

茨城県筑波山・加波山周辺の緩斜面堆積物の形成について

磯 部 一 洋*

ISOBE, I. (1990) Formation of gentle slope deposits at Mt. Tsukuba, Mt. Kaba and its surroundings, Ibaraki Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41(7), p. 357-371.

Abstract : Development of gentle slopes is known at the foot of Mt. Tsukuba and vicinity area in northeastern part of the Kanto Plain. It is the purpose of this study to make clear the distribution of gentle slope deposits and confirm the age of the formation of them. In this study, gentle slope is defined as the inclination is less than 20 degrees and its topographic surface is formed by unconsolidated sediments which mainly consist of angular boulders and cobbles, and fine sands. As a result of discussion, the author has come to conclude as follows.

Most of the gentle slopes develop at the foot of Mt. Tsukuba and Mt. Kaba composed of granitic rocks, whereas rest of them distributes at the foot of neighboring mountains composed of Pre-Cenozoic sedimentary and metamorphic rocks.

The age of formation of the gentle slope deposits is Late Pleistocene to Holocene judging from result of many field observations and bore hole data. The gentle slope deposits were mainly formed by debris flow due to heavy rainfall, accompanied by a large quantities of sandy gravels of weathered plutonic rocks at mountainous areas.

Gentle slopes are divided into two types of lower and upper one by relative altitude between slope surface and river floor. The lower gentle slope is not covered by volcanic ash and used for site of many old villages where is convenient for utilization of water, but has possibility of suffering from natural hazards namely debris flow. On the other hand, the upper gentle slope covered by volcanic ash intercalated with pumice fall layer so-called the Kanuma Pumice Bed, is used for field and site of a few old villages where has few possibility of suffering from the debris flow.

1. はじめに

関東平野から突出した筑波山・加波山周辺山地は主に深成岩類からなり、その山麓ないし山腹には、粗大な角礫を主体とした未固結堆積物が広範囲に分布することで以前から知られている。佐藤(1927)を始め本地域に関する地質調査報告では、この未固結堆積物を完新世に形成された岩屑としたものが極めて多い。また斎藤ほか(1983)は、角礫と砂からなる本堆積物を完新世の新期・旧期堆積物に区分した。さらに宇野沢ほか(1988)は、筑波山の南方山地の山麓部において、火山灰層ないし火山灰混じりの砂層に薄く覆われ、粗大な角礫と礫間を充填する泥質の中-粗粒砂からなる未固結堆積物を更新世末期の崖錐堆積物とした。

一方、戸嶋(1961)を始めとする本地域の地形報告では、山麓及び山腹の角礫層からなる緩斜面を、被覆火山

灰層やその位置及び開析状態等から判断して更新世中後期-完新世の数時期にわたって形成されたものであるとした。しかし、これらの報告は、現地調査結果よりも空中写真の判読や地形図の読図結果を中心に作成され、地形分類や地形の形成時期が報告毎に異なる例が数多く認められる。そこで、緩斜面と考えられる地形及びその構成物質の特徴と形成時期を、早急に調べ直す必要がある。

本稿においては、両山地を中心にそれらの山麓及び山腹に発達する緩斜面状の地形を対象に現地調査を実施し、堆積物の観察とボーリング資料の解析結果等に基づいて、当該堆積物の形成時期並びに形成過程を再検討するものである。

本地域の集落は、主として花崗岩類からなる山地の山麓部の緩斜面ないしその周辺に立地する場合が多い。この緩斜面と考えられる地形及び堆積物の形成を明らかにすることは、深成岩類からなる山地での崩壊・地すべ

* 環境地質部

り・土石流等に伴う土砂災害防止のための基礎的資料になるものと考えられる。本研究は、このような防災に関する地質学の立場から行われた。

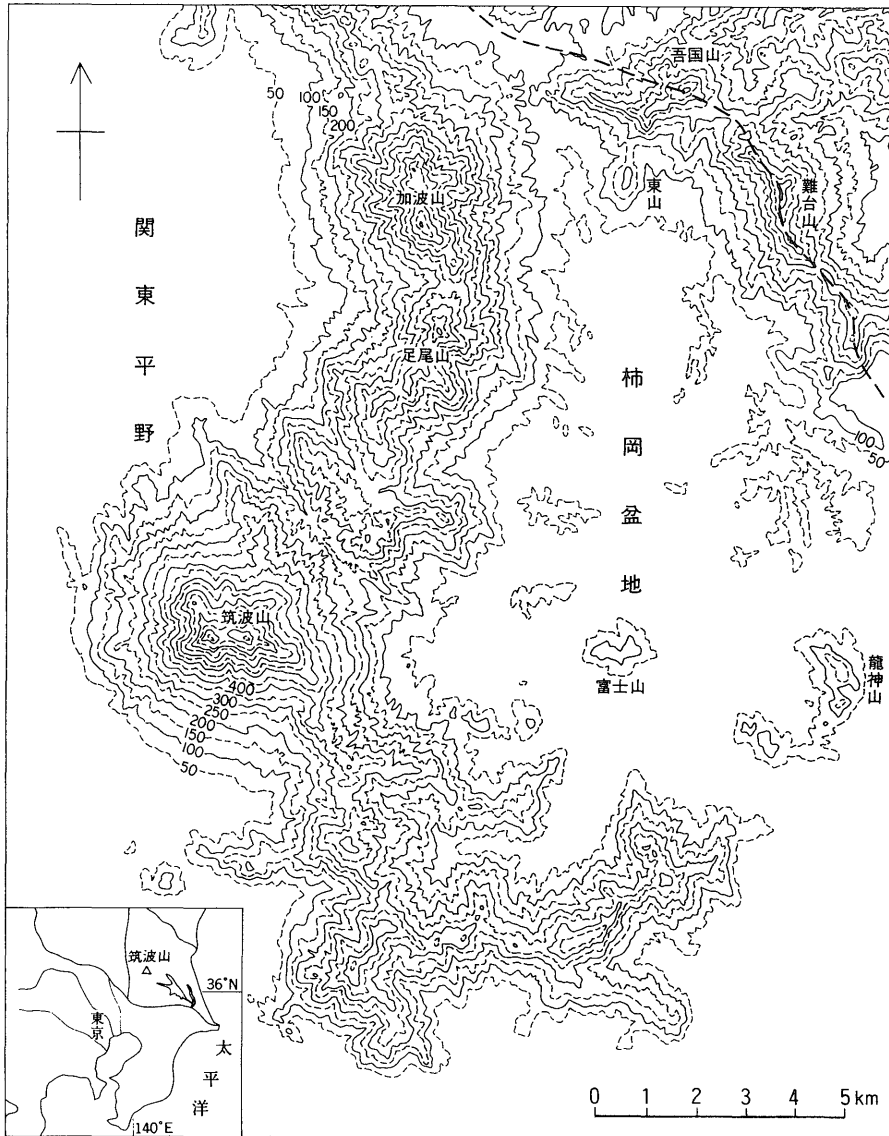
現地調査に際しては関係諸機関から各種便宜やボーリング資料等の提供を受けた。さらに、建設省国土地理院羽田野誠一氏を始めとする筑波応用地学談話会の関係者には多くの有益なご教示を賜った。以上の方々に厚く謝意を表す次第である。

2. 調査研究地域の地形・地質の特徴

2.1 地 形

本稿では、5万分の1地形図「真壁」「土浦」図幅内の柿岡盆地・関東平野に面した山地や山麓付近の地形並びに地質を調査研究の対象とし、吾国山・難台山の北北東側の地域は除外する(第1図)。

本地域の山地は柿岡盆地の西側を限る標高876mの筑波山を最高峰とし、標高628mの足尾山、同709m



第1図 筑波山・加波山周辺山地の等高線図

実線は100m、破線は50m間隔、太い破線の北東側は調査対象域外。

の加波山が北方へ連なる。一方、柿岡盆地の北ないし北東側には標高 518 m の吾国山、同 553 m の難台山が続き、盆地の東を画するように標高 174 m の龍神山が島状に存在する。さらに、標高 300 m 前後の山地が盆地の南-南西側を取り巻き、筑波山へと連なる。なお、恋瀬川は柿岡盆地全体を流域とし、龍神山と盆地南側山地との狭窄部を経て霞ヶ浦へ流出する（第 3 図参照）。

