

28. 茨城南部・土浦

－水害が宿命である平城の城下町

1. 地域の土地環境

霞ヶ浦の北西端に流入する桜川の河口部低地に土浦の市街があります。低地の幅はほぼ 2.5 km で、比高 20～25 m の崖を連ねて北に新治台地、南に筑波台地が広がっています。市街部低地の標高は 1.5～2.5 m と低く、霞ヶ浦の平均水位 0.25 m との差はわずかです。中央には比高 1 m ほどの土浦砂堆が低地を閉ざすように南北に伸びています。低地内には桜川から分流する多数の水路があり、ここが三角州地形であることがよくわかります(図 1)。かつては水路に舟が行きかい岸边には柳が茂るという水郷の景観を呈していました。

土浦は室町時代の 1300 年代半ばに築かれ小田氏が居城した平城の城下町を起源としており、水に弱い生い立ちの街です。平城とは低湿地に水壕を幾重にもめぐらして防御手段するという城で、山城がほとんどであった当時としては珍しいものでした。デルタ面上を流れる多数の水路を周りに配置し、そこから濠に水を引いています(図 2)。城は土浦砂堆の内陸側に置かれていますが、これは霞ヶ浦からの逆水を防ぐ対策でもありました。陸前浜街道は柵形に屈曲しながら砂堆上を通っていますが、これは防御を目的したものです。古い町並みはこの街道沿いに並び、低地をほぼ横断しています。

1400 年代半ばには、当時北側を流れていた桜川を南にやや離して移し変え、その氾濫の影響を和らげる対策をとりました。徳川時代になると、江戸の北を護る地として譜代大名が所領する土浦藩が置かれて地域の中心となり、また、陸前浜街道と霞ヶ浦の水陸交通の要所ということで商業の地としても発展しました。

この生い立ちゆえに、街は霞ヶ浦の水位上昇による浸水を頻繁に被ってきました。そこで、明治 29 年(1896 年)の常磐線開通のとき、中央から当初示された路線を湖岸沿いに変更させて、盛土路盤に水防堤の役割を持たせました。また、明治 37 年(1904 年)には川口川と新川の河口に閘門を設置して霞ヶ浦からの逆水流入を防止する対策としました。駅と旧市街をつなぐ道路は、その後街のメインストリートになり、湖岸の方に向け市街は拡大してきました。現在、常陸川水門などによって湖水位はコントロールされるようになってはいるものの、土浦市街はなおも霞ヶ浦氾濫の危険をかかえた土地条件下にあることに変わりはありません。

