

河口部での土砂移動を安倍川河口に見る

宇多高明* 石川仁憲**

1. はじめに

一般に、固有流量および河川流出土砂量がかなり大きな河川では、間欠的に生じる洪水により土砂が海域へ供給され、それが河口部に一度堆積した後、波の作用により分級されつつ沿岸漂砂によって運ばれ河口周辺海岸へと供給される。水系一貫の土砂管理の視点から見たとき、河口は洪水による土砂輸送と、漂砂による土砂輸送の結節点をなすことから、河川と海岸の現象を結び付けて考える上で重要な境界となる。このため従来から河口部での土砂移動についてはさまざまな視点から研究が行われてきたが、時間スケールの異なる現象が起こるため、そこでの土砂移動について質（粒径）をも考慮した定量予測はなかなか難しい課題であった。しかし、いくつかの実態データを検証データとして用いることが可能であれば、少なくとも急流河川の河口部で起こる地形変化については実用レベルに近い予測も可能となりつつあり。以下では静岡県急流河川である安倍川を具体例として、その実態を明らかにしつつ地形変化予測モデルの背景について概念的整理を試みる。

2. 安倍川河口に見る砂州平面形の変化

図-1は安倍川河口の空中写真を示す。河口砂州は右岸側から細長く伸びており、砂州形状は河口中心に対して著しく非対称である。また河口砂州は右岸の付け根では広いが、左岸側では狭まる。さらに細長く伸びた砂州上には、波の遡上時に形成された縞模様が見える。右岸側から安倍川に流入するのは丸子川であるが、この川は河口砂州背後の細長い水路を通してようやく河口へと到達しており、河口砂州が後退するとその流路が閉塞する危険性を常に有している。このように河口砂州の変動は河口部に流入する小河川の安定的流下とも密接に関係している。

図-2は、2004年9,10月と2005年2月に測定した

平面深淺図を示す。台風22号来襲前の2004年9月における河口砂州は、河口中心に対し東西非対称であり、開口部の西側では直線状であったのに対し、開口部東側では汀線が凹状となっていた。また、水深4mから+3mまでの等深線は密に並び、勾配は1/9と急なのに対し、水深6~10mの海底勾配はほぼ1/50と、汀線付近の勾配と比べて緩やかである。これらは主に沖合の海底面は平衡勾配の小さな砂で、また汀線近傍は平衡勾配の大きな礫で覆われていることを示している。台風来襲後の10月では、河口中心部の水深2~4mには洪水流による河口砂州のフラッシュによって舌状の河口テラスが発達した。その後、2005年2月では大きく突出していた河口テラスは侵食されてつぶれ、河口テラスを囲む等深線がなだらかになった。同時に、右岸砂州が河道を塞ぐよう東向きに大きく伸び、洪水前の形状がほぼ復元された。

洪水による河口テラスの形成とその消失は2006年3月~12月にも観測された。図-3は、2006年3,6,12月の平面深淺図を示す。河口砂州は河口中心に対し東西非対称であり、開口部周辺を除く砂州より海側の地形は図-2と同様の特徴を示す。洪水後の2006年6月では、開口部が広がり、洪水による土砂流入が生じた。この結果、水深2~5mには舌状砂州が新たに形成された。洪水流が東向



図-1 安倍川河口の空中写真
(2007年1月29日 静岡県撮影)

