

可動河床水路の中の流れの二次流の特性について

On the Secondary flow in stream channel with movable bed

井口 昌平*・吉野 文雄*・森田 稔**

Syôhei INOKUTI, Fumio YOSHINO and Minoru MORITA

1. ま え が き

河道内の流れの特性についての研究が、数年来、自然河川ならびに実験水路で大規模に行なわれた結果、流れの状態に関する新知見が数多く見いだされてきている。そのひとつに、砂床面上に主流の方向に連なった線状の砂の起伏の形成の現象があり、これはその砂床面上の流水の運動状態の帰結であると考えられる。すなわち流水は主流の方向に軸を有する回転運動をしながら流動していると推察できる。この状態は流水の表面流速の点から考えると、主流に横断して交互に流速の遅速の状態を呈しているであろうことが推定されている。

ここでは、移動床実験水路で見いだされているこの現象に関する諸情報を基礎として、自然河川の洪水流の流動状態の航空写真による流れの測定との対比の結果を述べる。

2. 実験水路での流水の運動状態について

平坦な砂床上を流れる水流はその砂床を、一般に current ripples という言葉で総括されている、多様な形状

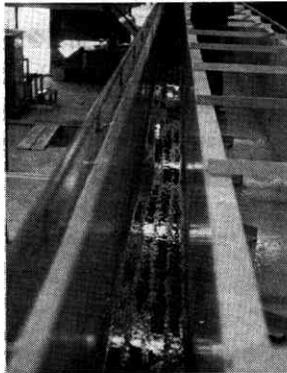


写真1 砂床面上の線状起伏

に変形する。それらのうちのひとつとして写真1に示すような主流方向に連なった線状の砂の起伏がある。この現象についてはすでに数多くの報告例¹⁾²⁾³⁾⁴⁾があり、地質学者はこれを parting lineation あるいは sand ribbons と呼んでいる⁵⁾⁶⁾。

この現象の発生原因としては、境界層流の横断方向の不安定による主流方向に軸を有するらせん状うずの存在によるとする説(Schlichting⁷⁾)、あるいは浮遊土砂粒子の濃度分布の流れに横断した面内での不均一による、らせん流の形成という説(Vanoni⁸⁾)などが発表されているが、浮遊砂が存在しなくてもこの現象は見られるので(たとえば日野による水素気ほうを用いた実測⁹⁾)、流体自体の固有な運動特性と考えた方がよいと思われる。

この現象の特性のひとつは、隣りあう線状の砂の起伏相互の間隔がほぼ水深の2倍に相当していることである(図1、図中、木下のデータは線状起伏の数から推定し

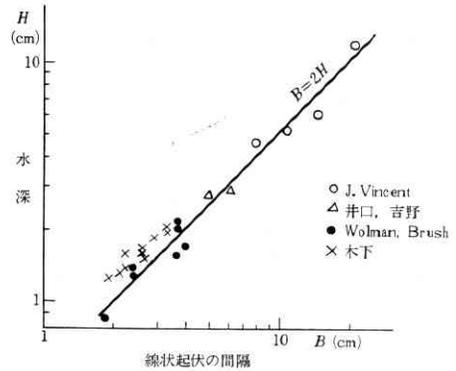


図1 水深と線状起伏の間隔との関係

た間隔を用いた)。このことはほぼ水深に相当する直径の真円に近い断面をもつらせん流が並列し、その回転方向を持続したまま主流方向に流動していることを示すものと考えられている。隣接するらせん流はたがいに反対方向の回転をもち、双方からの上昇流が作用するところは掃流作用が大で、砂床はくぼみ、継続的に下降流が作用するところでは、その流れにそうように砂床面が高まっていて、線状の砂の起伏が形成されると推定される。この状態を図示したものが図2であって、わきあがる流れと沈みこむ流れが横に交互にならび、流れは収束、発散を繰返すことになる。このことは流速にも反映し、木下によって、表面ではわきあがる部分の流速は遅く、沈みこむ部分の流速が速い、ということが指摘されている。



図2 推定されるらせん流の構造

3. 自然河道内の洪水の運動について

最近、洪水流の流況調査を目的として、航空写真の撮影が行なわれるようになり、いままで全く知られていなかった洪水流の運動状態が明らかにされてきつつある。ここでは昭和39年9月の20号台風による出水時に木曽川の28.8 km~29.4 km 区間で撮影された写真を用いて、

