

35. 鬼怒川下流域

－天井川河川が並走する細長い台地間低地

1. 地域災害環境

鬼怒川は日光・高原火山群のある高起伏の帝釈山地を水源とし、関東平野北部の台地・丘陵地間を 80 km にわたりほぼ真っ直ぐ南に向け流れ、江戸時代初期に行われた台地開削部を抜けたところで利根川に合流しています(図 1)。流域は南北に非常に細長く、流路長は 177 km と利根川水系では最大の支流です。

東の喜連川丘陵・鶏足山地と西の足尾山地の間に広がる扇状地起源の堆積面は、ほぼ一様に南に傾斜しているため、ここを流れる河川はほとんど平行して南に向け流れています。西側を流れる姿川は、関東平野中央の中川低地北部を中心とする平野基盤の盆状沈降のために、河道をせだいに西に向けていくので、鬼怒川には合流しません。このため鬼怒川は中央を流れているものの合流する河川は非常に少なく、流域の東西幅は延長 60 km にもわたりわずか 10 km 程度であり、東を並走する小貝川との距離も 10 km ほどです。

かつて小貝川は、鬼怒川低地中央部の水海道において鬼怒川に合流する支流でしたが、江戸初期の河道付替えにより人為的に分離されました。この小貝川の流域を併せた自然状態での鬼怒川の流域面積は約 2,800 km² になり、利根水系で流域面積最大の支流・渡良瀬川とほぼ同じ規模になります。

鬼怒川付替え工事に先立ち江戸幕府は、平野中央部の関宿において台地を開削し、南に向け流れていた利根川を東に向けて常陸川(現在の利根川本流河道)に接続し、銚子で太平洋に注ぐという大規模河川工事を実施しました。この人為付替え以前には、南から伸び出る下総台地とその延長部を分水界として、関東平野の流域は大きく 2 分されており、東半部全体が鬼怒川の流域でした。霞ヶ浦に流入する諸河川は当時は鬼怒川の支流となっていたのでこれが加わり、鬼怒川は流域面積が約 6,300 km² という大河川でした。

鬼怒川の河床縦断面は、下館南方を境にして勾配が急減しています。上半部は勾配 1/200 ~ 1/400 で、河流は大きな礫も運ぶ運搬力があるので、広い河原の砂礫州の間を幾筋もに分かれて流れるという網状流の扇状地性河川となっています。堤防はここでは連続させず、上流に向け開く逆ハの字形の霞堤にしています。一方下半部では勾配 1/1,500 ~ 1/2,000 と緩やかです。

下妻において鬼怒川は小貝川と同じ台地間低地内を平行して流れるようになります。この幅 4 km ほどとさほど広くはない低地の両側面を、両川は 20 km もの距離にわたり合流することなく平行して流れるという、やや特殊な流路をとっています(図 2)。

小貝川は山地を水源としない平野河川です。その最上流端は、鬼怒川が山地から出て南に向きを変えるあたりの扇頂部に相当するところにあり、分水界となるような地形の高まりはありません。したがって鬼怒川本流は現在の小貝川に流れ込んでいた時期があり、台地開削幅の広さから、そ

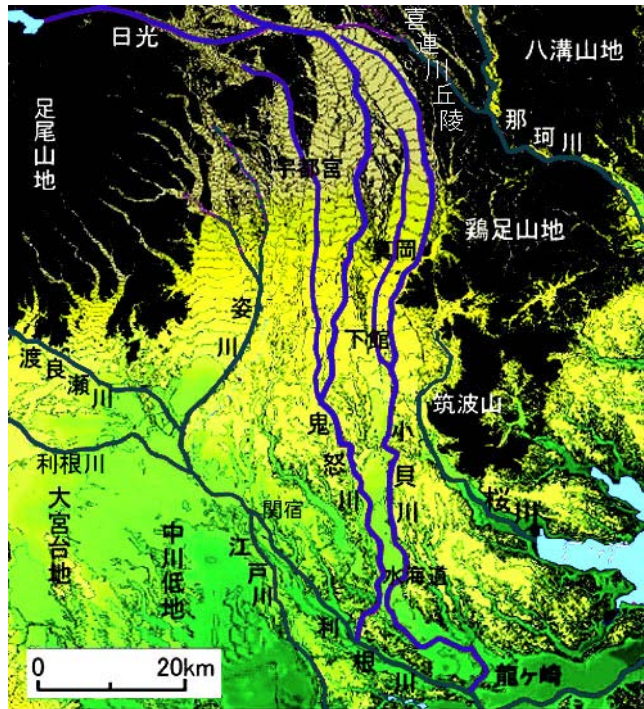


図 1 関東平野北部の水系

の状態がより長かったと推測されます。このため小貝川低地の地下には鬼怒川が日光山地から運んだ火山礫などが堆積しています。なお、約2万年前に鬼怒川は、さらに東にある桜川に筑波山西方において流入し、霞ヶ浦に注いでいたことが、礫堆積層とその種類からわかっています。

