

古流速の算定のための水路実験の必要性

Necessity of Flume Experiments for Calculation of Paleocurrent Velocity

増田 富士雄*

Fujio MASUDA

I はじめに

地層学や堆積学の分野で、堆積物の観察や分析から堆積時の流速（古流速）を推定しようとする精鋭的な試みは行われているが、厚い壁に突き当たって停まっているように見える。それは、古流速を算定する目的での水路実験が行われていないことによる。ここでは、筆者が行ってきた古流速の算定法を紹介し、河川堆積物や潮流堆積物への応用例を示す。そして、この方法の問題点を指摘し、古流速を算定するための水路実験の必要性を述べる。

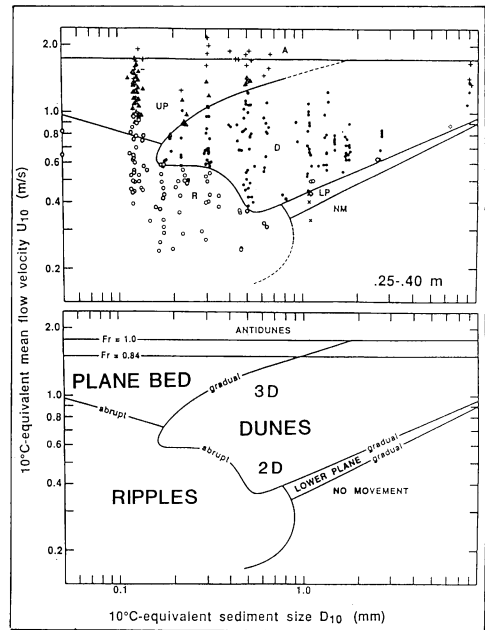
II 古流速算定のストラテジー

地層学で現在広く用いられている堆積相解析を用いると、河川堆積物や潮流堆積物やストーム流堆積物など一方向流でできた堆積物は、その特徴的な岩相、堆積構造、累重様式、分布形態などから、比較的容易に地層中で識別し、区別できる（増田，1988，1989）。ここでは、こうした地層中の堆積物から古流速を求める方法（増田・中山，1988）を紹介する。この方法は Allen and Homewood (1984) の方法を改良したものである。

1. 堆積構造によるベッドフォームの推定

一方向流で砂が移動する時、流速と水深と砂の粒径によって水底に形成される地形であるベッドフォームが異なる（第1図・第2図）。例えば、粒径が0.4 mmで、水深が一定の場合、砂が動き始めると、まず、小さなうねり地形のリップル（Ripples, 砂漣）と呼ばれるベッドフォームが形成される。一方向流

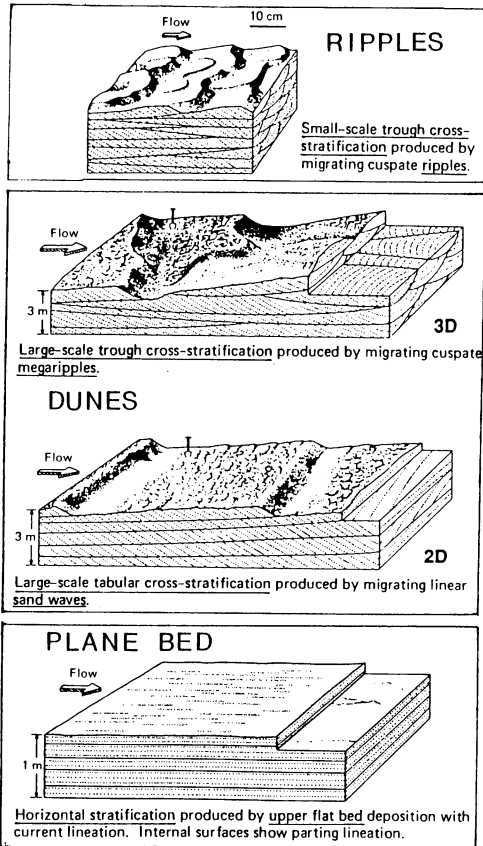
でつくられたことを強調したい場合はカレントリップルと呼ぶ。流れのエネルギーが大きくなるとデューン（Dunes, 砂堆）と呼ばれるやや大きなベッドフォームとなる。デューンはメガリップルとかサンドウェーブとか呼ばれることもある。さらに流れが強くなると、うねりの比高が小さくなり、ついには平



第1図 一方向流の流速と粒径に対応したベッドフォームの形成領域 (Southerd and Boguchwal, 1990)

水温10°C、水深0.25-0.40mの場合を示す。2次元デューン（2D）は3次元デューン（3D）より低い流速領域に分布する。

*大阪大学教養部地学科



第2図 一方向流れでできる主なベッドフォームと堆積構造

リップルは斜交葉理を、3次元デューンはトラフ型斜交層理を、2次元デューンは平板型やクサビ型斜交層理を、平滑床は平行葉理をつくる (Harms *et al.*, 1975; Boothroyd, 1978)。

滑床 (Plane bed) と呼ばれる平らなベッドフォームになる。さらに流れが強くなると、アンティデューン (Antidunes, 反砂堆) が形成される。

ここでデューンの移動を例にして堆積構造の形成を説明してみる。流れの中で砂が運ばれてフォーセット面と呼ばれる前面に堆積することによって、デューンは前進する。フォーセット面の上部で相対的に粗い粒子は間歇的になだれ落ち、細かい粒子はベッドフォームのクレストから前方へ流れのついでに放り出され、そこでのバックフローの中からフォーセット面上へ沈積する。そして再び次の粗い粒子群が

なだれ落ちて堆積する。これが繰り返されて粒径の違った層の繰り返しからなるフォーセット葉理ができる。葉理がつくられることで、堆積構造を容易に識別することができる。デューンが移動する際、運び込まれる砂の量が増加するとデューンの上に別のデューンが重なり、下位の堆積構造を保存するようになる。こうした形態をクライミングデューンという。一般に地層として残っている堆積物は、供給量が多いときにできるこのクライミング形態 (クライミングデューンやクライミングリップル) をとることが普通である。デューンがつくる堆積構造は斜交層理と呼ばれるものである。デューンのうちクレストの直線的なもの (2次元デューンと呼ぶ) は平板型斜交層理を、クレストが曲線的なもの (3次元デューン) はトラフ型斜交層理をつくる (第2図)。