* 東京大学生産技術研究所 第5部
** 水資源開発公団

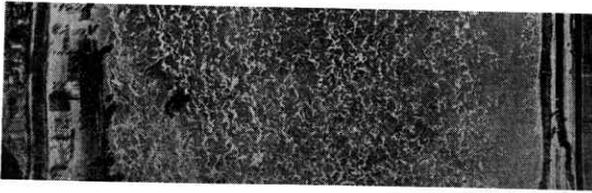


写真2 洪水流の航空写真 (木曾川)

前節の実験水路での観察との類似性を検討する。利用した航空写真は時間間隔3.69秒で連続して撮影された、縮尺1/1000、偏わい修正済の5枚の写真であり、そのうちの一例を写真2に示す。

洪水流表面には写真2のように多数のあわが見られるが、木下により、この表面あわは水面から河床にむかい沈みこむ流れのため収束線と呼ばれる流れ方向に線状につらな列に集まってくるのが指摘されていて、この部分の表面流速はその列に隣接したあわのない部分に比べ流速が若干大きいことが認められている。そしてこの収束線は前節で指摘したように、水深のほぼ2倍の間隔を持って流れに横断方向に並ぶが、並列するらせん流の列はわきあがる流れと沈みこむ流れが間欠的に起こってつながっている列であるとも見られうと指摘されている。

表面流速のこの遅速の状態を調べるため、各写真のあわを各々 discrete particle と考え、時間間隔 Δt で撮影された、連続する一組の写真上のそれら discrete particle の対応する座標値から、 Δt 時間内の移動量を求めた。そしてこの移動量をもとに主流方向の流速 U 、横断方向の流速 V を求めた。こうして得た流速から、主流流速 U についてその流れ方向ならびに流れに横断方向の流速の変動をかくと図3、図4となる。これは一例を示すにすぎないが、明瞭とはいえないまでもある周期的変動を示していると考えられる。したがってこれと同じ関係を示す多数のデータから平均的な変動の波長を求めると、流下方向に対しては17.0m、横断方向には13.5mとなり、この流れの水深は約7mと考えられるので、波長と水深の比はおおの、2.4、1.9となり木下の仮説が成立すると考えられる。

以上は木曾川での例にすぎないが、木下により他の数河川についても同様な結果が得られており、流れの乱れの特徴的なスケールとして水深に対応するスケールが考えうと思われる。

本研究を行なうにあたり貴重な資料を借用させていただいた木下博士に謝意を表します。(1969年3月26日受理)

参考文献

1) Casey, H. Über Geschiebebewegung, Mitt. der Pr-

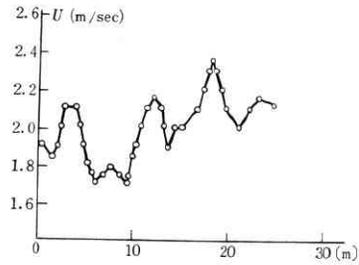


図3 流下方向に対する主流流速の変動状態の一例

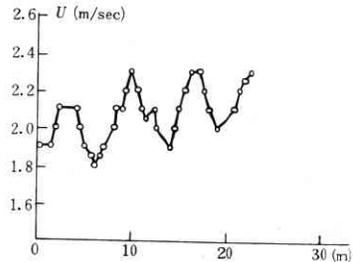
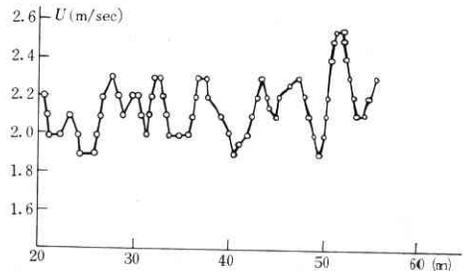


図4 河幅方向に対する主流流速の変動状態の一例



euss. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Heft 19, 1935.
 2) 木下良作, 航空写真による洪水時の流況測定, 水工学シリーズ68-12, 土木学会水理委員会, 1968,
 3) Wolman, M.G. and Brush, L.M., Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sands, Geological Survey Professional Paper 282-G, 1961.
 4) Vincent, J., Effect of bedload movement on the roughness coefficient value, 12th Congress of IAHR, 1967.
 5) Karcz, I., Harrow marks, current-aligned sedimentary structures, The Journal of Geology, vol. 75, No. 1, 1967.
 6) Allen, J.R., Current ripples, North-Holland Publishing Company, 1968.
 7) Schlichting, H., Boundary layer theory, McGraw-Hill Book Co. Inc., 1960.
 8) Vanoni, V.A., Transportation of suspended sediment by water, Trans. ASCE, vol. 111, 1946.
 9) 日野, 四方, 中井: Large eddies in stratified flow, 12th Congress of IAHR, 1967.