

30. 茨城南部・取手

－大河川沿いの細長い台地上の地区

1. 地域の防災環境

関東平野東部には台地が広く分布し、その全体を常陸台地と呼びます。この南西部にある猿島台地は、南東に向け細長く突き出ています。この先端部の取手台地に取手の中心市街はあり、取手駅はその最先端に位置します(図1)。江戸と奥州とをつないでいた陸前浜街道(水戸街道)は、江戸初期に現在の常磐線鉄橋の位置で利根川を渡る経路に変更され、取手駅東方の台地末端部には取手宿が置かれました。利根川水運を利用する物資集散地であったこの地は、これ以降宿場町としても栄えてきました。

この当時の集落は台地東縁から低地にかけてのところに立地していましたが、ここには地盤高の低い凹地があり、その後の集落拡大により水害常襲地が出現することになりました。大正初期の地形図をみても台地上の集落はわずかです。戦後の高度成長期になって台地面の開発が大きく進み、現在では市街の大部分がここに展開しています。2005年には隣接の藤代町と合併して、市域は小貝川低地に拡大し、人口は10万人を超えました。

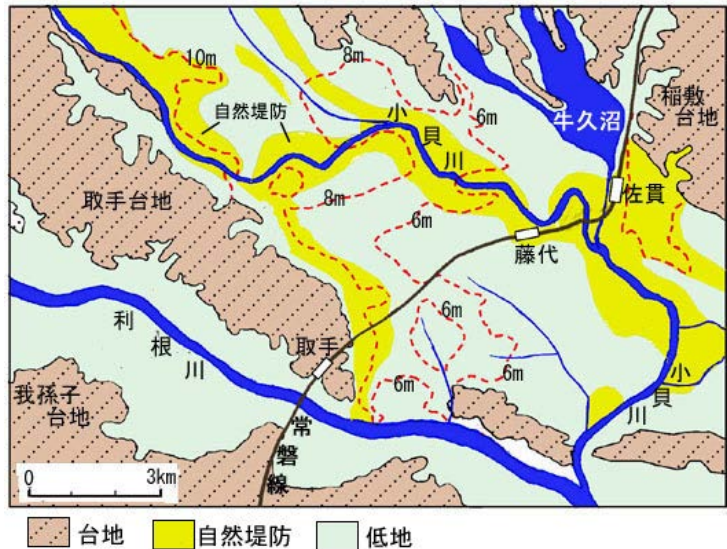


図1 取手地域の地形

この地域の地形は、取手台地、小貝川低地および利根川低地からなります。取手台地(北相馬台地ともいう)は更新世(洪積世)後期の地層で構成されている洪積台地で、表面には数万年前に箱根火山などから飛来した火山灰の風化土層を載せたローム台地です。この付近では利根川と小貝川は接近し平行して流れており、この侵食作用により常陸台地南部が開析されて、両川の間細長い台地が形成されました。このため大きく侵食されていますが、平坦面はかなり残っており、その標高は20m前後です。東方には侵食分離された2つの小さな台地残片(小文間と羽根野の台地)が残っています。

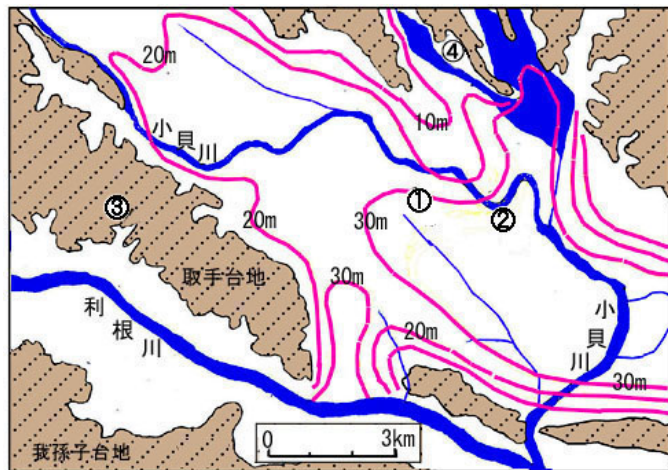


図2 小貝川低地の沖積層厚 ①～④：ボーリング地点(国土庁, 1980)

1600年代前半に徳川幕府は利根川水系河川の大規模な流路変更を実施しました。これ以前は大流域の鬼怒川が現在の小貝川低地を流れ、その大きな侵食作用により台地を開析してきました。一方利根川は東京湾に流入しており、現在の利根川低地には流域が狭くて侵食力の小さい常陸川が流れていました。このため小貝川低地の幅は5～6kmであるのに対し、利根川低地の幅は2～3kmです。利根川の左岸(取手側)低地はほぼ河川敷となっているので、防災上で問題になるのは小貝川低地です。