鬼怒川は上流山地から多量の土砂を運び出すので、鬼怒川・小貝川低地において大きな自然堤防を河道沿いに発達させています。その規模は石下において比高6m、幅1kmほど、水海道で比高4m、幅500mほどです。風に吹き上げられた砂が自然堤防表面を覆うという河畔砂丘もあり、高さが通常自然堤防よりも高くなっています。下妻では自然堤防が低地を半ば閉ざすほどに発達しています(図3)。

水海道において西に分岐する飯沼川の低地は、出口が鬼怒川の土砂堆積により閉ざされ、かつては沼が広がっていました。1700年代初期に猿島台地を開削して飯沼川の水を西方の菅生沼低地に導く工事が行われ、この沼地は水田とされました。飯沼川低地では堆積が進まないため、標高が鬼怒川・小貝川低地に比べ5mほど低い低湿な谷底低地になっています。

小貝川も自然堤防を連ねていて、河床の高い堆積性の河川です。このため両川の間がより低くてそこを排水河川の八軒堀川がほぼ真っ直ぐ南に流れています。平野河川である小貝川の土砂搬出量は少ないので、低地地盤高は全般に東の方ほど低くなっています。低地南半部では、小貝川が天井川の状態になり低地中央部のやや東寄り地盤高が最も低いという、浅い凹状の地形を示します。

低地の東縁を流れる小貝川は水海道付近において西に向きを変え、西側の猿島台地の縁を流れるようになるので、この低地の下流端は台地と小貝川流路によって閉ざされた袋状の低地になっています。これは氾濫水が滞留しやすい地形です。

水海道は、鬼怒川が台地開削により利根川と直結されたことで水運の中継地となり、また宿場町としても発展してきた街です。その主部は自然堤防上にありますが、1913年に開通した関東鉄道・常総線の駅が街のはずれにつくられたこともあり、周辺の凹地状低地に市街が進出して、洪水により一面の水海になる危険の大きい土地環境にあります。低地の河流端に位置するので、低地内