筑波山・加波山・難台山等の山頂付近には、傾斜 35° 以上の極急斜面が見られる（国土地理院，1989）。本地域の山地の頂部-中腹部は、主として傾斜 35°-20° の急斜面からなるが、上述の筑波山等の高い山地を中心にその山麓部には傾斜 20° 以下の緩斜面も分布する。とくに筑波山ではその中腹から山麓にかけて緩斜面が顕著に発達する。これに対し、標高 400 m 以下の山地の山麓部には緩斜面の発達が悪い。

柿岡盆地には標高 70-50 m 前後の丘陵が山麓付近や盆地内に分布し、とくに難台山の南方で発達が著しい。さらに、常総台地に比べてより開析が進んだ標高 50 m 以下の台地及び段丘が盆地内に多く見られ、台地は東方の常総（石岡）台地へと続いている。西側の関東平野に面した山地の山麓部では、台地や丘陵に比べて沖積低地の発達が著しい。これは、桜川とその支流の小河川群によって山麓部が強く侵食された結果とみなされる。

2.2 地質

筑波山から加波山へかけた柿岡盆地北西側の山地及び一部の丘陵は、古第三紀までに固結した花崗閃緑岩-花崗岩等の 14 岩体に区分される花崗岩類（高橋，1982）からなり、筑波山の山頂付近は花崗岩類の巨大な捕獲岩体とされる斑れい岩・斜長岩、柿岡盆地北部の東山は斑れい岩からなる（第 2 図）。

吾国山・難台山や盆地北東側の山地は、中生代の泥質ないし砂質堆積岩等の古期堆積岩類と花崗岩類からなる。筑波山から南-南東へ連なる山地及び柿岡盆地にある一部の丘陵は、主に高温低圧型の筑波変成岩類からなり、貫入した花崗岩類の小岩体が数多く分布する。なお、柴（1979）によれば中新世に貫入した安山岩の岩脈が本山地南端部に小規模に分布する。

第四紀の未固結堆積物は、標高 70 m 以下の丘陵・台地・段丘及び低地を中心に分布し、それらの厚さは先第四系基盤山地から平野方向へ遠ざかるに従い急に厚くなる。未固結堆積物のうち、上述した丘陵の多く、台地・段丘及び低地のすべてには主に砂・泥からなる細粒堆積物がほぼ水平に近く堆積する。これに対し、山麓及び山腹の緩斜面には粗大な角礫を主体とする粗粒堆積物が斜面にほぼ平行して堆積する。

未固結堆積物からなる大部分の丘陵は、下末吉海進より前の海進期の海成層、丘陵より低く開析の進まない台地は主として末吉海進期の海成層によってそれぞれ構成され、長石・石英を主体とした淘汰の良い砂質堆積物が泥質堆積物より優勢である。宮本・池田（1987）は、下末吉海進より前の海進期（多摩面の時代）には海面は少なくとも現在の標高 60 m 以上に高まっていたとした。下末吉海進期の海面は、筑波山南方 Loc. 1 における著者の地質調査では、淘汰の良い細粒砂からなる海成層の分布上限高度が標高 35 m 付近にあることが観察された。

関東平野に面した山地の山麓には、低地が発達し、沖積層が薄く分布する。主に下末吉海進に伴う海成層からなる台地は、池田（1982）の指摘したように最終氷期の海面低下期にかけて侵食され、完新世に入り侵食谷を埋積して低地が形成されたものと考えられる。

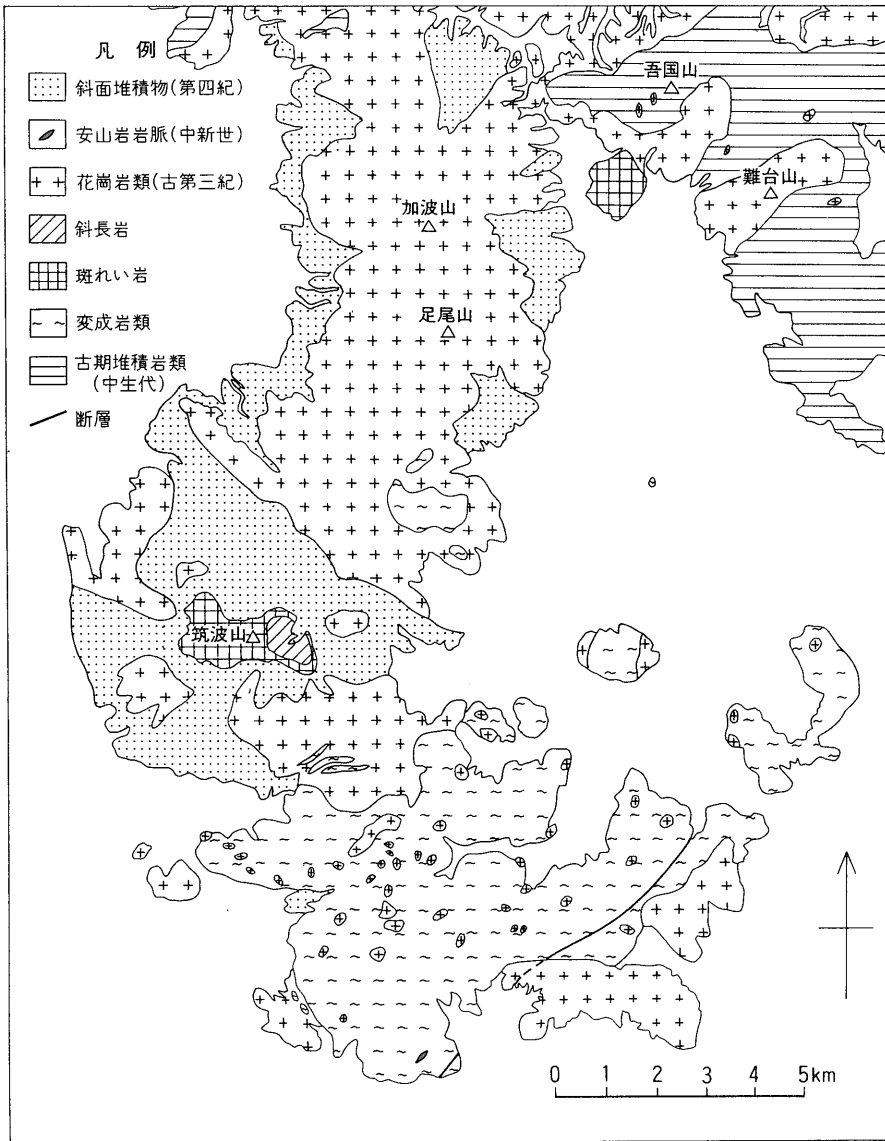
3. 緩斜面堆積物の調査結果

3.1 緩斜面堆積物の調査

本稿では、筑波山・加波山周辺の山麓・山腹に分布する傾斜 20° 以下の緩い地形で、粗大な角礫からなる未固結堆積物の堆積面を緩斜面として扱う。両山地に関するこれまでの報告のうち、以下で述べる緩斜面は、戸嶋（1961）の上・下位の山麓緩斜面、武久（1961）の緩斜面、赤木（1965）の緩斜面と上・下位扇状地、鶴見・野上（1965）の土石流起源の山麓緩斜面、早川・野口（1983a）の山麓緩斜面 1-4、国土地理院（1989）の尾根型緩斜面・土石流段丘・土石流堆・扇状地・緩扇状地・麓肩面のいずれかに該当し、報告毎に異なった地形の名称が使われてきた。なお、中野（1956）による柿岡盆地南半分の地形学図や貝塚（1957）による北関東のそれには、緩斜面は山地・丘陵等の一部に入れられ、その分布は示されていない。また、上述した報告では崖錐として分類された地形は認められなく、崖錐堆積物は分布しないことになる。

