

3. 利根川中流域

－流路変遷が目まぐるしい首都圏大河川の平野

1. 利根川の水系

利根川は関東平野を東に向け流れ銚子から太平洋に注いでいますが、1600年代に行われた河道付け替え以前は現在中川水系の河川が流れている低地（中川低地）内を南に向かい、東京湾に流入していました。この中川低地には大きな分水路である江戸川があり、利根川流量の40%ほどを流しています。直接海に排水する分派川は同一流域とするとされているので、江戸川・中川も利根川流域に含まれています。利根川は80 kmも離れた別の海域に流れ出す2つの大きな河口をもつという特殊な河川です（図1）。

自然地形では平野中央の台地上をほぼ南北に走る分水界を境にして、西の利根川水系と東の鬼怒川水系とに2分されます。これらを合わせた面積は16,840 km²で、利根川は日本最大の河川です。しかし自然地形からみると、河道付け替えにより人為的に加えられた鬼怒川・霞ヶ浦流域の6,320 km²を差し引き、同時期に切り離された荒川上流域950 km²を加えて、第3位の信濃川（11,900 km²）とほとんど同じ流域面積になります。なお、海面が100 m以上も低下して東京湾出口近が河口となっ

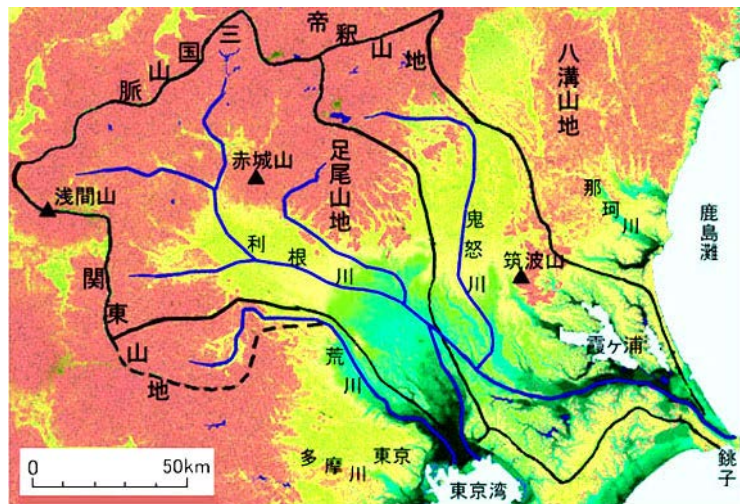


図1 利根水系河川の流域（黒線・黒破線が流域界）

ていた約2万年前の水河期のピーク時には、利根川（古東京川）は多摩川や房総の河川も支流に加えていました。このときの流域面積は3,000 km²ほど大きくて、第2位の石狩川を大きく超えていました。

利根川は上越国境を水源とし、三国山脈および上野火山群の中を南流し、赤城山と榛名山の間を抜けて利根川低地に流れ出しています。尾瀬山地東面から流れる片品川との合流箇所には比高100 mを超える大きな段丘群が発達しています。これは十数万年前の赤城山の噴火による利根川堰止めで出現した古沼田湖の埋立て堆積面が、開析され段丘化したものです。赤城山南西麓の前橋北方から伊勢崎東方までの区間には、長さ25 km、幅およそ10 km、平均勾配1/300の扇状地が発達しています。この大きさは河川規模のわりには大きくはありませんが、これには沼田盆地への大量の土砂堆積が関わっていると考えられます。

扇状地区間をすぎると、河川が乱流を繰返し自然堤防群が発達する氾濫原性低地が南東にのびています。利根現河道はこの中川低地を右横にみて東に向かい、最大の支流の渡良瀬川と合流し、ついで江戸川を分流したあと、台地の分水界を越えて鬼怒川流域に入っていきます。ここからは常陸台地と下総台地の間にあまり広くはない沖積低地を切り開いて流れ、霞ヶ浦からの河川を合わせた後、銚子において太平洋に注いでいます。

利根川流域の人口はおよそ1,200万人で、日本の人口の10%を占めます。地形的には利根水系に含まれる荒川を加えると、東京の人口の大部分が加わって、流域人口は非常に大きくなります。東京の上水の2/3は利根川から取水されていて、東京には多量の利根の水が流れ込んでいます。利根川の氾濫水はしばしば東京を襲って大きな被害を与えてきました。利根川と東京とのかかわりは大きいのです。

2. 関東平野の地形

関東平野では、中央が窪むという盆状の沈降が進行しています。ここ5百万年ぐらいは沈降の中心が東京湾北部にあり、沈降量は2,000 mを超えています(図2)。東京湾の最奥部がより広くて円状であるのはこの沈降運動の反映です。一方周辺部は隆起を行っていて、房総半島・三浦半島の南部や銚子には古い地層(古生層など)よりなる丘陵があります。古い地層の山地は、北に筑波山地・足尾山地、西には関東山地があり、これらで囲まれた大きな盆地に形成されたのが関東平野です。日本の大きな平野は基盤の沈降域に形成されています、というよりは、沈降が生じているために平野となっているのです。

