

韓国大岩山（デアムサン）高層湿原の環境変遷

吉岡崇仁¹・李 在鎔¹・青木 浩²・康 祥俊³

¹名古屋大学大気水圏科学研究所

²名古屋大学大学院理学研究科

³韓国忠北国立大学

1. はじめに

陸域環境の変遷は、湖沼・湿原の堆積物に記録されており、花粉分析などによって過去の環境の復元が試みられている。Korean半島の38度線近くにある大岩山には、韓国唯一とされる高層湿原—Yong-Nup—がある。韓国陸軍の保養のためとして湿原内にスケート場がつくられたことから、泥炭の流出や湿原植生の変化などが生じている。その自然生態系に関しては、韓国環境庁の「大岩山自然生態系調査報告書（1988）」をはじめ、地質、植生や堆積物中の花粉分析等の報告がなされている（Kang 1980、Choi and Koh 1989）。この湿原発達の間環境がどのようなものであったかは、韓半島の環境変遷を知る上で重要であり、湿原の堆積物は記録者としてきわめて有効なものである。また、韓半島の環境変遷としては、永郎湖（江原道の日本海沿岸にある汽水湖）の堆積物による解析があるが（中井・洪 1980）、沿岸と内陸とで環境変化に呼応するものがあるかどうかは、興味のあるところである。今回、大岩山高層湿原の湿原堆積物について炭素・窒素安定同位体比の変化を測定し、環境変遷の推定を試みた。

2. 方法

Yong-Nup は、韓国江原道楊口郡にある大岩山にあり、約 300 m×120–190 m、3.15 ha の

高層湿原である（図1）。年平均気温 3.3°C、年降水量 1251mm で、降雪量は 3.7 m に達する多雪地帯である（Kang 1976）。湿原の形成が始まったのは、中央部の堆積物の ^{14}C 測定から、約 4500 年前と推定されている（大岩山自然生態系調査報告書、1988）。ミズゴケ (*Sphagnum palustre*) とミノスゲ (*Carex dispalata*) を主とする泥炭層が 50 から 150cm の厚さで堆積している（図2）。1988 年 7 月 29–30 日に、堆積物を 5cm 毎の深さで 80cm まで採取した。湿原中央部の堆積物厚は 160cm 以上に及ぶが、今回の試料採取地点は、約 80cm であった。試料は風乾したのち、500 μm 、250 μm のメッシュサイズを持つステンレス製篩によって粒子の大きさを 3 段階に分けた (<250、250–500、>500 μm) のち同位体測定試料として用いた。封管燃焼法（Minagawa *et al.* 1984）にて有機炭素、窒素をガス化し、圧力センサーにて炭素、窒素量を測定した後、同位体比測定用の質量分析計（MAT252）にて同位体比を測定した。年代測定は酸–アルカリ–酸洗浄処理した試料を CO_2 化を経てグラファイトターゲットに調製し（Kitagawa *et al.*, 1993）、名古屋大学年代測定資料研究センターのタンデム加速器質量分析計にて ^{14}C 年代を測定した（Nakamura *et al.* 1985、中村・中井 1988）。 ^{14}C 濃度の標準体には NBS シュウ酸 (RM-49) を用いた。 ^{14}C 年代は、表層からの深度が 0–5cm、30–35cm、45–50cm、55–60cm、75–80cm の 5 層において、>500mm の画分を用いて測定した。

3. 結果

堆積物の色は、0 から 30 cm 褐色、30–40cm 明褐色、40–50cm 暗褐色、50–55cm 暗灰色、55–80cm 明褐色、と変化がみられた。40 cm 以深では砂が含まれており、特に、50–55cm 層で多かった。

堆積物の粒子サイズ分布は、表層の 5 から 20 cm の間は、<250 μm の画分が 75 から 82% を占めており、35 cm 以深では 40% 前後あるいはそれ以下に低下した。>500 μm の画分は深層部で多く、35 cm 以深で 40 から 50% を占めていた。各サイズ毎の有機態炭素・窒素含量は、同じ深さで見るとほとんど変わらず質的にはほぼ同じものがサイズのみ異にしているものと考えられる（図3、4）。ただ、<250 μm 画分の有機態炭素・窒素含量が、40 cm 深までは他の画分に比べてもっとも低いのに対し、45 cm 以深では逆にもっとも高くなるという変化がみられた。

各層の有機態炭素・窒素含量は、深さ方向に大きく変化し、0 から 30 cm までは炭素が 35

から 40% (図 3)、窒素が 1.5 から 2.5% と極めて高い (図 4) のに対し、45 cm 以深で急減し、50~55cm に極小を示した後、65 cm 以深では炭素で 5% 以下、窒素で 0.3% 以下となった。C/N 比 (原子比) は変動が大きく、サイズ構成を考慮して求めた全堆積物の値として、10~15cm 層、30~35cm 層、55~60cm 層で極小値 (18 から 19) を示し、0~5cm 層、15~20cm 層、40~55cm 層で極大値 (それぞれ、22.7、22.5、25.1~25.5) を示した (図 5)。

