試錐試料からみた茨城県筑波台地における 緩斜面の形成について¹⁾

石井 武政²⁾・磯部 一洋²⁾・相原 輝雄³⁾

Study on Formation of Gentle Slopes Distributed in the Tsukuba Upland by the Use of Drilling Samples¹⁾

Takemasa ISHII²⁾, Ichiyo ISOBE²⁾ and Teruo AIHARA³⁾

Gentle slopes are distributed between uplands and lowlands in the Tsukuba Upland area, Ibaraki Prefecture, Japan. These slopes are dominant on the left bank side of streams flowing to the west and on the right bank side of streams flowing to the southeast. Opposite side slopes, in contrast, are generally steep. In other words, topography along the streams in upland areas shows an asymmetrical valley pattern.

Drilling samples show that the upland is occupied, from top to baseward, by the Younger Loam (equivalent to the Tachikawa and Musashino Loams) and the Jōsō and Narita Formations of Quaternary age. The gentle slopes are underlain by slope deposits of poorly sorted silty sands and gravels 1-3 meters thick. The deposits consist of particles essentially derived from the Jōsō Formation.

The slope deposits lie unconformably on the Jōsō and Narita Formations and are overlain by the upper Younger Loam which has AT (Aira-Tn Volcanic Ash) dated at 21,000-22,000 y.B.P. in its basal part.

This stratigraphic evidence indicates that the slope deposits were formed during the last glacial age. It is assumed, from the relation between the slope direction and the frequency of slope cryoturbation in the winter season, that the slope deposits were accumulated by refrigeration in the cold climates of the late Pleistocene.

I. 研究の背景

筑波台地⁴⁾は茨城県南部にある霞ヶ浦の西方に位置し、東に桜川、西に小貝川が流れている(図1)。洪積台地である本台地は、北部ほど幅が狭く、南部に向かって広がる舌状の形態を示す。この中を長さ 10-25 km の数条の小河川が南東流し、河川沿いには沖積低地が細長く分布している。

本台地については、台地の中央東寄りに筑波研究学園

都市が建設されたこともあり、地質学的な観点から幾つかの調査研究がなされている。すなわち台地内を流れる東谷田川や花室川の中流域沖積低地では谷埋め堆積物が 4 m 前後と薄く、その下部は更新世末期(2-3 万年前)の堆積物からなること(増田ほか, 1978; 磯部ほか, 1983)、花室川の最下流域沖積低地における厚さ 7.3 m の谷埋め堆積物下部には始良 Tn 火山灰(町田・新井, 1976)が挟在すること(磯部ほか, 1985)などの報告がある。また台地の構成層は上から順に、新期ローム層・

1) 1986 年 7 月 16 日受付。1986 年 12 月 13 日受理。日本地質学会第 93 年学術大会第四紀セッション(1986 年 5 月 4 日)で発表。

2) 地質調査所環境地質部。Environmental Geology Department, Geological Survey of Japan.

3) 地質調査所元所員。Former Member, Geological Survey of Japan.

4) 常総台地又は稲敷台地とも言う。池田ほか(1982)以来、筑波台地と呼ばれることが多い。

図1 研究対象地域位置図。①：花室川，②：乙戸川，③：小野川，④：東谷田川，⑤：西谷田川，⑥：蓮沼川，H：蓮沼，Y：柳橋，O：大白沼，K：小白沼，F：福田坪，B：房内。細かい横線は湖沼，粗い横線は洪積台地，白は沖積低地をそれぞれ示す。

常総層・成田層に区分され，挟在するテフラ群により南関東地域との地層対比が行われている（宇野沢ほか，1983；宇野沢・遠藤，1984）。更に台地上の微起伏は，古鬼怒川に伴う陸成堆積物である常総層の層相に密接に関連すると指摘されている（池田ほか，1982；磯部・宇野沢，1982）。

ところで，本台地内を流れる小河川に沿う沖積低地と標高 20—30 m 前後の台地との比高は，河川源流部でわずか 0.5—1 m であるが，下流に向かって大きくなり，最下流域では 15—20 m 余りに達している。そして台地と沖積低地との間には，階段状をなす一般の河岸段丘と

は異なる，河川に向かって緩く傾いた緩斜面が認められる。緩斜面の分布は台地と沖積低地との比高が次第に増す河川中流域で殊に明瞭である。

筑波台地周辺における緩斜面の分布については既に貝塚（1949）の報告⁵⁾があり，緩斜面は河川の南岸及び西岸に発達し，北岸及び東岸には極めて少ないことが指摘された。同時に貝塚（1949）は，緩斜面の形成の原因として地盤運動ではなく，寒冷期における斜面の方向による日射の強度の差であるとの考えを示した。一方，茨城県（1982）は，この緩斜面に当たる地形を 5 万分の 1 地形分類図において，下位砂礫侵食段丘群（立川面相当）ないしは中位砂礫侵食段丘 3（武蔵野面最下位面相当）として表現した。

