

鳥海神代杉年輪に刻まれた宇宙線生成核種から分かる巨大太陽面爆発について

櫻井 敬久

Sakurai Hirohisa

はじめに

年輪は、宇宙から地球に降り注ぐ宇宙線量を1年の時間分解能で記録する宇宙線メモリーです。地球に入射した宇宙線は、大気構成元素のNやO等と衝突して放射性同位元素の ^{14}C （半減期：5,730年）や ^{10}Be （半減期：139万年）等の宇宙線生成核種を作ります。大気中で二酸化炭素($^{14}\text{CO}_2$)の気体となって広がった ^{14}C は、光合成により樹木年輪に取り込まれ固定されます。埋没樹木年輪でも、年輪が生育していた時代（年代）の宇宙線量に相当する ^{14}C を保持しているため、年輪中の ^{14}C 量を測定することによって過去（当時）の宇宙線強度変動を調べることができます。

筆者らは、紀元前660年頃の鳥海神代杉年輪の ^{14}C を超高精度な測定を行い、解析することにより、紀元前660年頃の宇宙線増加イベントの詳細を明らかにしました。そして、このイベントは複数の超巨大太陽面爆発によって引き起こされた可能性を示しています¹⁾。

1. 宇宙線生成核種と巨大太陽面爆発

2012年に名古屋大学の研究者らによって、西暦774/775年に屋久杉年輪の ^{14}C 濃度が1年で約12%に増加している宇宙線急増イベントが発見されました²⁾。その起源をめぐって世界の宇宙線をはじめとする宇宙関係の研究者らが色めき立ちました。

一般に地球に降り注ぐ宇宙線は、太陽圏の外に起

源があり、銀河宇宙線($10^9\text{eV}\sim 10^{20}\text{eV}$ の高エネルギー粒子)と呼ばれています。太陽圏に侵入してきた銀河宇宙線は、11年で周期変動する太陽活動磁場により変動を受けるため、地球に入射する宇宙線量も11年変動をしています。年輪中 ^{14}C 濃度も11年変動をしますが、その振幅は2%程度です。したがって、西暦774年イベントでは、11年 ^{14}C 濃度変動率の約20倍もの増加が1年で起きたこととなります。

当初、この宇宙線増加イベントの原因として超新星爆発や γ 線バースト等が候補として議論されました。しかし、その後の世界各地（いろいろな緯度）の樹木年輪の ^{14}C 濃度測定結果³⁾や極域氷床コアの ^{10}Be 等の宇宙線生成核種の濃度測定結果から、超巨大太陽面爆発によりもたらされたものとされています⁴⁾。

ところで、太陽は、太陽フレアやコロナ質量放出といった太陽面爆発を起こしています。その中には、GeV(10^9eV)クラスの高エネルギー粒子を生成するような巨大太陽面爆発があり、地球大気に入射し地表面の放射線強度を急増させる事象(GLE: Ground Level Enhancement)が現代の観測で分かっています。

1942年以来、72例のGLEが観測されています。1956年に最も規模が大きく高エネルギー成分をもったGLEが観測されていますが、このときの年輪に ^{14}C 増加は見られませんでした。このGLEのエネルギースペクトルから大気中に生成されたと推定 ^{14}C 量と比べると、西暦774/775年イベントの ^{14}C 生成量は20~50倍になります⁵⁾。西暦774年

イベントが超巨大太陽面爆発と言われる所以です。

更に同じ名古屋大学の研究者らによって、屋久杉の西暦 993/994 年に、1 年で 9.1 % の急増イベントがあることが示されました⁶⁾。その後他の地域の樹木年輪でも同様な ^{14}C 増加³⁾ がそして極域氷床コアで対応する ^{10}Be 増加⁴⁾ が測定されました。

更に、韓国地質資源研究院やカリフォルニア大学の研究者らによって、ドイツ産オーク年輪の紀元前 660 年に立ち上がり⁵⁾ が 3~4 年で約 10 % の ^{14}C 増加イベントがあることが発表されました⁶⁾。その後、極域氷床コアで対応する ^{10}Be 変動が測定されました⁷⁾。

このように過去 3,000 年の間に 3 例の超巨大太陽面爆発イベントが発見されています。そこで、筆者らは、紀元前 660 年イベントは、1 年で急増した前者 2 例と比べて遅い立ち上がり⁵⁾ を示していることに着目し、鳥海神代杉年輪の ^{14}C 濃度プロファイル⁸⁾ を詳細に調べました。

2. 鳥海神代杉年輪

測定試料に用いた鳥海神代杉年輪(写真 1 左)は、山形県と秋田県の県境にある鳥海山(北緯 39°05', 東経 140°02') の山麓から掘り出された埋没杉で直径が約 1 m で約 320 年輪を有しています。年輪外周に樹皮が残されており、極めて良好な状態で埋没保存されていたことが分かります。

