

茨城県南西部，桜川流域の防災地学環境

水谷 武司*

国立防災科学技術センター

Geomorphic and Geologic Characteristics and the Features of Natural Hazards in the Catchment Area of the River Sakura, Southwest Part of Ibaraki Prefecture

By

Takeshi Mizutani

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Landforms and subsurface ground conditions of the catchment area of the River Sakura have been surveyed. Then, based on the results of the survey, problems concerning disaster preparedness in this area have been considered. Regional land properties are fundamental factors which determine the vulnerability to most of natural hazards.

Flood in Tsuchiura, situated on a deltaic lowland on the coast of the Lake Kasumigaura, is the most hazardous in this area. The marshy lowland at the upstream side of the sand bank crossing the urban district of Tsuchiura City is the place most vulnerable to river flooding and inundation.

Lower terraces which are supposed to have been formed by the change of water level of the Lake Kasumigaura after the Jomon Transgression present safe and suitable places for dwelling in the lowland. Soft alluvial layer at the flood plain of the River Sakura is less than 5 meters in thickness. Under the fairly thin alluvial deposits a gravel layer transported by the River Kinu in the latest Pleistocene is extensively distributed in the lowland. On the other hand, at the floors of the valleys dissecting the surrounding uplands, thick organic materials are deposited.

At present, debris yield in mountain areas composed mainly of granitic rocks is considerably inactive. Nevertheless, it is clearly recognized from the landforms that an active movement of debris occurred in the past.

* 第1研究部 災害研究室

1. はじめに

地形、地質などの土地の自然を構成する地学的要因は、地域の災害危険度を規定している基礎的な災害素因である。洪水氾濫、山崩れ・土石流、地盤の強震動など、災害をひきおこす直接の力となるいわば二次的な自然現象の発生とその強度は、地表面の形状、地盤の強弱、地形的な位置などと強いかわりをもっている。したがって、地域の地学的環境を把握し、それに基づいて災害の予測を行うことは、災害に備えるための一つの重要な手順となる。二次的自然現象の発生と地学的要因との間の因果関係には不明確な部分が多いので、これは災害の発生の正確な予知、予測にかならずしも結びつくものではない。しかし、地学的要因は、個々の土地が半恒常的に備えている固有の性質を示すものであって、ひとたび異常な自然力が作用した場合に、その土地においてどのような事態が発生する可能性があるかを場所的にきめ細かく知るための最も有力な手がかりとなる。

このような観点に立ち、桜川流域およびその隣接地域を対象として、防災地学環境の調査を行った。桜川流域は防災上とくに問題となる地域ではないが、まず自らの周囲の環境を知ることが肝要であるということから、防災地学環境調査の一対象地域として採り上げた。

2. 地域の概要

桜川は、筑波山塊の北に隣接する鶏足山塊の南西部に源を発し、筑波山の西麓を南流し、関東平野の東部に広がる常総台地中に幅1～3kmの氾濫原をつくって霞ヶ浦に流入している。流域面積は365km²、流路長は54kmで、比較的緩流のいわゆる中小河川である。

鶏足山塊は、主として中・古生代の堆積岩からなる標高400～500mの開析が進んだ比較的小起伏の山地である。筑波山塊は花崗岩類および変成岩類からなり、その主峰筑波山（標高876m）は、流域の最高所となっている。両山塊は、桜川の流域をなす岩瀬盆地およびその東に低い分水界をへだてて接続する笠間盆地によって境されている。花崗岩山地の山腹や山麓には、かなり大規模な緩傾斜堆積面が形成されている。稲田や真壁の花崗岩は石材として利用され、数多くの採石場がある。

流域の西部および南部は、標高30～40mの台地からなっている。この台地は、千葉県北部から茨城県南部にかけて広がる常総台地の一部にあたり、十数万年前の下末吉期に成田層を堆積させた海が海退する過程で形成された地形面で、表層にはほぼ武蔵野期以降のローム層をのせている。したがって武蔵野面に対比されるが、一部に下末吉面および立川面もある。台地面は1/1000～1/2000の勾配で南に向かって緩やかに傾斜し、南～南々東に向って流れる川によって開析されている。全般に台地面は広く残存しているが、土浦市南部のように局地的に開析がかなり進んでいるところもある。

桜川がつくる沖積低地は、扇状地的な堆積を示す最上流部および三角州的な性格の最下流

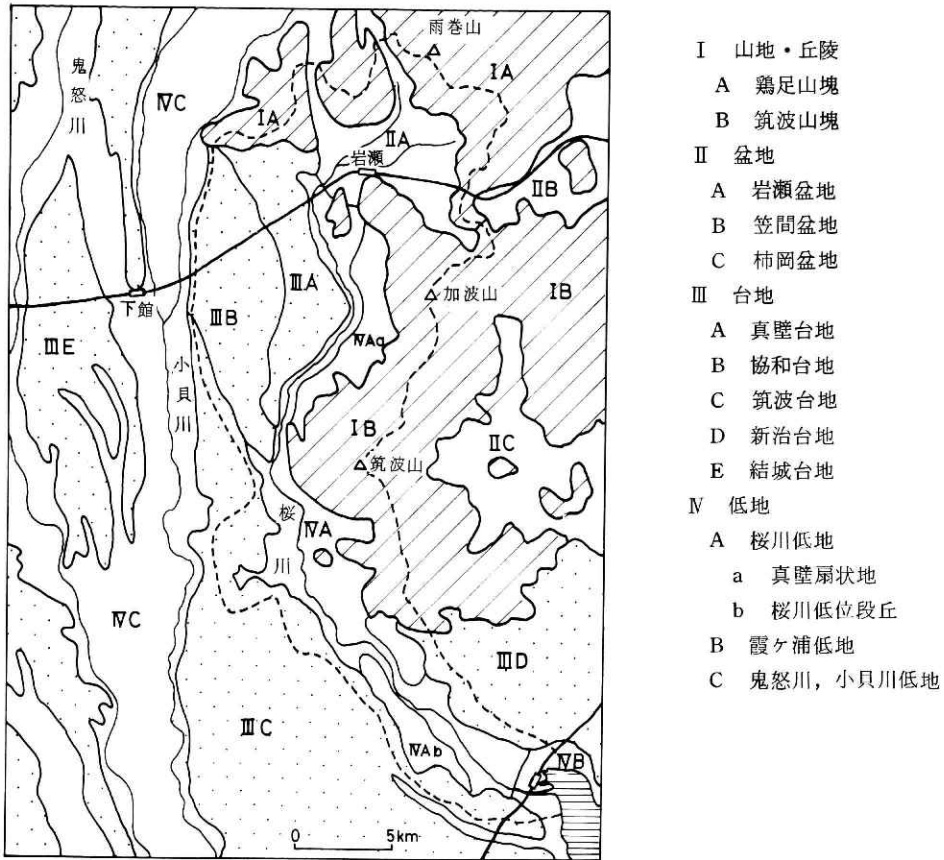


図1 桜川流域の位置および地形域区分
破線は流域界

部を除く大部分の区間で， $1/800 \sim 1/900$ のほぼ一様な勾配を示す。桜川の運搬作用は小さくて，沖積層の厚さは下流部でも最大5mとかなり薄い。この主として泥質の沖積層の下には，古鬼怒川が運んだと推定される厚さ2～4mの礫層がある。標高5～10mの区間には，比高0.5～2mの段丘状の地形が形成されていて，集落の適地を提供している。この形成には霞ヶ浦の水位の変化が関係していると考えられる。桜川の運搬作用が小さいことが霞ヶ浦を残存させている一因となっている。

桜川の左岸沿いに土浦と岩瀬の間を筑波鉄道を通じ，低地内の主要な集落を結んでいる。これら集落の大部分は段丘や扇状地など高い地形面上に位置しているが，流域内の唯一の市である土浦は，低湿な沖積低地上にその中心市街地を展開させている。