同様にリップルはリップル葉理を、平滑床は平行葉理をつくる。(アンティデューンは斜交層理をつくるが安定性に欠けるため、地層ではほとんど見出されないのここでは取り扱わない。) ここで重要なことは、堆積構造から、それをつくったベッドフォームが推定できることである。すなわち、各ベッドフォームは特有の堆積構造を持つということである (第2図)。

デューンとリップルとの区別は、その大きさで行うが、研究者間で相違が認められる。最近では波長60cm以上をデューン、それ未満をリップルとすることが提唱されている (Ashley, 1990; 横川・池原, 1991, 参照)。それは水中で形成されるクレストが流れに直交するベッドフォーム (デューンやリップル) が、波長0.5~1mの間で二つのグループに分けられるからである。地層の堆積構造からベッドフォームの波長を決定することは、例外的な場合 (岸・山中・増田, 1991) 以外ではできないので、デューンとリップルの区別は斜交層理のセットの高さの違いによる。普通、セット高が5cm以上か未満か (Simons and Richardson, 1961) で便宜的に行っている。

堆積構造からベッドフォームが推定できたら、次にそのベッドフォームがつくられるために必要な流速の境界値を以下の順序で算定する。

2. 堆積粒子の粒径の決定

流速の算定は、ある水深における第1図に示したような流速-粒径ダイアグラムで、各ベッドフォームの境界の流速を求めてやればよいということである。したがって、求めたい地層で堆積構造を構成している堆積粒子の粒径Dを与えてやる必要がある。粒径は粒度分析によって求めた平均粒径 D_{50} で代表させている。

3. 堆積粒子の始動流速

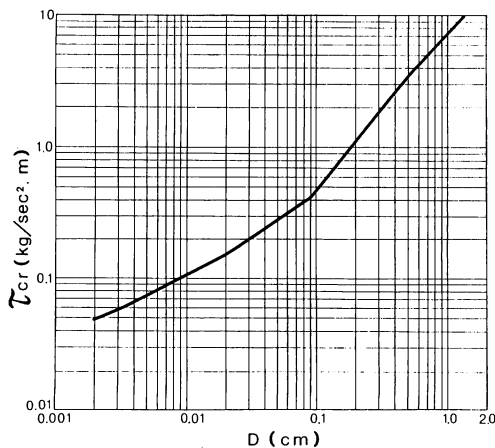
(1)堆積物の粒径Dと始動的の限界掃流力 τ_{cr} との関係図(第3図, Miller *et al.*, 1977)から、その粒径の粒子の τ_{cr} を読み取る。

(2)読み取った τ_{cr} の時の摩擦速度 u_{*cr} を次式から求める。

$$u_{*cr} = \tau_{cr} / \rho$$

ρ は海水の密度(1.025g/cm³)。

(3)この摩擦速度 u_{*cr} の時の、ベッドフォームが形成された場での、表面流速から底面流速までの深さ方向に平均した速度(Depth-mean velocity:ここでは深度平均流速と呼ぶ) \hat{U}_{cr} を、次式から求める。この場合 $u_* = u_{*cr}$, $\hat{U} = \hat{U}_{cr}$ である。



第3図 堆積粒子(石英粒)の粒径Dと始動時の掃流力 τ_{cr} との関係

水温20°C, 水の密度1.00g/cm³, 水の動粘性係数0.01cm²/secの場合。Miller *et al.* (1977)から作成。

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \ln(h/eZ_0) \quad (1)$$

κ は von Karman の定数 (0.4; ウォッシュブロード濃度が約1万ppm以下の普通の場合はこの値となる), h は水深, e は自然対数の底(2.71), Z_0 は粗度長(ベッドフォームが、低領域での平滑床の場合は0.4mm, リップルの場合は6mm, デューンの場合は10mm)である。この水深はいわゆる“flow depth”のことで、ベッドフォームをつくる乱流層の厚さである。これは、浅い所ではほぼ水深に一致するが、深い所では必ずしも一致しない。また、粗度長の値は、算定が難しく問題があるところで、今後、改善された値が提示されるであろう。ここでは、Allen and Homewood (1984) が用いた上記の値を使用しておく。

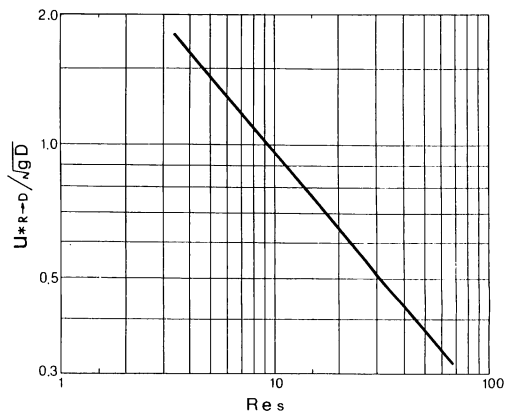
4. リップルーデューン境界の流速

(1)堆積物の粒径Dから次式を用いて粒子レイノルズ数 Re_s を求める。

$$Re_s = (D \sqrt{Dg}) / \nu \quad (2)$$

g は重加速度, ν は動粘性係数(0.0114cm²/sec, 15°C)である。

(2)リップルーデューン境界での粒子レイノルズ数



第4図 リップルーデューン境界での粒子レイノルズ数 Re_s と摩擦速度 u_{*R-D} と粒径Dとの関係(Vanoni, 1974)。

Re_s と摩擦速度 u_{*R-D} と粒径 D との関係図(第4図, Vanoni, 1974)から, その粒径における摩擦速度を求める。 g は重力加速度。

(3)この時の深度平均流速 U_{R-D} を①式から求める。ここでは $u_* = u_{*R-U}$, $\hat{U} = \hat{U}_{R-D}$ である。粗度長 Z_0 はベッドフォームがリップルの場合(6mm)で計算する。

5. デューン-平滑床境界の流速

(1)粒子レイノルズ数 Re_s を②式から求める。

(2)粒子レイノルズ数 Re_s と無次元掃流力 θ との関係図(Allen and Leeder, 1980)から, 無次元掃流力を読み取る。粒子レイノルズ数が40以下なら θ は0.6, 60以上なら θ は0.35として計算する。粒子レイノルズ数が40~60なら θ は中間の値を用いる。多くの場合 θ は0.6となる。

