長野県長和町、広原湿原地域における ササ類の地史的動態と黒ボク土層生成史

佐瀬 隆 1*・細野 衛 2・公文富士夫 3

要 旨

広原湿原は霧ヶ峰高原の西方の標高 1400m 付近の山地帯に位置する湿原である。少なくとも酸素同位体ステージ(MIS) 3 まで遡る湿原の堆積層と隣接陸域の土壌層の植物珪酸体記録からササ類の地史的動態と黒ボク土層の生成史を議論した。ササ類は MIS3 ではミヤコザサ節が優勢であったが、MIS2 では極めて希薄となり、MIS1 になってチマキザサ節が優勢となった。また、MIS2 のイネ科植物相はイチゴツナギ亜科でほとんど構成された。なお、MIS3、2 を通じて生成が見られなかった黒ボク土層は、MIS1 になって生成を開始していた。このことから、現在、山地帯にあって 100cm 近い最大積雪深を見る広原湿原周辺地域は、MIS3 において亜高山帯上部に、また MIS2 おいて亜高山帯上部~高山帯にそれぞれ位置していたこと、そして、MIS3 では最大積雪深が 50cm を満たさず、MIS2 ではさらに寡雪になったことが推定される。

キーワード: 広原湿原、イネ科植物相、完新世、黒ボク土層、最終氷期、植物珪酸体、ササ類

1. はじめに

文部科学省私立大学戦略的研究基盤形成支援事業(平成23年~平成27年)「ヒトー資源環境系の歴史的変遷に基づく先史時代人類誌の構築」(研究代表者:小野昭)の一環として「広原湿原および周辺遺跡に関する考古・古環境調査」(明治大学黒耀析研究センター2013:2014)が長野県長和町で実施されてきた。本報告では、広原湿原地域における人類活動の背景となった古環境を復元するために、広原湿原の堆積層と湿原に隣接する陸域の土壌層について植物珪酸体分析を行った。得られた植物珪酸体記録により、ササ類の地史的動態と黒ボク土層生成史を軸に議論し、酸素同位体ステージ(MIS)3以降の広原湿原周辺地域における温量環境と積雪環境そして植生垂直分布帯の推移を推定する。なお、得られた植物珪酸体記録の一部については、すでに本誌において報告(佐瀬ほか2013)している。

2. 調査地域の位置と植生、気候の概要

調査地域は霧ヶ峰高原の西方、中山道和田峠から北北東へ1.4km ほど離れた標高1400m 付近に位置する広原湿原とその隣接陸域である(図1)、隣接陸域には幾つもの考古遺跡が分布し、それらは総称して「広原遺跡群」と呼ばれる(明治大学黒耀石研究センター2013)、なお、湿原の西側に隣接する「モッコリ山」の通称で呼ばれてきた1444m 峰は、明治大学黒耀石研究センター(2014)に従い「広原小丘」とする。

広原湿原には、ヌマガヤ Moliniopsis japonica、イワノガリヤス Calamagrostis langsdorffii、ヨシ Phragmites australis、ミカズキグサ Rhynchospora alba、エゾアブラガヤ Scirpus asiaticus、カサスゲ Carex dispalata、ヒメシダ Thelypteris palustris、ミズゴケ類 Sphagnum spp. などからなる草本群落内にシラカバ Betula platyphylla、ノリウツギ Hydrangea paniculata、ズミ Malus toringo などの樹木類が散在する(佐瀬ほか 2013)。初夏のころの湿原はカサスゲなどのスゲ類に一面被われるが、夏から秋に

¹ 北方ファイトリス研究室

² 東京自然史研究機構

³ 信州大学理学部

^{*} 責任著者:佐瀬 隆 (saze@opal.plala.or.jp)

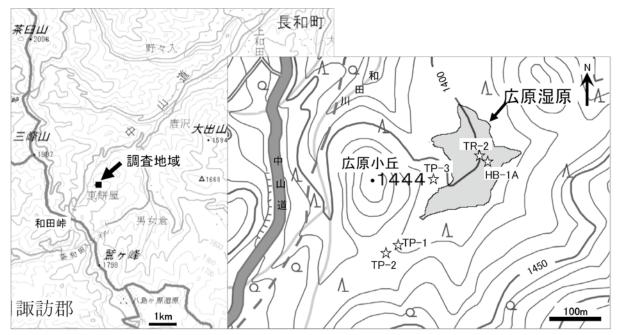


図 1 調査地域と試料採取地点の位置(佐瀬ほか(2013)に加筆改変) 国土地理院の電子国土 web システムから配信されたものを使用して作成

かけてはヌマガヤ、イワノガリヤスが優勢となり、ミズ ゴケ類やヨシの優占する状況は認められない. このよう な相観から広原湿原では中間湿原的植生が成立してい ると考えられる. 湿原は広原小丘側から対面側に向か い 100~150‰の勾配でせり上がり"傾斜湿原"の様相 を呈する. 湿原には流れ込む明瞭な水流は認められず, 周辺陸域からの溢流水が湿原を涵養している. 湿原の北 西部で集まった溢流水は明瞭な水流となって広原小丘の 北西縁をナメ滝状に急勾配で和田川に合流する. 広原湿 原で泥炭層の安定堆積に先立ち多量の土石流堆積物によ る埋積平坦化があった(杉原2014).このような過程を 経て成立した広原湿原の維持には湿原に流れ込む優勢な 水系が無いことが要因の一つとして関わっていると推 察される. 湿原の隣接陸域ではカラマツ Larix kaempferi を主とした植林地でミズナラ Quercus mongolica, ハリ ギリ Kalopanax septemlobus などの落葉広葉樹が混在し、 その林床にはクマイザサ Sasa senanensis (チマキザサ 節 Eusasa) が優占している (佐瀬ほか 2013). 長野県中 部における植生の垂直分布は、760~1600mが山地帯 (落葉広葉樹林), 1600 ~ 2400m が亜高山帯 (針葉樹 林). そして 2400m 以上が高山帯に区分され(宮脇編著 1985), これに従えば、調査地域は山地帯上部に位置し、 その自然植生はミズナラなどからなる落葉広葉樹林と推

定される.

ここで、植物珪酸体分析の主たる対象となるイネ科植物の分布について触れておく、霧ヶ峰におけるイネ科植物の分布調査によると、山地帯で草原状に優占するススキは標高が上がるにつれて減少し亜高山帯ではイチゴツナギ亜科ノガリヤス属(イワノガリヤス、ヒメノガリヤスなど)が優占するようになる(西村ほか1997)、イチゴツナギ亜科は寒冷な気候に適応進化したイネ科植物群で、イネ科植物相に占めるその割合は、緯度が高くなるほど、また標高が高くなるほど増加し、亜寒帯(亜高山帯)上部以上では、イネ科植物相はほとんどイチゴツナギ亜科ばかりとなることが知られる(Hartly1973)。したがって、霧ヶ峰で確認されるイネ科の分布はイネ科植物の一般的な分布に対応しているといえる。

広原湿原(北緯 36 度 9 分,東経 138 度 9 分,標高 1400m 地点)のメッシュ気候値(気象庁 2002)は年平均気温 6.3℃で,これは北海道旭川(6.4℃)にほぼ同じで,稚内(6.8℃)よりやや低く,根室(5.9℃)よりやや高い。また,メッシュ気候値から求めた温量指数 (MI)は 53.6℃・月で,これは旭川(60.7℃・月)より小さく,稚内(55.3℃・月)とほぼ同じ,また根室(45.3℃・月)より大きい。したがって,広原湿原地域の温量環境は北海道北部・東部に似ているといえるが,ススキの草原が

成立する広原湿原地域はイネ科植物の分布的観点からは 北海道南部に類似している. なお, 霧ヶ峰の最大積雪 深の観測値として八島ヶ原湿原 (標高 1,630m) 付近で 70cm 余が知られる (田口・細田 2009). 広原湿原にお ける積雪深の観測値はないが, クマイザサの優勢な植生 状況から少なくとも 50cm 以上の最大積雪深が予想され る.