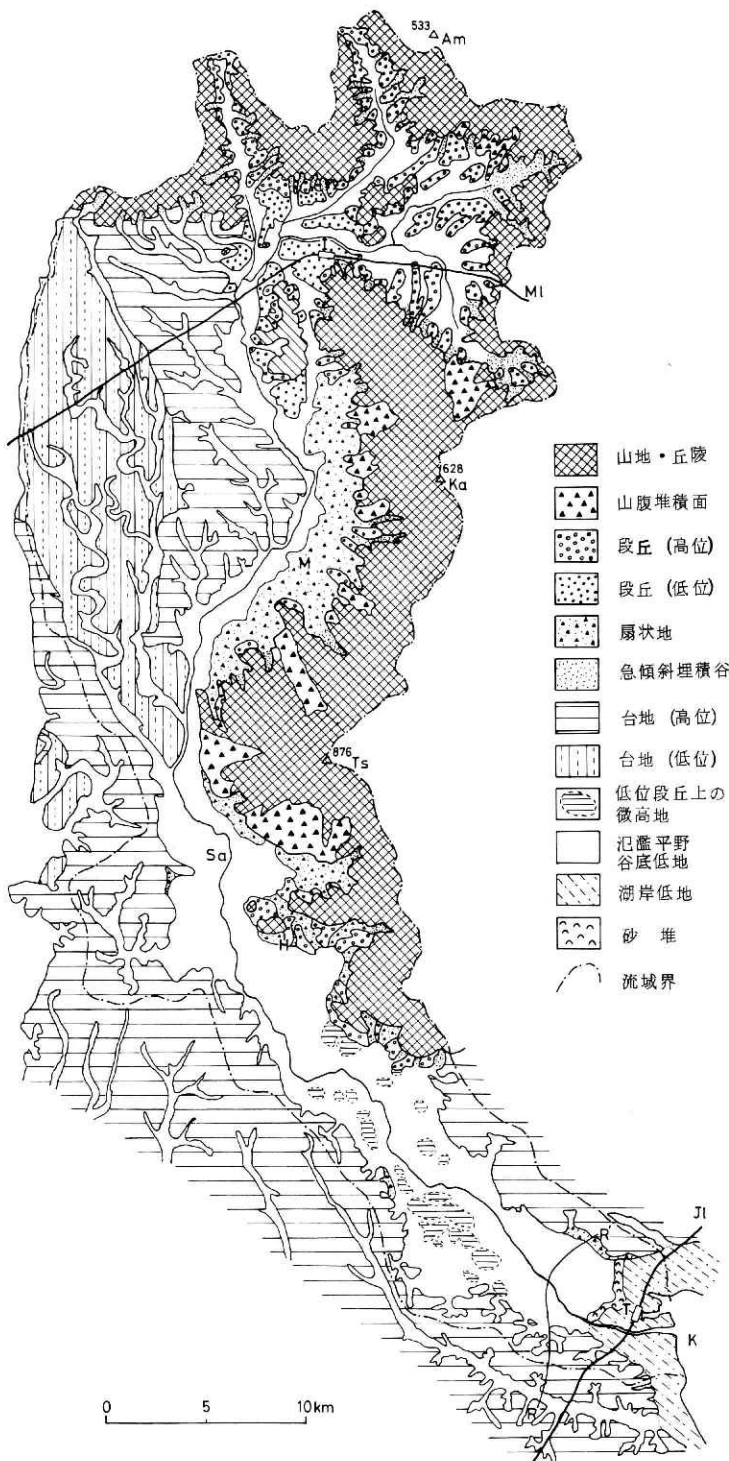


図2 桜川流域地形分類図

Am: 雨卷山 Ka: 加波山 Ts: 筑波山 Sa: 桜川 K: 霞ヶ浦 I: 岩瀬
 M: 真壁 H: 北条 T: 土浦 MI: 水戸線 JI: 常磐線

3. 地形地域区分

桜川流域は、図1に示したように九つの地形域に区分することができる。

鶏足，筑波山塊

桜川の水源山地である鶏足山塊の南西部は山塊中の最高所をなし標高は500mを越え、主峯の鶏足山(430m)よりも高い。山塊内には北北西～南々東方向の谷が発達し、山塊はさらに小ブロックに分けられている。桜川の上流域山地でも、北の小貝川低地に連続する谷によって山稜が2箇所切断され、流域界が北方に突き出している。地質は北西に傾く単斜構造をなしているため、これを反映して、桜川に向って急斜面を向けるケスタ状の地形を呈するが、崩壊性の地形は、人工の採石場を除き、全くといってよいほどみられない。雨巻山の南東の鞍部を境にして、西側に中・古生層の砂岩、頁岩が、東側に黒雲母花崗岩が分布する。

筑波山塊は、東方に向って開口する柿岡盆地を取り囲むようにして広がる。筑波山から加波山に至る山塊主部は、花崗岩類からなる。ただし、筑波山の山頂部(ほぼ標高500m以上)は斑レイ岩からなり、急傾斜の突出した峰をつくっている。筑波山は一個の巨大な侵食残丘状を呈しているが、これは単に侵食に抗した結果として高所に位置しているものではなくて、一種の地塁として相対的に隆起したものと考えられている(管野ほか, 1976)。全般に谷は浅く、山腹や山麓に緩傾斜堆積面が形成されているので、比較的平滑な山容を呈する。花崗岩はかなりの風化、変質(マサ化)をうけているが、崩壊地はきわめて少ない。加波山の西面に数多くみられる裸岩地は、大部分が採石場である。かつて大規模な土砂の移動があったことが山腹、山麓堆積地形の存在から推定されるが、現在はかなり安定な状態にあるといえる。吾国山北面には、活断層の存在を推定させるような明瞭なリニアメントがあるが、これは岩質の差(花崗岩中にホルンフェルスがレンズ状にはさまれている)に起因するものと解釈するのが妥当であろう。

岩瀬盆地

盆地内には、島状に分離した花崗岩山地や、尾根の先端からのびる多数の断片状の段丘が分布するので、広く連続した盆地床はみられない。低地面の標高はほぼ40～70mである。背後が花崗岩山地からなる盆地東部ではかなり堆積が進み、扇状的な堆積面がつくられている。段丘には、岩瀬の街の周辺に分布する比高5m以下の低位面と、比高10～20mの高位の面とがある。高位の段丘は、下末吉面と武蔵野面とに分けられるようである(貝塚ほか, 1977)。岩瀬など集落の大部分は、段丘面上に位置している。北方に突き出している二本の谷の側面に形成されている段丘は、小貝川流域にまで連続しており、分水界は段丘面上にある。このことから、小貝川低地と岩瀬盆地とが連続していた時期があったと推定される。

真壁，協和，筑波台地

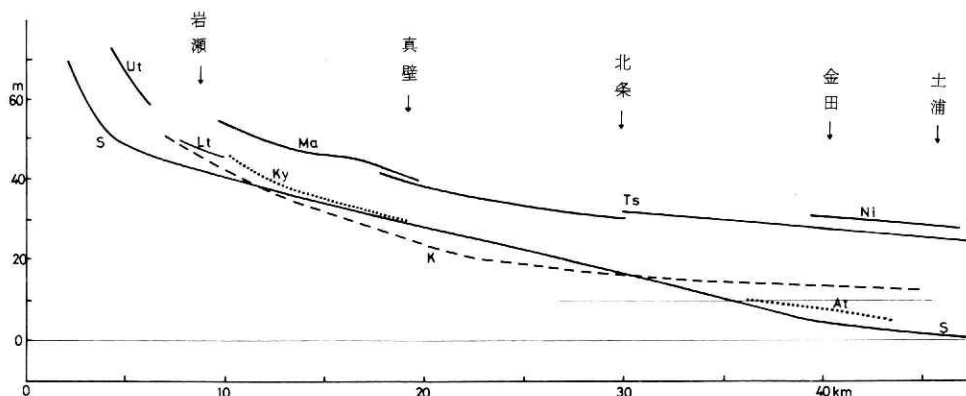


図3 台地・段丘および河成低地の縦断面

S : 桜川低地 K : 鬼怒川, 小貝川低地 Ut : 岩瀬盆地の高位段丘
 Lt : 岩瀬盆地の低位段丘 Ma : 真壁台地 Ky : 協和台地
 Ts : 筑波台地 Ni : 新治台地 At : 桜川低位段丘

桜川と小貝川の間を南北にのびる台地は、協和町がのる非常に低い台地面（協和台地）によって、北部の真壁台地と南部の筑波台地とに分けられる。図3の台地縦断面からわかるように、この台地面は一続きのものとして形成されたが、その後のある一時期、現在の鬼怒川、小貝川低地を流れていた川が向きを変えて台地を斜めに横断して流れ、台地を現在のように分断した。この河流の侵食によって削り出された地形面はきわめて低い位置にあって、比高からみれば低地に分類されるほどのものであるが、薄くロームをのせていて、成因的には洪積台地（立川面）である。著しく蛇行する幅広い旧流路が面上を掘り込んでおり、かつて流量の大きい河がここを流れていたことがうかがわれる。

小貝川低地に面して比高2～3mの崖が連続しているが、この崖線付近が分水界となっており、台地面は平均勾配1/500で南々東に向かって傾き下り、桜川低地に漸移している。その縦断面は、下端部を除き、鬼怒川、小貝川低地の縦断面にほぼ平行する。真壁、筑波などの高位の台地面も同様に鬼怒川、小貝川低地に平行する縦断面を示し、かつての鬼怒川の営力下でこれらの台地面が形成されたことがわかる。一方、岩瀬盆地内に形成されている高位および低位の段丘面は、桜川に平行した縦断面形を示す。なお、現在の小貝川は、丘陵地、台地内の水を集める小流量の河川であって、小貝川が流れている広い沖積低地は、西方を平行して流れる鬼怒川の堆積作用によって形成されたものである。