液体シンチレーションカウンタ及び加速器質量分析法により ^{14}C 年代測定を行ったところ、最外周年輪の年代は、各々、紀元前 477.5 ± 12.5 年⁸⁾ と紀元前 460 ± 8 年⁹⁾ と推定され、誤差の範囲内で合っています。一方、年輪幅のパターンチャートから年代を推定する年輪年代学は、鳥海火山の大規模山体崩壊が紀元前 466 年に起こり樹木が埋没したとしています¹⁰⁾。更に、火山学は鳥海山の噴火により岩屑な



写真 1 鳥海神代杉年輪と ^{14}C 測定に使用した付近の年輪片
早材・晩材が明瞭

だれが起きていることを示しています。これらの研究結果を総合すると筆者らが測定に使用した鳥海神代杉年輪は、紀元前 466 年に埋没したものと考えられます。

3. 年輪の ^{14}C 濃度測定

筆者らは、紀元前 660 年イベントの時間変化を詳しく調べるために鳥海神代杉年輪を 1 年輪毎更に細かく早材・晩材(写真 1 右)に剥離してそれぞれの ^{14}C 濃度を測定しました(紀元前 669 年~633 年の 37 年輪)。ちなみに、早材(春材とも言う)は 1 年輪のなかの明るい色の材で春~夏に形成され、晩材(夏材とも言う)は濃い色の材で夏~秋に形成されます。この期間の年輪幅は約 1 mm から 3 mm であったので早材・晩材の分離が可能でした。

剥離した各材試料は、化学処理をして α セルロースを抽出します。 α セルロースは、光合成による生産物で年輪の骨格成分を形成するもので、年輪に固定された後は年輪間を移動しません。したがって、年輪の α セルロース中の ^{14}C 濃度はその年(時)の大気中 ^{14}C 濃度を示しているため、 α セルロースは大気中の ^{14}C 生成量の時間変動を高い時間分解能で調べるときに重要です。

^{14}C は、 α セルロースをグラファイトにして加速器質量分析法により測定しました。測定は山形大学高感度加速器質量分析センターにて行いました。1 回の測定誤差は約 2.3 % です。1 つの年輪の早材・晩材の各 α セルロースから各々複数のグラファイトを作成してそれぞれを独立して測定することにより高精度測定(誤差約 1.5 %)を行いました。

ちなみに年輪試料の ^{14}C 濃度は、 ^{14}C 濃度の値づけがされている標準試料と同時測定を行い、標準試料に対する割合(%)で表記しています。

4. ドイツ産オーク年輪の ^{14}C 濃度との比較

ドイツ産オーク(オーバーハイト:北緯 49°55', 東経 10°48')の ^{14}C 濃度は 1 年輪毎の測定データですので、鳥海神代杉の早材・晩材の ^{14}C 濃度データを平均して比較しました。図 1 に示すように ^{14}C 濃度の増加量はほぼ同じです。ピークの年代は 1 年ずれており、立ち上がりの様相も異なっています。こ

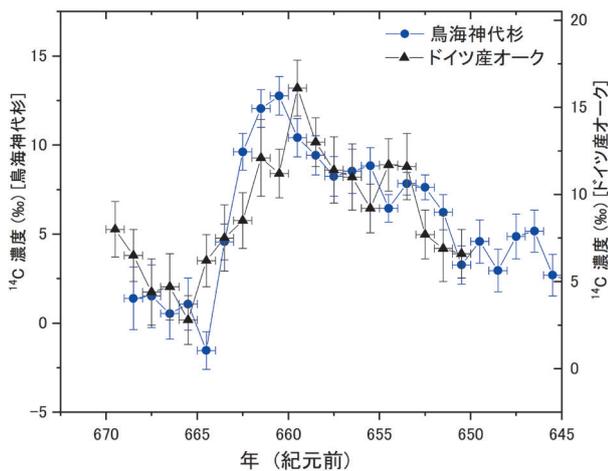


図1 ドイツ産オークと鳥海神代杉の1年輪¹⁴C濃度の比較

これは、広葉樹のオークと針葉樹の杉の年輪形成における植生の違いを表している可能性もあります。なお、両データにおける約2%ほどの差は地域的オフセットと考えられます¹¹⁾。

しかし、同じ北半球ですが、異なる緯度、経度で年輪試料に同様な¹⁴C濃度急増があり、氷床コアにも¹⁰Beの増加があることは、紀元前660年ころに地球全体に影響を及ぼす宇宙線イベントがあったことを表しています。