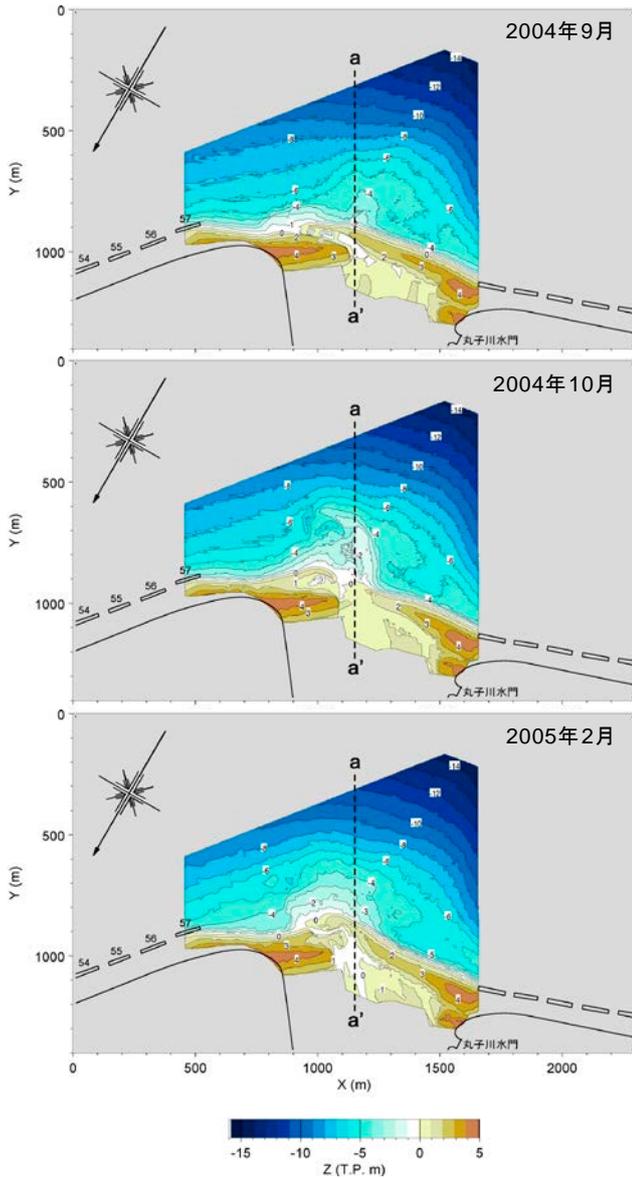


図-2 洪水に伴う安倍川河口部の地形変化 (2004,5年)

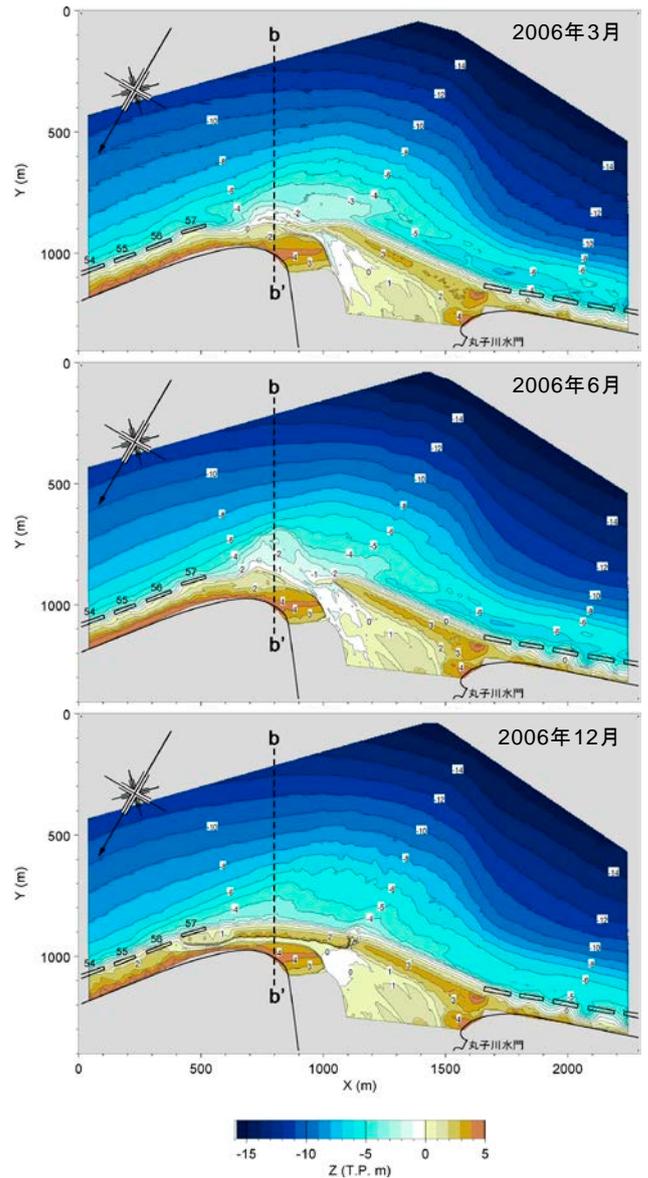


図-3 洪水に伴う安倍川河口部の地形変化 (2006年)