(3)無次元掃流力 θ と粒径 D から, 次式(Bagnoldの criterion とよばれる; Allen, 1972)を用いて, デューン-平滑床(高領域)境界での摩擦速度 u_{*D-PB} を求める。

$$u_{*D-PB} = \left(\frac{\theta(\sigma - \rho)gD}{\rho} \right)^{1/2}$$

σ は堆積粒子の密度(石英粒, $2.65g/cm^3$ として計算), ρ は海水の密度($1.025g/cm^3$), g は重力加速度である。

(4)この時の深度平均流速 U_{D-PB} , を①式から求める。ここでは $u_* = u_{*D-PB}$, $U = U_{D-PB}$ である。粗度長 Z_0 はベッドフォームがデューンの場合(10mm)で計算する。

III 古流速の算定例

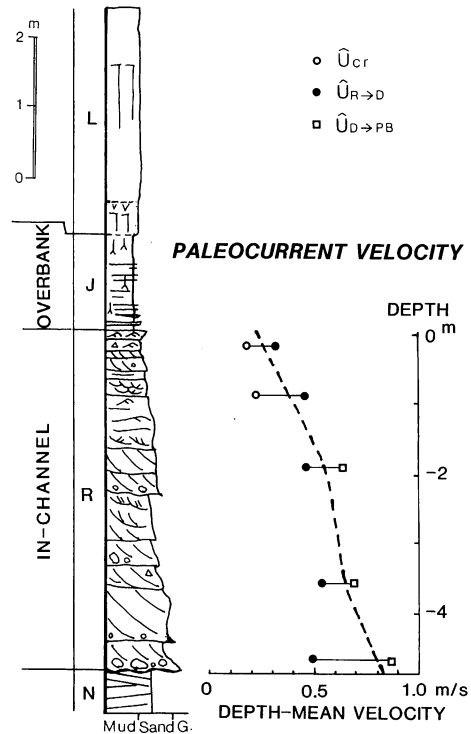
古流速を算定する例として取り上げるのは, 更新統の河川堆積物, 潮流堆積物, 海流堆積物である。

1. 河川堆積物

一方向流れの代表ともいうべき河川堆積物について古流速を計算した。

(1)竜ヶ崎層と常総粘土層

茨城県筑波台地や稲敷台地では, 関東ローム層の下位に, 厚さ0.5~2mの常総粘土層と呼ばれる地層があり, その下に厚さ2~5mの竜ヶ崎砂層とか竜

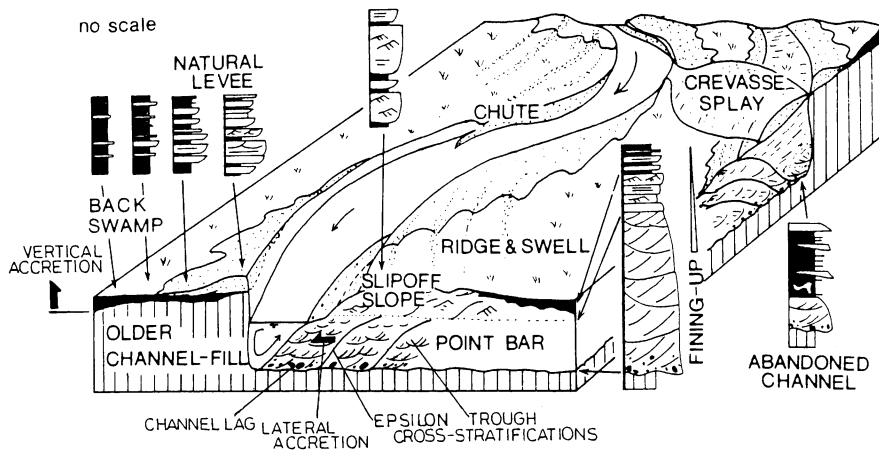


第5図 蛇行河川の流路堆積物(更新統竜ヶ崎層)とその古流速

茨城県筑波郡伊那町高岡。L: 関東ローム層, J: 常総粘土層, R: 竜ヶ崎層, N: 成田層。 \hat{U}_{cr} は始動時の流速, \hat{U}_{R-D} はリップル-デューン境界の流速, \hat{U}_{D-PB} はデューン-平滑床境界の流速を示す。

ヶ崎砂礫層と呼ばれる地層がある(増田・新藤, 1986)。第5図は茨城県筑波郡伊那町高岡における竜ヶ崎層下部層(池田ほか, 1982)の柱状図である。常総粘土層と竜ヶ崎層は蛇行河川堆積物で, 前者は氾濫原堆積物, 後者は流路堆積物にあたる(Katsura *et al.*, 1980; Masuda and Okazaki, 1983; 増田, 1985)。以下の説明では, 竜ヶ崎層の蛇行河川の堆積相モデル(第6図, 増田, 1988)を参照されたい。

常総粘土層には, 植物の根痕や亜炭層などがみられる。河川の流路から離れた低い後背湿地では氾濫水が停滞し, 浮遊物質がそこに沈積して粘土層を形成する。根痕は生育していた植物に, 亜炭層は洪水流や風で集積した植物片などに由来する。また, 常



第6図 蛇行河川の堆積相モデル 流路堆積物の厚さは流路の水深にあたる。

総粘土層には洪水堆積物の示相堆積構造である“逆グレーディング構造”（伊勢屋，1982）をもつ砂泥互層がレンズ状に挟まれる（増田・伊勢屋，1985）。これは洪水時に自然堤防を越えて氾濫原上に広がったものである。

竜ヶ崎層には、トラフ型斜交層理やイブシロン型斜交層理が発達する。トラフ型斜交層理は河床に発達したデューンの前進により、イブシロン型斜交層理は流路の側方移動により形成される。トラフ型斜交層理のセット高や構成物質の粒径は、上方に向かって小さくなる。これは、ポイントバーでの流速が水深の減少と共に小さくなり、高いエネルギーで形成される大きなデューンから低いエネルギーの小さなデューンやリップルへと変化して河床に配列していたことを反映している。竜ヶ崎層の基底は侵食面で、直上に細～中礫や数 cm～数10cm の粘土礫が認められ、河底のラグ堆積物の特徴を示す。粘土礫は、氾濫原上の粘土層が乾燥してブロック化し、攻撃斜面の崩壊時に流路内にもたらされたものである。竜ヶ崎層の古流系は一方向性で、その分布の伸びの方向と一致した河川堆積物に特有のパターンを示す（増田・岡崎，1983）。また、竜ヶ崎層の層厚と放棄流路の大きさから推定した河川は、現在の鬼怒川程度の大きさと流量をもっていたと推定されている（牧野ほか，1981）。