5. 紀元前660年頃の¹⁴C濃度の時間変動

紀元前669年から紀元前656年の、鳥海神代杉の¹⁴C濃度測定結果を図2に示します。図で白丸は早材、黒丸は晩材を表しています。¹⁴C濃度は、紀元前665年の晩材から紀元前664年の晩材にかけて大きく増加(9.8 ± 2.2%)し、その後紀元前662年の晩材にまで徐々に増加(全体で16.3 ± 2.1%)しています。その後は徐々に減少しています。

図から分かるように、紀元前664年、663年、662年の3年輪以外の665年以前と661年以後のすべての各年輪で早材と晩材の¹⁴C濃度は、ほぼ同じ濃度を示しています。これは、大気中の¹⁴C濃度の変動が少ないときは、早材と晩材は季節変動をあまり受けないことを表しています。

一方、紀元前663年、662年、661年の3年輪の各早材の¹⁴C濃度は、その前年の各晩材の¹⁴C濃度とほぼ同じ濃度を示しています。そして、紀元前664年、663年、662年の3年輪の各晩材の¹⁴C濃度

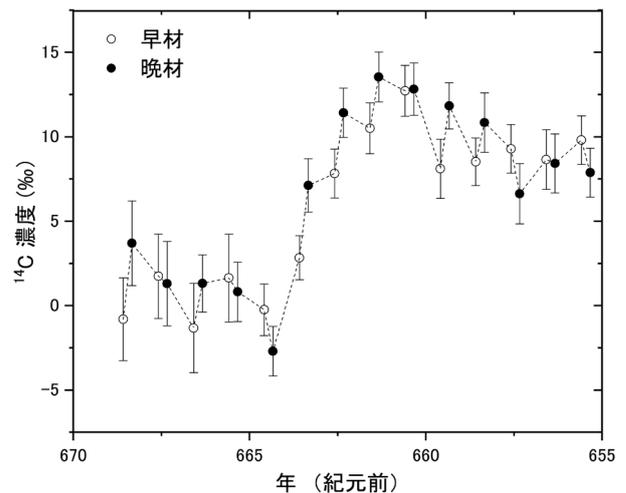


図2 紀元前669年～紀元前656年の、鳥海神代杉の¹⁴C濃度測定結果

白丸は早材、黒丸は晩材を示す。¹⁴C濃度は、紀元前665年の晩材～紀元前664年の晩材にかけて大きく増加し、その後紀元前662年の晩材まで徐々に増加している

は、その年の各早材の¹⁴C濃度より増加しています。これらの¹⁴C濃度プロファイルは、成層圏での¹⁴C生成量が大きい場合、それらが対流圏に流入する季節変動¹²⁾の描像を示唆しています。

更に、紀元前665年の晩材から664年の早材への¹⁴C濃度の急な増加は、対流圏でも大きな¹⁴C生成が生じたことが考えられます。

6. 紀元前660年頃の宇宙線増加イベントの¹⁴C生成パルス

宇宙線によって地球大気中に生成された¹⁴Cは、地球炭素循環にのって移流します。炭素循環は、大きく見て地球の大気圏、海洋圏、生物圏の間での炭素の循環です。炭素循環ボックスモデルは、各圏をボックスとして各ボックスの間での炭素の交換率を設定して炭素の移動循環を計算するモデルです。

宇宙線によって大気圏で生成される¹⁴C生成率が一定であれば、¹⁴Cは半減期5,730年で壊変するので平衡状態に達して各ボックスの¹⁴C濃度は一定になります。ところが、宇宙線増加イベントが発生すると大気圏ボックスでの¹⁴Cの生成率が一定時間増加し大気圏ボックス¹⁴C濃度は増加しますが、同時に各ボックス間に移動循環し最終的には平衡状態に戻ります。

筆者らは、年輪における¹⁴C濃度の急増を調べる

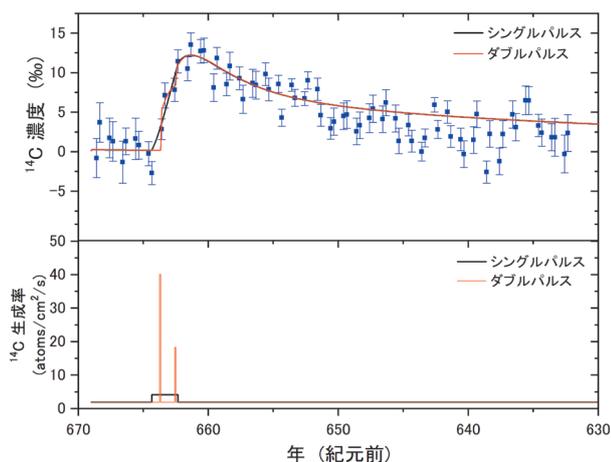


図3 (上) 紀元前669年～633年の37年輪の各早材・晩材の¹⁴C濃度測定結果(青い四角)と炭素循環モデルによる計算結果(下)炭素循環モデルに入力した¹⁴C生成率パルス

