

II-20 風洞内において発生する 砂澱の特性に関する実験的研究

北海道大学工学部 正 員 山田 正
北海道大学工学部 正 員 藤田 睦博
北海道大学工学部 学生員 竹本 典道

1. はじめに

従来、水流中における小規模河床波について数多くの研究がなされており、その発生や発達などの特性についてはかなり解明が進んでいる。一方、空気流中における河床波あるいは砂澱に関しては初期の Baginold の研究以後少ないように思われる。空気流中にできる砂澱の波高は水流中にできる砂澱の波高に比べて低く、また、水流中では剥離渦によって砂澱が発生発達しているが、空気流中では剥離渦は発生していない。このように発生のおきみ自体に違いがみられる。本研究は風洞を用いて空気流中にできる砂澱の特性について調べ、その発生発達の機構を解明しようとするものであり、小規模河床波一般の発生発達に関して基礎的な知見を得る目的で行われたものである。

2. 実験装置および実験方法

実験装置としては図-1に示すように高さ30cm、幅40cm、長さ600cmの亚克力製風洞を用いた。

図-1に示すo点を原点とし、長さ方向をx、幅方向をy、高さ方向をz軸とする。風速は $V = 0 \sim 15 \text{ m/s}$ の間で

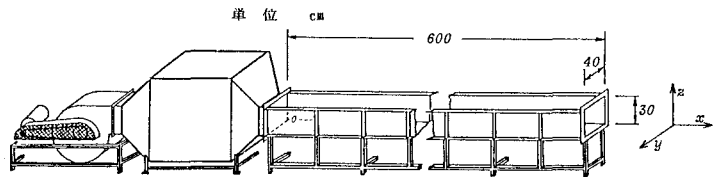


図-1 風洞及び周辺装置

自由に選ぶことができる。図-2は高さ $z = 15 \text{ cm}$ におけるy軸方向の風速分布を示すものである。この図より横断方向の風速分布は側壁付近を除いてほぼ一様であり、壁面付近の境界層も左右対称である。図-3は風洞中心線 $y = 20 \text{ cm}$ に沿う風速分布の変化を示している。この図より底面における境界層は入口より1m程度まで発達しており、その厚さは3~4cm程度である。図-4は実験に用いた砂の粒径加積曲線であり、50%粒径0.22mm、比重2.85のもの(砂1)と50%粒径0.15mm、比重2.68の珪砂(砂2)、50%粒径0.82mm、比重2.68の珪砂(砂3)の3種類である。砂は3種類ともほぼ単一粒径であり幅の狭い粒度分布であった。砂1は

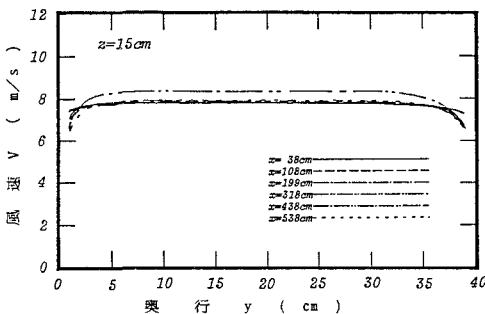


図-2 風速分布 (Y 方向)

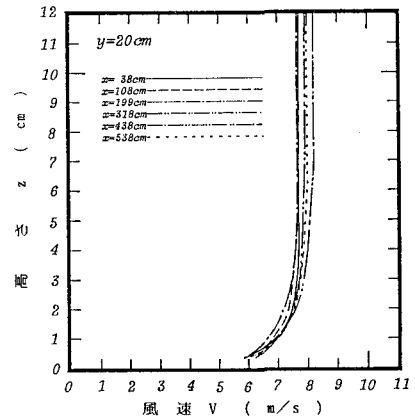


図-3 風速分布 (Z 方向)