(2)流路内の流速

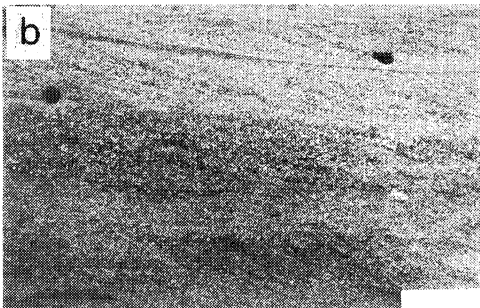
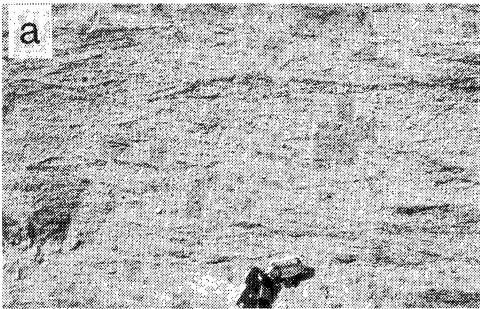
蛇行河川の流路堆積物である竜ヶ崎層について、すでに述べた方法で、堆積構造に基づくベッドフォームの推定、粒度分析による中央粒径の決定をもとに、層準毎の古流速を算定した。データは第1表に示す。

竜ヶ崎層の上部の斜交葉理（第7図a）はそのセット高から推定してリップルで、下部の斜交層理（第7図b）はすべてデューンである。一部にプレーンベッドに由来する平行葉理が認められた。すでに述べたように、リップルの場合の古流速は、始動流速値より大きくリップル・デューン境界の流速値より小さい範囲で、デューンの場合はリップル・デューン境界の流速値より大きく、デューン・平滑床境界の流速値より小さい範囲となる。河川堆積物では流路堆積物の厚さ（竜ヶ崎層の厚さ）がほぼ洪水時の水深になる（第6図）から、水深値には流路堆積物上部から測定点までの厚さを用いる。

古流速は、下位から上位に向かって次第に低下していることがわかる。基底部付近で0.5～0.9 m/s、上部で0.3 m/s 以下である。これは、流路内での違い、すなわち、ポイントバー上での平均流速の変化を示しているといえる。また、この付近の竜ヶ崎層から同様に得られた古流速（増田・橋立，1991 MS）もほぼ同じ値を示す。従ってここで得られた値

第1表 河川堆積物（更新統竜ヶ崎層）から計算した古流速 層準は第5図に示した。

	下部→			→上部	
	デューン	デューン	デューン	リップル	リップル
ベッドフォーム	デューン	デューン	デューン	リップル	リップル
中央粒径 D_{50} (mm)	0.47	0.31	0.35	0.23	0.26
古水深 h (m)	4.9	3.95	2.0	0.95	0.30
限界掃流力 τ_{cr} (kg/sec ² ・m)	0.27	0.20	0.23	0.18	0.18
始動時の流速 (m/sec)					
摩擦速度 u_{*cr}	0.016	0.014	0.015	0.013	0.013
深度平均流速 \hat{U}_{cr}	0.34	0.29	0.28	0.22	0.18
粒子レイノルズ数 Re_s	32	17	21	11	13
無次元掃流力 θ	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
リップル—デューン境界流速 (m/sec)					
摩擦速度 u_{*R-D}	0.034	0.039	0.038	0.045	0.042
深度平均流速 \hat{U}_{R-D}	0.49	0.54	0.46	0.46	0.31
デューン—平滑床境界流速 (m/sec)					
摩擦速度 u_{*D-PB}	0.067	0.055	0.059	—	—
深度平均流速 \hat{U}_{D-PB}	0.87	0.69	0.63	—	—



第7図 河川の流路堆積物

a：竜ヶ崎層上部のトラフ型斜交葉理。ポイントバー上部のリップルの移動・累積によって形成された。写真横幅は約15cm。b：竜ヶ崎層中下部のトラフ型斜交層理。デューンの移動・累積によって形成された。写真横幅は約40cm。

は竜ヶ崎層を堆積した河川のこの付近の流路での古流速を示していると思われる。さらに、堆積構造として最も卓越する斜交層理はトラフ型すなわち3次元デューンである。このことはデューンの中でも3次元がより速い流速領域を占めることから、得られた値のうちデューン—平滑床境界の流速に近い大きい値側に古流速値は相当すると思われる（第5図）。

竜ヶ崎層を堆積させた河川と同じ程度の規模の鬼怒川の流速と、ここで得られた古流速とを比較してみる。河川の洪水時の底面付近での流速は鬼怒川の場合入手できなかったので、洪水時の表面平均流速（建設省関東地方建設局，1960）と比較してみる。鬼怒川の中流（養蚕橋—取手間）の洪水時の平均流速は、0.7～2.9m/sで、1.5m/s程度ことが多い。これは表面流速であるから、深度平均流速としては、ここで求めた古流速値があながち突っ拍子もない値だとは思われない。

2. 潮流堆積物

潮流堆積物の古潮流速の推定については、増田・中山（1988）が行った例を紹介する。

(1) 潮流で形成された斜交層理

古潮流速を算定する例として取り上げるのは、茨

城県行方郡北浦村内宿の県道沿いの露頭で見られる、長さ約22m、高さ約1.1mの斜交層理である（第8図、第9図）。この斜交層理は更新統下総層群に含まれる。

この斜交層理が、右から左（東から西）への流れで砂が運ばれて、右から左へと順次発達しながら前進したものであることは、フォーセット葉理とよばれる左下に傾いた筋が示している。この斜交層理はセットの高さが約30cm～1.1mで、ベッドフォームはデューンとなる。詳しく見ると、斜交層理は不連続面によって19のセットに区別できる（第9図A）。不連続面は侵食面で、直上に、斜交層理とは逆方向に傾いたフォーセットをもったリップル葉理（ベッドフォームとしてはリップル）からなる部分がある（第10図）。このことは、東から西への流れによって前進していたデューンの発達が一時停止して、反対



