

# 宮城県中山平盆地の地形発達に関する編年資料と、その解釈

小 元 久仁夫

## Chronological Data and Their Interpretations on Geomorphic Development of the Nakayamadaira Basin, Miyagi Prefecture, Northeastern Part of Japan

Kunio OMOTO

(Received November 4, 2005)

Nakayamadaira Basin is a tectonic basin located in one of the transverse valleys of Ohu Mountains. In the basin, Pleistocene Nakayamadaira formation (150 ~ 200m thick lacustrine sediments) has accumulated. Fluvial terraces develop at six levels along the Daiya River and its tributaries.

Ages of upper part of the Nakayamadaira formation and six fluvial terraces were estimated based mainly on radiocarbon ages. The results are summarized as follows:

1. In the upper part of the Nakayamadaira formation, Narugo-Yanagisawa tephra (63ka ~ 51ka: FT, TL and  $^{14}\text{C}$  methods) was identified. The result suggests us that the sedimentation of upper part of the Nakayamadaira formation has finished in the last glaciation.
2. The radiocarbon ages indicate that six fluvial terraces have been formed at about 50ka, 18ka, 10ka, 6-5ka, 2-1ka and younger than 1ka, respectively.
3. The fluvial terraces developed in the Nakayamadaira Basin, Narugo Basin and Onikobe Basin were correlated with each other by radiocarbon ages and marker tephra layers as shown in Table 3.
4. Narugo-kyo (gorge) showing enclosed meander was formed by rapid down cutting of the Daiya River which occurred since 10ka.
5. An active fault system found at Minamihoshinuma, east of the Nakayamadaira Basin had dislocated the Nakayamadaira formation and terrace deposits. The last fault activity occurred at ca. 4.9ka.

**Keywords** : radiocarbon age, Nakayamadaira Basin, fluvial terrace, marker tephra, lacustrine sediments, active fault

### I はじめに

中山平盆地は奥羽山脈のほぼ中央に位置し、盆地を西から東へ流下する大谷川は6段の河成段丘を形成 (Omoto, 1967) している。大谷川は太平洋水系に属しているが、その上流部は宮城・山形県境の「堺田」で谷中分水界をもって日本海水系と接している。Omoto (1967) はかつて中山平盆地に発達する河成段丘の特徴や盆地の地形発達史について報告したが、地形形成年代は数値年代にもとづくものではなかった。

中山平盆地に発達する河成段丘の形成年代が明らかになれば、太平洋・日本海両水系の地形面の対比はもとよ

り、段丘の形成年代や比高にもとづき最終間氷期あるいは最終氷期以降の脊梁山地の隆起速度や、河川の側方侵食量、あるいは下刻による河床低下率などを定量的に解明するデータを得ることができる。また一流域において、6段もの段丘面の形成年代を数値年代で決定した研究例はわが国では未だ報告されていない。中山平盆地の6段の河成段丘の数値年代が決定されれば、東北日本の他地域における既存の段丘形成年代との対比や段丘形成環境の研究において指標となるばかりでなく、今後増大する各地の河成段丘の形成年代との対比の指標となる上でもその意義は大きい。

本研究の目的は、中山平盆地および周辺地域から採取

した試料の<sup>14</sup>C年代 (Omoto, 1975-78:小元, 1990-93b, 1998) や示標テフラの年代 (Omoto, 1967: Nishimura *et al.*, 1972: 八木・早田, 1987: 中井, 1988: 早田, 1989: 八木・早田, 1989: 早田・八木, 1991: 小元, 1993a, 1993b) を整理し, 中山平盆地に発達する6段の段丘形成年代を年代資料にもとづき決定することと, このたび明らかになった中山平盆地に堆積していたテフラの鑑定結果にもとづき中山平湖成層上部の年代について報告することである。

## II 地形および地質

### 1 地形

中山平盆地は宮城県北西部, 奥羽山脈中の横谷に位置し, 更新世に奥羽山脈の隆起に取り残された構造盆地 (Omoto, 1967) である。その大きさは東西約5km, 南北約3kmであり, 盆地床の高度は380~260mである。盆地には厚さ150~200mの更新統中山平湖成層 (後述) が堆積している (第1図)。

中山平盆地を東流する大谷川は, 宮城・山形県境に源を発し, 中山平盆地で6段の河成段丘を形成後, 盆地東端で穿入曲流により鳴子峽を穿ち, 鳴子盆地に流入して

いる。Omoto (1967) は, 河成段丘を高位のものから Higashizawa surface (東沢面), Nishihara surface (西原面), Syokubutuen surface (植物園面), Nakayamadaira surface (中山平面), Hebinoyu surface (蛇の湯面), および Yakeishihata surface (焼石畑面) に区分した (第2図)。なお本論では, 最高位の Higashizawa surface (東沢面) を, その後標識地の地名として地形図上に新たに記入された名称にもとづき「大野原面」と改称している。

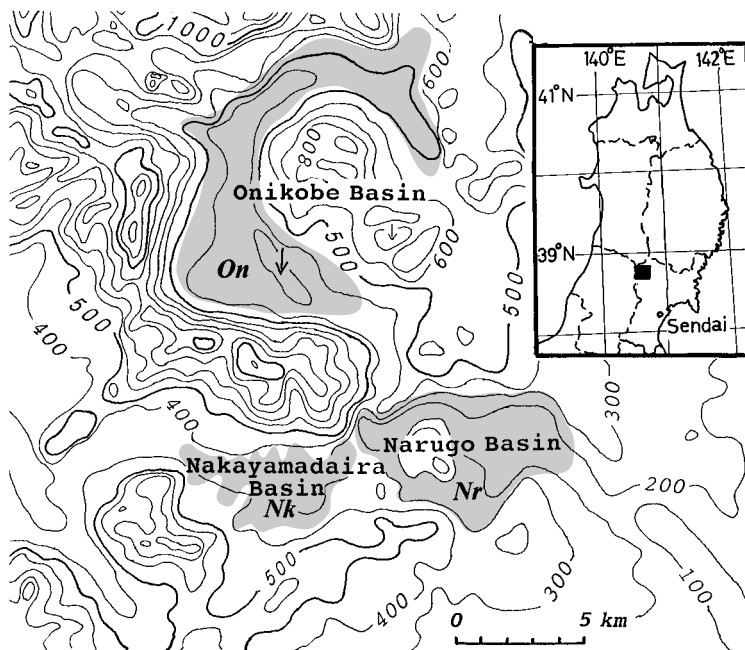
大野原面は, 中山平盆地で最高位の段丘面であり, その海拔高度は盆地南東の大野原で約380mである。西原面は大野原面より一段低く, 盆地内でもっとも広い分布を示す段丘面であり, その高度は標識地の西原で約300mである。植物園面は上位の西原面より明らかに一段低く, 熱帯植物園では高度約270mを示し, 下位の中山平面よりは一段高い。中山平面の高度は, 標識地の JR「なかやまだいら温泉駅」西方約500m地点で約260mである。蛇の湯面は大谷川とその支流に沿ってほぼ連続的に発達する段丘面であり, 現河床と約10mの比高を有する。焼石畑面は大谷川とその支流で見られる最低位の段丘面であり, 大谷川では主にその蛇行帯内に発達し現河床との比高は約5mである。

以上記載した6段の段丘面の高度および連続性, 上位の丘陵面および大谷川の河床縦断面を第3図に示す。

### 2 山地および丘陵地の地質

調査地域の奥羽山脈や丘陵面を構成する岩石は, 第三紀中新統緑色凝灰岩類や第三系鳴子峽凝灰岩 (集塊岩および凝灰角礫岩を含む) である。前者は奥羽山脈の骨格を構成し, 一方後者は主に低位の丘陵面や中山平盆地と鳴子盆地の境界に分布し, 丘陵面と段丘堆積物の基盤岩となっている。また第三系鳴子峽凝灰岩は, 大谷川の下刻により鳴子峽を形成している。これらを不整合に覆い更新統中山平湖成層<sup>1)</sup>が堆積している。

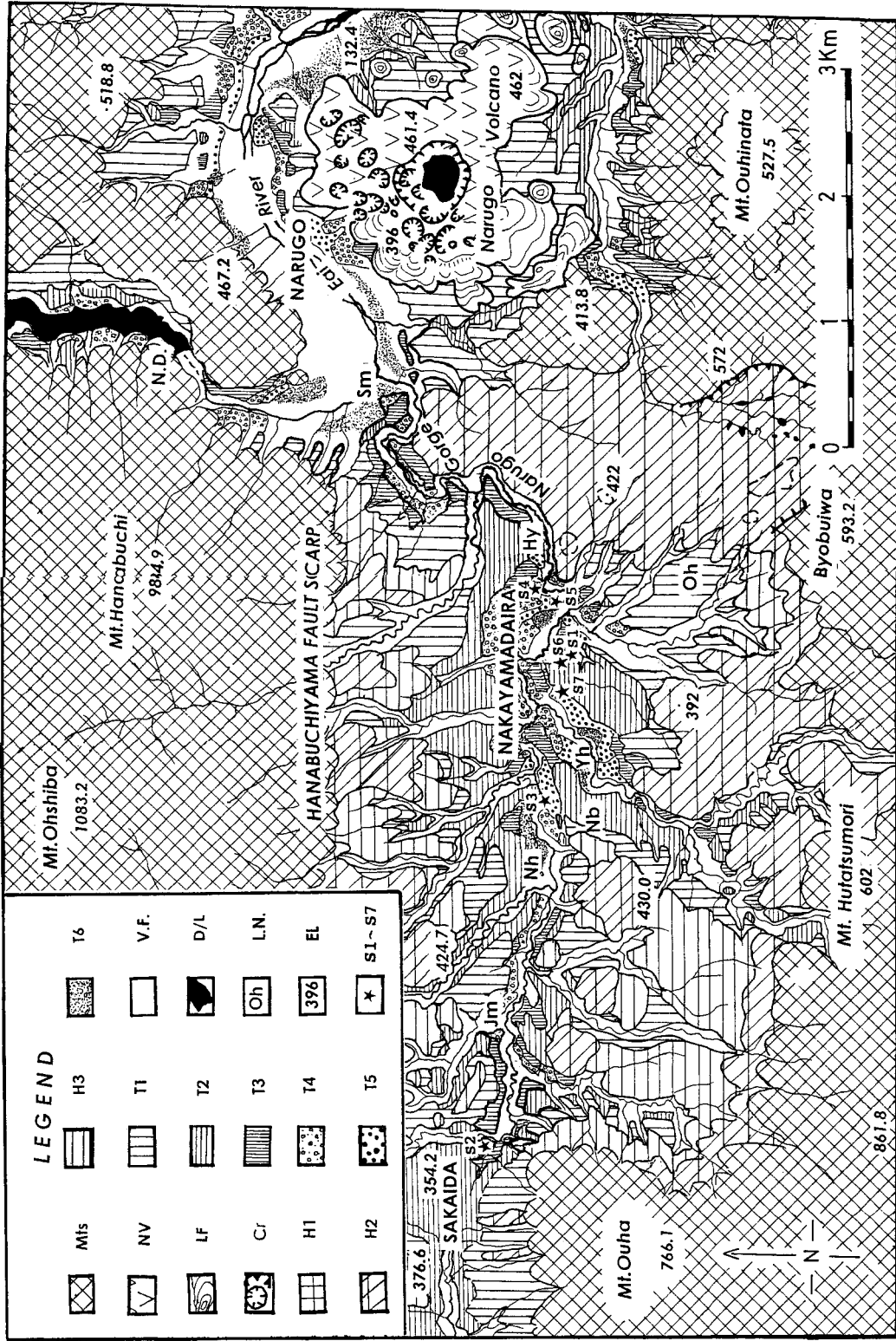
今泉 (1976) によれば『中山平湖成層は全層厚150~200mであり, 最下位には厚さ10~20mの硬質礫岩があり, その上位に礫層, シルト岩, 砂質礫岩, 浮石層などの互層が40m以上堆積している。シルト岩は植物化石や泥炭層を挟在し, ところによって葉理が発達しており, 堆積相から判断して湖成層である』。なお本層は場所によってさらに厚さ20~30mの石英安山岩質凝灰岩によって覆わ



