

テフラ層序からみた新潟県中期更新世飯士火山の形成史： 関東北部での飯士真岡テフラとMIS7海面変動の関係

山元孝広¹

Takahiro Yamamoto (2007) Tephrostratigraphy of Middle Pleistocene Iiji volcano, Niigata Prefecture: geochronological relationship between the Iiji-Moka tephra and the sea-level change at MIS 7 in the northern Kanto region, NE Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 58(3/4), p.117 - 132, 10 figs, 1 table.

Abstract: Iiji volcano in the Niigata Prefecture, NE Japan, is a composite one 60 km behind the Quaternary volcanic front. This volcano had been active between 0.3 and 0.2 Ma. The products of this volcano are dacitic to andesitic and 8 km³ in total volumes. This study reveals new evidence of an explosive eruption of this volcano that generated remarkable tephra during the Marine Isotope Stage (MIS) 7 in the northern part of the Kanto region. The Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit is newly defined in this volcano; this deposit was previously regarded as non-volcanic conglomerate and sandstone beneath the volcano. However, such conglomeratic unit is lag breccia containing abundant lithic fragments with a pyroclastic matrix. The essential material of this deposit is cummingtonite-bearing orthopyroxene hornblende quartz dacite, and its fission-track age for zircon is determined as 0.21 ± 0.07 Ma. The Moka pumice fall deposit in the northern Kanto plain has same compositions and refractive index modes of glass shards and crystals with the Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit. Also, the tephrostratigraphic position of the Moka fallout is consistent with the radiometric age. So, this is renamed as the Iiji-Moka tephra (Ij-MO); its volume is measured as at least 1.4 DRE km³. Other previous study revealed that the middle part of the Miwa Formation (MM) in the coastal region of the Ibaraki Prefecture intercalated the Moka pumice. Although MM was interpreted as the low-stand deposit during MIS 6, observed lithofacies show that MM is made up of tidal channel and fluvial deposits filling the paleo-Naka River at the high-stand system tract. Modal compositional analyses indicate that the volcanoclastic deposit in MM, which was formally correlated with the Moka pumice, is a resedimented mixture consisting of Ij-MO, Kinunuma-Kurodahara (Kn-KD) and other tephra materials. This evidence suggests that the eruption of Ij-MO and Kn-KD took place immediately before the deposition of MM. Previous K-Ar ages from the volcanic products of Iiji volcano above the Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit have been determined as about 0.22 Ma, and previous fission-track ages from Kn-KD below Ij-MO have been dated from 0.24 to 0.20 Ma. Therefore, the eruption ages of Ij-MO and Kn-KD are close to 0.22 - 0.23 Ma and 0.23 - 0.24 Ma, respectively. Also, these ages indicate that MM is the high-stand deposit at MIS 7.3 to 7.1.

Keywords: Iiji volcano, Iiji-Moka tephra, Iiji-Takatsue tephra, Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit, Miwa Formation, sea-level change, MIS 7

要 旨

火山フロントから 60 km の背弧域にある新潟県飯士火山の層序を見直し、海洋酸素同位体ステージ 7 (MIS7) に噴出した爆発的噴火産物を新たに見いだした。この堆積物はカミングトン閃石含有斜方輝石普通角閃石デイサイトを本質物に含む残留角礫相・塊状軽石流相・成層火砕サージ相からなり、越後湯沢火砕流堆積物と命名した。本堆積物のフィッシュン・トラッ

ク年代の測定結果は 0.21 ± 0.07 Ma であった。また、構成物の特徴と層序的位置から、この堆積物が関東北部で記載されていたプリニー式降下堆積物、真岡軽石の給源相と判断され、これを飯士真岡テフラと再定義した。飯士真岡テフラの上位の溶岩及び下位のテフラからの既報放射年代値も考慮すると、飯士真岡テフラの噴火年代は 0.22 ~ 0.23 Ma に絞り込める。更に、真岡軽石を含むとされた茨城県大洗の見和層中部の堆積相と構成物組成を検討した結果、見和層中部は従来考え

¹深部地質環境研究センター：現 独立行政法人 原子力安全基盤機構 (Research Center for Deep Geological Environments, GSJ: Incorporated Administrative Agency Japan Nuclear Energy Safety Organization, 17-1, Toranomon 3-chome, Minato-ku, Tokyo 105-0001, Japan).

られていたようなMIS6の低海面期の堆積物ではなく、MIS7.3～7.1の潮流口・河川堆積物からなることを明らかにした。

1. はじめに

飯士火山は新潟県南部の魚野川右岸に位置し、火山フロントから約60 km背弧側にある第四紀火山である。茅原ほか(1981)により本火山噴出物の詳細な地質図が公表され、赤石・梅田(2002)により約30～20万年前のK-Ar年代値が報告されている。火山体はカルクアルカリ系列の安山岩・デイサイトの厚い溶岩流・溶岩ドームの集合からなり、山麓に溶岩と同質の火山岩塊・火山礫からなる火砕流堆積物を伴うことが分かっていた(茅原ほか,1981;赤石,1995)。茅原ほか(1981)の地層区分は溶岩が細分されすぎている傾向はあるものの、従来の研究で確立された層序は、1点を除いてそのまま今も通用する。その問題の1点は、茅原ほか(1981)が時代未詳新期堆積物とした彼らの飯士火山噴出物の下位にある礫岩・砂岩・凝灰岩層の扱いである。また、赤石(1995)は、この礫岩・砂岩に飯士火山起源の火山岩礫が含まれることから、これを飯士火山初期の溶岩流が魚野川を堰き止めて形成された湖成堆積物と解釈している。しかしながら、この礫岩・砂岩・凝灰岩層は著者の観察する限り、非火山性の堆積物ではなく、一つの火砕流堆積物(本報告の越後湯沢火砕流堆積物)の残留角礫岩相・成層火砕サージ相・塊状軽石流相である。残留角礫岩相の存在は火砕流がごく近傍で噴出したことを示すものであり、飯士火山でこれまで見落とされていた爆発的軽石流噴火の証拠でもある。本報告ではこの火砕流堆積物からフィッシュ・トラック年代値を報告するとともに、これが北関東に広く分布する真岡テフラ(阿久津,1955;1957)と同一の噴火の産物であることを明らかにする。更に茨城県大洗の見和層中部に挟まるとされた真岡テフラ(鈴木,1989)と海洋酸素同位体ステージ7(MIS7)時の海面変動との関係から、得られた年代値の妥当性を議論する。

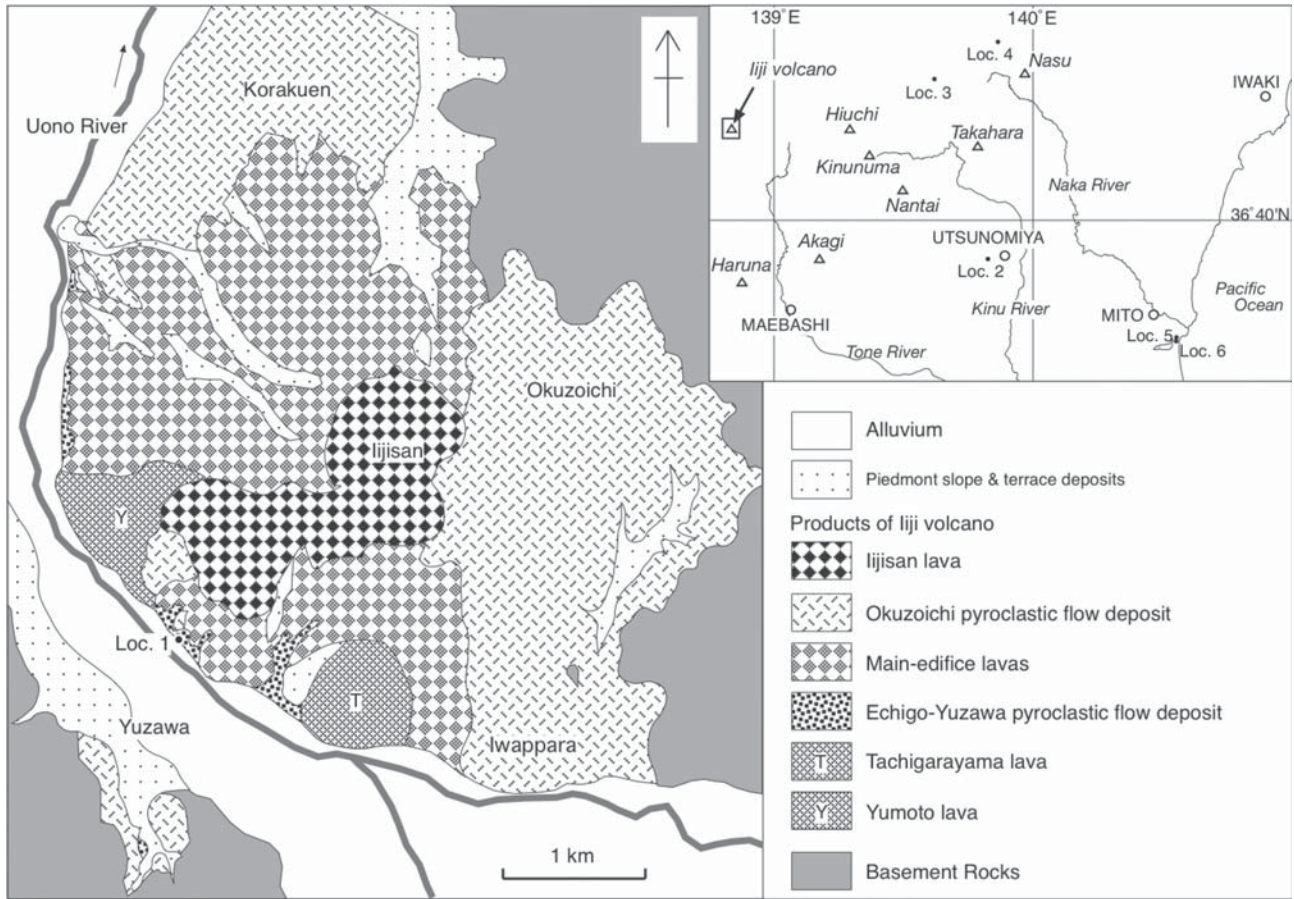
2. 飯士火山の地形と地質

飯士火山は東西の基盤岩からなる山地の間の魚野川沿いの低地に噴出したもので、南北6 km、東西5 kmの範囲に噴出物が分布する(第1図)。火山体のほぼ中央部には最高峰である飯士山(標高1,111.8 m)があり、魚野川沿いの低地からの比高は860～710 mである。山腹には多くの谷が刻まれ、溶岩流や溶岩ドームの原地形は完全に失われている。特に飯士山頂の西側斜面では、侵食によって溶岩ドームの内部構造が露わになっ

ている。一方、噴火の末期に形成された奥添地火砕流堆積物がつくる堆積面は東及び北西の山腹から山麓で比較的良く保存され、その平滑な緩斜面がスキー場利用されている。この緩斜面は、現在は魚野川に削られた南山麓にも広がっていたことは確実で、魚野川対岸の湯沢市街地の南に火砕流堆積面が残存している。このような侵食部分も加えると、火山体の初成的な底面積は、30 km²程度になる。現在の山頂標高がかつての山体の高さと同程度であったとすると、その円錐状の山体の体積は8 km³程度になる。

