와 같이 대기중의 ^{14}C 활동이 체계적인 변화를 하고 있어 ^{14}C 연대 측정에 중대한 문제로 제기되었다. 그러나 그 때문에 방법 자체의 타당성이 부정되는 것은 아니다. 變動의 性格만 충분히 밝혀지면 ^{14}C 연대의 계산은 補正으로 얼마든지 이용 가능하기 때문이다.²²⁾

前記한 바와 같이 화석 연료의 연소에 따른 방사선량의 감소(Suess Effect)와 제 2차대전 이후 핵실험에 의한 ^{14}C 량의 증가 등으로 인하여 현재의 ^{14}C 농도로서 측정하고자 하는 표본의 초기 활동의 標準值(Standards)로 더 이상 사용할 수 없게 되었다. 따라서 標準試料(Reference Standard)의 설정과 이에 대한 補正(Correction)이 필요하다.

- 17) C. Renfrew는 Libby 등의 공적을 1차 방사성 탄소혁명(the 1st ^{14}C Revolution), Suess 등의 공적을 제 2차 방사성 탄소혁명(the 2nd ^{14}C Revolution)이라 하였다. (____, 1971, "Carbon 14 and the Prehistory of Europe," *Scientific American* 225~4, pp.66~67)
- 18) Klein et al., 1982, "Calibration of Radiocarbon Dates," *Radiocarbon* 24, pp.103~150.
- 19) M.N. Michael and E.K. Ralph, 1970, "Correction Factors applied to Egyptian Radiocarbon Dates from the Era before Christ," *In Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*, pp.109~119, I.U. Olsson, ed. John & Wiley, New York.
- 20) M. Stuiver and H.E. Suess, 1966, "On the Relationship between Radiocarbon Dates and True Sample Ages," *Radiocarbon* 8, pp.534~540.
- 21) M. Stuiver, 1978, "Radiocarbon Time Scale tested against Magnetic and Other Dating Methods," *Nature*, London, 273, pp.271~274.
- 22) J. Terasmae, 1984, op. cit. pp.3~5.

(2) 標準試料와 年代의 補正

화석 연료의 연소나 핵실험 등 최근 일어난 ^{14}C 농도의 變化要因들을 제거하기 위한 標準試料(Reference Standards)로 미국의 國立標準局(National Bureau Standard)에서는 尿酸(Oxalic acid)을 선정하고 이것의 ^{14}C 농도의 95%를 현생물의 ^{14}C 농도로 잡고 있다²³⁾ (즉 $A_0 = 0.95A_0x$: A_0x 는 수산의 ^{14}C 농도). 또 다른 Reference Standard로는 同位元素의 Fractionation에 따른 PDB 탄산염 표준 시료가 있다.²⁴⁾ 본래 식물세포 내의 탄소동위원소비는 대기 중의 그것과 같은 비율임을 ^{14}C 法에서는 前提하고 있다(즉 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 의 비율은 식물조직이든 대기가든 같다). 그러나 1950년대 이래 진행된 安定同位元素(Stable Isotope) 연구에서 밝혀진 바로는 光合成 중에 同位元素의 Fractionation 현상이 일어나 ^{12}C 가 ^{14}C 보다 더 쉽게 固定되므로 식물체 내의 ^{14}C 량은 대기의 농도보다 낮게 된다. 또 이런 Fractionation Effect의 크기는 植物種에 따른 光合成의 生化學的 通路(path)에 따라 다르다.²⁵⁾ 대체로 이 ^{14}C 의 Fractionation Effect는 ^{13}C 의 그것보다 약 2배가 된다는 것이 밝혀져 측정이 용이한 ^{13}C 량을 측정하며 보정하게 된다. 이때 표본 중의 ^{14}C 량은 PDB 표준 시료에 대한 편차($\delta^{13}\text{C}$ PDB)로 나타내며 다음 식으로 구해진다.

$$\delta^{14}\text{C} = 2\delta^{13}\text{C} \\ = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \\ \times 10^3 (\%)$$