炭素同位体比は、全体の変動幅は -28.2 から -26.6‰ と小さいものの、変動のパターンは有機態炭素・窒素含量の変化に比べて複雑であり、10~15cm、25~30cm、45~50cm 層で極小値をとり、最下層の 75~80cm 層でも低くなっていた。(図 6)。窒素同位体比は、変動はあるものの、表層の 0.4‰ から深層の 4‰ へと増加していた (図 7)。

^{14}C 年代測定の結果は、最表層の 0~5cm で 180 ± 70 yr BP (NUTA-5365)、30~35cm で 870 ± 80 yr BP (NUTA-5288)、45~50cm で 1900 ± 70 yr BP (NUTA-5287)、55~60cm で 1890 ± 80 yr BP (NUTA-5364)、75~80cm で 1850 ± 90 yr BP (NUTA-5462) となり、55 cm 以深はほぼ同じ年代を示すことがわかった。

4. 考察

湿原の形成過程

堆積物中の有機物含量からみて、試料を採取した地点では、深さ 50 cm 付近から湿原化が進行し、泥炭層が蓄積したものと考えることができる。今回の試料は、湿原中央からややはずれた泥炭層の薄い地点で採取されたものであるが、 ^{14}C 年代からは、この地点では今から約 1800 から 1900 年前に湿原化したことが示唆された。 ^{14}C 年代を測定した層間で堆積速度が一定であったと仮定すると、表層 35 cm までの有機物含量の高い層での堆積速度はバルクとして約 $0.4\text{mm}/\text{年}$ 、有機物含量が大きく変化している 35 から 50 cm までは約 0.15mm となった。この堆積速度は、緯度的に近い日本の尾瀬ヶ原湿原において得られている $1\text{mm}/\text{年}$ 以下の堆積速度と比べてやや小さめはあるがほぼ一致した値である (養毛ら 1997)。堆積速度の変化には、有機物の生産と分解が関与していると思われるが、湿原形成初期に堆積速度が急増した可能性が示唆された。今回の試料に関する泥炭の詳細な記載はないが、「大岩山自然生態系調査報告書 (1988)」によれば、表面近くはミスゴケ (*Sphagnum*) 質の泥炭で、その下にはミスゴケとスゲ (*Carex*) 質の泥炭、そして粘土質を含む土壌層の上にはスゲの

泥炭が堆積している。このような、湿原植生の変化も堆積速度に影響しているかもしれない。

45~50cm 層と 55~60cm 層の ^{14}C 年代は 1900 yr BP と 1890 yr BP でほぼ等しく、この 2 層の間にある 50~55cm 層は、砂を含み、有機物含量が極小値となっていることから、1900 yr BP 頃、有機物の少ない土砂成分が短時間に堆積したもの考えることができる。50cm 以深での有機物含量の変化から、55~80cm 層はもともとの土壌層にあたり、55~60cm はそのときの表面の有機物層と推定することができる。Bertram and Schleser (1982) は、ポドソル土壌中の有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値が溶脱層で低下することを見いだしているが大岩山高層湿原堆積物下部の有機物含量が少ない層での $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化はそのことを示唆するものかもしれない。またこれらの層での $\delta^{15}\text{N}$ 値は、4‰前後と高く、有機物含量が比較的高かった 55~60cm に顕著な極小値がみられた。このことは、50~55cm 層が周辺の土壌表層から由来した堆積物である可能性を示唆し、1900 年ほど前に土砂の流出があり、その後湿原化したものと考えられる。しかしながら、この土砂流出が大岩山高層湿原全体にわたって起こったものなのかについては不明である。康 (1988) は、湿原中央の泥炭層の厚い地点での年代測定から、約 4500 年前に湿地形成が始まり、40 から 50cm 層は 2360 年前に相当すると報告しており、この層以浅で *Sphagnum* の花粉が増加することから高層湿原化した時期と考えている。大岩山高層湿原の形成過程が一連のものであったと仮定すると、約 2000 年前に高層湿原が今回の試料採取地点まで展開してきたものと考えることができる。

湿原の環境変化

植物の炭素・窒素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$) は、植物の生育環境を反映して変動することが知られている。例えば、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は植物の水利用効率を反映して変動することから、乾燥条件では植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は高くなり、湿潤条件では低くなる (Farquhar and Richards 1984)。Sukumar ら (1993) は、インド南部の熱帯泥炭地において、C3 と C4 植物の割合を泥炭の $\delta^{13}\text{C}$ から求め、後期第 4 紀の気候変化の復元を行っている。最近、White らは、泥炭中のミズゴケとスゲの $\delta^{13}\text{C}$ 値を別々に測定することにより、水条件と大気 CO_2 濃度の効果を評価するという新しい方法を提案した (White *et al.* 1994)。図 8 は、堆積物の有機物の $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$ マップであるが、湿原の発展段階において大きく変動していることがわかる。

湿原の形成過程で述べたように、大岩山高層湿原の泥炭では、全体的にみてスゲからミズゴケへの植生の変化がある。White ら (1994) は、スゲとミズゴケとで $\delta^{13}\text{C}$ 値が異なること、