飯士火山噴出物は越後湯沢火砕流堆積物(新称:後述)を挟んで前期の湯元溶岩・立柄山溶岩と後期の主火山体溶岩群・奥添地火砕流堆積物・飯士山溶岩に大きく区分できる(第1図)。前期の湯元溶岩・立柄山溶岩(赤石,1995)は山体南東部の魚野川沿いに露出する単斜輝石(±)斜方輝石普通角閃石安山岩・デイサイトの塊状溶岩からなる。越後湯沢火砕流堆積物との接触関係は観察していないが、魚野川沿いでは両溶岩の間の谷地形を本火砕流がほぼ水平に埋めるように分布しており、赤石(1995)に従い両溶岩は本火砕流よりも下位と判断した。赤石・梅田(2002)は湯元溶岩から0.30±0.04 Ma、立柄山溶岩から0.27±0.03 MaのK-Ar年代値を報告している。後期の主火山体溶岩群も単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩・デイサイトの塊状溶岩を主体としている。茅原ほか(1981)では、主火山体溶岩群は大原溶岩・関溶岩・堀切溶岩・岩原溶岩などに細分されているが、個々の溶岩の境界を露頭でほとんど確認できないこと、溶岩の岩質も類似することから全て一括した。Loc.1の魚野川沿いの露頭上部では、本溶岩群の一部が越後湯沢火砕流堆積物を覆っている。また、赤石・梅田(2002)が0.23±0.06 MaのK-Ar年代値を得た塩沢溶岩も主火山体溶岩群の一部である。

奥添地火砕流堆積物・飯士山溶岩は、飯士火山の末期に起きた一連の噴火の産物である。奥添地火砕流堆積物は、茅原ほか(1981)では奥添地火砕流(東麓)・大原火砕流(北麓)・五十嵐火砕流(北西麓)・古期飯士火山噴出物(南麓)などと分布場所毎に異なる名称で呼ばれていた。しかし、いずれの火砕流も本質物は黒雲母含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩・デイサイトで、斜長石・かんらん石・単斜輝石・斜方輝石(±)からなるハンレイ岩質の包有物を多く含むなどほとんど同じである。また、茅原ほか(1981)も記載するように彼らの奥添地火砕流・大原火砕流・五十嵐火砕流堆積物上にはそれぞれ層厚3～2 mの土壌化した褐色・赤褐色風成層が堆積し、その中には肉眼で識別できる降下テフラは含まれていない。彼らの3つの火砕流が独立の噴火で形成されたのなら、風成層中にそれぞれが見いだされると期待されるが、そのようなことは



第1図 飯土火山の地質図と露頭位置図. △は第四紀火山.

Fig. 1 Index map for the localities and geologic map of Iijii volcano. Triangles are Quaternary volcanoes.

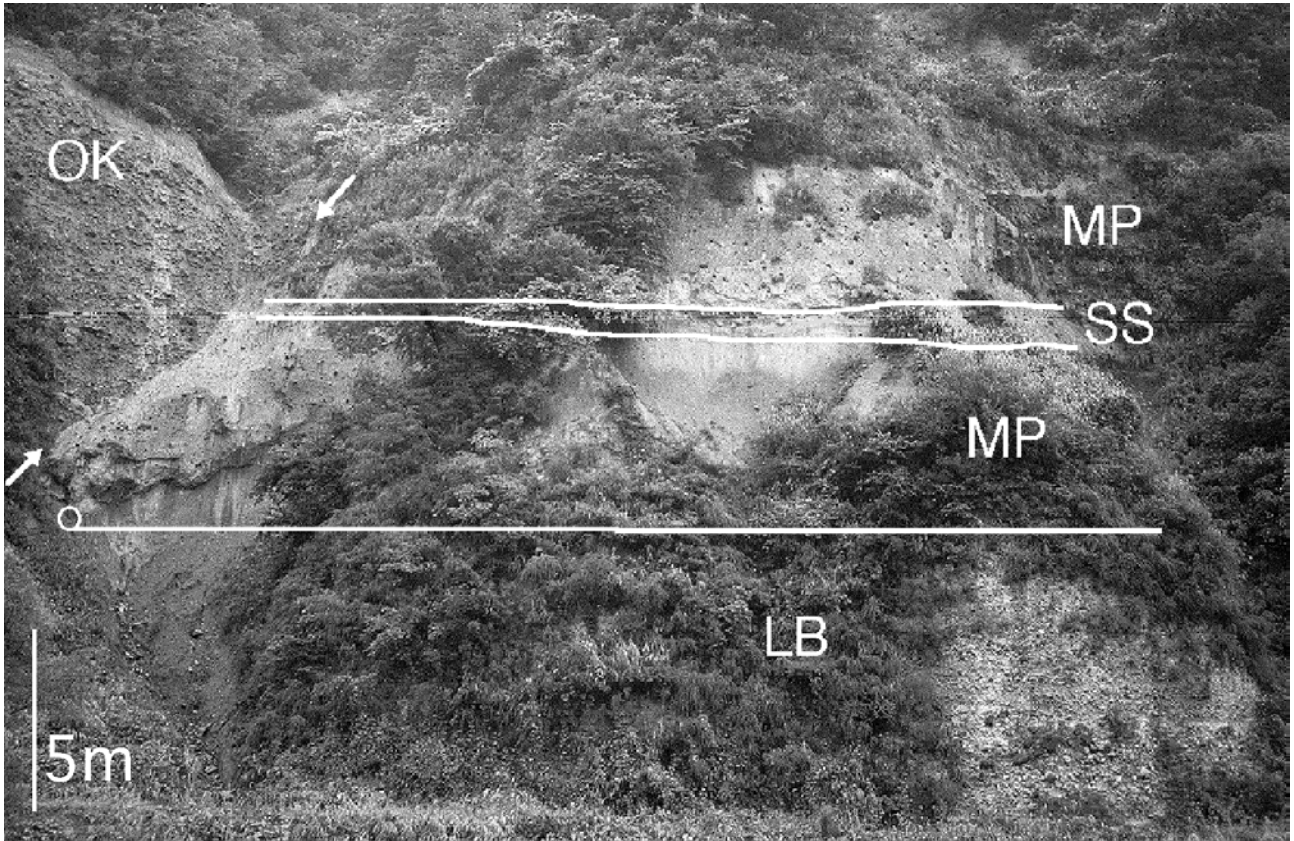
ない。したがって、これらは同一の噴火により山頂部で発生したものが、四方の山麓を流れ下ったものと判断される。本火砕流堆積物は、岩片支持で粗粒火山灰の基質を持つ、塊状または逆級化した多面体型の緻密な本質火山岩塊・火山礫を主体としている。厚さ数m程度のフローユニットが顕著で、粗く成層し、岩片の最大粒径は1.5 m前後である。東山麓部では、やや発泡した本質岩片の多い部分が中程にあり、局所的に弱溶結している。魚野川沿いのLoc. 1では、本堆積物が越後湯沢火砕流堆積物・主火山体溶岩群を刻む谷地形を埋めている(第2図)。飯土山溶岩は、奥添地火砕流本質物と同質の黒雲母含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩・デイサイトの塊状溶岩で、地形的に主火山体溶岩群の上位を占めている。茅原ほか(1981)の飯土中央溶岩円頂丘・湯沢溶岩円頂丘を合わせたものに相当する。奥添地火砕流は、雲仙1991~1995年噴火(Yamamoto *et al.*, 1993)と同様に、飯土溶岩の流出・成長に伴う溶岩ドームの崩落や、爆発による溶岩ドームの破壊で、発生したものであろう。赤石・梅田(2002)は奥添地火砕流堆積物から 0.22 ± 0.02 Ma、茅原ほか

(1981)の飯土中央溶岩円頂丘から 0.18 ± 0.04 Ma、湯沢溶岩円頂丘から 0.24 ± 0.02 MaのK-Ar年代値を報告している。

3. 越後湯沢火砕流堆積物の岩相と放射年代値

本火砕流堆積物は、Loc. 1の魚野川沿いに模式的に露出する(第2図)。この堆積物は、既に述べたように茅原ほか(1981)では彼らの飯土火山噴出物に不整合で覆われる飯土火山基盤の礫岩・砂岩・凝灰岩、赤石(1995)では飯土火山初期の溶岩流が魚野川を堰き止めて形成された湖成堆積物とされていた。しかしながら、礫岩砂岩は以下に示すように河成もしくは湖成堆積物としての特徴を全く欠いている。

Loc. 1の露頭の下部約14 mは、最大径40 cmの石質岩片に非常に富んだ火山角礫岩からなる(第2図)。すなわち、岩片支持で基質に斜長石・石英・普通角閃石(カミングトン閃石を伴う)・斜方輝石の結晶片に富んだ粗粒火山灰をもつ塊状の岩相からなる。上面から約5 m下位の位置には低角斜交層理を持った結晶片に富む



第2図 魚野川沿いの越後湯沢火砕流堆積物の露頭 (Loc. 1). LB, MP, SSは、それぞれ残留角礫岩相、塊状軽石流相、成層火砕サージ相。OKは奥添地火砕流堆積物。白矢印は、不整合面。○は測年試料 (第1表) 採取位置。

Fig. 2 Outcrop of the Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit along the Uono river in Loc. 1. LB, MP, SS are the lag breccia, massive pumice flow and stratified surge facies of the Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit. OK is the Okuzoichi pyroclastic flow deposit. White arrows show the unconformity between two pyroclastic flow deposits. A white circle shows the sampling point of the dated material in Table 1.

粗粒火山灰の薄層が挟まれ、2つのフローユニットに分けられる。礫は角礫 - 亜円礫で、基盤の花崗岩類を主体とし、湯元溶岩・立柄山溶岩と良く似た緻密な単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩 - デイサイトを伴っている。礫質の河川流路堆積物に見られるような流れの方向と礫のb軸が平行なbタイプのインプリケーションは全く認められない。むしろ礫のc軸が垂直に集中するようなファブリックが卓越している。したがって、基質支持で礫ファブリックがランダムなデブリフロー堆積物とも異なっている。石質火山角礫岩の上位には厚さ6 mの塊状軽石火山礫凝灰岩が重なるが、基質火山灰の構成物は共通している。また、両者の境界部には層理面がなく、石質岩片の存在量が上方に急減し、反対に軽石が急増する漸移関係にある。軽石の最大径は12 cmで溶結していない。軽石火山礫凝灰岩中には、細粒火山灰が抜けた淘汰の良いパイプ構造がほぼ鉛直に発達するが、パイプ構造には石質火山角礫岩から軽石火山礫凝灰岩に突き抜けているものもあり、両者は連続する流れから密度的に分離して定置したことを示唆

している。更に、その上位には厚さ1.2 mの低角斜交層理がつくるデューンが顕著な火山礫混じりの粗粒火山灰が重なっている。デューンの波長は数mに達している。このような成層構造は、河川堆積物に見られるようなトラフ型や平板型の斜交層理とは全く異なっている。更に上位には、最大径40 cmの石質岩片をまばらに含む基質支持の塊状軽石凝灰角礫岩 - 火山礫凝灰岩 (層厚8 m) が重なっている。その基底には岩片や軽石がほとんど含まれず、逆級化をなしている。Loc. 1の基底に見られる石質火山角礫岩は、西山麓の魚野川沿いでも、主火山体溶岩群の下位に露出している。

Loc. 1に見られる石質火山角礫岩、塊状軽石凝灰角礫岩 - 火山礫凝灰岩、成層粗粒火山灰は、いずれもカミングトン閃石含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト火砕物を本質物として含むこと、間に休止期を示す土壤層や侵食面がないことから、一連の火砕噴火で短時間のうちに連続して定置したものと考えられる。本露頭のような石質火山角礫岩は、火砕流堆積物の給源近傍にしばしば現れるもので、残留角礫岩 (lag

第1表 越後湯沢火砕流堆積物 (Loc. 1) のジルコン・フィッシュントラック年代測定結果.
Table 1 Fission track age for zircon from the Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit in Loc. 1.