- 23) 수산(Oxalic Acid)은 1957년 서인도제도產 사탕수수에서 뽑은 것으로 이것의 ^{14}C 농도의 95%가 1890년대 성장한 나무들의 ^{14}C 농도와 같았기 때문이다. 최근 이 1次試料가 고갈되어 1978년에 프랑스產 사탕무우에서 2次 標準試料를 뽑았으나, 1次 試料보다 ^{13}C 량이 $1.51 \pm 0.17\%$ 많아 또 다른 문제가 되고 있다.
- 24) PDB Carbonate Standard 혹은 Chicago Limestone Standards로 미국의 South Carolina에 있는 Pee Dee 층 중의 箭石(Belemnite: Belemnite Americana)이 갖는 동위원소 비율($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$).
- 25) ^{13}C 의 감소가 제일 많은 Calvin Cycle(CAL)의 식물, 감소가 아주 적은 Hatch-Slack Cycle(HS)의 식물, 기온과 일광시간에 따라 CAL이나 HS 양자를 다 갖는 Crassulacean Metabolism(CAM) 계통이 있다. 이들 식물들을 주로 먹는 동물들도 같은 계통의 Fractionation을 따른다.
- 26) 수산표준시료에 대한 ^{14}C 활동의 표준 화석은 $A_0 = 0.95A_0x = 0.95A_0x \left[1 - \frac{2(\delta^{13}\text{C}_0x + 19)}{1000} \right]$ 이고 PDB 표준 시료에 대한 표준화식은 $A = \delta^{14}\text{C} - (2(\delta^{13}\text{C} + 25)) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right)$, $\delta^{14}\text{C} = \frac{A_{\text{sample}} - 0.95A_0x}{0.95A_0x} \times 10^3$ 이다. 여기서 AGE(T)는 Libby 반감기 5570년 으로부터 할 때 $T = 8033 \log_e(1 + (A/1000))^{-1}$ 에서 구해진다.
- 27) Fractionation Effect에 따른 보정연대는 약 400년 정도이기 때문에 오래된 표본인 경우 표준 편차 값에 비해 너무 작아 실제 보정의 의미가 없어진다(J. Terasmae, pp. 3~5).

이 PDB 표준시료에 대해 NBS 수산 표준시료는 $\delta^{13}\text{C}$ 값이 -19.0% 였고, 나무들의 평균 값은 -25% 이어서 각각에 대한 補正(Correction)이 고려되어야 한다.²⁵⁾ 이들 표준시료들에 대한 보정을 함으로써 환경적·생물적 및 실험실간의 Isotopic Fractionation Effect는 보상될 수 있다. 문제는 아직 실험실들의 약 20% 정도만 보정된 연대의 List를 출판한다는 데 있다. 따라서 사용자는 이런 문제들을 알고 연대가 Fractionation Effect에 대해 고려되었는지의 여부를 확인해야 한다. 특히 연대가 오래지 않은 표본일수록 이런 보정은 매우 중요하다. 그러나 30,000년 이상의 오랜 표본인 경우 이런 보정의 효과는 큰 의미가 없다.²⁷⁾

(3) 汚染과 試料의 문제

測定하고자 하는 試料는 現代炭素(Modern carbon)나 古炭素(Old carbon)에 汚染(Contamination)되지 않아야 한다. 모든 표본은 환경적인 요인으로 이미 汚染되어 있거나 채취·발굴·처리 및 저장 과정에서 汚染에 노출되는 경우가 많다. 이 중 특히 現代炭素로 오염되는 경우 문제가 더 심각해진다. 이런 오염은 표본을 적절히 선정하거나 기계적·화학적인 事前處理(Pretreatment)를 하여 어느 정도는 제거할 수 있다. 측정시료가 貝殼(Shell)이나 骨(Bone)과 같은 탄산염(Carbonate) 성분을 포함할 때 이 탄산염(주로 Aragonite)은 빗물이나 지하수와 화학반응하여 안정된 방해석(Calcite)으로 재결정(再

