

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

山元孝広¹

Takahiro Yamamoto (2006) Lithostratigraphy of the UT05 core bored through the Hoshakuji terrace in Utsunomiya City, NE Japan, and erosion-deposition history of the Kinu River since Middle Pleistocene. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 57(7/8), p.217 - 228, 6 figs., 1 table.

Abstract: Fluvial terraces have been typically developed in the Utsunomiya region at the northern Kanto plain, NE Japan, since Middle Pleistocene. There are the Kamikake, Hoshakuji, Kanuma, Shirasawa, Takaragi and Tawara terraces, in ascending order. In this study, the lithostratigraphy of the UT05 core and the tephrostratigraphic abandonment ages of the terraces are described to reveal erosion and deposition history of the Kinu River. The UT05 core has been bored 40 m in depth through the Hoshakuji terrace. The UT05 core consists of eolian veneer deposits from 0 to 15.40 m in depth, the Hoshakuji fluvial terrace deposit from 15.40 to 18.88 m and the Early Pleistocene Sakaibayashi Formation from 18.88 to 40.00 m. The eolian veneer deposits are made up mainly of brown-colored massive volcanic soil and are interbedded with many pyroclastic fall deposits as follows; the tephra group from Akagi volcano, Daisen-Kurayoshi tephra, Nikko-Mamiana tephra, Iiji-Moka tephra, Kinunuma-Kurodahara tephra and Haruna-Miyazawa tephra. The fluvial terrace deposit is composed of unconsolidated gravels and sand. The top of the fluvial deposit is about 2 m higher than the present alluvial plain along the Kinu River, and the bottom of the fluvial deposit is about 1.5 m lower than one. The Sakaibayashi Formation consists of semi-consolidated conglomerate and sandstone. The tephrostratigraphy of the eolian veneers shows that the abandonment ages of the Kamikake, Hoshakuji, Kanuma, Shirasawa and Takaragi-Tawara terraces are MIS (marine isotope stage) 10, MIS 8, MIS 6, MIS 5.4 and MIS 4 to 2, respectively. Therefore, accumulation of the fluvial sediments has occurred at every glacial tracts forming climatic terraces due to an increase of the sediment load against the stream discharge. All the relative heights between the tops of the fluvial terrace deposits and the present alluvial plain along the Kinu River have been less than 6 m and independent to the abandonment ages of the terraces since 0.35 Ma. This suggests that the formation of the fluvial terraces in this region has been only controlled by the climatic change, and not effected by tectonic movement.

Keywords: Utsunomiya, Hoshakuji, terrace, Kinu River, Middle Pleistocene, Haruna, Miyazawa, climate

要 旨

中期更新世以降の河成段丘が模式的に発達する北関東内陸部の宇都宮市周辺で、段丘編年と河川による侵食堆積履歴を明らかにする目的のもと地表調査とボーリング掘削 (UT05孔) を行った。掘削対象は宝積寺段丘で、40 mのオールコアボーリングを行い、地表 - 深度 15.40 m間が宝積寺段丘被覆風成層、深度 15.40 ~ 18.88 m間が宝積寺段丘河川堆積物、深度 18.88 ~ 40.00 mが下部更新統境林層からなる層序を明らかにした。被覆風成層は主に褐色の火山灰土からなり、多数の降下テフラ群が挟まれている。宝積寺段丘河川堆積物は固結度の低い礫・砂からなる。その上面高度は現鬼怒川の沖積面よりも約 2 m高く、基底面高度は沖積面よりも約 1.5 m低い。境林層は、基質のやや固結した礫・砂から構成される河川堆積物からなる。

周辺に分布する他の段丘の編年結果も合わせると、

本地域では河川堆積物の累重が以下の氷期に起きている。MIS2-4に田原・宝木段丘、MIS6に鹿沼段丘、MIS8に宝積寺段丘、MIS10に上欠段丘の河川堆積物が累重・離水した。したがって、これら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、河床が上昇したものと考えられる。本地域鬼怒川沿いでの現河床と段丘河川堆積物の上面との比高は、過去約 35 万年前にまで遡っても 6 m以内で、年代との相関は認められない。このことは、本地域では侵食堆積作用を加速させるようなユースタシーに対するテクトニックな隆起沈降はほとんど起きていないことを反映している。

1. はじめに

栃木県北西部の下野山地から流れ出た鬼怒川は、茨

¹深部地質環境研究センター (Research Center for Deep Geological Environments, GSJ).

城県下で江戸時代に東遷された利根川と合流し太平洋へと注ぐ一級河川である。特に鬼怒川が山地から出た宇都宮周辺では、鬼怒川が頻繁に流路を変更したために形成された南北に細長く分布する河成段丘群が発達し (Fig. 1), 1950年代から段丘を被覆する風成層層序を使った段丘編年が試みられてきた (阿久津, 1955; 1957; 貝塚, 1957)。これらの研究では、北関東での標準的な段丘面群を設定し、段丘を上位より宝積寺面・宝木面・田原面と呼んでいた。また、関東ローム研究グループ (1965) はこれらをそれぞれ南関東の下末吉面・武蔵野面・立川面に対比していた。しかしその後の被覆風成層中のテフラ研究の進展 (鈴木, 1993) や段丘地形の再検討により、こうした対比は再考を要するようになっている。特に、下末吉面相当とされた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で、その他の段丘区分にも修正や細分した方が合理的である点が多い (鈴木, 2000)。

本研究では、宝積寺段丘を対象に深度40 mのオールコアボーリング (UT05孔) を行った。宝積寺段丘は、宇都宮の郊外に位置しており、かつては工業団地の開発等で大規模な露頭が出現していた。しかし、現在は開発も一段落し、段丘構成層を連続的に観察できる露頭はほとんどない。また、段丘構成層の基底面は沖積層下に没しており、地表では観察できない。本研究のUT05孔は、宝積寺段丘構成層の標準層序を確立することと、コア資料の保存公開を目的としている。更にコア試料の解析から、鬼怒川の宇都宮地域における堆積侵食履歴を明らかにすることも目的としている。宇都宮地域は火山活動のない前弧域に位置し、周辺には活断層も分布しない。また、第四紀の海水準変動に対しても宇都宮地域は海進を被ったことがなく、内陸域が氷期・間氷期気候変動に対しどのような河川応答を行ったのかを理解するには好都合な地域である。

2. 宇都宮周辺の河成段丘

宇都宮市周辺の河成段丘は、鈴木 (2000) に従い、上位から上欠段丘・宝積寺段丘・鹿沼段丘・白沢段丘・宝木段丘・田原段丘に区分される (Fig. 1)。これらの段丘は基底部の礫質河川堆積物とこれを覆う土壌化した風成層で構成され、上位の段丘ほど風成被覆層の層厚が大きい。鈴木 (2000) は、段丘面高度の違いから宝木段丘の東半分を峯町段丘として下位のものに細分しているが、河川堆積物を覆う風成層の層序から (Fig. 2)、両者を特に区別する必要はないと判断した。

2.1 上欠段丘

本段丘は、宇都宮西方の姿川沿いに分布する面高度165~140 mの段丘である。姿川沿いの露頭 (Loc. 1)