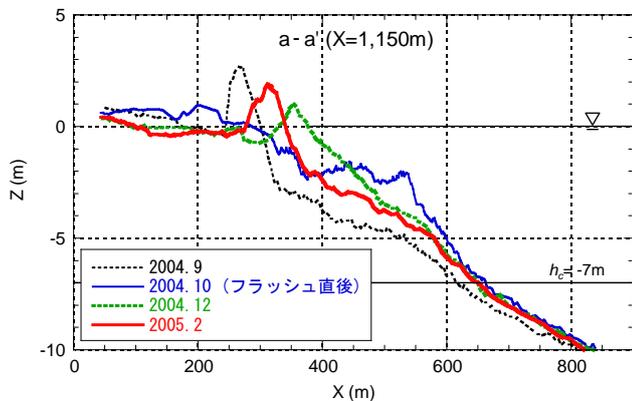


図-4 砂州フラッシュ前後の縦断形変化 (2004,5年)

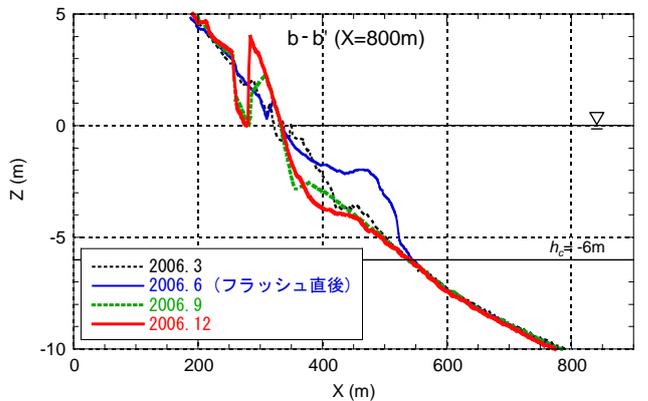


図-5 砂州フラッシュ前後の縦断形変化 (2006年)

きに流れたため舌状砂州は東側にずれるようにして発達している。その後、12月では顕著に発達していた舌状砂州が消失し、右岸砂州が東向きに細長く伸びた。この結果、河口正面は河口

砂州で完全に塞がれ、開口部は河口から東側に大きくずれ、56,57号離岸堤の開口部に位置することとなった。

これらの観測結果より、洪水によって河口テラ

ス上に堆積した土砂は、南側からの波の作用により南西側が集中的に削られ、その土砂が岸向きに打ち上げられて右岸砂州の伸長を促すと同時に、東側へも移動したことが分かる。また、一連の深淺測量データより、右岸河口砂州の汀線への法線の方向角は、測定時期によらず $S5^{\circ} E$ の一定値となる。このことは安倍川河口では、卓越波が常時この方向から入射することに対応している。

3. 砂州の縦断形の変化

図-2,3に示したように、河口砂州を含む河口周辺部の地形は複雑な形を保ちつつ変形している。そこで、水深方向の地形変化がどのような特徴を有しているかを調べるために、洪水により形成された河口テラスを岸沖方向に切る測線を設け、この測線に沿った地形変化について調べてみる。