まず、戸嶋（1961）、早川・野口（1983a, b）及び国土地理院（1989）による地形分類に基づいて、緩斜面と考えられる地形の分布図を作成し、現地調査によって地形毎にその堆積物及び基盤の分布を確認することにした。

本地域に発達する緩斜面は赤松等の樹木や草本に被覆され、また畑地となる場合が多く、その堆積物を十分に観察できる露頭は極めて少ない。そこで、表層部の堆積物とくに火山灰層の被覆状態については、測定長 1 m の検土杖を用いて補足調査を行った。さらに、土木工事



第2図 地質略図

本図は、高橋(1982)を参考にし、斎藤ほか(1983)、斎藤・田切(1983)による表層地質図を編集した。白地は斜面堆積物を除いた第四系の分布地域である。

のための地盤調査用ボーリング資料を収集し、一部の地形については掘削断面の観察を実施した。

3.2 火山灰層による被覆状態と緩斜面の分布

褐色火山灰層は乾陸上に降下堆積した風成層であり、緩斜面堆積物が本層だけに被覆される場合には、火山灰の堆積期間中及びそれ以降に河川等の流水による侵食・堆積作用を顕著に受けていないことを示している。さら

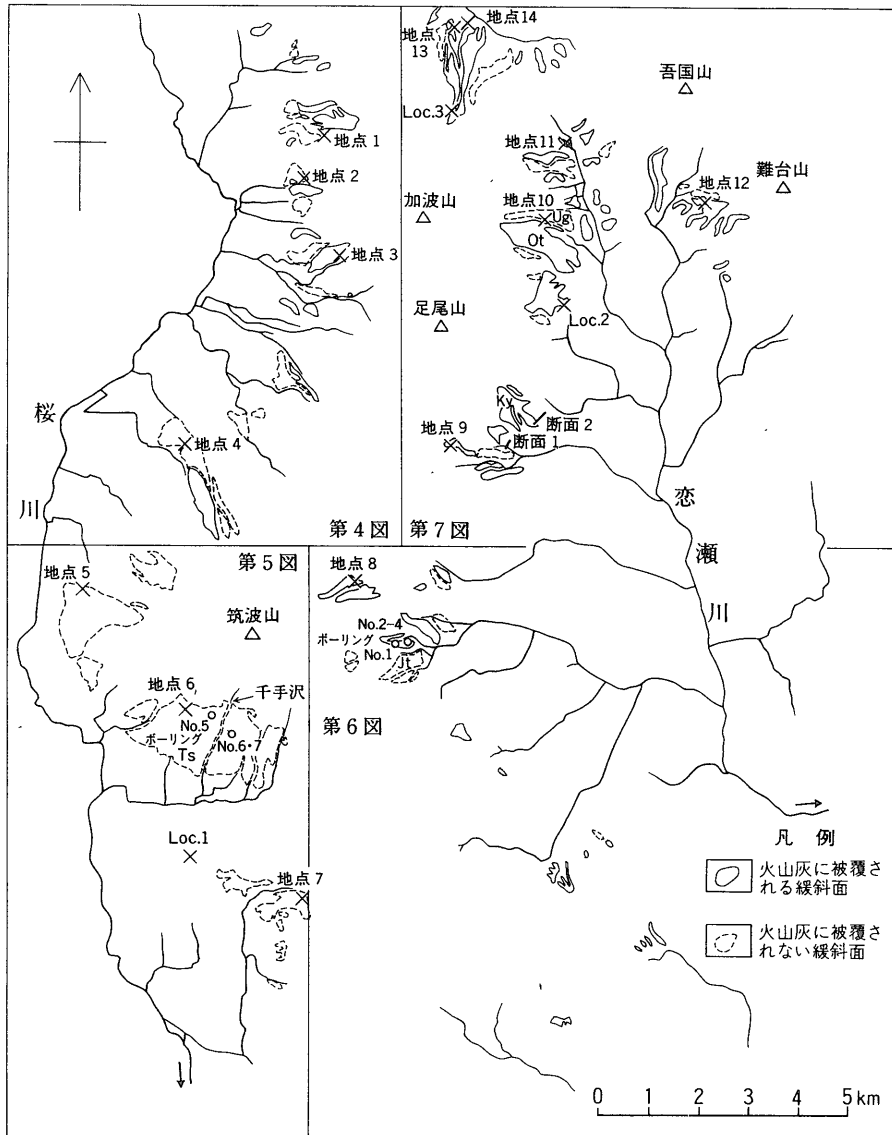
に、緩斜面堆積物と火山灰層との層序関係から、緩斜面堆積物の堆積開始ないし終了時期を降下年代の明らかな火山灰層を用いて推定することも可能である。そこで、本地域に分布する緩斜面堆積物相互の形成時期を把握するために、緩斜面と考えられる地形について火山灰層と緩斜面堆積物との層序関係に着目して現地調査を行うことにした。ただし、傾斜 20° 以下で平坦な地形からなる

緩斜面上に降下・堆積した火山灰層は、その後流水の作用や人力で多少移動されても完全には除去されなかったものと考え、以下の議論を進める。

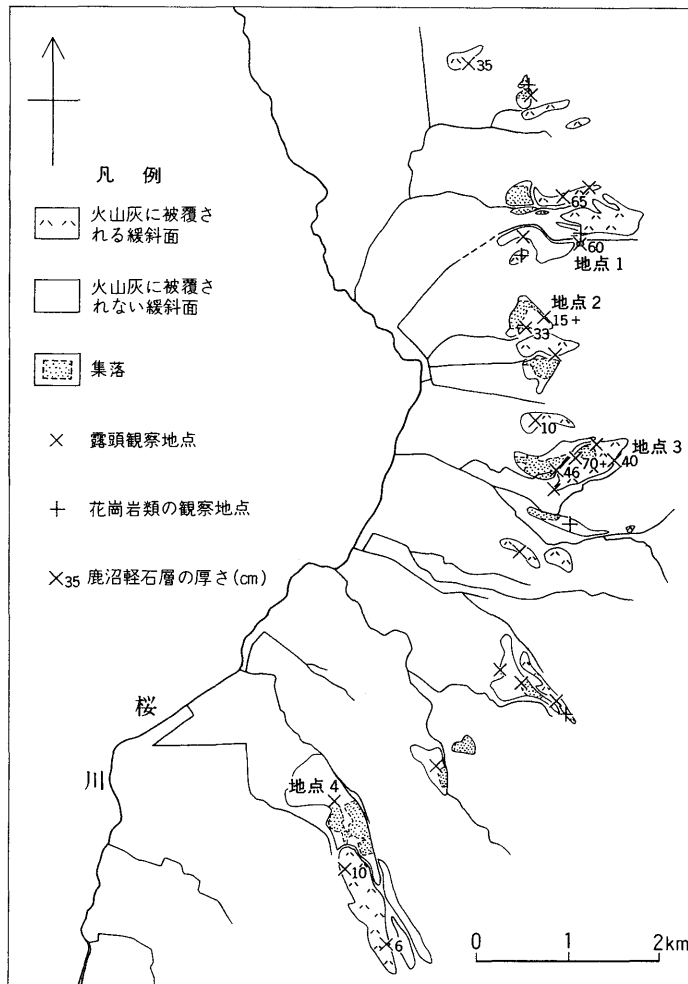
第3-7図は、前節で定義した緩斜面に該当する地形の分布と、火山灰層による被覆状態をそれぞれ示したものである。これによれば、関東平野に面した山地を中心に、その山麓部の狭い谷底から平野にかけて扇状地状に発達する緩斜面の大部分は、火山灰層に被覆されない。また、国土地理院（1989）によって麓層面とされた筑波

山南西側の広い緩斜面は、いずれも火山灰層に被覆されない（第3, 5図）。なお、後述の地点2, 8のように火山灰層が緩斜面堆積物によってさらに被覆される地点もある（第4, 6図）。以上の火山灰層に被覆されない緩斜面には、以前から集落が多く立地する。集落の範囲は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図から樹木に囲まれた居住地を読み取り、第4-7図に示した。