では、基底部に厚さ3.5 mの塊状円礫層が露出する。礫は流紋岩・安山岩・火山礫凝灰岩の順で卓越し、最大粒径は20 cmを越える。円礫層の淘汰は良く、礫の間軸が流れに平行なbタイプインプリケーションの発達した典型的な河川流路堆積物で、トラフ型斜交層理を持った砂層を挟んでいる。円礫層の上位には厚さ約30 mの土壌化した風成層が堆積しており、これが段丘の大半を構成する。円礫層の直上には細礫混じりで黒雲母結晶片の多い砂質部、間に70 cm厚の褐色火山灰土を挟んでその上位には径1 mm前後の黒雲母・石英結晶片に富んだ厚さ13 cmの粗粒火山灰層がある。これらは大町Apmテフラ群に対比される根元14・根元13テフラで、それぞれ36万年前・34万年前に噴出したものと考えられている (鈴木, 2000)。したがって、本段丘は海洋酸素同位体ステージ10 (MIS10) に離水したものと判断される。更に鈴木 (2000) はLoc. 1で根元14テフラの上位にある厚さ1.6 mの粘土化した白色火山灰層を大田原火砕流堆積物の縁辺相に対比しているが、風化が激しく、これを洗浄した試料からは大田原火砕流を特徴付ける屈折率1.715~1.722の斜方輝石は検出できなかった。

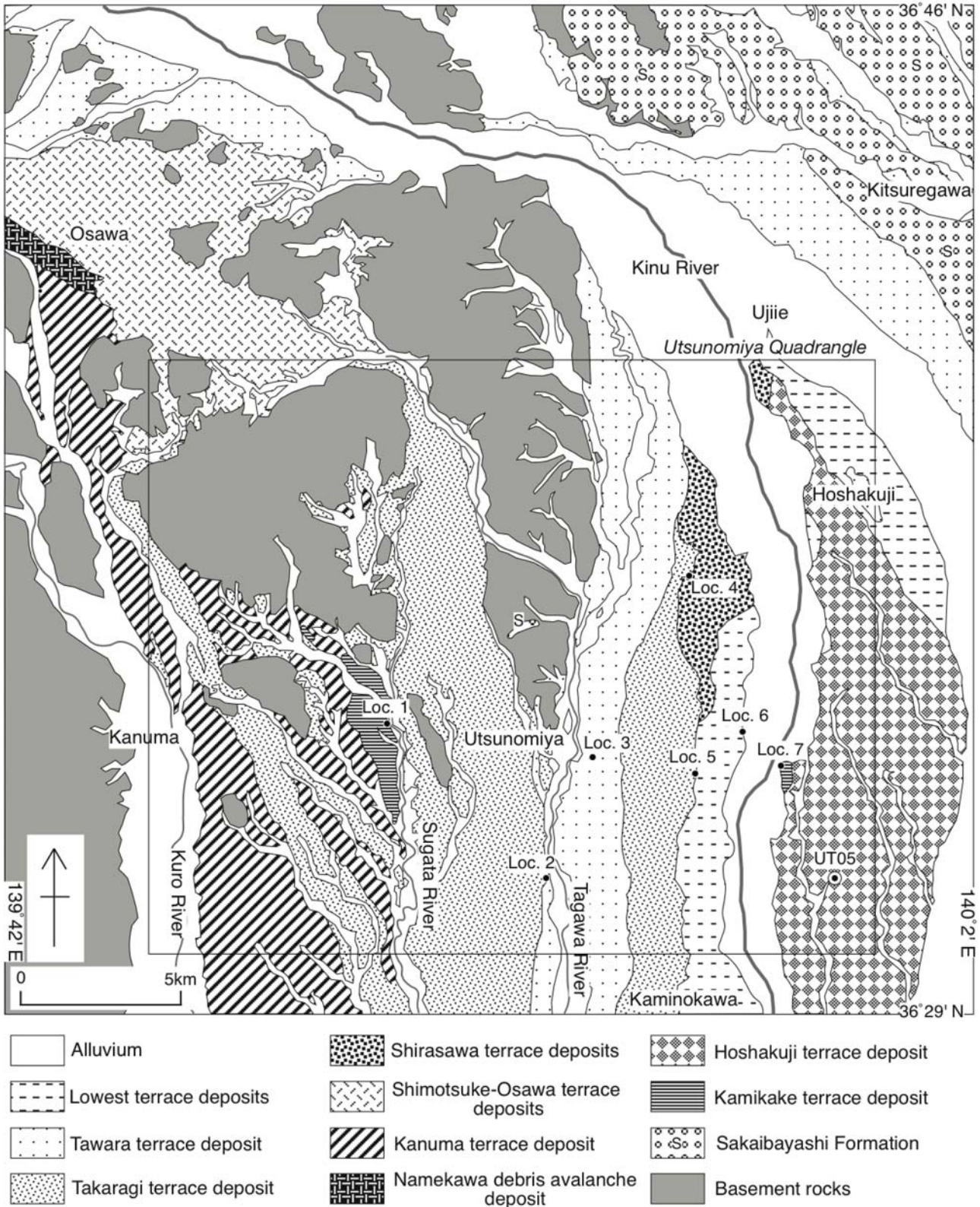
宇都宮東方の鬼怒川右岸で宝積寺段丘よりも比高が大きい飛山 (段丘面高度約135 m) も、構成物の層序から上欠段丘とほぼ同時期の段丘とされている (鈴木, 2000)。鈴木の記事したLoc. 7の露頭は護岸工事が施され、現在完全に被覆されている。鈴木の記事から判断すると、礫質河川堆積物の上面は、現鬼怒川の沖積面よりもわずかに高い程度であることが伺われる。

2.2 宝積寺段丘

本段丘は、宝積寺台地の大半を占める地形面で、阿久津 (1957) の示した宝積寺段丘のうちの北半分に相当する (鈴木, 2000)。段丘面の高度は最北端で約190 m、最南端の真岡市内で約70 mまで低下する。構成物の詳細については、次節のUT05コアの記載に示す。鈴木 (2000) は本段丘の離水時期を、大田原火砕流堆積物と真岡テフラ (Ij-MO; 飯土火山起源であるが詳細は別途報告する) との層序関係から内挿して、MIS8の約25万年前と考えている。