3. 試 料

3-1 広原湿原堆積層

3-1-1 広原湿原のボーリング 1A (HB-1A) コア

HB-1A コアは、前報(佐瀬ほか、2013)で報告した トレンチ 2 (TR-2) の東南角から 2 mほど離れた地点 (図 1) で機械ボーリングにより得られた3本のコアのうち の1つである. HB-1A コアは約350cm 長で、層相から 泥炭が卓越する上部(地表~深度186cm)と砂礫泥の 無機物粒子が卓越する下部 (深度 186~350cm) に大 きく分かれる (図3). 泥炭が卓越する同コア上部は深 度 138 ~ 145cm に一次テフラ様を呈する淡黄色シルト を挟む. 一方、オレンジ色の砂層から始まる下部にはと ころどころに有機質の砂礫層や泥層が挟まる. 年代値 としては、深度 98.5cm で ca. 3.9ka cal BP. 深度 150cm で ca.14ka cal BP. 深度 164cm で ca.16ka cal BP. 深度 269cm で ca.28ka cal BP が得られている (工藤 2014). なお、植物珪酸体分析で用いた同じ試料 4-96 (深度 270cm 付近) で BW 型薄平板状火山ガラスの検出極大 が認められた (図3). この直上の年代が ca.28ka cal BP であることから、この火山ガラスは姶良 Tn テフラ (AT: 26~29ka, 町田・新井2003) である可能性がある. 植 物珪酸体分析は古環境分析用(花粉, 珪藻, 植物珪酸体) として原則 4cm 間隔で分取された試料を用いたが、砂 などの無機物粒子が卓越する下半部では適宜間引いて実 施した.

3-2 湿原隣接陸域土壌層

3-2-1 試掘抗2(TP-2)の土壌層

TP-2 は広原小丘の南に位置する広原遺跡群第 I 遺跡 に設置された調査区 1 (EA-1) の試掘抗である (図 1).

その南壁の厚さ 245cm の土壌層は、黒色を基調とする上部土層(地表~深度 60cm)と褐色を基調とする下部土層(深度 60~ 245cm)に二分される(図 4). 上部土層は地表~深度 15cm が TP-2 の基本土層(明治大学黒耀石研究センター 2013. 以下引用同様)の 1層(縄文時代遺物の包含層)、深度 15~60cm が基本土層の 2層(縄文時代遺物と後期旧石器時代遺物の包含層)に相当する. 一方、下部土層は、深度 60~ 100cm が TP-2 の基本土層の 3層(縄文時代遺物と後期旧石器時代遺物の包含層)に相当する. 一方、下部土層は、深度 60~ 100cm が TP-2 の基本土層の 3層(縄文時代遺物と後期旧石器時代遺物の包含層)、深度 190~ 225cm が基本土層の 5層、そして深度 225~ 245cm が基本土層の 6層(後期旧石器時代遺物の包含層)に相当する. なお、深度 220cm 付近(TR-2 の基本土層の 5層下部)に AT が狭在する. 植物珪酸体分析用試料は 5cm 間隔で採取した.

3-2-2 試掘抗3 (TP-3) の土壌層

TP-3 は、広原小丘が広原湿原へ張り出した鞍部に位 置する広原遺跡群第 II 遺跡に設置された調査区 2 (EA-2) の試掘抗である (図1). その南壁の厚さ 300cm の土 壌層は、黒色を基調とする上部土層(地表~80cm)と 褐色を基調とする下部土層 (80~300cm) に二分され る (図5). 上部土層は地表~深度20mがTP-3の基本 土層 (明治大学黒耀石研究センター 2014. 以下引用同 様) の1層, 深度20~80cmが基本土層の2層(縄文 時代遺物の包含層) に相当する. 下部土層は. 深度80 ~ 170cm が TP-3 の基本土層の 4 層(後期旧石器時代遺 物包含層), 深度 170 ~ 190cm が基本土層の 5 層, 深度 190~235cm が基本土層の6層, 深度235~270cm が 基本土層の7層. そして深度270~300cmが基本土層 の8層に相当する. なお. 深度 140cm 付近 (TP-3 の基 本土層の4層)にAT起源ガラスが検出の極大を示す(明 治大学黒耀石研究センター 2014). また, 深度 200~ 220cm 付近(TP-3 基本土層の 6 層)には安山岩質の角 礫が散在する. 植物珪酸体分析用試料は5cm 間隔で採 取した.

4. 植物珪酸体分析の方法

湿原堆積層試料は電気炉を用いた乾式法 (650℃, 6時間加熱) により, 一方隣接陸域土壌は過酸化水素を用いた湿式法により有機物を分解後, 佐瀬ほか (2008) に準じて植物珪酸体 (以下, 珪酸体と略記)を抽出 (10~100 μ m 画分) 同定した. また, 隣接陸域土壌については珪酸体密度 (乾土1g 当たりの植物) 珪酸体粒数)を近藤 (2000) に準じて求めた. なお,湿原堆積層試料については深度 2cm ごとに含水率を測定した.

5. 結果と考察

5-1 検出された植物珪酸体

検出された主な植物珪酸体の光学顕微鏡写真を図 2 に示す. $1 \sim 9$ はイネ科泡状細胞起源のファン型珪酸体で、 $1 \cdot 2$ はヌマガヤ属タイプ、 $3 \cdot 4$ はヨシ属タイプ、5 はススキ属タイプ、 $6 \sim 9$ はササ属タイプである. $10 \sim$

12 はプリッケルへア起源のポイント型珪酸体で、11・12 はタケ亜科タイプ、10 はその他である。13~25 はイネ科短細胞起源珪酸体で、13~15 はキビ型、16~18 はウシノケグサ型、19~22 はタケ型(ササ属タイプ)、23・24 はヒゲシバ型、25 はその他の短細胞起源珪酸体である。26 は維管束細胞起源の棒ヤスリの珪酸体、27はヨシ属の地下茎ないし桿起源で表面に多数の小突起を有する珪酸体である。28 はカヤツリグサ型とよばれる珪酸体で中央突起の周りに顆粒状突起が規則的に配列する特徴を示す(近藤 2010)。29~31 は起源が未だ定まらない珪酸体で、29 はアグリゲート状の珪酸体、30 はフリル付き板状の珪酸体、31 はガラス破片状の珪酸体である。

5-2 植物珪酸体群集変動

5-2-1 広原湿原のボーリング 1A (HB-1A) コア

主に「イネ科/泡状細胞起源(ファン型)」群(以下,ファン型群と略記),「イネ科/短細胞起源」群(以下,短細胞起源群と略記)の動態に基づき,上位から4つの植物

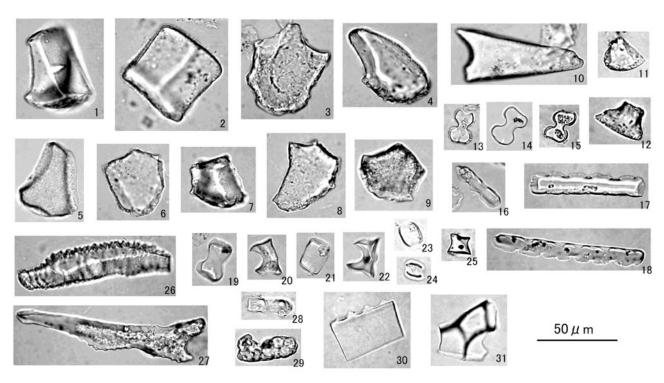
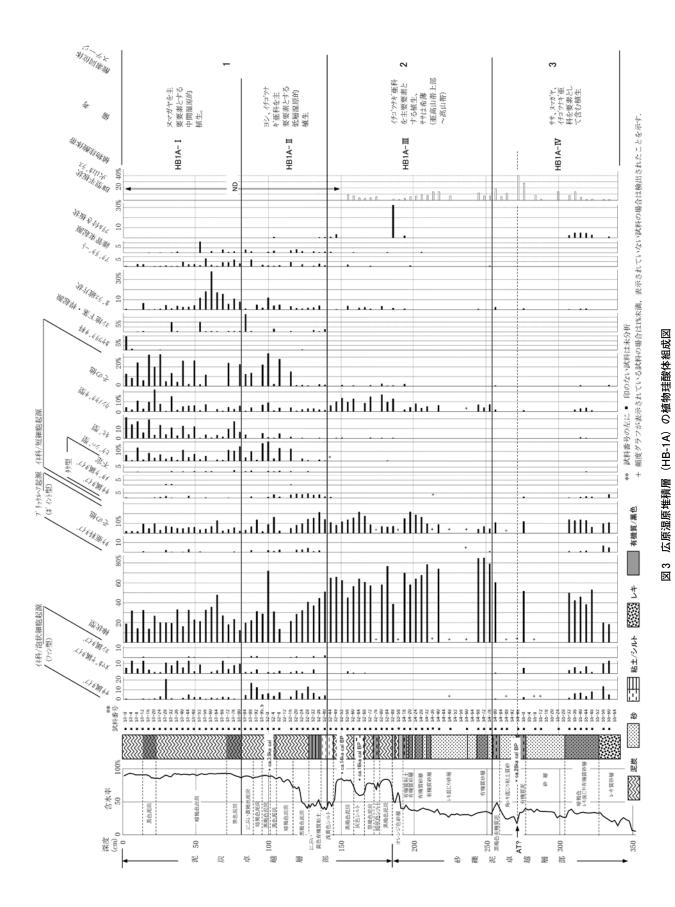