これに対し、火山灰層に被覆される緩斜面は柿岡盆地北部にとくに多く分布し（第3, 7図）、集落の立地は少



第3図 緩斜面の分布と主要な地質調査地点配置図



第4図 加波山西方及び筑波山北方における緩斜面の分布図

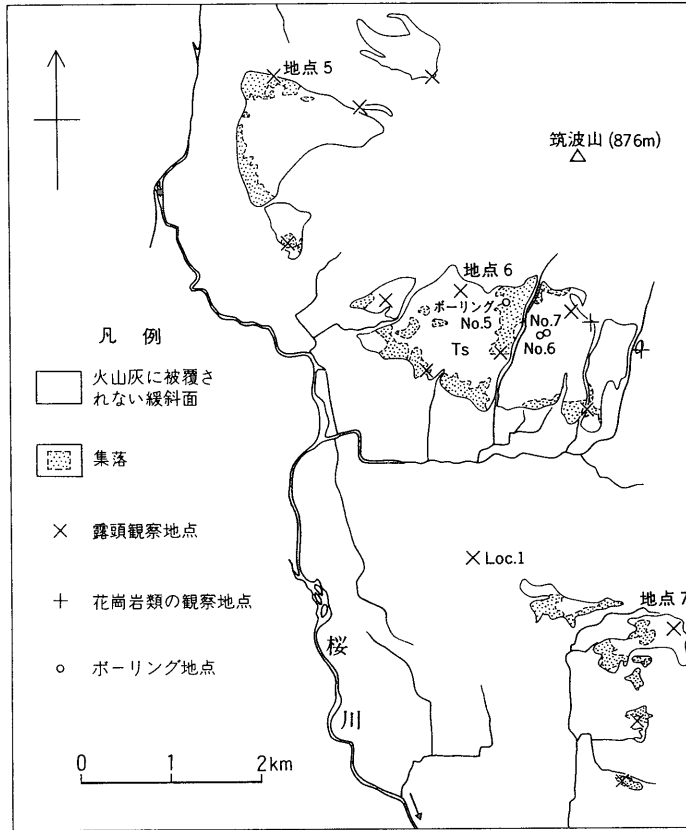
なく、畑地や林地に利用されている。

3.3 緩斜面堆積物の露頭観察

緩斜面堆積物を観察できた露頭のうち14地点の地質柱状図は、第8図に示すとおりである。なお、観察を行った全露頭の位置を第3-7図に、標高(m)を第8図の地質柱状図左上にそれぞれ示す。第8図によれば、緩斜面堆積物が火山灰層によって被覆されるのは9地点である。そのうち地点2, 8では、火山灰層が緩斜面堆積物によってさらに覆われる。地点1, 3では火山灰層に挟在する鹿沼軽石層が直接本堆積物を覆う。地点9, 11-14では緩斜面堆積物が、鹿沼軽石層より下位の火山灰層及び砂混じり火山灰層によって覆われる。地点11, 12, 14の鹿沼軽石層は上位の火山灰層を載せず、しか

も厚さが25-50cmと第4-7図に併記した本軽石層の層厚分布傾向から見てやや薄い。

ところで緩斜面の北端に位置し、緩斜面本体とは浅い谷によって隔てられた地点14では、鹿沼軽石層(厚さ0.5m)と火山灰層(同1.4m)の下位に厚さ1.65mの風化火山灰質泥層が、砂岩と花崗岩類を削ってできた長さ数10m、深さ6mの凹地を埋積する堆積物の上部において観察される。本泥層は、長径10cm前後の砂岩角礫を層状に挟み、下方ほど粘土質となる。その最下部に挟まれる最厚20cmの黄褐色の風化軽石層が、当地質部吉岡敏和技官によって最近発見された。本層の軽石は径2mm前後で著しく風化し、重鉱物には緑色角閃石を主体に斜方輝石を伴い、真岡軽石MoPと呼ば



第5図 筑波山周辺における緩斜面分布図

れる宝積寺ローム層に含まれる特徴的な示標軽石層（阿久津，1957）と推定されている¹⁾。すでに鈴木（1989）は、厚さ 10 cm の白色に風化した真岡軽石層が東茨城台地の見和層中部層（坂本，1972）に挟まれ、真岡軽石の噴出年代は今のところ不明であると報告した。地点 14 における堆積物は、地点 13（西南西 0.35 km）を含め多くの地点に分布する主に粗大な角礫からなる緩斜面堆積物とは、層序が著しく異なっている。また、地点 14 における風化火山灰質泥層やその下位の砂礫層等の埋谷性堆積物は、風化の進行程度や局所的な分布から判断して上述の緩斜面堆積物とは異なり、より旧期の形成と考えられる。以下では、緩斜面堆積物から地点 14 の埋谷性堆積物を除外して議論を進める。

地点 4, 6, 7, 10 における緩斜面堆積物は火山灰層にいずれも被覆されない。しかも、地点 4 の深度 1.3 m

1) 筑波応用地学談話会実施の 1989 年 11 月 18 日筑波山の山麓緩斜面と八郷盆地の段丘に関する巡検の際、地点 14 において吉岡敏和技官から説明があった。

付近からは縄文土器片、地点 10 の緩斜面（深度約 3 m の埋没土壌層中）からは縄文後期の土器（鶴見・野上，1965）がそれぞれ産出し、本堆積物の形成は新しい。

緩斜面堆積物の層厚は、基盤まで観察できた地点 9, 11 では 1.7 m, 2.5-4 m となっている。他の地点におけるその層厚は、地点 8 で最も厚く 6 m 以上、地点 3 で 3.4 m を超える。

緩斜面堆積物は、第 8 図の地点 1-13 同様に多くの地点で粗大な角礫ないし亜角礫を主体とし、礫間はシルト質砂からなり、大小の砂礫が混合された状態を呈する場合が多い。これらは、土石流堆積物の特徴（古谷，1986）に一致する。

粗大礫の長径の平均的な値を 4 階級に分けて第 8 図の地質柱状図左横に示し、また砂質堆積物の粒度もその右横に記した。なお、地点 8 において掘り出された斑れい岩²⁾の巨大礫の形状は 6×4×3 m であり、一般的に斑れい岩、花崗岩類、砂岩等の古期堆積岩ないし変成岩類の