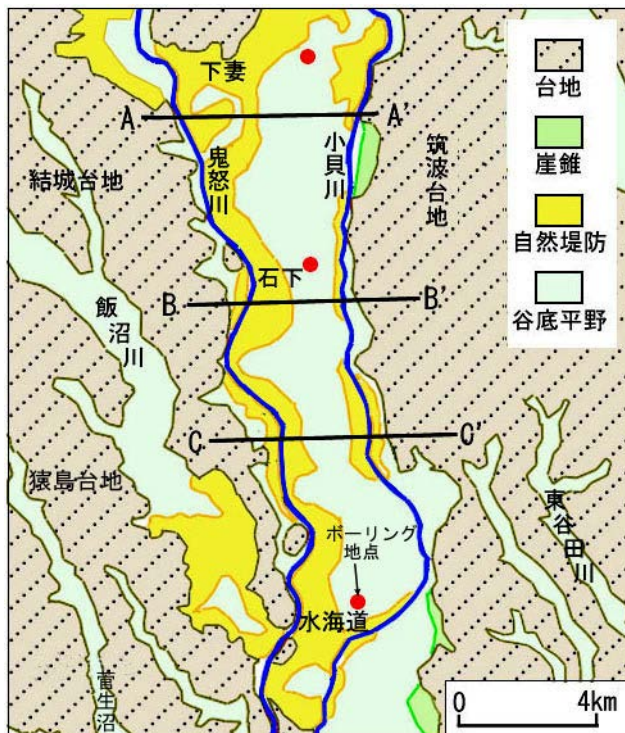


図2 鬼怒川下流域の地形

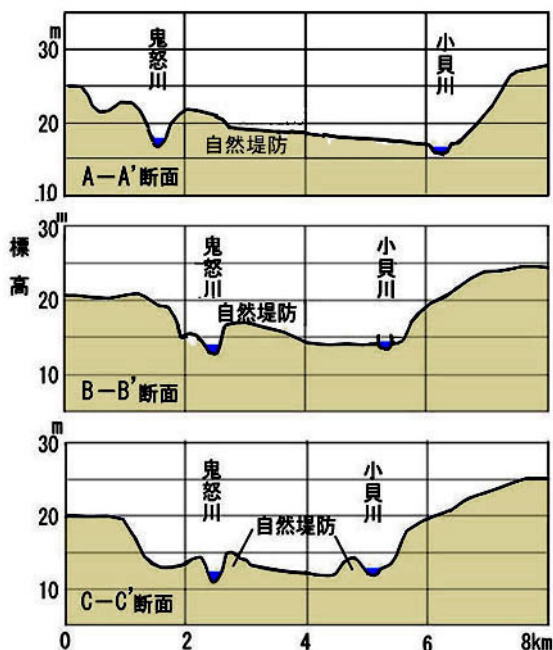


図3 低地の地形断面

のどこで氾濫が生じても洪水はここにまで到達します。昔は度重なる水害の経験から、低地内の家はタブネと呼ばれる小舟を備え付けて浸水に備えていました。

鬼怒川・小貝川低地の地下には、氷河期に堆積した礫層があり、この上に載る砂泥層が沖積層に相当します。その厚さは水海道において30～35m、石下で約20m、下妻では10mほどです(図4)。地層の硬さの程度を示すN値はほぼ5以下と軟弱です。下妻から10km上流の母子島付近(下館南方)になると礫層はほとんど地表にまでできています。なお、約6千年前の海面上昇期に鬼怒川低地では、関東平野で最も奥深く海が入り込んでおり、下妻の南まで達していました。小貝川の名は、このときの貝塚が分布することからつけられたようです。

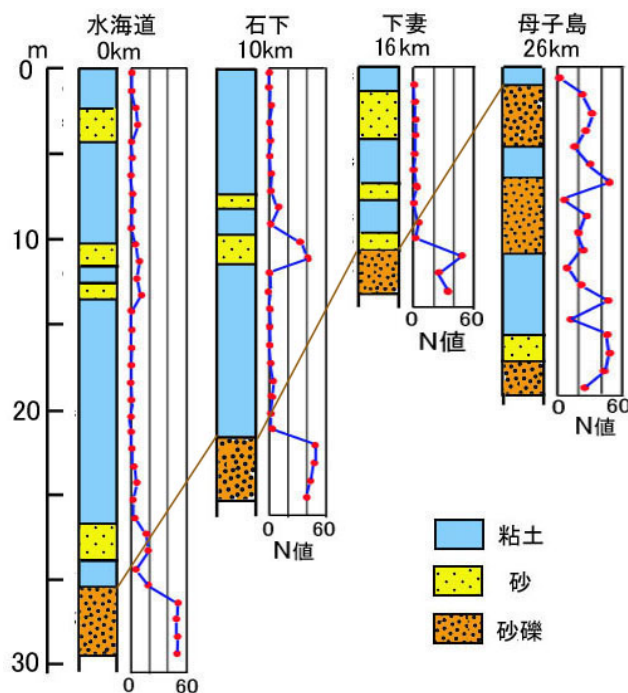


図4 ボーリング柱状図(地点は図2中に)

2. 洪水災害

鬼怒川はその名が与えるイメージほどの暴れ川ではなく、下流部においては近年大きな洪水は比較的少なかったとみられます。なお、鬼怒川という表記がなされるようになったのは、江戸時代末期ごろからで、それ以前は毛野川などが使われていました。一方小貝川では、上流域に山地のない平野河川にもかかわらず、洪水はより頻繁に起こっています。最下流の龍ヶ崎低地では、過去300年間に14回もの破堤洪水が発生しました。

鬼怒川における大きな洪水には、1723年(享保8年)の五十里大洪水があります。これは豪雨によるものではなく、その40年前に日光付近を震源とするM7.0の地震によって生じた地すべりダム(高さ70m)が決壊して引き起こされた水害でした。洪水は激しい段波状となって流れくんだり、下館付近にまで被害が及びました。死者は約1,200人でした。地すべりダム湖の大きさは現在の五十里ダムを超えるもので、会津との交通路を遮断したりしました。

昭和になってからの大きな水害には、1938年6月の梅雨前線豪雨災害があります。鬼怒川堤防は6箇所が決壊、13箇所で越水が生じ、小貝川の氾濫も含め4,436戸の家屋が浸水しました。この豪雨では茨城県の低地の1/3が浸水し、県全体で死者25人、住家流失・全壊180戸などの大きな被害が生じました。