二種によって $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動要因が異なることを報告している。また、植物体有機物の中で、セルロースとリグニンは $\delta^{13}\text{C}$ 値が異なり、分解によってリグニン含量が増えることで、バルクの $\delta^{13}\text{C}$ 値が低下することが知られており (Benner *et al.* 1987)、そのため、尾瀬ヶ原湿原の堆積物で深い層ほど低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すのは、リグニンの残存量が多くなることによると考えられている (養毛ら 1997)。このように、湿原の環境変化を泥炭の $\delta^{13}\text{C}$ 変化から単純に解析することはできない。しかしながら、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は深さとともに一方的に低下するわけではなく、また、スゲの割合の多いと考えられる層 (30~50cm) と、ミズゴケの割合の多いと考えられる表層 (0~10cm) とで、ともに $\delta^{13}\text{C}$ 値が浅くなるほど上昇するという共通した点が見られることから、なんらかの環境変化を指標しているものと考えられることができる。900 yr BP から 1900 yr BP の間 (35~50cm) と最近 (0~15cm、0.4mm/年の堆積速度として約 400年間) における、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の上昇は、気候が温暖化ないしは乾燥化したものと考えられる。25~30cm 層において $\delta^{13}\text{C}$ 値が 1‰以上低下しているが、900 yr BP ごろからの 100年ほどの間に急激な寒冷化があったのかもしれない。康 (1988) は、花粉分析により、大岩山湿原は、約 4500 年前ごろ *Quercus* を主とする森林内にカヤツリグサ科、イネ科、コケ類からなる湿原として始まり、2360 年前ごろ *Quercus* が減少し、*Pinus* や *Abies* と寒帯要素である *Betula* が増加し、湿原では *Sphagnum* が増加していることを見だし傾向としてこの 2000 年ほどの間は減暖期であると考察している。中井・洪 (1980) は、大岩山に近い韓国江原道の日本海沿岸にある汽水湖 (永郎湖) の堆積物を用いて、その $\delta^{13}\text{C}$ 値から古環境変遷を解析した。それによると ^{14}C 年代で 2500 yr BP から 1000 yr BP ごろに $\delta^{13}\text{C}$ の極小値が見られ、これが弥生末期の氷期にあたりと報告している。永郎湖のデータを詳しく見ると、1800 yr BP から 1310 yr BP にかけてわずかながら $\delta^{13}\text{C}$ が上昇したのち低下し、660 yr BP 以降に $\delta^{13}\text{C}$ が大きく上昇している。大岩山高層湿原の堆積物で見られた $\delta^{13}\text{C}$ の変動は、位相がややずれてはいるが、1900 yr BP から 900 yr BP の間の上昇やその後の低い時期を経て、現在に向かって上昇していることなど対応関係も指摘できる。

植物体の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、植物が利用する窒素栄養塩の量とその同位体比に影響を受け、窒素固定や降雨中の硝酸イオンに依存している植生の $\delta^{15}\text{N}$ は 0‰前後の低い値を示し、土壌での無機化による内部循環に依存している植生では、高くなることが知られている (Vitousek *et al.* 1989)。また、土壌有機態窒素に関しては、分解によって窒素含量が低下するに従って同位体比が上昇することが知られている (例えば、Mariotti *et al.* 1980, Nadelhoffer and Fry 1988)。

湿潤な tussock ツンドラの有機土壌層でも深さに伴う $\delta^{15}\text{N}$ の上昇が見られている (Nadelhoffer *et al.* 1996)。これらは、分解過程において ^{14}N が優先的に無機化され流亡するためと考えられている。

湿原化する前と考えられる 55 cm 以深の土壌の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、今までに報告されている森林土壌の値の範囲にある深部に向かって $\delta^{15}\text{N}$ 値が低下するという森林土壌とは逆の変化を示しているが、湿原化前には、森林土壌としての窒素循環が機能していたものと考えられる。湿原化後の有機物含量の多い泥炭層 (0~50 cm) における $\delta^{15}\text{N}$ の変化は、10~15 cm 層に極大がみられるものの、傾向として表層ほど低かった。