協和台地よりも約10m高い位置にある真壁台地には、扇状地を流れる放射状の流路を思わせるようなパターンの開析谷が発達し、台地面をほぼ分断している。その縦断面はやや滑らかさを欠く。筑波台地およびその南に続く稲敷台地には、海退時の延長川のな性格をもつ北北西～南々東方向の開析谷が発達し、台地面を縦に細長く刻んでいる。ただし、北条と下妻を結ぶ線以北では水系のパターンが異なり、両側面から大きくくいこむ谷によって開析を受けている。また、縦断面も図3に示されているように、この部分で連続性を欠く。したがっ

て、北条—下妻線以北の台地面を筑波台地から分離して、たとえば明野台地とすることもできる。

筑波台地を縦に刻む最も東寄りの川は、土浦の南で霞ヶ浦に流入する花室川であって、桜川の流域界は花室川との間の狭い台地上にひかれる。筑波研究学園都市は、花室川およびその西に位置する小野川，東谷田川の流域に展開している。新治台地は筑波台地よりもやや高い位置にある。これは下末吉面に相当するとされている（貝塚ほか，1977）

台地構成層は、下位から、下末吉海進時の海成層である成田層（下部泥質，上部砂質，厚さ約20m），海退時の延長川の堆積物とみられる竜ヶ崎砂礫層（厚さ1～5m），下末吉ロームと同時期とみられる凝灰質の常総粘土層（厚さ1～3m），表面を覆う厚さ2.5m未満のローム層とからなる。筑波山以南は箱根，古富士火山起源のローム，以北は赤城，男体など北方諸火山起源のロームが主体となっている。協和台地では0.5m程度の厚さのローム層の下位は，鬼怒川が運んだ5～10mの厚さの礫層となっている。土浦市南部の台地面は局地的に開析が進んでいる。台地面の形成時期が異なるとは考え難いので，これは地層の耐侵食性の差に起因するものであろう。

桜川，霞ヶ浦低地

桜川中流部の加波山，筑波山山麓には，勾配1/100程度のかなり緩傾斜の扇状地が発達し，真壁などの街をのせている。これは扇面上を流れる川による開析および桜川の側侵食をうけていて，小さな比高の段丘状の面の集合といった形状を示す。桜川は扇状地の前縁に高さ2～3mの崖を刻んでいる。このように扇状地はやや開析をうけているので，山地からの土砂供給は緩慢であると推定される。

桜川の下流域には，ゆるやかに起伏し連続性を欠く比高0.5～2mの段丘状の地形が存在する。これの分布はほぼ標高5～10mの範囲に限定されていることから，縄文期において海面（霞ヶ浦の湖水面）が10m水準に達した後5mまで低下して停滞した過程で形成されたものと推定される。標高5m付近において，低地面の勾配は1/900から1/1,500へと急減し，三角州的な堆積域となる。霞ヶ浦の周囲には，湖岸と台地の間に標高5m以下の湖岸低地が連続して分布するが，これは湖面下-4mにまで続く一続きの面を形成している。この湖岸低地はかつての湖底堆積面が陸化したものであって，約5mの水準に湖水面が停滞した時期があったことが推定される。

土浦市街地の中央には標高2.5m，比高1mの砂堆（土浦砂堆）があり，古い街並をのせている。砂堆の上流側は標高0.5～1mの後背湿地で，水害の危険が大きい。砂堆よりも下流域は霞ヶ浦の湖成低地に分類される。土浦周辺には，三角州上を分流した旧河道が多数みられる。

4. 筑波山塊における土砂災害

加波山から筑波山に至る筑波山塊主部は、花崗岩を主とする深成岩類で構成されている。花崗岩質の岩石は深部まで風化するので、豪雨によって崩れやすい。この山域でも最大10m程度の厚さの風化層が形成されており、その上を厚さ1m程度のローム層が覆っている。しかし、山地内には崩壊地形はほとんどなく、多数ある採石場を除き、植生を欠いた個所はみられない。最近の崩壊発生件数についてみても、昭和33年～53年の期間(36年には1時間雨量の最大を記録している)に発生して山腹工事を行った崩壊箇所は、総数71と少なかった。しかも小規模なものが大部分であり、また、そのうちの40%は、林道の造成など人為的な要因が関係したものであった(寺島ほか, 1980)。

崩れやすい素因をもっているにもかかわらず崩壊が少ないということには、短時間の強度が大きい雨が少ないことが関係している。筑波山頂における観測によると、明治34年～昭和49年の74年間における1時間雨量の最大値は、昭22.9.15(カスリーン台風)および昭36.6.27(36.6梅雨前線豪雨)に記録された46mmであるが、これはかなり小さな値といえよう。筑波山から南に20km離れた台地上の館野では、75mm(昭4.9.10)を最大としてかなり大きな1時間雨量が記録されていることから、筑波山塊では周辺の平野よりもかえって強雨が少ないということが推定される。

最近の災害事例としては、昭和22年9月のカスリン台風の豪雨によって、筑波山南面の千寺川(図5のC)の谷頭部標高600m付近で山崩れが発生し、これが土石流となって谷を流下して山麓にまで達し死者3名をだした災害、および、41年7月2日に4号台風の大雨後の雨によって、筑波山南面の白滝付近につくられていた貯水池が決壊し、土砂を含んだ水が下流の六所部落を襲って負傷4、家屋半壊7の被害をだした災害があげられる。

現在山地内における土砂の生産および運搬の量が少ないことは、砂防ダムの堆砂がほとんどみられないことから推定される。しかし、山腹から山麓にかけて大規模な緩傾斜堆積面が形成されているので、かつて活発に土砂の移動が行われていたことがわかる。これらの堆積面はローム層をのせているものが多い。山腹、山麓堆積面の形成は筑波山において著しい。かつての堆積面と思われる、浅い谷によって刻まれた平滑な山腹も各所にみられる。全般に深い谷はほとんどなく、したがって急傾斜長大斜面は少なく、比較的平滑な山形を呈するのがこの山塊の特徴である。集落の多くは安全な山麓緩斜面あるいは扇状地上に立地している。加波山西面で大規模に行われている石材の採取は、現在のところ土砂の流出量をとくに多くする要因にはなっていないようである。

図4は、加波山、筑波山山地の起伏量(1辺500mのメッシュ内の標高差)の分布を示したものである。この起伏量は各メッシュのおおよその傾斜を表す。斜面の傾斜は、山崩れ、土石流の発生にかかわる基本的な地形要因である。起伏量の最大は筑波山の山頂部にある。ここは堅硬な斑レイ岩からなるところで、侵食に抗して山頂をそびえ立たせている。昭和22年の土石流は、この急傾斜部の谷頭で生じた山崩れの土砂が流下して引き起こされたものであ