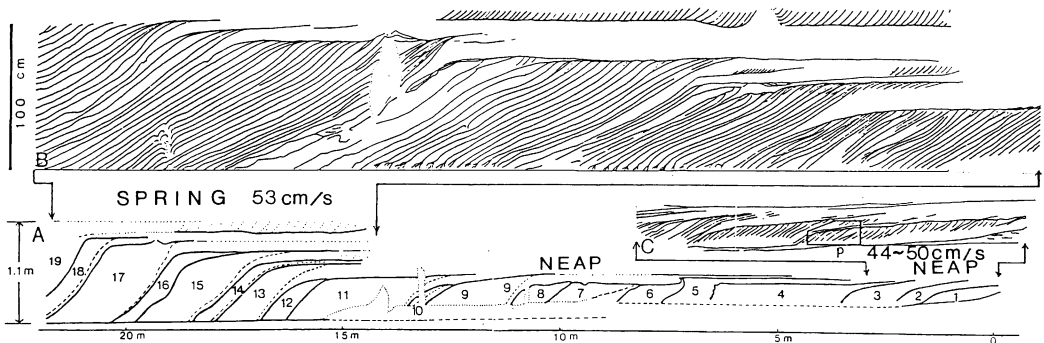
第8図 潮流によって形成された斜交層理
茨城県行方郡北浦村内宿の下総層群。写真左端のスケールは約80cm。

に弱い東への流れによってデューンの前面が侵食され、リップルができ、再び、東から西への強い流れによってデューンが前進していったことを示している。

こうした流れの変化を示す構造は潮流堆積物特有のもので、不連続面は再活動面とよばれる。この斜交層理が示す東から西への流れは当時の太平洋から古東京湾内への上げ潮流で、リップル葉理が示す東から西への流れは引き潮流であるから、斜交層理は上げ潮時に大きく前進し、引き潮時には不連続面付近の狭い部分をつくつたにすぎないことがわかる。従って、不連続面で区切られたひとつのセットは、1回の上げ潮と引き潮（干満）を記録していることになる。

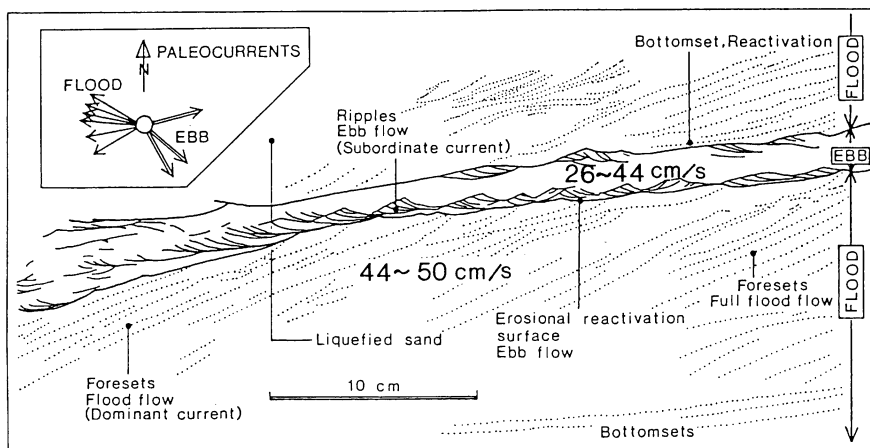
斜交層理のそのセットの高さが次第に高くなっていく（第9図）。斜交層理は上げ潮流で発達するから、高さが低い部分（第9図のセット1, 2, 3や7, 8, 9）は満潮位が低い小潮時に、高い部分（第9図のセット17, 18, 19）は大潮時にあたる。すなわち、この斜交層理は小潮から大潮にかけて発達したものであることがわかる。

また、この斜交層理のセット境界には液状化が認められ、その成因は離水に求められている（増田ほか、1988）。斜交層理は潮間帯で形成されたものとされている。この斜交層理の形態の詳細や形成過程の推定は増田ほか（1988）を参照されたい。



第9図 内宿の更新統に見られる潮流によって形成された斜交層理

A：斜交層理の模式図。1～19の各部分は1回の干満で形成された部分。セット高の大きな部分は大潮時に、小さな部分是小潮時に形成された。BとCはそれぞれ大潮時と小潮時に形成された部分のスケッチ。Pは第10図のスケッチ位置。数値は水深を1.85mと1.10mとして計算した大潮時と小潮時の上げ潮流速。



第10図 内宿の斜交層理の不連続面(第9図のP)に見られる、上げ潮と引き潮でつくられたと考えられる構造
 左に傾く斜交層理のフォーセットと反対に傾くフォーセット(左上の古流向を参照)をもったリップル群からなる薄い層が引き潮でつくられた部分。数値は水深1.1mとして計算した上げ潮と引き潮の古潮流速。

(2)上げ潮・引き潮流および小潮時・大潮時の潮流速

上げ潮流の堆積物としてセット1の比高の小さな斜交層理部(第9図)、引き潮流としてセット1とセット2の境界部のリップル葉理部(第10図)を取り上げて、小潮時の潮流速の変化を推定する。上げ潮流の部分の斜交層理は約35cmのセット高であるから、ベッドフォームはデューンで、引き潮流の部分のリップル葉理のセット高は3cm以下であるから、リップルとなる。大潮時の上げ潮流の流速は、セット高の最も高い斜交層理(第9図、セット9)で推定した。このベッドフォームはデューンである。これらの堆積物の粒径や古流速の計算結果は第2表に示す。

計算過程で用いた水深値の推定について述べておく。この斜交層理の場合、水深の決定は精度良くできない。この斜交層理は、潮間帯で上げ潮流が卓越する場で発達したのだから、満潮時の水深は少なくとも斜交層理のセット高以上であったことになる。大潮時に形成されたと考えられる最も大きな斜交層理のセット高が1.1mであるから、大潮時の満潮位はこれ以上になる。一方、小潮時の満潮位は小潮時に形成されたと考えられる斜交層理のセット高の35cm以上であったことになる。自然界では満潮位は大潮時の方が小潮時よりも大きいこと、古東京湾の潮差