鬼怒川・小貝川低地における最近の大きな洪水には、1986年8月の石下・豊田地先における小貝川の破堤と2015年9月の鬼怒川氾濫があります。鬼怒川河岸には高い自然堤防が連続するので、盛土堤防がつくられていないところもあります。鬼怒川が破堤あるいは河岸越流により左岸(東側)に氾濫した場合、かなりの急勾配を示す自然堤防側面を氾濫流が流下するとき強い流れが生じて、建物を流失・全壊させるおそれがあります。鬼怒川沿いの自然堤防部には家屋が集中分布しているので注意を要します。鬼怒川左岸あるいは小貝川右岸からの氾濫水は、両川の間を南に向け流れ、氾濫流入量に応じて低地内に拡がり、南端部の水海道周辺盆状凹地に滞留します。

1986年小貝川洪水は、石下・本豊田における破堤により生じました(図5)。破堤の原因は農業用取水門での漏水で、その経過が連続写真で記録されています。取水施設の設置箇所は破堤・決壊が生じやすいところです。小貝川は農業用河川で、用水堰9、用排水樋管74、排水機場3がつくられています。

氾濫流は低地の地形に従い、低地中央を毎時 0.5 km ほどの速度で南に流れ、10 km 離れた水海道にまで到達しました。低地中央を通る八間堀川は、護岸の高さ（田面との比高）が 1.5 m あるので、氾濫水の西方への拡大をかなり制約しました。水海道付近では路盤の高い道路が、氾濫域の南方への拡大を阻止しました。排水促進のために鬼怒川堤防開削という手段も採られました。浸水面積は 10 km²、住家の床上浸水 364 棟、床下浸水 407 棟でした。この洪水後、下館南方の大谷川合流点に母子島遊水地が設けられ、洪水流量の 1/3 を貯留する計画になっています。

2015 年 9 月の鬼怒川氾濫は、首都圏ということもあり注目を集めました。本州東方海上をゆっくり北上した台風により南北に伸びる線状豪雨帯が出現し関東に長時間停滞したために、鬼怒川の上流山地で総降雨量 600 mm、下流域で 300 mm を超える大雨が降りました。これにより水海道における鬼怒川の最高水位は 8.08 m と、既往最大を 2.5 m も上回り、ほぼ全域で越流寸前という大出水となりました（図 6）。一方小貝川流域は線状豪雨帯からややはずれたので、鬼怒川ほどの大きな流量にはなりませんでした。

この大規模出水により、水海道では水位がまだ堤防天端の 2.5 m 下にあった早朝の時点において、水海道から 12 km 上流の若宮戸（旧石下町）において越水氾濫が生じました。この河岸には標高 20 m、河川敷からの比高 5 m の幅広く高い自然堤防があり、盛土堤防はつくられていませんでした。

この大規模出水により、水海道では水位がまだ堤防天端の 2.5 m 下にあった早朝の時点において、水海道から 12 km 上流の若宮戸（旧石下町）において越水氾濫が生じました。この河岸には標高 20 m、河川敷からの比高 5 m の幅広く高い自然堤防があり、盛土堤防はつくられていませんでした。

水海道水位がピーク近くに達した時点には、水海道から 9 km 上流の上三坂地先において、左岸堤防が延長 200 m にわたり破堤しました。破堤の主因はオーバーフローによる天端と裏のり面の洗掘でした。鬼怒川堤防の決壊は 1949 年キティ台風以来 66 年ぶりのことでした。

若宮戸における氾濫水の主流は、地表の最大傾斜の方向に従ってまず東に向かい、しだいに南東に向け進行しました（図 7、図 8）。浸水域は北方（上流方向）へ 2 km ほど拡大しました。越水地点付近の自然堤防の規模は大きく、側面勾配はかなり緩やかなので、建物を流失させるほどの激しい流れは生じませんでした。

石下付近では地盤高は小貝川に近いほど低くなっているものの、浸水域は小貝川にまでは達していません。南北に伸びる八間堀川の護岸や国道 268 号の盛土路盤が東方への進行をかなり阻止したことによるものです。なお八間堀川は、鬼怒川からの洪水により、4 箇所決壊しました。越水からおおよそ半日後に、若宮戸からの氾濫水は、上三坂破堤口からの氾濫水に合流しました。