Sample	Number of grain	Spontaneous		Induced		Dosimeter		r	U (ppm)	Age±1σ (Ma)	P(χ ²) (%)
		ρs (10 ³ /cm ²)	[Ns]	ρi (10 ⁶ /cm ²)	[Ni]	ρd (10 ⁴ /cm ²)	[Nd]				
EYP01	30	8.26	[8]	1.30	[1255]	8.664	[4436]	0.148	120	0.21±0.07	64

Note:

- (1) ρ and N are density and total number of fission tracks counted, respectively.
- (2) All analyses by internal detector method using ED2.
- (3) P(χ²) is the upper χ² tail probability corresponding to the observed χ²-statistics.
- (4) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and ζ = 372±5 (Danbara *et al.*, 1991).
- (5) r is correlation coefficient between ρs and ρi.
- (6) U is uranium content.
- (7) the total decay rate for ²³⁸U: λD = 1.480×10⁻¹⁰ / yr.

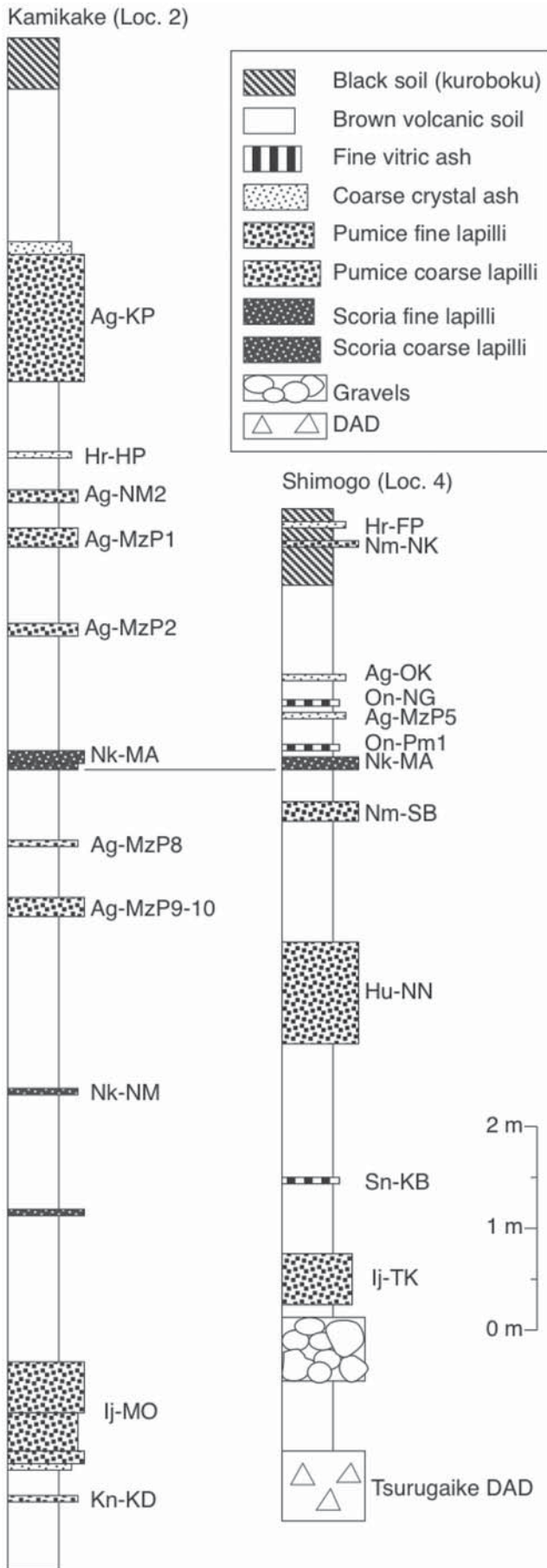
breccia) と呼ばれている (Walker, 1985). その成因は、爆発的噴火により放出された石質岩塊が火口近傍に降下しても終端速度が大きすぎるため火砕流として運搬されず残留したもの (Walker, 1985), または石質岩塊に富んだ噴煙は低高度で噴煙柱崩壊を起こすため火口からの流走距離が短くなったもの (Valentine and Wohletz, 1989) とされており, 実際には両方の効果が働いているのであろう. 残留角礫岩相は塊状であるものの, 石質岩片群がリップルやデューンなどの構造を形成する暇もないほど急速に流れから次々と沈積したもの (grain dispersion-dominated emplacement; Branney and Kokelaar, 2002) と考えられる. 反対にデューンが顕著な火山礫混じりの粗粒火山灰は, 流れの底部で粒子群の転動・跳躍が活発に起きるほど (traction-dominated emplacement; ditto) に希薄な流れからの堆積物で, 成層火砕サージ相である. 基質支持で底部に逆級化構造を持つ塊状軽石凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩は, 火砕流の本体部分に相当するもので, 多様な粒径の粒子群が流動化しながら火砕物のまとまりとして定置 (fluidization-dominated emplacement; ditto) した堆積物で, 塊状軽石流相である. このような岩相の違いは, 火砕流噴火の強弱を反映したものであろう. 残留角礫岩相の存在は, その時の噴出率が特に大きかったことを示すと同時に, 噴出源がごく近傍にあったことも示している (Walker, 1985). したがって, 本火砕流堆積物も飯土火山起源であることは確実である. 火山体下の 30 km² 範囲に Loc.1 と同程度の層

厚 30 m で一様に分布していたとすると, その体積は 1 km³ 程度になる (岩石換算では 0.5 DRE km³). 本火砕流が魚野川沿いに更に遠方まで流れ下っていた可能性は大きい, 堆積物が残っておらずその量を評価することができない, したがって, 見積もられた体積は最小値である.

Loc. 1 の越後湯沢火砕流堆積物の塊状軽石流相 (試料採取位置は第2図に表示) から分離したジルコン結晶を対象に, フィッシュン・トラック年代測定を実施した (第1表). 測定手法は ED2 法で (Danbara *et al.*, 1991), 測定結晶数は 30 個である. 得られた年代値は 0.21 ± 0.07 Ma で, 自発核分裂飛跡の少なさを反映して若干誤差が大きくなっている. それでもこの年代値は赤石・梅田 (2002) の報告した飯土火山噴出物の K-Ar 年代値 0.30 ~ 0.18 Ma の範囲内にはあり, 大きな矛盾はない. 越後湯沢火砕流の噴出年代に関する考察は後述する.

4. 真岡テフラの特徴とその給源

真岡テフラは北関東宇都宮周辺で記載された特徴的な降下軽石層で, 古くからその存在が知られた宝積寺面の指標テフラである (阿久津, 1955; 1957). 本テフラは宇都宮周辺の段丘被覆風成層中では, 赤城鹿沼テフラ (Ag-KP) に次ぐ規模の大きな降下軽石層であり, 地表から 12 ~ 14 m の位置に見いだされる (第3図). 関東ローム研究グループ (1965) は宝積寺面を南関東の



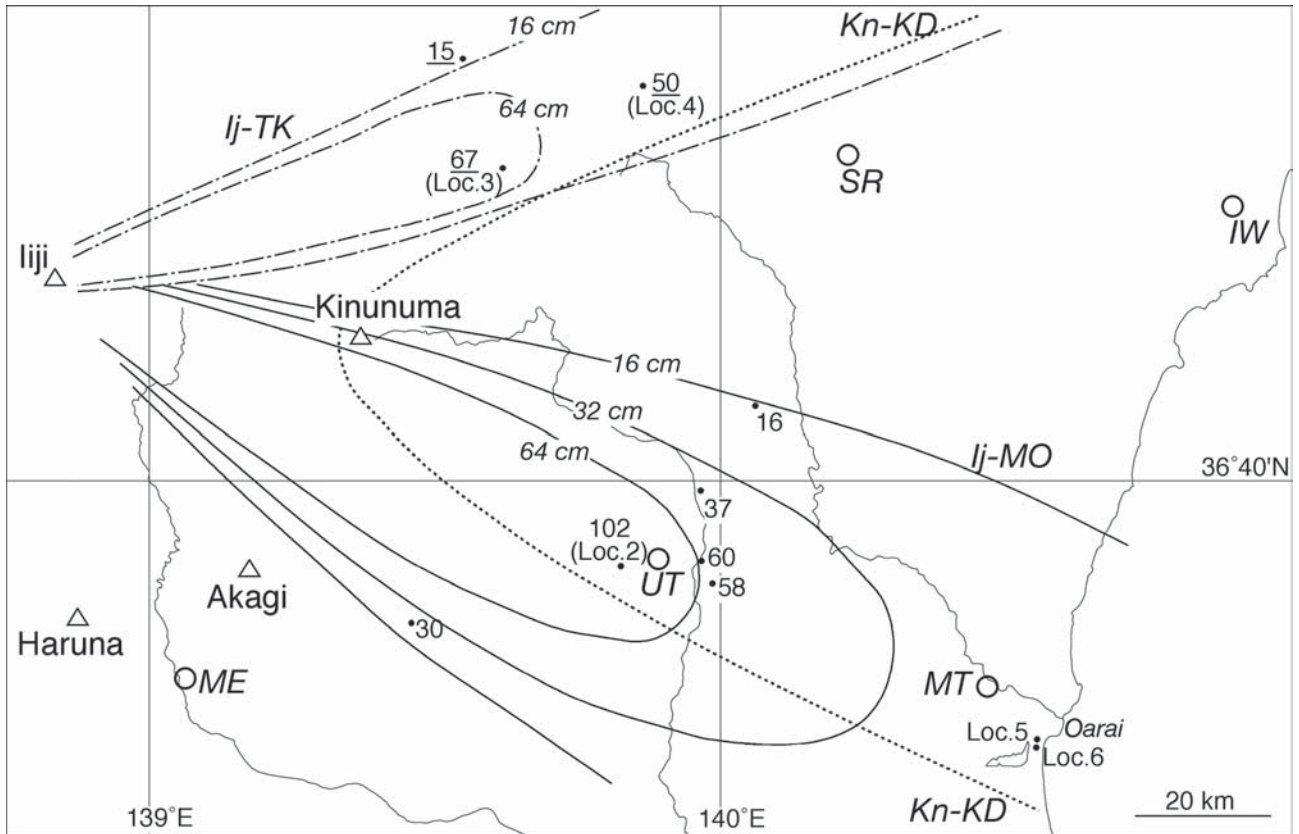
下末吉面に対比していたが、その後の被覆風成層中のテフラ研究の進展で宝積寺面は最終間氷期よりも古いものであることが確実にになっている（鈴木，1993；2000）。

