液状化問題の地形・地質的背景

若 松 加寿江*

Geomorphological and Geological Settings for Soil Liquefaction

Kazue WAKAMATSU*

1. はじめに

ゆるい飽和砂地盤では地震時に液状化現象が発生し、構造物に甚大な被害をもたらすことがある。周知のように、このことが認識されるようになったのは1964年(昭和39年)に発生した新潟地震(M=7.5)である。この地震では、鉄筋コンクリート造アパートの転倒、道路橋の落橋、鉄道盛土や堤防の崩壊など多くの被害が発生したが、これらのほとんどは液状化によるものであった。また、この年には、海を隔てたアメリカでも液状化による大規模な地すべりが発生し、アラスカ州アンカレッジ市およびその周辺地域に甚大な被害を与えた。

1964年を契機として、地震時の地盤の液状化に関する研究の必要性が強く認識され、日本とアメリカ合衆国を中心として急速に進展した。しかし、これらの研究は主に土質工学の分野でなされ、地盤を物理的・力学的材料として扱い、液状化を起こしやすい材料(土)やその条件を調べることを目的とした室内実験や解析が主流であった。

一方、過去の地震における液状化発生の履歴の実態調査も一部の研究者の手により行われてきた。筆者は18年間、この液状化履歴に関する研究に携わってきた。地盤の液状化が新潟地方に限った現象なのか否かを確かめることと、液状化発生の法則性の追求が主たる目的であった。研究を進めるうちに、わが国の沖積低地で普遍的に生じていたことが明らかとなり、各地の液状化発生日の地盤条件を調べ始めた。そこで、日本全土に分布する極めて多数の液状化事例を分析するには、単に材料と

しての土ではなく、土層構造や地下水条件も含めた液状化地盤の成因や地史、すなわち地形・地質的背景を知ることの重要性を痛感した。

地質学は地球の生成史、地殻の性質および構造などが主要な研究対象であって、時間的には数10億年前ないし数百万年前に至る間の古い時代と、地表から数km～数10kmの深さに及ぶいわゆる地殻部分に取り扱われる¹⁾。これに対し、地形学は地質学の扱う地球形成史の最後の部分を対象とし、時間的には数百万年前よりこの方現在時点に至るまでの間であり、地表の形態そのものおよびこれを構成する比較的新期の地層が取り扱われる¹⁾。したがって、沖積低地で発生する液状化現象は、どちらかと言うと後者と大きなかわりがあり、特に最新の地層の堆積状況を明確に反映している微地形と密接に関係している。

本稿では、過去に液状化が広範囲に発生した主要な3平野を取り上げ、地形・地質的条件、特に微地形との関連を調査した事例を紹介する。

2. わが国における液状化発生日の分布

筆者は、古文書を含めた地震被害に関する各種の文献の中から噴砂・噴水などの記述を捜し出したり、実際に住民に聞き込み調査を行って、過去に液状化が発生した地点を調べた。その結果、西暦416年から1989年までの約1500年間に合計123の地震で、日本各地に液状化と考えられる現象が発生していたことがわかった²⁾。

図-1は、主な沖積平野や盆地における過去の液状化発生回数を示している³⁾。わが国の地震被害に関する最初の科学的な文献は「地震報告」(中央気象台発行の年報)であり、刊行が開始されたのは1885年(明治18年)

* 早稲田大学理工学研究所 Science and Engineering Research Laboratory, Waseda University

図-1 主な平野・盆地における液状化発生回数 (416-1989)³⁾

のことである。このため図-1では、1884年以前の地震を歴史地震として扱い、1885年以降の地震と区別している。図を見ると、関東、濃尾、秋田、仙台、大阪の各平野では、1885年以降現在までの104年間だけでも5回以上の地震で液状化が発生していることが分かる。

3. 沖積平野における液状化事例の地形・地質的背景

3.1 関東平野

関東平野には、利根川、中川、荒川、多摩川などの河川が形成した広大な沖積低地が発達している。地形的には上流部から扇状地帯、自然堤防地帯、デルタ地帯の3つのゾーンに分けられ、わが国の河成沖積平野の典型的様相を呈している。