市域における小貝川低地の地盤高は5～10 m、平均勾配は約1/2,500です。自然堤防の発達はよくて、市北西部の現河道沿いではその比高が2～3 mもあります。自然堤防状の微高地は取手台地沿いに利根川低地へと続いており、その東側は凹地になっています。地下には埋没谷があり沖積層は30 mを超えます(図2)。このことから鬼怒川はかつてここを流れて常陸川に合流していた時期があったと推定されます。

市北東部には牛久沼があり、1627年に開削された八間堀川を通じて小貝川に排水しています。この沼は縄文時代の高海水準期に関東平野内部に広く進入していた入海が、小貝川の優勢な堆積作用により谷出口が閉ざされて出現したもので、利根川の南側にある手賀沼や印旛沼と同じ成因の海跡湖です。湖面の標高は3 m、平均水深は1 mです。沼の南側(取手市側)は干拓・埋め立て起源の低地であり、地盤高は低くて4 m以下です。

沖積層は小貝川低地中央で厚く、市域東部では35 mを超えます。砂層は少なく大半がN値が0近くという軟らかな泥層です(図3)。表層には非常に軟弱な泥炭層が形成されています。なお、軟弱沖積層の厚さが30 m以上のところは、最も地盤条件の悪い第3種地盤とされ、地震動の増幅が大きくなります。台地の表面は厚さ2～3 mのローム層で覆われ、その下には数 m以下の粘土層・砂礫層があり、さらにその下はよく締った洪積砂層からなります。

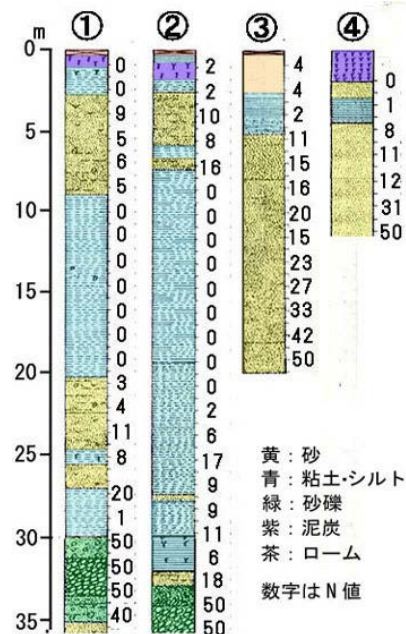


図3 ボーリング柱状図

2. 洪水災害

鬼怒川は取手の北20 kmの水海道南方において1629年に小貝川から分離され、台地を開削した河道を通過して利根川に合流するように付け替えられました。この分離地点南において小貝川は低地を閉ざすように横断し、取手台地に接して流れるようになります。このため鬼怒川の洪水が取手の小貝川低地に及ぶことはなくなりました。

小貝川はかつては低地面傾斜に従って牛久沼南方から南東方向に流れていたのですが、1630年に流路を南に向け低地を横断し、小文間の台地と羽根野の台地間の開削部を通過して利根川に合流するように変更されました。これは自然地形に逆らった流路変更なので、左岸側(龍ヶ崎側)への氾濫がその後繰り返されました。

小貝川下流部における堤防決壊による洪水は、1742年以降14回(決壊箇所数18)起こったという記録があります(図4)。このうち右岸側(藤代側)は1950年の1回だけで、低地面の傾斜方向に(かつて鬼怒川が流れていた方向に)洪水が向かう傾向が非常に強いことがわかります。1922年に高須の曲流部がショートカットされる以前には、決壊はこの曲流部付近と利根川合流点付近で多く生じていました。

合流点の上流では本流の高水位の影響をうけて決壊が生じやすいので、小貝川流域では雨が少なくても利根川上流山地で大雨が降ると、小貝川が洪水になります。布佐の狭さく部は合流点付近での利根川水位をより高くします。1981年9月には利根川からの逆流によって高須橋上流で左岸堤防が破堤し、6,000戸が浸水しました。破堤は、旧河川を締め切り農業用水用の水門が設けられていたところで生じました。これは破堤が起きやすい河道条件です。1922年のショートカット以前の流路が取手市と龍ヶ崎市の境界になっているので、現在の小貝川の左岸側に取手市域が伸び出ています。このため左岸側の氾濫でも取手市の被害が生じます。