しかし，筑波台地の緩斜面を構成する地層を採取し，検討した報告はこれまでにない。緩斜面の構成層の層相と形成年代を明らかにすることは，筑波台地を刻む河谷の形成過程を把握する上で重要であると考えられる。そこで筆者らは，筑波台地で緩斜面の発達が良好な東谷田川及びその支流の蓮沼川流域を研究対象地域に選定し，緩斜面堆積物の調査を実施した。緩斜面は主に畑地や宅地に利用されて地層の観察に適した露頭が存在しないため，深度 10 m 以浅の試錐を行い，地質柱状試料を採取して検討した。本論では，これらの検討の結果判明した筑波台地の緩斜面堆積物の層相の特徴を報告し，併せて緩斜面の形成過程に関する若干の考察を行うものである。

本論のとりまとめに当たり，地質調査所の黒田和男・宇野沢 昭の両氏を初め「筑波研究学園都市の地質に関する研究」グループの方々から多くの教えを受けた。また同所遠藤秀典氏には火山ガラスの屈折率の測定を，農林水産省林業試験場の須川豊伸氏には材化石の同定をお願いした。試錐の実施に際しては谷田部町農政課及び現地の関係各位，地質調査所の加藤 完氏から各種の御協力を受けた。ここに記して厚くお礼申し上げる。

II. 筑波台地の小河川と緩斜面

筑波台地内には東から順に，花室川・小野川・稻荷川・東谷田川・西谷田川の小河川及びそれらの支流が，

5) 本論の緩斜面を貝塚（1949）は段丘状地形と表現している。

6) 東谷田川は狭長に延びる牛久沼に移行するため，本論では河幅が急増し湖沼的性格を帯びる茎崎町房内付近より下流を牛久沼に含め，それより上流を東谷田川と区別した。

図2 緩斜面分布図及び試錐地点位置図（国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「谷田部」の一部を使用）。横線で示した地域が緩斜面分布地域。数字及び A—E は試錐地点の番号・記号で，本文及び図 3・図 4・図 5 のそれに対応する。

互いにはほぼ平行して北西から南東方向に流れ、川沿いに幅 0.5 km 未満の沖積低地が分布する。花室川と小野川は霞ヶ浦に、稲荷川・東谷田川及び西谷田川は台地南西部に接する牛久沼にそれぞれ注いでいる。

東谷田川の源流部は、筑波郡大穂町と筑波町との境界付近に当たる標高 30 m 前後の台地上にあり、本流の長さ約 19 km⁶⁾、流域面積約 55 km² である（次に述べる支流の蓮沼川の流域を含む）。蓮沼川は筑波研究学園都市北部に当たる大穂町蓮沼付近に水源をもち、長さ約 9 km、流域面積約 15 km² で、東谷田川水系最大の支流となっている。蓮沼川の流路方向は中一上流部で南北、下流部ではほぼ東西と変化する。

さて筑波台地においては、台地と東谷田川などの小河川沿いの沖積低地との間に緩斜面が細長く分布している。これら緩斜面は比高 1—10 m ほどで、その幅は場所によって 20—300 m 余りと変化する。緩斜面は各小河川へ流入する 1—2 次の支流河川によりその連続性が破られているが、以下に述べるような特徴をもっている（図 2）。

第 1 に、緩斜面は河川の下流方向ではなく、前面に広がる沖積低地に向かって、現河床勾配よりも 1 桁以上も大きい 50/1,000 前後の勾配で低下している。第 2 に、緩斜面と沖積低地との間には段丘崖状の段差が認められないことも多く、普通の河岸段丘とは地形の上から区別しやすい。第 3 に、東谷田川のように南東流する河川ではその右岸側に、蓮沼川下流のように西流する河川ではその左岸側により顕著に発達する。すなわち河川を挟む谷地形は北向き又は北東向きの斜面が緩く、反対に南向き又は南西向きの斜面が急で、貝塚（1949）の指摘のとおり、非対称谷をなしている。

