北川で繰返し発生した陥没を伴う噴砂の 詳細メカニズム調査

GEOTECHNICAL INVESTIGATION ON MECHANISM OF SAND BOILS AND SINK HOLES APPEARED IN RECENT FLOODING EVENTS OF KITA RIVER

岡村未対1・前田健一2・西村柾哉3・高辻理人3・石原雅規4・品川俊介5・今村衛6 Mitsu OKAMURA, Mamoru IMAMURA, Kenichi MAEDA, Seiya NISHIMURA, Masato TAKATSUJI, Masanori ISHIHARA, Shunsuke SHINAGAWA and Mamoru IMAMURA

¹正会員 工博 愛媛大学教授 大学院理工学研究科 (〒790-8577 愛媛県松山市文京町3番)
 ²正会員 工博 名古屋工業大学教授 大学院社会工学専攻 (〒466-8555 愛知県名古屋市昭和区御器所町)
 ³学生会員 名古屋工業大学 大学院社会工学専攻 (〒466-8555 愛知県名古屋市昭和区御器所町)
 ⁴正会員 工修 国研・土木研究所 土質・振動チーム (〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)
 ⁵正会員 理修 国研・土木研究所 地質チーム (〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)
 ⁶学生会員 愛媛大学 大学院理工学研究科 (〒790-8577 愛媛県松山市文京町3番)

A large number of significant sand boils and sink holes repeatedly appeared during flooding events in recent years in the left side hinterland of Kita River at around 13km from the mouth. The volume of many holes was much larger than ejecta from adjacent sand boils. Extensive in-situ investigation including topography survey, penetration tests and trench excavations was conducted aiming at providing better understanding to the mechanism of the sand boils and sink holes at the site. It was confirmed that high water pressure of river water propagated through a thick gravel layer underlying a 3m thick surface silt layer. Sand ejected selectively at either low ground surface or thin cover layer from the gravel layer. Detailed observation in the trenches revealed that the sand was most likely contained originally in the gravel layer, moved upward to create sand chambers in the silt, and sand in the chamber ejected through preferential path ways to the surface. The Shrinkage in the sand chambers due to ejecting sand is considered to have caused subsidence of soil above and resulted in the sink holes.

Key Words : Sand volcano, Boiling sand, Sink Holes, Flooding, In-situ tests, Trench excavation

1. はじめに

宮崎県北部を流れる北川の左岸12k800から13k700の堤 内地では過去3年間の出水により堤内地で著しい噴砂と 陥没が繰返し発生した¹⁾. 川坂大橋(13k250)から上流 の約400m区間では,堤防から30~60m離れた水田の数十 カ所で発生し,中には最大で長さ4m幅1.5mの大きな陥 没孔も含まれていた. 陥没孔の多くは噴砂が発生した後 に噴砂孔周辺が陥没したものと考えられるが,陥没孔の 体積は噴砂量を大きく上回っているなど,通常の高水で しばしばみられる噴砂とは形態が異なるものであった. 本報告では,川坂大橋から上流の区域(以後,上流側区 域と称す)における噴砂及び陥没の発生メカニズムを調 べることを目的として行った貫入試験,開削トレンチ調 査等の現地調査の結果を報告する.

現場の地盤は耕作土とシルト層から構成される厚さ 2.5mから3mの表層とその下の厚いレキ層からなる二層 地盤であり、このレキ層に伝播した高い水圧が噴砂の原 因であるものと考えられる.そこで、はじめに上流域の 地表面標高を調べるとともに、特に噴砂と陥没が激し かった区域(以後,詳細調査域と称す)において貫入試 験を実施しレキ層上面深度の面的な分布を調べ、これら と噴砂位置との関係を検討した.続いて噴砂と陥没のメ カニズムを調べるため、噴砂孔や陥没孔及び噴砂孔を通る断 面を掘削して詳細な観察を行い、メカニズムを考察した.