図2 広原湿原堆積層および隣接陸域土壌層から検出された主な植物珪酸体の光学顕微鏡写真

 $1 \sim 9$: イネ科泡状細胞起源/ファン型珪酸体($1 \cdot 2$: ヌマガヤ属タイプ、 $3 \cdot 4$: ヨシ属タイプ、5: ススキ属タイプ、 $6 \sim 9$: ササ 属タイプ)、 $10 \sim 12$: プリッケルへア起源/ポイント型珪酸体($11 \cdot 12$: タケ亜科タイプ、10: その他)、 $13 \sim 25$: イネ科短細胞 起源珪酸体($13 \sim 15$: キビ型、 $16 \sim 18$: ウシノケグサ型、 $19 \sim 22$: タケ型(ササ属タイプ)、 $23 \cdot 24$: ヒゲシバ型、25: その他)、26: 維管束細胞起源棒ヤスリ状珪酸体、27: ヨシ属の地下茎ないし桿起源珪酸体、28: カヤツリグサ型、29: アグリゲート状珪酸体、30: フリル付き板状珪酸体、31: ガラス破片状珪酸体



—5**—**

珪酸体帯を設定した(図3).以下に各植物珪酸体帯の 特徴を記す.

HB1A-I帯(地表~深度82cm;黒~黒褐色泥炭の累積層):ファン型群では、ヌマガヤ属タイプが優勢かつ連続的に検出される.一方、ヨシ属タイプはほとんど検出されない.また、ササ属タイプのシグナルは概ね弱い.短細胞起源群では、ヒゲシバ型、キビ型、ウシノケグサ型がいずれも明瞭に連続して検出される.一方、タケ型のシグナルは散発的で概ね弱い.

HB1A-II帯(深度84~142cm: 黄褐・暗褐・黒褐・黒色・黒褐色泥炭、にぶい黄色有機質泥、淡黄色シルト(上半部)の累積層):ファン型群ではササ属タイプが優勢かつ連続的に検出される。また、ヨシ属タイプのシグナルは HB1A-I帯に比べて明瞭である。一方、ヌマガヤ属タイプのシグナルは HB1A-I帯に比べて明らかに弱い。短細胞起源群ではヒゲシバ型が同帯上中部で明瞭に検出される。ウシノケグサ型は連続的に検出され、また、タケ型の検出は同帯下半部で明瞭である。一方、キビ型のシグナルは HB1A-I帯に比べて弱く同帯下部でほとんど検出されない。

HB1A-III 帯 (深度 142 ~ 255cm; 淡黄色シルト (下半部), 黒褐色泥炭, 灰色シルト, 黒褐色泥炭, 暗灰色シルト, 黒褐色泥炭, 暗灰色シルト, 黒褐色泥炭, オレンジ色砂, 有機質粘土, 有機質砂,砂の累積層):ファン型群はほとんど検出されない. 短細胞起源群ではウシノケグサ型が優勢かつ連続的に検出される. 一方, タケ型を始めキビ型, ヒゲシバ型はほとんど検出されない.

HB1A-IV帯(深度 255 ~ 336cm; 黒褐色有機質泥, 粘土質砂, 砂, 有機質砂の累積層): ファン型群ではササ属タイプ, ヌマガヤ属タイプが検出され, 特に同帯下半部で両者のシグナルが明瞭かつ連続的に認められる. 短細胞起源群では同帯下半部でタケ型, ウシノケグサ型のシグナルが相対的に目立つ.

以下に、各帯の示す古環境、年代について考えてみる. HB-1A コアで泥炭の卓越する上部は、上記した植物 珪酸体帯の HB1A-I 帯、HB1A-II 帯と HB1A-III 帯上半 部に相当する。ここでは泥炭が卓越することから湿原的 環境の成立継続が推定され、植物珪酸体帯に対応した植 生の推移が読みとれる。先ず、HB1A-III 帯上半部はファ

ン型群でササ属タイプ、また短細胞起源群でタケ型のシ グナルが認められないことで、HB1A-I・II 帯と大きく 異なる. ササ属などササ類は本来湿原植物ではないが, 湿原の一時的乾燥化に伴うササ類の湿原内への進入や隣 接陸域からの土砂の流入によりササ類起源の珪酸体が湿 原堆積物に付加される。したがって、ササ類起源珪酸体 が検出されないことは、湿原隣接陸域を含めてササ類の 極めて希薄な植生が成立していたことを示唆する.また, HB1A-III 帯のファン型群ではササ属タイプと同様にヌ マガヤ属タイプ, ヨシ属タイプのシグナルは極めて弱く, さらに短細胞起源群ではイチゴツナギ亜科の指標である ウシノケグサ型が優勢明瞭に検出されるが、キビ型、ヒ ゲシバ型のシグナルはタケ型同様に極めて弱い. このこ とは、イチゴツナギ亜科(イワノガリヤスなど)以外の イネ科植物に乏しい湿原植生の成立を示す. このよう な湿原植生は亜高山帯上部以上の気候環境に対応して いると考えられる. HB1A-III 帯上半部は HB-1A コア上 中部で深度 138~145cm に介在する淡黄色シルト層下 半部以下の部分にあたる. この部分では深度 150cm で ca.14ka cal BP,同深度 164cm で ca.16ka cal BP が得ら れている。これらの値から外挿して得られる HB1A-III 帯上半部の年代幅は ca. 13 ~ 19ka であり、これはおお よそ最終氷期最寒冷期後半、酸素同位体ステージ (MIS) 2の後半になる.以上のことから、現在、山地帯上部に 位置する広原湿原地域は、MIS2後半において亜高山帯 上部以上にあり、イチゴツナギ亜科以外のイネ科植物を ほとんど含まない湿原植生が成立し、湿原の周辺陸域 ではササ類が極めて希薄であったと考えられる.次に HB1A-I帯とII帯のうちI帯ではファン型群でヌマガヤ 属タイプが優勢かつ連続的に検出されるが、ヨシ属タイ プがほとんど検出されないことが特徴である. また. 短 細胞群でキビ型が明瞭に連続して検出されるが、この珪 酸体の主要な給源としてヌマガヤ属が深く関わると考え られる(佐瀬ほか 2013). したがって、HB1A-I 帯では 現在の広原湿原でみられるようなヌマガヤを主要構成要 素とするイネ科植物を含む中間湿原的植生が成立継続し たことが推定される.一方、HB1A-II帯ではファン型 群のヌマガヤ属タイプのシグナルが同I帯に比べて明ら かに弱いのに対し、ササ属タイプが明瞭かつ連続的に検