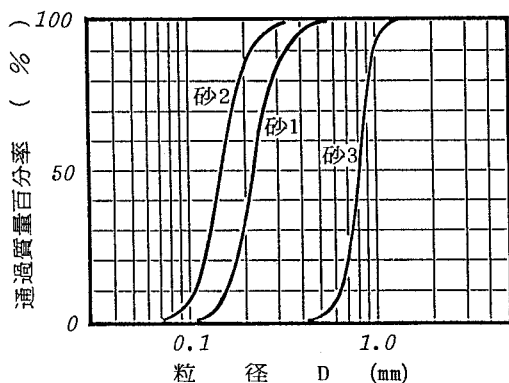


図-4 粒径加積曲線

RUN No.	風速 m/s	流砂量 cm ³ /s・cm	砂種
RUN1	4.84	0.004	1
RUN2	5.23	0.040	1
RUN3	6.21	0.057	1
RUN4	7.23	0.146	1
RUN5	8.44	0.228	1
RUN6	9.30	0.523	1
RUN7	10.73	0.651	1
RUN11	5.26	0.047	2
RUN12	5.78	0.073	2
RUN13	6.49	0.127	2
RUN14	7.83	0.350	2
RUN15	8.47	0.499	2
RUN16	10.81	0.980	2
RUN21	11.34	0.179	3
RUN22	11.90	0.432	3
RUN23	12.78	1.349	3

表-1 実験風速

比重が大きい、これは砂鉄が若干含まれていることによるものと思われる。

実験では砂を3 cmの厚さに敷きならしているが、実験中の砂の補給は行っていない。実験では風速を一定に保ちつつ砂澱の成長が止まり定常進行状態になるまで行った。測定時間は砂種および風速によって異なり5～90分であった。ただし、風速の速いものの中には成長が止まる前に上流部の砂が無くなったためその時点で実験を中止したものもある(RUN14, RUN15, RUN16)。また、上流部の砂が無くなったために一旦中断した後、上流部に砂を補給し実験を続けたものもある(RUN16A)。風速の測定は最大風速が得られるようなポイントでピトー管及び傾斜マノメーターを用いて行った。測定点は $x = 350$ cm, $y = 20$ cm, $z = 15$ cmである。流砂量は風洞下端に取り付けられた集砂装置に集め見かけの体積(空隙を含む体積)を測定した。波高及び波長の測定は風を止めた後、中央断面 $y = 20$ cmにおいてポイントゲージを用いて行った。測定間隔は5 mm, 10 mm, 20 mm, 50 mmであり状況に応じ適当と思われるものを採用した。なお、風速・流砂量・砂種等は表1に示されている。

3. 実験結果

(a) 風速と流砂量の関係

図-5は風速と流砂量の関係を示すものである。図に示すように見かけの流砂量(空隙を含む体積)は砂の粒径よりも風速に依存するところが大きく、今回の実験では砂1の流砂量と砂2の流砂量とが良く一致しており風速の4乗程度になっている。本実験では砂1の移動限界は風速 $V = 4.8$ m/sであり、砂2の場合は風速 $V = 4.4$ m/s、砂3の場合は風速 $V = 10.3$ m/sであった。