2. 地表面の標高分布と噴砂地点

(1) 噴砂地点の標高

はじめにネットワーク型RTK-GPS (リアルタイムキ ネマティックGPS) で測位した標点を数10m間隔で設置 し、UAVから地表面の写真を多数撮影し、SfM (Structure from Motion) を用いてDEM (数値標高モデ ル)を作製した.上流側区域のオルソ画像と地表面標高 のコンターを図-1に示す. 堤防からおよそ50mの範囲は 自然堤防で標高が高く、その堤内地側の水田部分が1~ 2m程度低くなっている. さらに堤防から離れると住宅 とその裏の山地があり、高水時には河川から地盤中を流 れる水にとって、いわゆる行き止まり地盤となっている. 図中に過去3年間の高水で噴砂や陥没が発生した箇所が 示してある. 13k400から13k700にかけて特に多くの噴砂 が生じている(詳細は文献)を参照). 噴砂地点はいず れも地表の標高の低い箇所である. 上流側区域内の最も 低い地点での標高はT.P.+9.5mであり、噴砂箇所の標高 は+9.5mから+9.9mの間にある.

3年間の噴砂発生個所を見ると、ほぼ同じ個所で噴砂 が繰り返し発生しており、今のところ噴砂箇所が堤防側 に移動するなどの堤体のパイピング破壊に進展する様子 はない.ただし、13k350付近では、過去三年間で最も水 位の高かったH29年高水時の噴砂発生地点は堤体に近い 標高のやや高い地点に移動しており、この箇所ではパイ ピングの進展について注意が必要であると考えられる.

長井水位観測所(13k200地点)で測定された最大水位 はT.P.+12.77mであり¹⁾,この最高水位と噴砂地点の標高 差(2.7m~3.3m),および堤防天端から噴砂地点までの 水平距離(47m~71m)から平均的な動水勾配を求める と0.05~0.07と小さな値となる.

13k300の堤防法肩付近で得られたボーリング柱状図を 図-2に示す(図-1中のBor. No.4). T.P.+10.3 mから T.P.8.16mにシルト/砂層が堆積し,それ以深が厚い砂礫 層である.この砂礫層はT.P.-30m以深まで続くことが確 認されている.この砂礫層は川表側で河床に露出してお り,高水中には河川水の水圧が直接入り堤内の直下まで 伝播する.また堤内地側には山が迫り行き止まり地盤に なっているため,堤内地での砂礫層の高水中の水圧が高 くなる条件が揃っている.地表面標高に低いところに加 え,レキ層上面の標高が高い箇所において上向き動水勾 配が特に高くなりボイリングしたことが想定される.そ こで貫入試験を面的に実施し,砂礫層上面の標高を調べ た.これ以後に述べる調査は,噴砂や陥没の程度が激し かった13k450付近の堤内地(図-1の破線で示す詳細調査 域)において実施した.



図-1 上流側区域のオルソ画像と地表面標高分布, 噴砂地点



図-2 13k300地点でのボーリング柱状図 (No.4)(宮崎県土木部提供,加筆・修正)

(2) 詳細調査域における貫入試験と砂礫層上面標高

詳細調査域のオルソ画像と貫入試験位置を示すグリッドを図-3に示す.ここは水田と荒地からなっており、水田部は図の右上(北東側)に見える道路に平行に1m間隔でBからT,垂直方向に0から30のグリッド線を設けた.また、荒地は1m毎に道路に平行にaからnとした.

用いた貫入試験装置は簡易動的コーン貫入試験機(以 下,CDP)と土層強度検査棒(以下,土検棒)である. 土検棒は、直径15mm、先端角60度の円錐状先端コーン に直径10mm、長さ50cmのロッドを継ぎ足せる構造のサ ウンディング調査機器である. 土検棒を地中に人力で押 し込んでいくと、音や振動、手応えが調査者に伝わるこ とから、定性的な土質区分や土層強度の判定が可能であ る²⁾. CDP及び土検棒の貫入地点は図に示すようにそれ ぞれ116地点と354地点である. 図-2の柱状図からわかる ように表層のシルト層(T.P.+9.5mから深度約2.5~3m) は非常に緩く、その下の砂礫層でN値が急増する. CDP でも同様の計測結果が得られており、ここではCDPによ るN,値が15以上となった深度を砂礫層上面深度とした. 土検棒はN/値が15以上の層で貫入が不能となったため、 貫入不能となる深度をもって砂礫層上面深度とした. 詳 細調査域でのNa値と土検棒の限界貫入深度の関係の詳細 については文献2)を参照されたい.