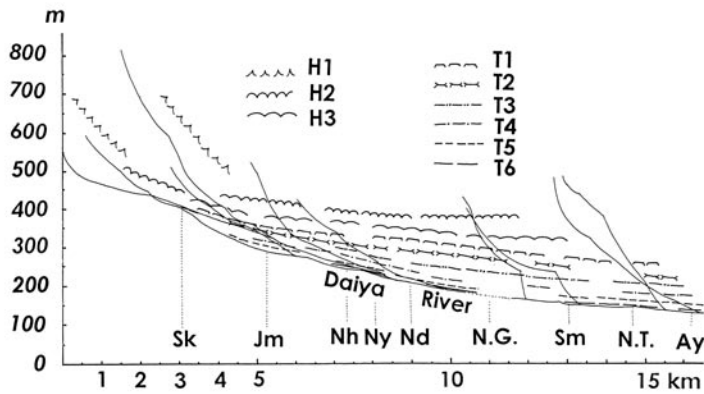
第1図 研究地域の概念図

(谷幅500mを埋めた接峰面図。等高線間隔は100m。アミをかいた部分は更新統湖成層, Nk: 中山平湖成層, Nr: 鳴子湖成層, On: 鬼首湖成層の堆積域を示す。)

Fig. 1 General map of the surveyed area. The shaded areas indicate distribution of the Pleistocene lacustrine sediments (Nk: Nakayamadaira lake deposits, Nr: Narugo lake deposits, On: Onikobe lake deposits).



第2図 中山平盆地の地形学図 (Omoto, 1967を改変)  
 Mts: 山地, NV: 鳴子火山溶岩流, LF: 鳴子火山溶岩流, Cr: 火口または凹地, H1~H3: 陸羽丘陵 (H1: 大関面, H2: 最上面, H3: 堺田面), T1~T6: 中山平段丘陵群 (T1: 大野原面, T2: 西原面, T3: 植物園面, T4: 中山平面, T5: 蛇の湯面, T6: 焼石畑面), V.F.: 汎濫原または谷床, D/L: ダムまたは湖床, L.N.: 地名 (Jm: 陣森, Nb: 南原, Oh: 焼石畑, Oh: 大野原, Hy: 蛇ノ湯, Sm: 尿前, N.D.: 鳴子ダム), EL: 標高 (m), S1~S7: 試料採取地点  
 Fig. 2 Geomorphic map of the Nakayamadaira Basin (Modified Omoto, 1967).



第3図 中山平段丘群 (T1~T6)・陸羽丘陵 (H1~H3)・大谷川河床の縦断面投影図 (Omoto, 1967を改変)

H1~H3およびT1~T6の名称は第2図参照。Sk~Ayは次の地名を示す。Sk: 堺田, Jm: 陣森, Nh: 西原, Ny: 中山, Nd: 中山平, N.G.: 鳴子峡, Sm: 尿前, N.T.: 鳴子町, Ay: 赤湯を示す。

Fig. 3 Longitudinal profiles of fluvial terrace surfaces (T1~T6), Rikuu Hill surfaces (H1~H3) and present river floor of Daiya River (Modified Omoto, 1967).

れている。

第2図のS6およびS7では地表から3~4m下位で、中山平湖成層の上部、段丘礫層の下位に厚さ約5cmの白色シルト~粘土層が堆積している。この堆積物は、後述の広域テフラの始良Tn火山灰(AT)、ローカルテフラの鳴子-柳沢テフラ(N-Y: 早田, 1989)または鳴子-荷坂テフラ(N-N: 早田, 1989)によく似た色調および粒度を示している。そこでこの堆積物の岩石鉱物学的特徴を明らかにし、給源を判定するため、SEM像の撮影と火山ガラスについて屈折率の測定を依頼した。

### 3 段丘堆積物

#### 【大野原面】

大野原面の構成物質は、中山平湖成層またはそれより下位を基盤としている。盆地北部では厚さ3~5mの緑色凝灰岩、花崗閃緑岩、安山岩などの中礫から大礫で構成される堆積物が扇状地礫層状の層相を呈して堆積している。一方盆地南東の大野原では中山平湖成層の堆積面が段丘面となっている。なお大野原面を覆う示標テフラを観察可能な地点は未だに発見されていない。

#### 【西原面】

段丘堆積物は、砂礫層、粘土、シルト、泥炭層などで構成され、最大10mほどの厚さを有し、中山平湖成層上に堆積している。段丘礫層は、緑色凝灰岩、花崗閃緑岩、安山岩などの中礫から大礫で構成され、それらの形状は垂角礫~亜円礫のものが大部分である。段丘堆積物

に含まれる泥炭層・有機質粘土層・軽石および石英安山岩礫は、段丘対比の「key bed」となっている。なお段丘堆積物の上部は後述の鳴子火山テフラ(NK)に覆われている。

#### 【植物園面】

段丘堆積物は厚さ約4mの砂礫層で構成され、礫の大部分は緑色凝灰岩、花崗閃緑岩、石英安山岩の小礫から中礫であり、その形状は垂角礫のものが多く、これらの礫層上部に、軽石礫を含む砂層[約50cm]<sup>2)</sup>が堆積しており、段丘対比の「key bed」となっている。また所によっては二次堆積と思われるテフラがみられる。

#### 【中山平面】

段丘堆積物は厚さ約4mの砂礫層で構成され、礫質は上位の段丘礫層に類似している。しかし二次堆積のテフラも、また軽石を含む砂層も見られない。なおこの段丘面は鳴子峡で連続性が途絶える。

#### 【蛇の湯面】

段丘堆積物は最大約10mの厚さがあり、淘汰された礫層(中礫~大礫)を主とし、所によって埋没土を含んでいる。

#### 【焼石畑面】

段丘堆積物は、山地・丘陵および上位の段丘から供給された小礫~中礫からなる厚さ約1~3mの砂礫層で構成されるが、所によって花崗閃緑岩や緑色凝灰岩の岩塊(最大径およそ0.6m)を含むことがある。

## III 堆積物の年代資料

### 1 示標テフラ

中山平盆地の各段丘面と示標テフラとの関係は、未だ十分に解明されていない。中山平盆地の北部に位置する鬼首盆地では、広域テフラの洞爺火山灰(Toya)、御岳第1軽石層(On-Pm I)、阿蘇4火山灰(Aso-4)が、また堺田の泥炭層中や鳴子盆地の大学農場面では始良Tn火山灰(AT)が発見されている(小元ほか, 1985, 八木・早田, 1989, 早田, 1989)。またローカルテフラというべき鳴子-柳沢テフラ(N-Y)、鳴子火山テフラ(NK)、鳴子-荷坂テフラ(N-N)、および肘折-尾花沢軽石層(Hj: 宇井ほか, 1973)なども発見されている。以上記載したテフラは、中山平湖成層に含まれている可能性がきわめて高い。またその降下年代は、中山平盆地の地形編年上重要な示標テフラであるため、その特徴と年代について整理し記載する。

### 1) 鳴子-柳沢テフラ (N-Y)

調査地域には層厚25cm以上の鳴子-柳沢テフラ (N-Y) が堆積しているといわれている (早田, 1989)。早田・八木 (1989) は、鳴子-柳沢テフラについて標識地では「下位より降下軽石層 (Y1), 火山豆石を含む細粒の火山灰層 (Y2), 数フローユニットからなる大規模な火砕流堆積物 (Y3), 降下軽石層 (Y4), 降下火山灰層 (Y5) から構成される」としている。しかしY1~Y5に区分した各堆積物の岩石鉱物学的特徴に関する詳細な報告はない。八木・早田 (1989) は、降下テフラの層厚, 粒径分布, 火砕流堆積物に含まれる石質岩片の粒径分布から, 給源は鳴子盆地内と考えている。

鳴子-柳沢テフラ (N-Y) の年代は, TL法 (市川, 1983) では41.0ka, 42ka, 44ka, 44ka, 57ka, FT法 (輿水, 1983) では40.3ka, 42.6ka, 44.3ka, 63.4ka,  $^{14}\text{C}$ 法 (中井, 1988) では $50,880 \pm 2,150$  (NUTA-592) と報告されている。早田・八木 (1991) は, 上記の年代資料にもとづき, 鳴子-柳沢テフラ (N-Y) の降下年代を4.5万年前<sup>3)</sup>と報告した。