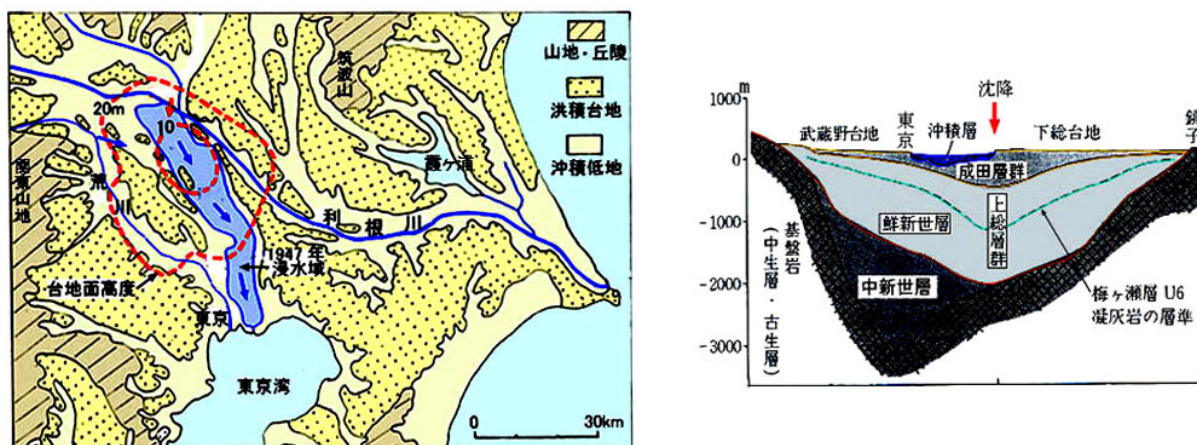


図2 関東平野の地形と盆状沈降(貝塚ほか, 1985 などによる)

日本の平野はほぼすべて堆積平野で、河川・海岸の低地(沖積低地)・扇状地・台地といった平坦な地形で構成されます。関東平野では台地の面積比率が55%と非常に広いことが大きな特色です。台地は、沖積低地とは崖を境にして一段と高い位置にある広いテーブル状の地形で、その形成には地殻の隆起や海面の変動が関係しています。関東平野の台地は東半部に多く分布し、大部分が下末吉面と呼ばれる最終間氷期の堆積面を原形とした洪積台地です。

ここ百万年ぐらいは氷河期が周期的に到来し、現在は海面が高い間氷期にあたります。前回の間氷期は12～13万年前にあり、当時の海面は現在より10 mほど高い位置にありました。関東周辺部の隆起はまだ現在ほど進んでいなかったため、関東平野全体は東に開口する大きな湾(古東京湾)でした。この外海から半ば遮断された穏やかな浅い内湾を、周辺山地とくに日光・上野火山群からの土砂が埋め立ててつくった広い三角州が台地の原形になっています。

その後の海面低下及び隆起によりこの堆積面が陸化して、その上には最大傾斜方向に向かう流路が形成され、これが堆積面を侵食して台地と河川低地をつくり分けました。それらが連なる方向はほぼ現在の利根川が流れる方向であり、南に向かうのは平野西部に限られます。したがって平野面は形成時には全体として緩く東に傾斜していたのですが、その後の盆状沈降および周辺隆起により変化を受けました。平野形成の初期には利根川は現在のように東に向け流れていたかもしれません。

最終間氷期の堆積面を原形とする台地(下末吉台地)の標高分布をみると、平野北西部でリング状で最も低くなっており、最近における沈降中心の位置がよくわかります(図2)。沈降中心部での台地標高は10 mを切っています。この付近の低地面標高は10 m前後なので、台地が地下に埋もれていることになります。たとえば加須では、台地表面を覆う関東ローム層が地下3 mのところに見られ、その上には利根川の氾濫原性堆積層が載っています。ローム層はおよそ3～8万年前に箱根・富士などの火山から飛来した火山灰の堆積層で、平野中央部では厚さが2～3 mほどあります。もしこれらの火山群がなかったら台地面の高度は低くなり、また土砂運搬量は少なくなっていて、平野中央には霞ヶ浦のような湖ができていたかもしれません。一方周辺域では隆起により台地高度は大きく

て、房総北部では 100 m もの高さになっています。なお東京の載る武蔵野台地は、荒川・多摩川の扇状地が段化した面が主体で、構成層が多少異なります。

霞ヶ浦は流域上流山地からの土砂運搬が少なく、約 6 千年前の海面上昇期に平野内に進入した入海が埋められずに水面として残ったものです。この縄文海進時の海は貝塚の分布から推定でき、中川低地では栗橋近くに達しています(図 3)。鬼怒川低地では海は 100 km もの内陸にまで侵入していました。この当時海であった範囲は標高が低くまた一般に表層が軟弱な地層で構成されていて洪水・地震の危険が大きい地域になります。

平野沈降の中心は東京湾にもあり、これらをつなぐ細長い地域で大きな沈降を示しています。利根川はこの沈降の軸に沿って流路をとるのが最も自然な状態です。沈降域は流れが停滞し氾濫が生じやすい地形条件にあります。かつての利根川はこの中流域において乱流し、複雑な河道網をつくっていました。江戸時代から昭和にかけて何度も起こった利根川大洪水は、この方向をたどって江戸や東京に流入しました

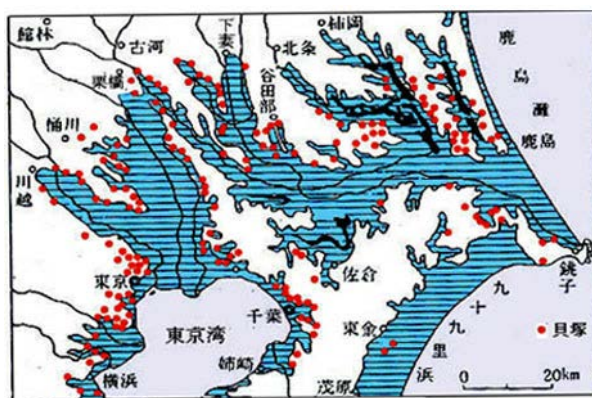


図 3 約 6 千年前の海面上昇期に関東平野に進入した入海(貝塚, 1985)