上三坂の破堤口付近では、水深 1.5 m ほどの激しい流れが生じ、氾濫流の直撃を受けた建物数棟



図 5 1986 年 8 月洪水の浸水域

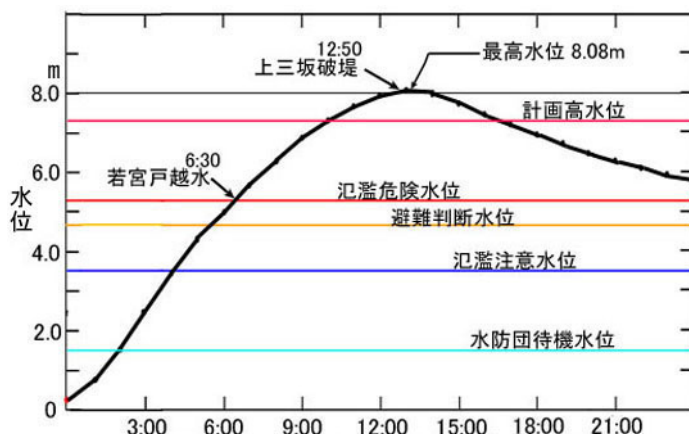


図 6 2015 年 9 月洪水による鬼怒川水位の時間変化（水海道水位観測所）



図7 最大浸水範囲
(国土地理院資料を仕様)

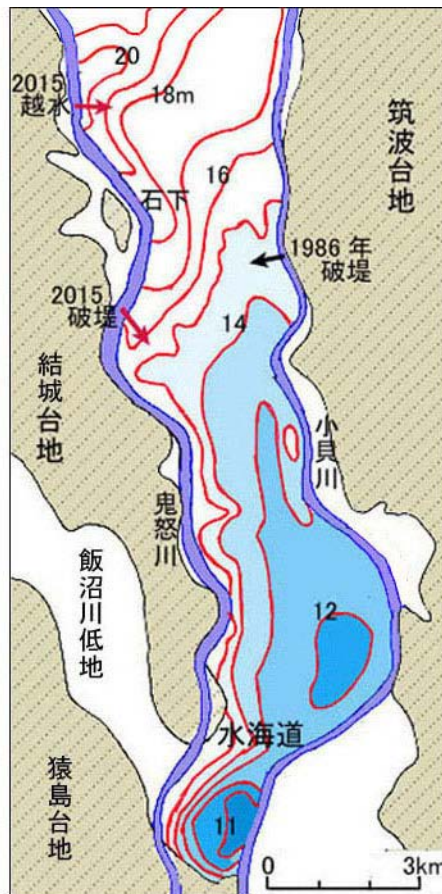


図8 鬼怒川・小貝川低地の地形

が流失の被害を受けました。基礎洗掘による建物損壊もかなり生じました。主流は東南方向に向かい、若宮戸からの氾濫水と合流して低地中央部を南下しました。破堤5時間後の時点における浸水域の南限は、3.5 km 離れた県道 123 号線付近にあり、平均進行速度は時速 700 m でした。県道による堰止めがかなり長時間続いたと思われます。

このように低地を横断する主要道路の盛土路盤が氾濫流の南下を一時止め、水位を堰上げてそこから溢れ出る、ということを繰り返しながら浸水域は南に拡大しました。常総市中心の水海道地区(上三坂から 9 km)に洪水が到達したのはその日の深夜でした。この区間の平均勾配は約 1/2,500 で、氾濫流の平均進行速度は時速 800 m となります。大河川の平野では通常このように、時速 1 km 以下と人がゆっくり歩く程度の速さで浸水域は拡大します。

鬼怒川・小貝川低地の下流端は塞がれているので、水海道地区への流入水はほとんど自然排水されません。八間堀川は水海道北部で鬼怒川に合流していますが、その排水量はわずかです。このため氾濫が生じた翌日の未明から排水作業が行われました。最大時には 60 台のポンプ車を使用して、鬼怒川と小貝川への排水が行われました。浸水面積は最大時に 40 km² で、約 8,800 棟の住家が浸水しました。

3. 地震災害

この地域に大きな被害をもたらした地震に 1923 年関東大震災があります。茨城県の被害は死者 5 人、住家全壊 458 戸、半壊 590 戸などで、この大部分が鬼怒川・小貝川下流域の低地で生じました(図9)。台地面上では住家の全半壊はほとんどありませんでした。相模湾の震源からは 100 km 以上も離れていたため、地形・地盤条件が被害の大きさに明瞭に反映しました。