本テフラが模式的に分布するLoc. 2の宇都宮市上欠では（第3図），層厚102 cmのカミングトン閃石含有斜方輝石普通角閃石デイサイトの降下軽石火山礫からなる（第3図）。最下部4 cmは結晶片に富む粗粒火山灰を基質に持つ最大径5 mmの軽石細粒火山礫，その上位11 cmは基質の火山灰を欠く淘汰のよい最大径1.6 cmの軽石粗粒火山礫，更に上位36 cmは最大径1.1 cmの軽石粗粒火山礫をまばらに含む淘汰のよい軽石細粒火山礫，最上部51 cmは基質の火山灰を欠く淘汰のよい最大径2.3 cmの軽石粗粒火山礫から構成されている。軽石は多面体型で発砲が良く，典型的なプリニー式噴火の降下火砕物の岩相を示している。本テフラの直下には同じく斜方輝石普通角閃石デイサイトの降下軽石層である鬼怒沼黒田原テフラ（Kn-KD；鈴木，1993；山元，1999）があり（第3図），両テフラのセットは宇都宮周辺から栃木県北部の喜連川丘陵で良い鍵層となっている（第4図）。

真岡テフラ構成物の屈折率は，火山ガラスが1.501～1.504，斜方輝石が1.709～1.716，普通角閃石が1.680～1.684の範囲にある（第5図）。これに対し直下のKn-KD構成物の屈折率は，火山ガラスが1.497～1.498，斜方輝石が1.711～1.713，普通角閃石が1.677～1.680にピークがあり（第5図），両テフラの火山ガラス組成には明瞭な違いがある。ただし，両テフラの火山ガラス

第3図 飯士火山起源の降下テフラを含む風成層の層序。露頭位置は第1図を参照のこと。Ag-KP = 赤城鹿沼テフラ；Ag-MzP = 赤城水沼テフラ群；Ag-NM = 赤城行川テフラ群；Ag-OK = 赤城追貝テフラ；DAD = 岩層なだれ堆積物；Hr-FP = 榛名二ッ岳テフラ；Hr-HP = 榛名八崎テフラ；Hu-NN = 燧ヶ岳七入テフラ；Ij-MO = 飯士真岡テフラ；Ij-TK = 飯士高杖テフラ；Kn-KD = 鬼怒沼黒田原テフラ；Nk-MA = 日光満美穴テフラ；Nk-NM = 日光行川テフラ；Nm-NK = 沼沢沼沢湖テフラ；Nm-SB = 沼沢芝原テフラ；On-NG = 御岳奈川テフラ；On-Pm1 = 御岳第1テフラ；Sn-KB = 砂子原久保田テフラ。

Fig. 3 Stratigraphic sections of the eolian deposits including the fallout tephra from Iiji volcano. See Fig. 1 for the location of the outcrops. Ag-KP = Akagi-Kanuma tephra; Ag-MzP = Akagi-Mizunuma tephra series; Ag-NM = Akagi Namekawa tephra series; Ag-OK = Akagi-Okkai tephra; DAD = debris avalanche deposit; Hr-FP = Haruna-Futatsudake tephra; Hr-HP = Haruna-Hassaki tephra; Hu-NN = Hiuchigatake-Nanairi tephra; Ij-MO = Iiji-Moka tephra; Ij-TK = Iiji-Takatsue tephra; Kn-KD = Kinunuma-Kurodahara tephra; Nk-MA = Nikko-Mamiana tephra; Nk-NM = Nikko-Namekawa tephra; Nm-NK = Numazawa-Numazawako tephra; Nm-SB = Numazawa-Shibahara tephra; On-NG = Ontake-Nagawa tephra; On-Pm1 = Ontake-Pm1 tephra; Sn-KB = Sunagohara-Kunota tephra.



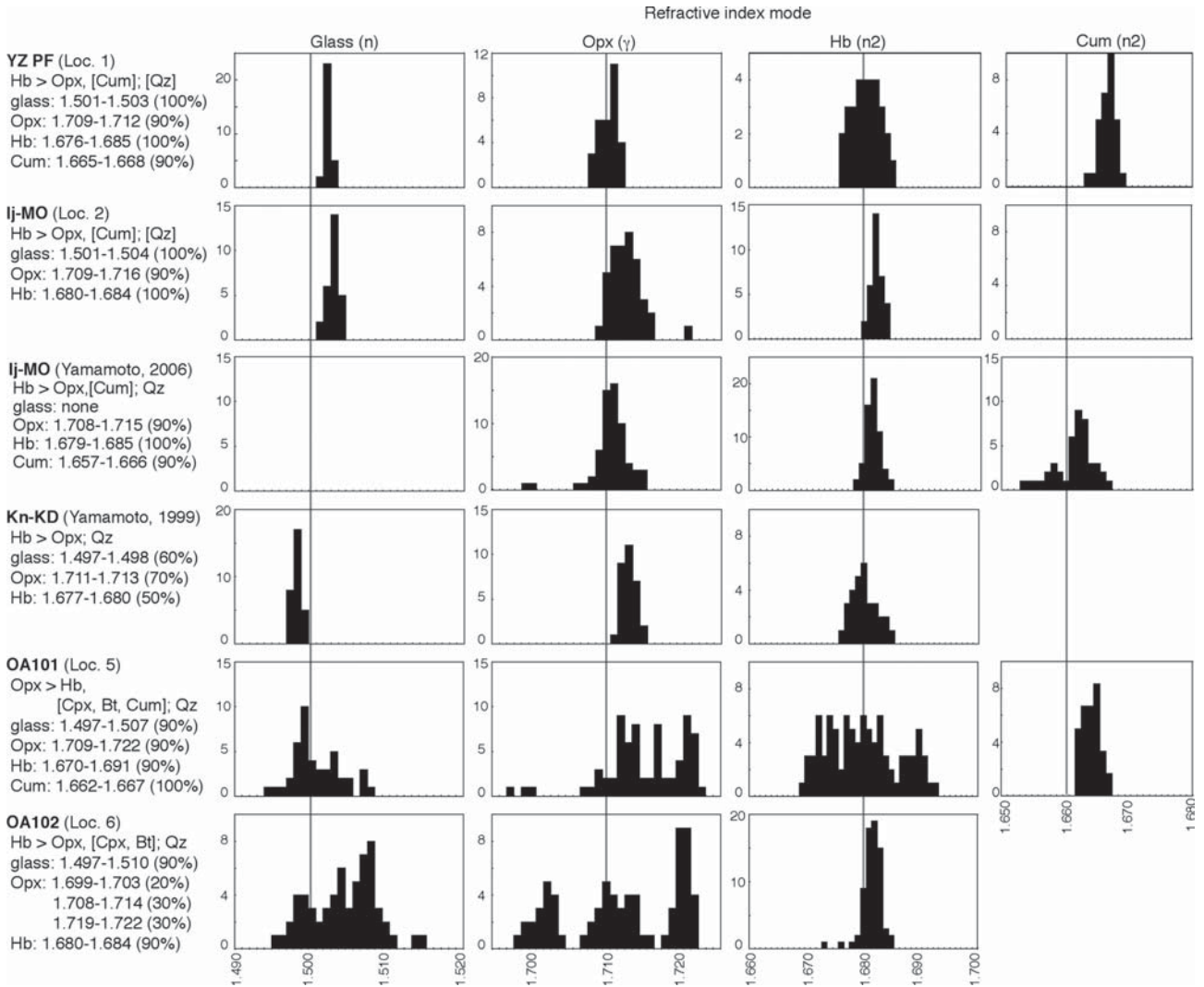
第4図 飯土真岡テフラ (Ij-MO), 飯土高杖テフラ (Ij-TK) と鬼怒沼黒田原テフラ (Kn-KD)の層厚分布. 数字はテフラの層厚で, ローマ数字が Ij-MO, 下線数字が Ij-TK. IW = いわき, ME = 前橋, MT = 水戸, SR = 白河, UT = 宇都宮.

Fig. 4 Distribution map of the Iji-Moka tephra (Ij-MO), Iji-Takatsue tephra (Ij-TK) and Kinunuma-Kurodahara tephra (Kn-KD). Numerals are thickness of the fallout tephra in cm of Ij-MO in roman and Ij-TK underlined. IW = Iwaki, ME = Maebashi, MT = Mito, SR = Shirakawa, UT = Utsunomiya.

の大部分は変質により失われていることが多い。また、火山ガラスが残っていても土壌化した風成層の攪拌により両テフラは混合していることがあり、場所によっては高屈折率と低屈折率の2種の火山ガラスが混じっている。

真岡テフラの給源については、これまで赤城火山と考えられてきた(鈴木, 1989; 1990)。しかし、鈴木自身も記述するように、赤城火山近傍には真岡テフラ相当層の分布は見つかっておらず、テフラの層厚も宇都宮周辺から赤城火山に向かって減少している(第4図)。直下の鬼怒沼黒田原テフラからは 0.24 ± 0.05 Ma(山元, 1999), 0.20 ± 0.03 Ma(鈴木ほか, 1998)のフィッシュン・トラック年代が得られており、真岡テフラの噴出年代も、これに近いものと判断される。この時期に火砕噴火を起こし宇都宮周辺に厚く粗粒な降下堆積物を堆積させ得る火山としては、ほかに鬼怒沼火山・榛名火山・飯土火山がある(第4図)。しかし、鬼怒沼火山はKn-KDのみを噴出した単成火山であり、これ以外の噴火ユニットは確認されていない(山元, 1999)。また、榛名火山は20数万年前頃に宮沢火砕流を噴出し、山頂

部に氷室カルデラが形成されたと考えられている(早田, 2000)。宮沢火砕流の本質物も斜方輝石普通角閃石デイサイトであるが、やはりテフラの層厚分布が榛名火山に向かって減少する。また、火山ガラス・斜方輝石・普通角閃石の屈折率が真岡テフラとは一致しない(山元, 2006)。したがって、榛名火山宮沢火砕流は、真岡テフラの給源近傍相とは考えられない。唯一、本報告で記載する飯土火山の越後湯沢火砕流の構成物の屈折率は、火山ガラスが1.501~1.503, 斜方輝石が1.709~1.712, 普通角閃石が1.676~1.685の範囲にあり、真岡テフラとの重複が良い(第5図)。しかも、飯土火山を給源とすると降下テフラの分布主軸は宇都宮へ向かう東南東方向になり、観察された層厚分布を矛盾なく説明することができる(第4図)。これらの事実から、本報告では真岡テフラを飯土火山起源と判断し、新たに飯土真岡テフラ (Ij-MO) と再定義する。降下火砕物と越後湯沢火砕流堆積物は一連の噴火で形成されたものと考えられるが、両者の前後関係については未解決のままである。飯土火山を給源として降下テフラの等層厚分布図を書くに降下テフラの最少体積



第5図 テフラ層の構成物特性と屈折率分布。Cpx = 単斜輝石; Cum = カミングトン閃石; Hb = 普通角閃石; Opx = 斜方輝石; Qz = 石英; [] = 微量成分。