3. 利根水系河川の流路変遷と治水

1500 年代末までは、関東平野の東半分は東に向かって流れ太平洋に流入する常陸川・鬼怒川・霞ヶ浦諸河川の流域であって、利根川とは別流域でした。当時の利根川は自然地形に従い、現在中川水系河川の流れる低地(中川低地)を通して東京湾に注いでいました。利根川及び渡良瀬川は、沈降が進みつつあるこの低地内を乱流し、複雑な河道網をつくって流れていました(図 4)。1590 年の北条氏滅亡の後この地を領地とした徳川は、利根川の流路を東に向けて常陸川に接続させるという大土木工事をおよそ 100 年かけて実施しました。この利根東遷事業の目的は、舟運確保・新田開発・洪水対策など多面的なものであったようです。まず 1594 年から、利根主流の一つの会の川(古利根川上流)を閉め切り、東に向かう流路に一本化して渡良瀬川に接続させる工事を行いました。ついで 1621 年から南東に真っ直ぐのびる新川通および分水界の台地を横切る赤堀川の人工河道を開削して常陸川上流に連続させる大工事を実施しました(図 5)。赤堀川の名はローム(台地を覆う赤土)に由来するもので、沈降により低くはなっているもののここが台地であることが分かります。1635 ～

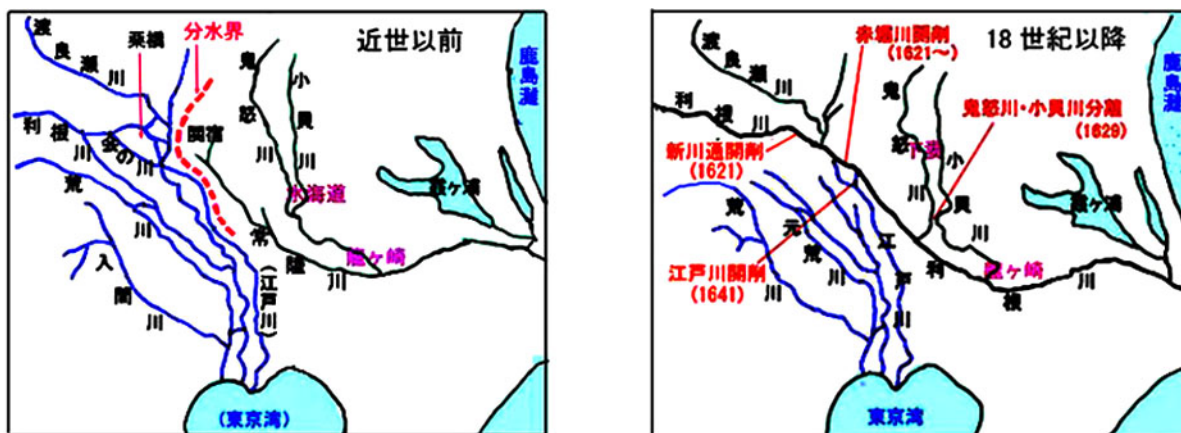


図 4 利根水系河川の流路変遷(利根川研究会, 1995 による)

1644 年には江戸川の開削が行われ、ここが利根川の分流路になりました。渡良瀬川はかつては江戸川につながっていました。赤堀川は当初は幅 12 m ほどの小水路でしたが、その後拡幅・掘削が断続的に行われ、1700 年台半ばには幅は 60 m になり、利根川の流量の大半を受け持つようになりました。利根川支流であった荒川は 1629 年に熊谷南方で入間川に付替えられ、旧流路は元荒川として残りました。地形からみれば入間川に接続するのが自然です。

東遷後の利根流路は、南に傾斜する低地を横断するという、自然地形には従っ

ていないもので、大きな出水があれば利根川は低地上・中流部の右岸（南側）で氾濫し、洪水は地表傾斜に従い南に向かい、かつての利根の流れを再現するのが自然の理です（図 2）。記録に残る大洪水だけでも 1700 年代以降の 250 年間に 16 回、15 年に一度の頻度で発生しています。このため低地内に斜めに横断する数列の洪水防御堤（中条堤など）を設け、ブロックごとに氾濫をくい止め、氾濫水を本流や江戸川に導く方策がとられました。大きな洪水を防ぐことはできませんでした。江戸の三大洪水とよばれる寛保二年（1742）、天明六年（1786）、弘化三年（1846）の洪水、および明治 43 年（1910）の洪水、1947 年カスリーン台風による洪水はとくに大規模なもので、東京の東部低地にまで広く氾濫が及びました。荒川も同時に出水することが多いので、利根川の氾濫に荒川の氾濫が加わって東京低地は広範囲に浸水しました。このような大洪水と呼ばれるものは 60 年に 1 回ほどの頻度で起こっています。1786 年の洪水は 3 年前の浅間山大噴火による泥流・火砕流が利根川に流入して河床を大きく変化させたことが一因になっています。

明治になって近代的な治水対策がたてられるようになり、基本となる計画高水流量（氾濫させない最大洪水流量）は、明治 33 年に毎秒 3,750 トン（烏川合流点下流の八斗島地点）とされ、その後の大きな洪水のあとたびたび変更がなされてきました。現在、重要度は A 級とされ、再現期間 200 年で計画されています。この 200 年確率の降雨の場合に想定される流量のうちの毎秒 5,500 トンは上流のダム群（矢木沢ダム・藤原ダムなど主要なもの 6 ダム）によって調節し、八斗島における最大流量を毎秒 16,500 トンとしています（図 6）。これは 1947 年のカスリーン台風時に観測された最大流量に相当します。栗橋の下流では、江戸川への分流、放水路への放流および多数の遊水池における貯留によって、河口部における計画流量を毎秒 9,500 トンに低下させています。最大の支流である渡良瀬川の洪水は、渡良瀬遊水池による調節などにより、ピーク時には本流に合流しない計画になっています。渡良瀬遊水池は南北 8 ～ 10 km、東西 4 ～ 6 km と広大で、渡良瀬川は台地先端部を切ってこの低湿地に流入しています。