出され、さらに、ヨシ属タイプのシグナルは強くはない が I 帯に比べれば明瞭であることが特徴である。 短細胞 起源群ではヒゲシバ型がとくに同帯上中部で明瞭に検出 されるが、この珪酸体の主要な給源としてヨシ属が深く 関わっていると考えられる(佐瀬ほか2013). また,ウ シノケグサ型が連続的に検出され、さらにタケ型のシグ ナルが明瞭であるのに対し、ヌマガヤ属が主要な給源 と考えられるキビ型のシグナルは HB1A-I 帯に比べて明 らかに弱い. なお. HB1A-II 帯が設定された深度 84~ 142cm の HB-1A コアの部分では下方へ向かい含水率が 減少し無機物粒子の顕著な付加を示す.これらのことか ら、HB1A-II 帯では湿原の一時的な乾燥化や隣接陸域 からの土砂の流入が度々起きる不安定な状況のもとで. ヨシ属、イチゴツナギ亜科を主体としたイネ科植物を 含む低層湿原的植生が成立継続したことが推定される. HB1A-I・II 帯の時代は、下位の III 帯が MIS2 後半に帰 属すると考えられることから、ほぼ完新世、MIS1 に重 なる. その中で、低層湿原的植生から中間湿原的植生へ 移り変わるが、この植生変化期はコア深度 84cm 付近に あたる. その年代は、コア深度 98.5cm の年代が ca. 3.9ka cal BP であることから外挿して ca. 3.2ka と推定される.

HB-1A コアで砂礫泥の卓越する下部は、植物珪酸体 帯の HB1A-III 帯下半部と HB1A-IV 帯に相当する. こ こでは有機質の砂礫泥土層を挟むが泥炭が認められない ので、安定した湿原環境の成立を見いだせない. 砂礫泥 の流入が繰り返しによりそれらの堆積累積がなされるな かで、比較的流入の穏やかな時期が挟まれ有機質土層が 形成されたと考えられる. 不安定な地表環境が卓越した この時期について、対応する植物珪酸体帯から何が読み とれるであろうか. 先ず、HB1A-III 帯下半部は同上半 部と同様にイチゴツナギ亜科のシグナルが明瞭に連続す る一方で、ササ類を含めイチゴツナギ亜科以外のイネ科 植物のシグナルがほとんど認められないことで特徴づけ られる. このようなイネ科のシグナルは, 亜高山帯上部 以上の気候環境を示唆しているといえる。上記したよう に HB1A-III 帯上半部は MIS2 後半に帰属すると考えら れ、また、HB1A-III帯が設定されたコア部分の下端(深 度 255cm) より下位の深度 269cm の年代が ca.28ka cal BP である. したがって、HB1A-III 帯下半部は MIS2 前

半にほぼ重なるとしてよいであろう.以上のことから, 広原湿原地域は、MIS2を通して亜高山帯上部以上にあ り、イチゴツナギ亜科以外のイネ科植物をほとんど含ま ないイネ科植物相を含む植生が成立していたと考えられ る.そのような植生が続く中、MIS2前半は後半に比べ 地表環境が不安定で泥炭の堆積する湿原の形成が制限さ れる状況にあったことが推定される.次に HB1A-IV 帯 はササ類、ヌマガヤ属のシグナルが明瞭に検出されるこ とで特徴づけられる.このようなイネ科のシグナルは、 亜高山帯以下の気候環境に対応しているといえよう.同 帯が設定されたコア部分の上部、深度 269cm の年代が ca.28ka cal BPであり、またこの深度付近で AT の可能 性がある火山ガラスの検出極大が検出される.したがっ て HB1A-IV 帯は MIS3 に関わると考えられる.

5-2-2 湿原隣接陸域, 試掘抗2(TP-2)の土壌層

上位から3つの植物珪酸体帯を設定した(図4).各 珪酸体帯の特徴を以下に記す.

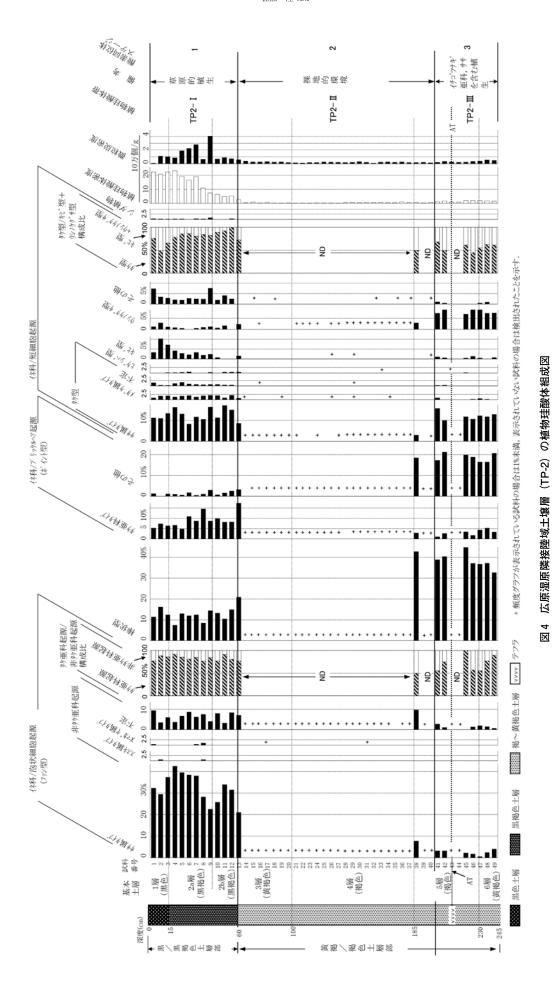
TP2-I帯(地表~深度 60cm; 黒(褐)色土):ファン型群ではササ属タイプが優勢であるが、非タケ亜科起源も明瞭に検出される。また、短細胞起源群ではササ属タイプを主とするタケ型の優勢な中で、キビ型、ウシノケグサ型も概ね明瞭に伴う。植物珪酸体密度は下半部で30万~100万個/g、上半部で170万~230万個/gを示す。

TP2-II 帯 (深度 $60 \sim 185 \text{cm}$; 褐色土): ファン型群ではササ属タイプ, 非タケ亜科起源が連続して認められるが, その検出頻度は極めて低い. 短細胞起源群ではタケ型ササ属タイプ, ウシノケグサ型がほぼ連続して検出される. しかし, その検出頻度は極めて低い. 植物珪酸体密度はほぼ 5 万個 /g 未満の低値で推移する.

TP2-III 帯 (深度 185 ~ 245cm; 褐色土): ファン型群ではササ属タイプ, 非タケ亜科起源がいずれも明瞭に検出される. 短細胞起源ではタケ型ササ属タイプ, ウシノケグザ型がともに明瞭に検出される. 植物珪酸体密度は TP2-II 帯より高く,下半部では 20 万個/g を越える.

TP2-I 帯は TP-2 土壌層の上部土層に当たるが、この 黒味の強い土壌層は黒ボク土層と考えられる。一般に草 原的植生の影響を強く受けて黒ボク土層が生成するのに

以下で、各帯の示す古環境、年代について考えてみる.



—8—

対し. 極相森林植生下では褐色土層の生成を見る (三浦 ほか 2009). したがって、TP2-I 帯の黒色土、黒褐色土 は草原的植生が成立継続したことを示唆するといえよ う. ここで成立した草原的植生は. TP2-I 帯がササ属の 強いシグナルを示すので、ササ属を主要構成要素とする ものであったと考えられるが、上方に向かい、非タケ亜 科のシグナルが増加する傾向が認められることから、現 在に近づくにつれ、ススキなどイネ科植物が草原的植生 により強く関わるようになってきたことが推定される. TP2-I 帯の時代は MIS1 に関わることは間違いないが. その開始年代はいつ頃になろうか. 年代指標になる指標 テフラは今のところ土壌層から検出されておらず. また 炭素年代値も得られていないが、縄文時代早期中頃の遺 物が後期旧石器時代の遺物と混在して黒褐色土(基本土 層の2層)から出土していること (明治大学黒耀石研究 センター, 2013), また, 当地域と似た気候条件である 北日本では黒ボク土層の生成開始時期が10kaより古く ないこと (三浦ほか 2009) から、TP2-I 帯の始まりは 10ka の頃と考えて不都合はないであろう.