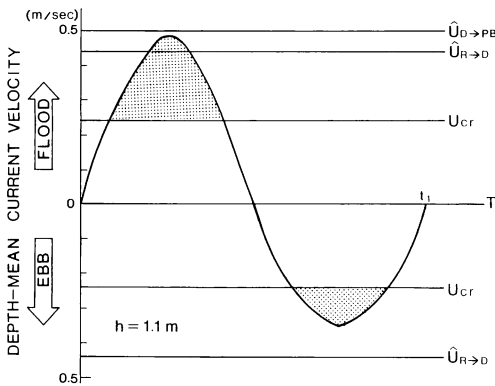
は約2mであった(増田ほか, 1988; 増田・横川, 1988a, b)こと、このベッドフォームが潮間帯に存在したこと(増田ほか, 1988)から、斜交層理の形成時の水深はほぼ斜交層理のセット高に近いことになる。ここでは古水深値の誤差を大きく考えて、小潮の満潮時の最低水深を32cm, 最高水深を110mとし、大潮時の最低水深は110cm, 最高水深はその値に大潮時と小潮時の満潮位差75cmを加えた1.85mとして計算した(第2表)。

ここでも河川堆積物での場合と同じく、ベッドフォームがリップルの場合、その堆積物の中央粒径での始動流速より大きく、リップルデューン境界の流速より小さい領域となり、デューンの場合はリップルデューン境界の流速より大きく、デューン一平滑床境界のそれより小さい範囲の古流速となる。

得られた計算結果から、潮流速の変化を、横軸に時間、縦軸に流速をとって表現する(第11図)。横軸の時間周期は、多くの潮汐が約1日(24時間50分)に2回干満のある1日2回潮であるから、1周期が約12時間25分となる。縦軸には正(プラス)側に上げ潮流速を、負側に引き潮流速を表示する。現実の潮流速変化のパターンはより複雑であるが、ここでは計算結果から得られた値をもとに、変化を滑らか

第2表 潮流堆積物（更新統下総層群）から計算した古潮流速

	小 潮				大潮	
	上げ潮流		引き潮流		上げ潮流	
ベッドフォーム	デューン		リップル		デューン	
中央粒径 D_{50} (mm)	0.31		0.31		0.26	
古水深 h (m)	0.35	1.1	0.35	1.1	1.1	1.85
限界掃流力 τ_{cr} (kg/sec ² ·m)	0.20	0.20	0.20	0.20	0.16	0.16
始動時の流速 (m/sec)						
摩擦速度 u_{*cr}	0.014	0.014	0.014	0.014	0.012	0.012
深度平均流速 \hat{U}_{cr}	0.20	0.24	0.20	0.24	0.21	0.22
粒子レイノルズ数 Re_s	15	15	15	15	12	12
無次元掃流力 θ	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
リップル-デューン境界流速 (m/sec)						
摩擦速度 u_{*R-D}	0.042	0.042	0.042	0.042	0.045	0.045
深度平均流速 \hat{U}_{R-D}	0.32	0.44	0.32	0.44	0.47	0.53
デューン-平滑床境界流速 (m/sec)						
摩擦速度 u_{*D-PB}	0.054	0.054	—	—	0.049	0.049
深度平均流速 \hat{U}_{D-PB}	0.35	0.50	—	—	0.45	0.52



第11図 内宿の斜交層理から推定した小潮時の古潮流速の変化

横軸は時間で、1周期(t_1)は約12時間25分。縦軸は流速で、正(プラス)側に上げ潮流速を、負側に引き潮流速を表示。 \hat{U}_{cr} は始動時の流速、 \hat{U}_{R-D} はリップル-デューン境界の流速、 \hat{U}_{D-PB} はデューン-平滑床境界の流速を示す。網部は堆積粒子が移動しうる範囲。

な曲線で表した。

大潮時の潮流速の計算で、水深を1.85mとした時

の古流速で、リップル-デューン境界の流速がデューン-平滑床境界の値よりわずかであるが大きくなっている。これは水深値が小さい場合に起こるこの方法の問題点である。

ここで算出した古潮流速は、現在の潮流口などでの潮流速としては普通に観測されるものである(Boothroyd, 1978; Kohnsiek *et al.*, 1988)。また、Allen and Homewood (1984) がスイスの中新統の潮流堆積物から計算した値ともほぼ同じである。

3. 海流堆積物

海流堆積物の古流速の算定は、Nakayama and Masuda (1989) の例で示す。

1) 上総層群市宿層

房総半島中部の千葉県君津市、富津市の鹿野山周辺には、更新統上総層群の市宿層とよばれる最大層厚400mにおよぶレンズ状の礫を含んだ砂層が存在する。この市宿層には最大セット高約5mの大規模なトラフ型や平板型の斜交層理(第12図)のほかさまざまな堆積構造が発達している。含まれる化石や堆積構造の特徴から、市宿層は、水深およそ50~130mの陸棚上の環境で、現在の房総半島と三浦半島との



第12図 房総半島の上総層群市宿層にみられる大型の斜交層理

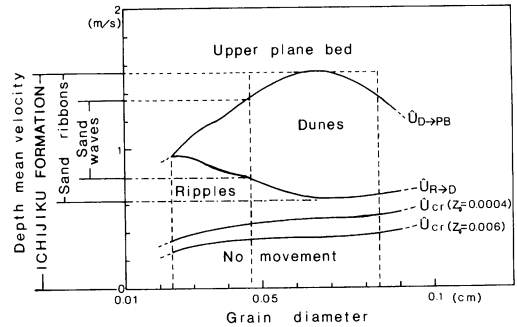
サンドウェーブと呼ばれる大型の2次元デューンの移動・累積によってできた。写真中央の斜交層理の最大セット高は約4 m。君津市市宿。

間の「葉山—嶺岡海峡」の北東域に形成された海流サンドウェーブの堆積体であるとされている（中山・増田，1987）。ここでいうサンドウェーブとは大型の2次元デューンのことである。現在の大隅海峡などでは市宿層と同様の海流サンドウェーブが認められている（Ikehara, 1989）。