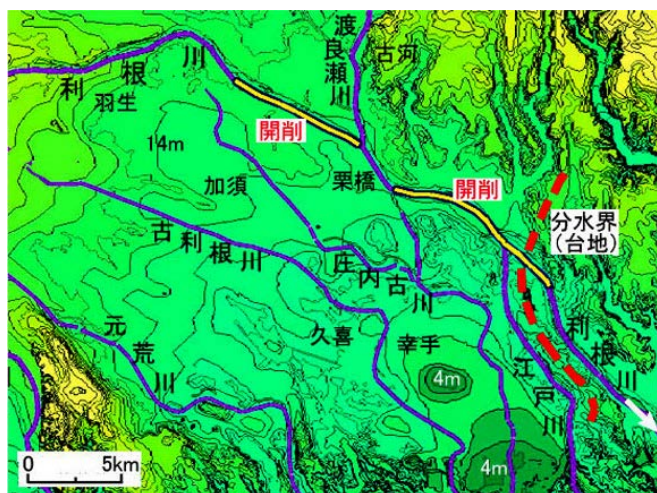


図 5 中川低地北部における主要流路と河道付替え

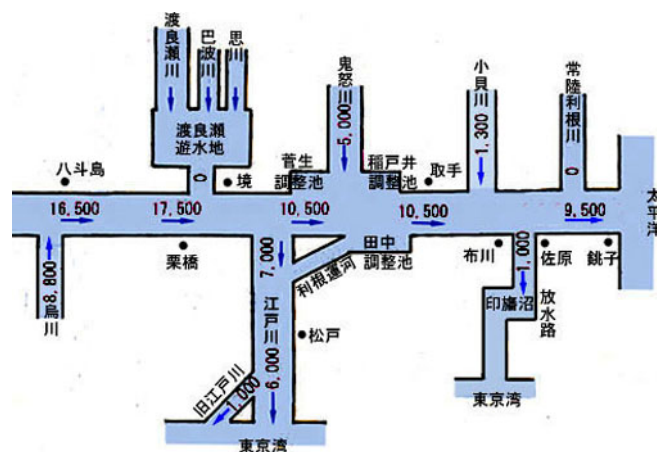


図 6 利根川の流量配分計画
印旛沼を通る放水路計画は放棄された

4.1 明治以降の洪水

昭和期には 10 年代から 30 年代前半にかけ平均して 3 年に 1 回の頻度で大きな洪水が発生しました。昭和 10 年の洪水は明治 43 年の水位を 1.5 m も上回る規模で、東京における浸水 5 万戸などの大きな被害を引き起こしました。20 年代前半にはカスリーン台風、アイオン台風、キティ台風などの台風が毎年のように来襲し、大きな被害をもたらしました。1947 年 9 月のカスリーン台風による利根川氾濫は、日本における最大の河川洪水災害といえるものでした。

房総半島南部をかすめて関東東方海上に進んだカスリーン台風は、本州付近に停滞していた前線の活動を活発にしたため、台風の雨に前線の雨が加わって、関東・東北地方に大雨を降らせました。関東山地では総雨量 500 mm を超える近年にない大雨となったため、利根川は大規模に出水しました。中流部の八斗島では毎秒 1.7 万トンの最大流量を記録し、既往最大の観測値である 1935 年の毎秒 9 千トンの 2 倍ちかくになりました。このため 9 月 16 日未明、埼玉県・東村地先の新川通右岸堤防が栗橋西方 4 km のところで 350 m にわたり大破堤し、この広い破堤口から利根川の流量の大部分が溢れ出したため、かつてない大洪水になりました(図 7)。

利根川・荒川の破堤による浸水域

主要破堤箇所

洪水到達の等時線

0 10km

東京湾

利根川中流域

破堤の50日後に撮影された空中写真(図8)では、破堤口(A)の先に楔状の細長い池と白く映える砂州が両側面に見られます。この池は流入した激しい洪水流の侵食によってできたもので、落堀と呼ばれます。長さは1,000 m、最大深さは7 mもあり、流れがいかに激しかったかがよく分かります。砂州は運ばれてきた砂が流れの側面で堆積してできたもので、その位置と形が示すように自然の堤防です。左方の屈曲する帯状部(C)は以前に利根川本流であったこともある浅間川の旧河道で、現在は水田になっています。旧河道に沿って連続する黒い部分(L)は、やや小高いので集落や林地となっている自然堤防です。これと利根川河道とに囲まれる半円状の部分は浅い皿状の低湿地で、後背低地と呼ばれます。一般に平野内には旧河道・自然堤防・後背低地が分布していて、かなりの起伏が見られます。その高度差は通常0.5～3 m程度と小さいものですが、浸水の危険度には大きな影響を与えます。写真中の自然堤防上の家は浸水を免れるかあるいは床下浸水だけで済みました。



図8 破堤箇所付近の空中写真(米空軍撮影)

破堤口の先から放射状に伸びる縞状の模様から洪水流の進行方向が分かります。その主流は右下の栗橋(K)の方へ向かっています。冬の季節風を防ぐ目的で、北西側を屋敷林で囲んでいる家がこの地域には多く見られます。この屋敷林が、やはり北西からの洪水流を緩衝して、主流部分にあっても流失を免れている家が多く見られます。この後背低地内では約120戸が流失しました。氾濫水は自然堤防により一時貯留され水位を高めました。中央の後背低地内の浸水深は最大で3.8 mに達しました。

破堤地点付近では、河川水位が堤防を0.5 mも越え、延長1,300 mにわたりオーバーフローして、最終的には延長350 mにわたって破堤しました。このように水位が上昇した原因としては、すぐ下流にある鉄道橋(B)と道路橋による流れの堰き上げ、ほぼ同時刻に出水した渡良瀬川(W)との合流による流量急増の影響があげられます。この付近の河道は新川通という名が示すように人工水路で、利根川を渡良瀬川に合流させるために1621年ごろに開削されたものです。堤防の高さは、明治以来何度も改定されてきた計画規模に達しておらず、河川工事がまだ続行中でした。

新川通の破堤洪水による被害は、死者58人(埼玉51、東京7)、流失・全壊家屋600戸、浸水家屋145,520戸(内東京105,500戸)という大きなものでした。大河川をつくる広く緩やかな平野における洪水では、このように大量の家屋損壊が生ずることは稀です。