次に、TP2-II 帯では植物珪酸体密度が極めて低く推移することから、植被に非常に乏しい裸地的な植生環境が成立継続したことが推定される。このような植生環境が腐植をほとんど含まない褐色土の堆積生成の要因の一つであったといえよう。この褐色土からは後期旧石器時代遺物が出土すること、また、下位のTP2-III 帯に関わる褐色土の上部に AT を挟むことから、TP2-II 帯はほぼ MIS2 に帰属すると考えられる。

最下位の TP2-III 帯では植物珪酸体密度が TP2-I 帯より明らかに低いものの TP2-II 帯に比べ高く推移、また、ササ属やイチゴツナギ亜科のシグナルが明瞭に検出される. このことから、TP2-III 帯は同 II 帯ほど気候が厳しくなく、ササ属、イチゴツナギ亜科を主体としたイネ科植物を含む植生の成立が推定されよう. TP2-III 帯は、上記したようにその土層の上部に AT を挟むことから、MIS3 に帰属すると考えられる.

5-2-3 湿原隣接陸域, 試掘抗3 (TP-3) の土壌層

上位から5つの植物珪酸体帯を設定した(図5).各 珪酸体帯の特徴を次に記す. TP3-I帯(地表~深度80cm;黒(褐)色土):ファン型群ではササ属タイプが優勢であるが、非タケ亜科起源も明瞭に検出される。また、短細胞起源群ではササ属タイプを主とするタケ型の優勢な中で、キビ型、ウシノケグサ型も検出され特に上部で明瞭に伴う。植物珪酸体密度は下半部で50万~200万個/g、上半部で200万~400万個/gを示す。

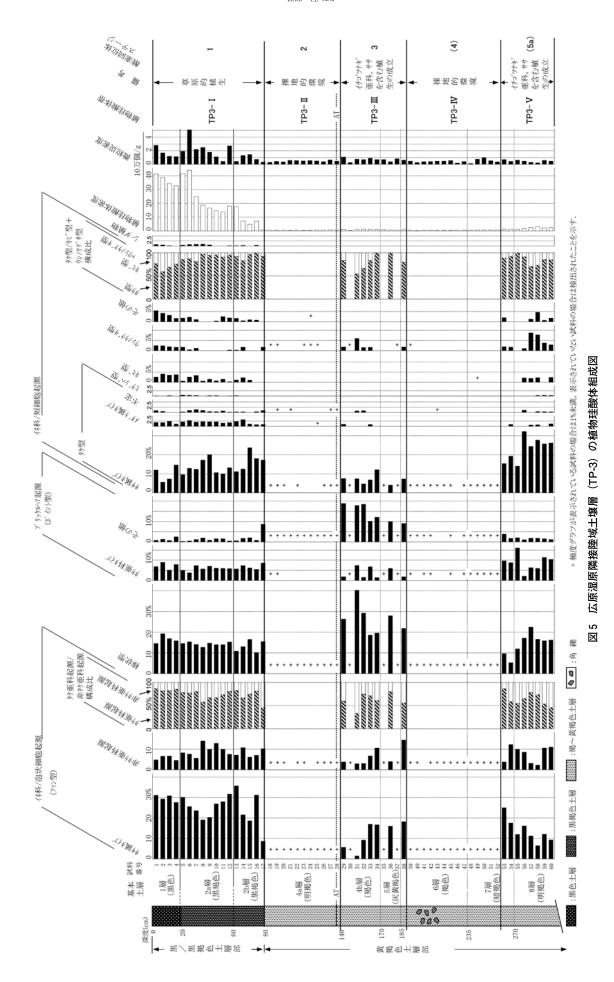
TP3-II 帯 (深度 80 ~ 140cm; 褐色土): ファン型群ではササ属タイプが連続して、また非タケ亜科起源がほぼ連続して認められるが、その検出頻度は極めて低い、短細胞起源群ではタケ型ササ属タイプ、ウシノケグサ型が検出される. しかし、その検出頻度は極めて低い. 植物珪酸体密度はほぼ 5 万個 /g 未満の低値で推移する.

TP3-III 帯(深度 140~ 190cm; 褐色土): ファン型群ではササ属タイプ, 非タケ亜科起源がいずれも明瞭に検出される. 短細胞起源ではタケ型ササ属タイプが明瞭に, ウシノケグザ型がやや明瞭に検出される. 植物珪酸体密度は TP2-II 帯より高く, 5万~ 10 万個/g で推移する

TP3-IV 帯 (深度 190 ~ 260cm;褐色土):ファン型群ではササ属タイプが連続して、また非タケ亜科起源がほぼ連続して認められるが、その検出頻度は極めて低い、短細胞起源群ではタケ型ササ属タイプがほぼ連続して検出される。しかし、その検出頻度は極めて低い、植物珪酸体密度は5万個/g未満の低値で推移する。

TP3-V 帯(深度 $260 \sim 300 \text{cm}$;褐色土):ファン型群ではササ属タイプ,非タケ亜科起源がいずれも明瞭に検出される.短細胞起源ではタケ型ササ属タイプ,ウシノケグザ型が明瞭に検出される.植物珪酸体密度は TP2-II 帯より高く,10 万個 /g を越えて推移する.

以下で、各帯の示す古環境、時代について考えてみる。 TP3-I 帯、III 帯、III 帯の推移は、層位的にも植物珪酸体群組成においても、前記した TP2-I 帯、III 帯、III 帯の推移とよく似ている。したがって、TP3-I 帯、II 帯、III 帯の古環境、時代については、対応する TP2 各帯と同様なことがいえよう。すなわち、TP3-I 帯はササ属を主要な構成要素とする草原的植生を示し MIS1 に帰属、TP3-II 帯は裸地的な植生環境を示し MIS2 に帰属、TP3-III 帯は、ササ属、イチゴツナギ亜科を主体とした



— 10 —

イネ科植物を含む植生を示し MIS3 に帰属すると考えられる.

TP3-IV 帯については植物珪酸体密度が極めて低いこ とから裸地的な環境が推定される。 当帯にかかわる褐 色土層には裸地的環境のもとソリフラクションが活発 であったことを示す多数の角礫が含まれている. 最下 部の TP3-V 帯については TP3-IV 帯より植物珪酸体密 度が高く、ササ属、イチゴツナギ亜科のシグナルが明 瞭であることから TP3-IV 帯ほどに寒さが厳しくはな い気候のもとでササ属やイチゴツナギ亜科を伴う植生 環境の成立が推定される. TP3-IV 帯と TP3-V 帯が示 す変動は植物珪酸体層序から推定された気候変動から MIS4. MIS5a に対応する可能性が考えられている(細 野·佐瀬, 2014; 佐瀬·細野, 2014). 一方, AT 起源 ガラスの検出極大がある深度 140cm の年代を AT の年 代29~26kaとし、土層の堆積速度を一定と仮定して 外挿法で深度 300cm の年代を算出すると MIS3/4 境界 に重なる 62ka ~ 55ka が得られ、TP3-IV 帯および同 V帯は MIS3 に帰属する Dansgarrd-Oeshger イベント (Dansgarrd et al. 1997 など) に対応する可能性もある. これらの植物珪酸体帯と MIS との対応については今後 の課題としておきたい.

5-3 植物珪酸体帯の対比

5-3-1 湿原域堆積層の対比

HB-1A コアと既報 (佐瀬ほか, 2013) のトレンチ2 (TR-2) コアはどのように対比されるであろうか. 両コアの大きな違いの一つは、HB-1A コアに認められる最終氷期最寒冷期後半 (MIS2後半) の泥炭層が TR-2 コアには認められないことである. TR-2 コアが採取された TR-2 のセクション図 (明治大学黒耀石研究センター2013) を見てみると、コアが採取された東壁断面に深度約 200~270cmの範囲で浸食谷が読みとれる. この浸食谷を埋める上部堆積層 (11層) の年代は 9550~9850 cal BP 前後 (工藤、2014) であることから、TR-2 コアには MIS2後半に関わる泥炭層が浸食により欠落していると判断される. この前提に立てば、HB-1A コアとTR-2 コアの対比は以下のようになる (図 6). なお、既報では TR-2 コアに植物珪酸体帯を設定しなかったが、

本報では図6に示した新たな植物珪酸体帯を設けた.