2) 以下では、筑波山の山頂部に分布する斜長岩も含む。



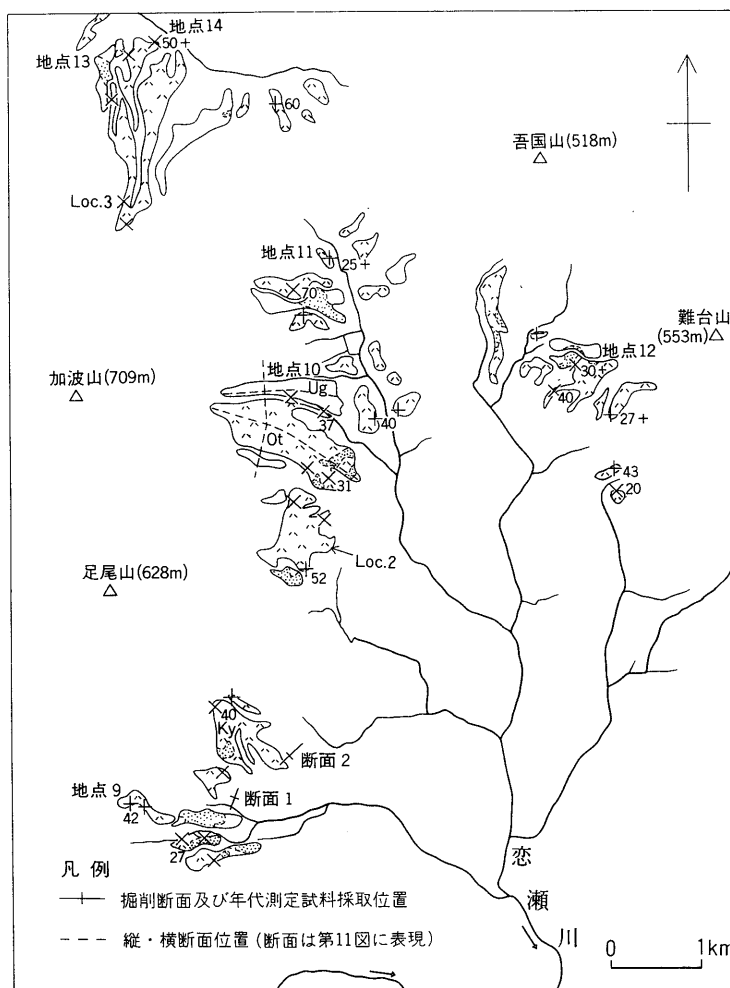
第6図 柿岡盆地南部における緩斜面分布図

順に礫径が小さくなる。

緩斜面堆積物の主体をなす粗大礫の風化は、鶴見・野上(1965)の指摘と異なり、本堆積物の形成の新旧とは直接関係が認められない。すなわち、地点6における堆積物は火山灰層に被覆されていないが、粗大礫の芯まで風化したものが極めて多い。これに対し、地点1などでは粗大礫からなる新鮮な堆積物が火山灰層に覆われ、形成時期の古い堆積物の方がむしろ風化していない。また、同一露頭において同一礫種でも岩芯まで風化した礫から、その表面だけが若干風化した新鮮な礫に至るまで観察される。したがって、礫の風化程度から緩斜面堆積物の形成時期を推定することは困難である。すなわち、粗大礫の風化程度の差は、堆積物の時間的経過より礫の存在場所の違いによる影響の方がより大きいものと考えられる。

3.4 ボーリング資料の解析及び掘削断面の観察

霞ヶ浦用水事業に関連した地盤調査用ボーリングの中には、緩斜面堆積物を掘り抜いたボーリングがある。第9図(1)は、筑波山の東側山麓の八郷町小幡の筑波1号トンネル下坑口付近において、緩斜面を縦断方向に掘削した4本のボーリング(第3,6図に位置を示す)の地質柱状図である。ボーリングNo.1では斑れい岩の粗大な角礫からなる緩斜面堆積物は厚さ3mと薄く、火山灰層を欠いている。ボーリングNo.2-4地点における堆積物は、いずれも厚さ1-1.8mの火山灰層に覆われ、とくに上部は粗粒となる。中・下部は花崗岩類や長石及びアプライト質の細砂を混じえ、全体的に細かく、第8図の地点1における堆積物の特徴に近い。ボーリングNo.2では、本堆積物上部の粗粒部分は厚さ5.6mと他のボーリングのそれより厚く、かつ中・下部の細粒部分



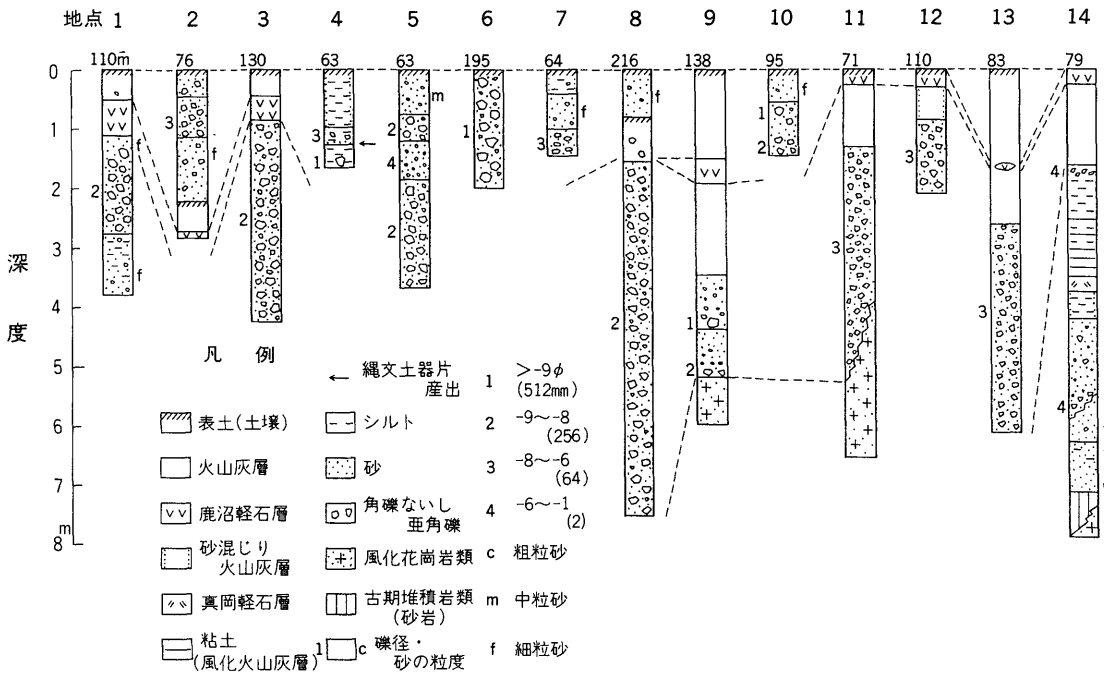
第7図 柿岡盆地北部における緩斜面分布図

の厚さも17.2 mに達する。一方、基盤は4地点ともマサ状に深層風化した粗粒な花崗岩類からなり、ボーリングNo.4より山側のNo.2, 3でその表面高度が逆に低い。ボーリングNo.2, 3地点における本堆積物は、第8図のそれらに比べ極端に厚くなっているが、これは基盤の凹地を埋めて局地的に厚くなった堆積物が分布するためと考えられる。

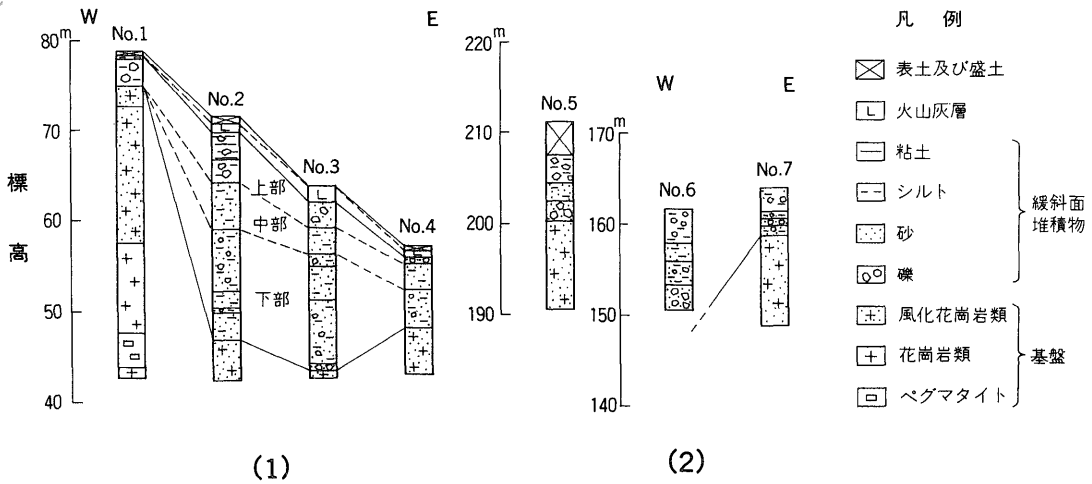
第9図(2)には筑波山南側で実施された地盤調査用ボーリング(第3, 5図参照)の地質柱状図を示す。3本の柱状図とも火山灰層を欠いている。ボーリングNo.5では緩斜面堆積物の厚さは7 m以上あり、上・下部が粗く、中部が細かい。また、ボーリングNo.6, 7は東西に約70 mしか離れていないが、基盤高度は8 mも異