窒素含量と $\delta^{15}\text{N}$ の関係 (Evans and Ehleringer 1993) から、分解時の同位体分別を求めると 1.2 から 1.3‰ という値が得られた。これは、upland forest の土壌で得られている値 (1.5 から 4.8) に比べると小さいものである。泥炭では、有機物含量が極めて高いため、有機態窒素が分解によって減少しても、有機物 (有機態炭素) の減少量の方が大きいとすると (実際、C/N 比は 15~20 cm に極大はあるものの、深くなるにつれて低くなっている)、重量% で表した窒素含量は見かけ上余り低下しないことになる。したがって、実際の窒素含量の低下 (有機態窒素の分解量の増大) に対する $\delta^{15}\text{N}$ 値の上昇の程度 (分解による同位体分別) はさらに小さくなる。また、最表層 0~5 cm から 5~10 cm、10~15 cm にかけては、窒素含量、 $\delta^{15}\text{N}$ 値とも深くなるほど高くなっており、森林土壌のように分解・溶脱で窒素の動態を理解することは難しい。いずれにしても、窒素含量の低下と $\delta^{15}\text{N}$ 値の上昇との関係は、森林 (upland) 土壌での報告ほど顕著ではなく、また、窒素含量は深さに伴って一様に減少していないなど、森林土壌における窒素循環とは別のメカニズムを考慮する必要がある。表面植生による窒素同化過程に変動要因があったことが示唆される。湿原化 (大岩山湿原では寒冷・湿潤条件になったと考えられる) により、有機物の分解が押さえられて窒素の回帰が少なくなり、全体として窒素欠乏の状態になったものと考えられる。その結果、大岩山高層湿原は、降水中の硝酸イオンあるいは窒素固定を主とする外部循環系に大きく依存した生態系を形成するようになったものと考えられる。堆積物表層へ向かっての $\delta^{15}\text{N}$ 値の低下は、湿原形成中における窒素の外部循環依存度上昇を示唆している。20 cm 付近での $\delta^{15}\text{N}$ の変動の原因は不明であるが、植生の変動 (スゲからミズゴケ) や水位の変動 (湿原の拡大) 等によって、窒素栄養塩の供給・吸収過程に変化があったのかもしれない。今後、湿原堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ の記録を解説する上で、湿原の植生や水位の変動と窒素循環過程との関係を明らかにする必要がある。

今回の炭素・窒素安定同位体比による解析により、大岩山高層湿原の発達史において、1900 yr BP（弥生末期の小氷期）頃に湿原化することで、窒素循環過程に変更を受け、その後、寒・湿と暖・乾の気候変化を経験した可能性が指摘された。今後、大岩山高層湿原の古環境変遷が韓半島や日本を含む東アジアの古環境変遷とどのような関係にあるのかを明らかにする必要がある。

5. まとめ

韓国の北緯 38 度、非武装地帯の近くに位置する大岩山高層湿原の堆積物を用いて、炭素及び窒素同位体比の解析から、この高層湿原の環境変遷の解析を行った。表層 0~5cm の年代は 190 yr BP、30~35cm および 50~55cm 層では、それぞれ、870 yr BP、1870 yr BP と推定された。有機物含量の高い表層 0~35 cm の泥炭層におけるバルクの堆積速度は、約 0.4mm/年と算定された。今回採取された地点の堆積物最下層にあたる 75-80cm 層の ^{14}C 年代は、約 1900 yr BP と推定され、50~55cm と 75~80cm 層の推定年代がほぼ同じであることから、深層部は元の森林土壌であるものと推測された。50~55cm 層は、砂質成分が含まれており、また、有機物含量も低いことから、周辺地域の浸食からもたらされた可能性が指摘できる。以上のことから、採取地点では、1900yrBP ごろから湿原化したものと考えられる。有機炭素同位体比、全窒素同位体比には、深さ方向に変動がみられた。このことから大岩山の高層湿原の発達過程において気候条件の変動とともに窒素循環系の変化もあったものと推測された。

6. 謝辞

本研究にあたり、名古屋大学大気水圏科学研究所の加藤喜久雄教授はじめ、大気水圏環境解析分野の皆様、および、名古屋大学年代測定資料研究センターの中村俊夫博士にお世話になりました。ここに記して感謝します。なお、本研究は、共同研究者（康）が、日本学術振興会の二国間交流事業による短期派遣で、1996年8月10日から9月7日の間、名古屋大学大気水圏科学研究所に滞在した期間に主になされたものである。

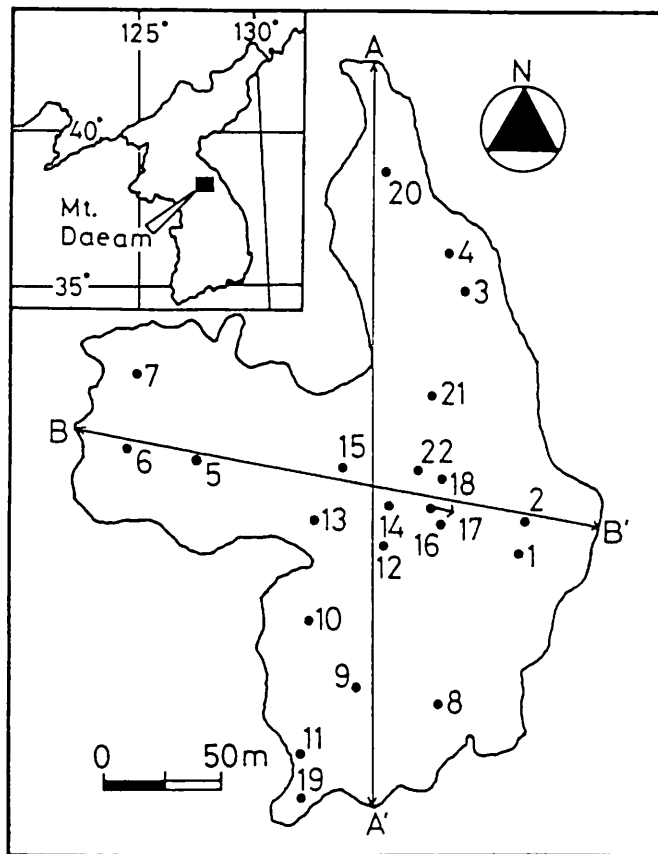


図1 韓国大岩山高層湿原 (Choi and Koh, 1989 より)