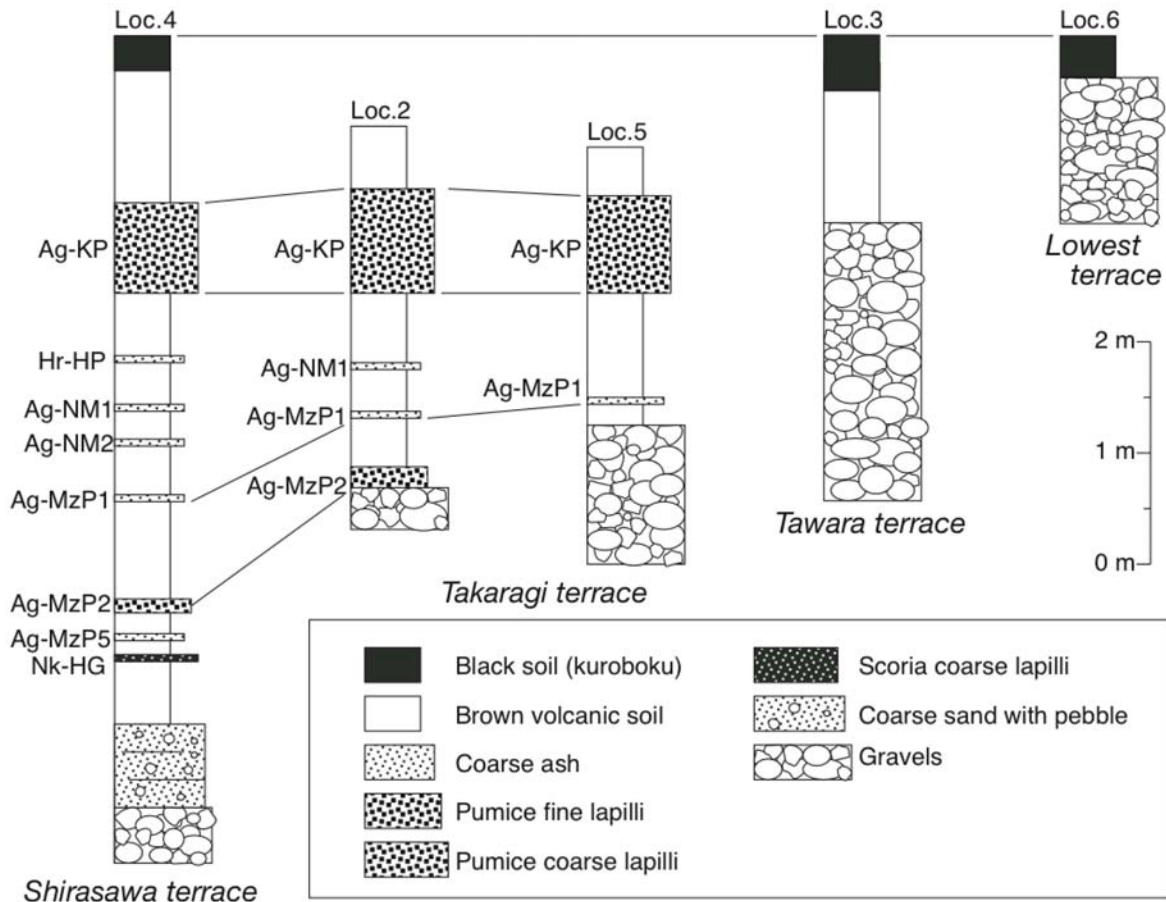
2.3 鹿沼段丘

黒川と姿川の間にある阿久津 (1957) が宝積寺面としたもののうち今市・鹿沼段丘と呼んだ部分が、本段丘に相当する (鈴木, 2000)。段丘面の高度は最北端の今市市明神で350 mに達し、南端の壬生市内では約80 mにまで減少する。最北端部の本段丘は岩片支持で粗粒砂基質を持つ安山岩角礫からなる土石流堆積物とこれを覆う層厚10 m前後の風成層からなり、行川岩屑なだれ堆積物 (鈴木, 1993) を直接覆っている。これよ



第1図 宇都宮地域における段丘の分布。太線四角は1/5万「宇都宮」図幅。
UT05が本研究で実施したボーリング掘削地点。

Fig. 1 Distribution of fluvial terraces in the Utsunomiya district. The solid square is the Utsunomiya Quadrangle.
UT05 is the bore hole in this study.



第2図 河成段丘の露頭柱状図。露頭地点は第1図を参照。テフラの詳細は、本文を参照。

Fig. 2 Outcrop sections of the fluvial terraces. See Fig. 1 for the location of the outcrops. See the text for the details of the tephra layers.

りも下流域では、下位の岩屑なだれ堆積物は消失し、土石流堆積物も淘汰がよくインプリケーションの発達した円礫からなる河川流路堆積物に岩相変化する。鈴木(2000)は、被覆風成層の層序から本段丘の離水時期をMIS6の約15万年前としている。

2.4 白沢段丘

本段丘は、河内村白沢から宇都宮市平出付近に分布する面高度160～140 mの段丘である(鈴木, 2000)。これは阿久津(1955)・貝塚(1957)の岡本段丘の北部に相当する。本段丘も河川堆積物とこれを覆う層厚8～10 mの風成層からなる。河川堆積物は淘汰の良い塊状円礫からなる流路堆積物を主体とするが、その最上部には連続性の悪い平行層理を持つスコリア火山礫混じりの粗粒砂層が発達する(Fig. 2)。鈴木(2000)は被覆風成層の層序から、これを日光満美穴テフラ(Nk-MA)噴火に伴うラハール堆積物としている。Nk-MAの直上には御岳第1テフラ(On-Pm1)があるので、白沢段丘の離水時期は約10万年前である。Loc. 4における本段丘河川堆積物の上面と、現鬼怒川沖積面との比

高は、約5 mである。

2.5 宝木段丘

阿久津(1957)の宝木段丘のうち前述の白沢段丘を省いた部分に相当する。北西の最上流部での面高度は220 m、下流部の上三川付近では70 mまで低下する。本段丘は淘汰の良い塊状円礫からなる河川流路堆積物とこれを覆う層厚4～6 mの風成層からなる。Loc. 2では風成層の基底部に赤城水沼第2テフラ(Ag-MzP2)が位置している。しかし、Loc. 5のように風成層層厚が若干薄く、基底部にAg-MzP2を欠く地点もあり、離水時期には時間差があるものと判断される(Fig. 2)。宝木段丘の離水時期はAg-MzP2降下前後であるので、鈴木(1993)の年代観に従うと8～6万年前頃となる。また、Loc. 5における本段丘河川堆積物の上面と、現鬼怒川沖積面との比高は、約3 mである。

2.6 田原段丘

阿久津(1955)の田原段丘で、最上流部での面高度は195 m、下流部の上三川付近では65 mまで低下する。

本段丘は淘汰の良い塊状円礫からなる河川流路堆積物とこれを覆う層厚1.5～2.6 mの風成層からなる。河川流路堆積物の上部には、しばしば3.2～3.1万年前に噴出した赤城鹿沼テフラ (Ag-KP) 由来の軽石礫・粗粒砂が挟まれている。また、上流部(北部)の風成層には約2万年前の男体山小川テフラ (Nt-OG), 1.3～1.2万年前の男体山今市・七本桜テフラ (Nt-IM・NS) が挟まれるが、宇都宮市街地より下流ではこれらのテフラを欠く。段丘河川堆積物とNt-OG間の火山灰土からは始良Tnテフラ (AT) は検出できないので、本段丘の離水時期は2.5～2.0万年前とみられる。Loc. 3における本段丘河川堆積物の上面と、現鬼怒川沖積面との比高は、約2.5 mである。

2.7 最低位段丘

鬼怒川沿いにみられる田原面より一段低い段丘で、上流の氏家付近での面高度は160 m、下流部の上三川付近では60 m程度まで低下する。本段丘も淘汰の良い塊状円礫からなる河川流路堆積物からなるが、Nt-IM・NS以下のテフラ群に覆われず、厚さ30～40 cmのクロボク土が段丘表層を構成する。したがって、本段丘は1万年前前後に離水したのであろう。Loc. 6における本段丘河川堆積物の上面と、現鬼怒川沖積面との比高は、約2 mである。