なっており、基盤は起伏に富んでいる。緩斜面堆積物の厚さも5 m, 11 m以上と異なる。

さらに第10図には八郷町上管^{うおそ}・上山^{かみやま}における霞ヶ浦用水農水利事業に伴う掘削2断面(第3, 7図参照)の観察結果の概略を示す。断面1は長さ約150 m、深さ約4 m、断面2は長さ約350 m、深さ3-5 mである。断面1は恋瀬川水系の小河川が形成した沖積低地を掘削したもので、粗粒な花崗岩類を基盤として厚さ約0.45 mの基底礫層と、厚さ約4.5 mの中-粗粒砂を主体とした砂礫層が観察される。掘削断面の基底から約1 m上には礫及び砂混じりの厚さ最大0.8 mの腐植土層がレンズ状に挟まる。本腐植土について¹⁴C年代測定を実施したところ、>34, 440 y. B. P.の値を得た(第1表)。した



第8図 緩斜面発達域における地質柱状図



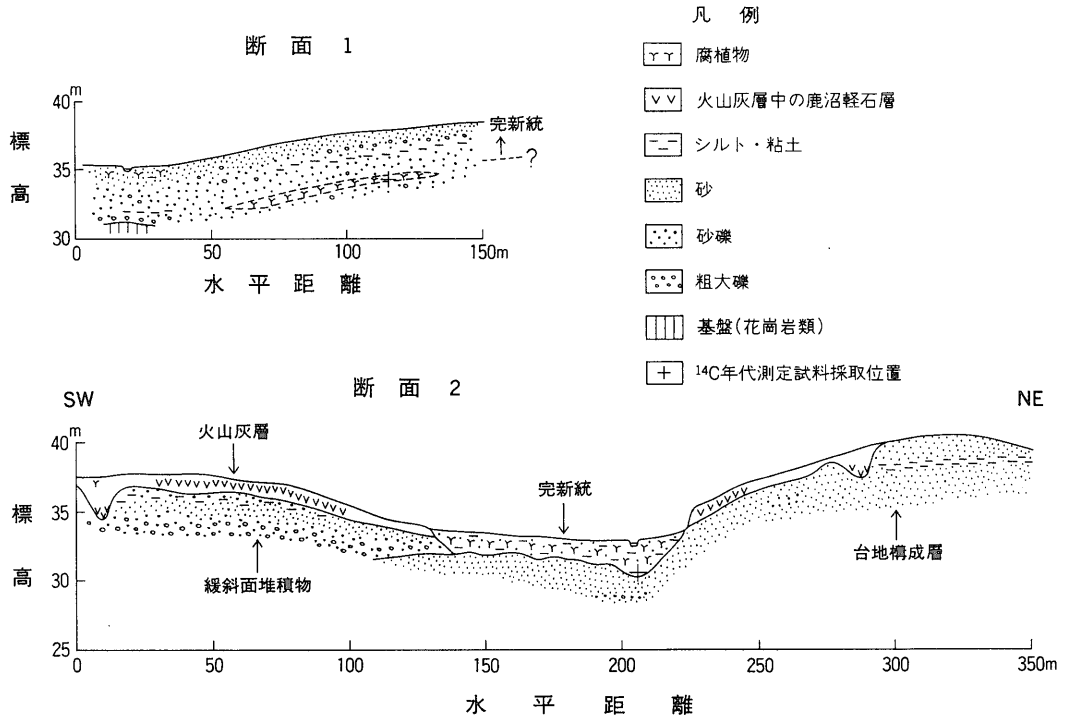
第9図 ボーリング地質柱状図

(1) 八郷町小幡 (2) つくば市筑波

がって、更新統と完新統の境は腐植土層より上位の砂礫層中にあり、完新統の厚さは3.0mより薄い。なお、本断面上部の砂礫層から掘り出された花崗岩の巨礫は、最大2.6×1.7×1.0mの大きさを示す。

断面2は断面1の北東約0.5kmに位置し、後述の八

郷町上山にある緩斜面から沖積低地を経て、台地へかけて掘削されたものであり、堆積物の分布状態は地形毎に異なる。台地部分は、淘汰の良い中粒砂を主体とした海成層と推定される地層から構成され、部分的に砂質シルト層が発達する。本層は鹿沼軽石層を中部に挟む厚さ約



第10図 掘削断面のスケッチ図

第1表 ¹⁴C年代測定結果
年代測定者：木越邦彦

試料採取地点番号	1	2
北緯・東経	36°15'22" 140° 9'28"	36°15'38" 140°10'23"
地名	八郷町上曾	八郷町上山
深度基準面及び標高(m)	水田 34.2	水田 33.0
採取年月日	1985.12. 4	1985.12. 5
採取深度(m)	3.0	2.5
試料名	腐植土	腐植土
測定番号 (GaK)	12667	12668
測定値 (y.B.P.)	>34,440	3,900±100

0.7 mの火山灰層によって被覆され、局所的に生じた凹地を厚く埋積した部分では火山灰層の基底付近に厚さ約45 cmの鹿沼軽石層が認められる。

低地部分では、腐植土ないし砂混じりシルト層が上述の地層を下刻して形成された旧河谷を埋積する。その基底付近から採取された試料の¹⁴C年代測定結果は、3,900±100 y. B.P.であった(第1表)。

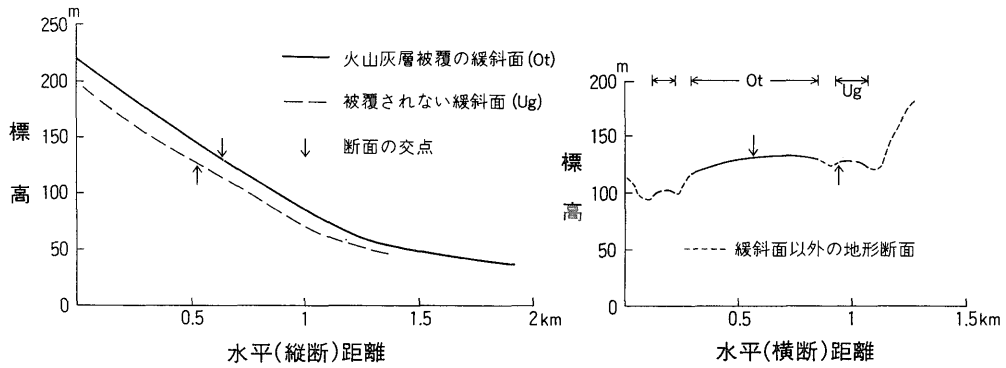
沖積低地に近い緩斜面では、緩斜面堆積物が淘汰の良

い中粒砂層を不整合に覆うのが観察された。緩斜面堆積物は、下位から上位へ最大長径2 m、長径10-50 cmの粗大礫を主体とした厚さ2 m以上の砂礫層、0.4 mの粗粒砂層、約2 mのシルト混じりの砂礫層によって構成される。さらに、緩斜面堆積物は上述の中粒砂層同様に鹿沼軽石層を挟む火山灰層によって覆われている。断面2の観察結果から以下のことが判明した。本断面右(北東)側の台地は、中粒砂層とその上位の泥を挟む砂層から構成される。その台地を開析してできた谷底部に粗大礫や粗粒砂が堆積して緩斜面が形成され、この緩斜面も鹿沼軽石降下期直前から完新世に至るまでの期間に2度にわたり下刻された。

4. 緩斜面堆積物の形成に関する考察

4.1 緩斜面堆積物の形成時期

本地域の山麓ないし山腹に分布する粗大な角礫を主体とした緩斜面堆積物の形成時期は、従来の地質調査報告では完新世、地形の報告では更新世中期-完新世の数時期としたものが多く、その形成時期が両者で大きく異なるのが現状である。既に第8,9図に示したとおり、火山灰層に覆われない緩斜面堆積物が多く分布する一方、赤城火山の噴出に伴って約3.2万年前に降下した鹿沼軽



第11図 緩斜面の縦断・横断面

断面の位置は、第7図に示す。

石層(上杉ほか, 1983)を挟む火山灰層に被覆されるものも多い。

3.2-3.3節で述べた火山灰層による緩斜面堆積物の被覆形態は、以下の5種類に整理できる。すなわち、1) 鹿沼軽石層を挟む火山灰層に厚く覆われる、2) 鹿沼軽石層に直接覆われる、3) 筑波山以南等では本軽石層を挟まない火山灰層に覆われる、4) 火山灰層に覆われない、5) 火山灰層をさらに緩斜面堆積物が覆うものである。