結晶)되는 과정에 現代炭素와 교환이 일어난다.²⁸⁾ 이 재결정 작용은 표본의 표면에서 내부로 擴散되기 때문에 묶은 염산(10~20%) 등으로 세척한 후 측정한다.²⁹⁾ 무한연대의 조개껍질이라도 현대 탄소로 1%만 오염되면 37,000년의 연대가 나온다. 따라서, 具殼에서 25,000년 이상의 연대는 '無限年代'로 보아야 한다.³⁰⁾ 이런 汚染의 가능성 때문에 殼속에 소량(1~2%) 있는 콘치올린(Conchiolin)이나 뼈 속에 있는 콜라겐(Collagen)과 같은 有機炭素(단백질)를 추출하여 年代測定할 수 있다. 그러나 이들을 추출할 때 필요한 다량의 Sample size 때문에 현실적으로 어려운 경우가 많다.³¹⁾ 한편, 古炭素로 오염되는 경우 實年代보다 오랜 연대로 나타날 것이다. 담수성 연체동물(Mollusc)이나 水性植物(Aquatic plant)들이 여러 Sources에서 연유하는 중탄산염(Bicarbonate)이 용해되어 있는 물(Hard water)로부터 탄소를 섭취할 경우 대기보다 ^{14}C 농도가 낮아진다(이를 Hardwater Effect라 한다). 또 한 장소에서 기후 변화에 따른 물의 地化學的 變化(Geochemical variation)가 반영될 때는 예상밖의 연대가 측정될 수도 있어 담수성 동·식물에 대한 편년에는 특히 주의가 요구된다.³²⁾

深海水는 몇 세기에 걸쳐 대기로부터 차단되기 때문에 ^{14}C 량이 감소되어 있다. 따라서, 深海底生物의 ^{14}C 연대는 實年代보다 오랜 것으로 나타나며, 이런 深海水가 表層水와 섞이는 湧昇流地域은 다른 지역보다 ^{14}C 농도가 -4~-5%의 편차를 보인다(이 경우 ~400년 정도의 연대 차이가 된다). 그러나 CO_2 가 해수에 吸收될 때 同位元素의 Fractionation이 일어나 육상식물에 비해 4~6% 정도 ^{14}C 농도가 농축되므로 용승류 지역의 부족분을 보완하게 된다. 그러므로 해양의 동·식물은 지역에 따라 補正이 되어야 할지 여부를 신중히 고려해야 하며, 특히 육상과 해양의 물질을 상호 비교할 때는 보정여부를 반드시

확인하여야 한다.³³⁾ 표본 오염문제는 최소한도 사용자가 이 모든 문제를 認識함으로써만이 부분적으로 경감시킬 수 있을 것이다.

(4) 其他의 問題들

放射性炭素의 연대 결정에 소요되는 표본의 크기(size)는 대개 탄소량으로 5~10g 정도이다. 그림 4에서 보듯이 표본의 크기가 클수록 또 측정시간이 길수록 통계적인 精度가 높아진다. 지나치게 적은 양의 표본인 경우 汚染物을 化學的으로 事前處理할 수 없고, 통계적인 誤差의 한계도 커진다. 그러나 매우 오래된 표본이거나 귀중품의 遺物인 경우 충분한 양의 표본 size를 얻기가 힘들게 된다. 귀중품의 손상과 測定年代의 精確度 사이에서 결정하기가 어려운 상황에 봉착하게 될 것이다. 이 경우 '죽은 탄소(Dead Carbon)'를 첨가·회색시켜 측정된 다음 회색한 倍數만큼 보정하여 연대를 산출하기도 하나 誤