3. UT05コア

3.1 掘削の概要

ボーリング地点は栃木県宇都宮市龍谷町1145の1(栃木県農業大学構内)の東経139° 58' 58.8" 北緯36° 31' 27.7" (世界測地系)の地点である(Fig. 1)。孔口の標高は109.9 mである。地形的には宝積寺丘陵上の平坦地に位置しており、牧草地として利用されている。掘削はロータリー式バイプロマシン(ロータリーパーカッションドリル機改良型)を用いて、鉛直に掘削した。コアの採取は、全深度にわたりコア径φ68 mmで、表層から風成層(深度16.0 m付近)までは無水掘り、砂礫層(深度16.0～40.0 m)に対しては送水掘りにて行った。コアの回収率は99.7%であった。

3.2 コアの記載

UT05コアは、地表-深度15.40 m間が宝積寺段丘被覆風成層、深度15.40～18.88 m間が宝積寺段丘河川堆積物、深度18.88～40.00 mが境林層から構成される(Table 1, Fig. 3)。宝積寺段丘被覆風成層は主に褐色の火山灰土からなり多数のテフラ層を挟んでいる。深度12.73 mまでの降下テフラについては、これまで報告されたもの(鈴木, 1993)と対応が良く、従来のテフラ名をそのまま踏襲する。深度12.73 mまでの宝積寺段丘

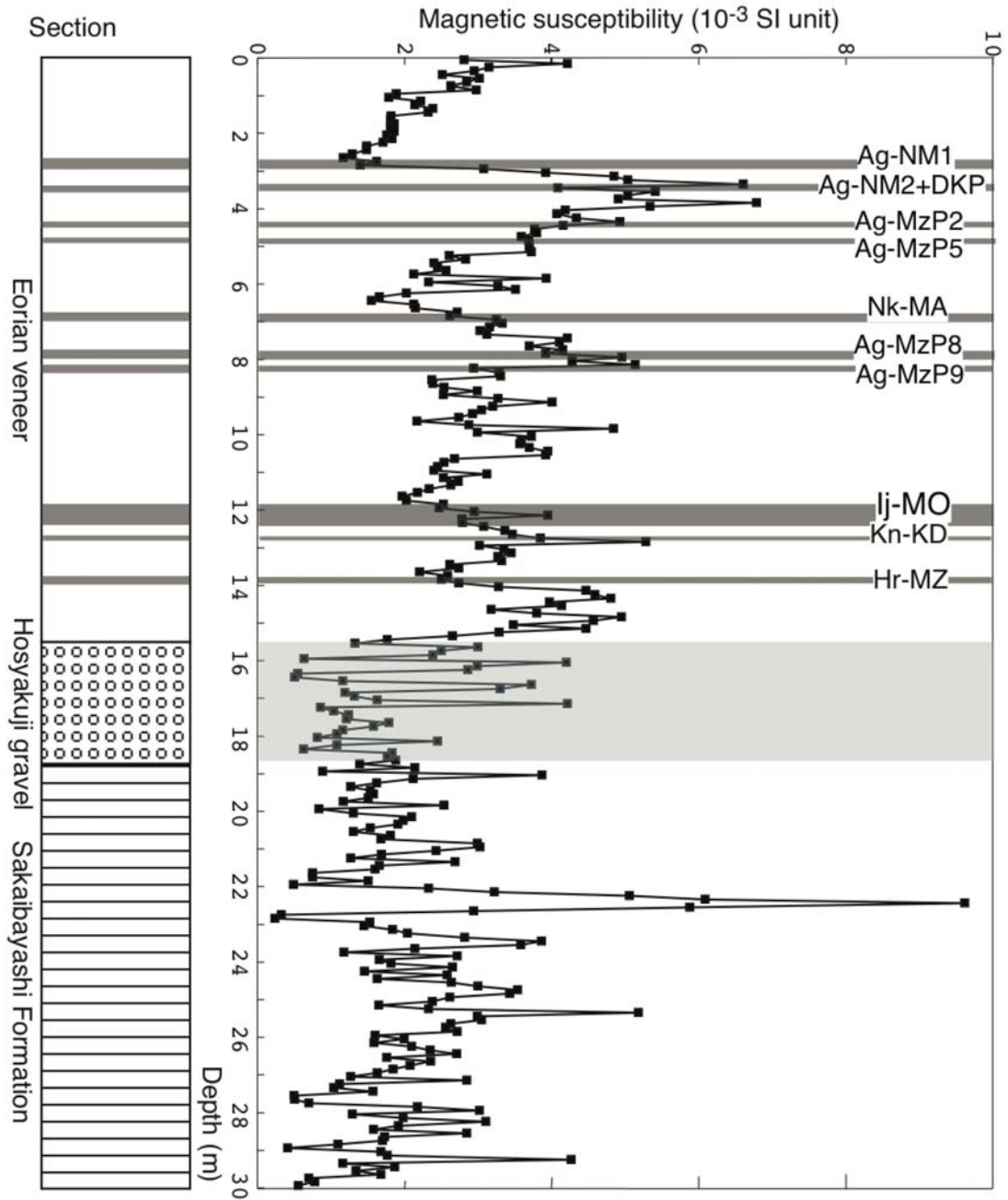
河川堆積物は固結度の低い礫・砂からなる。その上面高度は現鬼怒川の沖積面よりも約2 m高く、基底面高度は沖積面よりも約1.5 m低い。境林層は栃木県北部の主に喜連川丘陵を構成する前期更新世の河川堆積物で、基質のやや固結した礫・砂からなり、特徴的に風化の進んだくさり礫を含んでいる。境林層相当の礫層は宇都宮市街地の北の長岡町にも第三系を不整合に覆って断片的に分布しており(阿久津, 1957; 鈴木, 2000)、これが宝積寺段丘下に伏在していても問題はない。コア構成物の特徴を把握するため、試料の帯磁率をKappermeter KT-5を用い、10 cm間隔で測定した。測定結果は体積帯磁率で、SI単位系で表示している(Fig. 3)。

段丘被覆風成層は、地表1 mまでがクロボク土、1 m以深がテフラ層を挟んだ褐色火山灰土からなる(Table 1)。周辺の風成層層序(Fig. 2)と比較すると、掘削地点にも層厚1 m程度のAg-KPが存在するはずであるが、コア中には確認できない。おそらく深度2.10 m前後に不整合があり、Ag-KPは削剥されているのであろう。深度2.60～2.90 mには普通角閃石・斜方輝石に富んだ軽石細粒火山礫からなる赤城行川第1テフラ (Ag-NM1; UTB02; Fig. 4)、深度3.30～3.48 mにも普通角閃石・斜方輝石に富んだ軽石細粒火山礫からなる赤城行川第2テフラ (Ag-NM2; UTB03; Fig. 4) が位置している。Ag-NM2の基質中にはこれよりも低屈折率の火山ガラス片や普通角閃石・黒雲母結晶片からなる火山灰が混じっており、これは大山倉吉テフラ (DKP) とみられる (UTB03; Fig. 4)。深度4.38～4.47 mには斜方輝石・単斜輝石に富んだ軽石細粒火山礫からなるAg-MzP2 (UTB04; Fig. 4) が位置している。深度4.86～4.90の斜長石・斜方輝石・単斜輝石結晶片からなる粗粒火山灰は、構成物の特徴から赤城水沼第5テフラ (Ag-MzP5) に対比される。Ag-MzP5から厚さ1.89 mの褐色火山灰土を挟んだ下位には厚さ17 cmの粘土化の進んだ赤褐色スコリア細粒火山礫があり、層厚分布から考えてNk-MAとみられる。Ag-MzP5とNk-MAの間の火山灰土中には阿蘇4テフラや御岳1テフラの降下層準があるはずだが、土壌の攪拌が進みこれらを肉眼で確認することができない。深度7.70～7.95 mには斜方輝石・単斜輝石に富んだ軽石細粒火山礫からなる赤城・水沼第8テフラ (Ag-MzP8)、深度8.10～8.25 mには斜方輝石・単斜輝石に富んだ軽石細粒火山礫からなる赤城・水沼第9・10テフラ (Ag-MzP9・10; UTB08; Fig. 4) が位置するが両層とも火山灰土との攪拌を被っており、単層の上下面が不明瞭になっている。ここから深度11.27 mまでの火山灰土には、まばらに粘土化したスコリアや軽石の細粒火山礫が含まれることがあるものの、コアの岩相は塊状で、明瞭な降下火砕堆積物の単層は確認できない。深度11.80～12.38 mには、普

第1表 UT05 コアの岩相.