ところで、1)の火山灰層のうち鹿沼軽石層直下の火山灰層は、阿久津(1960)の宝木ローム下部以下のローム層に対比され、その降下時期は3.2万年前より古い。宮本・池田(1987)によって武蔵野(小原台)相当面のM2面とされた台地を被覆する火山灰層は、1)の火山灰層と層序及び厚さが著しく近似する。したがって、緩斜面の形成とほぼ同時代にM2面も形成されていたことになる。

緩斜面堆積物と丘陵・台地・段丘をそれぞれ構成する未固結堆積物とは粒度・堆積構造が大きく異なり、露頭における観察結果から容易に区別できるはずである。しかし、八郷町大塚の南方Loc.2のように緩斜面と台地が連続する場所であっても、両堆積物の層序関係を直接観察できる露頭は断面2以外まだ見つかっていない。第10図の断面2の右側の台地は、宮本・池田(1987)のM2面の南東端に当たり、かつ緩斜面堆積物が鹿沼軽石層を挟む火山灰層に被覆されることから、本緩斜面の形成は武蔵野期及びそれ以前と考えられる。

火山灰層を載せない緩斜面は、柿岡盆地のうち加波山・足尾山東方においては戸嶋(1961)の指摘のとおり、火山灰層に覆われる緩斜面に隣接し、一段低い位置に発達する(第11図)。これに対して筑波山周辺では火

山灰層を載せない緩斜面だけが広範囲に分布し、千手沢(第3図に位置を示す)等の小河川によって著しく下刻された緩斜面もあり、両地域における緩斜面の分布及び河床との比高は著しく異なる。3.2節で述べたとおり、緩斜面上に降下・堆積した火山灰層は、その後流水の作用や人力によりすべて除去され、無被覆の状態になったとは考え難い。むしろ、当該地域では火山灰層(立川ローム層相当)の降下以後緩斜面堆積物が形成され、沖積低地と同様に本層を載せないと考える方が妥当であろう。さらに、地点6や筑波山南麓の露頭観察では、緩斜面堆積物中において不整合や埋没土壌を観察することもできなかった。以上のことから、筑波山周辺の火山灰層に覆われない緩斜面堆積物は、完新世の形成と考えられる。

ここで、本地域に分布する緩斜面について、従来の報告による緩斜面の形成時期と本報告によるそれとを比較することにする。第3図に示した緩斜面の中から筑波山南麓の筑波Ts、筑波山東麓の十三塚Jt、足尾山南東麓の上山Ky、加波山東麓の大塚Ot、北隣の裏口Ugの五つの緩斜面(第3, 6, 7図参照)を取り上げ、各緩斜面の形成時期を要約したのが第2表である。ただし、本稿で緩斜面とした地形は、従来の報告では第2表の()内の名称がそれぞれ使われている。また、国土地理院(1989)は山麓付近の地形の形成時期を明示していないが、それらの地形の位置及び開析状態から判断して、尾根型緩斜面・土石流段丘・麓面順に形成されたものと著者は考えている。

鹿沼軽石層を挟む火山灰に被覆された上述の上山及び大塚の緩斜面Ky・Otは、いずれも緩斜面の形成が古く、戸嶋(1961)・鶴見・野上(1965)によれば、その形成は下末吉期まで遡る可能性もある。しかし、大塚の

緩斜面 Ot は、最終間氷期の下末吉海進に伴う海成層からなる台地の M1 面（宮木・池田，1987）より低い標高 40 m 以下の位置まで下る（第 11 図）ことから、明らかに下末吉期の形成ではない。むしろ、最終間氷期以後で海退に伴う海面低下期の武蔵野期（小原台期を含む）に、本緩斜面は形成されたものと考えられる。本研究によって判明した緩斜面の形成時期は、一般に従来の報告によるものに比べて新しい。とくに、完新世形成の緩斜面は第 3-7 図に示したとおり本地域に数多く分布し、更新世後期の緩斜面より一段低い位置に形成され、集落となっている場合が多い。ただし、早川・野口（1983a）は、筑波山中腹・山麓の火山灰層を載せない山麓緩斜面 1 について“関東ロームの存在が確認されなくても、分布状態や開析状態からみて下末吉期あるいはそれ以前に形成されたかと判断される”と述べた。今後、筑波山周辺にある多くの緩斜面が火山灰層を載せていない理由について、詳しく検討されるべきである。

4.2 緩斜面の形成過程

本地域の緩斜面については、マサ状に著しく風化した花崗岩類からなる基盤が第 4-7 図に示す多数の地点で確認された。主に変成岩からなる山麓に緩斜面が発達する場合、基盤は変成岩ではなく花崗岩類である。本地域における緩斜面の発達と地質との相関の強いことは、戸嶋（1961）以来多数の報告で指摘されてきたが、以下では緩斜面が花崗岩類からなる地域に発達する理由について考察する。

著しく深層風化した花崗岩類は、ハンマー等で細礫-砂に分解することが容易である。これに対し、風化した古期堆積岩・変成岩類は細礫-砂まで効率よく崩すことが難しい。この例からも山麓を流れる土石流は、花崗岩類からなる山麓における方が、古期堆積岩や変成岩類

からなる山麓より基盤の岩石を緩斜面状に削り、粗大な堆積物を載せる土台としての地形を形成しやすいものと考えられる。また、基盤の岩石が緩斜面状に削られたのは、本地域の山塊が第四紀後期以降急激な地殻変動を受けておらず、平野に囲まれた山塊のために下方侵食より側方侵食が卓越したためと考えている。

次に、緩斜面堆積物の特徴をもとに考察を進める。緩斜面堆積物は粗大な角礫を主体とし、礫間がシルト質砂からなる。かつ本堆積物は、大小の礫及び砂が混合された状態を呈する土石流堆積物の特徴（古谷，1986）を多く持っている。これらの巨-大礫と砂のないシルトは、深成岩類の不連続風化過程（小出，1952）で最もできやすい粒度で、逆に中-細礫は少ない。一方、本地域の古期堆積岩や変成岩類は未固結堆積物中に中-細礫として含まれるが、巨-大礫は非常に少ない。台地等比べて傾斜の大きな緩斜面の形成には、粗い堆積物の供給が必要であり、深成岩類の山地はその供給源としてより適する。巨-大礫は花崗岩類の山地にコアストーンとして存在し、豪雨時に土石流となって流下し、山麓部を削ると同時に巨大礫及びシルト質砂を堆積させたものと考えられる。

筑波山において、とくに緩斜面が発達することの理由として、山頂部が斑れい岩、中腹以下が花崗岩類からなることを指摘できる。筑波山の山腹・山麓に発達する緩斜面堆積物には、基盤をなす花崗岩類の礫よりも斑れい岩の巨-大礫が多い。すなわち、傾斜の大きな緩斜面の形成に適した粗大礫が上方から大量に供給される環境が継続したため、筑波山の周囲には緩斜面がより発達したのと考えられる。

本地域において火山灰層を載せる緩斜面は、3.2 節で述べたとおり、火山灰の堆積以来河川等の侵食・堆積作

第 2 表 緩斜面の形成時期及び地形名称の総括表

報告者名 緩斜面	戸嶋 (1961)	赤木 (1965)	鶴見・野上 (1965)	早川・野口 (1983a)	国土地理院 (1989)	本報告
筑波山南麓 筑波 (Ts)	—	不詳 (山麓緩斜面)	下末吉-武蔵野期 (山麓緩斜面)	立川期 (山麓緩斜面 3)	不詳 (麓肩面)	完新世 (緩斜面)
筑波山東麓 十三塚 (Jt)	下末吉-武蔵野期 (上位山麓緩斜面)	—	不詳 (山麓緩斜面)	武蔵野期 (山麓緩斜面 2)	不詳 (尾根型緩斜面)	完新世 (緩斜面)
足尾山南東麓 上山 (Ky)	下末吉-武蔵野期 (上位山麓緩斜面)	武蔵野期 (上位扇状地)	下末吉-武蔵野期 (山麓緩斜面)	武蔵野期 (山麓緩斜面 2)	不詳 (尾根型緩斜面)	武蔵野期 (緩斜面)
加波山東麓 大塚 (Ot)	下末吉-武蔵野期 (上位山麓緩斜面)	武蔵野期 (上位扇状地)	下末吉-武蔵野期 (山麓緩斜面)	武蔵野期 (山麓緩斜面 2)	不詳 (尾根型緩斜面)	武蔵野期 (緩斜面)
加波山東麓 裏口 (Ug)	完新世 (下位山麓緩斜面)	立川期 (下位扇状地)	完新世 (山麓緩斜面)	立川期 (山麓緩斜面 3)	不詳 (土石流段丘)	完新世 (緩斜面)