III. 緩斜面堆積物の層相

（1）堆積物の採取

上に述べた緩斜面を構成する堆積物の柱状試料の採取を目的として、図 2 に示す 3 測線、計 11 地点において深度 3—10 m の試錐を実施した。測線 1 は蓮沼川下流左岸側の谷田部町柳橋に、測線 2 は東谷田川左岸側の同町大白谷に、測線 3 は東谷田川を横断する方向で同町小白谷—福田坪間に設定した。なお測線 1 の地点 1 及び測線 2 の地点 1 の 2 箇所は、台地構成層の柱状試料採取を目的とした。また図 2 の地点 A 及び地点 B は露頭観察箇所、地点 C は礫部ほか（1983）が報告した試錐箇所、地点 D 及び地点 E は既存の地盤調査用試錐箇所である。

本調査で用いた試錐機械は地質調査所の試作品（型番

CK—3）であり、川崎航空機工業（株）製の KF—60 型エンジン（280cc、標準出力 1,500 rpm で 5 馬力）を動力源としている。これに内径 28 mm のロッドを付け、手作業でハンドルを廻して掘り進めていく仕様になっている。本試錐機はエンジン出力が小さく、本体は大人 2—3 人で持ち上げられるほど軽いので、礫層や緻密な細粒土層の掘削には適していない。しかし、ローム層や沖積層のシルト層・砂層など比較的軟質な地層に対しては作業が簡便であり、同時に掘削能率も高い。なお本試錐機の掘削能力などに起因して、ロッド内に掘削深度に見合う長さの試料が入らない場合が多かった。後述する地質柱状図が中断するのはこのためである。

（2）堆積物の特徴

図 3 に測線 1 と上流側 1.7 km にある地点 A 及び測線 2 の試錐に基づく地質柱状図を、図 4 に測線 3 と地点 B・C 及び D の同じく地質柱状図を示す。地点 B ほかの露頭観察によれば、台地は上から下へ、厚さ 2—3 m の新期ローム層（立川・武蔵野ローム相当層）、厚さ 5—6 m で陸成の泥層・砂層・砂礫層と層相変化の著しい常総層、浅海成の淘汰の良い細粒砂層を主とする成田層からなる。成田層と常総層とは整合、常総層と新期ローム層とは不整合の関係にある（宇野沢・遠藤，1984）。また成田層と常総層との境界、すなわち成田層の堆積面はこの地域ではほぼ標高 14—16 m に揃っている。

一方、緩斜面地域には台地の構成層とは異なった堆積物が認められる。これを緩斜面堆積物と呼ぶことにする。本堆積物は、成田層の最上部又は常総層を不整合関係に薄く覆っている。厚さは 1—3 m で、流水に伴う河川堆積物などに比べて著しく淘汰の悪い、砂礫・礫混じり砂・砂質シルト・シルト質砂などからなる。含まれる礫の中径は常総層のそれと同じくらいで、一般に 10 mm 以下である。全体的に基底部が粗粒で、上方へ向かって細粒化する傾向が認められる。

緩斜面堆積物はローム層及び畑土（黒ボク）に覆われている。緩斜面地域のローム層の厚さ（畑土部分を含む）は 0.5—1.5 m で、台地に分布する新期ローム層の厚さに比べ約半分以下と薄い。また柳橋地区の測線 1 の地点 3 では、ローム層基底付近に厚さ数 mm の細粒ガラス質軽石層が挟在する。本軽石層はその火山ガラスの屈折率の測定（レンジで 1.498—1.500、モードで 1.4985）から、町田・新井（1976）の始良 Tn 火山灰（AT）に対比される。したがって、緩斜面堆積物を覆うローム層は立川期のものと判断できる。

緩斜面地域には武蔵野期のローム層は認められず、結

図3 測線1, 測線2及び地点Aの地質柱状図。

測線2の地点1は土取場跡で掘削したため、常総層の上部とローム層が欠如している。対比線のうち、破線部分は推定を示す。A T: 始良 Tn 火山灰。

局、緩斜面堆積物の形成年代は武蔵野期のローム降灰後、AT降灰前のいわゆる最終氷期に位置づけられる。しかも本堆積物は構成粒子の特徴などからみて、背後の台地構成層のうち主に常総層に由来するとみなされる。

IV. 緩斜面堆積物の形成

図5に、測線1付近における蓮沼川下流部を横断する方向の地質断面図を示す。作図に当たり、台地の地質は既存の地盤調査用試錐結果（地点Eは予防衛生研究所構内の資料）及び測線1の地点1の試錐結果を、緩斜面地域の地質は測線1の地点2及び地点3の試錐結果を、そして蓮沼川河道付近の地質は地点Aにおける橋脚工事の