平野部で大雨が降ると小貝川自体の流量が大きくなって氾濫が起こります。1986年の石下町豊

田における破堤洪水はこのタイプで、10 km 下流の水海道市街にまで氾濫水は到達しました。水海道北方において鬼怒川と小貝川は低地の両端を並行して流れています。低地の地盤高は中央部がより低いという凹状を示し、下流端は取手台地と小貝川堤防により閉ざされています。このため河川氾濫水は河道から離れて低地内に流入し、時速 1 km 以下の遅い速度で南に進行し、下流端の水海道付近で滞留します。2015 年 9 月の豪雨による鬼怒川破堤洪水はまさしくこの地形に従った氾濫様相を示しました。

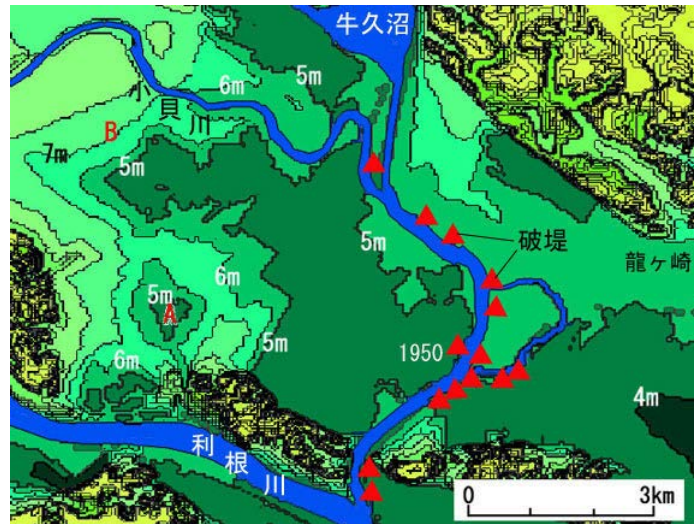


図4 小貝川低地の地盤高と小貝川決壊地点

小貝川右岸(取手側)の高須村・大留における 1950 年 8 月の破堤洪水では、標高ほぼ 7 m 付近までの範囲が浸水しました。低地面傾斜の方向が小貝川堤防により塞がれているので、氾濫流入量と地盤高分布に応じて浸水域は拡がります。標高 7 m の A 地点(図 4)に洪水が到達したのは破堤(深夜の 1 時)の 11 時間後で、その間の平均進行速度は時速 600 m でした。上り勾配の場としてはこの速度はかなり大きなもので、河川水位が高かったものと推定されます。浸水深は顕著な凹地の B 地点で 3.8 m、C 地点で 2 m になりました。これらの凹地は水害常襲地であり、ここ吉田地区・青柳地区の家はかつて水屋を建てて浸水に備えていました。

この災害による茨城県の被害は、死者 10、住家全壊 3、半壊 15、床上浸水 3,932、床下浸水 927 であり、取手に被害集中と記されているので、この被害の多くが取手におけるものと思われます。死者や住家損壊には崖崩れによるものが含まれているでしょう。破堤は深夜なので、避難の遅れにより人的被害が大きくなった可能性があります。

藤代駅付近より上流では、小貝川決壊の記録はありません。大きな曲流が残されていることから、あまり洪水は起こっていないように推定されます。小貝川低地において集落の大部分は自然堤防上に立地しています。取手市西部やつくばみらい市におけるように自然堤防が比較的高いところで氾濫が起こると、氾濫水が自然堤防を乗り越えるときに速い流れが生じて、建物の破壊や耕地の流失・埋没が生じる可能性があります。

牛久沼には東谷田川・西谷田川が流入しています。これらは筑波台地上に発する河川なので、平野部で雨量が多いときに牛久沼は大きく増水します。1938 年 6 月の梅雨前線豪雨では、筑波台地での総雨量が 450 mm にもなりました。このため牛久沼の水位は平常時よりも 1.7 m 高くなり、地盤高の低い南部湖岸低地に溢れました。東側(龍ヶ崎側)は地盤が高いので主として南側に溢れ出し、地盤高に応じて浸水域が広がりました。牛久沼と小貝川との間にあった相馬村では 51 戸が浸水しました。現在の取手市域(当時は 10 町村)の浸水住家は、床上浸水 506、床下浸水 454 で、床上浸水の半分は地盤高の低い藤代地区におけるものでした。取手における総雨量は 400 mm と多く、河川決壊はなかったため、この浸水被害は内水氾濫によるものです。