### 2) 新発見の「中山平テフラ (NYDT)」

JR「なかやまだいら温泉駅」の南方約500m付近 (第4図のS6およびS7) で, 段丘礫層の下位より採取した白色シルト~粘土層 (第5図) について, 超音波洗浄後に実体顕微鏡や電子顕微鏡下で鉱物の特徴を観察した (写真1)。その結果, この堆積物は軽石片や角閃石片などを含むガラス質テフラであり, その屈折率は1.501~1.503であることが明らかになった。そこでこのテフラを「中山平テフラ (NYDT)」と呼称する。

### 3) 始良Tn火山灰 (AT)

宮城・山形県境「堺田」の露頭では, 泥炭層中に淡黄灰色 (乾燥後は灰白色) を呈する細粒でガラス質のテフラ [約3cm] が挟まれている。このテフラについてEPMAを使用して火山ガラスの化学成分分析を行った結果, 始良Tn火山灰 (AT) と同定された (小元ほか, 1985)。またAT直上および直下の泥炭の年代は, それぞれ $27,040 \pm \frac{2120}{1680}$  BP (TH-1134) および $27,390 \pm \frac{2090}{1660}$  BP (TH-1134U) と測定された。したがってATの降下年代は, これらの平均値から約27,200 BP<sup>4)</sup>となる (小元ほか, 1985; 小元, 1993a)。なお中山平盆地では, まだATの存在は確認されていないが, 最高位段丘の大野原面にはATが存在する可能性が高い。

### 4) 鳴子火山テフラ (NK)

鳴子火山は, 更新統鳴子湖成層を基盤とする直径約2kmの小火山である (小元, 1966)。鳴子火山は, その中心部に直径約400mの火口湖「潟沼」を抱き, これを

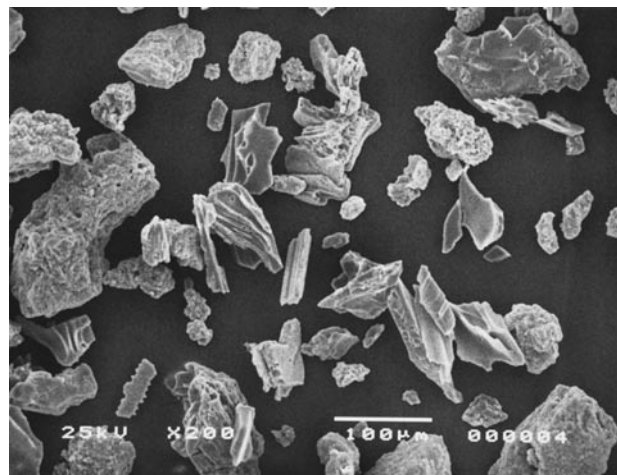


写真1 中山平盆地から新たに発見されたテフラ (NYDT) のSEM写真 (250×; スケール=100 $\mu\text{m}$ )。

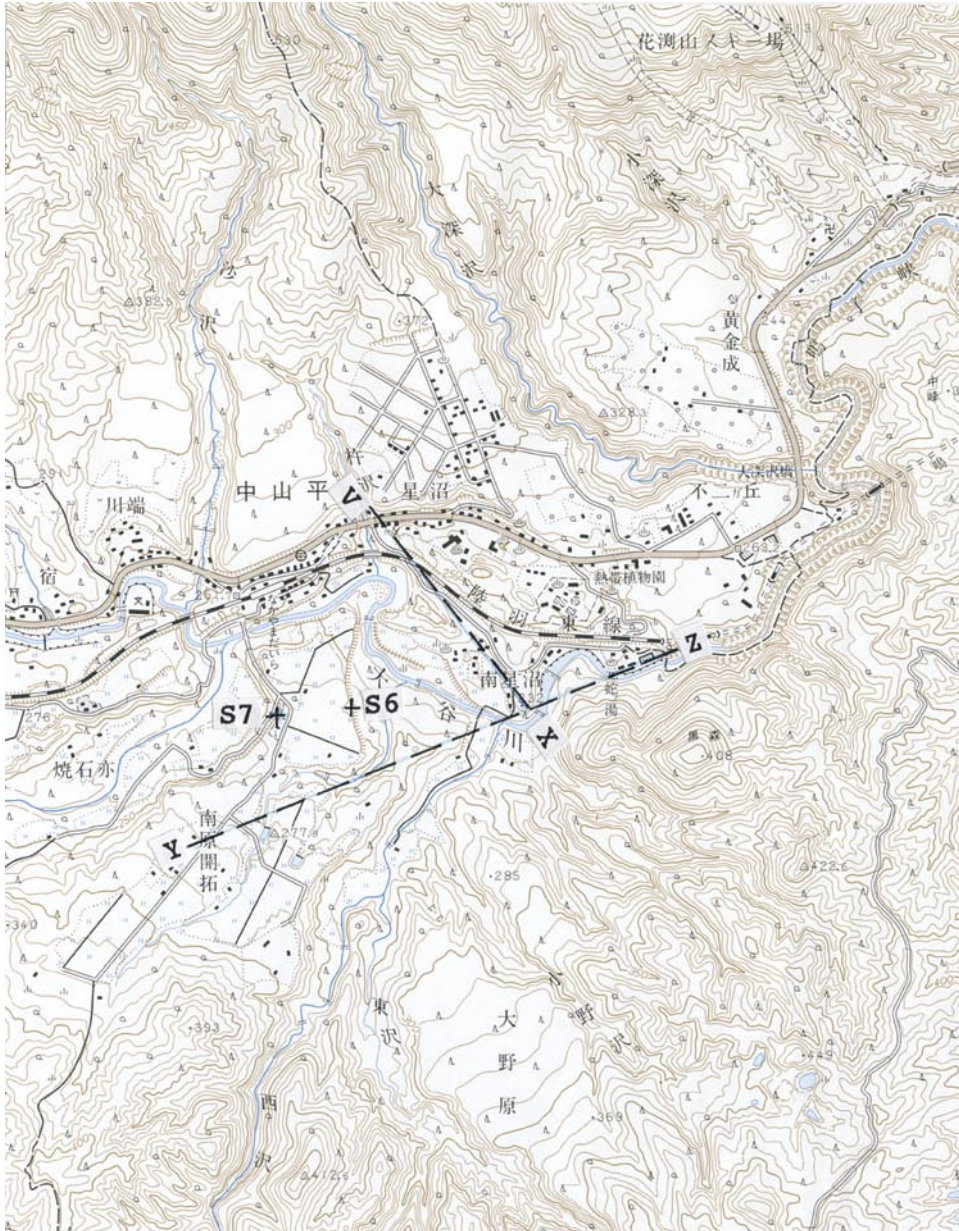
Plate 1 SEM photograph of newly found tephra at south of the Nakayamadaira Basin. Photo (250×; bar scale = 100 $\mu\text{m}$ ).

取り囲む胡桃ヶ岳 (461.4m), 鳥谷ヶ森 (396m), 尾ヶ岳 (470.3m) などの石英安山岩質溶岩円頂丘群によって構成される (第2図)。

鳴子火山起源のテフラ (NK) について, 小元 (1966) およびOmoto (1967) は, その分布・層序・重鉱物組成にもとづきNa~Nd (鳴子火山テフラa~dの意味) の4種類に区分した。その後, 庄司ほか (1983) は鳴子火山のテフラを潟沼-a~潟沼-dに4区分し, 潟沼-aと潟沼-bの間に肘折-尾花沢軽石層 (Hj; 9.5~11ka; 宇井ほか, 1973) があることから潟沼-aは完新世の火山灰であり, 潟沼-b~潟沼-dは鳴子湖成層上にあることから1万年前から2万数千年前の火山灰であると報告した。また早田 (1989) は, 鳴子火山の潟沼から噴出したテフラを鳴子潟沼-上原テフラ層 (NK-U) と命名し, 庄司ほか (1983) の潟沼-c (26ka) に相当すると報告している。早田・八木 (1991) は「鳴子火山は約7.3万年前に鳴子-荷坂テフラ (N-N) を, 約4.5万年前に鳴子-柳沢テフラ (N-Y) を噴出し, 鳴子カルデラを形成した。そして約4.5万年前以降, 鳴子潟沼-上原テフラ (NK-U) が噴出した約1.8万年前までの間に, おもに溶岩円頂丘から構成される中央火口群が形成された」としている。

## 2 中山平湖成層

中村・前田 (1959) は, 鳴子・中山平湖成層を鮮新-洪積統と報告し, 半沢 (1962) 監修による宮城県地質図 (1:200,000) では, これらの堆積物を中新統とした。小元 (1964; 1966) およびOmoto (1975) は, 中山平・鳴子・鬼首盆地の各湖成層の堆積面が最高位の地形面として残



第4図 中山平盆地中央および新たに発見したテフラ試料の採取地点 (S6およびS7)と、横山・堀津 (1976) による推定断層の位置 (V-XおよびY-Z) を示す地形図。S4は、Xの北側に位置する。(国土地理院平成6年10月1日発行 1:25,000「鳴子」図幅)  
**Fig. 4** Topographic map (1:25,000) shows central part of the Nakayamadaira Basin and sampling sites (S6 and S7) of newly found tephra and location of active fault system (V-X and Y-Z) estimated by Yokoyama and Horitsu (1976).