Table 1 Lithofacies of the UT05 core.

深度(m)	厚さ(m)	ユニット名	岩相	最大粒径(cm)	試料番号
0.00-0.72	0.72		黒色土壌		
0.72-1.00	0.28		暗褐色土壌		
1.00-2.10	1.10		褐色土壌		
2.10-2.60	0.50		軽石火山礫混じり褐色土壌	1	UTB01
2.60-2.90	0.30	Ag-NM1	黄色軽石火山礫及び結晶質粗粒火山灰 (Pl, Hb, Opx)	1.1	UTB02
2.90-3.30	0.40		褐色土壌		
3.30-3.48	0.18	Ag-NM2+DKP	結晶質粗粒火山灰 (Pl, Opx, Cpx, Hb, Bt)		UTB03
3.48-4.38	0.90		結晶質褐色土壌		
4.38-4.47	0.09	Ag-MzP2	軽石細粒火山礫 (Pl, Opx, Cpx)	0.3	UTB04
4.47-4.86	0.39		褐色土壌		
4.86-4.90	0.04	Ag-MzP5	火山灰 (Pl, Opx, Cpx)		UTB05
4.90-6.79	1.89		褐色土壌		
6.79-6.96	0.17	Nk-MA	赤褐色スコリア火山礫 (Pl, Opx, Cpx)	0.8	UTB06
6.96-7.70	0.74		褐色土壌		
7.70-7.95	0.25	Ag-MzP8	軽石細粒火山礫混じり結晶質粗粒火山灰 (Pl, Opx, Cpx)	0.4	UTB07
7.95-8.10	0.15		結晶質褐色土壌		
8.10-8.28	0.18	Ag-MzP9	軽石細粒火山礫混じり結晶質粗粒火山灰 (Pl, Opx, Cpx)	0.6	UTB08
8.28-11.27	2.99		褐色土壌		
11.27-11.80	0.53		軽石火山礫混じり褐色土壌		
11.80-12.38	0.58	Ij-MO	黄色軽石火山礫 (Pl, Qz, Hb, Opx)	1.2	UTB09
12.38-12.65	0.27		褐色土壌		
12.65-12.73	0.08	Kn-KD	結晶片 (Pl, Qa, Hb, Opx) 混じり褐色土壌		UTB10
12.73-13.50	0.77		褐色土壌		
13.50-13.78	0.28		軽石細粒火山礫混じり褐色土壌		
13.78-13.90	0.12	Hr-MZ	橙色軽石細粒火山礫 (Pl, Qz, Hb, Opx) 混じり褐色土壌	0.4	UTB11
13.90-14.19	0.29		軽石, スコリア細粒火山礫混じり褐色土壌		
14.19-14.87	0.68		褐色土壌		
14.87-14.98	0.11		赤褐色スコリア細粒火山礫混じり褐色土壌	0.2	
14.98-15.14	0.16		褐色土壌		
15.10-15.40	0.26		礫混じり褐色土壌		
15.40-15.83	0.43	宝積寺段丘	砂礫	3.4	
15.83-16.05	0.22	河川堆積物	礫	6.5	
16.05-16.58	0.53		砂礫	7	
16.58-16.98	0.40		粗粒砂, 平行層理		
16.98-18.30	1.32		砂礫	8	
18.30-18.42	0.12		礫	6.3	
18.40-18.88	0.46		砂礫	4.5	
18.88-19.95	1.07	境林層	砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.5	
19.95-20.07	0.12		砂礫	5.7	
20.07-20.59	0.52		砂礫, 基質固結	4.2	
20.59-21.10	0.51		砂礫	4.5	
21.10-22.00	0.90		砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.3	
22.00-22.56	0.56		粗粒砂, 平行層理		
22.56-23.32	0.76		砂礫, 基質固結	4.4	
23.32-23.62	0.30		粗粒砂, 平行層理		
23.62-25.43	1.81		砂礫, 基質固結	5	
25.43-25.51	0.08		粗粒砂		
25.51-27.00	1.49		砂礫, 基質固結, 風化礫含		
27.00-27.63	0.63		砂礫, 基質固結	5.7	
27.63-27.76	0.13		礫	7.6	
27.76-28.47	0.71		砂礫, 基質固結	6.5	
28.47-28.56	0.09		粗粒砂		
28.56-29.57	1.01		砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.8	
29.57-29.62	0.05		粗粒砂		
29.63-30.00	0.38		砂礫, 基質固結	7.5	
30.00-30.51	0.51		礫	8.6	
30.51-31.06	0.55		砂礫, 基質固結	4.8	
31.06-31.30	0.24		粗粒砂		
31.30-32.30	1.00		礫まじり粗粒砂	6.3	
32.30-33.00	0.70		砂礫, 基質固結	7.5	
33.00-33.67	0.67		砂礫, 基質固結	6	
33.67-34.05	0.38		中粒砂, 斜交層理		
34.05-35.46	1.41		粗粒砂, 斜交層理		
35.46-36.00	0.54		砂礫, 基質固結	4.8	
36.00-36.24	0.24		礫	7.5	
36.24-38.59	2.35		砂礫, 基質固結	8	
38.59-38.96	0.37		粗粒砂, 平行層理		
38.96-39.22	0.26		礫まじり粗粒砂	3.7	
39.22-40.00	0.78		砂礫, 基質固結	4.5	