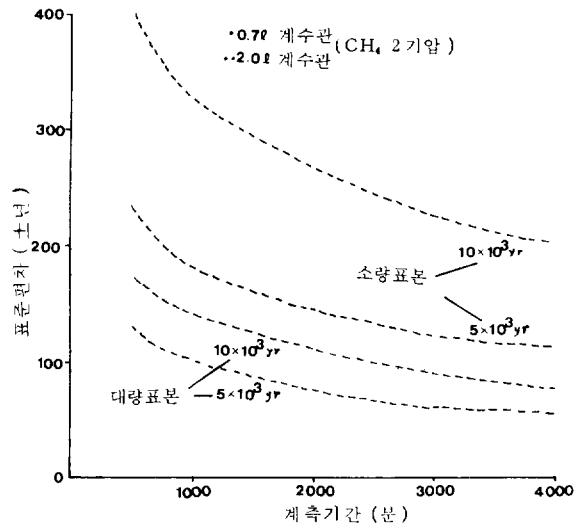


그림 4. 표본량과 측정시간에 따른 오차한계의 변화 (J. Terasmae, 1984에서 재인용)

28) Gunter Faure, 1977, op. cit. pp.313~320.

29) 馬淵久夫 外, 1981, 考古學のための化學, 東京大學出版會, pp.69~90.

30) R.S. Bradley, 1985, op. cit. pp.53~55.

31) 木越邦彦, 1978, 年代を測る—放射性炭素法—, 中公新書, pp.81~90.

32) Gunter Faure, 1977, op. cit. pp.316~317.

33) R.S. Bradley, 1985, op. cit. pp.54~57.

표 1. 주요 年代 測定可能物質과 標本의 크기(After Gunter Faure, 1977)

물 질	표본크기(※)(g)	참 고 내 용
숯(木炭)·나무	25	대체로 신뢰할 수 있는 재료임. 숯의 균열 속에 흡수된 부식산(Humic Acid)은 NaOH처리로 제거 가능하지만 너무 미세한 균열이 많은 경우는 제외해야 함. 나무의 성장 시기와 인간이 그것을 사용한 시기가 다른 경우 '標本成長後誤差(Post sample-growth error)'가 있을 수 있다.
곡식·종자·껍질·풀(草)·가지(枝)·천(衣)·종이·가죽·불탄 뼈	25	대개 적당한 표본들이며 短命하므로 Post sample-growth error는 무시할 수 있다.
토양유기물	50~300	가시 형태의 유기탄소가 최소 1% 포함되어 있어야 함. 가능한 현장에서 토양은 최대한 제거한다.
토 탄	50~200	대체로 측정 가능함. 현생 뿌리가 있다면 핀셋으로 제거한다. 토탄 형성시기와 유적지 점유시기의 一致여부를 고려해야 한다.
상 아(vory)	50	종종 잘 보존되어 있으며 신뢰할 수 있다. 상아의 내부는 외부보다 최근 년대를 이룬다. 어떤 상아 도구는 연대가 오랜 도구로 깎았을 경우도 있을 것이다.
뼈(骨炭化)	300	骨炭化(Charred)가 진전된 뼈는 측정 가능하다. 진전 안된 뼈는 현대의 방사성 탄소와 교환되기 쉽다.
뼈(콜라겐)	1000이상	콜라겐(Collagen)이란 유기탄소는 적당한 측정재료임. 유기탄소 함유량이 매우 낮으며, 그 연대는 2%정도 오랜 것으로 나타난다.
貝殼(무기탄소)	100	貝殼의 Calcite나 Aragonite에 함유된 탄소는 탄산염 성분의 지하수에 녹아 있는 방사성 탄소와 교환된다. 貝殼중의 탄소는 Fractionation에 의해 나무보다 ¹⁴ C량이 농축될 것이다. 오랜 탄산염암의 풍화에서 연유한 '죽은 탄소'의 결합 때문에 ¹⁴ C의 농도가 낮아질 수 있다. 따라서 貝殼에서 얻은 연대는 신뢰도가 문제된다.
貝殼(유기탄소)	수kg	유기탄소는 현생 貝殼 중에 1~2% 함유되어 있는 콘치올린(Conchiolin)의 형태로 있다. 이 물질의 초기 ¹⁴ C농도가 불확실함으로 일정한 오차가 생길 가능성이 있다.
호수성 泥土(marl)·심해 내지 호수성 퇴적물	각기 다름	탄산칼슘 중의 방사성 탄소 함유량에 따라 측정 가능하다. 국지 환경에 따른 오차의 평가에 주의할 필요가 있다.
磁器와 鐵	2~5kg	磁器片이나 금속성 철은 제조과정에 방사성 탄소를 함유할 수 있다. 이런 표본들의 측정 연대가 적절하다는 보고가 있다.