図-3 詳細調査域での貫入試験およびトレンチの位置



図-4 砂礫層上面の標高と噴砂発生位置

図4に砂礫層上面の深度と噴砂・陥没地点の分布を示 す.26~35測線が尾根状にレキ層表面が高くなっている. また,水田の20-Bから17-L付近でも高くなっている.水 田の表面はほぼ水平なので,これらレキ層表面深度が浅 い地点は表層の層厚が小さい箇所であり,噴砂・陥没が 発生した箇所と対応している.さらに,荒地の表面は水 田よりも約20cm高いが,砂礫層表面は水田の噴砂・陥 没発生地点およそ20cm程度浅いので,噴砂・陥没発生 地点での表層厚は水田と荒地でほぼ同じこと,また水田 では高水時に水深が20cm程度あったのに対し荒地では 表面に水が無かったこと,により水田部と同等の上向き 動水勾配が生じ噴砂が発生したものと考えられる.

3. 噴砂・陥没箇所の貫入抵抗

図-4に示すように、詳細調査域で生じた噴砂や陥没は、 およそ28測線から35測線の間に集中している.そこでこ の部分を中心にCDPを行った.図-5に水田31測線付近の 様子を示す.写真左端の白いテープが30測線であり、山 側に向かって撮影したものである.図中30-F地点では噴 砂とともに表面が陥没していたが、陥没の深さは20cm 程度で陥没孔底の表面には噴砂と同じ砂が被っていた. 一方、29-Dの陥没孔(深さ60cm)では、孔の周囲に噴 砂が残っていたが、陥没孔の体積は噴砂量よりもはるか に大きく、孔底には元の地表面にあった植生が確認でき その上には砂は被っていなかった.29-H~29-Jの孔は30-Fのものと同様に浅く面積は広く、28-Mの孔は29-Dと同 様の深いものであった.また、陥没孔だけが単独で発生 した箇所は無く、陥没孔の周辺には噴砂孔が存在してい た.

図-6に水田の30測線および荒地の30測線上のCDPの結 果を示す.この図の何れの地点でも表層から約30cmが 水田耕作土,その下にシルト層があり,深度約3mから 砂礫層が現れてNd値が急増している.シルト層は洪水に よる噴砂の影響を受けて複雑な構成となっており,これ については次章で詳しく述べる.

水田の30測線および荒地の30測線のシルト層の貫入抵抗は、地点と深度によってばらつきが大きく複雑な分布性状を呈すが、全体的には次のような特徴がある.すなわち、深度1.5m付近にNd値が10程度とやや大きな薄い層を挟む箇所が多いこと、Nd値が1以下の非常に緩い層が複数の深度に現れ、これは噴砂や陥没孔周辺で特に顕著であること、噴砂や陥没地点でも全ての深度でNd値が小さいわけではないこと、である.また、荒地では30-gや30-kにおいて40cm~70cmの自沈を記録し、全体的に水田よりもNd値が小さい.

Na値が1以下の非常に緩い層の厚さ分布を図-7に示す. 水田及び荒地の何れにおいても、Na値の小さな層が厚い, すなわち地盤のゆるみが激しいのは噴砂や陥没地点,及 びそれらの川側の地点である.また、水田よりも荒地に おいて緩みの程度は大きく、荒地では水田では無かった 自沈が4地点で測定された.以上より、緩みは川側に向 かって徐々に激しくなってゆくが、ここでは標高の高い 堤防沿いの自然堤防によって噴砂発生地点が川側へ移動 しパイピングへと進展することを防いでいるものと推察 される.



図-5 水田での噴砂および陥没孔(荒地から山側に向かって 撮影.写真左端のテープが30測線)



 N
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

 B
 P

図-7 Na 値が1以下の緩い層の厚さ分布

4. トレンチ調査

噴砂や陥没地点直下の地盤中で生じたことをより詳し く調べるため、噴砂や陥没地点を通る断面で地盤を掘削 した.トレンチの位置を図-3中の赤線で示す.トレンチ は水田3か所と荒地に1箇所である.本報告では水田の北 東部のトレンチ1と荒地のトレンチについて述べる.