不詳は、報告中に形成時期が明示されていないもの。

用を受けていないものと考えられる。そして、現在の河川は、下方に位置する谷底ないし火山灰層を欠く緩斜面上を流れている。例えば岩瀬町新田にある Loc. 3 (第3, 7 図に位置を示す) では、現河床面は、鹿沼軽石層を中部に挟む火山灰層に覆われる緩斜面より約 30 m 下方に位置し、緩斜面は 30 m も下刻されたことになる。緩斜面はその形成当時には両側を山地に挟まれ、相対的に低い谷底部に存在していたはずである。Loc. 3 付近では現在までに、両側にあった山地部分は逆に低く、緩斜面が高くなり、地形の逆転が生じている。

地形の逆転を生じさせた理由として、1) 緩斜面堆積物の粒度が大きいこと、2) 山地と緩斜面との境界部に水系が発達しやすいことが考えられ、以下では 1) から順に考察を試みる。緩斜面堆積物は粗大な角礫を主体とし、地表水の地下への浸透性は、風化しても組織を残す花崗岩類からなる山地に比べると良い。火山灰層を載せた緩斜面上では降水は地下へ浸透しやすく、戸嶋(1961)の述べたとおり水系の発達は極めて悪く、開析は進まない。一方、両側の山地部分では降水が緩斜面上に比べて浸透し難く、細粒化した風化物質が表流水によって洗い流され、山地の高度が低下したものと推定される。

2) については以下のとおり考えられる。火山灰層に覆われた緩斜面は、国土地理院(1989)による尾根型緩斜面に当たる地形が多く、緩斜面及び基盤の深成岩類も中央部分で尾根状に高まる。そのため、降水は両側にある山地との境界部に集まりやすく、いわゆる境川となって山地の侵食を加速させたものであろう。ちなみに、本地域においては緩斜面と山地との境界部に河川の発達する状態が各所で認められる。

5. おわりに

本地域の山麓・山腹に分布する緩斜面は、更新世後期(武蔵野期・立川期)-完新世にわたって形成されたものである。主に深成岩類からなる山地の風化物質が、豪雨に伴って発生した崩壊とそれに続く土石流によって押し流され、深層風化した花崗岩類からなる山麓部の基盤を削ると同時に粗大な角礫を堆積させ、多くの緩斜面は形成されたものと考えられる。ただし、地点 14 のように本地域山麓の一部には、更新世中期に形成された埋谷性堆積物も明らかに存在する。

水谷(1982)及び宮本・池田(1987)は、本地域内における土砂の生産・移動が現在のところ、穏やかな状態にあると述べているが、土石流は現在でも時おり発生している。すなわち、萩原(1938)は1938年7月の集中

豪雨に伴い、筑波山南側の標高 680 m 付近の山地斜面が崩壊し、土石流となって千手沢(第3図参照)を流れ下り、大きな被害を与えたことを報告した。また、鶴見・野上(1965)は、1947年9月のカスリン台風に伴う豪雨によって難台山の山麓半久(地点 12)近くで土石流が発生したことを述べている。著者の聞き取り結果でも、1979年10月の台風 20 号に伴う豪雨によって加波山東麓で土石流が発生し、八郷町裏口にある緩斜面 Ug まで達したとのことである。このように、本地域内では短時間強度の大きな雨に伴って土石流が時々発生しており、以下に述べる桜川流域の小河川を中心に砂防ダムが急造されている。

水谷(1982)は、桜川流域の筑波山・加波山の西側斜面における土石流の発生可能域及び到達限界を明らかにし、その中で小河川において土石流の流下堆積の影響を受ける恐れのある集落を図示した。それらの集落は、第4-7図に示した火山灰層を欠く新しい緩斜面上に位置するものも少なくない。新しい緩斜面は、現河床との比高が相対的に小さく、生活用水を得やすい等の理由で古くから集落が立地したものであろう。しかし、これらの集落は、土石流の影響を受けやすいという負の側面も持ち合わせている。一方、火山灰層に被覆された緩斜面は一段と高い位置にあり、集落は明らかに少ない。後者の緩斜面では、土石流の影響を直接受けずにより安全であるが、生活用水の確保は難しく、以前においては集落の立地に適さなかったものと考えられる。

文 献

- 赤木祥彦(1965) 関東地方の山麓緩斜面。地理学評論, vol. 38, p. 1-13.
- 阿久津純(1957) 宇都宮付近の関東ローム(火山灰)層。地球科学, no. 33, p. 1-11.
- (1960) 5万分の1表層地質図「宇都宮」。経済企画庁。
- 古谷尊彦(1986) 斜面災害の分類。高橋博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光編纂, 斜面災害の予知と防災, 白亜書房, 東京, p. 29-42.
- 萩原尊礼(1938) 筑波山山津浪調査報告。震研彙報, vol. 16, p. 779-783.
- 早川唯弘・野口真(1983a) 5万分の1地形分類図「真壁」。茨城県。
- ・———(1983b) 5万分の1地形分類図「土浦」。茨城県。
- 池田 宏(1982) 筑波地方の地形環境。筑波古代

- 地域史の研究グループ編，筑波古代地域史の研究，筑波大学，p. 7-12.
- 貝塚爽平（1957） 関東平野北東部の洪積台地。地学雑誌，vol. 66，p. 217-230.
- 国土地理院（1989） 2万5千分の1土地条件図「真壁」.
- 宮本幸治・池田 宏（1987） 柿岡盆地の地形発達。筑波の環境研究，no. 10，p. 97-105.
- 水谷武司（1982） 茨城県南西部，桜川流域の防災地質環境。国立防災科学技術センター研究報告，no. 27，p. 25-47.
- 小出 博（1952） 応用地質—岩石の風化と森林の立地—。古今書院，東京，177 p.
- 中野尊正（1956） 日本の平野。古今書院，東京，320 p.
- 佐藤才止（1927） 7万5千分の1地質図「筑波」及び地質説明書。地質調査所，30 p.
- 斎藤登志雄・田切美智雄・高橋正樹（1983） 5万分の1表層地質図「真壁」。茨城県。
- ・———（1983） 5万分の1表層地質図「土浦」。茨城県。
- 坂本 亨（1972） 茨城県大洗付近の第四系—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—。地調月報，vol. 23，p. 511-517.
- 柴 正敏（1979） 茨城県，筑波変成岩類の層序と変成分帯。岩鉱，vol. 74，p. 339-349.
- 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，vol. 62（Ser. A），p. 475-494.
- 高橋裕平（1982） 筑波地方のカコウ質岩類の地質。地質雑，vol. 88，p. 177-184.
- 武久義彦（1961） 柿岡盆地—5万分の1—真壁—。地理，vol. 6，p. 1220-1221.
- 戸嶋多恵子（1961） 柿岡盆地西部の地形と土地利用。お茶の水女子大学卒論（MS），65 p.
- 鶴見英策・野上道男（1965） 筑波山・加波山周辺の山麓緩斜面。地理学評論，vol. 38，p. 526-530.
- 上杉 陽・米澤 宏・千葉達朗・宮地直道・森 慎一（1983） テフラからみた関東平野。アーバンクボタ，no. 21，p. 2-17.
- 宇野沢昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井茂・石井武政・相原輝雄・岡 重文（1988） 2万5千分の1筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図及び説明書。特殊地質図，no. 23-2，地質調査所，139 p.

（受付：1989年12月28日；受理：1990年1月30日）