おおよそ完新世に帰属する泥炭が卓越するコア部分に ついては、いずれのコアでも前半の低層湿原的植生期と 後半の中間湿原的植生期に二分される. 両期を画する年 代について、HB-1A では外挿法で ca. 3.2ka と推定した. TR-2 についても同様に求めると ca. 3.5ka と推定されこ とから、ほぼ同時期に低層湿原的植生から中間湿原的植 生へ移り変わったといえよう. したがって、HB1A-I帯 と TR2-I 帯、HB1A-II 帯と TR2-II 帯をそれぞれ対比す ることに支障はないと考えられる. なお, 珪藻群集の変 遷からも ca.4ka 以降,現在に近い比較的穏やかな湿原 環境に変化したことが推定されており (千葉ほか 2013; 千葉 2014). 植物珪酸体記録と調和的である. ところで. TR-2 コアの低層湿原的植生期に当たる部分は HB-1A コアの当該部分に比べて砂層や砂質泥炭が卓越する. TR-2 地点が最終氷期最寒冷期後半の泥炭層が浸食され た後、より低位の堆積場となったことにより、流水の影 響を受けやすい状況でしばらく推移したことが TR-2 の セクション図 (明治大学黒耀析研究センター2013) か ら読みとれる. このことが、TR-2 コアと HB-1A コアの 層相の違いを生み出した要因の一つであろう.

次におおよそ更新世に帰属するコア部分について見て みよう. TR-2 では最終氷期最寒冷期後半に関わる泥炭 層が浸食されたと前記したが、その最上部は11層(明 治大学黒耀石研究センター,2013)の最下部に対応す る可能性が考えられる. それは. 11 層最下部の植物珪 酸体群集が HB-1A コアの最終氷期最寒冷期後半に関わ る泥炭層と同様にササが希薄でイチゴツナギ亜科の強 いシグナルを示すことによる. TR-2の11層下部の年代 は ca. 9.8ka cal BP であり最終氷期には届かない(工藤, 2014) が、HB-1A コアで最終氷期最寒冷期後半と考え た部分の上端の年代 ca. 13ka は外挿法で求めたもので あり、実際はもっと若いのかもしれない. また、TR-2 の11層下部の年代は植物珪酸体分析に用いたコアで得 られたものではなく、イチゴッナギ亜科の強いシグナ ルを示す11層最下部の年代はさらに古いのかもしれな い. このように、年代的には必ずしも明瞭ではないが、 植物珪酸体群の特徴から HB1A-III 帯と TR-2 コアで 11 層最下部を上端として設定した TR2-III 帯が対比できる

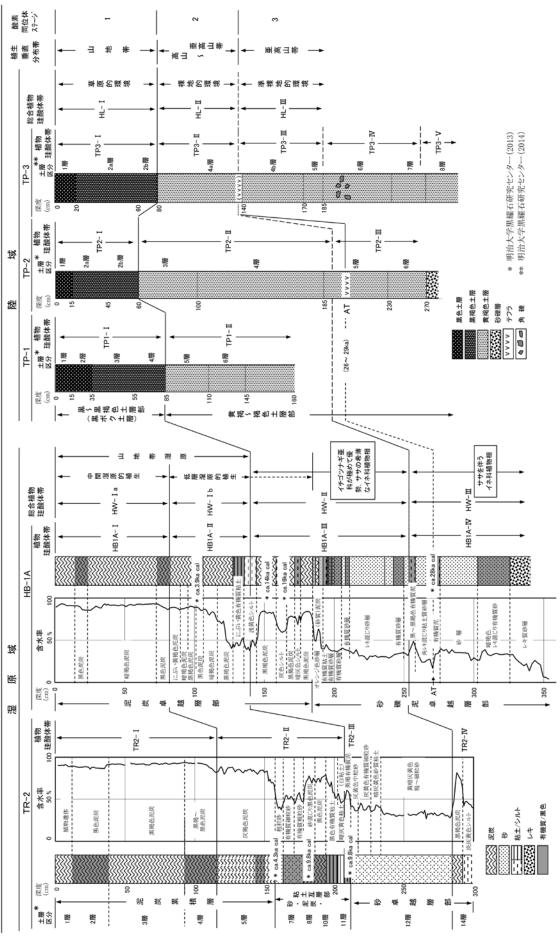


図6 広原湿原堆積層と隣接陸域土壌層の対比

ものとしておく. この対比が妥当であれば、層相的に類似する TR-2 の 11 層下部の「暗灰黄植粘土 (白粘土)」と HB-1A で深度 140cm 前後の「浅黄色シルト」が対応することになるのではなかろうか. MIS3 に帰属するとした HB1A-IV 帯ついては、ササ類、ヌマガヤ属のシグナルが明瞭に認められる共通する特徴から、TR2-帯 IVに対比させて不都合はないと考える.

以上の対比に基づき、湿原域の堆積層に総合珪酸体帯を次のように設ける。TR2-I 帯と HB1A-I 帯を総合して HW-Ia 帯に、TR2-II 帯と HB1A-II 帯を総合して HW-Ib 帯に、TR2-III 帯と HB1A-III 帯を総合して HW-II 帯に、そして TR2-IV 帯と HB1A-IV 帯を総合して HW-III 帯とする。

5-3-2 湿原隣接陸域土壌層の対比

TP-2 土壌層と TP-3 土壌層の対比については、先に 示したように、TP2-I帯とTP3-I帯、TP2-II帯とTP-3-II帯、そして、TP2-III帯とTP3-III帯が対比される(図6). TP2-I 帯と TP3-I 帯はおおよそ MIS1 に帰属し、草原 的植生が成立、その下で黒ボク土層が生成した。TP2-II 帯と TP3-II 帯は MIS2 に帰属、極めて植被に乏しい 寒さの厳しい環境であった. TP2-III 帯と TP3-III 帯は MIS3 に帰属、TP2-II 帯、TP3-II 帯ほどに厳しい気候環 境ではなくササやイチゴツナギ亜科を含む植被が成立し た. それでは、TP-2、TP-3の土壌層と既報(佐瀬ほか、 2013) の TP-1 の土壌層はどのように対比されようか. なお、既報では TP-1 土壌層に植物珪酸体帯を設定しな かったが、図6に示したように黒ボク土層部を TP1-I 帯、 褐色土層部を TP1-II 帯とした. 先ず, 黒ボク土層部の TP1-I 帯は、同様に黒ボク土層である TP2-I 帯、TP2-I 帯に対比されることは論を待たない. 次に TP1-II 帯は 珪酸体密度が極めて低く裸地的環境が示すこと、AT 層 準がその褐色土層の下位に予想されること(佐瀬ほか. 2013) から、TP2-II 帯、TP3-II 帯に対比することがで

以上の対比に基づき、湿原隣接陸域土壌層に総合植物珪酸体帯を次のように設ける。TP1-I 帯、TP2-I 帯、TP3-I 帯を総合してHL-I 帯に、TP1-II 帯、TP2-II 帯、TP3-II 帯を総合してHL-II 帯に、TP2-III 帯とTP3-III

帯を総合して HL-III 帯にする. そして, TP3-IV 帯, TP3-V 帯については TP-1, TP-2 に対応する珪酸体はなく, また MIS との対応も確定できないことから, 総合植物珪酸体帯を設定しない.

5-3-3 湿原域堆積層および湿原隣接陸域土壌層の対比

湿原堆積層と隣接陸域土壌層の対比を図5に示した. 湿原域のMIS1(完新世)に関わるHW-Ia帯,HW-Ib帯は,湿原隣接陸域で同じくMIS1に関わるHL-I帯に対比される.湿原域では、山地帯湿原として低層湿原的環境(HW-Ia帯)へ移り変わりながら泥炭層が堆積した.一方、陸域では草原的植生が卓越し黒ボク土層が生成した.この黒ボク土層からは縄文時代遺物が検出され、人為の影響の下で草原的植生の出現が繰り返され黒ボク土層が生み出されたと考えられる.なお、この草原的植生にはササが主要構成要素として関わっていた。また、HW-Ib帯期では、陸域からの無機物粒子の流入が頻繁に起きた。それを反映して同期の泥炭層には本来湿原植物ではないササの珪酸体が高頻度で検出される.