家屋の流失および全壊は、破堤地点から幸手南方に至る約10 kmの区間で集中的に発生しており、ここを激しい洪水が流れたことが分かります(図9)。破堤口に面する後背低地内での家屋流失はおよそ120戸でした。この皿状の低地から溢れ出た氾濫流が栗橋に集中したため、栗橋町全体で死者18人、流失・全壊116戸という被害が生じました。

幸手付近には数列の自然堤防が緩やかに屈曲しながら並走しています(図10)。これらの間隔が狭くなってきたところで激しい流れが生じたため、破堤口から10 kmも下流であったにもかかわらず、80戸もの全壊・流失が生じました。地形的な狭まりの箇所では水位の堰き上げにより洪水の勢力が大きくなる可能性があるため、自然地形の微起伏や道路など人工の地物の配列を調べて、危険を予測する必要があります。この家屋損壊集中域における死者数は全体の2/3であって、それ以外は流れの激しくはなかった他地区の浸水域におけるものでした。増水した川や用水路に転落する、浸水した道路を歩いていて深みにはまる、などがその原因となるので注意を要します。

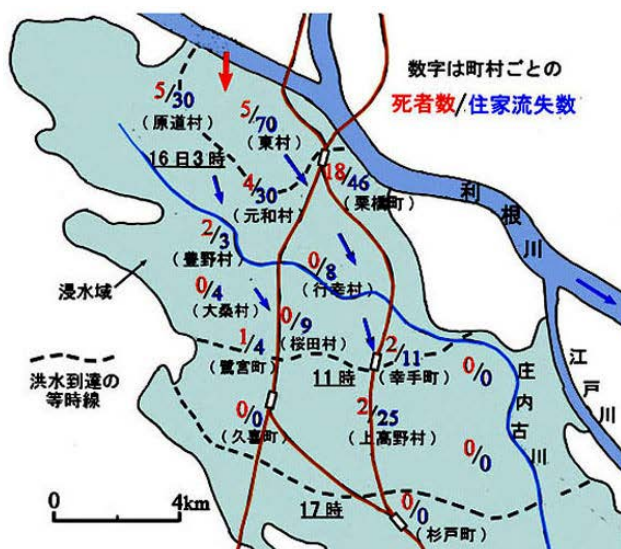


図9 破堤箇所付近における被害の分布

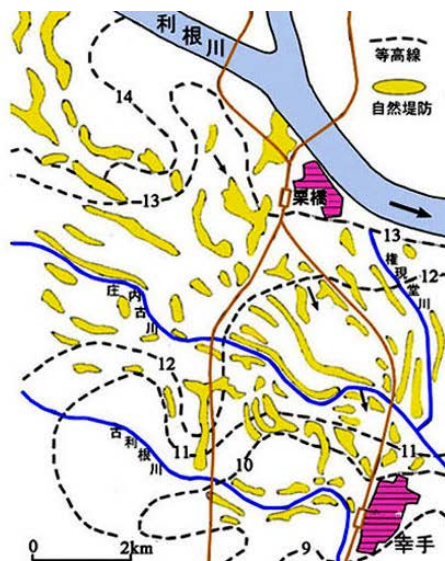


図10 破堤箇所付近の地形

破堤から2日半後に氾濫流は、埼玉・東京境界の大場川を越え古利根川の桜堤に達しました。ここで氾濫流は一時阻止されたものの、米軍の江戸川堤防爆破による緊急排水は間に合わず、9時間持ちこたえた後ついに破堤しました。これにより葛飾区の全域および江戸川区・足立区のほぼ半分の地域が浸水しました。浸水戸数は10万戸を超え、埼玉県のを大きく上回りました。勾配の非常に緩やかな三角州域であり、鉄道・道路などの障害物が多いので、洪水の進行は遅く時速0.2 km以下でした。流れの一部は上流に向かいました。荒川沿いの地域は地盤沈下により海面下の土地になっているので、湛水期間は最大で半月を超えました。

4.3 渡良瀬川の洪水災害

山地内谷底低地や山麓扇状地の開析谷底では、地表面勾配は大きく、また洪水流の横への広がりには制約されるので、上流山地に強雨が降ると雨水は一気に谷底低地に流れ出てきて、流速・水深の大きい激しい流れが生じます。山崩れ・土石流により生産された土砂・流木も運搬され、流れの破壊力はさらに増大します。これまでに多数の住家流失・全壊をもたらしている洪水は山地河川洪水であり、低地面勾配がほぼ1/400よりも急な谷底低地でそれらは生じています。

渡良瀬川は赤城山と足尾山地の間に真南に向け開く大きな扇状地をつくっています。

現在の河道は扇状地の北縁を足尾山地沿いに流れ、扇状地内に断片状に分布する丘陵との間に谷底低地状の地形をつくっています。桐生および足利の市街は渡良瀬川と足尾山地の間に位置し、市街地南部は渡良瀬川に沿って展開しています(図11)。谷底低地面の勾配は、桐生では1/150と急傾斜です。足利では1/400とかなり緩やかですが、低地面はやや下刻をうけていて幅狭い河道周辺低地をつくっています。上流の日光周辺山地では雨が強かったので、渡良瀬川は激しく出水して山麓部で全面的に氾濫し、破壊力の大きい洪水を引き起こしました。