図-4は図-2に示す測線a-a'の縦断形変化を示す。2004年9月には高さが2.7mのバーム（波の堆積作用によって汀線の陸側に形成される小高い砂州）が発達し、そこから1/10勾配で水深約3mまで落ち込んだのち、3m以深では1/60と次第に緩くなる勾配を持った縦断形であった。しかし洪水後の10月の縦断形では、洪水によって前浜に堆積していた砂礫が洗い流された結果バームは消失し、沖合には河口テラスが形成された。河口テラスの上面水深は、変動はあるものの水深はほぼ2mであり、水深2m以深では1/30勾配で落ち込んでいる。このように洪水によって形成された河口テラスは、その後の波の作用で岸向きに砂礫が運ばれた結果、再びバームの発達を促した。さらに2005年2月にはバーム高が1.9mとなり、縦断形は2004年9月の形状を全体的に40m沖出しした形となった。

図-5は図-3に示す測線b-b'の縦断形変化を示す。洪水前の2006年3月には、1/30のほぼ一様勾配の海底面であったが、洪水後の6月には河口テラスが形成された。河口テラスの上面水深はほぼ2mであり、テラスの沖端から1/25勾配で落ち込み、水深6mで洪水前の海底面と交差している。このように洪水によって河口テラスが形成されたが、図-4と同様、その後の波の作用で岸向きに砂礫が移動し、2006年9月までにテラスは消失し、バームが発達した。最終的に2006年12月には高さ4.0mのバームが形成された。

以上のように洪水によってテラスが形成されたとしても数ヶ月の波の作用でテラスは消失する。

4. 波による地形変化の限界水深（depth of closure）

一般に、海底では水深の増加とともに波の作用が弱まり、それに応じて地形変動量も小さくなる。このため深淺測量データをもとにした縦断形比較を行った場合、ある水深より深くなると測量の精度（ほぼ30cm程度）と、波の作用によって生じる真の海底地形変化を区別できなくなる。この限界水深を縦断形変化がなくなる、あるいは縦断形が閉じる（closure）という意味からdepth of closure (h_c)と呼ぶ。図-4に示す縦断形変化の場合、2004年10月から2005年2月までの地形変化では h_c がほぼ水深7mと読める。一方、2004年9月とその他の時期の比較では、 h_c はほぼ水深9mにある。また図-5の2006年3月から12月までの地形変化では h_c がほぼ水深6mと読める。このように h_c は波浪条件によってわずかに異なり、波高が高い時期には深く、静穏であれば浅くなるが、平均的に見るとわが国の外海・外洋に面した海岸での h_c はほぼ10mにある。さらに h_c 付近の底質粒径は一般に0.15-0.2mmの細砂で覆われている²⁾。このことは、沖合に海底谷が発達するなどして海底勾配が著しく急な海岸を除けば、河口を經由して海へと運ばれた土砂のうち粒径が0.15-0.2mm以上の砂礫はほとんどが一旦この水深以浅に堆積し、その後波の作用で岸向きおよび沿岸方向へと運ばれ、海岸を養うことになる。

5. 平衡勾配概念に基づく河口部での土砂移動の概念的モデル

芹沢ら³⁾は、海底斜面上に置かれた砂粒の移動は、砂粒に働く波動に伴う岸向き作用と、斜面であるがゆえに生じる斜面下方への重力効果に伴う作用とのバランスによって定まると考えて、岸沖漂砂のモデルを構築した。これが現在広く実用に供されている等深線変化モデルである。その基本的考え方は図-6に拠っている。まず主に砂の粒径に依存して定まる平衡勾配を $\tan \beta_c$ としたとき、海底面の局所勾配 $\tan \beta$ が $\tan \beta_c$ と等しければその砂粒はそこに留まり、地形変化は生じない（図のa）。 $\tan \beta$ が $\tan \beta_c$ より大きければ砂粒は斜面