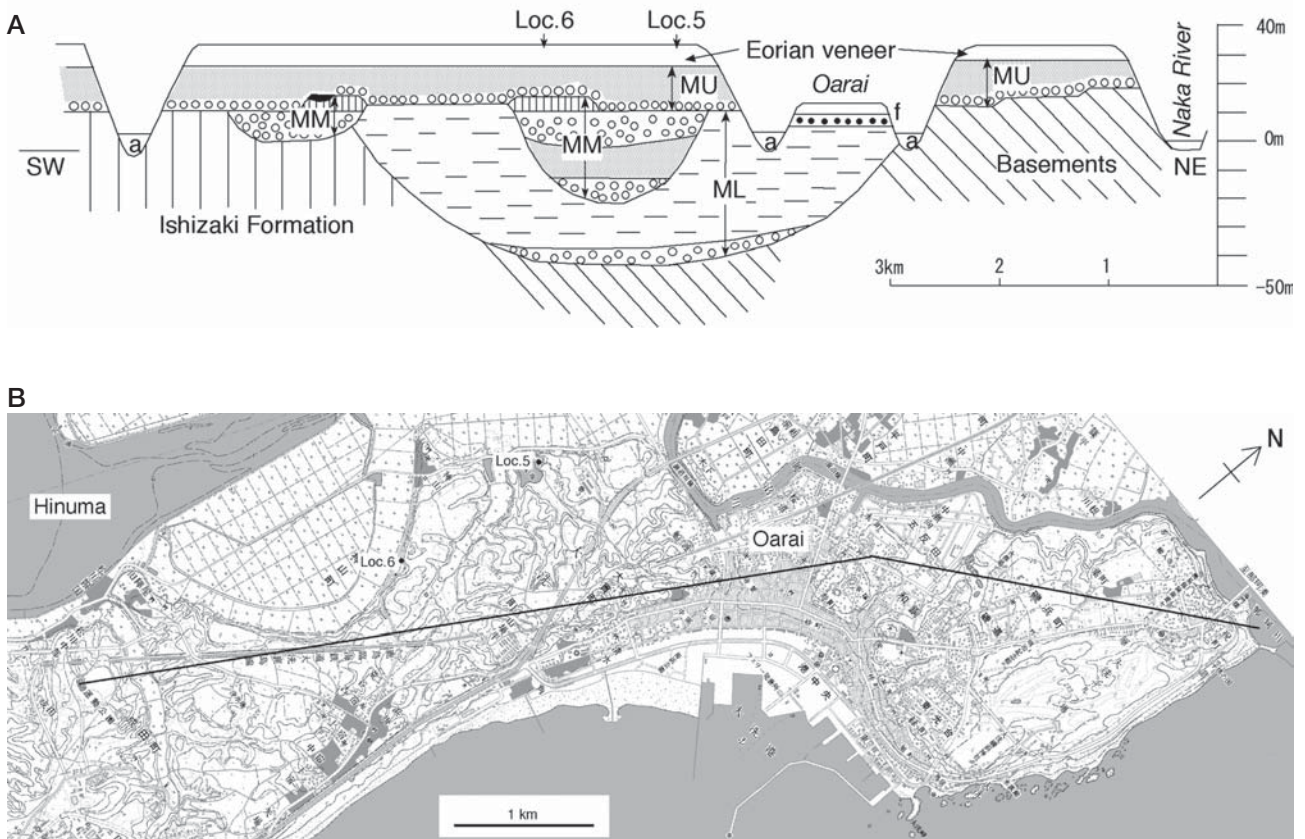
Fig. 5 Characteristics of tephra layers and refractive index mode. Cpx = clinopyroxene; Cum = cummingtonite; Hb = hornblende; Opx = orthopyroxene; Qz = quartz; [] = minor component.

(Legros, 2000) が算出でき、64 cm等層厚線が囲む領域の面積から4.5 km³ (岩石換算では1.4 DRE km³) となる。

5. 飯士火山を給源とする他のテフラ

赤石・梅田 (2002) が飯士火山噴出物から報告した0.30~0.18 Maの年代範囲内には、飯士真岡テフラ以外にも本火山起源とみられるプリニー式降下火砕堆積物が存在する。飯士火山の東北東に位置する福島県南会津地域には、これまで給源が確定していない高杖テフラと呼ばれる降下軽石堆積物がある (山元, 1999)。本テフラは模式地の館岩村高杖スキー場 (Loc. 3; 第4図) では、燧ヶ岳七入テフラ (Hu-NN) の下に層厚

67 cmで平均最大粒径8 mmの白色軽石や長径5 mmの針状普通角閃石結晶片を含む淘汰の良い降下火砕堆積物として分布する (表紙写真)。また、下郷町鶴ヶ池 (Loc. 4; 第3図) では、鶴ヶ池岩屑なだれ堆積物と砂子原久保田テフラ (Sn-KB) の間に、層厚は50 cmで平均最大粒径5 mmの白色軽石を含む降下火砕堆積物として分布する。本テフラの火山ガラスは完全に粘土化しており、鏡下では普通角閃石・斜長石以外にカミングトン閃石・石英・鉄鉱の結晶片が認められる。普通角閃石の屈折率は1.672~1.675に、カミングトン閃石の屈折率は1.663~1.666に良く集中している (山元, 1999)。本テフラは約0.22 MaのSn-KBの直下にあること、内陸山間部の高位段丘化した土石流堆積物に挟まれていることから (山元, 1999)、MIS8の氷期に噴出



第6図 A) 大洗台地の概念断面図。MLは見和層下部、MMは見和層中部、MUは見和層上部、aは沖積層、fは河成段丘堆積物。坂本(1975)による。B) 大洗周辺の地形図。太線は断面図の位置。国土地理院1/25,000地形図「磯浜」の一部を使用。
 Fig. 6 A) Schematic cross section through the Oarai terrace. ML, MM and MU are the lower, middle and upper parts of the Miwa Formation; a and f are alluvium and fluvial terrace, respectively. After Sakamoto (1975). B) Topographic map around Oarai. The solid line shows the position of the cross section. Part of the topographic map Isohama, scale 1/25,000 by Geographical Survey Institute, Japan.

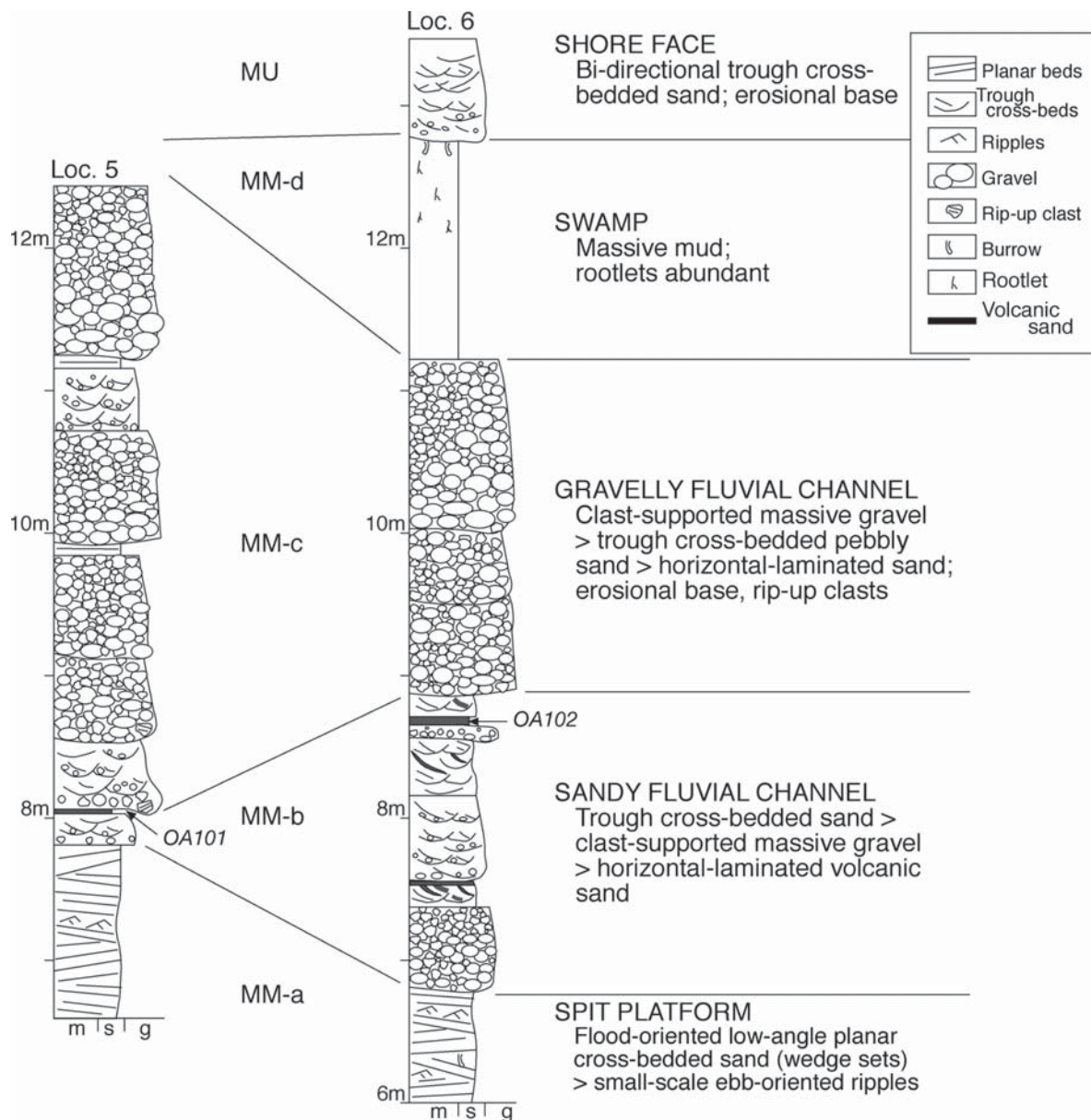
したものと判断される。このような高位段丘は気候段丘の典型であり、氷期における山地での碎屑物生産量の増大と降水量の低下が河川における砂礫量/流量比の増加をもたらしたため、内陸部でしばしば認められる(Yamamoto, 2005)。

高杖テフラの記載岩石学的特徴と合致する降下火砕堆積物は、層序的にその存在が期待される白河周辺のKn-KDよりも下位の風成層や、会津盆地のSn-KBよりも下位の風成層でも見つかっておらず、高杖スキー場から鶴ヶ池へ向かう東北東方向の分布主軸の幅は比較的狭いものと判断されよう(第4図)。主軸の給源への延長上には飯士火山が位置するが、一方で飯士火山の西にある信濃川沿いの段丘群を覆う同時期の風成層中からは対応するものが見つからない(早津・新井, 1981)。したがって、本テフラも飯士火山が噴出源と考えられ、新たに飯士高杖テフラ(Ij-TK)と再定義する。64 cm等層厚線から算出される本テフラの最少体積(Legros, 2000)は2.0 km³(岩石換算では6.2×10⁻¹ DRE km³)である。本テフラの給源近傍相は飯士火山

周辺で見つかっていないが、山体下に伏在している可能性が大きい。

6. 見和層中部の堆積相

Ij-MOと関係する見和層は、茨城県中部地域で、那珂台地・東茨城台地など海拔30 m前後の平坦な台地の主部を構成する海成・河成の更新統で、下部・中部・上部に細分される(坂本, 1972; 1975)。見和層下部は主として新第三系からなる基盤に刻まれた幾筋かの細長い凹地を埋めた地層で、海面上昇による旧河谷の埋積層である(坂本, 1972)。陸上に露出する下部は塊状または弱い平行葉理の発達した生物擾乱の認められるシルト・砂質シルトからなり、典型的なエスチュアリー相である。大洗付近には先那珂川凹地の埋積層があり、その最大層厚は約50 mである(第6図)。見和層中部は、下部を更に削り込んだ細長い凹地を埋めた地層で、水戸から大洗にかけての一带にのみ分布し、最大層厚は約35 mである。見和層上部は、台地の主要部分を構