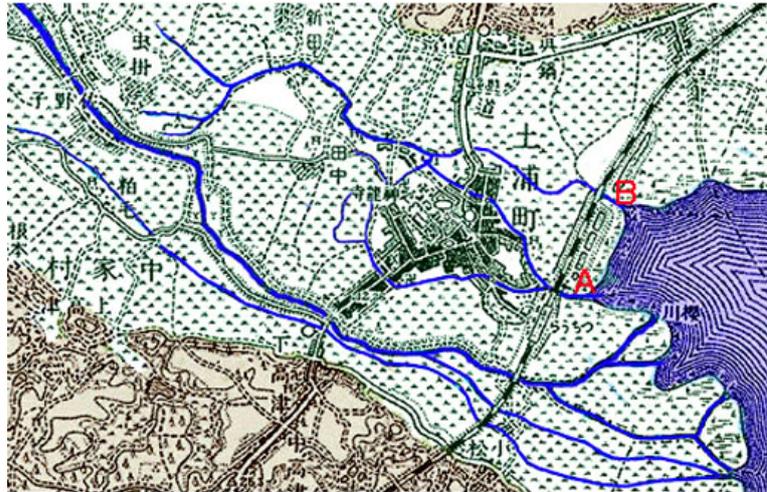


図 1 土浦の明治 38 年地形図
A, B: 閘門設置箇所

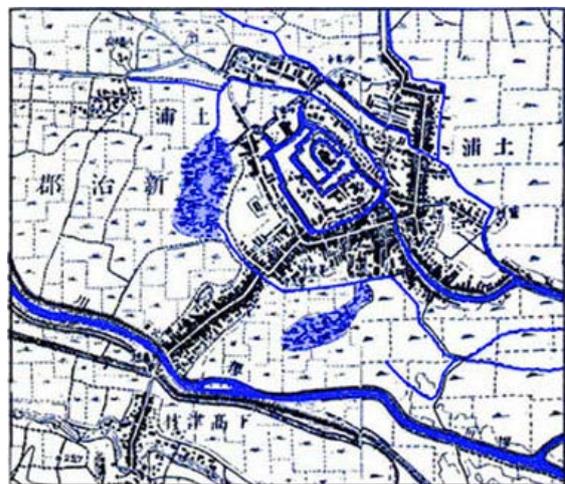


図 2 土浦の明治 16 年測量地形図

2. 霞ヶ浦の治水と洪水

霞ヶ浦は、海面が現在よりも高かった縄文海進期に陸地内に深く入り込んだ入海が内陸に閉じこめられた潟起源の浅い湖沼です(図3)。平均水深は4 m, 最大水深は7 mです。出口は利根川・鬼怒川の運搬土砂および鹿島砂丘によって閉ざされ複雑な水路をとっています。かつて利根川本流は佐原から北に向かい、横利根川と北利根川を通して銚子に向け流れていましたが、1800年代初期に現在のように変えられました。千葉・茨城の県境がここで現利根川河道の北にはみ出ているのは以前の水系を反映したもののなです。行政界や古地図にある国境などから、以前の河川流路の位置とその後の改修の経過などがわかります。

霞ヶ浦周辺低地では、大流量を流す利根川からの逆流および排水能力不足による洪水がたびたび発生しました。この対策として、1921年には横利根川に閘門を設けて利根川からの逆流を防ぐようにしました。また、排水河道の北利根川・常陸利根川を掘り下げ幅を広げて洪水の疎通を良くしました。しかしこれによって海水が逆流し霞ヶ浦沿岸で塩害が生じるようになったので、利根川との合流点に常陸川水門を1967年に完成させ、湖水位調節および逆流防止を行うようにしました(図3)。水位調節高さは1.55 m, 調節水量は約3.2億トンです。湖岸堤防は、霞ヶ浦の計画高水位をT.P.2.0 m(東京湾平均海面を基準とした標高)とし、高さ2.1 mで設けられています。

湖面が非常に広いので、強い南東風が吹くと、湖面幅が先細まりの先端に位置する土浦では、湖水吹寄せによる水位上昇も起きます。これは北上してくる台風の前面において生じやすいでしょう。水深は最大でも7 mと非常に浅いので、吹寄せの水位上昇効果は大です。

霞ヶ浦の土浦における既往最高水位は1938年の2.5 mで、このときには霞ヶ浦流域全体で死者25人、家屋流失・全潰180棟などの被害が生じました。これは総雨量600 mmに達する梅雨前線豪雨によるもので、湖岸低地は全域浸水し浸水面積は74 km²でした。湖水位の上昇は、横利根川経由での利根川洪水の逆流および霞ヶ浦周辺域での豪雨による大量の河川水の流入によって生じます。

3. 桜川低地の地形と地盤条件

桜川は筑波山地の北に隣接する鶏足山地の南西部(標高400~500 m)を水源とし、筑波山の西麓に沿って流れ、常陸台地中に幅1~3 kmの氾濫原をつくり、土浦にて霞ヶ浦に流入するという、延長54 km, 流域面積365 km²の緩流河川です。中流部において低地面は河道に向け緩やかに傾斜し、各所に比高2~3 mの段丘状の微高地が分布しています。これは河流が低地面を侵食する状態にあることを示し、筑波山地(標高877 m)からの土砂供給が少ないことを伺わせます。このことは霞ヶ浦が埋め立てられずに現在も潟湖として残っていることから推定されます。このため沖積層の厚さは最大5 m程度と薄いものです。