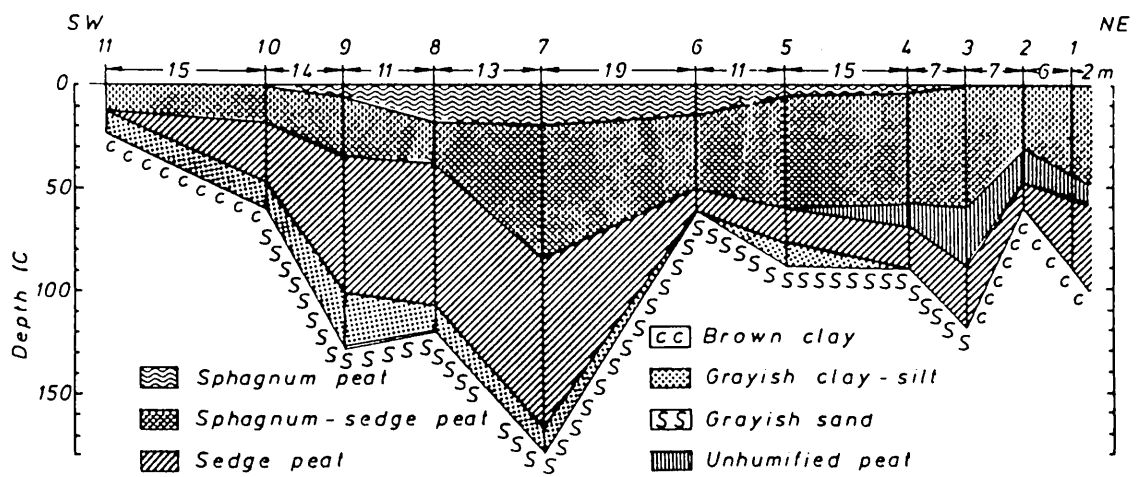


図2 大岩山高層湿原断面図 (大岩山自然生態系調査報告書, 1988 より)

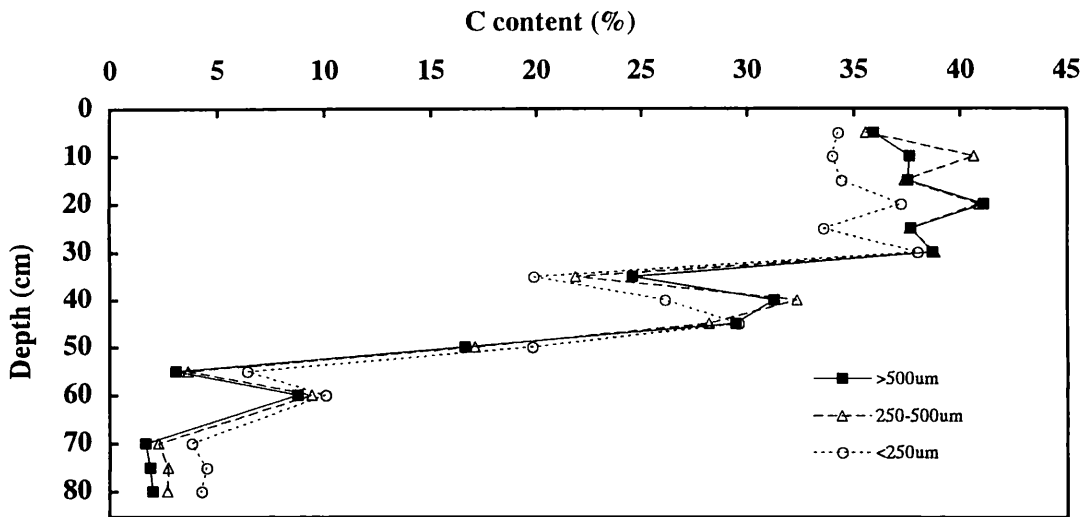


図3 各サイズ毎の有機態炭素含量の鉛直分布
Fig. 3 Vertical distributions of C content in each size fraction