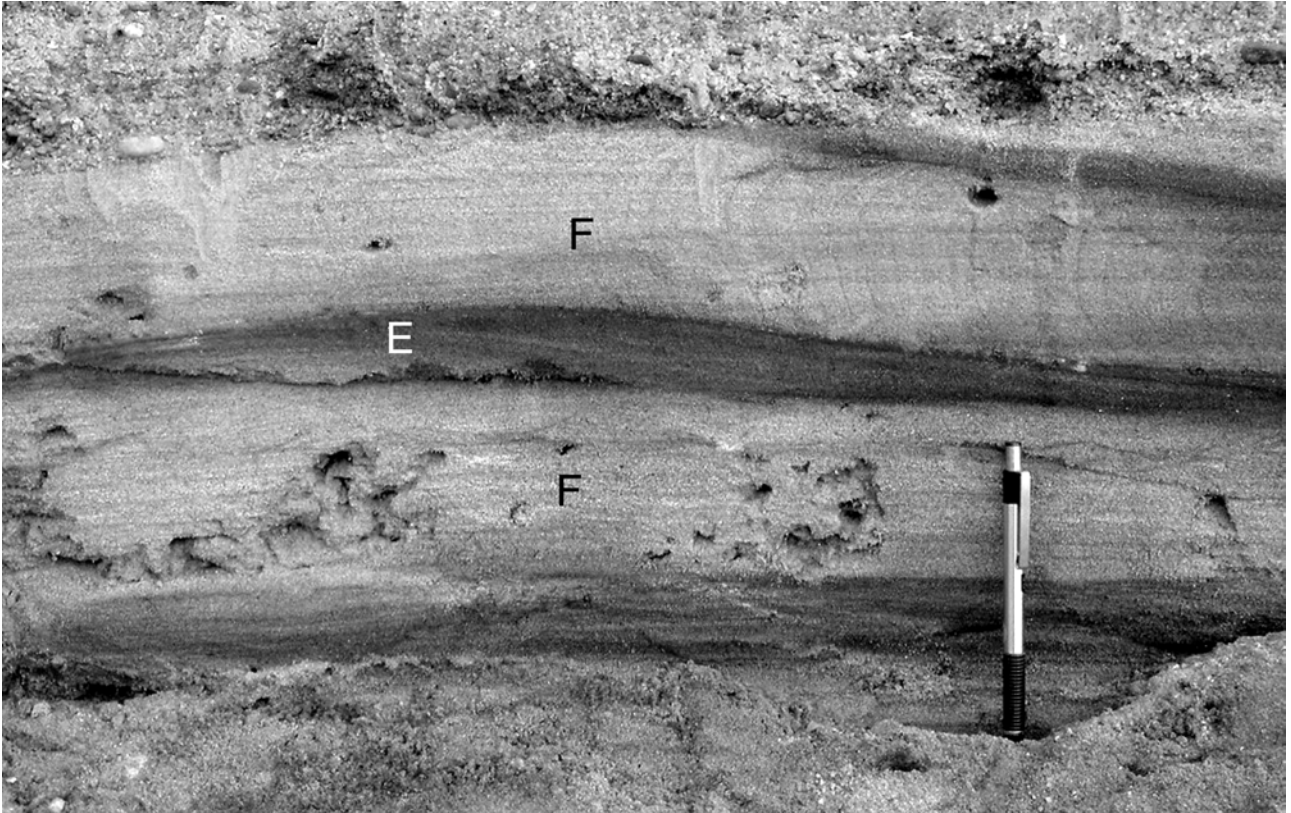
第7図 見和層中部(MM)の露頭柱状図。露頭位置の詳細は第5図参照。数字はm単位の標高。

Fig. 7 Stratigraphic sections of the middle part of the Miwa Formation (MM). See Fig. 5 for the location of the outcrops. Numerals are altitudes in meter.

成する海成層で、最終間氷期最盛期の海面上昇で形成されたほぼ平坦な波食面の上に堆積している（坂本ほか, 1969）。上部は主にトラフ型または平板型斜交層理の発達した砂からなり、上部外浜相が卓越している。坂本（1975）は見和層中部が充填する埋積谷を最終間氷期海進中における一時的な海退で形成された陸成層と考えていた。その後、鈴木（1989）はこれを最終氷期以前の低海面期に堆積した陸成層で、真岡テフラを挟在することを明らかにしている。しかしながら、本研究では見和層中部は海面上昇期の堆積物であること、本層中の真岡テフラとされたものは他のテフラと混合

した再堆積性のものであることを明らかにする。坂本（1972; 1975）の見和層は不整合（シーケンス境界）を挟んだ複数の地層であることが確実で、MIS5に形成された彼の見和層上部のみを新たな見和層として再定義し、見和層中部と下部には別の地層名で定義し直す必要がある。しかし、本研究では大洗地域のみに限定的な調査しか行っていないため、旧来の地層名をそのまま用いる。

潤沼の東の大洗台地に露出する見和層中部は、下位からMM-a, MM-b, MM-c, MM-dのユニットに区分される（第7図）。MM-aは、海拔8 mまでの高さに分

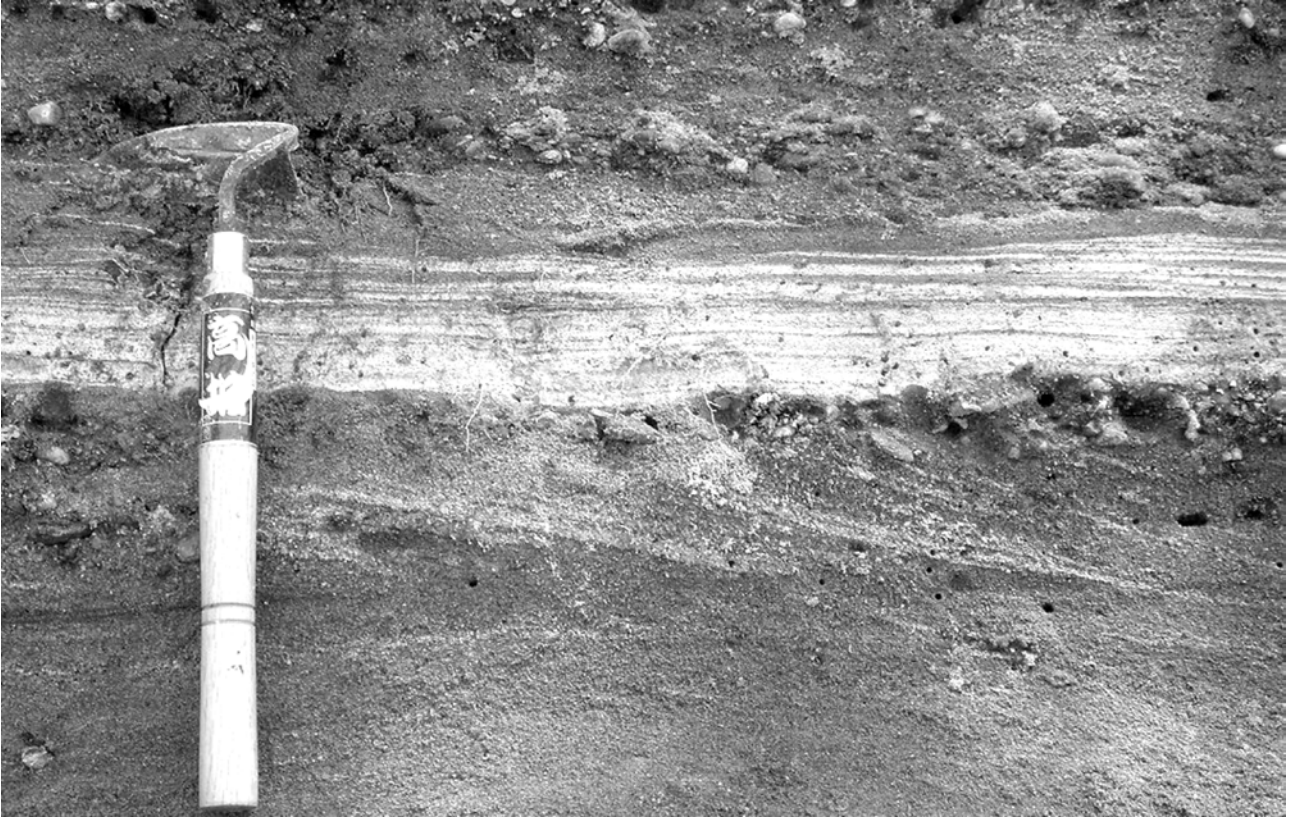


第8図 見和層中部の砂嘴台堆積物.陸側傾斜の淘汰の良い平板斜交層理砂(F)と海側傾斜の小規模斜交葉理砂(E)からなる(Loc. 5).
Fig. 8 Spit platform deposits in the middle part of the Miwa Formation, consisting of landward-dipping planar cross-bedded, well-sorted sand (F) with small-scale seaward-dipping cross-laminae (E) (Loc. 5).

布する成層した淘汰の良い石英に富んだ中粒 - 粗粒砂からなる。堆積構造は古流向が陸向き（北西 - 西北西）の低角斜交層理 - 平行層理のくさび形セットの重なりを主とし、間に古流向が海向き（南東 - 東南東）の小型リップルを伴っている（第8図）。低角斜交層理 - 平行層理の単層厚は3 mm ~ 20 mmで、1セットが6 ~ 15 cmの厚さを持つ。一部に砂管があるほかは、ほとんど生物擾乱を受けていない。MM-bは、海拔7 ~ 9 mに分布するセット高20 ~ 60 cmのトラフ型斜交層理の発達した中粒 - 極粗粒砂・中礫混じりの粗粒 - 極粗粒砂からなる。斜交層理の古流向は、全て海向きである。結晶片に富んだ細粒 - 中粒砂サイズの薄いテフラ層が頻繁に挟まれるが（第9図）、その詳細については後述する。MM-cは海拔8 ~ 13 mに分布する塊状の中礫 - 大礫を主体とするユニットで、トラフ型斜交層理の発達した極粗粒砂 - 中礫や水平層理を持つ中粒 - 粗粒砂を挟んでいる。中礫 - 大礫は岩片支持で比較的淘汰が良く、層厚50 ~ 120 cmで、bタイプのインプリケーションが発達している。また、その古流向は海向きである。MM-cの基底面は侵食面となっており、成層した砂やシルトの残留侵食礫が基底面に含まれている。MM-dは、MM-cの上面の窪みを埋める塊状の淘汰のやや悪

い泥で、海拔11 ~ 13 mの間に局所的に分布する。植物根の跡が多く、明瞭な堆積構造を示さない。見和層上部との境界は波食面となっており、泥層側に見和層上部から入り込んだ砂管が多く認められる。

既に明らかにされているように、見和層中部は狭い谷地形を埋め立てている。MM-aの堆積相は、しかしながら河川堆積物と全く異なり、潮汐流により海側からもたらされた砂がチャンネル内に累重したものであることを示している。前浜相の砂層の堆積構造に似るが、潮間帯に特有な白斑状生痕は全く認められない。低角斜交層理 - 平行層理のくさび形セットは、潮流口内の砂嘴プラットフォーム（spit platform）にも特徴的なものであり（Kumar and Sanders, 1974; Moslow and Tye, 1985）、先那珂川の河口部に形成された浅瀬を構成していたのであろう。砂嘴プラットフォーム堆積物の下位にはトラフ型斜交層理の発達した活動的潮汐チャンネル堆積物（active tidal channel deposit; Moslow and Tye, 1985）があると期待されるが、大洗台地の地表には露出しない。坂本（1975）によるとLoc.5の地下-16 mまで見和層中部の砂層が存在するとされており、潮汐チャンネル堆積物は地下に伏在している可能性が大きい。また、砂嘴の陸上部にあたる堆積相は見つ



第9図 火山ガラスや結晶片に富んだ平行葉理を持つ白色細粒砂層 (Loc. 6)。試料OA201はこの地点から採取。

Fig. 9 Parallel-laminated white fine-grained sand, containing abundant volcanic glass shards and crystals (Loc. 6). OA201 was obtained from this layer.