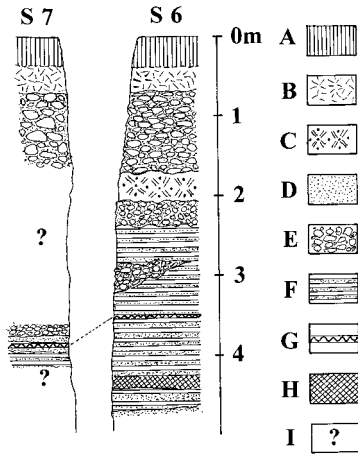
存し、堆積物が十分に固結していないことを重視し、これらの堆積物は中新統のような古いものではなく、更新世の湖盆に堆積した湖成層であると考えた。その後今泉 (1976) も、中山平盆地や鳴子盆地の湖成層が更新世の堆積物であると報告している。しかし栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986) では、鬼首湖成層や鳴子湖成層は後期更新統と認めているものの、中山平盆地の湖成層は中新統と鮮新統の境界に位置づけている。

### 3 段丘堆積物

河成段丘の形成年代を決定するため、最高位と最低位の段丘をのぞく各段丘堆積物から試料を採取し、東北大学理学部地理学教室および日本大学年代測定室で<sup>14</sup>C年代測定を行った。試料採取地点における各試料の堆積状態と年代測定結果は次の通りである。

#### 1) 西原面

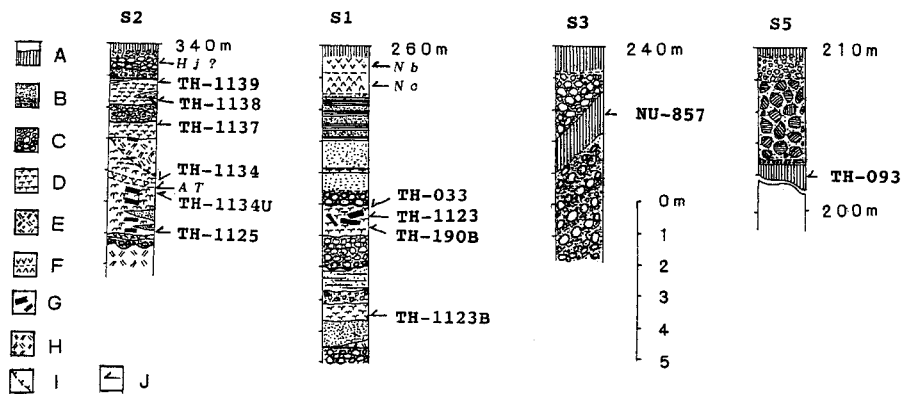
JR「なかやまだいら温泉駅」南方約500m (第2図のS1) では、厚さ約15cmの表土、鳴子火山テフラ [約1.2m] に続いて、粘土・砂・泥炭の互層および礫層から



第5図 新たに発見したテフラ試料 (NYDT) の地質柱状図  
 凡例 A: 表土 (黒色土), B: 火山灰 (鳴子テフラ),  
 C: 軽石礫, D: 礫層, E: 砂層, F: 粘土・砂層の互層,  
 G: 中山平テフラ (2つの柱状図上に破線で対比), H: 泥炭層, I: 不明部分 (観察不能)。S6およびS7の位置は第4図を参照。

Fig. 5 Geological columnar sections of newly discovered marker tephra layer (NYDT).

成る段丘堆積物 [約8m] が中山平湖成層上に堆積している (第6図のS1)。地表から約5.5m下方に堆積していた樹幹と木片の年代は,  $18,595 \pm 705$  BP (TH-033),  $20,790 \pm 830$  BP (TH-1123) および  $22,810 \pm 830$  (TH-190B) であった。しかしこれより2.5m下位の泥炭層の年代は,  $>31,350$  BP (TH-1124) および  $>34,420$  BP (TH-1123B) となり, 年代を確定できなかった。



第6図  $^{14}\text{C}$  年代測定試料採取地点の地質柱状図 (Omoto, 1967および小元, 1993を改変)  
 柱状図上のS1~S5の位置は第2図に示す。柱状図右側の矢印および記号番号は, 年代測定試料の採取位置とLab. Codeを示す。年代測定結果は第1表および第2表に示す。

A: 表土 (黒色土), B: 砂層, C: 礫層, D: 泥炭層または有機質粘土層, E: 凝灰質砂層, F: テフラ (Na: 鳴子テフラ, Hj: 肘折-尾花沢軽石層, AT: 始良Tn火山灰), G: 木片, H: 浮石質~石英安山岩質凝灰岩, I: 断層, J: 試料採取位置

Fig. 6 Geological columnar sections of fluvial terrace deposits and radiocarbon ages (Modified Omoto, 1967 and 1993).

## 2) 植物園面

この段丘面は大谷川上流の宮城・山形県境の「堺田」で, 小扇状地を開析する地形面に連なる。国道49号沿いの「切り取り」(第2図のS2) では, 表土 [約5~10cm], 最大粒径約3cmの黄白色軽石<sup>5)</sup> を含む砂礫層 [40~60cm], 直径3~10cmの垂角礫~垂円礫層 [約80cm], 黄褐色~橙色のシルト層 [約8cm], 暗灰色の泥炭質シルト層 [60cm], 黄灰色の砂層 [約15cm], 固結の進んだ礫層 [約40cm] などが泥炭層 [約4m] 上に堆積している。堆積物の特徴 (特に表層部に含まれている軽石層) は, 盆央の植物園面を構成する段丘堆積物と類似している。さらにこの泥炭層は, 下位の浮石質~石英安山岩質凝灰岩<sup>6)</sup> を不整合に覆って堆積している (第7図)。

泥炭層上部は植物繊維に富み, 乾燥すると板状にはがれる。この泥炭層中に, 淡黄灰色 (乾燥後は灰白色) を呈する細粒のガラス質テフラ [約3cm] が挟まれている。

地表から約1mおよび2m下で採取した泥炭の $^{14}\text{C}$ 年代は,  $10,890 \pm 350$  BP (TH-1139) と  $11,970 \pm 710$  BP (TH-1138) であった。細粒ガラス質テフラ直下の泥炭の年代は,  $27,390 \pm 2090$  BP (TH-1134U) であったが, 更にその下位の泥炭 [約1.4m] は, 年代測定装置の上限年代をこえたため, その年代を確定できなかった。

## 3) 中山平面

標式地であるJR「なかやまだいら温泉駅」西方約500m, 陸羽東線のガード下の「切り割り (第2図のS3)」では, 表土 [40cm], 砂礫層 [50cm], 砂礫混じり黒色土 [40cm], 粒径2~20cmの垂円礫層 [2.4m]

が埋没土 [60cm] の上に堆積している (第6図のS3)。埋没土の下には黄～橙色の砂層 [0.8m] が、中山平湖成層の礫岩層上に堆積している。地表から約4m下の埋没土の年代は、 $5,990 \pm 105$  BP (NU-857) であった。またJR「なかやまだいら温泉駅」南東約700mの「南星沼 (第2図のS4)」で、地表から約2m下の埋没土 (写真2の☆印地点) の年代は $4,890 \pm 130$  BP (TH-1352) であった。

4) 蛇の湯面

JR「なかやまだいら温泉駅」の南西約250m、大谷川と支流の岩堂沢が合流する地点の「切り取り」<sup>7)</sup>では、上部にはほぼ水平層理を示す軽石の小礫からなる砂礫層 [約2m] があつた。その下には上部の堆積物と斜交不整合で上部と同質の砂礫層 [約6m] が下流側に傾く層理をもって黒色土の上に堆積していた。これより約2km下流の「元蛇の湯 (第2図のS5)」では、主として中山平湖成層のシルト岩の礫層 [約2.5m] が、黒色土 [約40cm] を覆って堆積している (第6図のS5)。この2露頭のうち前者は小規模な三角州の頂置層と前置層に相当する堆積相を示している。これら2か所の堆積状況は、かつての表土である黒色土上に新しい堆積物が堆積していることから、大谷川の河床低下後に一時的な侵食基準面上昇<sup>8)</sup>があつたことを示唆している。

蛇の湯面の露頭から黒色土を採取して<sup>14</sup>C年代測定を行い $1,045 \pm 110$  BP (TH-093) の値を得た (Omoto, 1976)。山田ら (1978) は「蛇の湯層」を不整合に覆う未変質の砂泥層に含まれていた炭化木片の年代を $1,890 \pm 65$  BP (GaK-5521) と報告している。

以上記載した<sup>14</sup>C年代を第1表および第2表に示す。

IV 活断層露頭

JR「なかやまだいら温泉駅」南東約700mの「南星沼

(第2図のS4)」では、中山平面を高さ4～10m、幅約100m、奥行き約80m切り込んで整地した駐車場がある。その切り土面に中山平湖成層を切る断層露頭 (写真2) があつた。この露頭では、厚さ約2mの段丘礫層が基盤の中山平湖成層上に堆積しており、表土 [約40cm] の一部は断層によって段丘礫層や、さらに下位の中山平湖成層の中に巻き込まれていた。また中山平湖成層のシルト岩や泥岩を切る小断層も確認された。

写真2の左上部の [A] では中山平湖成層のシルト岩を切る西落ちの正断層があつたが、その走向傾斜は測定できなかった。その下方の [B] では、葉理の発達する中山平湖成層のシルト岩が、次に述べる4本の断層<sup>9)</sup>で切られている。それらの走向/傾斜/変位量 (cm) / (中山平湖成層の走向・傾斜) は左側から順に、 $N70^{\circ}W/80^{\circ}S/50\text{cm}/(N15^{\circ}W/6^{\circ}E)$ ,  $N80^{\circ}W/72^{\circ}S/52\text{cm}/(N10^{\circ}W/10^{\circ}E)$ ,  $N40^{\circ}W/85^{\circ}S/78\text{cm}/(N35^{\circ}W/13^{\circ}E)$ , および  $N38^{\circ}W/82^{\circ}S/30\text{cm}/(N20^{\circ}W/8^{\circ}E) / (N10^{\circ}W/10^{\circ}E)$  である。

また写真中央部の [C] では中山平湖成層のシルト岩が、その右側の礫岩層と $N55^{\circ}W/70^{\circ}E/120\text{cm}/(N80^{\circ}W/2^{\circ}SW)$  および  $N60^{\circ}W/70^{\circ}N$ ,  $N30^{\circ}W/60^{\circ}N$ ,  $N20^{\circ}W/70^{\circ}S$  の断層で接している。さらに写真右側の [D] では、中山平湖成層のシルト岩が、上位の礫岩層と $N26^{\circ}W/66^{\circ}W$ ,  $N80^{\circ}E/50^{\circ}N$ ,  $N10^{\circ}W/46^{\circ}E$  および  $N42^{\circ}W/66^{\circ}N$  の断層 (変位量不明) で接している。

V 考察

1 示標テフラの年代と鳴子火山の活動時期

1) 鳴子-柳沢テフラの降下年代

このテフラの降下年代は、<sup>14</sup>C法、FT法およびTL法によって測定されていることは前述の通りである。年代測

第1表 中山平盆地から採取した試料の<sup>14</sup>C年代  
Table 1 Radiocarbon ages of sample materials collected from the Nakayamadaira Basin.