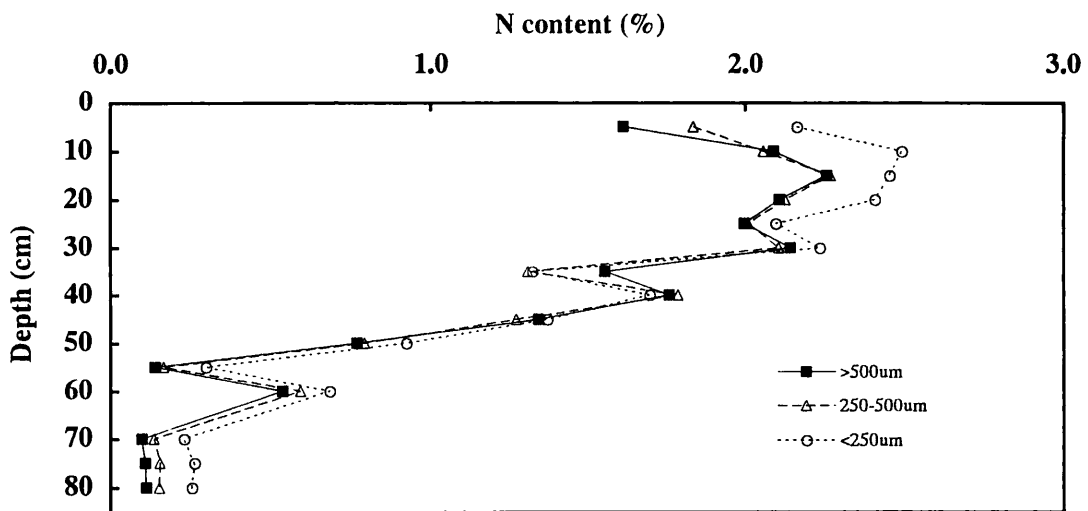


図4 各サイズ毎の有機態窒素含量の鉛直分布
Fig. 4 Vertical distributions of N content in each size fraction

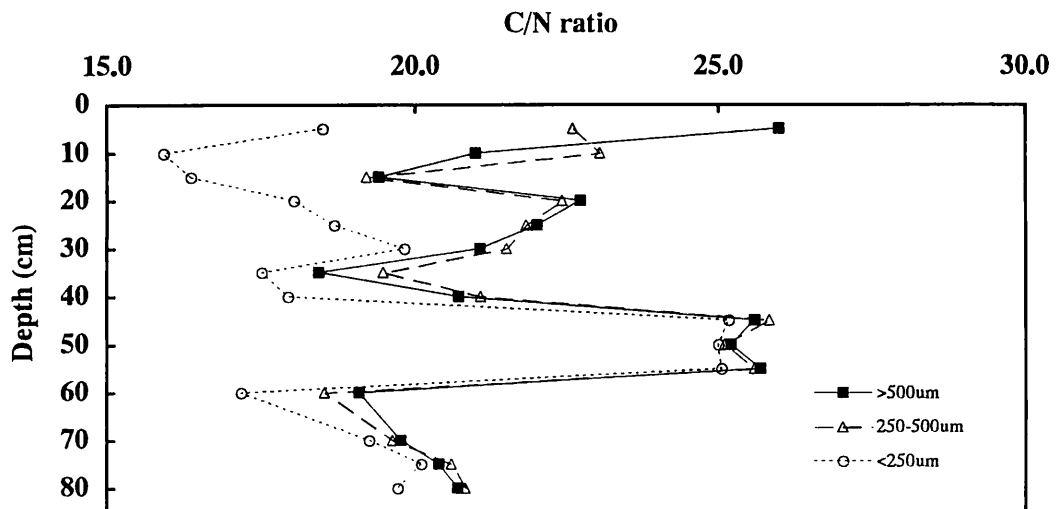


図5 各サイズ毎のC/N比の鉛直分布
Fig. 5 Vertical distributions of C/N ratio in each size fraction

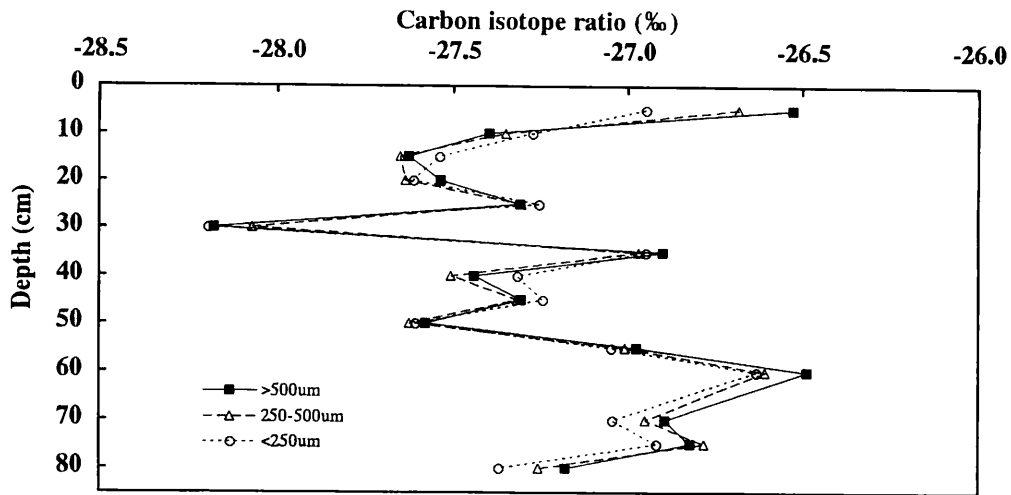


図6 各サイズ毎の炭素同位体比の鉛直分布
Fig. 6 Vertical distributions of Carbon isotope ratio in each size fraction