※ 연대 측정에 필요한 시료량은 1기압에서 CO₂를 8ℓ 계수관에 채우는 데 소요되는 탄소량을 6g로 하였을 때의 량이다.

차가 증가되는 단점이 있다.³⁴⁾ ¹⁴C연대 측정에서 측정 가능한 주요 표본 물질은 어떤 것이 있고, 측정을 위한 최소의 표본 크기(乾量으로)와 표본에 따른 참고 내용을 정리하면 표 1과 같다.

방사성 탄소의 붕괴속도인 반감기(half-life)의

정확성도 문제된다. 처음 Libby가 제시한 Libby 반감기 5568 ± 30 년³⁵⁾은 1951년 당시까지 제시된 13개의 반감기 중 가장 精度가 인정되는 3개를 평균하여 얻은 것으로, 그 후 새로운 반감기 5730 ± 40 년이 1965년 열린 제 6차 방사성탄소 국제

34) 馬淵久夫 外, 1981, 前掲書, pp. 79~81.

35) 다음 세 값의 평균이다. 5589 ± 75 년(1949년), 5580 ± 45 년(1949년), 5513 ± 165 년(1950년).

회의에서 더 타당한 것으로 인정받게 되었다.³⁶⁾ 그러나 새로운 반감기를 사용하였을 때 지금까지 측정된 모든 자료에 혼란이 야기될 수 있기 때문에 제 9차 「국제방사성탄소회의」에서 전통적인 Libby 반감기를 사용할 것을 결의한 바 있다. 만약 새로운 반감기로 환산하고자 할 때는 전통적인 연대에 1.03을 곱하면 된다. 따라서 이후 더 새로운 정확한 반감기가 나오더라도 이를 補正하여 쓰면 된다.³⁷⁾

또 다른 문제로는 放射性炭素의 연대를 기록하는 데에서 제기된다. B. C. 나 A. D. 로 환산하여 제시하기도 하고, B. P. 로 나타내기도 하여 혼란을 주기 때문에 前記한 국제방사성탄소회의에서는 B. P. 연대로 쓰고 A. D. 나 B. C. 의 연대로 환산하여 기록하지는 말아야 한다고 하였다.³⁸⁾

4. 測定方法의 革新과 古氣候研究에의 應用

(1) 測定方法의 革新

최근에 이르러 완전히 새로운 發想에 기초한 ^{14}C 測定方法이 개발되었다.³⁹⁾ 이것은 전통적인 貝線 계수방법이 아니라 특수한 質量分析計(Mass spectrometer)를 이용하여 ^{14}C 原子를 계수하는 方法이다. 粒子加速器(Cyclotron)를 이용하여 이온을 고속으로 加速시킨 후 이온을 분리시키는 磁場속을 통과시켜 개별 이온의 농도를 측정하게 된다. 이 방법의 장점은 극히 적은 량(2~3mg)의 표본을 사용할 수 있다는 데 있다. 현재 여러 가속기가 건설중이고 아직 실험단계에 있으나, 이것이 일상적으로 이용될 수 있을 때는 ^{14}C 年代測定の 資料가 급증하게 됨은 물론 그 應用分野도 매우 다양해질 것이다. 한편, 전통적인 貝계수방법에도 技術的인 改善이 이루어졌