1986年に台風10号の大雨により、桜川中流部では、無堤部も部分的に存在することもあって、氾濫が生じましたが、この地形のため浸水は河道付近に限られました(図4)。このとき河口部の土



図3 霞ヶ浦・利根川の水系と治水・利水施設

浦では、桜川水位は警戒水位にも達しませんでした。平野の地盤高分布をみて、河道部がより高いという天井川の状態にあるか、あるいは侵食性であるかを知っておくことは、危険域の判定に役立ちます。隣接の小貝川は、氾濫が広く平野内に及ぶという堆積性(天井川の)の河川です。桜川の河川改修は、計画流量毎秒1,000 m³、霞ヶ浦計画水位2.0 mに基づいて実施され、河口から10 kmの区間では築堤が完了しています。

桜川が霞ヶ浦に流れこむ河口域は、ほぼ標高2 m以下という低い三角州性低地で、地形からみれば地盤は良くないと判断される

のが普通です。しかし、軟らかい沖積層の厚さは数 m 程度と薄く、その下には地層の硬さを示すN値が30を超えるという硬い砂礫層(土浦礫層)があります(図5)。この砂礫層は約2万年前に鬼怒川が日光山地などから運びだしてきたものです。鬼怒川は小貝川近くをほぼ平行して流れており、下館の北方付近で現在の小貝川低地に向け流路をとっていたときがありました。

筑波山の西方において、筑波台地北部が比高10 m程度の崖を境にし幅3~4 kmほどが一段低くなっています。この低位の台地面は北北西に伸びて小貝川低地につながっています。小貝川は上流に山地を持たない平地河川で礫を運び出さないので、2万年前ごろには鬼怒川がこの低位台地を斜めに切って流れ、現在の桜川に流入していたと考えられます。2万年前には海面が現在より100 m以上低かったため、それに伴って河床勾配は大きくて運搬力が増していたので、大きな礫も下流まで運ばれてきていました。低位台地面や桜川低地にはこの砂利の採取場が10箇所ほどあります。

沖積層は1.8万年前の水河期ピーク時(海面最低時)以降に堆積した地層なので、約2万年前の土浦礫層よりも上にある厚さ数 m 程度が沖積層になります。ほぼ粘土・シルトの地層で砂の層は多くありません(シルトは粒径が粘土と砂の間)。N値は非常に小さくて軟弱な地層ですが厚さが薄いので、さほど悪い地盤ではありません。

沖積層は1.8万年前の水河期ピーク時(海面最低時)以降に堆積した地層なので、約2万年前の土浦礫層よりも上にある厚さ数 m 程度が沖積層になります。ほぼ粘土・シルトの地層で砂の層は多くありません(シルトは粒径が粘土と砂の間)。N値は非常に小さくて軟弱な地層ですが厚さが薄いので、さほど悪い地盤ではありません。

4. 洪水災害

市街が発展した江戸時代になってから、土浦は数年に1回という頻度で水害を被っています。その原因の大部分は霞ヶ浦からの逆流です。このため明治29年開通した常磐線の盛土路盤に水防堤