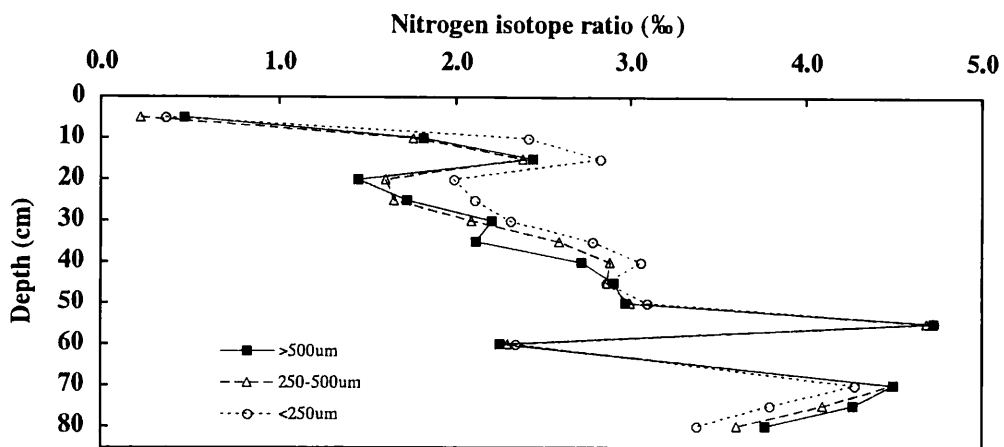


図7 各サイズ毎の窒素同位体比の鉛直分布
Fig. 7 Vertical distributions of Nitrogen isotope ratio in each size fraction

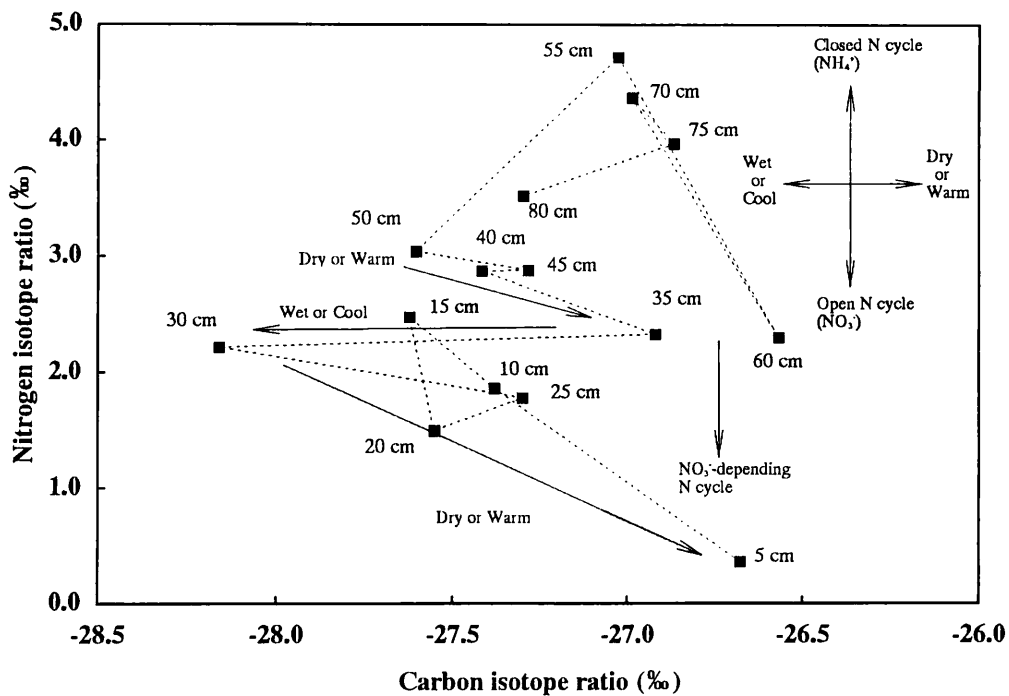


図8 堆積物 (Total) の炭素・窒素同位体比のC-Nマップ
Fig. 8 Distribution of carbon and nitrogen isotope ratios in the sediment (total)