全壊率が最も大きかったのは石下町で1.7%、震度6弱の下限近くの揺れでした。全壊率や損壊率(半壊の1/2を加える)が大きかったのは、鬼怒川・小貝川低地および飯沼川低地にほぼ限られます。2011年東日本大震災でも、下妻市の全壊率0.26%、損壊率0.96%は、周辺市町の5倍以上の大きさでした。関東大震災では中川低地中央部(埼玉県)で全壊率30%(震度7)に近い大被害が生じており、平野基盤の盆状沈降の中央部では、地震動増幅が生じるような地下基盤構造にあると推定されます。

関東平野の地下では南から沈みこんでいるフィリピン海プレートの上層付近で頻繁にやや強い地震が発生しています。茨城南部ではその深さは決まって50~60kmです。震源からこれだけ離れていると、地表での地震はかなり弱まります。

内閣府資料による地震規模M7.3の場合の予想震度の最大はほぼ6弱です(図10)。

これまでの直下地震で規模最大は1895年霞ヶ浦付近の地震で、M7.2でした。被害は死者4人、住家全壊37戸、半壊53戸で、そのほとんどは地盤の悪い霞ヶ浦北岸低地で生じました。震源から30kmの鬼怒川・小貝川低地では、住家全半壊は生じませんでした。

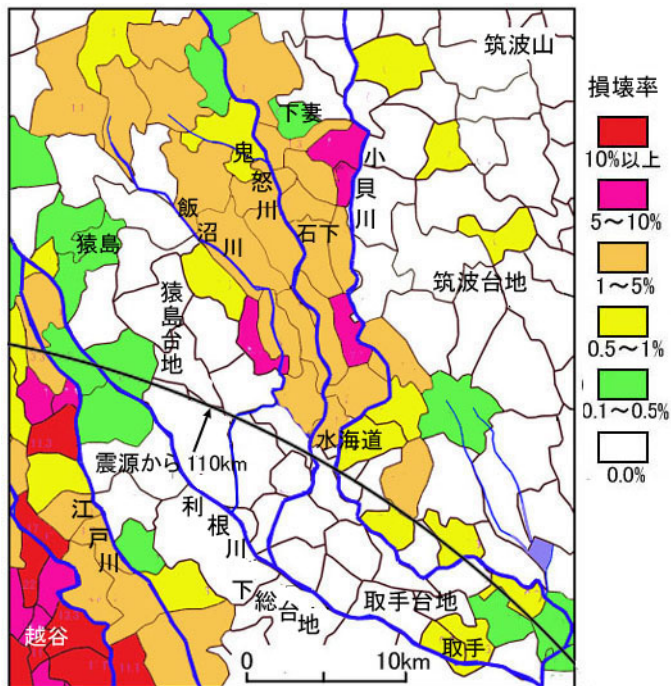


図9 1923年関東地震による町村別住家損壊率
 $\text{損壊率} = (\text{全壊数} + 0.5 \times \text{半壊数}) / \text{総戸数}$

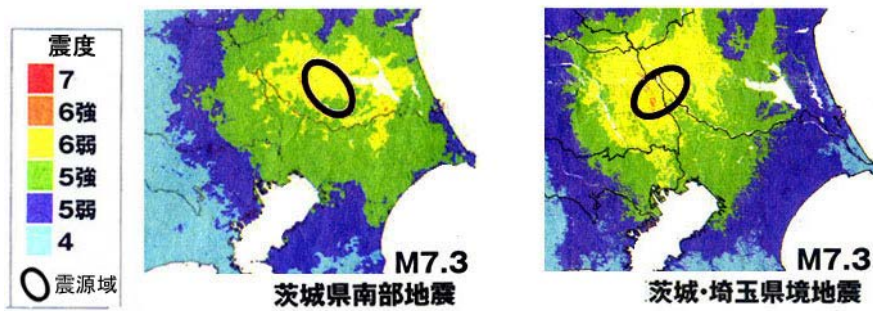


図10 関東平野直下の地震による予想震度(内閣府資料)

国土地理院(1978):土地条件調査報告書,土浦・佐原地区。

貝塚・小池・遠藤(2000):日本の地形4 関東・伊豆小笠原。東京大学出版会

国立防災科学技術センター(1987):1986年8月5日台風10号の豪雨による関東・東北地方の水害調査報告。主要災害調査27。

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29年12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)