図-2は関東平野中心部における過去の液状化発生地

点を地形分類図上にプロットしたものである。液状化発生地点は、その位置が比較的明確な1885年以降の地震によるものを対象としている。内陸地震である東京湾北部地震と西埼玉地震による液状化地点は、震央に近い地域に分布しているが、相模湾に震源を置く関東地震では、沖積層の厚い中川・古利根川沿いの埋没谷に沿って液状化が発生している。

しかし、個々の液状化発生地点の位置は微地形の影響を強く受けていることがわかる。すなわち、東京低地を中心としたデルタ地帯では、液状化は埋立地・干拓地および中川、隅田川、古隅田川沿いの地域で発生している。図-2では、図の大きさの都合で小規模な自然堤防や旧河道は省略しているが、上記の河川沿岸の地点は大部分が自然堤防や旧河道に当たっている。これに対し、デルタ一般面では液状化はほとんど発生していない。

図-2 関東平野における地形分類図と液状化発生地点

図-3は図-2の自然堤防地帯における地形分類と関東地震による液状化地点を拡大したものである。図中の地割れは、地質調査所の調査による噴砂・噴水を伴った地割れの分布図⁴⁾に基づいている。これらの地割れ群は、古利根川および元荒川に沿う自然堤防の分布を見事に再現している。また、地割れは河道の滑走斜面（堆積側）に多く発生し、攻撃斜面（侵食側）にはほとんど生じていないこともわかる。

次に、関東地震による液状化が古利根川・元荒川流域

に集中して発生し、荒川流域にはあまり生じなかった理由について考えてみる。古利根川は1621年までの利根川の本流であり、地下には50 mにも及ぶ深い埋没谷が発達している。一般に、地震動の増幅は軟弱層が厚いほど顕著であることから、震央距離が同程度であっても荒川沿岸より古利根川沿岸の方が地震動が強かったと想像される。

第2の理由として、自然堤防の規模や土質の違いが考えられる。古利根川沿岸の自然堤防は主に利根川本流

図-3 1923年関東地震による埼玉県越谷市・草加市付近の微地形と液状化発生地点

時代に形成されたもので、連続性、幅および比高などから見て日本最大の自然堤防である⁵⁾。これに対して、荒

川は鎌倉時代や江戸時代初期には綾瀬川や元荒川が本流であり、現在の川筋に付け替えられたのは1629年のことである⁶⁾。このため、現在の荒川沿岸には古利根川のような大規模な自然堤防は発達していない。

自然堤防堆積物は一般に砂質土から成るが、厳密には利根川系と荒川系では土質が異なる。大矢(1961)は両者の河床堆積物と自然堤防堆積物の粒径を比較した結果、利根川系は砂質であるのに対し、荒川系では利根川系より粒子が細かく、微細砂以下のものが占める割合が多いことを指摘している⁷⁾。

また、この地域には、住古の荒川が明瞭な旧河道を残している。図-3の毛長川がそれである。旧河道では、新潟地震の経験などから一般に液状化が発生しやすいと言われている。このことから、筆者は6年ほど前に毛長川沿いの地域で関東地震の体験者に聞き込み調査を行った。しかし、毛長川沿岸では、噴砂・噴水などの地盤変状は全く発生しなかったとのことであった。

図-4に古利根川と毛長川流域のボーリング柱状図を比較して示す。図中①～③は毛長川流域の柱状図であり、④～⑥は古利根川流域のものである。液状化が認められなかった①のデルタと④の後背湿地では、液状化を起しそうなゆるい砂が地表付近に見当たらない。②⑤の自然堤防と③⑥の旧河道の柱状図は、毛長川、古利根川ともに地表付近にゆるい砂質土層が堆積している点で

図-4 埼玉県越谷市・草加市付近の微地形と地盤条件との関係 (ボーリング地点位置は図-3に示す)

図-5 1931年西埼玉地震による埼玉県本庄市・深谷市付近の微地形⁸⁾と液状化発生地点

類似している。しかし、液状化が認められなかった毛長川の砂層にはシルトが混入しており、粒度特性から見て古利根川系に比べ液状化が生じにくいことがわかる。住民の話によれば、毛長川沿岸の自然堤防は泥質のため野菜畑に適さず、水稲作に改めたほどであるとのことである。

また、前述の荒川同様、沖積層の厚さの違いも液状化発生の有無に影響したと考えられる。毛長川沿岸では厚さが25~30 mであるのに対し、古利根川沿岸では45~50 mにも及んでいる。