2) 海流速の推定

波高5 m以上にも達する巨大なサンドウェーブは、水深15~200mに存在し（Allen, 1982），その深さでかなりの流速がないと前進移動しない。市宿層の大型の斜交層理について，その海流の流速を推定してみた。黒潮の軸流部では最大流速1.5~2.5m/sにも達し，水深1000mの海底でも流速が10cm/sを越すことがあり（永田，1981），海流についてこの計算方法を利用してよいことを示している。市宿層の古水深（流れの深さ）を100mとして，その中央粒径を（0.32 mm）とすると，深度平均流速は，始動流速で0.29m/s，リップル—デューン境界流速で0.92m/s，デューン—平滑床境界流速で1.13m/sが得られる。市宿層の大型のサンドウェーブは水深100mでは0.92~1.13m/sの流速で形成されたといえる。水深が50mであったとすると0.84~1.03m/sが，水深が130mで0.94~1.17m/sという値が得られる。

第13図は水深100mの場合での各ベッドフォームの流速領域を，ここで述べた方法で計算して描いたものである。サンドウェーブよりさらに高いエネルギーで形成されるサンドリボンというベッドフォームは



第13図 市宿層の形成時の流速

堆積深度を100mとして計算した各ベッドフォームの形成領域。市宿層でみられる各堆積構造の構成粒子の粒径を考えると，サンドウェーブやサンドリボンなどのベッドフォームの形成流速の範囲が推定できる。

その粒度組成から，0.63~1.56m/sの流速で活動することが，この図から読み取ることができる。

北海沿岸では0.6~0.9m/sの表面流速で，水深20m以深のところのサンドウェーブが移動していることが観測されている（Stride, 1970； McCave, 1971； Terwindt, 1971）。日本付近のサンドウェーブは0.5~3.0m/sの表面流速の場に発達している（茂木，1981）。市宿層とセッティングが似ている大隅海峡では，表面流速は平常時で0.3~0.75m/s，ときに1.25m/sにも達する（池原ほか，1987）。Ikehara（1989）はここで用いた式から，大隅海峡でのサンドウェーブが0.8m/s以上の深度平均流速で活動することを導き，現在でも活動している可能性を示した。また，同じような形態を示す瀬戸内海の潮流サンドウェーブは，表面流速が50~70cm/sの場に発達している（Yanagi, 1990）。こうした海流や潮流は垂直方向での流速の減衰率が小さい（底面流速は表面流速に近い）こと，あるいは，サンドウェーブのような2次元デューンはデューンの存在領域のうち，より低速領域である（Harms *et al.*, 1975：算出した流速範囲のうち，小さい側になる）ことなどからも，ここで算出した海流の古流速がほぼ妥当な値であることを示しているように思われる。

IV 問題点

地層となって残っている河川堆積物、潮流堆積物、海流堆積物の古流速を算出するひとつの方法を紹介した。この方法の最大の問題点はこの方法のよりどころともなっている始動流速や各種の境界流速を求める際の式や係数値にある。これらの式は理想的ないわゆる“きれいな流れ”に対するもので、底面での乱れが多い自然界での流れに適用した場合、どの程度の影響があるかわかっていない。係数については、現在のところ水路実験によって得られた値の誤差は大きく、今後の実験によって精度を高める必要がある。始動速度に関する問題などは井口（1988）のレビューを参照して頂きたい。また、これらの実験はすべて単一粒径での実験である。混合粒径を用いた水路実験では、単一粒径の場合とでは粒子がかなり異なった挙動を示すことが知られている（池田，1984）。従って、単一粒径での実験結果を自然の堆積物に適用することには問題が残るのである。この問題解決には、地層学において古流速を推定するという立場から、粒子あるいは粒子群の挙動に関する水路実験を進めることが不可決である。次に、地層の場合、水深値の求め方は難しい場合がある。ここで紹介した例でも、河川の流路堆積物などではかなり精度良く古水深を決定できるが、潮流堆積物などでは難しい。特に、例で示したように水深がごく浅い場合には、算定に大きく影響を与えるので問題である。水深値が大きい場合、例えば、水深差が20mであっても、水深が80mと100mの違いは古流速値としてあまり影響しないが、浅い所での1mと21mとでは大変な違いとなってしまうからである。すでに方法を述べたところで示したように、この水深は流れの水深であり、表面から底面までが同じ流れにある場合で、境界層が存在したりする場合には適用できない。従って、ストーム流や混濁流などのタービダイト層では流れの厚さが決定できないと古流速の算定が行えないことになる。

V おわりに

ここでは、一方向流れによってできた堆積物から

古流速を推定する方法と問題点について述べた。一方向流れに対して波などの振動流による堆積物の古流速も算定されている（増田・牧野，1987）。その場合でも同じような問題があり、古波浪条件推定のための水槽実験の必要があるのが現状であろう。

地層学をよりダイナミックにするためにも、現在の精度であっても古流速値を算定することに意義があり、同時に、より精度良い方法を見出す努力をすべきだとわたしは考えている。わたしたちが押し進めている“ダイナミック地層学”は、水路実験や水槽実験で堆積粒子の挙動を観察した時から始まっている。地層となっている堆積粒子がいかにダイナミックに挙動した結果であるかを実験は教えてくれる。現在わたしたちが行っている堆積相解析やシーケンス層序学への入門はここにある。わたしが水路実験や水槽実験をみてダイナミックな地層観を得たのは、そうした実験をしている研究者が近くに居たお蔭であった。水理実験を見学した地層の研究者のほとんどがその後の地層観を変化させることから、我が国の地層学にとっては、ここで主張した古流速算定のための実験の必要性の以前に、まず水理実験を観察することの方がより重要であるといった現状かもしれない。その現状を考えると、例えいくつかの問題点が残るにしても、古流速を推定するといった“定量化への道”を示すことは大切であろう。

文 献

- 池田 宏（1984）：二粒径混合砂礫の流送に関する水路実験．筑波大物理実験センター報，8，1-15．
- 池田 宏・水谷かおり・園田洋一・伊勢屋ふじこ（1982）：筑波台地の地形発達—“古霞ヶ浦”の鳥趾状三角州—．筑波の環境研究，6，150-156．
- 池原 研・木下泰正・西村清和・中村光一・川端徳高（1987）：大隅海峡にみられるベッドフォームの形態と分布．地調月報，39，95-113．
- 井口正男（1988）：流砂現象における threshold についての研究概観．堆積学研究会会報，28，1-8．
- 伊勢屋ふじこ（1982）：茨城県，桜川における逆グレイディングをした洪水堆積物の成因．地理評，55，597-613．
- 建設省関東地方建設局（1960）：1959年8月台風7号高