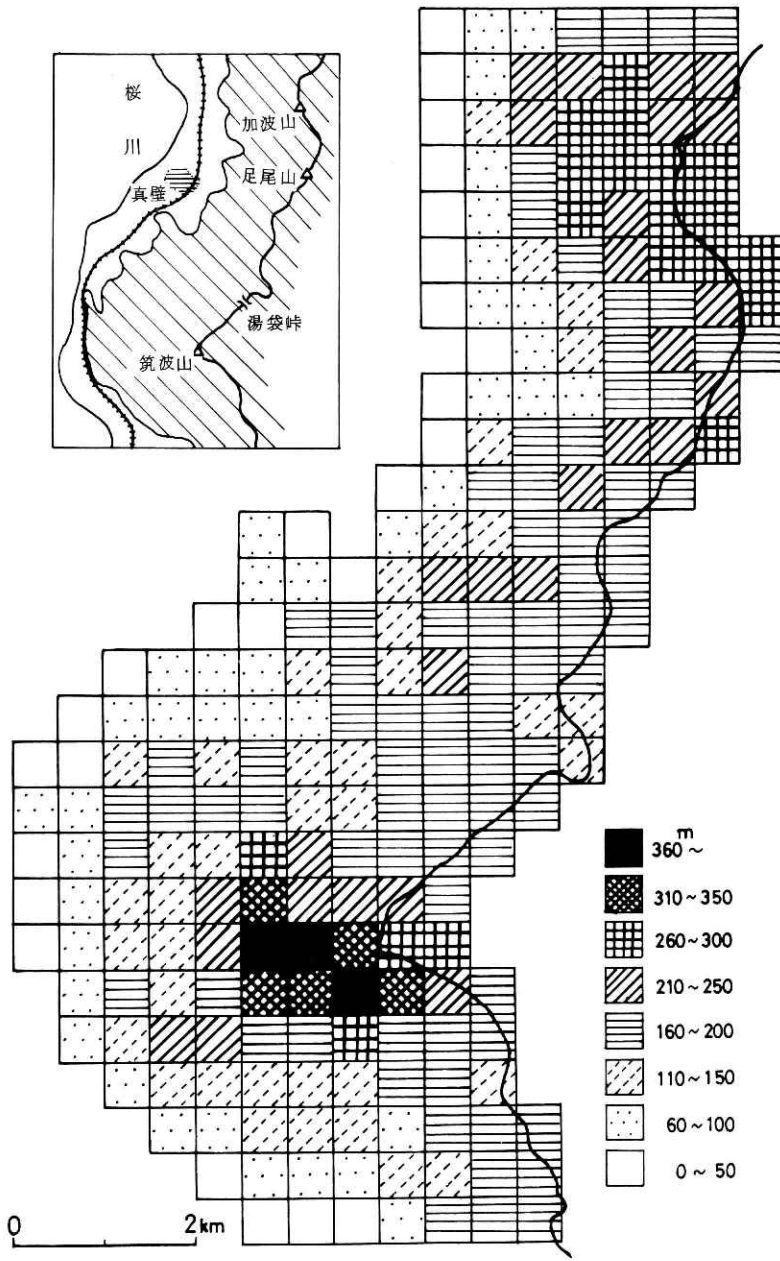


図 4 筑波山塊主部の起伏量分布
一辺 500m のメッシュ内の標高差

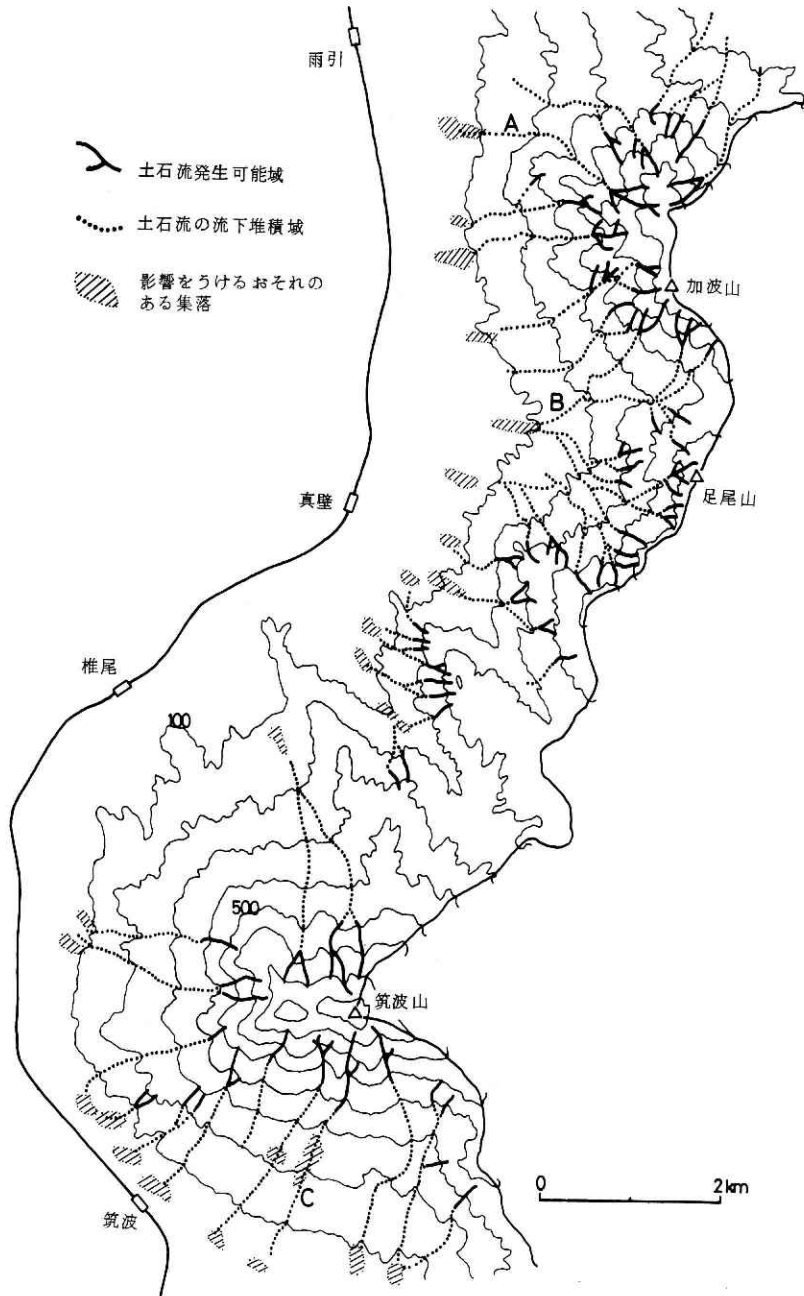


図5 筑波山塊主部における土石流の発生可能域および到達限界

茨城県南西部，桜川流域の防災地学環境—水谷

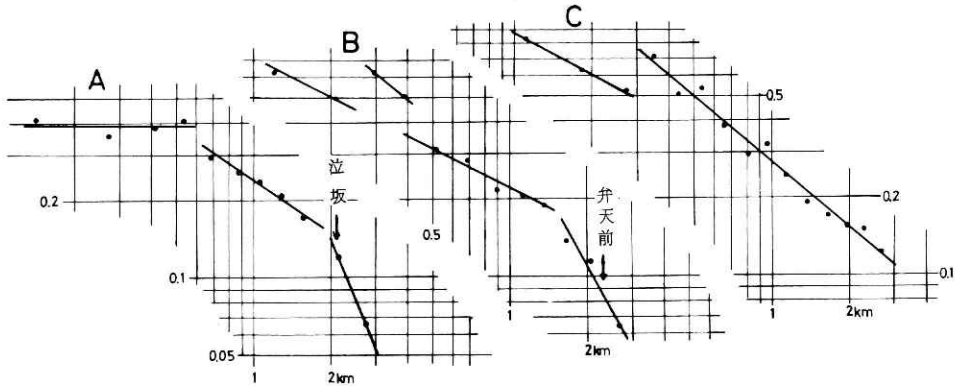


図6 分水界からの距離（横軸）と溪床勾配（縦軸）との関係

A, B, Cの各谷の位置は図5に示した。Cでは昭和22年に土石流発生

る。加波山の山頂部も起伏量が大きい。加波山の西面には比較的大きく深い谷が形成されており、また、石材採取による人工改変が進んでいるので、筑波山塊内では、山崩れ、土石流の発生の可能性が相対的に大きいところといえる。

土石流は、山崩れが起りやすい山地内にあり、溪床に土砂が厚くかつ不均一に堆積している勾配20度以上の谷に発生しやすい。溪床の勾配が10度以下になると土石流は減速しはじめて、勾配4～5度のところおよび側方への拡散が行われるところで本体は停止する。このような地形条件と土石流との関係に基づいて、筑波山塊主部における土石流発生可能域およびおよその到達限界を示したのが図5である。なお、明瞭に谷と認められる部分（谷のわん入の角度が90度以内）のみを対象とした。土石流が起りやすい地形条件を備えた比較的大きな谷は、筑波山、加波山および足尾山に多い。土石流の影響をうける可能性がある集落は、筑波山南麓および加波山、足尾山西麓に多い。筑波山南面は観光地であるため被害ポテンシャルは高い。

ある谷において過去に発生した土石流的な土砂の運搬、堆積は積算され、その性質を反映した溪床縦断面形がつくりだされているので、縦断面形によって土石流的な運搬が支配的な領域の下限を知ることができる。図6は図5に示した主な谷について、溪床勾配（比高50m区間の平均勾配）と分水界からの水平距離との関係を示したものである。両者は対数グラフ上で右下りの直線関係を示す。これはその直線区間において縦断面形の凹型の程度がほぼ一定であることを意味する。回帰直線は一般に山麓のある地点において下方への折れ曲りを示す。したがって、その変曲点を境にして、上流では凹型度がより小、下流ではより大である。これは土砂運搬様式の違い、すなわちその上流側では土石流などの集合運搬が卓越し、下流側では掃流運搬が支配的であるということの反映と解釈することができる（水谷，1979）。

この変曲点との位置関係は、土石流の被害をこうむる危険の程度を知る一つの手がかりとなる。土石流的運搬の履歴をうけて、変曲点の溪床勾配は谷によって多少異なる。なお大規