実線(黒と赤)は、¹⁴C生成率をシングルパルス(黒線)及びダブルパルス(赤線)により炭素循環モデルに入力したとき得られた最適な¹⁴C濃度プロファイルとその最適な¹⁴C生成率パルス

上で重要な成層圏、対流圏、表層海洋、大気と接する植物相や腐葉土層等を含む11-ボックスモデルを用いました¹³⁾。

図3上に測定で得られた紀元前669年から633年の37年輪の各早材・晩材の¹⁴C濃度データを示します。紀元前660年以降の¹⁴C濃度の減衰の時定数は約13年であり、対流圏ボックスから海洋表層ボックスへの溶け込み(移流循環)を良く表しています。

計算では、宇宙線増加イベントを簡単な矩形パルスにモデル化して¹⁴Cを成層圏及び対流圏ボックスにある割合(3つの場合について計算)で注入し、11-ボックスモデルにより各ボックスの¹⁴C濃度の時間変化プロファイルを求めます。パルス波高(¹⁴C生成率)、パルス幅(イベント継続時間)、パルス発生時刻(イベント発生時期)の3パラメータについて、測定で得られた¹⁴C濃度データと計算で求めた時間変化プロファイルを χ^2 検定により評価しました(図3上、下)。

その結果、紀元前660年頃に発生したイベントは、最長で41か月間まで継続した可能性が示唆されました。このような長期間の継続期間を説明するためには、巨大な太陽面爆発が複数回発生する必要があります。また、太陽面爆発による地球への宇宙線の降り注ぎが一定で連続したものより2回に分けた方が、得られた年輪の¹⁴C濃度データの段階的な増加を良く説明できます(図3)。したがって、紀元前

660年頃のイベントは、上述した西暦774年と西暦993年のイベントよりも継続期間が長く、複数回の超巨大太陽面爆発が原因である可能性が判明しました。

おわりに

年輪や極域氷床コアの宇宙線生成核種の測定分析から見つかった西暦775年、西暦994年、紀元前660年頃の3つの超巨大太陽面爆発は、太陽がどこまで巨大な太陽面爆発を発生しうるのかという基本的な課題を太陽物理に提示しています。人工衛星や宇宙ステーション等を使った通信、気象、電力等の分野で宇宙空間利用が更に進む現代社会にあって、甚大な被害を及ぼすと考えられる超巨大太陽面爆発の詳しい研究は欠かすことができません¹⁴⁾。

筆者らの研究は、そのような太陽面爆発が数年にわたって立て続けに発生した可能性を示すものです。最近、古代アッシリアの天文報告に、紀元前680～650年の間にオーロラ候補観測の記述があるという論文発表がありました¹⁵⁾。今後、紀元前660年頃のイベントについて、他地域での年輪の¹⁴C分析や南極氷床コアの¹⁰Be分析等と併せて、更に詳しい情報もたらされることが期待されます。

参考文献

- 1) Sakurai, H., et al., *Scientific Reports*, **10**, 660, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57273-2> (2020)
- 2) Miyake, F., et al., *Nature*, **486**, 240-242 (2012)
- 3) Büntgen, U., et al., *Nat. Commun.*, **9**, 3605 (2018)
- 4) Mekhaldi, F., et al., *Nat. Commun.*, **6**, 8611 (2015)
- 5) Usoskin, I. G., et al., *Astron. Astrophys.*, **552**, L3 (2013)
- 6) Park, J., et al., *Radiocarbon*, **59**, 1147-1156 (2017)
- 7) O´Hare, P., et al., *PNAS*, **116** (13), 5961-5966 (2019)
- 8) Sakurai, H., et al., *Radiocarbon*, **48**, 401-408 (2006)
- 9) Takahashi, Y., et al., *Radiocarbon*, **52**, 895-900 (2010)
- 10) 光谷拓実, *日本の美術*, **421** (2001)
- 11) Suzuki, K., et al., *Radiocarbon*, **52**(4), 1599-1609 (2010).
- 12) Nydal, R., *J. Geophys. Res.*, **73**, 3617-3635 (1968)
- 13) Gütler, D., et al., *EPSL*, **411**, 290-297 (2015)
- 14) Edited by Miyake F., et al., "Extreme Solar Particle Storms", AAS-IOP Astronomy (2020)
- 15) Hayakawa, H., et al., *ApJ L*, **884**, L18 (2019)

(山形大学客員教授・山形大学名誉教授)