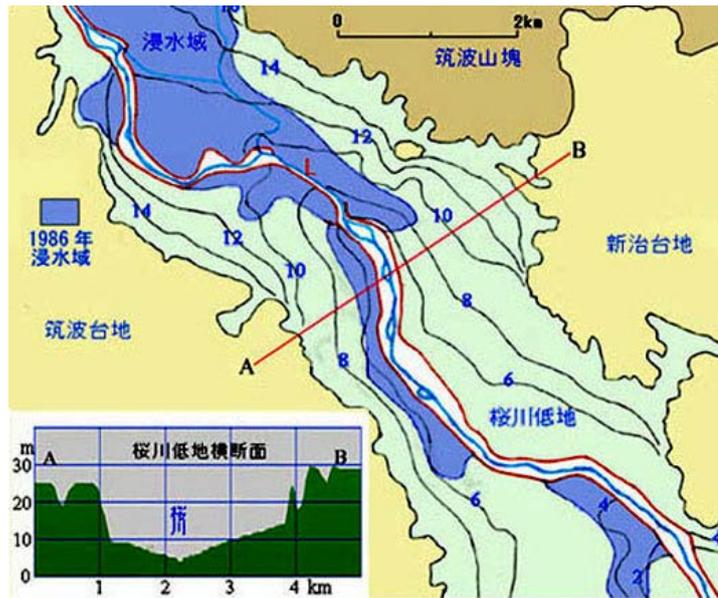


図4 桜川の地形と1986年洪水の浸水域

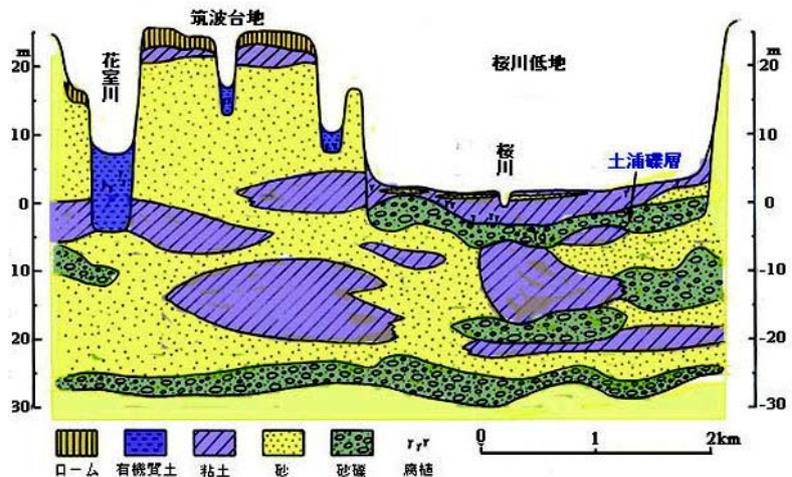


図5 国道6号バイパス沿いの模式地質断面

を兼ねさせ、明治37年には市街地小河川の河口に閘門を設置してその防御をはかりましたが、これだけでは大規模な水位上昇による市街への湖水流入を防ぎきれませんでした。

明治年間における最大の被害は明治43年(1910年)に起きました。これは桜川の氾濫と霞ヶ浦の逆水が重なって生じ、市街のほぼ全域が浸水しました。川口閘門における湖水位が約2.7mという記録が残されています。浸水家屋は町の3分の2を超える1,600戸に達しました。

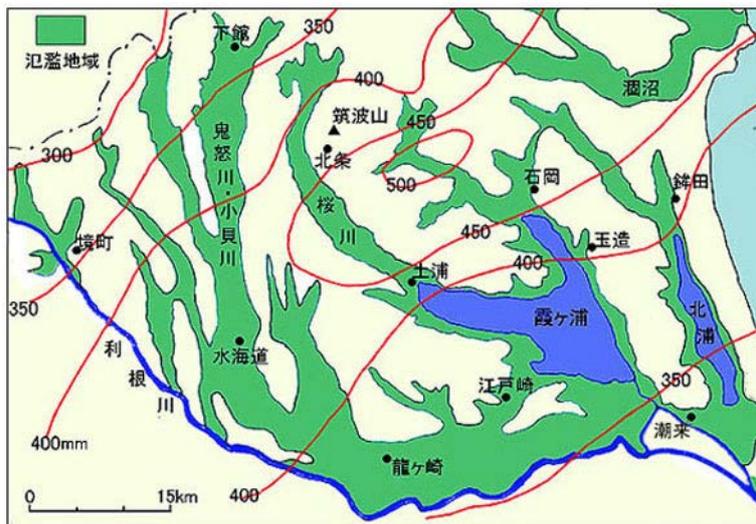


図6 1938年洪水の氾濫地域と総降雨量分布(加藤, 1978)