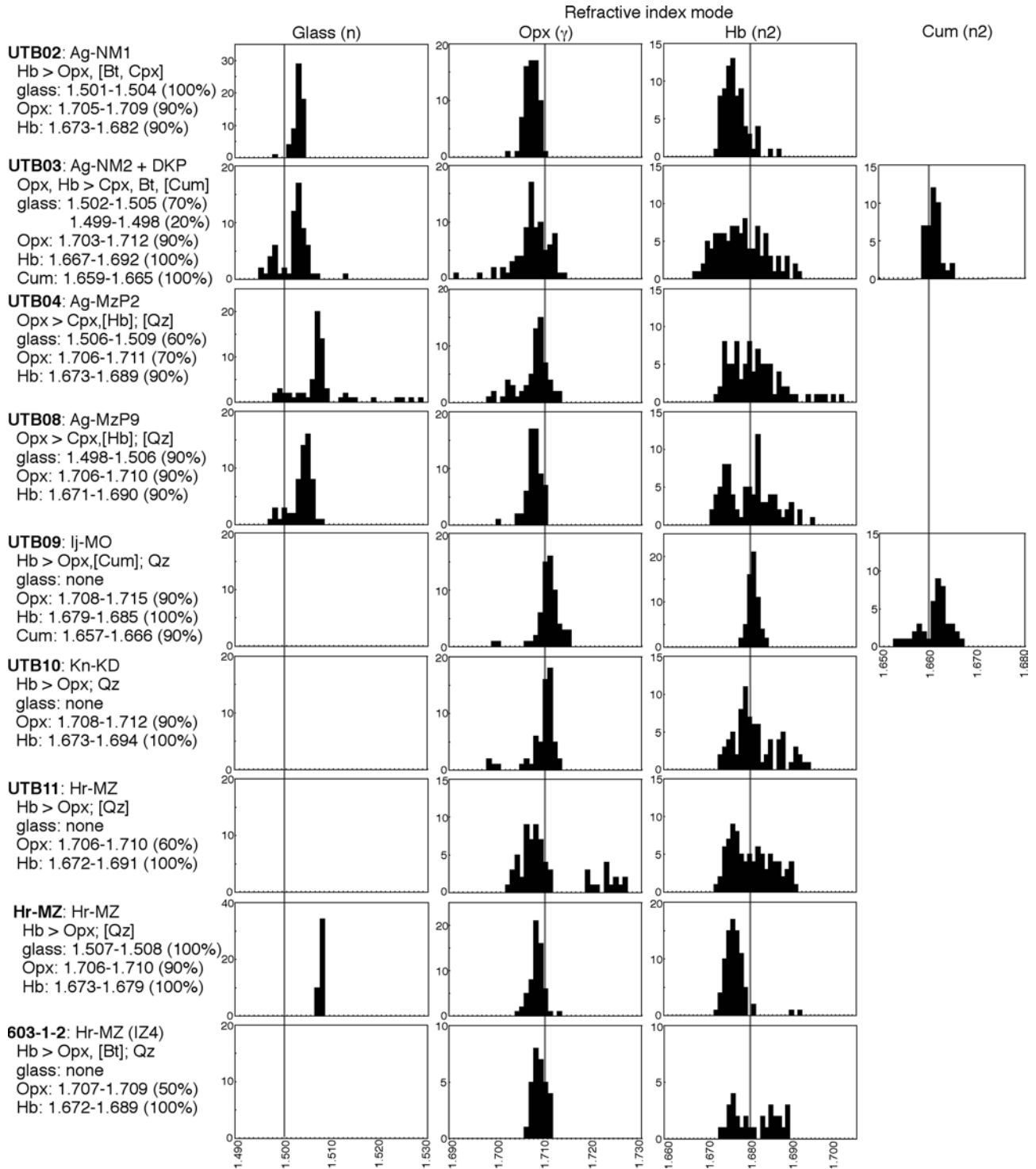


第3図 UT05コアの層序. コア試料の帯磁率は体積帯磁率で、10 cm間隔で測定、SI単位系で表示されている。テフラの詳細は、本文を参照。

Fig. 3 Stratigraphy of the UT05 core. Magnetic susceptibility of the core was measured by 10 cm intervals. See the text for the details of the tephra layers.

通角閃石・斜方輝石に富んだ最大径1.2 cmの軽石火山礫からなるIj-MO(UTB09; Fig. 4)が位置している。Ij-MOの下位30 cm前後の火山灰土中には斜長石・石英・普通角閃石・斜方輝石の結晶片に富んだ部分があり、その特徴は鬼怒沼黒田原テフラ(Kn-KD; UTB10; Fig. 4)と一致する。深度13.78~13.90 mにも斜長石・石英・普通角閃石・斜方輝石の結晶片と橙色軽石細粒火山礫が濃集するが(UTB11; Fig. 4)、普通角閃石・斜

方輝石の屈折率はIj-MOやKn-KDとは明らかに異なっている(Fig. 4)。UTB11の給源については次節で述べる。深度14.87~14.98 mには著しく粘土化した赤褐色のスコリア細粒火山礫が火山灰土中に濃集している。Ij-MO下の深度12.40~15.10 m間の火山灰土については特に10 cm間隔で試料を採取し、鏡下で構成物を検討したが、これら以外に顕著な降下火砕堆積物は見いだせなかった。風成層全体の帯磁率は $2 \sim 6 \times 10^{-3}$ SI



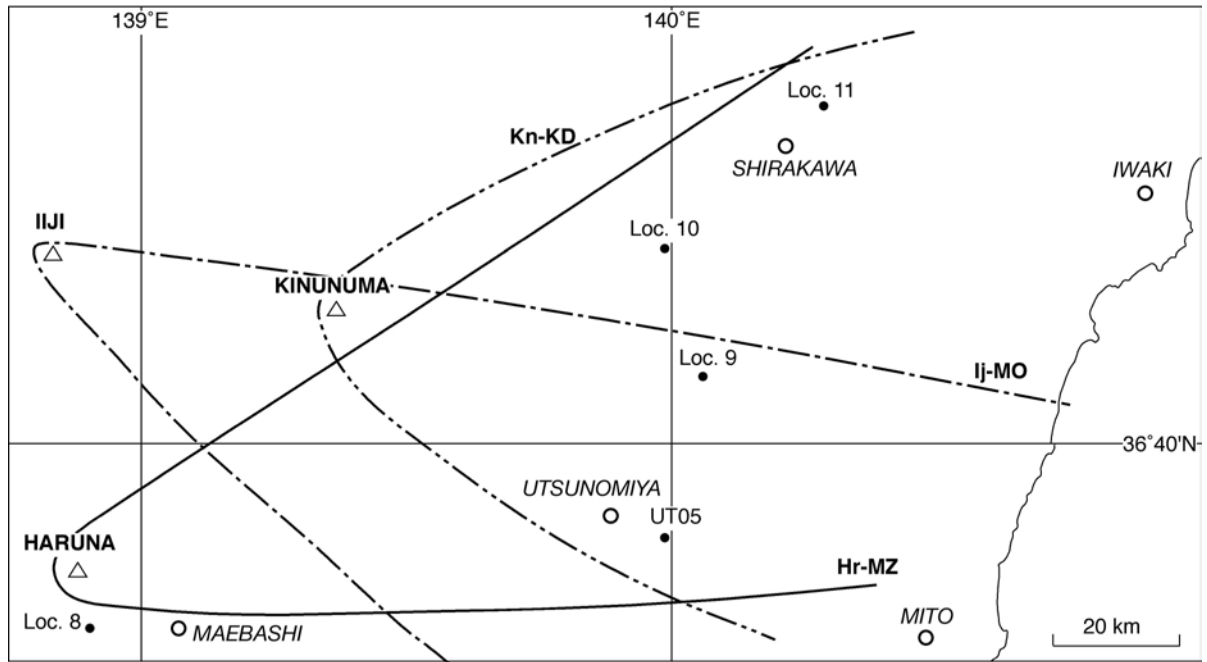
第4図 テフラ層の特徴と屈折率の頻度分布。Cpx = 斜方輝石；Cum = カミングトン閃石；Hb = 普通角閃石；Opx = 斜方輝石；Qz = 石英；[] = 微量成分。

Fig. 4 Characteristics of tephra layers and refractive index mode. Cpx = clinopyroxene; Cum = cummingtonite; Hb = hornblende; Opx = orthopyroxene; Qz = quartz; [] = minor component.

unitの間にあり，下位の宝積寺段丘河川堆積物・境林層よりも高い傾向が顕著である（Fig. 3）。ただし，風成層内での帯磁率の変動は大きく，降下火砕物の多い層準付近で値が大きくなる傾向がある。その変動のパ

ターンは地表に露出する風成層と共通しており，層準対比の指標となる。

宝積寺段丘河川堆積物は，深度15.40～18.88 m間に出現する。大半が固結土の低い礫・砂からなる（Table



第5図 榛名宮沢テフラ (Hr-MZ)・飯土真岡テフラ (Ij-MO)・鬼怒沼黒田原テフラ (Kn-KD) の分布。

Fig. 5 Distribution map of the Haruna-Miyazawa tephra (Hr-MZ), Iiji-Moka tephra (Ij-MO) and Kinunuma-Kurodahara tephra (Kn-KD).