地点 番号*1	地形面の名称*2	高度*3 (m.a.s.l.)	Lab. Code	試料名	<sup>14</sup> C Age (yrs BP)*4	参考文献
S2	西原面	250	TH-1123B	泥 炭	older than 34,240	未発表資料
S2	西原面	252	TH-1124	泥 炭	older than 31,350	未発表資料
S2	西原面	255	TH-033	樹 幹	$18,595 \pm 705$	Nishimura <i>et al.</i> (1972)
S2	西原面	255	TH-1123B	樹 幹	$20,790 \pm 830$	未発表資料
S2	西原面	255	TH-190B	木 片	$22,810 \pm 830$	Omoto (1978)
S3	中山平面	255	NU-857	埋没土壌	$5,990 \pm 105$	未発表資料
S4	中山平面	240	TH-1352	埋没土壌	$4,890 \pm 130$	未発表資料
S5	蛇の湯面	235	TH-093	埋没土壌	$1,045 \pm 110$	Omoto (1976)
S5	蛇の湯面	不明	GaK-5521	炭化木	$1,890 \pm 65$	山田ほか (1978)

\*1 第2図 および第6図に示す \*2 相当面を含む \*3 概略高度 \*4 安定同位体による補正は行っていない。

第2表 堺田から採取した試料の<sup>14</sup>C年代 (小元ほか, 1985より抜粋)

Table 2 Radiocarbon ages of sample materials collected from Sakaida, northeast of Yamagata Prefecture (Radiocarbon ages were selected from Omoto *et al.*, 1985).

柱状図の番号*1	深度 (m)	Lab. Code	試料名	<sup>14</sup> C Age (yrs BP) *2	備考
C-1	1.2	TH-1139	泥炭	10,890 ± <sup>350</sup> / <sub>340</sub>	AT直上 AT直下
C-2	1.8	TH-1138	泥炭	11,970 ± <sup>710</sup> / <sub>650</sub>	
C-3	2.4	TH-1137	泥炭	24,040 ± <sup>1210</sup> / <sub>1050</sub>	
C-4	2.8	TH-1136	泥炭	22,510 ± <sup>980</sup> / <sub>880</sub>	
C-5	3	TH-1129	木片	24,820 ± <sup>1530</sup> / <sub>1290</sub>	
C-6	4	TH-1135	泥炭	26,270 ± <sup>1570</sup> / <sub>1310</sub>	
C-7	4.2	TH-1134	泥炭	27,040 ± <sup>2120</sup> / <sub>1680</sub>	
C-8	4.3	TH-1134U	泥炭	27,390 ± <sup>2090</sup> / <sub>1660</sub>	
C-9	4.6	TH-1128	木片	older than 30,860	
C-10	5	TH-1127	木片	older than 30,840	
C-11	5.2	TH-1133	泥炭	older than 30,630	
C-12	5.5	TH-1126	木片	older than 30,770	
C-13	6	TH-1125	木片	older than 30,880	

\*1C-1～C-13は第7図の柱状図に対応する。\*2安定同位体による補正は行っていない。



写真2 中山平盆地東部, 「南星沼」の活断層写真 (詳細は本文参照)。A～Dは断層を, ☆マークは<sup>14</sup>C年代測定試料の採取地点を示す。

Plate 2 Photograph shows active fault system found at Minamihoshinuma, east of the Nakayamadaira Basin.

定の手法は異なるものの, 測定値は63.4～40.3kaの範囲にあり, 隣接する年代値はほぼ統計誤差の±3σの範囲に入る。このため鳴子-柳沢テフラ (N-Y) の年代を63.4～40.3ka (平均47ka) とみなすこともできよう。

<sup>14</sup>C年代測定法に長年携わってきた執筆者の立場から中井 (1988) が報告した50,880 ± 2,150 BPの<sup>14</sup>C年代について評価すれば, この数値はいわば“minimum age”を示していると解釈した方がよいといえる。5万年をこえる古い年代になると, 試料のcontaminationばかりでなく試薬や蒸留水中に含まれる“modern carbon”のcontaminationが測定結果を大きく左右し, 測定値は実年代

よりも新しい年代を示す場合が多いからである。このような見地から, 鳴子-柳沢テフラ (N-Y) の降下年代は, 報告された<sup>14</sup>C年代より古く5万年以前と考えた方が妥当であり, このため本論では鳴子-柳沢テフラの降下年代を63～51kaと推定する。

## 2) 中山平テフラ (NYDT) の鑑定結果と降下年代

中山平テフラ (NYDT) に含まれる火山ガラスは始良Tn火山灰 (AT) の特徴を示す“bubble wall type”ではなかった。その特徴を, 八木・早田 (1989) の研究成果と比較すると, 屈折率は始良Tn火山灰 (AT: 1.498-1.501) と一致せず, 御岳第1軽石 (On-Pm I: 1.501-

1.503) か、示標テフラの鳴子-柳沢テフラ (N-Y: 1.501-1.503) または鳴子-荷坂テフラ (N-N: 1.500-1.502) のいずれかである可能性が考えられた。

このテフラは、屈折率のみから判断すると大山-倉吉軽石 (DKP: 1.702-1.708), 阿蘇4火山灰 (Aso-4: 1.506-1.514), 阿多火山灰 (Ata: 1.508-1.513), 洞爺火山灰 (Toya: 1.494-1.497) のいずれの広域テフラにも該当しない。

鳴子-荷坂テフラ (N-N) は、角閃石を含まないといわれている (上掲文献)。また中山平盆地から採取した試料は、分級が若干悪く粗粒物質を含み、ローカルテフラの可能性を示唆している。その層厚 [約5cm] は、隣接する鬼首盆地で八木・早田 (1989) によって発見された御岳第1軽石層 [約3cm] より厚い。

以上の資料と考察にもとづき、中山平湖成層上部の「中山平テフラ (NYDT)」について、次のように同定した。このテフラの層厚は、早田 (1989) が報告したように決して厚くはないが、Y1~Y5に細分されている鳴子-柳沢テフラ (N-Y) の火砕流堆積物であるY3を除くいずれかに対比される。またその降下年代は、前述のように63~51kaである。

### 3) 鳴子火山の活動時期

小元の鳴子火山活動史は、早田・八木 (1991) の見解と若干異なる。小元は、かつて潟沼西南部の火口壁で、石英安山岩溶岩直下で、かつ鳴子湖成層上部の礫岩層から採取した樹幹の年代を  $11,830 \pm 555$  BP (TH-007) であると Nishimura *et al.*, (1972) の中で報告した。この年代は潟沼西部の溶岩円頂丘が形成され始めたのが約12ka前頃であることを示している (小元, 1993b)。また潟沼南部、鳳鳴平北部の火山麓では、火山活動により変位を受けて急斜する鳴子湖成層上部の礫岩層上に、新しい鳴子火山噴出物が堆積している。その上部には、火山灰 [5~20cm] に挟まれた埋没土 [20~40cm] があり、その埋没土の下位にもテフラがみられる。この埋没土を試料として<sup>14</sup>C年代測定を行い、 $5,430 \pm 190$  BP (TH-1122) の年代を得た。この結果は、鳴子火山が完新世に入っても、なお断続的に噴火活動を継続していたことと、最新のテフラの噴出が5,400年以降であることを示している (小元, 1993b)。これら一連の鳴子火山テフラ (NK: Na~Nd) は、中山平盆地東部では、西原面より高位の段丘に認められる。

## 2 中山平湖成層上部および河成段丘の年代

### 1) 中山平湖成層上部の堆積年代

前述のように中山平盆地の中央部で段丘礫層の下位

で、中山平湖成層の上部に堆積していた「中山平テフラ (NYDT)」は、示標テフラの鳴子-柳沢テフラ (N-Y) であると鑑定した。したがって中山平湖成層上部の堆積年代は、示標テフラの降下年代や柳沢火砕流の年代 (市川, 1983; 輿水, 1983; 中井, 1988) を検討した結果にもとづき、最終氷期のおよそ5万年前頃と推定される。

### 2) 河成段丘の形成年代

年代資料にもとづく各段丘の形成年代は、次の通りである。中山平盆地で最高位の大野原面の形成年代は、段丘堆積物の<sup>14</sup>C年代によって直接決定できなかった。しかし大野原面は中山平湖成層の堆積面であり、中山平湖成層上部に示標テフラの鳴子-柳沢テフラ (63~51ka) が確認されたことから、その形成年代は古中山平湖の消滅年代、すなわち約5万年前頃と推定される。

第2段丘である西原面の形成年代は、地表から約5.5m下位の段丘堆積物中の樹幹の年代 ( $18,595 \pm 705$  BP: TH-033) から、およそ1.8万年前頃と推定される。第3段丘である植物園面は、その連続性を大谷川上流に追跡した結果、堺田で対比された同段丘面相当の堆積物の年代から推定できる。すなわち堺田の露頭で地表から約1m下位、礫層直下の泥炭の年代が  $10,890 \pm 345$  BP (TH-1139) であったことから、植物園面は約1万年前に形成されたと推定される。

第4段丘である中山平面の形成年代は、段丘堆積物直下の埋没土の年代から推定できる。段丘面から約4m下にあった埋没土の年代は  $5,990 \pm 105$  BP (NU-857) を示し、一方南星沼で地表から約2m下位にあった埋没土の年代は  $4,890 \pm 130$  BP (TH-1352) であった。これらの年代資料から、中山平面は約6,000~4,900年前に形成されたと推定される。

第5段丘である蛇の湯面は、地表から約5m下の埋没土の年代が  $1,045 \pm 110$  BP (TH-093) を示したこと、堆積物中の炭化木片の年代が  $1,890 \pm 65$  BP (GaK-5521) であったことから、約2,000~1,000年前に形成されたと推定される。