図-5は図-2に示した利根川の扇状地地帯の地形分類⁸⁾と液状化発生地点を拡大したものである。この地域には河道に沿って狭長な扇状地が形成されており、背後の台地との間は後背湿地となっている。液状化は扇状地およびその旧河道付近で発生しており、自然堤防地帯同様、後背湿地には生じていない。

図-6にこの地域の微地形ごとのボーリング柱状図を示す。後背湿地では地表から5 m付近まで粘性土が堆積しているのに対し、扇状地や旧河道では地表面下浅いところにゆるい砂層やあまり密でない砂礫層が存在する。この地域では多量の地下水とともに砂礫を噴出したと報告されている⁹⁾ことから、砂礫層の一部も液状化したと推定される。砂礫層は一般に液状化が起こりにくい

図-6 埼玉県本庄市・深谷市付近の微地形と地盤条件の関係 (ボーリング地点位置は図-5に示す)

と考えられているが、この地域の場合、震央から近く地震動が強かったと推定されること、かつ砂礫層が粘性土で覆われているため地盤の排水性が悪く、間隙水圧が上昇しやすい土層構造であったことが砂礫層の液状化を促したと推察される。

なお、扇状地の地下水位は一般に扇端部で浅く、扇基部で深い。利根川扇状地の場合、液状化が全面的に発生

図-8 大垣付近の詳細地形分類図と液状化発生地点¹³⁾

していることから、地下水の状況も調べた。全域については調査できなかったが、図-5に示したように湧泉が各所に認められた。この地域の自由地下水位等高線¹⁰⁾を見ると、妻沼町より上流部では等高線は利根川に平行ないし川を挟んで上流側に曲がっており、地下水が台地側から利根川に向かって流動する傾向を示している。このことから、この扇状地の場合、地下水位が全般に浅く液状化が生じやすかったことがうかがわれる。

3.2 濃尾平野

濃尾平野は関東平野に次ぐわが国第2の大平野であり、地形的構成も類似している。

この平野では、古来多くの地震に見舞われており、液状化を生じたと思われる地震の数も多い。図-7にはこのうち1885年以降の主要な地震による液状化発生地点を地形分類図¹¹⁾上にプロットした。液状化は、関東平

野同様、自然堤防周辺、旧河道、扇状地末端部、埋立地など、微地形条件から推察して表層部に砂質土が堆積するところに生じていることがわかる。

ところが、平野北西部の大垣付近は主として後背湿地であり、軟弱粘性土地盤と推定されるにもかかわらず液状化地点が極めて集中している。また、本地域は大垣自噴帯¹²⁾と呼ばれる被圧地下水の湧泉帯に当たり、地震の際の泥砂の噴出が液状化によるものでなく、被圧地下水の噴出である可能性も考えられる。筆者は上記のことを確かめるために、この地域の液状化地点の地形・地質的背景を詳しく調査した¹³⁾。

図-8に、大垣付近の地形分類図と液状化発生地点の詳細を示す。空中写真判読等により詳細な微地形調査を行った結果、本地域の北半部には極めて不明瞭であるが、点在する自然堤防に沿って幾筋もの旧河道が分布し

図-9 大垣自噴帯と地下水湧出地点¹³⁾

ていることが明らかになった。また、これらの旧河道の年代を調べた結果、上記の旧河道は1530年（享禄3年）までの揖斐川の本流の位置と一致することがわかった（図-8の矢印）。

一方、被圧地下水の状況を知るために、空中写真や明治・大正期の地形図によって地下水湧出地点を抽出した。その結果、図-9に示すように、湧水地点は大垣自噴帯の範囲内に高密度に分布していることがわかった。しかし、液状化発生地点と湧水地点の位置は必ずしも一致しなかった。

次に、図-8に示した微地形と表層地質との関係をボーリング資料によって確認した。図-10に示すように、本調査地域の沖積層は第一礫層と呼ばれる砂礫層を基底として北部で薄く数m、南下するに従い厚さを増し、最南部で40m余りの厚さで堆積している。南半部すなわち東海道本線以南では汽水成層や海成層（上部砂層・中部粘土層・下部砂層）が発達している。最上部陸成層は厚い所で10mを超えており、北部の扇状地帯では主として砂礫であるが、自然堤防帯では砂礫から粘性土へと漸移している。