1). 礫の最大径は8 cmで、良く円磨されている。礫種は安山岩・流紋岩・砂岩・頁岩など多様である。河川堆積物の帯磁率は 4×10^{-3} SI unit以下である (Fig. 3)。

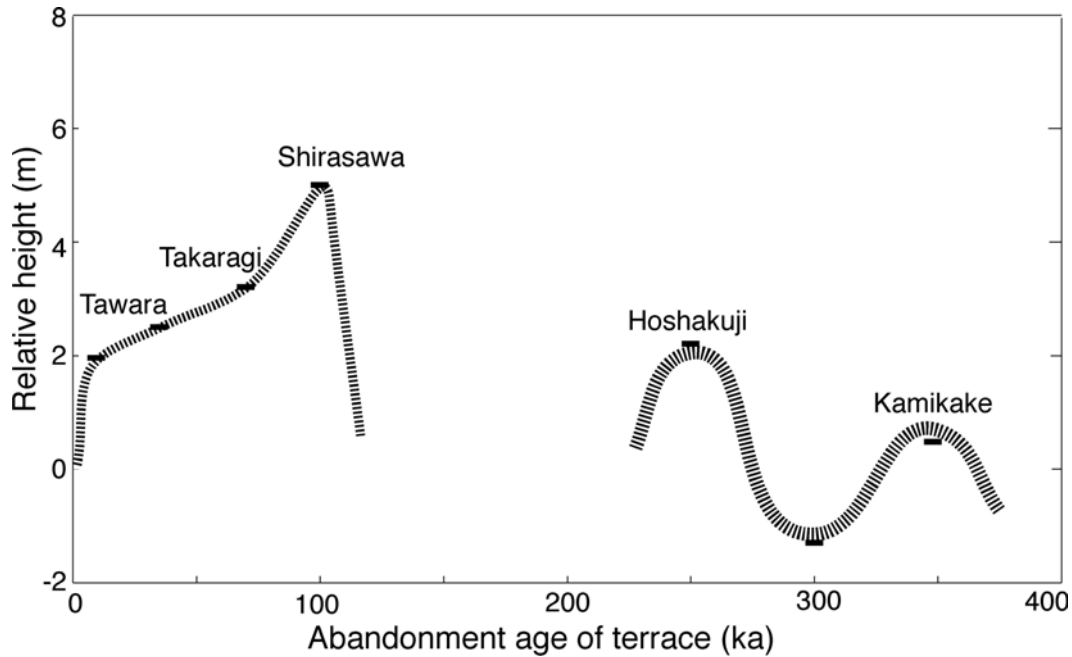
境林層は、深度18.88 m以下に出現し、段丘堆積物と同じく主に礫・砂からなる (Table 1)。しかし、段丘堆積物と比較して基質の固結度は高く、コアは棒状となる部分が多い。礫の最大径は4~8 cmで、良く円磨されている。礫層間に挟まれる粗粒-中粒砂には平行層理やトラフ型斜交層理が発達している。礫種は安山岩・流紋岩などの火山岩が卓越するが、岩片が風化を被りくさり礫となったものが特徴的に含まれる。境林層の帯磁率は 4×10^{-3} SI unit以下が大半であるが、深度22.2~22.5の区間では有色鉱物片が濃集した粗粒砂層があり、例外的に帯磁率が大きくなっている (Fig. 3)。

4. UTB11の対比

普通角閃石・斜方輝石の結晶片と橙色軽石細粒火山礫からなるUTB11は、その最大粒径4 mmから判断すると、その給源は九州や中部山岳の遠方の火山ではなく、宇都宮からそれほど離れていない可能性が大きい。また、鈴木 (2000) のテフラ層序年代からは、UTB11の降下年代は20~25万年前となる。当時、珪長質の爆発的噴火を行っていた関東周辺の火山としては、群馬県下の榛名火山、新潟県下の飯土火山、栃木県下の鬼怒沼火山等があり (Fig. 5)、いずれも斜方輝石普通角

閃石デイサイトの火砕流堆積物を伴っている。しかし、後2者の斑晶屈折率はUTB11とは一致しない。飯土火山越後湯沢火砕流堆積物の特徴はIj-MO (山元、投稿中) と、鬼怒沼火山ヒナタオソロシノ滝火砕流堆積物の特徴はKn-KD (山元, 1999) と一致する。山元 (投稿中) の放射年代値の解釈では、Ij-MOが22万年前頃、Kn-KDが23万年前頃になる。

榛名火山は、ボーリング地点の西80 kmにある成層火山である。この火山は少なくとも約30万年前には既に成層火山として存在していたらしい。その後、20数万年前頃には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)。南東山麓のLoc. 8周辺の宮沢火砕流堆積物は、開析された高位の火山麓扇状地をつくっている。堆積物は最大径45 cmの斜方輝石普通角閃石デイサイト軽石、最大径65 cmの石質安山岩・デイサイト岩片を多く含む、岩片支持ないしは基質支持で、結晶片に富む粗粒砂-中粒砂サイズの火山灰基質を持つ塊状または逆級化した凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩からなる。堆積物は非溶結で、基質の固結度はあまり高くはない。また、火山麓扇状地表層部では著しく粘土化を被っている。堆積物には多数のフローユニット境界が認められ、低角斜交層理を持った粗粒火山灰の薄層がしばしば挟まれている。デイサイト軽石は発泡が良く、円磨されたものが多い。新鮮な部分でのデイサイト軽石は白色で、最大長径3 mm以上の普通角閃石斑晶がよく目立っている。宮沢火砕流堆積物の直上にある降下軽石テフラは、



第6図 段丘の離水年代と鬼怒川沿い現河床・段丘河川堆積物上面比高との関係。

Fig. 6 Abandonment ages vs. relative heights between the top of the fluvial terrace deposits and the present alluvial plain along the Kinu River in the Utsunimiya district.