湿原域の MIS2 (最終氷期最寒冷期) に関わる HW-II 帯は、隣接陸域で同じく MIS2 に関わる HL-II 帯に対比される.湿原域では MIS2 の前半で砂礫泥の流入堆積が繰り返されたが、後半になると泥炭の堆積が卓越するようになる.陸域では前後半を通じ植被に乏しい裸地的な環境であった.この時代の広原湿原地域は亜高山帯上部から高山帯に位置し、ササが希薄でイチゴツナギ亜科でほとんど構成されるイネ科植物相が成立していた.

湿原域の MIS3 に関わる HW-III 帯は、隣接陸域で同じく MIS3 に関わる HL-III 帯に対比される。湿原域では砂礫泥の流入が繰り返される中で腐植質土層や泥炭層の生成も見られた。陸域では植被の点在する準裸地的な環境であった。この時代は亜高山帯に位置し、イネ科植物相にはイチゴツナギ亜科の他、ササやヌマガヤが含まれていた

5-4 ササ類の地史的動態と黒ボク土層生成史からいえること

ササ類の生育には温量指数 (WI) 17℃・月以上(佐

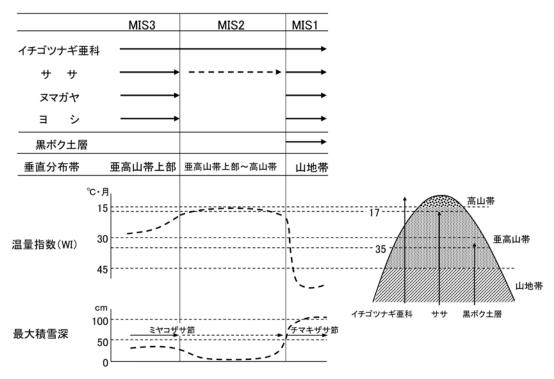


図 7 広原湿原地域における MIS3 以降の温量指数, 最大積雪深, 垂直帯の推移関係模式図

瀬ほか 2011), また, 黒ボク土層の生成にはW I 30~35℃・月が必要とされる(細野・佐瀬 2009). これらの 関値と以上に示したササ類の地史的動態と黒ボク土層 の生成史から, 広原湿原周辺地域における MIS3 以降の WI および植生垂直分布帯の推移を図7にまとめた.

最終氷期最寒冷期 MIS2 におけるイネ科植物相はササ が希薄.かつイチゴツナギ亜科が極めて優勢であった. このようなイネ科植物相の状況から、MIS2の広原湿原 地域は亜高山帯上部から高山帯に位置していたと考えら れる. なお、ササは積雪の保護なしに土壌の凍結する厳 しい冬期をのりこえることは不可能である. 最終氷期の 積雪環境は一般的に現在より寡雪であったと考えられて いるので、そのことが、MIS2 においてササの生育に影 響を与えた可能性もある。それでは、当時の積雪環境は どの程度に寡雪だったのであろうか. ササ類は積雪環 境に対応して分化し、積雪深 50cm を境にそれより少雪 域にミヤコザサ節 Crassinodi、多雪域にはチマキザサ節 Eusasa が分布することが知られる (鈴木 1978). 現在の 広原湿原地域に生育するササはチマキザサ節のクマイザ サであり、当地域の積雪深が 50cm 以上であることを示 す. このことから、最終氷期の広原湿原地域に生育した

ササの種類が分かれば、当時の積雪環境を推し量ること が出来るであろう. 杉山(2000)は泡状細胞(起動細胞) 起源の珪酸体の形態的差異から完新世開始に伴いササ相 がミヤコザサ節からチマキザサ節へ交代することを見出 し完新世の多雪化を述べている. 杉山・藤原 (1986). 近藤(2010)によれば、ミヤコザサ節の泡状細胞起源の 珪酸体はチマキザサ節に比べて断面縦長が短く、側長が 長い特徴がある. そこで、各地で採取したミヤコザサ節、 チマキザサ節に帰属する数種類のササについてその泡状 細胞起源珪酸体の断面縦長と広原湿原隣接陸域土壌層 (TP-2) から検出された泡状細胞起源ササ属タイプ珪酸 体 (ファン型) の縦長をそれぞれ計測して比較を試みた. 図8に示したように、現世のミヤコザサ節泡状細胞起源 珪酸体の縦長は分布中央値が 40 μ m 以下にあり、それ が40 μ m 以上にあるチマキザサ節に比べて短い傾向が 認められ、既報の指摘を確認することができた.一方、 陸域土壌層中の泡状細胞起源ササ属タイプ珪酸体(ファ ン型)の縦長測定の結果が図9である. その分布中央値 は、黒ボク土層(完新世土層)に比べ褐色土壌層(最終 氷期土層) で小さい傾向が窺え、最終氷期の広原湿原地 域に生育していたササがミヤコザサ節を主体としたこと

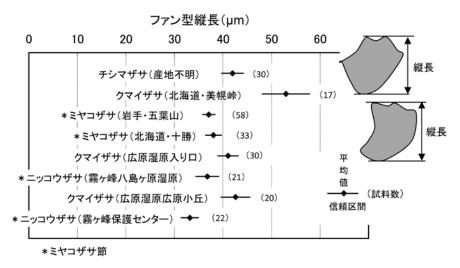


図8 ササ泡状細胞起源珪酸体(ファン型)の断面縦長分布

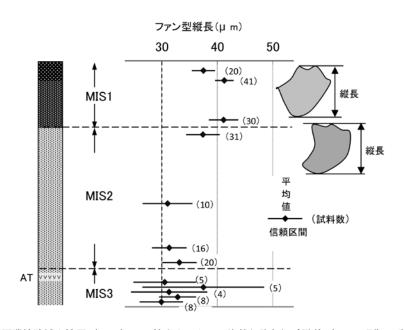


図 9 広原湿原隣接陸域土壌層 (TP-2) から検出されたササ泡状細胞起源珪酸体 (ファン型) の断面縦長分布

を示唆する.このことから、最終氷期の広原湿原地域の積雪深が50cmを越えなかったことが推定されるが、MIS2においてはミヤコザサ節も生育できないほどの寡雪環境だった可能性がある.以上に見てきたことから、MIS2の広原湿原地域は温度環境に加え積雪環境においてもササの生育にとって厳しい条件下にあったことが考えられる.

広原湿原隣接陸域は黒ボク土層に被われている. この黒ボク土層は完新世 MIS1 に関わるもので、それ以前、最終氷期の MIS2、MIS3 に関わる黒ボク土層は確認できない. このことから、広原湿原地域では黒ボク

土層の生成する条件が完新世 MIS1 になって整ったと考えられる. 黒ボク土層の生成には, 温量指数 (WI) 30~35℃・月以上が必要とされる (細野・佐瀬 1997). MIS2 の広原湿原地域は, 亜高山帯上部から高山帯に位置していたので, この温量条件を満たさず黒ボク土層は生成しえなかったといえよう. また, MIS3 では亜高山帯に位置していたので温量条件的に微妙であるが, 結果的に黒ボク土層の生成が認められないことから亜高山帯でもその上部に位置していたとするのが妥当であろう.

6. まとめ

霧ヶ峰高原の西方の標高 1400m 付近に位置する広原 湿原周辺地域における人類活動の背景となった古環境 の情報を得るために、少なくとも酸素同位体ステージ (MIS) 3まで遡る湿原域の堆積層と隣接陸域の土壌層 の植物珪酸体分析を行い、ササ類の地史的動態と黒ボク 土層の生成史を軸に古環境の変遷を論じた。

- (1) ササ類は MIS3 ではミヤコザサ節が優勢であった が、 MIS2 では極めて希薄となり、 MIS1 になって チマキザサ節優勢となった。 また、 MIS2 のイネ科 植物相はイチゴツナギ亜科でほとんど構成された。
- (2) 黒ボク土層は MIS3, 2 を通じて生成が見られず、 MIS1 になって生成を開始した。
- (3) 現在,山地帯にあって100cm 近い最大積雪深を見る広原湿原周辺地域は,MIS3では亜高山帯上部,MIS2では亜高山帯上部~高山帯にあったこと,そして,MIS3においては,最大積雪深が50cmに満たさず,MIS2ではさらに寡雪環境となったことが推定される.