図-11は東海道本線の北側における東西方向の地質断面図である。この地域には海成層と思われる地層は認められず、起伏の激しい基底礫層の上に最上部陸成層が直接載っている。地表部は後背湿地性の軟弱な粘性土層で覆われているが、過去に一時河道や自然堤防であったことを示す砂層・砂礫層を所々に挟んでいる。特に旧揖

図-10 大垣付近の南北方向推定地層断面図¹³⁾（断面位置は図-8に示す）

図-11 大垣市北部の東西方向推定地層断面図¹³⁾ (断面位置は図-8に示す)

図-12 大垣市南部の東西方向推定地層断面図¹³⁾ (断面位置は図-8に示す)

図-13 能代～八郎潟西岸地域の地形分類図と液状化発生地点（文献15）に加筆）

図-14 砂丘地帯の模式的断面図

斐川本流の流路と思われる辺り (No. 11) では、砂礫層および砂層が10 m 近く堆積しているのが認められる。

図-12は東海道新幹線沿いの地質断面図である。ここでの最上部陸成層は全般に有機質で軟弱である。陸成層の土質と微地形との対応を見ると、揖斐川や杭瀬川の現河道 (No. 29, 50) では地表部は砂礫層で構成されている。自然堤防 (No. 26, 48, 49) では、砂およびシルト混じり砂である。その他の地点、すなわち図-7の地形分類図で後背湿地と区分されているところでは、地表はシルトで覆われている。しかし、図-8の詳細な地形分類図で不明瞭な旧河道が分布する地点 (No. 28~34, 39, 43) のみに、地表面下数 m に厚さ1~4 m 程度の砂層が伏在していることがわかる。地下水位は扇状地末端から自然堤防地帯を通じて全般に浅く、ボーリングの孔内水位で G. L. -1 m 前後である。

液状化発生地点と沖積層の分布を対比すると、液状化発生地点は海成層が見られない調査地域の北半部に集中している。海成層のうち液状化の可能性が考えられる地層は深さ10 m 前後に存在する上部砂層であるが、この地域の上部砂層の N 値は15~20以上と比較的締まっていることから液状化が起りにくいと考えられる。たとえば局部的に発生しても、厚い陸成層で覆われているためにその影響は地表に現れなかったと思われる。

一方、北半部に分布するのは最上部陸成層と基底礫層である。基底礫層はこの地域の第一被圧地下水帯水層であることから、泥砂や水の噴出が液状化によるものでなく被圧地下水の噴出とも考えられる。しかし噴出現象が見られたのは、前述のように図-9に示した自噴帯のうち北半部の地域であり、また湧水地点の分布ともはっきりした関係は認められない。液状化地点は、むしろ図-8に示した不明瞭な旧河道の分布と良く一致している。特に江濃地震の際、噴水が100か所以上で見られた地区 (図-8中の大きい○) の分布と旧揖斐川本流の流路 (同図中の矢印) とは極めて良く合致している。このことから、この地域における噴出現象は被圧地下水の噴出では

図-15 雄物川河口付近の地形分類図と日本海中部地震による液状化発生地点¹⁵⁾

なく、旧揖斐川およびその分流派川による堆積物 (砂礫層~細砂層) の液状化と考えた方がより自然である。

この地域の場合、被圧地下水によって地盤には潜在的に高い間隙水圧が加わっていたこと、しかも利根川扇状地と同様、後背湿地性の粘性土で覆われ地盤の排水性が悪かったことが、河床砂礫層の過剰間隙水圧の発生を助長したと考えられた。

3.3 能代・秋田平野

秋田県の能代市から男鹿半島を経て秋田市にかけての日本海沿岸地域には、海岸平野が連続している。これらの平野は濃尾平野や関東平野とは地形的様相が異なり、海岸沿いの砂丘列と低湿なデルタ地帯で構成されているのが特徴である。この地域では、古くは1694年 (元禄7年)の能代地方の地震をはじめとして、1810年羽後地震、1896年陸羽地震、1939年男鹿地震、1964年5月男鹿半島沖地震、1964年6月新潟地震および1983年日本海中