다. Harbottle et al⁴⁰⁾은 특별히 고안된 소규모 비례가스 계수기로 탄소가 10mg 정도 미량 들어 있는 표본의 연대를 측정하였다. 이 方法의 利點은 기본 설치비만도 수십만달러 이상이 드는 原子計數施設보다 훨씬 저렴한 가격(1/10 정도)이 드는데 있다. 또 하나는 熱擴散(Thermal diffusion)에 의해 ^{14}C 同位元素를 濃縮(Enriching) 시킴으로 해서 측정범위를 종래 30,000~50,000년 정도에서 75,000년 B. P. 까지 연장한 점이다. 앞으로 최후빙기의 초기인 10만년 이전까지 그 범위를 연장할 수 있을 것으로 예상된다.⁴¹⁾ 물론, 아직도 이런 기술들은 너무 복잡하다거나 시간과 비용이 많이 드는 등 문제가 많지만 앞으로 ^{14}C 年代測定法은 더욱 미량의 표본을, 보다 적은 비용으로 측정할 수 있으며, 그 유효 측정 한계도 연장되어 나갈 것이다.

(2) 古氣候研究에의 應用

최근 ^{14}C 年代測定法의 研究는 前記한 바와 같은 測定方法上의 改善方向 외에도 大氣中の ^{14}C 濃度の 長·단기 변화를 밝혀 과거의 氣候變化를 밝히는 古氣候學(Paleoclimatology) 분야의 발전도 예상된다. 이미 de Vries 등에 의하여 Maunder minimum에 해당되는 A. D. 1,500~1,700년 경의 ^{14}C 농도가 19세기와 다름이 밝혀졌고, 나무 나이테연구에서 과거 8,000년까지의 대기중 ^{14}C 농도의 변화양상이 밝혀져 實年代로의 補正에 이용된다고 하였다. 이런 大氣中 ^{14}C 량의 변화가 宇宙線의 長·약이나 태양활동의 長·약 혹은 地球磁場의 強약과 관계가 깊으며, 나아가 범세계적인 ^{14}C 저장고(Storage)의 변화와도 관계 있을 것이라는 입장에서 연구되고 있다. 地球磁場의 長·약은 대체로 低頻度, 즉 장기적인 ^{14}C 량의 變動을 說明해 줄 수 있고, 태양활동의

36) 放射性炭素 專門誌인 Radiocarbon은 계속 Libby 반감기에 의한 자료를 수록하고 있다.

37) J. Terasmae, 1984, op. cit. pp. 7~9.

38) ibid.

39) R. A. Muller, 1977, "Radioisotope Dating with a Cyclotron," *Science* 196, pp. 489~494.

40) G. Harbottle et al., 1979, "Carbon-14 Dating of Small Samples by Proportional Counting," *Science*, Vol. 206, pp. 683~685.

41) P. M. Grootes, 1978, "Carbon-14 Time Scale Extended: Comparison of Chronologies," *Science* Vol. 200, pp. 11~15.

강·약은 高頻度(de Vries Type)의 ^{14}C 량의 변화를 說明해 줄 수 있다. 大氣中の ^{14}C 량은 지구 대기권에 침투하는 宇宙線量이 많을 때 증가하므로 地球磁場이 약하거나 太陽活動이 약할 때는 宇宙線이 대기권에 많이 유입하여 결과적으로 ^{14}C 량이 증가하게 된다. 이와 같이 大氣中 ^{14}C 량의 變化는 太陽活動의 變化와 관련하여 전세계적인 氣溫變動을 說明해 줄 수도 있다. 이런 方面의 研究는 아직 연구단계에 있을 뿐이지만 太陽黑點活動의 자료처럼 氣候變化나 나아가 環境變化에 대한 중요한 情報를 제공할 수 있을 것이다.⁴²⁾

5. 要約 및 結論

第四紀 후기 이래의 編年研究에 가장 널리 쓰이는 放射性炭素(^{14}C)의 年代測定法은 1950년경 W.F. Libby를 중심으로 그 原理와 方法이 체계화되었다. 그 이후는 노출된 문제점을 해결하는 방향으로 研究가 進行되어 왔다.