(1) トレンチ1 (水田)

図-8はトレンチ1の南東側壁面の写真である. このトレンチは、はじめに31測線から勾配約1:0.5で深さ2mまで掘削した. 31測線は地表で30-F陥没孔の端部を通り、この壁面は地中部では陥没孔直下からやや外れた面となっている. この壁面には30-F陥没孔周囲の直下に三角形状のクラックが確認できた. 壁面が傾斜していることを考慮すると、このクラックは30-F陥没孔の周囲直下に円筒形状のほぼ鉛直なクラックであり、この部分の土塊が下方に落ちたものと考えられる. また、31-Dと31-Hの下にも同様のクラックが観察された. この壁面内には噴砂の砂は確認できなかった.



図-8 トレンチ1の南東側壁面(追い込み前)



図-9 トレンチ1の南東側壁面(追い込み後)

続いてこの壁面を南西側に1m(地表面は30測線),深 度も砂礫層が現れる3mまで追い込み掘削した.壁面の 様子を図-9に示す.ここでも壁面は鉛直ではないので, この壁面の下部では31測線の直下に位置する.31-Eから 31-Gの陥没孔直下には表土の下から深さ1.5mまでの大き な砂の塊が存在する.またその右下にも砂塊が見える. 礫層と砂塊の間には砂で充填されたクラックが介在して いてつながっていることが分かる.砂の色と粒径から, 砂塊および地表に出た噴砂は砂礫層内の砂が上昇したも のと判断できる.また,この壁面の深度120から255cm には淡褐色シルト質砂が層をなしており,クラックや砂 塊部以外では近年の高水中に乱された形跡がない.

(2) トレンチ2 (荒地)

図-10は荒地のトレンチ北西側壁面の写真である.こ の面は地表面の測線30からおよそ1:0.5の勾配で深さ約 3mの砂礫層上面まで掘削したもので、写真の左上が30mの陥没箇所である.この北西側壁面は、3つの噴砂・ 陥没孔 (30-m, 30-k, 30-g) と一つの噴砂孔 (30-c) を 通るもので、写真はその南西側の半分を示している. 30-m陥没孔は深さ約40cm, 30-k孔と30-g孔は約20cmで あった.写真の30-k孔は直下の非常に緩い砂の部分を取 り除いた後であるため深くなっている. 砂礫層の上面は 15cm程度の不陸はあるが概ね水平である。約30cm厚の 表土と砂礫層の間はレキを含む褐色の不均一なシルト層 で、その中には灰色の砂塊が数か所に見られた.砂塊の 拡大図を図-11に示す. この砂塊は下部砂礫層から上方 に向かって高さ80cm,幅70cmであり、下部には砂礫層 から上昇したと考えられる礫が30cm程度詰まっている. レキの直径は1から3cm程度であり、高水中に上向きの 大きな流速によって砂礫層から上昇した. またこの砂礫 の上側に位置する砂塊内の砂は、下部砂礫層内に含まれ る砂が上昇したものであると考えられる. このような砂 塊は全ての噴砂孔及び陥没孔の直下付近に存在していた.



図-10 トレンチ2 (荒地) の北西壁面



図-11 28-g, 深度2.5m, 噴砂孔直下の断面

(3) 想定される噴砂・陥没のメカニズム

H30年の高水を対象に,詳細調査域における砂礫層及 びシルト層の水圧を二次元非定常浸透流解析によって求 めた.解析断面は図-12(a)に示すとおりで,近傍の堤防 上で実施されたボーリング調査結果や古い航空写真,ト レンチ調査の結果を参考に設定したものである.トレン チ内に露出している土層の透水係数は,トレンチ内で実 施した透水試験の結果を参考に設定した.また,トレン チ断面で確認したシルト層は解析上,上下2層に分けた。 下部には,比較的粗い砂層が斜めに脈状に貫入している 様子が確認できたため,上部に比べ高い透水係数を与え た.