図-16 新屋元町付近の微地形と液状化被害地域¹⁵⁾

部地震で液状化が発生したと推定されている¹⁴⁾。

図-13は、このうち能代から八郎潟西岸にかけての地域の地形分類図と既往地震による液状化発生地点を示している。液状化は、いずれの地震においても砂丘地帯の内陸側縁辺部で起きていることがわかる。図-14に砂丘地帯の模式的断面図を示したが、砂丘地帯と内陸側の低地との境界部には、沼沢性の軟弱層の上にゆるい砂丘砂が堆積している。これらの砂は、卓越風によって飛ばされてきた砂丘砂や砂丘斜面を滑落した砂丘砂など、2次堆積の極めてルーズな砂である。そのうえ、砂丘地帯の内陸側縁辺部は、大小多数の池沼が点在していることからわかるように、砂丘地下水の湧泉帯に当たり地下水位は極めて高い。さらに、緩斜面であるため、地盤には潜在的にせん断力がかかっている。このため、液状化の発生が直ちに地割れや側方流動などの変状につながりやすく、したがって、液状化による被害を増大させやすい地形条件であることも指摘できる。

図-15は、秋田市付近の地形分類図に、日本海中部地震による液状化発生地点を重ねて示したものである。液状化は秋田港付近の旧河道、埋立地および砂丘の内陸側縁辺部で発生していることがわかる。

図-16は、この地域の中でも、家屋等の被害が最も著しかった秋田市新屋元町付近の微地形と液状化発生地域の分布を示している。新屋元町一帯は、昭和初期に雄物川放水路を開削した際の土砂によって、雄物川の旧河道を埋め立てた地域である。この旧河道は、元来は図に示したような河幅を持って流れていたことが空中写真から読み取れるが、埋め立て以前の1912年（大正元年）測図の1/25,000地形図を見ると、旧河道の大部分は湿地または水田であり、西端に細い流路を残すのみとなっている。今までにも旧河道での液状化は数多く報告されているが、この地震で噴砂が認められたのは、旧河道埋

図-17 新屋元町付近の東西方向推定断面図¹⁵⁾
(位置は図-16に示す)

立地のうち砂丘際の東西約100 m、南北約500 mの地域に限定されていたことが注目された。

図-17¹⁵⁾は、新屋元町付近の東西方向推定断面図である。図に示したように、埋立層厚は旧河道部で5.5 m程度、旧河道の東側に隣接するデルタ部分では3~4 mである。埋立層は、両地域ともN値5程度以下のゆるい砂丘砂が主体である。

一方、地下水位に注目すると、本来ならば旧地表面付近にあるはずの水位が、地震後被害地域内で行われた2本のボーリング調査結果によれば、G. L. -1.0 mおよび1.75 mとなっており、地下水位が旧地表面より2~4 mも上昇している。現地調査を行った結果、西側の砂丘崖からは湧水があり、これにより地下水位が埋立層まで上昇したと推定された。すなわち、図-17の推定地下水位線に示したように、砂丘から湧出した地下水は旧河道側に流下するが、東側に排水路があるため、これに向かって地下水位は急激に低下する。また、排水路東側の地域では、排水路によって砂丘からの地下水の流れが遮断されるため水位は埋め立て前とほとんど変わっていないと推定される。さらに、同じ砂丘際でも北側の雄物川放水路に近い部分では、砂丘地下水が放水路に放出されるため旧河道側への地下水の流量は少なく、したがって地下水位も南側の被害地域に比べて低いと考えられる。

以上から推察すると、新屋元町では地下水位の高低が液状化被害の有無の分岐点になったと考えられるが、この地下水条件を支配したものは、言うまでもなく周辺の地形・地質的環境条件である。

4. 結 び

液状化は同じ地震動の条件下では一般に、①飽和地盤の細粒土（0.074 mm以下の粒径を持つ土粒子）含有率が低いほど、②飽和地盤の標準貫入試験のN値が小さいほど、③地下水位が地表面に近いほど生じやすいと考えられている。本シリーズの総論¹⁶⁾で既に述べられて