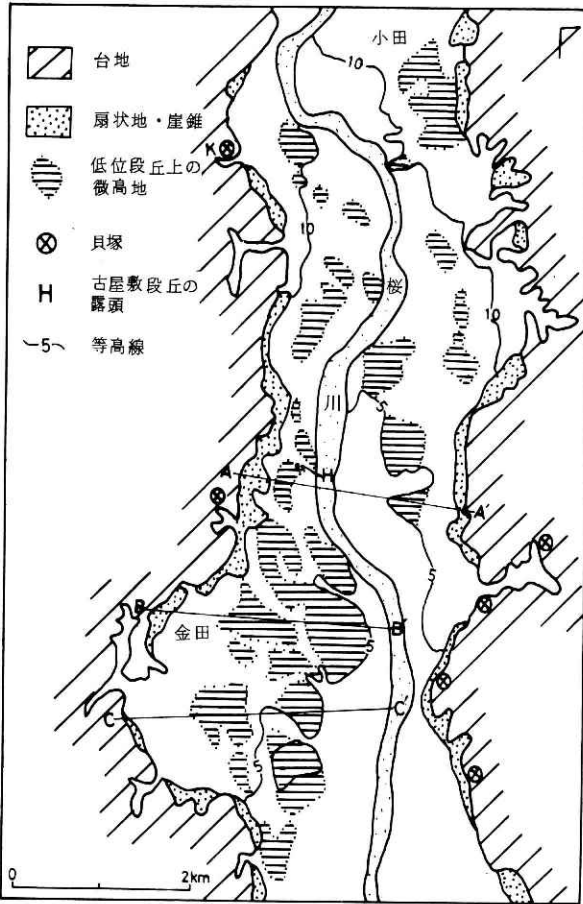


図7 桜川低位段丘上の微高地の分布域

模な土石流は、この地点よりもさらに下流の勾配4～5度のところにまで到達することがある。Aの谷では、最上流の泣坂の集落は、変曲点に近接した位置にある。一方、Bの谷にある弁天前の集落は、変曲点よりもかなり下流に位置している。山麓堆積面が大規模に発達している筑波山南面の谷では変曲点は認められず、山麓端までが土石流運搬域にある。

5. 桜川低地内の低位段丘および土浦礫層について

桜川は下流域において洪積台地の間に幅2～3kmの沖積低地をつくっている。この低地面の表面は平坦ではなくて、両側面から中央の河道に向かって緩やかに傾斜している。この傾斜は一様ではなく、各所に河道に向かって階段状に突き出すゆるやかな凸部がある。空中写真あるいは地形図によると、この場所は水田に囲まれ色調や土地利用が明らかに異なる島状の部分として明瞭に認められる。この平面形からみれば低地中に分離して存在するもののようにもみうけられるが、地形断面をとってみると、台地端から連続する段丘状の地形の先端部のわずかな高まりであることがわかる。これは浅い旧流路状の凹地によって切断されて段丘面の連続性を著しく欠くこと、および明瞭な段丘崖をもたないことの点において、一般

の段丘とは異なる。

この低位の段丘の分布はほぼ標高5～10mの範囲に限られている(図7)。5～6千年前の縄文海進時に関東平野では標高5～10mのところまで海が侵入していたことが，貝塚の分布などによって知られている。桜川流域における最上流の貝塚は大曾根貝塚(図7のK)で，ここからは縄文土器(加曾利B，安行)も出土する。この貝塚がある台地端の近くまでかつて海が侵入していたと考えられるが，この低地面の標高は約10mである。図3に示した低位段丘の縦断面は，標高ほぼ10mのところでは低地面と交差している。さきに述べたように，霞ヶ浦の周囲に連続的に形成されている標高約5m以下の湖岸低地の存在から，湖水位が5m程度の水準のところでは長期間停滞したことが推定される。

これらのことから，低位段丘は，海水準が10mから5mへ比較的急速に低下しそこで停滞したという湖水位変化の経過の中で，その標高範囲にだけ形成されたと推定できる。段丘面からの離水は比較的ゆっくりとしていたので，三角州上の分流のような流れによって島状に分離した微高地が削り出されたものと考えられる。ただし，段丘の原形は更新世の海面低下期に形成され，縄文海進はその表面を変形させただけのものであるという可能性もある。図8に示した横断面からわかるように，現河道に面して比較的急傾斜であるのに対し，台地側は背後に回りこんだ旧流路がつくる浅い凹地によってくぎられている。段丘面上の微高地が密に分布する金田付近では，入り乱れた分流の跡がよく認められる。微高地には古墳時代の遺跡があり，当時の中心地であったと考えられている。中期から晩期にかけての縄文遺跡は周辺の台地上に多く分布するが，段丘微高地上にはない。したがって，完全に陸化して居

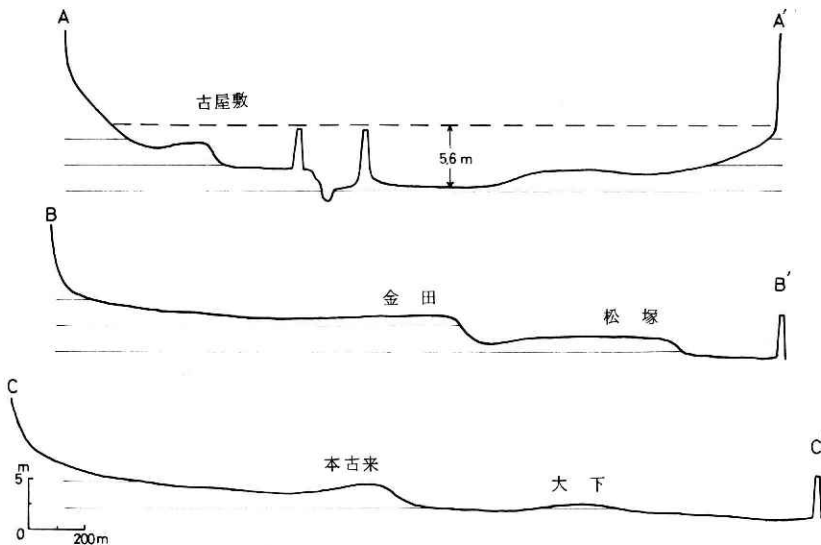


図8 桜川低位段丘の横断面
断面の位置は図7に示した

住に適した微高地となったのは、弥生時代ごろと推定される。

島状に削り出されている低位段丘上の微高地の構成層については、段丘崖が形成されていないため露頭がないのでよくわからないが、土浦礫層の上面が高い位置にあるという可能性がある。古屋敷の微高地の北側（図7のH地点）では、農業用水路の掘り割りによってつくられた高さ2.5mの崖がみられる。ここでは地表下2mのところに礫層の上面がある。これは側面の水田表面と同レベルである。一方、この水田上で行った簡易ボーリングでは、田面下2.5mでも礫層に到達しなかった。住民からの聞きとりによると、微高地の中央部でも礫層は地表下約2mのところに位置しており、また、水田下では礫層は深いとのことであった。微高地縁辺の傾斜畑では礫が地表面に散在していて、礫層の上面が浅いことがうかがわれる。このようなことから、段丘上の微高地下では、礫層の上面も高くなっていると推定される。

協和町がのる低位の台地面上に残されている旧河道のパターンおよび礫種から、池田ほか(1977)はこの土浦礫層が古鬼怒川によって運搬されたものとの推定を行っている。その時期は¹⁴C年代測定によって、約2.9～2万年前の一時期とされた。ここでは礫径および堆積層の勾配から、どのような規模の河流によってこの礫が運搬されてきたものかの推定を行ってみる。

古屋敷の露頭から採取した10個の最大礫の中径の平均は7.5cmであった。また、この地点の上流2～7kmの区間において桜川にほぼ平行して行われた送電線工事の際のボーリング資料によると、土浦礫層の上面の平均勾配は1/900で、現在の低地面勾配とはほぼ等しい大きさであった。5km下流で行われたボーリングのデータに接続させても、同じ1/900の勾配が得られた。

限界掃流力の式はこれまでに数多く提示されているが、ここでは岩垣の式

$$u_{*c}^2 = 8.09 d \quad (d \geq 0.303)$$

を使用してみる。ここに、 u_{*c} ：限界摩擦速度， d ：礫径(cm)である。田畑ほか(1971)は、礫径10cmの大礫にまで岩垣の式が適用可能であるとの推定を行っている。

$$u_{*c}^2 = \frac{\tau_c}{\rho} \cong g h_c I$$

であることから、この礫をこの地点まで運搬して堆積させた流れの水深として5.6mが得られる。ただし、 τ_c ：限界掃流力， ρ ：流体の密度， g ：重力加速度， h_c ：水深， I ：河床勾配である。流量 Q はManningの式を使用して、

$$Q = \frac{1}{n} h^{5/3} I^{1/2} B$$

で表わされる。ここに、 n ：粗度係数， h ：平均水深， B ：河幅である。

土浦礫層は台地際にまで分布しているので、礫層堆積時にはすでに現在と同じ幅の氾濫原が台地内に形成されていたと考えられる。そこで、氾濫原の横断面として仮に現在のもの

(図8のA～A')を使用し、最低位の低地面上5.6mの水位の大洪水の氾濫を想定すると、平均水深4.0m、河幅2400mが得られる。現在の桜川の河川計画では粗度係数として0.03が使用されているが、当時は河床が礫で覆われていたこと、および植生が茂り微起伏がある氾濫原上に広がった流れであるので、少し大きめにとり、 $n = 0.04 \sim 0.05$ とする。かくして前式より、 $n = 0.04$ の場合、流量 $20,000\text{m}^3/\text{s}$ (平均流速 $2.1\text{m}/\text{s}$)、 $n = 0.05$ の場合、流量 $16,000\text{m}^3/\text{s}$ (平均流速 $1.7\text{m}/\text{s}$)が得られる。