昭和になって大きな洪水が、7年、10年、13年、16年と3年おきに発生しました。7年と10年は大雨による霞ヶ浦増水、16年は利根川洪水の逆流が主原因でした。13年6月末～7月初めの洪水は、桜川氾濫が加わり百数十年来の大洪水といわれる大規模なものでした。停滞した梅雨前線の活動が台風の通過により活発となって大雨となり、八郷盆地における総降雨量425mmを最大として、県南部の全域で350mm以上という豪雨になりました。最大水位は小貝川(石下北方の大円木地点)で既往最大4.45m(昭和10年)を更新して5.80m、霞ヶ浦では湖尻である北利根川流入地点で既往最大2.49mを超える3.185m、土浦町川口で平水位0.18mに対し2.50mを記録しました。利根川の水位は既往最大よりも2m以上低いものであって、桜川など流域河川からの流入が水位上昇の最大要因でした。

このため低地のほぼ全域が浸水し、利根川水系(霞ヶ浦を含む)における氾濫面積は882km²、県全域で1,234km²と県面積の5分の1が浸水しました。浸水面積は小貝川水系で207km²、桜川水系で101km²、霞ヶ浦湖岸低地では74km²でした。県全体の被害は死者・行方不明49、住家流失149、全壊314、半壊727、床上浸水23,709、床下19,757などであり、新治郡で被害が最大でした。

桜川では流域平均日降雨量の最大が242mmという年超過確率1/200を超える規模の豪雨を記録しました。このため全川で破堤15箇所、破堤延長1,930mに達し、岩瀬から土浦に至る桜川低地は全面浸水し、浸水面積100km²(流域面積365km²)、住家浸水6,951戸に及びました。土浦では桜川堤防が虫掛地先など数箇所が決壊したので、土浦町(市制は15年)の被害は大きく、最大浸水深は3.1m(外西町)に達し、浸水は1カ月以上続きました。地盤の高い土浦駅付近は避難場所を提供しました。土浦町の被害は死者・行方不明6、住家全壊10、半壊51、浸水4,850などでした。罹災戸数および罹災人員は全町の95%にも達しました。

昭和16年7月の洪水は土浦付近を通過した台風の豪雨によるもので、桜川の流域平均日降雨量の最大は120mmと多くはなかったものの、利根川では既往最高水位を超える出水となったので、これが霞ヶ浦に逆流して、霞ヶ浦水位は13年に次ぐT.P.2.0mを記録しました。このため湖岸低地は全面にわたり浸水し、床上浸水1,100などの被害となりました。

昭和36年6月の豪雨は梅雨前線の活動によるもので、真壁では最大日雨量330mmを記録しました。土浦では総雨量230mmでした。桜川は下高津側で勾橋付近の堤防が30m決壊し、床上浸水248、床下浸水207などの被害となりました。

明治35年には台風により全壊65、半壊49などの被害をうけています。筑波山では最大瞬間風速72mを記録しました。強風の湖水吹寄せ(海嘯)により湖岸低地一帯が浸水しました。

現在、地形条件および市街地条件からみて水害危険が最も高いのは、低地中央を横切る土浦砂堆の内陸側、とりわけ国道6号の内陸側です(図7)。ここはかつて湿地が広がっていた標高1.5 m前後の低地で、桜川の氾濫および内水の湛水の危険が大きい地形です。排水路の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り、排水機場が多数設置されています。土浦砂堆は比高1 m程度の微高地ですが浸水は免れることの多い地形です。旧市街や昔の集落は一般にこのような自然の微高地上に立地しています。土浦駅周辺のやや高い盛土地も浸水危険度の低い土地です。