いるように、上記のような地盤や土の土質工学的性質を支配しているのは、土や土層の成因と、その後の地形・地質学的プロセスである。

例えば、粒径のみから見ると、液状化が最も生じやすいのは、粒径のそろった細砂や中砂、それも角ばっていない砂である。対象地域内にこのような砂が堆積する範囲を探すには、土質工学ではまずボーリング調査を高密度に行い、各調査地点の土のサンプルについて粒度試験を行う。莫大な費用と時間がかかる作業である。しかし、地形・地質学的手法により、その分布範囲を推定することは極めて容易である。上記のような性質の砂が最も生成されやすい所が砂丘であることは、総論¹⁶⁾でも触れられている。

一方、河川流域で、液状化を起こしやすい粒度配合不良な砂、すなわち分級作用が完全に行われた粒径のそろった砂の分布範囲を探すのも、同様に容易である。大河川中流部の自然堤防や旧河道に、このような砂が多く堆積している。前章で述べた事例からもわかるように、砂丘（ただし地下水位の高い縁辺部や砂丘間低地）、自然堤防、旧河道などでは液状化の発生事例が極めて多い。

また、その場所の地形・地質的条件だけでなく、周囲の地形・地質的環境条件が液状化の発生に強く影響していると思われる場合がある。前述の濃尾平野の大垣付近や秋田平野の新屋元町における事例がその好例である。このような被害事例の分析は、詳細な土質工学的調査と平行して、地形・地質学的観点からの大局的・総合的な考察がなされるべき典型例と言えよう。

以上のごとく、液状化問題も地形学・地質学と土質工学の両方の知見と技術が、ともに発揮されるべき接点の一例である。

参 考 文 献

- 1) 式 正英 (1962): 浅層地質学と微地形学の応用, 建築雑

誌, Vol. 77, No. 11, pp. 688 - 693.

- 2) 若松加寿江 (1990): 日本液状化履歴図, 第8回日本地震工学シンポジウム講演集, pp. 915 - 920.
- 3) 若松加寿江 (1990): わが国における液状化履歴の特徴, 日本建築学会大会学術講演梗概集, Vol. B, pp. 1573 - 1574.
- 4) 門倉三能 (1925): 埼玉県地震調査報文, 関東地震調査報告, 第一, 地質調査所, pp. 1 - 30.
- 5) 大矢雅彦 (1975): 地形分類による関東地方の河成平野の比較研究, 日本大学地理学科五十周年記念論文集, pp. 75 - 89.
- 6) 建設省土木研究所 (1981): 河道特性論ノートⅡ——荒川中流部の河道特性と河川処理——, 土研資料第1745号, pp. 18 - 32.
- 7) 大矢雅彦 (1961): 中川流域低湿地の地形分類と土地利用, 科学技術庁資源局資料第40号, pp. 17 - 29.
- 8) 中山正民・原高則・小野口勲 (1979): 利根川中流及び中川流域における沖積平野の地形, 埼玉大学紀要教育学部 (数学・自然科学), 第28巻, pp. 81 - 89.
- 9) 植野隆寿・石井徳治 (1931): 熊谷町より妻沼町に至る利根川沿岸の震域踏査報告, 験震時報, Vol. 5, No. 2, pp. 342 - 344.
- 10) 資源科学研究所 (1969): 埼玉県地下水水理調査報告書, pp. 14 - 15.
- 11) 大矢雅彦・小池邦夫 (1976): 濃尾平野河川地形図, 建設省木曽川上流工事事務所.
- 12) 村下敏夫・比留川 貴・尾崎次男 (1954): 濃尾平野の工業用水源地域調査報告, ——大垣自噴帯を中心として——, 東海地域調査第3報, 地質調査所月報, 第5巻, 第12号, pp. 1-12.
- 13) 古藤田喜久雄・若松加寿江 (1987): 濃尾平野北西部大垣付近の液状化履歴地点と地形・地盤条件との関係, 第22回土質工学研究発表会発表講演集, pp. 767 - 770.
- 14) 古藤田喜久雄・若松加寿江 (1985): 青森県西部および秋田県北西部地域の液状化履歴とその特徴, 第20回土質工学研究発表会発表講演集, pp. 801 - 804.
- 15) 古藤田喜久雄・若松加寿江 (1984): 日本海中部地震による液状化現象と地形条件との関係, 土と基礎, Vol. 32, No. 9, pp. 59 - 63.
- 16) 池田俊雄 (1990): 地質学と土質工学の接点, 応用地質, Vol. 31, No. 3, pp. 31 - 40.

(1990年11月26日受付, 1990年12月12日受理)