利根川は取手台地および小文間の台地に接して流れていて、その河岸低地が小貝川低地に連続しているのは、この両台地間の 2 km 区間だけです。利根川氾濫の危険があるのはこの開口部とその上下流区間を含めた延長 3 km 区間において堤防決壊が起こった場合だけであり、その可能性は非常に小さいでしょう。1742 年以降、利根川下流域(下利根川)で起こった決壊は 15 回であり、そのすべては小貝川合流点の下流で生じています。その最後は 100 年前の 1910 年です。利根川の洪水は小貝川に逆流して溢れるという危険はかなりあります。合流点から 2 km の布佐には河川敷の幅

が1/3以下にもなる狭さく部があり、その堰上げの効果もあって小貝川への逆流は生じやすいのです。

3. 土砂災害

取手台地はかなり開析を受けていて、低地に面する台地側面および開析谷の側壁に、崩壊の危険が大きい崖斜面が連なっています。その比高は10～15 m以内です。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、龍ヶ崎層中の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5 急傾斜地崩壊危険箇所(茨城県資料)

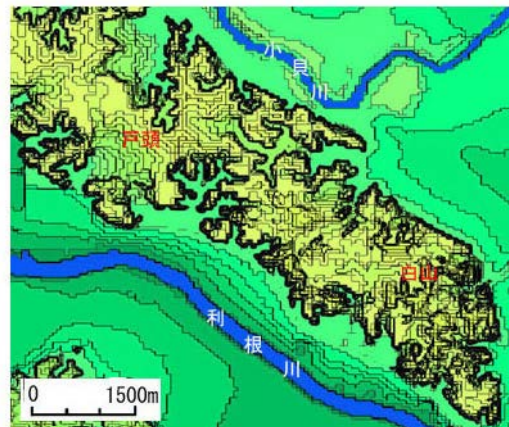


図6 急傾斜地を示す1 m 間隔の等高線図

現在、市内で32箇所が急傾斜地崩壊危険箇所に指定されています(図5)。ここで急傾斜地とは高さ5 m以上、傾斜角30°以上の斜面で、その危険域に人家等があるところが危険箇所に指定されます。したがって急傾斜地のすべてが危険指定されるものではありません。図6において等高線が非常に込み合っているため黒くつぶれているところが急傾斜で高い崖斜面を示しており、これはほぼ連続して連なっています。

がけ崩れの主要な誘因は大雨です。最近のがけ崩れの事例から、12時間で150 mmの雨に続き60分で40 mmの強い雨が降ると常陸台地南部においてがけ崩れが起こるという結果が得られています。半日で100 mmをかなり超えるような雨が降り続き、さらに1時間30 mm以上の強い雨が予想される場合には、急斜面下では避難を準備したほうがよいでしょう。崩壊土砂到達危険域は、崖下から崖の高さの3倍の距離までの範囲内です。

4. 地震災害

関東地方の地下には、大陸のプレートの下に東から太平洋プレートが沈み込み、さらに南方からフィリピン海プレートが太平洋プレートの上に潜り込んでいて、世界でも有数な地震頻発地帯になっています。太平洋プレートが沈み込むところが日本海溝、フィリピン海プレートが沈み込むところが相模トラフで、これらはいわば超巨大活断層です。

茨城南部に影響を与える地震には、関東平野南部の地下で起こる直下型地震、日本海溝の陸側の鹿島灘・福島沖で起こる海域の地震、相模トラフおよび日本海溝南部で起こるプレート境界地震があります。最も頻繁に起こっているのが直下地震です。これは主として、フィリピン海プレートと

北米プレートとが接触している地下 50～70 km ぐらいのところで起こっています。マグニチュード (M) は一般に 5 以下、せいぜい 6 クラスであり、震源はこのように深く、したがってそれだけ遠く離れているので、地表での震度はほぼ 5 強まで、震源がより浅い場合に地盤のとくに悪いところで最大で 6 弱程度です。一般に、震度 5 強以上の強震域は震源からの距離が M7 で 30 km 程度、M8 で 100 km 程度です。

鹿島灘でこれまでに起こった地震の最大規模は 7.5 です。震央からの距離は 100 km 以上になるので、茨城南部での震度は 5 強を超えることはないでしょう。震度 5 強では住家全壊率が 0.1% のオーダーです。なお、2011 年東日本太平洋沖地震では、M7.7 の強い余震が取手から 110 km の鹿島灘で起こりましたが、取手における震度は 5 弱でした。M9.0 の本震は取手から 350 km も離れたところで起こったのですが、規模が超巨大であったので、取手の震度は 6 弱 (計測震度は 5.5 で 6 弱では最も弱い) でした。被害は全壊 20、半壊 250 で、全壊率は 0.047% と震度 5 弱相当でした。県南地方 (14 市町村) の被害は、死者 3 人、住家全壊 217 棟、半壊 1,327 棟などで、実数では関東震災のそれをかなり上回り、全壊率ではほぼ同じ程度でした。液状化は主として水田において散発的に発生しただけです。