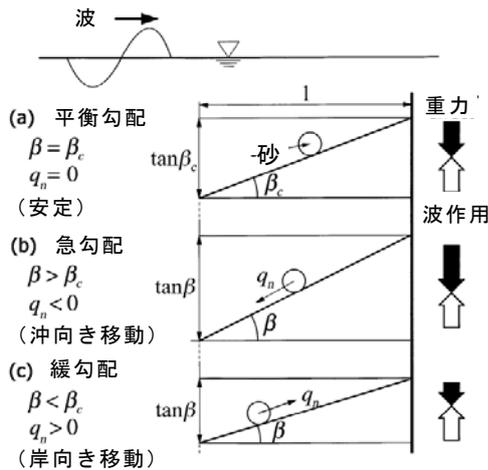


図-6 平衡勾配概念に基づく海浜縦断形の安定化機構

を下方へと移動し、結果として沖向き漂砂が生じる(図のb)。 $\tan \beta$ が $\tan \beta_c$ より小さければ砂粒は斜面上を岸向きに移動する(図のc)。この基本的考え方に基づいた等深線変化モデルは各地の海岸へ適用され、実用レベルで十分な予測が可能になっている。

いまこのような考え方を河口部での土砂移動に当てはめて考えてみる(図-7参照)。一般に、長期的に平均化された縦断形を対象として見た場合、底質粒径が細かい場合ほど平衡勾配は小さくなる。図-7に示す場合では例えばシルト・粘土の平衡勾配は数百分の一であるのに対し、砂は数十分の一、礫は数分の一とオーダーが異なる。河川から洪水によって土砂が海域へと流入する場合、シルト・粘土は浮遊状態で海域へと流れ込むが、汀線近傍の海底勾配はシルト・粘土の平衡勾配より一般にはるかに大きいので、そこに留まることはなく、沖合にのみ堆積する。砂の場合には海底面上に砂の持つ平衡勾配で広く堆積する。しかし礫の場合、その平衡勾配が急なために図-6の原理に基づいて急激に岸向き移動が起こり、バームを形成して堆積する。バームはその前浜勾配が礫の持つ急な平衡勾配と釣り合うまで発達し続け、勾配が等しくなれば発達が止まる。河口でバームを形成した礫と、河口周辺のやや沖に堆積した砂は沿岸漂砂の作用によって周辺海岸へと流れ出す。これが周辺海岸への漂砂源となる。

6. まとめ

急流河川の安倍川を対象として、洪水流による海への土砂移動とその後の波による地形変化の機

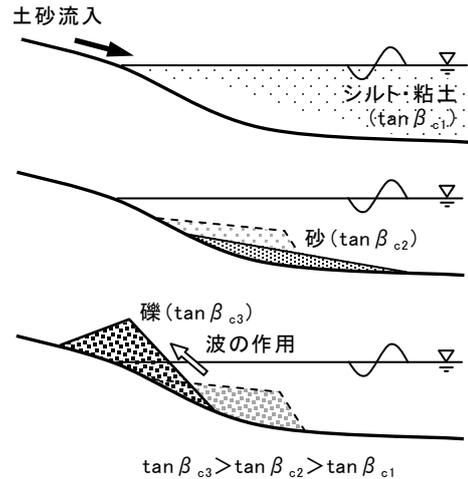


図-7 河口から流出した土砂の移動状況の模式図

構について、概念的な説明を試みた。概念は模式的に示すのみであるが、要するに粒径の大きな礫や粗砂は平衡勾配が大きいため岸側で急勾配をなして堆積し、細砂は沖合の相対的に緩い斜面上に堆積し、その後波の作用により沿岸方向に運ばれる。このような作用によって、河口から流入した砂礫は分級されつつ沿岸方向に運ばれると考えられる。

なお、本研究においては安倍川骨材事業協同組合から深浅測量データなどの資料提供を受けている。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 福濱方哉・山田浩次・宇多高明・芹沢真澄・三波俊郎・石川仁憲：粒径分級も考慮した河口テラスの形成・消失・砂州復元の予測モデル、海岸工学論文集、第55巻、2008(印刷中)
- 2) 宇多高明：日本の海岸侵食、山海堂、p.442、1997
- 3) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・熊田貴之：海浜縦断形の安定化機構を組み込んだ等深線変化モデル、海岸工学論文集、第49巻、pp.496-500、2002

宇多高明*

石川仁憲**



財団法人土木研究センター
 理事 なぎさ総合研究室
 長、工学博士
 Dr. Takaaki UDA

財団法人土木研究センター
 なぎさ総合研究室 主任研
 究員
 Toshinori ISHIKAWA