桐生における被害は死者146、住家流失・全半壊813、足利ではさらに大きく死者319、住家流失・

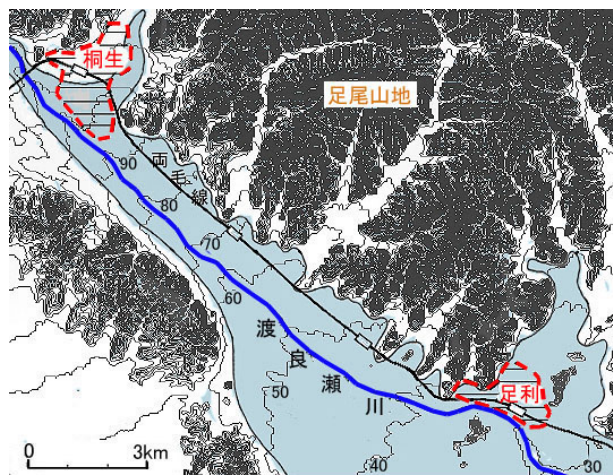


図11 カスリーン台風による渡良瀬川洪水

全半壊 957 という著しいものでした。両市のごく狭い市街域にて、利根川破堤による死者の 10 倍近くの死者が生じており、開けた平野における洪水に比べ、山地河川洪水がいかに破壊的であるかがわかります。この洪水は夕刻の 18 時ころに発生しました。もしこれが深夜であったなら、さらに大きな人的被害が生じていた可能性があります。昭和 20 ～ 40 年代の豪雨災害では、昼間の災害に比べ深夜の災害では平均して約 3 倍の死者がでていました。このような地形条件のところではある強度以上の雨が降ると、堤防の有無などに無関係にほぼ地形なりの全面氾濫が生じます。桐生では翌々年(1949 年)のキティ台風により死者 6、住家流失・全壊 36 の洪水災害が起こっています。

4.4 赤城山地の土砂災害

群馬県では全都道県中で最大の被害が生じました。その半数は赤城山麓における土砂災害によるものでした。山頂にある大沼の水位上昇高から、赤城山における雨量は、記録的であった前橋のそれよりもおよそ 25% 多かったと推定されています。この推定によると、15 時～ 16 時のピーク時の雨量は 65 mm です。15 時までの 24 時間には 350 mm の豪雨が降っており、さらにこれに先立ち、9 日から 13 日までの間に 70 mm ほどの先行降雨がありました。この雨の強度の時間経過は大きな土砂災害を起こすに十分な条件を備えています。

赤城山はやや開析の進んだ大型成層火山で、放射状に発達する開析谷は山頂部から中腹にかけて深い谷を刻んでいます。無数といってよいほど発生した山崩れは、人家のほとんどないこの上中流域の急な谷壁部で生じたので、山崩れによる直接の被害は多くはありませんでした。大きな被害をもたらしたのは、山崩れ土砂が谷に流れこみ、谷底堆積土砂を取り込んで大きく成長した土石流です。

土石流被害は西面～南面の谷において著しいものでした(図 12)。西面の沼尾川は山頂カルデラを排水するという集水域の広い谷で侵食力があるので、山麓部に幅 300 ～ 500 m のやや開けた谷底面をつくり、集落の適地を提供しています。敷島村の大部分の集落はこの谷底内に立地していたので、最も多くの住家損壊被害を被りました。南西面の白川沿いには前橋から山頂に通じる主交通路があり、中腹の標高 1,000 m 付近にはこの山地内ではほぼ唯一の集落があります。このようなことが多くの人的被害を富士見村にもたらした一因となりました。南面の荒砥川では大規模な土石流が発生しましたが、この氾濫は河道周辺に限られ大きな被害は引き起こしませんでした。しかし、地表面勾配が 2° 以下で土石流の到達域外にある大胡町で著しい被害が生じました。ここへは土石流本体は到達しなかったものの、堰き上げによって勢力を増した後続洪水流が、多量の土砂・流木を混じえて襲いました。

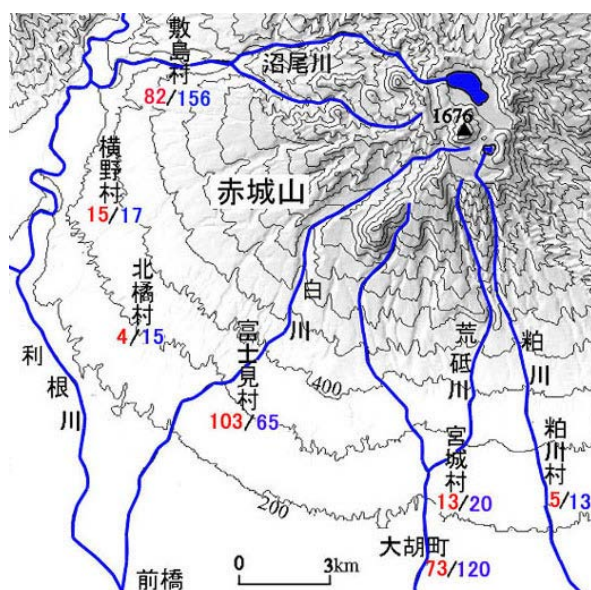


図 12 カスリーン台風による赤城山南西麓における被害
赤数字：死者数、青数字：住家全壊数

4.5 利根川洪水の被害想定

利根川氾濫による被害の想定が内閣府(中央防災会議)から発表されています(2010 年 4 月)(図 13)。渡瀬瀬川合流点の直上流(栗橋西方)にて右岸堤防が破堤し、氾濫流が東京の荒川・江戸川低地にまで到達するという首都圏広域氾濫(これは 1947 年カスリーン台風による破堤洪水と同じ状況)で、最悪のケース(避難率 0% など)の場合に、死者数が約 2,600 人、最小のケースで約 800 人な