図7 土浦市街地区の水害危険度

5. 台地の崖崩れ

常陸台地南部(筑波・稲敷・新治・石岡・取手の各台地)には、約350の土砂災害危険箇所(急傾斜地の崩壊により被害が出ると予想される区域に1戸以上の人家がある箇所)が抽出されています(茨城県調査、未指定箇所も含む、2010年現在)。いずれも利根川・小貝川などの大きな川や霞ヶ浦・牛久沼に直接に面する台地側面および台地内の谷の下流端にあって、台地面と低地との比高が大きくなっているところです。新治台地の崖は筑波台地に比べ比高が5 mほど高いので、危険度は少し高くなっています(図8)。

急傾斜地の高さはあまり高くなく、ほぼ15 m以内です。土砂災害防止法では、急傾斜地の下端からの距離がその高さの2倍までの範囲内および急傾斜地の上端から10 mの範囲内が土砂災害危険区域とされています。この地域では急傾斜地の上方の台地端にある人家が危険区域にあるとして抽出されているのが過半数を占めていますが、この場合には危険はかなり小さいと考えられます。なお、2000年以前における急傾斜地崩壊危険箇所は40ほどでした。

台地構成層は、上から厚さ1~3 mのローム層、0.5~2 mの常総粘土層、最大で5 mほどの龍ヶ崎砂礫層(層厚の場所による変化大)、最下部の成田層(海成の砂層)からなります。すべて未固結の地層ですが、龍ヶ崎層中にみられる鉄集積層や常総粘土層では、かなりの硬さ(難透水性)を示します。ロームや粘土は粘着性がありますが、砂はばらばらになります。異なった強度や透水性をもつ地層で構成される崖・斜面は一般に不安定です。これらの自然の堆積層の表面を、風化によってできた表層土が多少とも覆っています。その厚さは薄く10~20 cmぐらいまでです。この表層土が滑り落ちるのが最もよく起こるタイプの斜面崩壊です。



図8 急傾斜地崩壊危険箇所(2013年現在)
(茨城県土木部資料)

6. 地震災害

この地域に影響する地震には、関東平野地下で起こる直下地震と、鹿島灘・福島沖で起こる海域の地震、相模湾～房総沖で起こる海溝型地震があります。直下地震は頻繁に起きますが、マグニチュードは大部分が3～4であり、また、震源は50 km以上と深いのがほとんどですから、地表での揺れはあまり大きいものにはなりません。1895年の霞ヶ浦北部を震源とするM7.2の地震は、かなり深かったと推定され、土浦が属する新治郡全体の被害は、全壊3、半壊1などでした。新治郡の石岡で被害大という記述があるので、土浦の被害はほとんどなかったと考えられ、震度は5弱以下と推定されます。1921年の阿見付近を震源とするM7.0の龍ヶ崎地震は、深さ50 kmで被害はきわめてわずかでした。震度は4程度と推定されます。