際に現れた掘削断面の観察結果をそれぞれ参考にした。

本図によれば、緩斜面堆積物は成田層や常総層を明らかに切って薄く堆積している。またローム層の上半部は台地側から連続して、緩斜面堆積物を覆っている。なお地点A（図3参照）の谷埋め堆積物について、下部の斜層理の発達した細礫混じりの粗粒な河成堆積物中の材化石（*Fraxinus* sp.）の ^{14}C 年代が、 $27,770 \pm 1,440$ y. B. P. (GaK-10867)、中一上部の泥質な河成堆積物中の材化石（*Styrax* sp.）の ^{14}C 年代が、 $3,210 \pm 120$ y. B. P. (GaK-11592)であった。したがって、形成年代からみて緩斜面堆積物は、河道付近における谷埋め堆積物の下部に続くものと考えられる。地点Aの谷埋め

図4 測線3及び地点B, C, Dの地質柱状図.

図5 蓮沼川下流域測線1付近の地質断面図。1-3は測線1の、Eは地点Eの試錐を示す。AT: 始良 Tn 火山灰。

堆積物中一上部を占める泥質な河成堆積物は明らかに完新統である。

ところで先にも述べたとおり、蓮沼川下流域では北向きの、東谷田川や西谷田川の中流域では北東向きの緩斜面が広く発達するのに対して、南向きあるいは南西向きの斜面は一般に著しく急になっている。したがって、武蔵野台地（貝塚，1964）や那珂台地（坂本ほか，1972）など関東平野の広範囲に見られる非対称谷が筑波台地にも存在すると言える。

関東平野における非対称谷の成因については、地盤運動によって形成されたとする考え（東木，1929）と、先に引用した貝塚（1949）の斜面の方向による日射の強度差に基づくとする考えを更に展開した、霜柱による土のずり落ちでできたとする考え（貝塚，1964）とがある。筑波台地における地盤運動は、関東造盆地運動との関連から盆地中心部に向かう西方への傾動（小玉ほか，1981）が予想されるが、この運動では北向きあるいは北東向きの緩斜面の分布を説明できない。むしろ貝塚（1964）の説のように、北向きを中心とした日陰側斜面では南向きなどの日当側斜面に比べ日射の強度が小さいため霜柱が卓越し、斜面物質がずり下がり、緩斜面が形成されたと考える方が無理がない。事実、現在の筑波台地の裸地斜面では、冬期の霜柱などによる土壌侵食が、日の当たる乾燥した南向き斜面よりも日の当たらない北向き斜面において格段に活発であることが指摘されている（小野，1983）。

緩斜面堆積物は、既に述べたとおり流水起源の堆積物に比べて淘汰が著しく悪く、しかも一般に基底部に薄い砂礫層をもち、上方へ細粒化する傾向がある。このような特徴は、周水河地域に認められる凍結融解作用に伴う

斜面物質の層相（フレンチ，1984）に類似しており、主に常総層と新期ローム層下半部の構成物が河谷に直角な最大傾斜方向である河道側へ、十分に淘汰されないまま徐々に移動したことを示すものであろう。

緩斜面堆積物の形成年代は立川期のうちで、AT 降灰前の最終氷期最盛期に至る期間に位置づけられる。この期間は気温が現在よりも低く、かつ世界的な氷床拡大に伴い海面も低下傾向にあったものとみなされる。海面低下はこの地域の河川の侵食基準面の低下をもたらし、河谷の発達を促進したであろう。また齊藤ほか（1983）によれば、上述の期間にほぼ相当する4万年前から2—2.5万年前に、関東平野縁辺の台地及び山間部において堆積段丘が形成され、土砂の供給はその前後の時期に比べて盛んであったと推定されている。

そこで緩斜面堆積物の層相及び形成年代から、以下のような緩斜面形成過程が考えられる。1) 侵食基準面の低下や寒冷気候の条件下にあり、筑波台地でも下刻作用が進み、河川の両側には浅い谷斜面が形成された。2) 活発な凍結融解作用が、特にその発生条件を満たす北向きの斜面で繰り返して起こった。3) 凍結融解作用による土壌侵食ないし匍行に伴い、斜面の標高は徐々に低下し、河道まで押し出された土砂の一部は河川水で下流側へ運搬された。4) 斜面途上にあった土砂は流水による淘汰・選別を受けることなく残留した。これが緩斜面堆積物に相当するものである。5) 土砂が一方の斜面から偏って河道へ供給されると、河川は必然的に反対側へ押しやられ、対岸の南向きなどの斜面の基部は河川水によって側刻され急傾斜となった。6) 本調査で得られた資料に基づけば、AT 降灰前までに緩斜面堆積物の形成はおもね終了し、緩斜面上を立川期のローム層が薄く覆っ