シルト層上部底面(T.P.+8.0m)の水圧は山側に向 かってやや低下しているが,透水係数の高い厚い砂礫層 の存在と行き止まり地盤構造のため水圧差は小さく,詳 細調査域内では30kPaで概ね一様である(紙幅の都合で 図には示していないが,詳細調査域の河川側で31.3kPa, 山側で28.9kPaである).シルト層下部での鉛直土被り 圧(G)と揚圧力(W)の比は、G/W=0.89と1.0以下で あり,またシルト層上部内の上向き動水勾配はほぼ1.0 となっており(図-12(c)),これらのことから噴砂が発 生したことの説明ができる。なお,過去2年間の高水時 に長井観測所で計測された最高水位はT.P.+13.5m(H28 年), T.P.+14.0m(H29年)と何れもH30年のT.P.+12.8m より高い。また、2004年以降,最高水位がT.P.+12m以上



図-12 浸透流解析の断面と得られた砂礫層上面での最大水圧分布

の出水は8回発生している¹⁾. このような大きな上向き動 水勾配が生じると、透水係数の異なる層の境界(上部が 下部よりも相対的に透水係数が低い境界)では土の間隙 が大きくなる. 類似の現象は上向きの動水勾配が大きく なる液状化地盤でも発生し、そこでは水膜が形成される ことが知られている³⁾. ここでは土中に空洞ができるメ カニズムとしては上部の土が層境界に働く大きな揚圧力 によってヒービングすることや噴砂孔から排出する水の 流れで土が侵食されたことが可能性として挙げられ、そ の空隙に砂が流入して充填されたものがトレンチで観察 された土塊となっているものと考えられる.

パイピングの模型実験では、堤内側の噴砂は高水中に 一定量が出続けるわけではなく、脈動したり噴砂位置が 変わることが観察される.北川では砂礫層から噴砂孔に 至るみずみちの途中にこのような砂塊を挟み、そこから 水と砂が一気に噴出し砂塊の体積が急減した時に陥没が 発生したものと推測される.

5. おわりに

本稿では、北川左岸13k300から13k600の堤内地におい て近年の高水時に繰返し多数発生した噴砂と陥没孔の発 生メカニズムを調べるために行った調査の結果を報告し た.調査によって明らかになったことを以下に列挙する.

地盤の標高分布より、噴砂は河川からの距離にあまり関係せず地表面が低い箇所で発生していた.
 基礎地盤は、表層約3mのシルト層とその下の37m以上の厚い砂礫層からなる二層地盤である.
 さらに堤内地側には山が迫る行き止まり地盤となって

おり, 噴砂が起きやすい典型的な地盤条件となっている.

- ・ 噴砂・陥没が多発した区域で面的に貫入試験を 行った結果、シルト層は全体的に緩いが強度は不 均一であり、噴砂陥没地点の直下地盤にはNd値が1 以下の緩い層が厚く存在していることが多いが、 噴砂陥没が生じていない地点でもNd値が1以下の層 が見られた。
- ・ 噴砂・陥没孔を通る断面でトレンチを掘削し、孔の直下を観察した.その結果、地上に噴出した砂は下部の砂礫層に含まれる砂であること、砂礫層からは層上面から30cm程度まではレキも上昇し、その上には砂が上昇して砂塊を形成していることがわかった.
- 噴砂や陥没孔の直下付近には砂塊が存在し、この 砂塊に一時滞留した砂が噴砂として地表に噴出し たこと、また砂塊から砂が地表に排出し砂塊の体 積が減少することによって地表面が陥没したもの と推定された。

参考文献

- 石原雅規ら:北川における漏水の変遷と地形及び堤防構造等の関係,河川技術論文集,第25巻,2019.(投稿中)
- 2) 山本定雄ら: 土層強度検査棒による地盤硬さ判定と簡易動的 コーン貫入試験結果との比較,第54回地盤工学研究発表会, 2019.(投稿中)
- 3) Kokusho, T.: Mechanism for water film generation and lateral flow in liquefied sand layer, Soils and Foundations, Vol.40, No.5, pp. 99-111, 2000.

(2019.4.2受付)