最低位の焼石畑面の形成年代は、段丘堆積物や、段丘堆積物直下の堆積物に関する年代資料がないため数値で直接示すことができない。しかし上位の段丘面の形成年代から、過去およそ千年以内に形成されたといえよう。

Toyoshima (1984) および豊島 (1987) は、東北地方で最終氷期後半以降に形成された河成段丘について、2万年前頃から河川上流の環境が堆積から侵食に変化したことを気候変動と関連づけて報告した。そしてこのような変化は、わが国各地の諸河川で2万年以降に形成された河成段丘に普遍的に認められる特徴であるとして、これ

を「河成段丘連鎖」とよんだ(豊島, 1994)。中山平盆地の段丘は、最高位の大野原面の形成年代が最終氷期にあたり、これを切り込む侵食段丘群(蛇の湯面を除く)は2万年以降に形成されたことが明らかになった。この結果は、豊島(1994)の研究成果と調和的である。

### 3 段丘形成期の古環境

宮城・山形県境の「堺田」の露頭から採取した泥炭試料の花粉分析および深度ごとの<sup>14</sup>C年代測定結果(第7図, 第8図および第2表)から、中山平盆地における段丘形成期の古環境は、次のように推定できる。

まず時間尺は堆積物の年代から決定できる。すなわち試料の泥炭層は、石英安山岩質凝灰岩<sup>6)</sup>上に堆積している。この石英安山岩質凝灰岩について早田(1989)は「鳴子-柳沢テフラ層(火砕流堆積物: Y3)」であると報告した。一方中井(1988)は「柳沢火砕流堆積物」の<sup>14</sup>C年代を約51kaと報告した。よって泥炭層最下部の年代は約5万年前となり、一方最上部はすでに記載した泥炭層上部の<sup>14</sup>C年代から約1万年前である。これらの年代から約5万年前から1万年前までの植生および気候変化を次のように推定できる。

花粉分析結果(第8図)にもとづき植生帯は、下位より *Betula* 帯, *Betula-Quercus-Pinus-Alnus* 帯, *Betula-Pinus-Alnus* 帯, *Alnus-Lysichiton-Thalictrum-Umbelliferae* 帯, *Betula-Picea-Pinus-Tsuga-Cyperaceae* 帯, *Betula-Picea-Zelkova+Ulmus* 帯, *Quercus-Gramineae* 帯の7帯に区分される。従って堺田では、泥炭層最下部の約5万年前には *Betula-Quercus-Pinus-Alnus* 帯で示される冷涼な気候環境にあった。その後 *Betula-Picea-Pinus-Tsuga-Cyperaceae* 帯で示される約2万年前を中心とする最寒冷期を経て、約1万年前には上位の植生帯に見られるやや温暖な気候環境へと移行した。

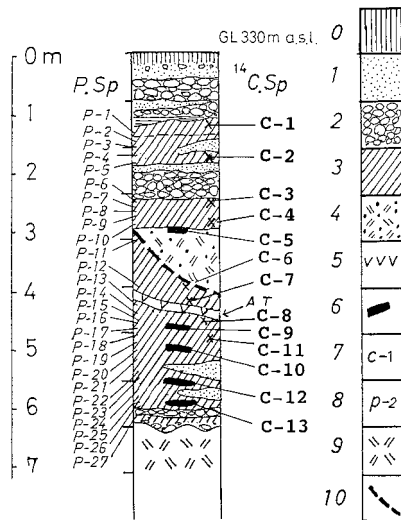
東北地方におけるAT降灰前後の植生について竹内(1994)は、亜寒帯針葉樹と *Betula* が多く、標高300m以上では *Betula* が *Picea* よりも多いことが特徴であると報告している。一方残念ながら現在のところ中山平盆地や堺田では、1万年以降の植生や気候変化に関する花粉分析データはない。

しかし後氷期になって気候は温暖・湿潤化し、これにともなって降水量や河川の侵食・運搬力が増したことは多くの研究者が指摘しているところである。堺田においても氷期の寒冷な気候環境下で生産された岩屑が、後氷期の温暖・多雨な環境下で流水の作用により運搬され、露頭上部でみられる約1.4mの砂礫層として泥炭層上に堆積した。この時期は、砂礫層直下の泥炭の<sup>14</sup>C年代がおおよそ1万年前であることから裏付けられている。中山平盆地においても、後氷期に気候の顕著な温暖・湿潤化により降水量が増加し、これに伴い河川の側方侵食や下刻力が増大した結果、中山平湖成層を切る侵食段丘が次々に形成されたと推定される。

### 4 鳴子峡の形成期

鳴子峡は中山平盆地と鳴子盆地の境界に位置し、大谷川が第三系鳴子峡凝灰岩(同集塊岩および凝灰角礫岩)を幅10~100m、深さ80~100mにわたり下刻して形成した全長約3kmの峡谷(第2図および第4図)である。鳴子峡では、大谷川が曲流しており、しかも植物園面を深く下刻している。この曲流状態は、いわゆる「穿入曲流」であり、大谷川が植物園面形成直後に、既存の流路を維持しつつ急速に下刻に転じたことを示している。

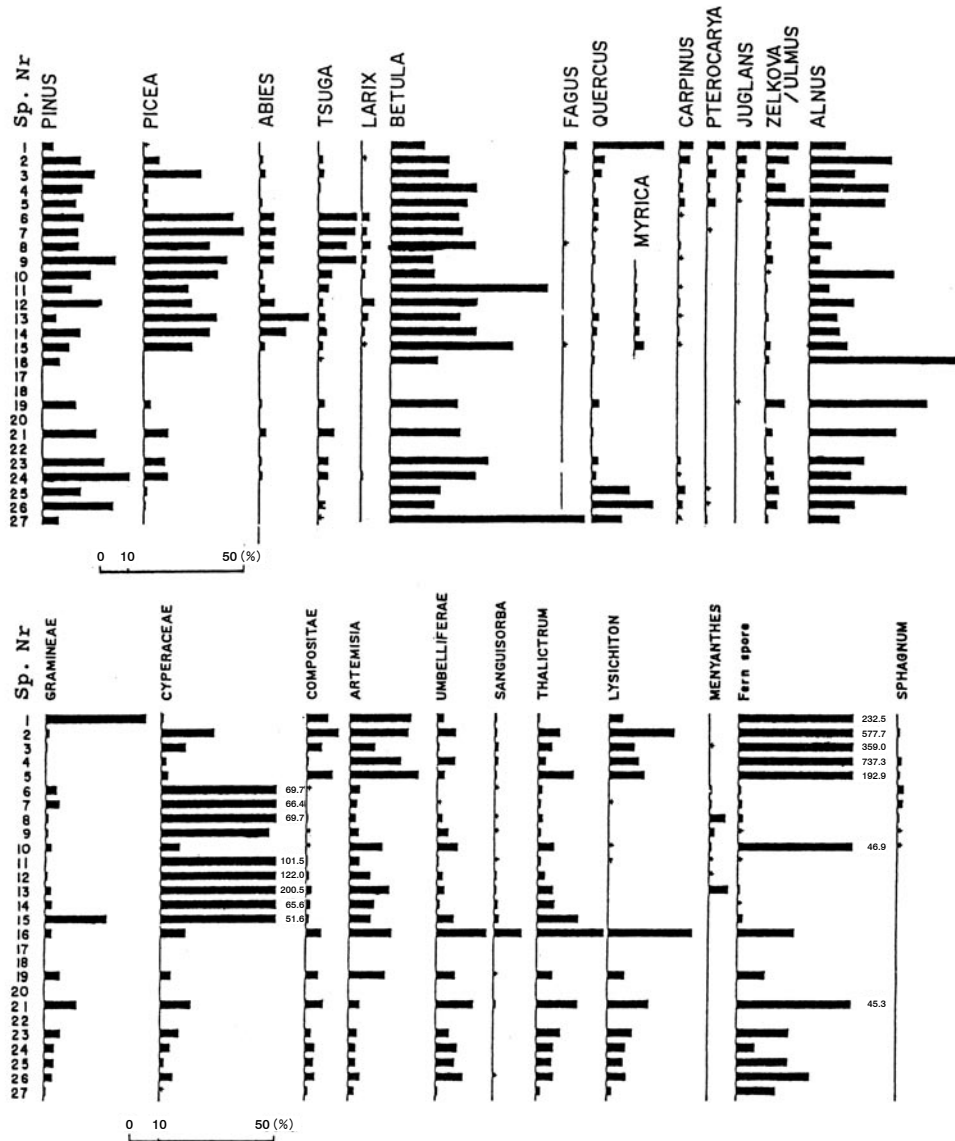
中山平湖成層は、鳴子峡凝灰岩にアバットし、その堆積域は、鳴子峡の西方に広がっている。また大谷川は、鳴子峡で穿入曲流している。これらの事実から、鳴子峡付近一帯の隆起運動と鳴子峡を構成する凝灰岩の硬・軟部分が、中山平湖成層の堆積域と大谷川の流路および下刻(侵食基準面)を支配してきたと考えられる。



第7図 「堺田」の露頭における花粉分析および<sup>14</sup>C年代測定試料採取地点の地質柱状図(小元ほか1985)

凡例 0: 表土, 1: 砂層, 2: 礫層, 3: 泥炭層, 4: 凝灰岩, 5: テフラ(AT), 6: 樹幹または木片, 7: <sup>14</sup>C年代測定試料採取位置, 8: 花粉分析試料採取位置, 9: 石英安山岩質凝灰岩(火砕流堆積物), 10: 断層(N82°E, 28°N)

Fig. 7 Geological columnar section observed at Sakaida, indicates sampling layers for pollen analysis and radiocarbon datings (After Omoto et al., 1985).



第8図 宮城・山形県境「堺田」から採取した泥炭試料の主要花粉組成図（小元ほか、1985による）  
 左端のSp. Nrは第7図の柱状図と対応する。  
 Fig. 8 Pollen percentage showing selected taxa of peat samples collected from Sakaida, northeast of Yamagata Prefecture (After Omoto *et al.*, 1985).