相模湾～房総沖では M8 クラスの海溝型地震が起こっています。相模湾域では 90 年前の関東地震によってひずみが解消されているので、ここ 100 年ぐらいは大きな地震は起こらないと考えられています。房総南方沖では 1677 年延宝地震 (M8.0)、1703 年元禄地震 (M8.1) が起こっています。その震央距離は 150 km ほどと大きく離れています。関東地震による取手市域 (当時は 10 町村) の被害は全壊 3、半壊 12 でした。住家被害が生じた取手町・井野村の全壊率は 0.2% で震度 5 強相当でした。茨城県の被害は鬼怒川・小貝川・利根川低地にほぼ限られ、台地では住家被害がほとんど生じませんでした。

茨城南部とその周辺には活断層はありません。関東平野直下の地震 (これは活断層の活動) は非常に多いのですが、震源が 50 km 程度と深いので断層ずれが地表までは達しなくて活断層として把握されません。マグニチュードは最大で 7.0 程度ですが、この規模の地震では断層の長さが 30 km ほどなので、地表にまでは届きません。

小貝川低地には厚さ 30 m を超える沖積層が分布します。これは氷河期に鬼怒川が削り込んだ谷を、その後鬼怒川運搬土砂が埋めた地層です。沖積層厚 30 m の等深線は龍ヶ崎南部から小貝川を越えて藤代地区に連続しています。埋没谷の中心はほぼ低地中央部を通っており、その深さは最大で 35 m ほどです。地震の震度は一般に、低地では台地に比べ 1～1.5 ほど大きくなります。

台地面の表層には、硬さの程度を示す N 値が 10 未満のかなり軟らかいローム層と常粘粘土層が厚さ数 m あり、他地域の洪積台地に比べ地震時の震動を少し大きくしています。液状化の可能性のある砂質層は、低地内の全域にわたって多かれ少なかれ分布します。

直下型地震で被害が最も大きかったのは、1895 年の霞ヶ浦北部を震央とする地震で、M7.2、深さ 50 km でした。被害は鹿島郡を中心に全県で死者 4、全壊 37、半壊 53 で、関東地震とほぼ同じ大きさでした。M7.0、深さ 60 km の 1921 年龍ヶ崎地震では被害はほとんどありませんでした。

2011 年地震の震源域の南、房総東方沖にある大地震の空白域における巨大地震の発生が懸念されています。この海域では 1677 年に延宝地震 (M8.0) が起こっており、大きな津波被害が発生しました。陸上の被害の記録は少ないので規模のわりには震動が弱いという津波地震と考えられます。2011 年の地震もかなり津波地震的でした。延宝地震の推定震源 (犬吠埼東南東 80 km) から県南までの距離は 150 km 以上あるので、M8.0 地震による震度は 5 強を超えることはないでしょう。津波地震であれば揺れはさらに小さくなります。県南地域において予想される地震の震度と被害は、2011 年のそれが最大規模と考えられます。今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率は、取手台地で 50%、小貝川低地で 85% と評価されています。

2000 年 5 月には、降雹により大きな被害が発生しました (図 7)。関東平野では、群馬の山地から

ほぼ利根川に沿って東南に雹雲が進行することがよくみられます。

国土地理院(1978)：土地条件調査報告書，土浦・佐原地区。

加藤敬愛編(1978)：昭和十三年の茨城県水害．茨城県。

国土庁(1980)：土地保全図(茨城南部地区)。

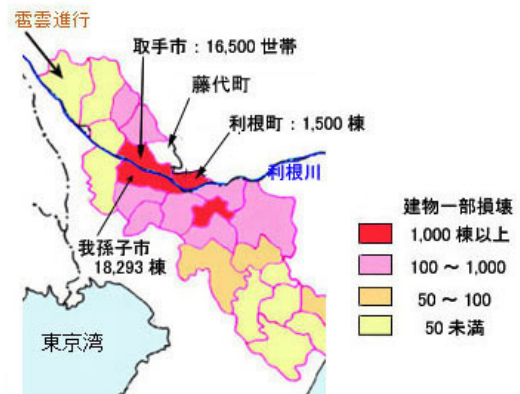


図7 2000年5月の降雹による被害域
取手市では16,500世帯(全世帯の40%)
が窓ガラスは損などの被害を受けた

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)