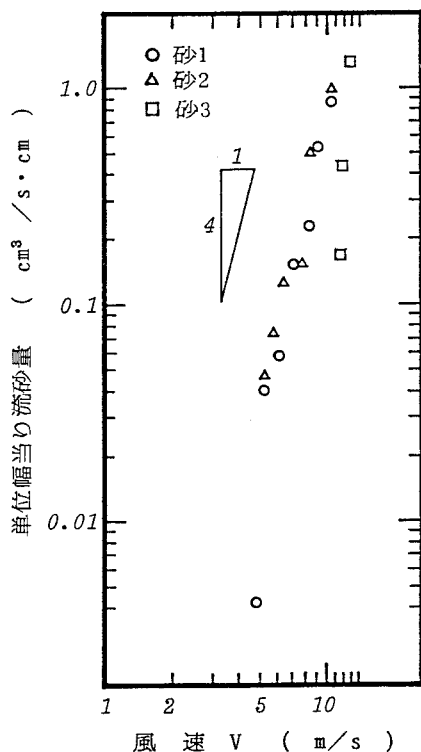


図-5 風速と流砂量の関係

(b) 風洞全長における砂面形状及び砂澱の形状

図-6は風洞全長における砂面形状について風速順に並べたものである。この図より風速の小さいときは上流部の砂は動かず下流部の砂だけが動く、特に風速 $V = 4.84 \text{ m/s}$ (RUN 1)では下流部以外ほとんど砂の動きがなかった。そのため砂が動き始める箇所では上流からの砂の補給がなく、この部分は掘れている。この掘れている部分は風速が増すと共に上流部に移動している。風速が大きき場合は最上流の部分から砂が動き出しているのがわかる。風速が小さいときには砂漣の発生発達に時間を要する。また、風速が大き過ぎても同様に発生までに時間を要していた。砂1の場合、風速が $V = 7 \sim 8 \text{ m/s}$ (RUN

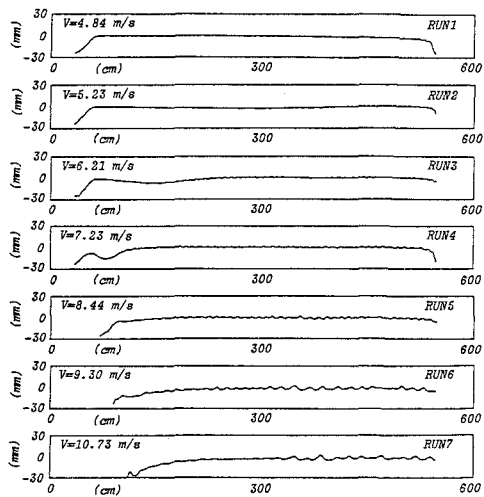


図-6 (a)
風洞全長における砂面形状 (砂1)

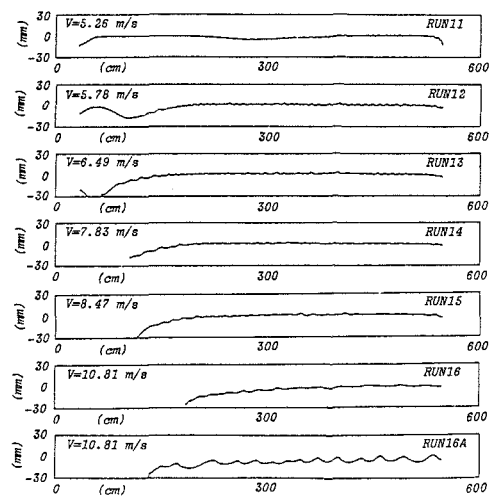


図-6 (b)
風洞全長における砂面形状 (砂2)

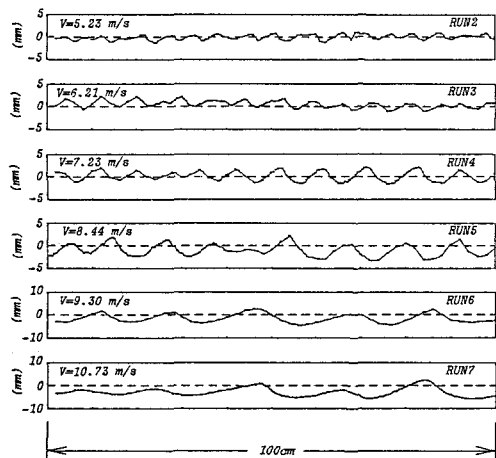


図-7 (a) 風速と砂漣の波形 (砂1)