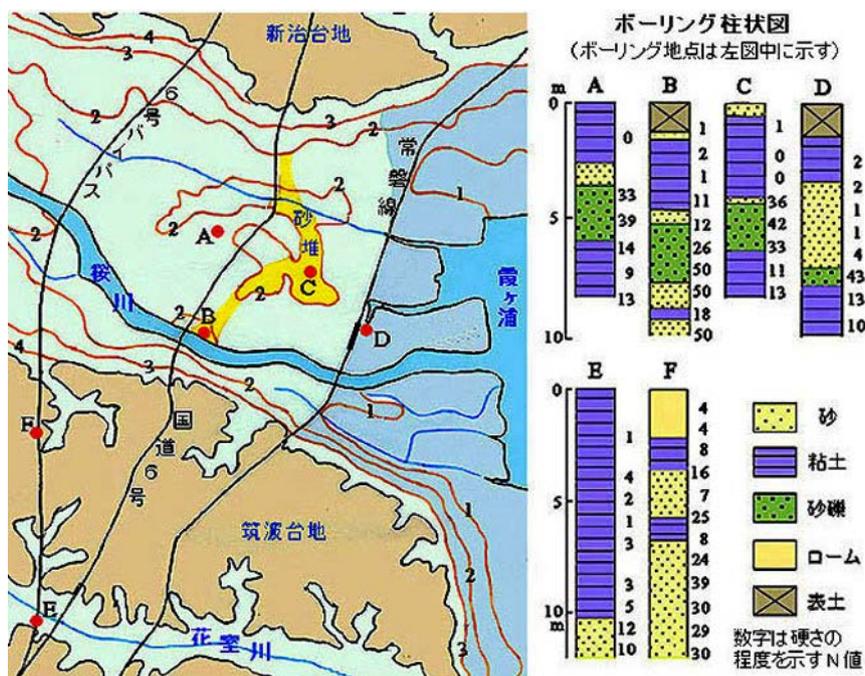


図9 土浦の地形・地盤条件

鹿島灘では2011年東北地方太平洋沖地震の余震として発生したM7.7が最大の規模の地震です(これ以前は1975年のM7.5)。土浦からの震央距離は100 kmで、土浦における最大加速度は275ガル、計測震度は5.2(震度5強)でした。本震の震源は350 kmも離れていたのですが、M9.0と超巨大で。M7.7に比べエネルギーでは90倍大きかったので、土浦における最大加速度は534ガル、計測震度は5.6(震度6弱の低い方)でした。土浦市における被害は全壊6、半壊212などであり、全壊率0.011%からみれば震度5強以下でした。

相模湾では1923年に関東地震(M7.9)が起こっており、今後100年はここ相模トラフは大きな地震を起こさないと考えられています。関東地震による土浦町の被害は非住家全壊が1となっておりレンガ造りの建物や塀が多少壊れた程度でした。県西の鬼怒川・小貝川低地では震度6弱のところがありました。なおこのとき、土浦駅と荒川沖駅の間において常磐線旅客列車が脱線し、56人が死傷しています。房総南東沖では1677年にM8.0の延宝地震が起きており、その再来が懸念されています。震央距離は150 kmほどあり、震度は最大で5クラスでしょう。

この低地では、マグニチュード7クラスの関東平野南部直下の地震が起こった場合、最大震度6弱が想定されています。砂層はあっても薄いので、液状化は起こってもそれによる地盤変形は小さいでしょう。土浦砂堆では砂層の厚さは数10 cm程度です。ほぼ常磐線の東側(霞ヶ浦寄り)は湖岸低地に分類される地形で、地盤は多少悪くなります(図9)。

一方、台地を刻む谷の底には非常に軟弱な有機質土が堆積しており、花室川では厚さが10 mもあります。このような谷底では局地的に震動が大きく増幅されます。これは周辺台地面から主にローム(粘土)が運ばれ堆積したものであり、谷底の湿地に生えた植物が分解されずに混じっているため、きわめて軟弱です。なおE地点付近(図9)からは氷河期に大陸から移動してきていたナウマン象の化石が発掘されています。

国土地理院(1978)：土地条件調査報告書，土浦・佐原地区。

水谷武司(1982)：茨城県南西部桜川流域の防災地学環境。国立防災科学技術センター研究報告27。

山口恵一郎ほか編(1972)：日本図誌大系，関東Ⅱ。朝倉書店。

加藤敬愛編(1978)：昭和十三年の茨城県水害。茨城県。

土浦市立博物館編(2009)：土浦の洪水記録。

土浦市(1975)：土浦市史。

防災基礎講座：地域災害環境編

http://dil.bosai.go.jp/workshop/06kouza_kankyo/

公開：平成 28 年 10 月

国立研究開発法人 防災科学技術研究所 自然災害情報室

文責：水谷武司(客員研究員)