かつてOmoto (1975) は、鳴子峡を形成する直前に形成された段丘面や鳴子盆地の大学農場面を下流へと追跡し、鳴子盆地東方の大崎平野で沖積平野に埋没することを指摘（小元、1966）した。またこの段丘面に対比される中山平盆地の堆積物が寒冷期を示唆することに注目した。そしてこれらの資料にもとづき、鳴子峡が最終氷期の海面低下期に下刻が開始されたと結論した。

鳴子峡の形成開始、すなわち鳴子峡の穿入曲流が開始される直前の段丘面を中山平盆地に追跡すると、この段丘面は植物園面に連続する。植物園面より1段高位の西原面の形成年代は、堆積物の<sup>14</sup>C年代から1.8万年と推定された。また植物園面の形成年代は約1万年前であるか

ら、鳴子峡は1万年前以降第3段丘面を急速に下刻して形成された。

### 5 段丘面の対比

段丘面の連続性・現河床との比高・開析状態などの地形特性は、段丘堆積物を覆う示標テフラや堆積物の放射年代とともに、一つの水系で上流から下流にかけて発達する段丘面を区分し、対比する際の指標となる。しかし流路の途中に峡谷が存在すると、段丘面の連続性が途絶え、段丘面の連続性のみを対比のkeyとした場合、峡谷の上流部と下流部間の段丘面の対比に支障をきたす場合がある。

第3表 中山平・鳴子・鬼首盆地の地形面の編年と対比表  
Table 3 Chronology and correlation of geomorphic surfaces of Nakayamadaira Basin with Narugo Basin and Onikobe Basin.

推定年代 (yrs BP)	年代決定法	示標テフラ	中山平盆地	鳴子盆地	鬼首盆地	参考文献
70,000	FT* <sup>0</sup>					* <sup>0</sup> 輿水 (1983)
60,000		↑			↑	
50,000	TL* <sup>1</sup> <sup>14</sup> C* <sup>3</sup>	N-Y* <sup>0</sup>	大野原面	三条面	高畑面* <sup>2</sup>	* <sup>1</sup> 市川 (1983), * <sup>2</sup> 八木・早田 (1987)
45,000	FT, TL* <sup>4</sup>	↓	↓	↓	↓	* <sup>3</sup> 中井 (1988), * <sup>4</sup> 早田・八木 (1991)
40,000	FT* <sup>0</sup> , TL* <sup>1</sup>					* <sup>1</sup> 市川 (1983), * <sup>0</sup> 輿水 (1983)
30,000				↑		
25,000	<sup>14</sup> C* <sup>6</sup>	AT* <sup>5</sup> AT* <sup>5</sup>		大学農場面* <sup>5</sup>	↑	* <sup>5</sup> 早田 (1989) * <sup>6</sup> 小元ほか (1985)
20,000	<sup>14</sup> C* <sup>8</sup>	NK-c, NK-d* <sup>7</sup>	西原面* <sup>8</sup>		大森面	* <sup>7</sup> 庄司ほか (1983) * <sup>8</sup> Omoto (1978), Nishimura <i>et al.</i> (1972)
15,000		NK-U* <sup>4</sup>			↓	* <sup>4</sup> 早田・八木 (1991)
10,000	<sup>14</sup> C* <sup>10</sup>	NK* <sup>9</sup> , NK-b* <sup>7</sup>	植物園面* <sup>10</sup>			* <sup>9</sup> Omoto (1976), * <sup>7</sup> 庄司ほか (1983) * <sup>11</sup> 宇井 (1973), * <sup>10</sup> Omoto (1976), * <sup>6</sup> 小元ほか (1985)
6000 ~	<sup>14</sup> C* <sup>12</sup>	HJ* <sup>11</sup> NK-a* <sup>7</sup>	中山平面* <sup>13</sup>	名生定面* <sup>12</sup>	鬼首面* <sup>14</sup>	* <sup>7</sup> 庄司ほか (1983) * <sup>12</sup> 小元 (1993b)
5000	<sup>14</sup> C* <sup>12</sup>	NK* <sup>9</sup>				* <sup>12</sup> 小元 (1993b), * <sup>13</sup> 未発表資料, * <sup>14</sup> 小元 (1992)
2000 ~						
1000	<sup>14</sup> C* <sup>9</sup> , * <sup>15</sup>		蛇の湯面* <sup>9</sup>	竹原面	原面* <sup>14</sup>	* <sup>9</sup> Omoto (1976), * <sup>15</sup> 山田ほか (1978), * <sup>14</sup> 小元 (1992)
< 1000	<sup>14</sup> C* <sup>9</sup>		焼石畑面	上河原面	久瀬面* <sup>14</sup>	* <sup>9</sup> Omoto (1976), * <sup>14</sup> 小元 (1992)

図中の矢印は地形面の概略の形成期を示す。

中山平盆地と大谷川下流の鳴子盆地との間には鳴子峡があり、また鳴子盆地を流れる江合川と、その上流の鬼首盆地の間にも峡谷が存在する。このため、各盆地間すべての段丘面を連続性のみによって対比することは困難であり、段丘面の対比は段丘堆積物の特徴、<sup>14</sup>C年代、段丘堆積物を覆う示標テフラの特徴および年代資料に依存せざるを得ない。後者の観点から中山平盆地、鳴子盆地、および鬼首盆地に発達する各段丘面を相互に対比した結果を第3表に示す。なお対比の指標とその根拠は次に述べる通りである。

#### 1) 鳴子盆地との対比

中山平盆地の大野原面は、地形面の連続性、堆積相の類似性(小元, 1966; Omoto, 1967, 1975)、湖成層の<sup>14</sup>C年代(Omoto, 1975; 1976, 1978)、示標テフラの年代(中井, 1988; 早田・八木, 1991)、段丘堆積物の層序関係などにもとづき、大谷川下流に位置する鳴子盆地の三条面

(小元, 1966)と対比される。

かつて小元(1966)は、鳴子盆地の大学農場面が最終氷期の海面低下期に形成されたと考えた。その後早田(1989)は、大学農場面が始良Tn火山灰(AT: 25 ~ 27ka)を載せることを報告した。このため大学農場面が最終氷期末に形成されることが裏付けられた。この結果、中山平盆地の西原面は、大学農場面より遅れて1.8万年前に離水したと推定される。植物園面は、約1万年前に形成されたが、鳴子盆地にはこれに対比される年代の段丘は存在しない。中山平面は、約6,000 ~ 4,900年前に形成された。鳴子盆地では名生定面の形成年代が5,390 ± 120 BP (NU-245)であるため(小元, 1993a, 1998)、中山平面と名生定面がほぼ対比される。蛇の湯面は、約2,000 ~ 1,000年前に形成された。しかし鳴子盆地では、これに対比される段丘の年代資料は存在しない。段丘面の縦断面投影図や、年代既知の段丘と現河床

間に位置する段丘面という点では、蛇の湯面は鳴子盆地の竹原面に対比されよう。最下位の焼石畑面の形成年代に関する年代資料はない。しかし最低位の段丘という点で、焼石畑面は鳴子盆地で最低位の上川原面と対比されよう。

## 2) 鬼首盆地との対比

中山平盆地で最高位の大野原面の形成年代は、すでに記載したように約5万年前である。一方鬼首盆地で最高位の高畑面（海拔540～460m）は、更新統鬼首湖成層の堆積面である（小元, 1964）。八木・早田（1987）は、高畑面に4.5万年前（早田・八木, 1991）の鳴子-柳沢テフラ（N-Y）が載っていることを報告している。また中井（1988）によれば、上記の同テフラに対比される柳沢火砕流中の有機物の<sup>14</sup>C年代は5.1万年前である。これらの年代から、高畑面の離水時期は約5万年以前と推定され、高畑面は中山平盆地の大野原面より離水年代はやや早かったと推定される。

鬼首盆地の第2段丘である大森面に関する年代資料や指標テフラのデータはない。このため大森面の形成時期は、現段階では高畑面形成以降で約1,000年前に形成された第3段丘である原面形成までの間としかいえない。高畑面形成後、原面形成まで荒雄川の河床低下率が一定であったと仮定すれば、大森面の形成年代は両段丘面の100mの比高から約1.3万年前頃となる。しかしこの時期は汎世界的には氷期から後氷期にかかり、当該流域では気候変動にともなう降水量の増加や引き続く山地の隆起により、河川の侵食・運搬力は増大しつつあったと推定され、このため河床低下率は最寒冷期に比べて大きかったと推定される。もしもこのような推定が成立するとすれば、大森面の形成年代は1.3万年前よりも古く、3～2万年前である可能性が高い。

鬼首面は、盆地西部や南部の断層崖下に発達する合流扇状地（小元, 1964）であり、扇状地礫層上部を覆う黒色土の年代は5,170 ± 90 BP（NU-086：小元, 1990および1992）であった。このため、およそ5,000年前に鬼首面は形成されていたことが明らかである。一方中山平盆地で中山平面が形成されたのは、4,900年前頃であるから、中山平面と鬼首面は、年代的にはほぼ対比される。

原面は、段丘堆積物の年代が1,370～1,050 BP（NU-249およびNU-250）であったことから、上記の年代に形成されたと推定されている（小元, 1992）。このため原面は、約1,890～1,045 BP（GAK-5521およびTH-093）に形成された蛇ノ湯面と対比される。久瀬面の形成は、さらに新しく780 ± 100 BP（TH-1116）である（小元, 1992）。しかしこれと対比される年代既知の河成段丘は

中山平盆地には存在しない。

以上述べた3盆地間の地形面の編年と対比をまとめて第3表に示す。

## 6 活断層の活動年代

南星沼の活断層は、かつて横山・堀津（1976）が物理探査によって所在を推定した断層（第4図）と、その位置は一致している。写真2の中央では、中山平湖成層の泥岩層と礫岩層が断層面をもって接している。したがって、主要な断層運動は中山平湖成層の泥岩およびシルト岩の堆積直後であることは明らかである。しかしながらこの露頭西部（写真の右側）で観察された階段断層は、段丘面を変位（約2m）させ、またかつて地表近くに存在した筈の表土を逆断層により巻き込んでいる。この新期逆断層の活動年代は写真2上に☆のマークのある地点から採取した埋没土が4,890 ± 130 BP（TH-1352）であったことから、約4,900年前となる。