^{14}C 濃도가 지구적인 平衡狀態에 있는 系에서 動·植物이 孤立된 이후의 시간간격을 放射性炭素의 붕괴율(반감기)을 적용하여 계산하는 이 方法은 몇몇 基本假定下에서만이 成立可能한 것이다. 그러나 이런 假定들은 실제와 상당한 차이가 있음이 밝혀졌고, 따라서 ^{14}C 年代가 實年代와 다르다고 하는 시각도 있는 반면 이를 가능한한 補正하여 實年代에 근접시키려 하는 노력도 계속되어 왔다.

과거 대기중의 ^{14}C 량은 현재와 같지 않고 일정한 변화양상을 보이며(de Vries Effect) 최근 화석 연료의 연소와 핵실험의 결과로 대기중 ^{14}C 량의 증·감이 나타나(Suess Effect) ^{14}C 연대는 補正되거나 標準試料에 따른 標準化가 되어야 한다. 이런 補正을 위한 표준시료로 수산(Oxalic Acid)의 ^{14}C 활동의 95%가 사용되며, Isotope Fractionation Effect에 대한 표준시료로는 PDB 탄산염 표준이 사용된다.

표본은 그 발굴·채굴 과정에서 汚染에 노출될 가능성이 많다. 특히, 現代炭素(Modern carbon)에 汚染되었을 경우 문제가 더욱 심각하며, 이 경우 기계적 및 화학적인 事前處理를 하여야 한다. 특히, 탄산염 성분이 많은 뼈나貝殼인 경우 汚染의 可能性이 크며, 담수성 생물인 경우 Hard Water Effect에 의해 ^{14}C 농도가 대기의 그것보다 낮아진다. 또 深海水가 상승하는 湧昇流地域은 대기와 평형상태에 있는 표층수와는 다르다. 이런 제한문제들을 使用者가 認識하고 그에 따른 적절한 처리를 할 때 비로소 實年代에 근접된 연대를 얻을 수 있을 것이다. 한편, 최근 계측에 있어 혁신이 일어나고 있다. 즉, 질량분석계를 써서 전통적인 β 선 계측방법보다 훨씬 미량(2~3mg)의 시료를 측정할 수 있는 방법이 개발되었으며, 앞으로 실용화될 때 측정 Data는 급증할 것이고, 사용분야도 훨씬 다양해질 것이다. 또, 전통적인 β 선 측정방법도 특별히 고안된 계수기를 이용하여 10mg 정도의 탄소 가 든 시료를 훨씬 저렴한 비용으로 측정할 수 있게 되었으며, 熱擴散(Thermal Diffusion) 方法에 의해 同位元素를 濃縮시킴으로써 유효측정 시간을 과거 75,000년까지 연장하기에 이르렀다. 앞으로 점점 미량의 시료를 적은 비용으로 계측하기 위한 노력이 계속될 것이며, 그 측정 한계도 10만년 이상으로 연장해 갈 것이다. 이 밖에도 대기중의 ^{14}C 량의 장·단기 변화를 가져오는 原因을 밝혀 古氣候分野에 대해 응용하는 연구도 기대된다. 이와 같이 최근 ^{14}C 年代測定法의 技術的 革新이 일어나고 있고, 古環境이나 古氣候의 研究에 應用할 수 있게 되는 등 점차 그 利用이 많아지고 다양화되는 추세로 볼 때 우리나라도 ^{14}C 年代測定을 전문적으로 하는 實驗室과 計測器材의 設置가 급선무이며 관련분야 전문가들의 관심이 요망된다.

※ 本 研究에 많은 協助를 해 주신 서울大學 校 地理學科의 柳根培 教授님께 感謝드린다.

42) R.S. Bradley, 1985, op. cit. pp. 65~69.