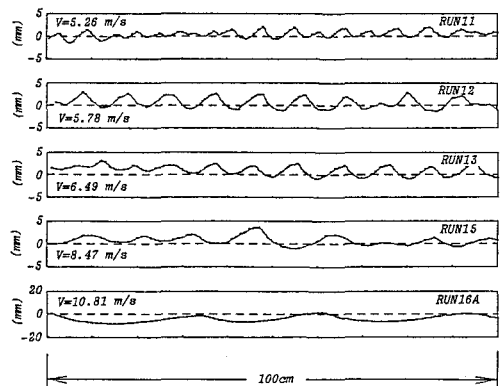


図-7 (b) 風速と砂漣の波形 (砂2)

4, RUN 5) のときに砂漣の発生発達は速いようである。砂3については砂漣の発生がなかったため砂漣の測定は行っていない。砂の動きは底面にほぼ垂直に飛び出し以後サルテーションをするものと河床を転がるものに別れる。サルテーションは風速の増加と共に激しくなり、その高さも風速が増すほど高くなる。図-7は各々の実験中最も波形がきれいな部分を100cm区間にわたり抜き出したものである。砂漣はやや前傾しており風速が増すと共にその傾向が顕著になっている。砂漣の山の下流側ではサルテーションをあまり起こさず砂がしだいに溜っていき、また、砂漣の山の上流側では激しくサルテーションを起こし砂漣は全体的に下流側に移動して行く。このとき砂漣の山の下流側には水流中で見られるような剥離渦は発生しておらず空気流中にできる砂漣は水流中にできる砂漣とその発生過程が異なっているようである。また、砂3において砂漣の発生がみられなかったことより大き過ぎる粒径では砂漣の発生がないようである。

(c) 風速と砂漣波長の関係

砂漣の発生はわずかな凹凸をきっかけとして始まりそれがしだいに小さな砂漣となる。このときの砂漣は波長が短く定常状態になったときのものとかなり異なっている。この小さな砂漣は時間の経過に連

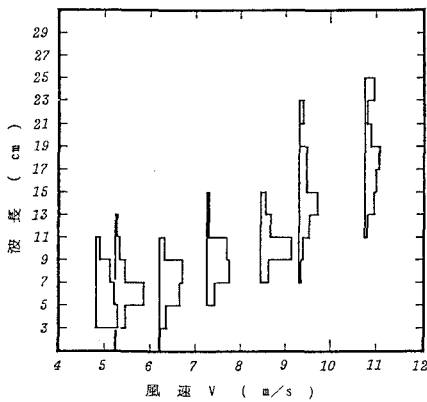


図-8 (a) 風速と波長の関係 (砂1)

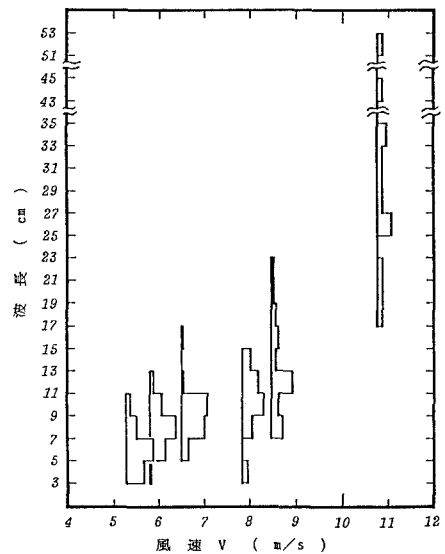


図-8 (b) 風速と波長の関係 (砂2)

れてあるものは消滅し、また、あるものは成長して波長を延ばして行く。ある一定の波長まで成長するとほぼ波長を一定に保ったまま移動するだけになる。このときの波長を定常状態の波長とした。図-8はこのときの波長を風速ごとに度数割合の形で表したものである。ただし、風速の早い場合、上流部の砂がなくなってしまう定常状態に達する前に実験を中断したものもある。また、RUN 16 Aは上流部の砂がなくなったために一時は中断したものの(RUN 16)、その後上流部に砂を補給し実験を続けたものである。定常状態の波長は風速と共に長くなっている。砂2の実験の場合、砂1の実験に比べ定常状態になるまでの時間が長いので砂漣が十分に成長する前に上流部の砂が無くなり実験を中止したものがある。この結果、風速 $V = 7.83 \text{ m/s}$ (RUN 14), $V = 8.47 \text{ m/s}$ (RUN 15) における砂漣の波長が過小評価されている。また他に、風速 $V = 10.81 \text{ m/s}$ (RUN 16 A) の波長が著しく長くなっているが、この場合の砂漣は他の場合と異なる性質のものとも考えることもできる。