一方、現在の桜川の年超過確率 $1/100$ の流量は約 $2,000\text{m}^3/\text{s}$ 、小貝川のそれは約 $1,000\text{m}^3/\text{s}$ であって、上記の推定流量よりも一桁小さい。鬼怒川の年超過確率 $1/100$ の流量は、桜川に向けての流入が想定される地点では、約 $9,000\text{m}^3/\text{s}$ である。当時これら三川が合流して現在の桜川低地を流れていたとすると、総流量は $12,000\text{m}^3/\text{s}$ となり、推定流量に近い値になる。したがって土浦礫層は、流量からみても古鬼怒川が運搬、堆積したものとせざるを得ない。礫の種類についてみると、安山岩、流紋岩が大部分で、他にチャート、石灰岩などの古生層の礫がわずかにある。桜川の流域には火山岩は全く分布しないが、鬼怒川上流域には日光火山群がある。古生層山地もまた存在する。なお、現在鬼怒川の河床には中流部の標高35m付近まで礫がみられる。

6. 桜川下流域の地盤条件

図9は国道6号土浦バイパスに沿う地質を示したものである(位置は図2に示した)。桜川の低地面下 $-2 \sim -5\text{m}$ によく連続する厚さ $2 \sim 4\text{m}$ の土浦礫層がある。この礫層は桜川下流域の全面に分布し、低地の地盤条件を良くしている。河口部の土浦市街地下でも礫層上面の深さは $2 \sim 5\text{m}$ である。土浦礫層の堆積年代は約2万年前であるから、この上位にくる厚さ 5m 未満の層が沖積層に相当することになる。この沖積層は主として粘土、シルトからなり、N値は $0 \sim 3$ である。したがって、他の平野に比べて相対的に薄いとはいっても、 $4 \sim 5\text{m}$ もの厚さの軟弱層があるところでは、地震動が大きく増幅される危険がある。地震による被害の大きさは、沖積層全体の厚さおよびごく表層部の軟弱さに関係する。台地内の開析谷底にはきわめて軟弱な有機質土が堆積しているので、桜川低地よりも地盤条件は悪い。花室川では、この地質断面の位置においては、N値ほぼ0の腐植質の泥層が厚さ 10m を越えている。

桜川低地の沖積層は砂質部が少なく、佐野子付近に形成されている自然堤防下でも、砂層の厚さは 0.5m 以下である。したがって、桜川低地では地震動による砂地盤の液状化の危険は小さいといえるであろう。ただし、土浦砂堆では、ソーティングの悪い厚さ約 2m の砂層が表層にあるので、液状化発生の可能性がある。

土浦礫層の低位は下末吉海進時の堆積層である成田層であって、桜川低地下では砂礫に富む。標高 -25m 付近の礫層は台地下にも連続している。これは下末吉期直前の海退時の扇状

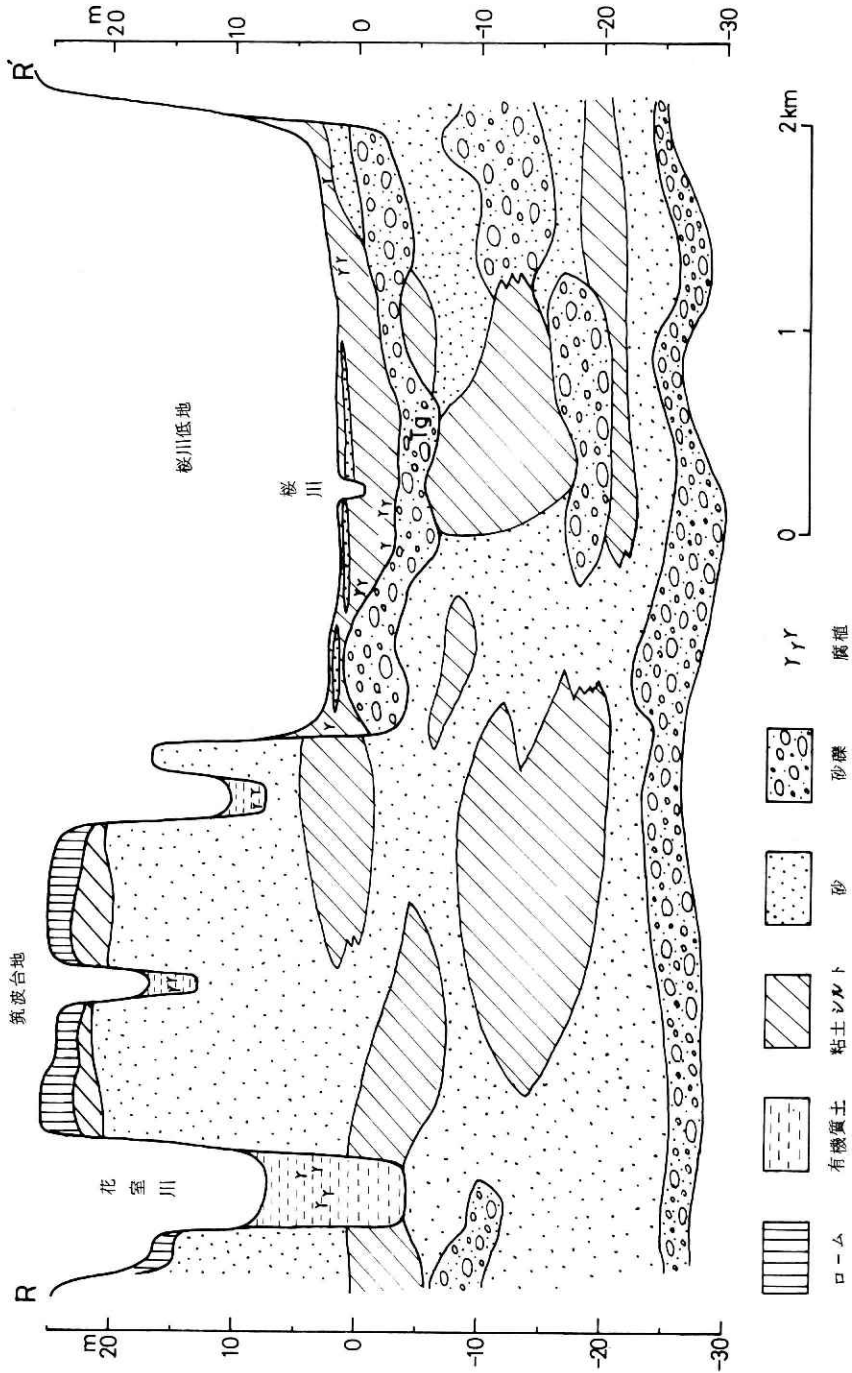


図9 国道6号土浦バイパスに沿う地質断面
位置は図2に示した。T g: 土浦礫層

地性礫層であると考えられる。

台地の表層は厚さ2m程度のローム層（立川、武蔵野ローム）に覆われ、その下位には下末吉ロームと同時期とされる厚さ1～3mのローム質粘土（常総粘土層）がある。これらは軽量構造物の支持層となる。この下位にくる竜ヶ崎砂礫層の基底の標高は約10mとされているが、その下の成田層との境界は明瞭ではない。台地の崖は未固結の砂泥層からなるので、大雨によって崩壊を起こしやすい条件を備えている。

茨城県南西部は地震活動が活発な地域として知られている。震源は筑波山塊の南西の-40～-50kmに集中している。その規模はマグニチュード5以下のものが大部分である。明治28年11月18日、利根川下流域において発生したマグニチュード6.8の地震は、霞ヶ浦周辺地域にかなりの被害をひき起こした。県下の被害は死者4、全壊家屋53であった。大正10年2月8日には、土浦の西の地下60kmでマグニチュード6.6の地震が発生し、竜ヶ崎付近において軽微な被害が生じた。

7. 桜川低地の水害

昭和に入ってから桜川における大きな洪水は、13年6月、16年7月および36年6月に発生している。13年6月28日～7月1日の洪水は、百数十年来の大洪水といわれるものであった。これは停滞した梅雨前線の活動が台風の通過によって活発となって大雨を降らせたことによるもので、流域平均日雨量242mmという年超過確率1/200を越える規模の豪雨を記録した。このため全川を通じて破堤15箇所、破堤延長1932mに達し、岩瀬から土浦に至る桜川の低地は全面的に浸水し、浸水面積100km²、浸水戸数6951戸に及んだ。とくに土浦町（市制は15年）の被害は大きく、最大湛水深は3.1mに達し、浸水日数は1カ月以上に及んだ。この時の豪雨域は広域であったため、周辺河川から霞ヶ浦へ流入する水量が多くて、霞ヶ浦の最高水位は平水位を約2.3mも越えるT.P.2.5mに達し、高い盛土地や砂堆のごく一部を除き土浦市街は全面的に浸水した。土浦町の被害は死者、行方不明6、住家全壊10、半壊51、浸水4,311であった。桜村の中心集落がある低位段丘上微高地の高位のものは、低地内にあっても浸水をまぬがれた。栗原村（現在の桜村北部）の被害は、床上浸水16、床下浸水90であった。