からないが、見和層中部が埋める谷地形が狭いものであったので、大規模な砂嘴の発達はなく、陸上相はあったとしても貧弱で、既に侵食で失われているのであろう。いずれにせよMM-aの砂嘴プラットフォーム堆積物が、低海面期に形成された見和層中部の基底面の海拔-18.6 mから層厚で26 m高い位置（当時の海面は更に数m高い）まで存在することは、この見和層中部の砂層も海面上昇期に形成されたことを意味している。MM-bは、典型的な砂質河川流路堆積物（Miall, 1978）で、潮汐流の影響は認められない。MM-aからMM-bへの岩相の変化は、海面上昇率よりも堆積物供給率が大きくなったため、河口の位置が海側へと移動したことを意味するのであろう。MM-cも、典型的な礫質河川流路堆積物（Miall, 1978）である。MM-bからMM-cの間には顕著な侵食面があり、一時的な侵食基準面の低下、すなわち海面の低下があったことを示唆している。一方で、MM-cは上方に5 m以上累重しており、低下直後に一転して堆積可能空間の増大が高堆積物供給率下で起きたため厚い河川礫層の形成をもたらしたのであろう。MM-dの岩相は陸域での湿地または沼沢地の堆積物に特徴的なものである。MM-cとMM-dの境界も、チャンネル状に上位から削り込まれた侵食性

の不整合面をなしており、MM-dは放棄された旧河道を埋めているとみられる。

7. 見和層中部に挟まれるテフラの特徴

前述のようにMM-bの砂質河川堆積物中には、結晶片に富んだ細粒 - 中粒砂のテフラ層が複数の層準に認められる（第7図）。テフラ層には平行層理やトラフ型斜交層理が発達し、河川堆積物の一部として定置したことが明らかである。鈴木（1996）が真岡テフラとして記載した湯小屋の堆積物は、既に露頭が消失しており試料を得ることができなかったが、本報告のLoc. 6のOA102は鈴木（1989）のLoc.5の真岡テフラと同一のもので彼の柱状図から判断される。今回構成物の検討を行った2試料の特徴は次の通りである。

Loc. 5のOA101は、層厚4 cmの平行層理を持つ細粒 - 中粒砂の互層で、構成物の約65%が結晶片、約30%が火山ガラス片及びその風化物、約5%が岩片からなる。結晶片のうち軽鉱物は斜長石・石英、重鉱物は斜方輝石（36%）・普通角閃石（12%）・単斜輝石（3%）・黒雲母（微量）・カミングトン閃石（微量）・不透明鉱物（49%）からなる。火山ガラスは屈折率のモード分

布で明らかのように, 1.499にピークを持つ無色透明なものが卓越するが, 1.503や1.507~1.508にもサブモードがあり, 複数の組成のものが混在している(第5図). 特に屈折率1.507~1.508の火山ガラスは褐色で, 他の火山ガラスとは明瞭な違いがある. 斜方輝石の屈折率も1.707~1.723の範囲に分散し, 複数のモードが存在する. 普通角閃石の屈折率も同様で, 1.670~1.693の範囲に分散している.

Loc. 6のOA102は, 層厚8 cmの平行層理を持つ白色細粒砂からなり(第9図), 構成物の約50%が火山ガラス片及びその風化物, 約40%が結晶片, 約10%が岩片からなる. 結晶片のうち軽鉱物は斜長石・石英, 重鉱物は普通角閃石(59%)・斜方輝石(11%)・アパタイト(8%)・単斜輝石(2%)・黒雲母(1%)・不透明鉱物(19%)からなる. 火山ガラスは, 屈折率1.507~1.508にピークを持つ褐色のものが卓越し, 1.503~1.504や1.498~1.499にピークを持つものを伴っている(第5図). 斜方輝石については, 屈折率で3つのグループに分かれ, その範囲は1.699~1.703・1.708~1.714・1.719~1.722である. 一方, 普通角閃石の屈折率はまとまりが良く, 1.680~1.684に集中する.

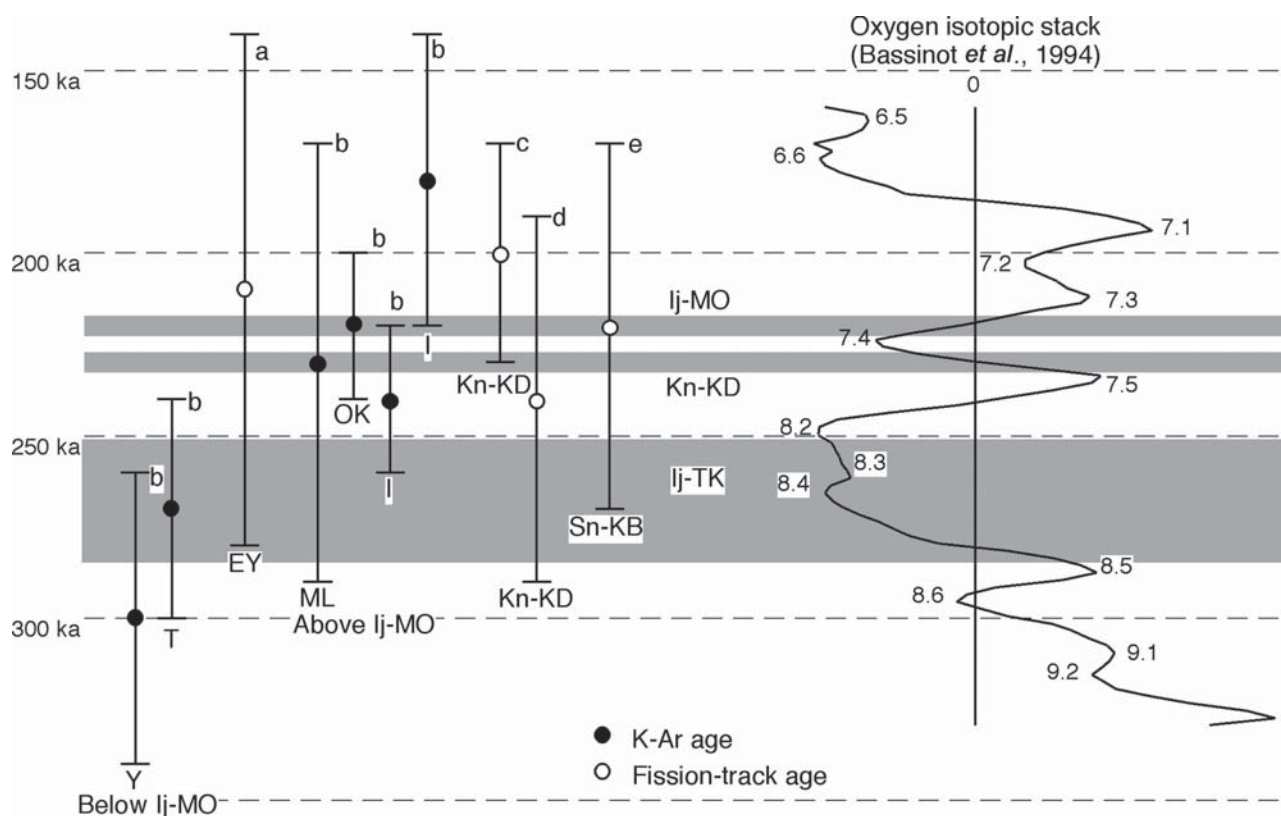
鈴木(1989)は, 見和層中部に狭化するテフラを斜方輝石と普通角閃石の屈折率から真岡テフラに対比した. しかしながら, 構成物の屈折率モード分布から層準の異なるOA101・OA102とも少なくとも3種以上のテフラが混在していることは確実で(第5図), これらは単純な降下テフラ層ではない. Ij-MO構成物の屈折率は, 火山ガラスが1.501~1.504, 斜方輝石が1.709~1.716, 普通角閃石が1.680~1.684の範囲にあり, OA101・OA102にIj-MO起源のこれらの粒子があることは対応する屈折率モードの存在から見て取れる. 特に, OA102に大量に含まれる普通角閃石は, Ij-MOのそれと屈折率範囲が良く一致している. しかしながら, 屈折率1.498~1.499の無色透明ガラスや屈折率1.507~1.508の褐色ガラス, 屈折率1.719~1.722の斜方輝石は, Ij-MO起源とは考えられない. 低屈折無色透明ガラスについてはIj-MOと層準に近いKn-KD起源とみられるものの, 高屈折率の褐色ガラスや斜方輝石は両テフラとは全く別のものに由来することが確実である. OA101やOA102のような混合火砕物がMM-bの複数層準に多く含まれる産状を説明するためには, 河床上昇時に側方侵食されて取り込まれやすい河谷壁部に, Ij-MO・Kn-KDやその他のテフラを含む風成層が存在していたとするのがもっともらしい. すなわち, 混合火砕物が繰り返し生産されることは, 個々のテフラ薄層に対応して噴火イベントがあったとする考え方を否定する. また, OA101・OA102とも火砕物以外の岩片含有量が小さいこと, 結晶片はほとんど自形で円磨は受けていないことから, 河川を長距離運搬さ

れたとは考えにくく, ごく近傍に供給源があったとみられる.

8. 飯士真岡テフラの噴出層準とMIS7海面変動の関係

坂本(1972)によって明らかにされた関東北部における海面変動履歴は, その後のテフラ層序による編年により見直され, ユースタシーとの対比ができるようになってきた(鈴木, 1989; 横山ほか, 2004). 坂本(1972)の見和層上部はMIS5eの海面上昇で形成された堆積物で, 見和層中部の基底面から相対的に70 mの海面上昇があったことが明らかにされている(鈴木, 1989). 見和層上部の基底面は海面上昇時の波浪侵食で形成されたシーケンス境界であり, 見和層下部と中部はMIS5以前の2回の海面低下と上昇で形成されたことになる. 更に, 見和層下部に不整合で覆われる石崎層(第6図; 坂本, 1975)については, 横山ほか(2004)はこれをMIS9に堆積した房総半島の藪層上部層に対比している. これに従うと, 見和層下部と中部はMIS8からMIS7.5とMIS7.4からMIS7.3~7.1への海面上昇期に対比されよう. 見和層中部が堆積する埋没谷よりも下部の埋没谷の方が深いことは(第6図), MIS7.4よりもMIS8の海面低下量が大きかったこと(Martinson *et al.*, 1987; Bassinot *et al.*, 1994)と調和的である. また, 見和層中部MM-bとMM-cの間に侵食面があることも, MIS7.2の一時的な海面低下と調和的である. 一方, 横山ほか(2004)は, 茨城県中部で石崎層と見和層の間に不整合で挟まれる笠神層(坂本ほか, 1981)を2つの堆積サイクルにわけ, 下位をMIS7.5, 上位をMIS7.3に対比している. そうすると坂本(1972)の見和層下部・中部と坂本ほか(1981)の笠神層は異なる埋没谷に堆積した同時異相である可能性が大きく, 地層名を今後再編する必要がある.