(d) 風速と砂漣波高の関係

図-9は砂漣の波高を風速ごとに度数割合の形で表したものである。図-9(a)より砂1においては

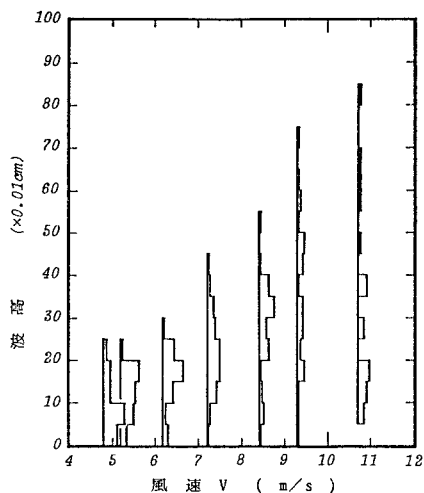


図-9 (a) 風速と波高の関係 (砂1)

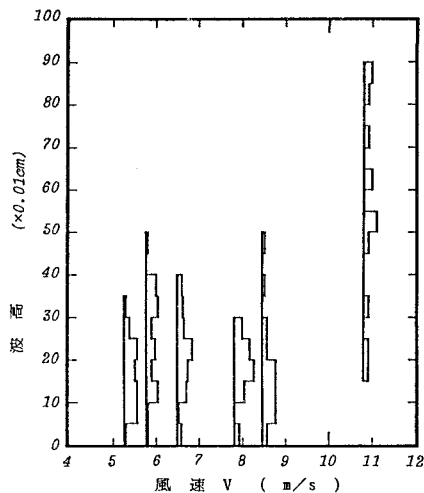


図-9 (b) 風速と波高の関係 (砂2)

風速が増すと波高が増す傾向がある。また、風速が増すと波高のばらつきも大きくなる傾向が見受けられる。しかし、図-9 (b) より砂2ではこの様な傾向は明瞭に見ることはできない。このことは、前にも述べたように砂2の場合、砂澱の発達に時間がかかるため、十分発達していない段階で実験を打ち切ったことによると思われる。これは、風速10.81 m/sの初めの測定 (RUN 16) では砂澱の発達が十分でなかったのに対し、その後砂を補給し行ったもの (RUN 16A) では、砂澱が十分発達しており上記の結論を裏付けている。

(e) 風速と波形勾配の関係

図-10は砂澱の波形勾配を風速ごとに度数分布の形で表したものである。図-10 (a) より、砂1では波形勾配は風速によらずほぼ一定である。このことは波長が長ければ波高も高いことを示しており、風速に対し波長・波高とも同じ様な傾向があると言える。図-10 (b) より、砂2では風速が増すと波形勾配が減少する傾向がある。また、砂1の場合も良く見ると風速 $V = 7 \sim 8$ m/sのあたりで若干波形勾配が大きくなっているようである。この風速はちょうど砂澱の発達が速い場合に当たっている。砂2では風速が $V = 6$ m/s程度で砂澱が早く発達していた。これらの事を考えると砂澱のでき易い条件では波

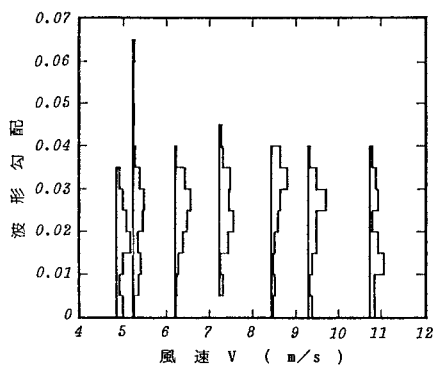


図-10 (a) 風速と波形勾配の関係 (砂1)