早田（2000）によると22万年前頃に噴出した四阿横川第2テフラに対比される。

榛名宮沢火砕流堆積物（Hr-MZ）の火山ガラスの屈折率は1.508，斜方輝石の屈折率は1.707～1.709，普通角閃石の屈折率は1.674～1.678に良く集中している（Fig. 4）。UTB11では，火山灰土との混合で起源の異なる斑晶鉱物が含まれることにより，斜方輝石・普通角閃石の屈折率分布はかなり分散するものの，ピーク的位置はHr-MZと良く一致する。UTB11の火山ガラスについては変質で失われ比較できないものの，斑晶鉱物の特徴はUTB11をHr-MZに対比できることを強く示唆している。Hr-MZに対比可能なテフラとしては，山元（1999）が福島県泉崎村踏瀬（Loc. 11）でKn-KDの下位から記載した層厚4 cmで白色軽石片・結晶片に富む粗粒火山灰からなる泉崎第4テフラ（Iz4）があり，斑晶鉱物の特徴はHr-MZ・UTB11と良く一致している（Fig. 4）。また，山元（1999）が栃木県黒磯市戸室山（Loc. 10）で記載した戸室第4・第5テフラ間の火山灰土中にも最大径5 mmの白色軽石と普通角閃石・斜方輝石の結晶片からなる層厚5 cmテフラがレンズ状に挟まれており，Hr-MZに対比される可能性がある。戸室テフラ群はKn-KDとその直下の黒礫岩屑なだらけ堆積物の更に下位にあるテフラ群で，高原火山起源と考えている。Hr-MZに対比可能な降下テフラはいずれも火山の東に位置すること，層序的に近い位置にあることから，榛名火山で24～25万年前に起きた爆発的噴火の同じ産物である可能性がかなり大きい（Fig. 5）。栃木県小川

町芳井（Loc. 9）でも，Ij-MOやKn-KDを含む中期更新世の風成層が模式的に観察できるが（鈴木，1996），ちょうどKn-KDと下位の大田原火砕流堆積物との間には侵食面があり，Hr-MZに対比されるテフラは観察できなかった。

5. 考 察

河川は，上流からの砂礫と水の入力と，河口における相対的な海面の高さを境界条件とする開放系で，これらの境界条件が変化することで河川の縦断面が変化し，河川での侵食堆積が作用する（野上，1981a；野上，1981b；Nogami，1990）。したがって気候変動による砂礫量／流量比の変化や，テクトニックな隆起沈降と氷河性海面変動による相対的な海面の変化が，過去の侵食堆積量履歴を考える上で重要になってくる。調査地域の宇都宮及びその周辺では，境林層や段丘面に第四紀の地殻変動を示唆するような変形は全く認められない。また，調査地域内の段丘構成層は全て河成で，海成と認められるものはない。それゆえ，本地域では相対的な海面変動の影響よりも，気候変動による砂礫量／流量比の変化の影響が現れやすい環境にあったことが期待される。

本地域の段丘形成で最も特徴的なことは，河川堆積物の累重（aggradation）が氷期に起きていることである。すなわち，MIS2-4に田原・宝木段丘，MIS6に鹿沼段丘，MIS8に宝積寺段丘，MIS10に上欠段丘の河川堆

積物が累重・離水した。海岸部では海水準変動の影響を直接受けるため、氷期は浸食基準面の低下により河川の下刻が起きるのは全く逆のセンスである。したがって、これら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す、河床が上昇したものと考えられよう。反対に間氷期には、砂礫量／流量比が減少して河床の低下が起きたことになる。宇都宮付近の鬼怒川では河床上昇時の側方侵食による流路の拡大と河川下刻による河川の争奪が気候変動を反映して繰り返されたため、そのたびに鬼怒川の流路変更が起きたのであろう。

宇都宮市周辺の鬼怒川沿いでの現河床と段丘河川堆積物の上面との比高は、過去約35万年前にまで遡っても6 m以内で、この値は年代とともに増加減少している訳ではない (Fig. 6)。地形的な段丘面の高度は古いものほど現河床に比べ高くなるが、これは古い河川堆積物の上ほどより厚い風成被覆層が堆積しているためにすぎない。また、このことは本地域では侵食堆積作用を加速させるような汎世界的海水準(ユースタシー)に対するテクトニックな隆起沈降はほとんど起きていないことを示唆している。このような河床面変動の傾向は、鬼怒川沿いの宇都宮地域に限定されるものではなく、喜連川丘陵や那須野ヶ原を含む下野山地と八溝山地に挟まれた鬼怒川低地帯全体に共通するものであり、この地域全体の第四紀地殻変動量が非常に小さかったことを示すものであろう (小池・鈴木, 2000)。宇都宮地域では10万年前頃離水した白沢段丘の比高が最も大きい。これは鬼怒川上流部で16万年前頃起きた女峰火山の山体崩壊 (行川岩屑なだれ堆積物; 鈴木, 1993) やNk-MAを初めとする日光火山群の一連火山活動により砂礫供給量がそれ以前よりも大きくなったことの現れと考えられる。したがって、最近10万年間の段丘比高変化のみから侵食率を外挿すると、かなりの過剰評価になるので注意しなければならない。

6. まとめ

宇都宮市の宝積寺段丘で40 mのオールコアボーリングを行い、地表-深度15.40 m間が宝積寺段丘被覆風成層、深度15.40~18.88 m間が宝積寺段丘河川堆積物、深度18.88~40.00 mが下部更新統境林層からなる層序を明らかにした。被覆風成層は主に褐色の火山灰土からなり、赤城火山由来の多数のテフラ群、大山倉吉テフラ、日光満美穴テフラ、飯士真岡テフラ、鬼怒沼黒田原テフラ、榛名宮沢テフラが挟まれている。宝積寺段丘河川堆積物は固結度の低い礫・砂からなる。その上面高度は現鬼怒川の沖積面よりも約2 m高く、基底面高度は沖積面よりも約1.5 m低い。境林層は、基質の

やや固結した礫・砂から構成される河川堆積物からなる。

周辺に分布する他の段丘の編年結果も合わせると、本地域では河川堆積物の累重が以下の氷期に起きている。MIS2-4に田原・宝木段丘、MIS6に鹿沼段丘、MIS8に宝積寺段丘、MIS10に上欠段丘の河川堆積物が累重・離水した。したがって、これら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す、河床が上昇したものと考えられる。本地域鬼怒川沿いでの現河床と段丘河川堆積物の上面との比高は、過去約35万年前にまで遡っても6 m以内で、年代との相関は認められない。このことは、本地域では侵食堆積作用を加速させるようなユースタシーに対するテクトニックな隆起沈降はほとんど起きていないことを反映している。

謝辞: UT05のボーリング掘削では、栃木県農業大学に用地使用の便宜を図って頂いた。小松原琢さんには、原稿の不備を指摘して頂いた。関係者の方々に改めて感謝いたします。

文 献

- 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。
 貝塚爽平 (1957) 関東平野北東部の洪積台地。地学雑誌, **66**, 217-230。
 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, 378。
 小池一之・鈴木毅彦 (2000) 鬼怒川低地 火山と河川がつくる丘陵・台地群。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, 172-183。
 野上道男 (1981a) 河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと多摩川の段丘形成シミュレーション。地理学評論, **54**, 86-101。
 野上道男 (1981b) 河川縦断面形発達過程に関する非定数係数拡散モデル。地理学評論, **54**, 364-368。
 Nogami, M. (1990) Simulation of evolutionary process of longitudinal river profile using experimental flume and computer. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **25**, 195-211。
 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 (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) 北関東喜連川丘陵を覆う中～後期更新世テフラ・国内有数の古さを持つ風成テフラ層, 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, 170-171.

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.

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・燐ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序, 地質調査所月報, **50**, 743-767.

山元孝広 (投稿中) 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, 地質学雑誌.

(受付: 2006年11月8日; 受理: 2006年12月21日)