16年7月21～22日の洪水は、土浦付近を通過した台風のもたらした豪雨によるもので、流域平均日雨量の最大は120mmとさほど多い雨ではなかった。しかし、利根川では既往最高水位を記録する大きな出水をみたため、これが霞ヶ浦に逆流して、霞ヶ浦の水位は13年につぐT.P.2.0mを記録した。このため土浦など湖岸低地は全面的に浸水し、床上浸水1,101の被害をこうむった。36年6月27日～28日の水害は36.6梅雨前線豪雨によるもので、上流山地において雨が多く、真壁では日雨量の最大339mmを記録した。このため桜川右岸が決壊し、土浦市には災害救助法が適用された。

桜川の河川改修事業は、昭和13年の出水に基づき、翌14年から7か年事業として総工費150万円で計画され、計画流量 $1,000\text{m}^3/\text{s}$ 、霞ヶ浦水位T.P.2mに基づいた築堤工事が河口から10kmの区間ではほぼ完了している。 $1,000\text{m}^3/\text{s}$ という流量は年超過確率 $1/10$ 程度のものでしかない。また、10km地点(桜村の北端)よりも上流では、小規模な堤防が断続的に設けられているだけである。このため河口から国鉄水戸線(岩瀬盆地内)に至る42km区間を対象とし、下流部の計画流量を $1,600\text{m}^3/\text{s}$ (年超過確率 $1/30$)とする改修工事計画が茨城県土木部によって検討されている。

霞ヶ浦では計画高水位をT.P.2.0mとし天端高2.1mの湖岸堤の築造工事が進行している。利根川との合流点には常陸川水門が38年に設置され、利根川からの逆流を防ぐとともに、水門操作によって水位を調節して約3.2億トン(水位差1.55m)の治水容量を確保する計画になっている。

桜川低地内の主要な市街地、集落の地形的位置についてみると、岩瀬は盆地内の低位段丘上に、真壁は加波山西麓の扇状地上に、北条は山地縁辺の台地状の緩傾斜面上に、金田、栄、栗原など桜村の主要集落および小田は低位段丘の微高地上にと、低地面よりも一段と高い地形面上に位置していて、周辺低地にまで進出していった市街地の一部を除いて、水害をこうむる危険はかなり小さい。それにひきかえ桜川河口の低湿地に位置する土浦は、水害の危険が大きい。

土浦は、低湿地内に水濠を幾重にもめぐらして防御する平城として築造された土浦城の城下町であるので、水に弱い宿命を備えている。城の東側には標高2~2.5m、比高0.5~1mの土浦砂堆があり、古い街並をのせている。水戸街道は鉤形に屈曲しながら砂堆上を通じている。この砂堆には霞ヶ浦の増水から城を守る役割をもたせたものであろう。土浦城は室町時代に今泉氏によって築かれ、江戸時代中頃に完成した。築城当時桜川は城の北側を流れていたが、洪水の害を避けるために、1459年から3年がかりで現在の河道に付替えられた。元の河道は、虫掛付近から城の北側を通して現在の土浦港に流入していたものと推定されている。

明治29年に開通した国鉄常磐線は、霞ヶ浦からの逆流水から街を守るために湖岸沿いに通し、その盛土路盤をもって水防堤を兼ねさせた。土浦駅は高い盛土上に設置されたので、洪水時の避難場所ともなった。常磐線と砂堆との間の土地の地盤高は1.5~2mで、市街地の主部となっている。砂堆の西側は地盤高1.5m以下の後背低地である。国道6号線の西側は沼沢地も残っている低湿地で、地盤高が0.5mのところもあり、水害の危険が最も大きい場所である。なお、霞ヶ浦の計画水位はT.P.2.0mである。土浦の市街地の拡大はあまり進んでいない。昭和初期と比べても、建物が密集している市街地部分の拡大はわずかである。とはいっても、西方の後背湿地や桜川右岸の湖岸低地に盛土を行って住宅地が徐々に広がっていて、被害ポテンシャルは増大しつつある。

表1 洪水氾濫危険度および洪水被害ポテンシャルの判定基準

洪水氾濫危険度		洪水被害ポテンシャル	
危険度	地形*	被害ポテンシャル	土地利用
0	台地面 台地斜面	0	林地 草地 裸地
1	扇状地・崖錐 段丘（高位）	1	畑 水田 果樹園
2	自然堤防・砂堆 段丘（低位） 低地内の高い盛土地	2	疎な集落 （住家点在） 工場・学校
3	台地開析谷底 台地上の凹地 氾濫平野 低地内の低い盛土地	3	市街地 （高密度～低密度）
4	旧河道 後背湿地 湖岸低地		

*これに標高，周辺の人工構造物等の条件を加えて判定。

8. 土浦周辺域の洪水災害危険度

土浦市の市街地を含む桜川下流域について，洪水災害危険度の判定を行った。洪水災害危険度は，洪水氾濫が生ずる危険の程度（洪水氾濫危険度）と，氾濫した場合にうける被害の程度（洪水被害ポテンシャル）の組合せによって求めることができる。判定作業の具体的な手順としては，1/2.5万土地利用図「常陸藤沢」および「土浦」（昭和50年5月現地調査）に，1辺5mm（125m）のメッシュをかけ，そのメッシュごとに，地形を主とする土地条件から洪水氾濫危険度を，集落の密度，土地利用などから被害ポテンシャルを，4～5段階でランクづけし，その両者の積を求めるという方法を採用した。

表1にランクづけの基準を示した。土地条件の判定に際しては，国土基本図および土地条件図「土浦」に記されている地盤高を重要な手がかりとした。50年調査の土地利用図を使用したので，被害ポテンシャルはその当時の状態を表現したものである。しかしさきにも述べたように，桜川低地における市街地化の進展はきわめてゆるやかである。50

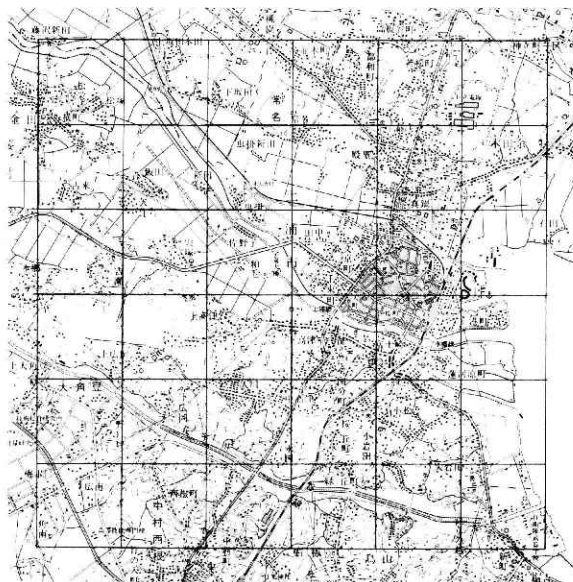
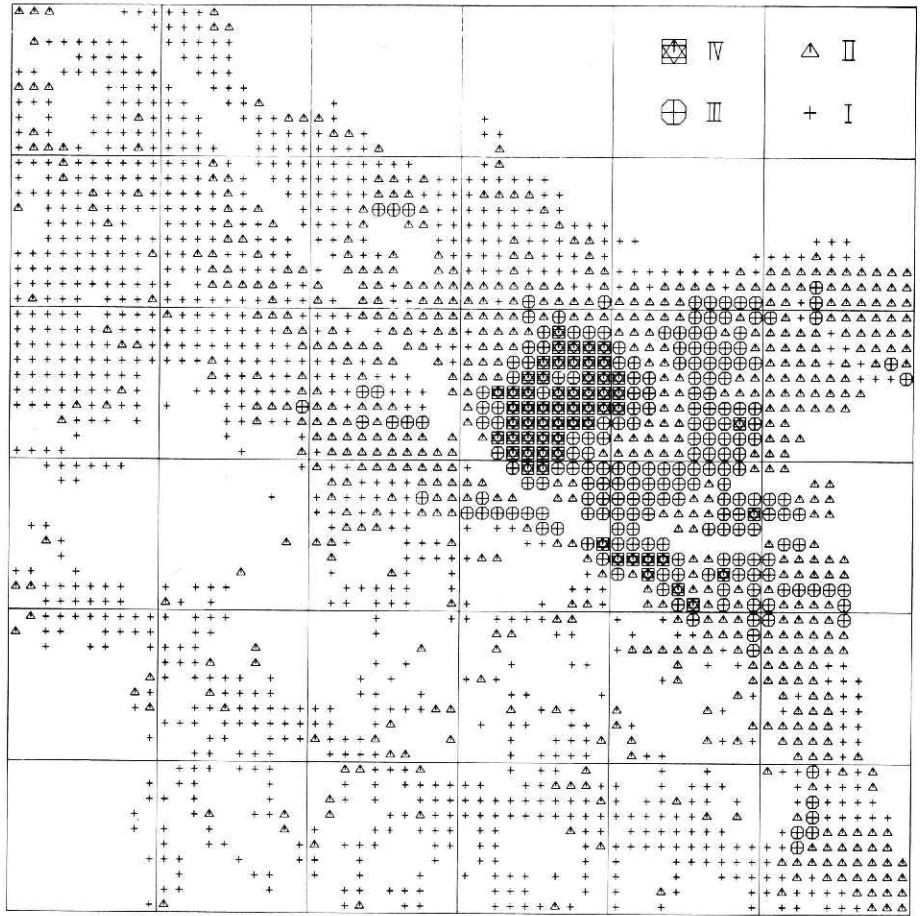