引用文献

- Benner, R., Fogel, M. L., Sprague, E. K. and Hodson, R. E. (1987) Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature*, **329**, 708-710.
- Bertram, H. -G. and Schleser, G. H. (1982) The $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotope ratios in a North-German podzol. In *Stable isotopes*, H.-L. Schmidt, H. Förstel and K. Heinzinger eds., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, p. 115-120.
- Choi, K.-R. and Koh, J.-K. (1989) Studies on moor vegetation of Mt. Daeam, East-Central Korea. *Korean J. Ecol.*, **12**, 237-244.
- Evans, R. D. and Ehleringer, J. R. (1993) A break in the nitrogen cycle in arid lands? Evidence from $\delta^{15}\text{N}$ of soils. *Oecologia*, **94**, 314-317.
- Farquhar, G. D. and Richards, P. A. (1984) Isotopic composition of plant carbon correlates with water-use efficiency of wheat genotypes. *Aust. J. Plant Physiol.*, **11**, 539-552.
- Kang, S.-J. (1976) Ecological studies of the raised bog in Dae-Am mountain adjacent to DMZ in Korea. *J. Res. Sci. Ed. Chuncheon Teachers College*, **2**, 81-104.
- 康祥俊 (1988) 大岩山高層湿原の泥炭構造と花粉分析、韓国環境庁編、大岩山自然生態系調査報告書、p.99-146.
- 韓国環境庁 (1988) 大岩山自然生態系調査報告書、pp.230.
- Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T. and Matsumoto, E. (1993) A batch preparation method for graphite targets with low background for AMS ^{14}C measurements. *Radiocarbon*, **35**, 295-300.
- Mariotti, A., Pierre, P. D., Vedy, J. C. and Bruckert, S. (1980) The abundance of natural nitrogen 15 in the organic matter of soils along an altitudinal gradient (Chablais, Haute Savoie, France). *Catena*, **7**, 293-300.
- Minagawa, M., Winter, D. A. and Kaplan, I. R. (1984) Comparison on kjeldahl and combustion methods for measurement of nitrogen isotope ratios in organic matter. *Anal. Chem.*, **56**, 1859-1861.
- 養毛康太郎・赤木右・米村祥央・楊宗興・鶴田治雄・中村俊夫 (1997) 尾瀬ヶ原泥炭の炭素同位体比の鉛直変化、名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (VIII)、名古屋大学年代測定資料研究センター、p.146-151.
- Nadelhoffer, K. J. and Fry, B. (1988) Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. *Soil Sci. Am. J.*, **52**, 1633-1640.
- Nadelhoffer, K., Shaver, G., Fry, B. Giblin, A., Johnson, L. and McKane, R. (1996) ^{15}N natural abundances and N use by tundra plants. *Oecologia*, **107**, 386-394.
- 中井信之・洪思澳 (1980) 韓国永郎湖堆積物の地球化学的手段による古気候変遷の研究－安定同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) 及び硫化物含量による－. 文部省海外学術調査現地調査中間報告 (404332)、p.57-61.

中村俊夫・中井信之(1988)放射性炭素年代測定法の基礎－加速器質量分析法に重点をおいて－、地質学論集、**29**、83-106.

Nakamura, T., Nakai, N., Sakase, T., Kimura, M., Ohishi, S., Taniguchi, M. and Yoshioka, S. (1985) Direct detection of radiocarbon using accelerator techniques and its application to age measurements. *Jpn. J. Appl. Phys.*, **24**, 1716-1723.

Sukumar, R., Ramesh, T., Pant, R. K. and Rajagopalan, G. (1993) A $\delta^{13}\text{C}$ record of late Quaternary climate change from tropical peats in southern India. *Nature*, **364**, 703-706.

Vitousek, P. M., Shearer, G. and Kohl, D. H. (1989) Foliar ^{15}N natural abundance in Hawaiian rainforest: patterns and possible mechanisms. *Oecologia*, **78**, 383-388.

White, J. W. C., Ciais, P., Figge, R. A., Kenny, R. and Markgraf, V. (1994) A high-resolution record of atmospheric CO_2 content from carbon isotopes in peat. *Nature*, **367**, 153-156.

著者連絡先

吉岡崇仁 Tel. 052-789-3433, Fax. 052-789-3436, e-mail: yos@ihas.nagoya-u.ac.jp

Environmental change in Dae-Am Sang high moor, Korea

Takahito Yoshioka¹, Jae-Jong Lee¹, Hiroshi Aoki², and Sang-Joon Kang³

¹Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University

²Graduate School of Science, Nagoya University

³Chunbuk National University, Korea

Abstract

The environmental change in Yong-Nup of Dae-Am Sang, which locates near Demilitarization Zone at 38°N and has been reported as the one and only high moor in the Korea Peninsula, was assessed with sedimentary carbon and nitrogen isotope analyses. The surface layer of the sediment (0-5 cm) was 190 year BP, and the middle layers (30-35 and 50-55 cm) were 870 and 1900 year BP, respectively. Bulk sedimentation rate was estimated to be about 0.4 mm year⁻¹ for 0 to 30 cm. The ¹⁴C age of the bottom sediment (75-80cm in the depth) was about 1900 year BP, although it was reported that the center of the moor has been developed since about 4500 year BP. Since the ¹⁴C ages for 50-55 cm and 75-80 cm layers were almost the same each other, we have estimated that the deep layers (55-80 cm) in the high moor were the original forest soil. The low organic C and N contents in the deeper layers supported the inference. The 50-55 cm layer contains much sandy material and showed very low organic content, suggesting the erosion (flooding) from the surrounding area. In these context, the Dae-Am Sang high moor might have developed to the sampling site at about 1900 year BP. The $\delta^{13}\text{C}$ value of organic carbon and the $\delta^{15}\text{N}$ values of total nitrogen in the sediments fluctuated with depth. The profile of $\delta^{13}\text{C}$ may indicate that the Dae-Am Sang high moor have experienced the dry-wet and cool-warm cycle during the development of the swamp. The $\delta^{15}\text{N}$ may indicate that the nitrogen cycling in the swamp have changed from the closed (regeneration depending) system to the open (rain NO_3^- and N_2 fixation depending) system during the development of the high moor.

口頭発表：吉岡崇仁・李 在鎔・康 祥俊 「韓国大岩山（デアムサン）高層湿原の環境変遷」 日本陸水学会．1997年9月．奈良女子大学