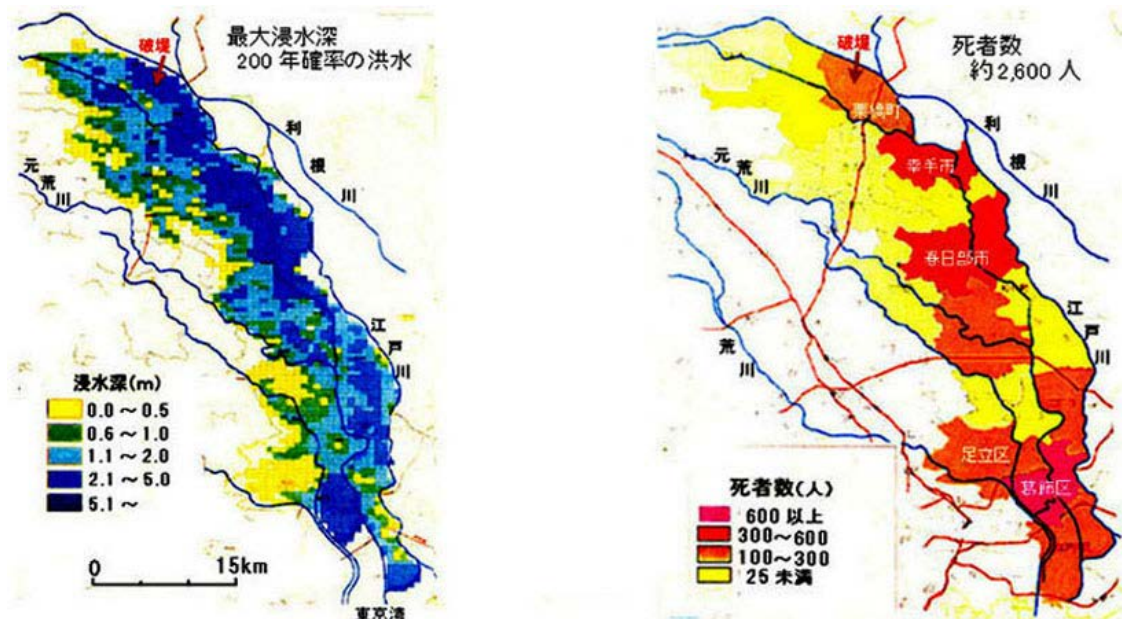


図 13 利根川破堤氾濫による浸水深分布および死者数(避難率0%)の想定 (内閣府資料)

どの想定値となっています。この想定は、2005 年ハリケーン・カトリーナ高潮災害について米陸軍が調べた水深と死者率との関係に基づいていて、水深の影響が非常に大きく、その妥当性の検証はとくに必要です。

1947 年利根川洪水はこの想定洪水とほとんど同規模でしたが、このときの死者数は、埼玉県および東京都の災害報告に基づくとおおよそ 58 人であり、想定値とは桁違いに小さい数です。破堤の 3 日後に洪水が到達する東京低地(葛飾・足立・江戸川の 3 区で、ここでは水深が大きくなる)における想定死者数は約 1,000 人(最悪ケース)となっていますが、1947 年洪水では 7 人でした。1947 年には東村地先破堤箇所の対岸で渡良瀬川氾濫による貯留型洪水(流れが穏やか)が起これ最大水深が 5.3 m にもなり、最も大きな被害が生じた川辺村(その後北川辺町に改称)における死者は 6 人でした。これに対し同じ条件下での洪水氾濫による想定被害は、北川辺町で約 3,400 人(最悪ケース)とされ 500 倍を超える大きさです。1947 年当時は敗戦直後の著しい混乱期で、国土は荒廃し、防災体制は全く不備であり、加えて深夜という避難等の緊急対応に極めて不利な時間帯に破堤は起きたので、現在の最悪ケースよりも悪い状況下での災害になります。

1947 年カスリーン台風による全国の死者は 1,540 人でしたが、この大部分は山地における土砂災害および山麓における激しい洪水によって生じたものです。赤城山での土石流による死者は 363 人でした。足尾山地南縁の急勾配で幅狭い谷底低地に位置する桐生と足利の両市では、渡良瀬川氾濫による山地河川洪水によって 465 人の死者がでました。中央防災会議の被害想定では、1947 年洪水による死者・行方不明の実数を 1,259 人として、想定方法の妥当性の裏づけとしています。この実数とされるものは群馬・栃木・埼玉・東京の 4 都県の死者・行方不明数にほぼ一致するので、利根川流域全体(下流にあたる茨城・千葉を除く)の被害を実数として採用したものと思われます。しかしその大多数は想定した栗橋西方での利根川破堤によるものではないので、妥当性の根拠にはなり得ません。3 日もかかって東京にまで到達する洪水で避難率 0% は非現実的な条件設定です。この大被害の想定はある政策意図(ダム建造など実施しようとしている河川工事の正当性の裏づけ)をもっておこなわれたのでしょう。

大きな人的被害をもたらす河川洪水は、山地内・山麓の谷底低地で生じています。勾配の緩やかな大河川平野では、洪水の進行速度は一般に人がゆっくりと歩く程度の速さであり、人の被害はあまり生じません。建物破壊と人的被害の発生には、洪水流の強さ(流速の 2 乗と水深との積で表される流体力)が大きく関係します。

5. 地震災害

関東平野の地下には南から約 35° の角度でフィリピン海プレートが潜り込んでおり、平野南部ではその上面付近を震源とする地震が頻繁に起こっています。マグニチュード(M)は一般に3～4クラスであり、M5.0以上は年に1回程度、M5.5以上は4年に1回ほどの頻度です。震源の深さは茨城南部で50 km、筑波山西方で約80 kmと深いので、地表での震度はほぼ5強までです。最大規模であった1895年の霞ヶ浦付近の地震(M7.2)は阪神大震災に近い規模でしたが、被害は死者4、家屋全壊37などとさほど大きくはありませんでした。東京湾付近では震源深さが30 kmほどと浅くなるので、1855年安政江戸地震(M7.1)のような局地的に大きな被害を引き起こす可能性があります。平野中央部では、かなり強い地震に頻繁に見舞われるものの、被害地震はわずかです。関東平野における活断層は、関東平野北西縁断層帯と立川断層帯とが平野西縁にあるだけです。これらが今後30年以内に活動する確率は、それぞれほぼ0%および0.5～2%です。立川断層の活動度は比較的高いのですが、地震規模はM7.4程度で、震度5強以上の強震動域は平野南西部に限られます。1931年には北西縁断層帯の一部が活動してM6.9の西埼玉地震を起こしました。震央は山地内でしたが、震源は極めて浅くて荒川低地において震度6弱の揺れが生じました。被害は埼玉県で死者11、住家全壊63棟、群馬県で死者5、住家全壊13などでした。