これまでに報告されたMIS8~7の年代(Martinson *et al.*, 1987; Bassinot *et al.*, 1994)と, Ij-MO・Ij-TK・Kn-KDの降下層準及び関連する放射年代値の関係を示したものが第10図である. Ij-MOとKn-KDについては見和層下部と中部の間の不整合面を形成した河川下刻時かその直後に降下したことが, 前述の考察から要求される. また, Ij-TKについても前述のようにSn-KBとの層序関係からMIS8の氷期に降下したと考えられる. 今回, Ij-MOの給源近傍相である越後湯沢火砕流堆積物のフィッシュ・トラック年代は 0.21 ± 0.07 Maで, 若干誤差が大きくなっている(第1表). しかし, 越後湯沢火砕流堆積物の上下の溶岩流から報告された年代値(赤石・梅田, 2002)やKn-KDの年代値(鈴木ほか, 1998; 山元, 1999)も考慮に入れると, 誤差範囲はかなり小さく絞り込めよう. すなわち, 赤石・梅田(2002)



第10図 飯土真岡テフラ・鬼怒沼黒田原テフラと海洋酸素同位体ステージの層序年代学的関係。δ¹⁸O曲線は Bassinot *et al.* (1994) による。数字は酸素同位体ステージ；a = 本研究；b = 赤石・梅田 (2002)；c = 鈴木ほか (1998)；d = 山元(1999)；e = NEDO (1985)；EY = 越後湯沢火砕流堆積物；I = 飯土山溶岩；ML = 主火山体溶岩群；OK = 奥添地火砕流堆積物；T = 立柄山溶岩；Y = 湯元溶岩。

Fig. 10 Geochronological relationship between the tephra of Iiji and Kinunuma volcanoes and the marine isotope stage. δ¹⁸O curve is based on Bassinot *et al.* (1994). Numerals are the numbers of the marine isotope stage; a = this study; b = Akaishi and Umeda (2002); c = Suzuki *et al.* (1998); d = Yamamoto (1999); e = NEDO (1985); EY = Echigo-Yuzawa pyroclastic flow deposit; I = Iijisan lava; ML = Main edifice lavas; OK = Okuzoichi pyroclastic flow deposit; T = Tachigarayama lava; Y = Yumoto lava.

は、越後湯沢火砕流堆積物の上位で一連の噴火産物である奥添地火砕流堆積物・飯土山溶岩から0.18±0.04 Ma・0.22±0.02 Ma・0.24±0.02 MaのK-Ar年代値を報告しており、これらの値の重複範囲から、噴火年代は0.22 Ma前後となる。一方、Ij-MO直下のKn-KDのフィッシュン・トラック年代は0.20±0.03 Ma (鈴木ほか, 1998)・0.24±0.05 Ma (山元, 1999)と報告されており、噴火年代は0.20~0.24 Maとなる。上下の年代の間にIj-MOは挟まれるので、その噴出年代は0.23~0.22 Maにまで絞り込めよう(第10図)。また、Kn-KDの噴出年代も0.24~0.23 Maにまで絞り込める。この年代解釈は、先に述べた見和層中部をMIS7.3~7.1に対比する見通しを問題なく支持しているし、同時に今回の年代測定結果がユースタティックな層序関係と矛盾しないことも意味している。また、層序関係から0.28~0.25 MaのMIS8としたIj-TKの噴出年代も、越後湯沢火砕流堆積物よりも下位にある飯土火山初期の溶岩流の年代値(赤石・梅田,

2002)と良く一致しており、今回の対比の傍証となっている。

9. まとめ

1. 火山フロントから約60 km背弧側にある新潟県南部で、30~20万年前に活動した飯土火山の従来の層序を見直した。本火山噴出物は、越後湯沢火砕流堆積物(新称)を挟んで前期の湯元溶岩・立柄山溶岩と、後期の主火山体溶岩群・奥添地火砕流堆積物・飯土山溶岩に区分される。越後湯沢火砕流堆積物は残留角礫岩相の石質火山角礫岩、塊状軽石流相の軽石凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩、成層火砕サージ相のデューン層理を持つ粗粒火山灰からなる。いずれの岩相もカミングトン閃石含単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイトを本質物として含むこと、間に休止期を示す土壌層や侵食面がないことから、一連の爆発的噴火で短時間のうちに連続して定置したものと考えられる。本堆積物中のジ

ルコン結晶を対象にしたフィッシュン・トラック年代の測定結果は 0.21 ± 0.07 Maであった。

2. 関東地方北部に分布する真岡テフラの層厚変化と構成物の特徴を再検討し、このテフラが従来考えられていたような赤城火山起源ではなく、飯士火山越後湯沢火砕流堆積物のプリニー式降下火砕物相であることを明らかにした。本テフラの本質物もカミングトン閃石含単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイスイトで、構成物の屈折率は、火山ガラスが1.501~1.504、斜方輝石が1.709~1.716、普通角閃石が1.680~1.684と、越後湯沢火砕流堆積物のものと良く一致する。降下テフラの分布主軸は東南東方向で、宇都宮付近を通過する。本テフラの最小体積は 4.5 km^3 (岩石換算では $1.4 \times 10 \text{ DRE km}^3$) である。このほか、給源が未確定であった福島県南会津地域の高杖テフラも層厚分布から飯士火山起源のプリニー式降下火砕堆積物と考えられ、その分布主軸は東北東方向である。本テフラの最小体積は 2.0 km^3 (岩石換算では $6.2 \times 10^{-1} \text{ DRE km}^3$) である。

3. 飯士真岡テフラを挟むとされていた茨城県大洗地域の見和層中部の岩相とテフラ構成物の再検討を行った。見和層中部はMIS6の低海面期に形成された河川堆積物と考えられていたが、堆積相解析の結果、陸上部の本層中部は埋没谷を埋める潮流口・河川堆積物からなり、むしろ海面上昇期の堆積物であることが明らかになった。また、飯士真岡テフラとされた堆積物も、給源の異なる3つ以上のテフラが混合したもので、河川堆積物中の複数層準に確認される。

4. 飯士真岡テフラの降下層準は見和層下部と中部の間の不整合面を形成した河川下刻時かその直後で、見和層中部が埋める谷地形を覆っていたものと考えられる。今回得られた越後湯沢火砕流堆積物の年代値と、上下層から報告された既存の年代値から判断すると、真岡テフラの噴出年代は $0.23 \sim 0.22 \text{ Ma}$ となる。したがって、再堆積した真岡テフラを含む見和層中部はMIS7.3~7.1に形成されたことになる。見和層は坂本(1972)によって下末吉海進(MIS5)で形成された一連の地層と考えられていた。しかし、見和層下部・中部・上部は3回の独立した海進によって形成されたことが確実にあり、周辺地域の中・上部更新統下総層群の地層区分と矛盾が生じることになる。それゆえ見和層については再定義が今後必要であろう。

謝辞: 茨城県大洗の真岡テフラの露頭の状況については首都大学理学部の鈴木毅彦さんに伺った。海面変動に関する文献は産総研深部地質環境研究センターの桑原拓一郎さんに教わった。また、産総研地質情報研究部門の柳沢幸夫さんには粗稿に目を通して頂き、原稿の不備を指摘して頂いた。査読者松浦旅人さんのコメントは本稿の改善に有益であった。以上の方々に感

謝致します。

文 献

- 赤石和幸(1995) 飯士火山の形成史とマグマ進化. 岩鉱学会講演要旨集, 29-29.
- 赤石和幸・梅田浩司(2002) 新潟県飯士火山の形成史とK-Ar年代. 岩鉱学会講演要旨集, 304-304.
- 阿久津 純(1955) 宇都宮周辺の関東火山灰層と河成段丘. 宇都宮大学学芸学部研究論集, **4**, 33-46.
- 阿久津 純(1957) 宇都宮付近の関東ローム(火山灰)層. 地球科学, **33**, 1-11.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 91-108.
- Branney, M. J. and Kokelaar, P. (2002) *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation*. *Geol. Soc. Memoir*, no.27, 143p.
- 茅原一也・小松正幸・島津光夫・久保田喜裕・塩川 智(1981) 越後湯沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 108p.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 977-985.
- 早津賢二・新井芳夫(1981) 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代. 地質雑, **87**, 791-805.
- 関東ローム研究グループ(1965) 関東ローム: その起源と性状. 築地書館, 378p.
- Kumar, N. and Sanders, J. E. (1974) Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, **21**, 491-532.
- Legros, F. (2000) Minimum volume of a tephra fall-out deposit estimated from a single isopach. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **96**, 25-32.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore Jr., T. C. and Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Res.*, **27**, 1-29.
- Miall, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D., ed., *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no.5, 597-604.
- Moslow, T. F. and Tye, R. S. (1985) Recognition and

- Characterization of Holocene tidal inlet sequences. *Marine Geol.*, **63**, 129-151.
- NEDO (新エネルギー総合開発機構) (1985) 地熱開発促進調査報告書, no.8, 奥会津地域, 811p.
- 坂本 亨 (1972) 茨城県大洗付近の第四系一とくに見和層堆積期の海進 (下末吉海進) の進行過程について一. 地調月報, **23**, 511-517.
- 坂本 亨 (1975) 磯浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 55p.
- 坂本 亨・相原輝雄・野間泰二 (1981) 石岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 47p.
- 坂本 亨・岡 重文・伊藤吉助・後藤 進 (1969) 茨城県那珂台地の見和層とその基底のかたち. 地調月報, **20**, 685-696.
- 早田 勉 (2000) 榛名火山一山頂部のカルデラと溶岩円頂丘群. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編, 日本の地形 第4巻, 関東・伊豆小笠原弧, 東京大学出版会, 61-64.
- 鈴木毅彦 (1989) 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理学評論, **62A-7**, 475-494.
- 鈴木毅彦 (1990) テフロクロノロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史. 地学雑誌, **99**, 60-75.
- 鈴木毅彦 (1993) 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. 地学雑誌, **102**, 73-90.
- 鈴木毅彦 (1996) 東茨城台地地下の埋没谷を充填する河成礫中のテフラ: 見和層中部に介在する真岡テフラ. 第四紀露頭集編集委員会編, 第四紀露頭集・日本のテフラ, 日本第四紀学会, 174-174.
- 鈴木毅彦 (2000) 宇都宮丘陵, 大志白遺跡周辺の地形. 河内町埋蔵文化財調査報告書第3集大志白遺跡群発掘調査報告書, 164-191.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東北部から東北南部に分布する第四紀テフラのフィッシュ・トラック年代. 第四紀研究, **37**, 95-106.
- Valentine, G. A. and Wohletz, K. H. (1989) Numerical Models of Plinian Eruption Columns and Pyroclastic Flows. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, B2, 1867-1887.
- Walker, G. P. L. (1985) Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **25**, 157-171.
- 山元孝広 (1999) 福島一栃木地域に分布する30-10万年前のプリニー式降下火砕物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序. 地調月報, **50**, 743-767.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. *Island Arc*, **14**, 199-212.
- 山元孝広 (2006) 宇都宮市宝積寺段丘で掘削されたUT05コアの層序記載と鬼怒川の堆積侵食履歴. 地調研報, **57**, 217-228.
- Yamamoto, T., Takarada, S. and Suto, S. (1993) Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **55**, 166-175.
- 横山芳春・大井信三・安藤寿男 (2004) 茨城県中部霞ヶ浦周辺地域における更新統下総層群の層序と年代. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, p.300.

(受付: 2007年3月22日; 受理: 2007年6月21日)