謝辞

本論は査読者の近藤錬三帯広畜産大学名誉教授らのご意見により改善された。ボーリングコア (HB-1A) からの分析試料の採取に際して吉田明弘氏 (明治大学黒耀石研究センター),電気炉の使用にあたり土屋美穂氏 (明治大学黒耀石研究センター)にはご尽力いただいた。ササ,ヨシ,ヌマガヤの垂直分布について、川辺百樹氏 (北海道自然史研究会)にはご教示いただいた。また「ヒトー資源環境系の歴史的変遷に基づく先史時代人類誌の構築」研究代表者の小野 昭氏 (明治大学黒耀石研究センター)には様々なご支援を頂いた。記して感謝を申し上げる.

引用文献

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen,
 D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hividberg, C. S.,
 Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond,
 G. 1993 Evidence for general instability of past climate from a
 250-kyr ice-core record. *Nature* 364:218-220.
- Hartly, W. 1973 Studies on the origin, evolution, and distribution of the Gramineae. V. The subfamily Festucoideae. *Australian Journal of Botany* 21:201-234.
- 細野 衛・佐瀬 隆 1997「黒ボク土生成試論」『第四紀』 29:1-9

- 細野 衛・佐瀬 隆 2014「広原遺跡群土層の植物珪酸体記録による MIS5a 以降のササ類の地史的動態」『日本第四紀学会講演要旨集 44』, pp.164, 東京, 日本第四紀学会
- 気象庁 2002「メッシュ気候値 2000 CD-ROM 版」気象業務 支援センター
- 近藤錬三 2000「植物ケイ酸体」『化石の研究法―採集から 最新の解析法まで―』 化石研究会編, pp.942-947, 東京, 共立出版
- 近藤錬三 2010 『プラントオパール図譜 走査型電子顕微鏡 写真による植物ケイ酸体学入門』, 387p., 札幌, 北海道 大学出版会
- 工藤雄一郎 2014「広原湿原の年代について 人類活動と環境史との対比のための時間的枠組み 」『文部科学省私立大学戦略的研究基盤形成支援事業 ヒトー資源環境系の歴史的変遷に基づく先史時代人類誌の構築 2013年度公開研究集会要旨集』、pp.16-17、長野、明治大学黒耀石研究センター
- 町田 洋・新井房夫 2003『新編 火山灰アトラス 日本列 島とその周辺』、336p.,東京,東京大学出版会
- 明治大学黒耀石研究センター 2013 『広原遺跡群発掘調査概報 I 2011 年度・2012 年度広原湿原および周辺遺跡における考古・古環境調査』, 19p., 長野
- 明治大学黒耀石研究センター 2014 『広原遺跡群発掘調査概 報 II 2013 年度広原遺跡群における考古・古環境調査』, 21p., 長野
- 三浦英樹・佐瀬 隆・細野 衛・苅谷愛彦 2009「第四紀土 壌と環境変動:特徴的土層の生成と形成史」『デジタル ブック最新第四紀学』日本第四紀学会50周年電子出版 編集委員会編, CD-ROM および概説集30p., 東京, 日 本第四紀学会
- 宮脇 昭編著 1985『日本植生誌 6 中部』, 604p., 東京, 至 文貴
- 西村 格・曽我友紀子・津田 智・西條好廸・莫 文紅 1997「霧ヶ峰亜高山草原における標高によるイネ科草本 の種組成変化」『日本草地学会誌』42:324-334
- 佐瀬 隆・細野 衛 2014「長野県長和町, 広原湿原地域に おける酸素同位体ステージ 5a 以降のササ類の地史的動 態と黒ボク土層生成史」『第 29 回日本植生史学会大会講 演要旨集』, pp.23-24, 鹿児島, 第 29 回日本植生史学会 大会実行委員会
- 佐瀬 隆・細野 衛・公文富士夫 2013「長野県長和町,広原湿原堆積層および隣接陸域土壌層の植物珪酸体記録による植生履歴」『資源環境と人類』3:65-75
- 佐瀬 隆・細野 衛・三浦英樹 2011「植物珪酸体群集変動からみた北海道における最終間氷期以降のササの地史的動態―ササを指標とした積雪・温量環境の推定―」『植生史研究』20:57-70
- 佐瀬 隆・細野 衛・高地セリア好美 2008 「三内丸山遺跡 の土壌生成履歴―植生環境, 人の活動および黒ボク土層 の関係―」『植生史研究』16:37-47

- 杉山真二・藤原 宏 1986「機動細胞珪酸体の形態によるタケ亜科植物の同定-古環境推定の基礎資料として-」『考古学と自然科学』19:69-84
- 杉山真二 2000「植物珪酸体(プラントオパール)」『考古学と自然科学-③ 考古学と植物学』辻誠一郎編, pp.189-213, 東京, 同成社
- 杉原重夫 2014「霧ヶ峰火山,広原湿原とその周辺の火砕流 堆積物について」『文部科学省私立大学戦略的研究基盤 形成支援事業 ヒトー資源環境系の歴史的変遷に基づく 先史時代人類誌の構築 2013年度公開研究集会要旨集』, pp.13-14,長野,明治大学黒耀石研究センター
- 鈴木貞夫 1978 『日本タケ科植物総目録』, 384p., 東京,

- 日本図書印刷株式会社
- 田口 信・細田浩史 2009 「長野県霧ヶ峰八島ヶ原周辺の気候 学的特性」 『法政地理』 41:3-20
- 千葉 崇 2014「広原湿原における珪藻群集の変遷と古地理の復元」『文部科学省私立大学戦略的研究基盤形成支援事業 ヒトー資源環境系の歴史的変遷に基づく先史時代人類誌の構築 2013年度公開研究集会要旨集』, pp.30, 長野, 明治大学黒耀石研究センター
- 千葉 崇・公文富士夫・工藤雄一郎・小野 昭 2013「長野 県和田峠に形成された広原湿原における完新世の古環境 変遷と乾燥・湿潤変動」『資源環境と人類』3:21-29

(2014年12月3日受付/2015年1月16日受理)

The development of *Sasa* (dwarf bamboo) and the Kurobokudo layer (melanic horizon) around the Hiroppara wetland at Nagawa in Nagano, central Japan

Takashi Sase 1*, Mamoru Hosono 2 and Fujio Kumon 3

Abstract

The Hiroppara wetland (1,400 m asl) located in the western region of the Kirigamine highland develops within a mountain zone. In this paper we discuss the history of the the *Sasa* group and the Kurobokudo layer on the basis of phytolith records from deposits in the wetland and soils of the adjacent location. Although the *Sasa* group in favour of Eusasa in the marine isotope stage (MIS) 1 was dominated by Crassinodi in MIS 3, it disappeared in MIS 2. In addition, Gramineae flora in MIS2 was characterized by the dominant Pooideae. On the other hand, the Kurobokudo layer dominated in MIS1 had not formed during MIS 3 and MIS 2. These developments suggest that the Hiroppara wetland was located in the upper subalpine zone in MIS 3 and then in the transition area of the subalpine and the alpine zones in MIS 2. Besides, it is estimated that the maximum snow depth of this region was less than 50 cm throughout MIS 3 and MIS 2.

Keywords: Hiroppara wetland; Gramineae flora; Holocene; Kurobokudo layer; Last Glacial; opal phytolith; Sasa

(Received 3 December 2014 / Accepted 16 January 2015)

¹ Boreal Laboratory for Phytolith Resarch

² Tokyo Natural History Research Structure

³ Faculty of Science, Shinshu University

^{*} Corresponding author: T. Sase (saze@opal.plala.or.jp)