た。

なお気象庁高層気象台（谷田部町長峰）の資料（高層気象台，1975）により補足すれば，当地では最低気温が0°Cを割る冬日が12月初旬から3月中旬まで続き，降霜や結氷の期間は11月初旬から4月上旬までとなっている。最終氷期最盛期には当然，凍結融解作用の及んだ期間は現在のそれよりも長く，かつその規模も大きかったことであろう。

V. 結 論

筑波台地の小河川沿いに分布する緩斜面堆積物の特徴及び形成過程については，これまで報告がなかった。また武蔵野台地などにみられる非対称谷の成因についても，試料採取などに基づく実証的研究はほとんどなされていなかった。そこで筆者らは東谷田川中流域及び蓮沼川下流域の緩斜面地域を研究対象とし，試錐による地質柱状試料の採取とその解析並びに考察を行った。その結果，以下のことが明らかになった。

(1) 緩斜面は南東流する河川の右岸（南西）側あるいは西流する河川の左岸（南）側に顕著に発達し，谷地形は非対称谷をなしている。

(2) 緩斜面を構成する堆積物は成田層最上部までを不整合に覆い，淘汰の著しく悪い堆積物からなり，立川期のローム層に薄く覆われている。

(3) 緩斜面堆積物は背後の台地構成層に由来し，層相・形成年代・分布形態からみて，海面低下が進行した立川期における凍結融解作用に伴う土壤侵食ないし匍行によりもたらされた。

(4) 以上のことは，関東地方の武蔵野台地（貝塚，1964）や那珂台地（坂本ほか，1972）にみられる北向き緩斜面の成因を，最終氷期における土砂の移動——斜面匍行——にあるとする考えを支持するものである。

引 用 文 献

- フレンチ，H. M. (1984) 周氷河環境．小野有五訳 411 p.，古今書院 [H. M. FRENCH (1976) *The periglacial environment*].
- 茨城県 (1982) 土地分類基本調査「土浦」．5 万分の 1，国土調査，52 p.
- 池田 宏・水谷かおり・園田洋一・伊勢屋ふじこ (1982) 筑波台地の地形発達—“古霞ヶ浦”の鳥趾状三角州—．筑波の環境研究，no. 6，p. 150—156.
- 磯部一洋・相原輝雄・宇野沢 昭 (1983) 筑波研究学園都市，谷田川低地から採取された有機質土壌の ¹⁴C 年代．地調月報，34，p. 89—92.
- 磯部一洋・大山 桂・宇野沢 昭・遠藤秀典・岡 重文・相原輝雄 (1985) 筑波研究学園都市のボーリングから得られた貝化石．地調月報，36，p. 637—651.
- 磯部一洋・宇野沢 昭 (1982) 筑波台地の地形発達．日本地理学会予稿集，no. 22，p. 106—107.
- 貝塚爽平 (1949) 関東低地の河岸段丘について（演旨）．地理学評論，22，p. 123—124.
- 貝塚爽平 (1964) 東京の自然史．186 p.，紀伊國屋書店．
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂 (1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動．地質学論集，no. 20，p. 113—128.
- 高層気象台 (1975) 気象 50 年報 (1921 年—1970 年)．72 p.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義．科学，46，p. 339—347.
- 増田富士雄・青木直昭・長谷川善和・佐藤 正 (1978) 筑波研究学園都市，花室川流域から産出したナウマン象化石．筑波の環境研究，no. 3，p. 181—186.
- 小野有五 (1983) 筑波台地上での霜柱による土壤侵食．筑波の環境研究，no. 7，p. 128—140.
- 斉藤享治・磯 望・米澤 宏・小泉武栄・相馬秀広・原芳生・山口一俊・山川克己・杉谷 隆・平井幸弘・西山芳明 (1983) 山地と扇状地．アーバンクボタ，no. 21，p. 18—25.
- 坂本 亨・田中啓策・曾屋龍典・野間泰二・松野 久也 (1972) 那珂湊地域の地質．地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)，地質調査所，94 p.
- 東木龍七 (1929) 河岸段丘の非対称的配置とその成因 (1)．地理学評論，5，p. 422—458.
- 宇野沢 昭・遠藤秀典 (1984) 筑波研究学園都市付近のテフラについて．関東平野，no. 1，p. 22—25.
- 宇野沢 昭・岡 重文・坂本 亨 (1983) 20 万分の 1 地質図幅「千葉」．地質調査所．