なお前述の堺田の露頭（第2図のS2および第7図）の東端には、ATとその上下の泥炭層を切る断層（N82° E, 28° N）がある。ATや上位の泥炭層を切ることから、活動時期は27kaより新しいが、南星沼の断層の活動時期との因果関係は不明である。

## VI むすび

野外調査資料、堆積物の<sup>14</sup>C年代、示標テフラの年代などにもとづき、中山平湖成層の堆積末期年代と中山平盆地における河成段丘の形成年代を明らかにし、中山平盆地の段丘面を隣接地域の鳴子盆地や鬼首盆地と対比した。その内容は、次のように要約される。

- 1) 中山平湖成層上部に堆積していたテフラ層は、その岩石鉱物学的特徴から「鳴子-柳沢テフラ（本論では63ka～51kaと推定）」であると鑑定した。この鑑定にもとづき、中山平湖成層の堆積末期は、遅くとも最終氷期の約5万年前頃である。
- 2) 中山平盆地に発達する6段の河成段丘は、示標テフラの年代や<sup>14</sup>C年代資料から、約5万年前、約1.8万年前、約1万年前、約6～5千年前、約2～1千年前、そして過去1千年以内にそれぞれ形成された。
- 3) 鳴子峡を形成した穿入曲流と急激な下刻は、下刻直前に形成された段丘堆積物の<sup>14</sup>C年代資料から、最終氷期末の約1万年前以降に開始された。
- 4) 中山平盆地の段丘は、地形特性・段丘堆積物の<sup>14</sup>C年代・示標テフラの年代などから鳴子盆地や鬼首盆地と第3表のように対比される。
- 5) 「南星沼」の活断層は、およそ4,900年前にも新たに

活動した。

#### 謝辞

本論を長年にわたり公私ともにご指導いただいた恩師、東北大学名誉教授西村嘉助先生の米寿をお祝いして献呈いたします。

日比野紘一郎教授（元宮城県農業短期大学）には堺田の露頭で採取した試料の花粉分析を、また八木浩司助教授（山形大学）にはテフラの火山ガラスについて化学成分分析をしていただいた。

竹内貞子博士（柳町自然研究所）には、堺田における植生帯区分について有意義なご助言をいただいた。

宮原智哉氏（アジア航測（株））にはテフラの屈折率を測定していただき、また宮原もとこ理学修士（元日本大学文理学部自然科学研究所研究生）には中山平盆地から採取したテフラのSEM像の撮影をしていただいた。遠藤邦彦教授（日本大学文理学部）には分析機器使用の便宜をはかっていただいた。

著者は以上の皆さんに心から御礼を申し上げます。なお本論の一部は日本地理学会（1991年）で発表した内容にもとづいている。

#### 注

- 1) Omoto (1967) の「Nakayamadaira lake deposits」、今泉 (1976) の「中山平層」、山田ほか (1978) の「蛇の湯層」をさす。
- 2) 以下 [ ] 内の数値は、堆積物の厚さを示す。
- 3) 早田・八木 (1991) は、N-Yの年代を4.5万年前と記載しているが、算出の根拠は明確でない。
- 4) ATの降下年代は、町田・新井 (1983) により20～22kaと報告された。しかし木越ほか (1972)、松岡ほか (1984)、小元ほか (1985)、松本ほか (1987) など多数の研究者は、ATの降下年代を25ka～27kaと報告している。
- 5) この軽石は、「肘折-尾花沢軽石層 (Hj: 宇井ほか, 1973): 9.5～11ka」ではないかと推定される。しかし
- 6) 八木・早田 (1989) は、この堆積物を鳴子火山起源の「鳴子一柳沢火砕流堆積物 (N-Y3)」であると報告している。
- 7) この「切り取り」の露頭写真は、Omoto (1967: p.39, PL II-1) に掲載されている。
- 8) 火山活動や断層運動により、鳴子峡で崩落がおり、大谷川がせき止められたことにより一時的に侵食基準面上昇した可能性が考えられる。
- 9) 断層の走向はNW-SEのものとの別の走向のものがある。その理由として、共役断層が存在すること、時期の異なる二つの断層が存在することを指摘できる。

#### 参考文献

- 市川米太 (1983): 座々乱木遺跡とその周辺遺跡の熱ルミネッセンス年代. 石器文化談話会編「座々乱木遺跡Ⅲ」, 95-96.
- 今泉力蔵 (1976): 地質学的調査. 宮城県鳴子町温泉源基盤整備調査報告書 (中山平地区). 宮城県衛生部, 1-67.
- 宇井忠英・杉村 新・柴橋敬一 (1973): 肘折火砕流堆積物の<sup>14</sup>C年代. 火山 第2集, 8, 171-172.
- 小元久仁夫 (1964): 宮城県鬼首盆地の地形発達史. 東北地理, 16 (2), 61-70.
- 小元久仁夫 (1966): 宮城県鳴子盆地の地形発達史. 地理学評論, 39, 521-538.
- 小元久仁夫・日比野紘一郎・八木浩司 (1985): 奥羽山脈分水界の堺田とその周辺地域における最終氷期以降の環境変遷 (予報). 地理予, 28, 42-43.
- 小元久仁夫 (1990): 日本大学放射性炭素年代測定報告-3. 日本大学自然科学研究所「研究紀要」, 25, 9-22.
- 小元久仁夫 (1991): 宮城県中山平盆地における河成段丘の形成年代. 地理予, 40, 82-83.
- 小元久仁夫 (1992): 宮城県鬼首盆地の地形と<sup>14</sup>C年代. 季刊地理学, 44 (2), 93-100.
- 小元久仁夫 (1993a): 山形県最上町堺田から発見されたATの降下年代. 地理誌叢, 35 (1), 1-8.
- 小元久仁夫 (1993b): 宮城県鳴子盆地の<sup>14</sup>C年代資料. 第四紀研究, 32 (4), 227-229.
- 小元久仁夫 (1998): 日本大学放射性炭素年代測定報告-5. 日本大学自然科学研究所「研究紀要」, 33, 1-41.
- 木越邦彦・福岡孝昭・横山勝三 (1972): 始良カルデラ妻屋火砕流の<sup>14</sup>C年代. 火山 第2集, 17 (1), 1-8.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986): 栗駒地熱地域地質図・同説明書. 地質調査所, 1-26.
- 輿水達司 (1983): 座々乱木遺跡とその周辺のフィッシュトラック年代. 石器文化談話会編「座々乱木遺跡Ⅲ」, 97-99.
- 庄司貞雄・山田一郎・高橋 正 (1983): 座散乱木遺跡を中新とした遺跡土壌の土壌学的研究. 宮城県岩出山町座散乱木遺跡発掘調査報告書Ⅲ, 80-94.
- 早田 勉 (1989): テフロクロノロジーによる前期旧石器時代遺物包含層の検討—仙台平野北部の遺跡を中心に—. 第四紀研究, 28 (4), 269-182.
- 早田 勉・八木浩司 (1991): 東北地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, 30 (5), 369-378.
- 竹内貞子 (1994): 花粉化石からみた始良Tn火山灰 (AT) 降灰前後の東北地方の植生. 第四紀, 26, 57-65.
- 豊島正幸 (1987): 米代川支流, 小猿部川における最終氷期後半以降の河成段丘形成. 地理評, 60 (1), 40-51.
- 豊島正幸 (1994): わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成. 季刊地理学, 46 (4), 217-232.
- 中井信之 (1988) 放射性炭素年代測定結果の報告. 東北歴史資料館・石器文化談話会編「馬場壇A遺跡Ⅱ—前旧石器時代の研究—」, 東北歴史資料館資料集, 23, 52.
- 中村久由・前田憲二郎 (1959): 宮城県鳴子・川渡・中山平温泉について. 地調月報, 10, 61-70.
- 半沢正四郎監修 (1962): 宮城県地質図1:200,000. 内外地図.
- 日比野紘一郎 (1982): II植物 (泉市の18,000年B.P.以降の植生変遷). 泉市の自然調査報告書. 泉市教育委員会, 20-33.

- 町田 洋・新井房夫 (1983) : 広域テフラと考古学. 第四紀研究, **22**, 133-148.
- 松岡数充・西田史郎・金原正明 (1984) : 奈良盆地の上部第四系と古環境. 埋蔵文化財天理教調査団 (編) : 『奈良盆地の古環境』. 天理大学付属天理参考館, 10-24.
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史郎 (1987) : 始良Tn火山灰(AT)の<sup>14</sup>C年代. 第四紀研究, **26**, 79-83.
- 八木浩司・早田 勉 (1987) : 宮城県鬼首盆地における広域火山灰Aso-4, Pm-I, Toyaの発見とその意義. 地理予, **32**, 144-145.
- 八木浩司・早田 勉 (1989) : 宮城県中部および北部に分布する後期更新世広域テフラとその層位. 地学雑誌, **98-7** (901), 871-885.
- 山田啓三・岡田 博・西村 進・谷口政碩・名取博夫 (1978) : 宮城県玉造郡片山・鳴子地域の熱水変質帯. 地質調査所報告, **259**, 341-376.
- 横山秀吉・堀津多三郎 (1976) : 地球物理学的調査. 宮城県鳴子町温泉源基盤整備調査報告書 (中山平地区). 宮城県衛生部, 68-109.
- Nishimura, K., Omoto, K. and Koseki, Y. (1972) : Tohoku University Radiocarbon Measurements I. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, **22**, 271-274.
- Omoto, K. (1967) : Geomorphology of the Nakayamadaira Basin, Miyagi Prefecture. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, **16**, 19-39.
- Omoto, K. (1975) : Geomorphology of Narugo and its Vicinities, North Japan - Chronological View Based on Radiocarbon Dates - . *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, **25**, 151-157.
- Omoto, K. (1976) : Tohoku University Radiocarbon Measurements III. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, **26**, 135-157.
- Omoto, K. (1978) : Tohoku University Radiocarbon Measurements VI. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, **28**, 101-116.
- Sohma, K. (1984) : Two Late-Quaternary Pollen Diagrams from Northeast Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 4th Ser. (Biology)*, **38**, 351-369.
- Toyoshima, M. (1984) : The Sequence of River Terrace Development in the Last 20, 000 Years in the Ohu Backbone Range, Northeastern Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, **34** (2), 88-105.