- 水報告書.
- 岸 誠一・山中基由・増田富士雄 (1991): 下総層群下部のクライミングリップをともなった潮汐堆積物. 堆積学研究会報, **34**, 113-119.
- 増田富士雄 (1985): 古東京湾における堆積体発達様式. 科研費研究成果報告書, 47p.
- 増田富士雄 (1988): ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から— (その1 基礎編). 応用地質, **29**, 312-321.
- 増田富士雄 (1989): ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から— (その2 発展編). 応用地質 **30**, 29-40.
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ (1985): “逆グレーディング構造”: 自然堤防帯における氾濫原堆積物の示相堆積構造. 堆積学研究会会報, **21/23**, 108-116.
- 増田富士雄・牧野泰彦 (1987): 古東京湾のウェーブリップル形成の波浪条件. 地学雑誌, **96**, 23-45.
- 増田富士雄・中山尚美 (1988): 古潮流速の算定. 堆積学研究会会報, **24**, 1-8.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研 (1988): 茨城県行方郡北浦村内宿の更新統にみられる9日間の潮流によって形成された斜交層理. 筑波の環境研究, **11**, 91-105.
- 増田富士雄・岡崎浩子 (1983): 筑波・稲敷台地の第四系中にみられる方向を示す構造. 筑波の環境研究, **7C**, 99-110.
- 増田富士雄・新藤静夫 (1986): 霞ヶ浦地域の地質. 地域環境要因としての地下水研究報告(3), 「環境科学」特別研究報告集, **B289-R12-2**, 128-154.
- 増田富士雄・横川美和 (1988 a): 筑波台地の更新統の海浜堆積物. 筑波の環境研究, **11**, 113-122.
- 増田富士雄・横川美和 (1988 b): 地層の海浜堆積物から読み取れるもの. 月刊地球, **110**, 523-530.
- 牧野泰彦・増田富士雄・桂 雄三 (1981): 河川堆積物から推定した“古流路”の形状特性値と水量—茨城県の第四系を例として—. 茨城大教育紀要 (自然科学), **30**, 71-86.
- 茂木昭夫 (1981): 対馬海峡大陸棚の地形発達—対馬陸橋に関連して—. 第四紀研究, **20**, 243-256.
- 永田 豊 (1981): 海流の物理. ブルーバックス, 講談社, 東京. 227p.
- 中山尚美・増田富士雄 (1987): 房総半島, 更新統上総層群市宿層の海流堆積相. 地質雑, **93**, 833-845.
- 中山尚美・増田富士雄 (1988): 潮汐堆積物中にみられる
- ストームイベント. 月刊地球, **110**, 488-493.
- 横川美和・池原 研 (1991): 用語解説 SUBAQUEOUS DUNE (デューン) —水流で形成された波長60cm以上のベッドフォームの統一名称. 堆積学研究会報, **34**, 62-64.
- Allen, J. R. L. (1972): Instability of an upperpase plane bed: a test of Bagnold's criterion. *Sediment. Geol.*, **8**, 309-316.
- Allen, J. R. L. (1982): *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Developments in Sedimentology*. **30A**, Elsevier, Amsterdam, 539p.
- Allen, J. R. L. and Leeder, M. R. (1980): Criteria for the instability of upper stage plane beds. *Sedimentology*, **27**, 209-218.
- Allen, P. A. and Homewood, P. (1984): Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, **31**, 63-81.
- Ashley, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 160-172.
- Boothroyd, J. C. (1978): Mesotidal inlets and estuaries. In Davis, R. A. Jr. (ed.): *Coastal Sedimentary Environments*. **6**, 287-360, Springer-Verlag, New York, 420p.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Lecture Notes for Short Course*, **No.2**, SEMP, 161p.
- Ikehara, K. (1989): The Kuroshio-generated bedform system in the Osumi Strait, Southern Kyushu, Japan. In Taira, A. and Masuda, F. (eds.): *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Sci. Pub. Co., Tokyo, 261-273.
- Katsura, Y., Masuda, F. and Ikeda, H. (1980): Meandering stream deposits in the Pleistocene Ryugasaki Formation, Ibaraki, Japan. *Prof. S. Kanno, Mem. Vol.*, 435-451.
- Kohsiek, L. H. M., Buist, H. J., Bloks, P., Misdrop, R. Berg, J. H. v. d., and Visser, J. (1988): Sedimentary processes on a sandy shoal in a mesotidal estuary (Oosterschelde, The Nether lands). In Boer P. L. et al. (eds.): *Tidal-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, 201-214, D. Reidel Pub.

- Co., Dordrecht, 530p.
- Masuda, F. and Okazaki, H.(1983): Two types of prograding deltaic sequence developed in the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay. *Ann. Rep., Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **9**, 56-60.
- McCave, I. N.(1971): Sand waves in the North sea off the coast of Holland. *Marine Geol.*, **10**, 199-225.
- Miller, M. C., McCave, I. N. and Komar, P. D.(1977): Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, **24**, 507-527.
- Nakayama, N. and Masuda, F.(1989): Ocean current-controlled sedimentary facies of the Pleistocene Ichijiku Formation, Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. In Taira, A. and Masuda, F.(eds.): *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Sci. Pub. Co., Tokyo, 275-293.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B.(1980): *Depositional Sedimentary Environments*. Springer - Verlag, New York, 439p.
- Simons, D. B. and Richardson, E. V. (1961): Forms of bed roughness in alluvial channels. *Am. Soc. Civ. Engrs., Proc.* **HY387**, 87-105.(after, Reineck and Singh, 1980).
- Southerd, J. B. and Boguchbal, A. L.(1990): Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2, Synthesis of flume data. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 658-679.
- Stride, A. H. (1970): Shape and size trends for sand waves in a depositional zone of the North sea. *Geol. Mag.*, **107**, 469-477.
- Terwint, J. H. J.(1971):Sand waves in the Southern Bight of the North sea. *Marine Geol.*, **10**, 51-67.
- Vanoni, V. A.(1974) : Factors determining bedforms in alluvial channels. *Proc. Am. Soc. civ. Engrs.*, **100**, 363-377.
- Yanagi, T.(1990) : Currents and sediment transport in the Seto Inland Sea, Japan. In Cheng, R. T.(ed.): *Residual Currents and Long-term Transposrt*. Coastal and Estuarine Studies, **38**, 348-355.