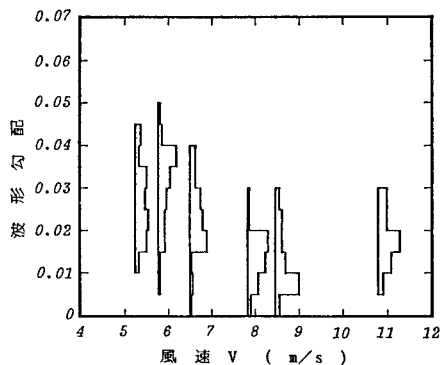


図-10 (b) 風速と波形勾配の関係 (砂2)

形勾配が大きくなるということができそうである。

(f) 風速と砂漣の移動速度

図-11は砂漣の移動速度と風速の関係を示すものであるが、この図より、砂漣の移動速度は平均風速に対して直線的に増加しているようである。

4. 結論

(1) 水流中にできる砂漣の波長は粒径に深く関わり合っているとされている⁽⁸⁾が、本実験の空気流中にできる砂漣では波長は風速に深い関わりを示した。

(2) 水流中の波高は波長の0.05~0.12倍程度⁽⁸⁾であるが、空気流中の本実験では波形勾配が0.01~0.04と小さい。

(3) 空気流中の砂漣では局所洗掘を引き起こすような渦の発生を認めえない。これは砂の移動限界における風速が速く、渦の成長条件と砂の移動条件が一致しないためと考えられる。

(4) したがって、空気流中の砂漣の波高は水流中ほど大きくならない。

(5) 砂漣の移動速度は風速に対して直線的に増加する。

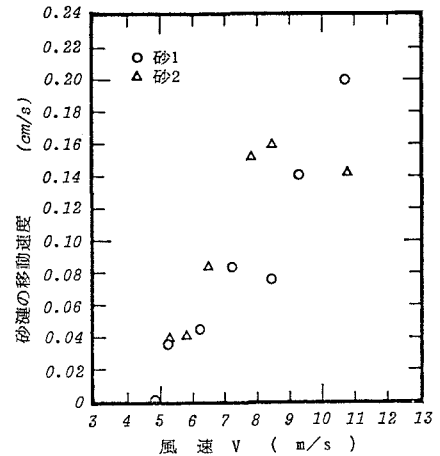


図-11 風速と砂漣の移動速度

参考文献

- (1) Hayashi, T., Proc. ASCE, vol. 96, NO. HY2, pp. 431-439, 1970.
- (2) Abrams, J. and Hanratty, T. J., Journal of Fluid Mechanics, vol. 151, pp. 443-445, 1985.
- (3) 山田正, 植松正伸, 首藤誠志; 空気流中において発生する砂漣に関する実験的研究, 第41回土木学会年次学術講演会第2分冊, pp. 417-418, 1986.
- (4) 山田正; 砂面にできるリップルの発生に関する研究, 第36回応用力学連合会講演予稿集, pp. 347-350, 1968.
- (5) 山田正, 池内正幸, 首藤誠志, 植松正伸; 2次元小規模河床波の発生に関する実験的研究, 第13回関東支部技術研究発表会講演概要集, pp. 58-65, 1986.
- (6) 山田正, 重村利幸, 斎藤廣康, 正宝敏彦; 斜め段落ち部における圧力およびせん断応力の分布に関する研究, 第13回関東支部技術研究発表会講演概要集, pp. 64-65, 1986.
- (7) 山田正, 池内正幸, 堀江良徳; 不規則底面を持つ開水路流れに関する研究, 第28回水理講演会論文集, pp. 149-155, 1984.
- (8) 土木学会編; 水理公式集河川編