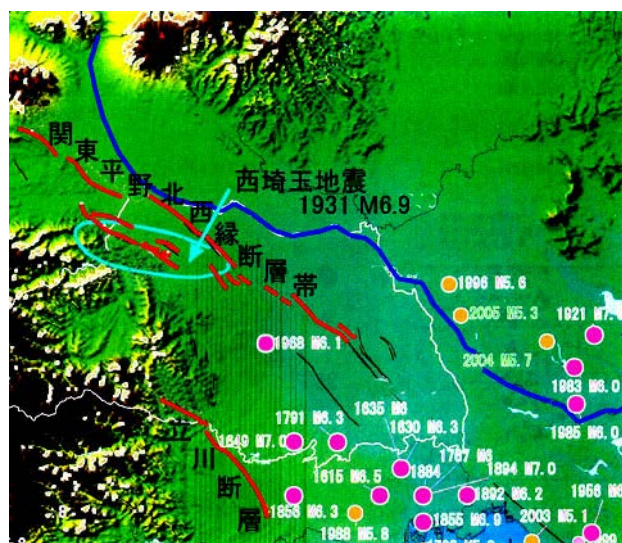


図14 関東平野中央部における地震活動
(地震調査研究推進本部)

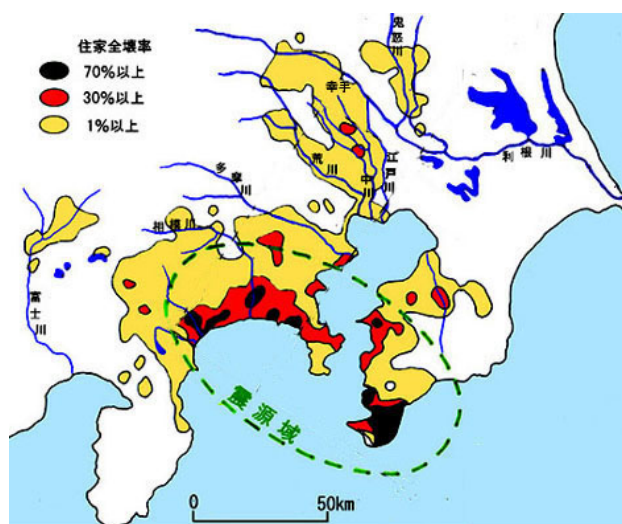


図15 関東地震による住家全壊率の分布

相模湾ではフィリピン海プレートの沈み込みによる海溝型巨大地震が発生します。その震源域が1923年関東地震のように北に偏ると、震源がより近くなって平野中央部でも大きな被害が生じます。関東地震では被害域が北北東方向に伸び、中川低地内の幸手町では震源から80 kmと離れていたものの住家全壊率27.5%とほとんど震度7に相当する大きな揺れが生じました。低地中央部の草加北方では全壊率が35%の町村がありました(図15)。中川低地では沖積層がかなり厚い(草加で35 m)こと、および深い盆状の基盤地形が、震動の増幅をもたらしたと推定されます。埼玉県の被害は、死者343、住家全壊4,759、半壊4,086などで、大部分は中川低地および荒川低地で発生しました。茨城県の被害(死者5、全壊141)は鬼怒川・小貝川低地に発生が限られました。台地では沖積低地に比べ震度が0.5～1.5程度小さくなるので、被害はあまり生じませんでした。震度が1小さいと被害はおおよそ1/10になります。幸手町(全壊率27.5%)の北東5 kmの常陸台地南西端にある境町では全壊率0.1%と震度5相当でした。

6. 火山災害

関東平野の周辺には活火山が11あります(図16)。浅間山は活動が非常に活発でランクAに分類されています(ランクAは全国で13)。ついで活動度の高いランクBは那須岳・榛名山・草津白根山・富士山・箱根山です。これらの火山、とくに偏西風の風上にあたる浅間山・草津白根山・富士山などが噴火した場合、関東平野にはかなりの量の火山灰が積もるおそれがあります。火山灰の降灰は、作物・樹木の倒伏、交通混乱、環境汚染、水質汚濁、健康障害など、多くの被害・混乱・障害を引き起こします。

関東平野の台地は、風化した火山灰である関東ロームで覆われており、厚さは平野中央部で2～3mほどあります。これは主としておよそ2万年～7万年前に繰返し起こった富士山と箱根山の噴火による火山灰が堆積したものです。北関東では、赤城・榛名や日光火山群からの火山灰が多くなっています。鹿沼土は4.5万年前の赤城山噴火による火山礫です。

ローム層中には厚さ5cmほどの黄色層が挟まっています。これは約6万年前の箱根山巨大噴火の際に飛来した軽石が、粘土化したものです。噴火当時には、隙間の多い軽石が10cmほどの厚さに積もったことでしょう。このときつくられた箱根カルデラから噴出した火砕流は、60km離れた横浜東部にまで到達しました。

1783年(天明3年)の浅間山噴火はこの地域に最大の被害をもたらしました。火砕流・降灰による直接被害は、火山周辺37集落で死者1,443人、住家埋没・全壊957戸などでした。北東麓の鎌原村(人口570)は大きな火砕流に襲われ483人の死者をだしました。火砕流は吾妻川に流入して利根川の河床を上昇させ、その後の洪水頻発の原因になりました。成層圏に噴き上げた大量火山灰は日射を妨げて、天明大飢饉(全国の死者100万人)を激しくしました。



図16 関東周辺域の活火山

貝塚ほか編(1985)：日本の自然4，日本の平野と海岸．岩波書店

水谷武司(2011)：1947年9月カスリーン台風の豪雨による洪水・土砂災害．水利科学319.

阪口ほか編(1986)：日本の自然3，日本の川．岩波書店

利根川研究会編(1995)：利根川の洪水—語り継ぐ流域の歴史．山海堂．

中村ほか編(1994)：日本の自然地域編3，関東．岩波書店．

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)