図10 土浦市周辺地域の洪水災害危険度

年以降の大きな変化としては，桜川低地を土浦西方において横断する常磐高速道路と国道6号土浦バイパスの建設があげられる。これらは排水条件を悪化させる可能性がある。

土地に関する性質の面的分布を表現する方法としてメッシュマップを使用することは，ことさら目を粗くして精度を落とすことになるので，極力避けるべきである。しかしここでは，複数の要因を組合せて簡易に危険度の判定作業を行う一つの方法として採用してみた。メッシュ単位で区分するというこのために，地形の境界部では不自然な表現になっているところがある。メッシュの大きさは基図の縮尺と作業量に基づいて決めたものであって，メッシュをできるかぎり細かくするのが望ましいことは言うまでもない。

洪水災害危険度は，〔洪水氾濫危険度〕×〔洪水被害ポテンシャル〕の値が0,1を0，2,3をⅠ，4,6をⅡ，8,9をⅢ，12をⅣと5段階で表現した。図10はその結果を示したものである。最高の危険度Ⅳは，旧河道，後背湿地および低い湖岸低地に位置する市街地に相当するところである。これは土浦の市街地の西部（主として国道6号の西側）および南部（桜川右岸）に分布する。備前川が流れる桜川右岸の低地は内水氾濫の危険が大きい場所であって，排水機場が多数設置されている。土浦砂堆および土浦駅付近の高い盛土地は危険度Ⅱに区分した。市街地内の地盤高分布は盛土によって複雑になっているが，それを詳しくは調査していないので，土浦市街域に関してはおおよその分布傾向を示したにすぎないということになる。金田，栄などの集落は低位段丘上の微高地に位置しているので危険度は小さく，微高地の縁辺部が部分的にⅡにランクされているにすぎない。

9. 防災上の問題点

桜川流域において最も問題となる災害は，河口部の低湿地に位置する土浦における洪水災害である。桜川の下流部は改良工事が行われてはいるが，年超過確率1/10の規模の出水に対処できる程度の工事であるため，洪水氾濫の危険はなおも大きい。市街地の拡大はゆるやかではあるものの，すでにかかなりの住宅が周辺の低湿地に進出している。低い土地に居住する際には，浸水に強い住居構造でもって備えておく必要がある。霞ヶ浦には水位調節用の水門が設置されており，また，年超過確率1/100の出水に備える規模の湖岸堤の建設が進行しているので，昭和16年のような逆流型の洪水の危険は小さくなっている。低地の周囲には広大な常陸台地が広がっているので，この台地面の開発，利用をはかるのが，防災上は最も望ましい。

土浦以外の主要な低地内集落は，段丘や扇状地などの微高地に立地しているので，水害の危険はかなり小さい。低位段丘上の微高地に位置する集落は，昭和13年の大水害のときでも浸水をまぬがれたところが多かった。洪水の氾濫は基本的には地盤の高さによって規定されるものであるから，低地面の詳しい地盤高や河床との比高，さらには過去の水害時の浸水位などを住民は知っている必要がある。

桜川の沖積層厚は2～5 mとかなり薄い。しかし、N値が0～3という軟弱な泥層が5 mもあるというところでは地震動は増幅されて、沖積層の下位にある礫層に基礎をおいていない建物は大きな震動をうけることになる。台地の開析谷底にはきわめて軟弱な有機質土が堆積しているので、地盤条件は桜川低地よりも悪い。花室川のような大きな開析谷では、N値0の軟弱層が厚さ10 mにも達するところがある。谷を埋土した場所は地盤が悪いので、人工平坦化地を利用する際には旧谷地形を復元してみて、そこが埋土であるか否かを判定する必要がある。桜川下流域の沖積層には砂質部がきわめて少ないので、土浦砂堆を除き地盤の液状化の危険は小さいと思われる。

台地の構成層は、未固結の砂質土とその上にある厚さ3～4 mのローム層および粘土層からなるので、比高が大きい急傾斜の崖では頭部の崩落が生ずる可能性がある。土浦市南部の台地は、局地的に開析が進んでいて、急崖が多くみられる。台地上の凹地では湛水が頻繁に生ずる。非常に低位の台地である協和台地面を浅く掘り込んでいる幅広い旧流路の凹地では、内水の湛水の危険がある。

桜川流域内山地における土砂の生産、移動は、現在のところ穏やかな状態にある。これは山崩れ、土石流の発生に関係する短時間の強度が大きい雨が近年なかったことによるところが大きいと思われる。しかし、花崗岩質岩石からなる起伏が比較的大きい筑波山、加波山山地では厚い風化層が形成されているので、豪雨によって崩れやすい素因が存在している。山地の地形には、かつて大規模な土砂の生産、移動が生じたことが明瞭に残されている。

参 考 文 献

- 1) 藤本治義 (1951) : 日本地方地質誌, 関東地方. 朝倉書店, 357 P.
- 2) 茨城県 (1939) : 桜川改良工事計画概要. 8 P.
- 3) 茨城県 (1979) : 一級河川桜川全体計画概要書 75 P.
- 4) 茨城県防災会議 (1969) : 茨城県地域防災計画. 475 P.
- 5) 茨城県消防防災課 (1979) : 震災対策基礎調査. 80 P.
- 6) 池田宏, 小野有五, 佐倉保夫, 増田富士雄, 松本栄次 (1977) : 筑波台地周辺低地の地形発達一鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因一. 筑波の環境研究 2, 104 - 113.
- 7) 池田宏, 松本栄次 (1978) : 筑波研究学園都市周辺の地形. 筑波研究学園都市の開発にともなう気候, 水文環境の変化, 1 - 6.
- 8) 貝塚爽平ほか編 (1972) : 首都圏の活構造と地形区分 (1/20万1図葉). 東京都防災会議.
- 9) 管野三郎ほか (1976) : 筑波研究学園都市付近の地質. 筑波の環境研究 1, 1 - 9.
- 10) 加藤敬愛編 (1978) : 昭和十三年の茨城県水害史. 茨城県統計課, 557 P.
- 11) 建築保全センター (1981) : 筑波研究学園都市地盤図. 410 P.
- 12) 国土地理院 (1978) : 土地条件調査報告書 (土浦, 佐倉地区). 111 P.
- 13) 水戸地方气象台 (1977) : 茨城県気象災害史. 100 P.
- 14) 水谷武司 (1979) : 急勾配溪流の縦断形状とそれに示されている土砂流送形式の差異について. 新砂防 112, 2 - 9.

茨城県南西部，桜川流域の防災地学環境—水谷

- 15) 虫明功臣 (1979) : 土地条件と土地利用に基づく洪水災害危険度の簡単な一表示法。洪水災害危険度の評価に関する研究, 98 - 114.
- 16) 田畑茂清, 市ノ瀬栄彦 (1971) : 大礫の限界掃流力に関する実験的研究。新砂防 79. 13 - 19.
- 17) 寺島治男, 河西隆之, 野口陽一 (1980) : 筑波山塊における崩壊発生要因と崩壊跡地の回復に関する研究。昭和 55 年度砂防学会研究発表会概要集, 42 - 43.
- 18) 土浦市史編さん委員会編 (1974) : 土浦歴史地図。土浦市教育委員会, 188 P.
- 19) 宇都宮陽二郎 (1979) : 霞ヶ浦の湖底地形とその堆積速度について。国立公害研究所研究報告 6, 7 - 21.
- 20) 山口恵一郎ほか編 (1972) : 日本図誌大系, 関東Ⅱ。朝倉書店, 286 P.

(1981年11月6日原稿受理)