

島根大学の構内遺跡にみられる側方付加堆積物と そこから推定できる古流速

中村唯史¹⁾・中山勝博¹⁾

Lateral accretion deposits and their paleocurrent velocity at ruin site in Shimane University, Western Japan

Tadashi Nakamura¹⁾ and Katsuhiro Nakayama¹⁾

Abstract: Holocene lateral accretion deposits are observed at a ruin site in Shimane University. We described these deposits, and evaluate a paleocurrent velocity based on their description. The deposits are formed by a meandering river during flooding stage, implying the fluctuation of the Jomon transgression which is the most remarkable transgression recorded in Japanese Holocene deposits. Paleocurrent velocities are estimated using critical shear velocities for entrainment, and dune-upper plane bed transition. Depth-mean velocities were approximately between 0.51 and 2.2 ms⁻¹.

Key words: lateral accretion deposit, paleocurrent velocity, Holocene .

はじめに

側方付加 (lateral accretion) 堆積体は蛇行河川の屈曲部などで特徴的にみられ、堆積体は古流向と直交方向に付加する。1994年に島根大学の構内で行なわれた遺跡発掘調査現場(第1図)において、縄文海進期に形成されたとみられる側方付加堆積体が観察できた。ここでは、その観察記載とそれを基にして推定できる古流速について報告する。なお、この側方付加堆積物の存在は、縄文海進期に-1.6m(標高1.1mから-0.5m)の小海面低下事件のあった可能性を示唆している。

側方付加堆積体

ここで報告する側方付加堆積体は、島根大学構内の遺跡発掘現場の東西断面において典型的に観察できる(第2図)。層厚が約1.6mで、東方に向かって付

加する。堆積体の付加の始点付近には、風化の著しく進行した第三紀層が露出する。ここでは、堆積体の底面が観察でき、これより東方の底面がほぼ水平を示すのに対し、この底面はN10°E, 15°Eを示す。なお、堆積体の東端は、発掘現場のさらに東方に位置するため、東端での底面を含めた構造を明らかにできなかった。ほぼ水平を示す底面部の標高は、

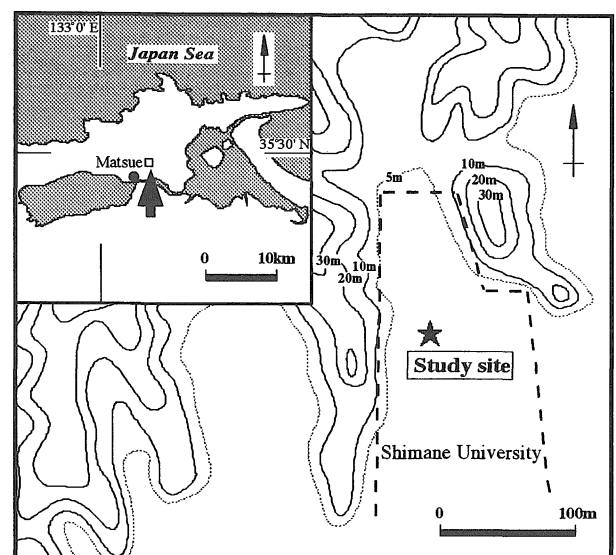


Fig. 1. Locality map of the study site.

¹⁾ 島根大学理学部地質学教室
Department of Geology, Faculty of Science, Shimane
University, Matsue 690, Japan

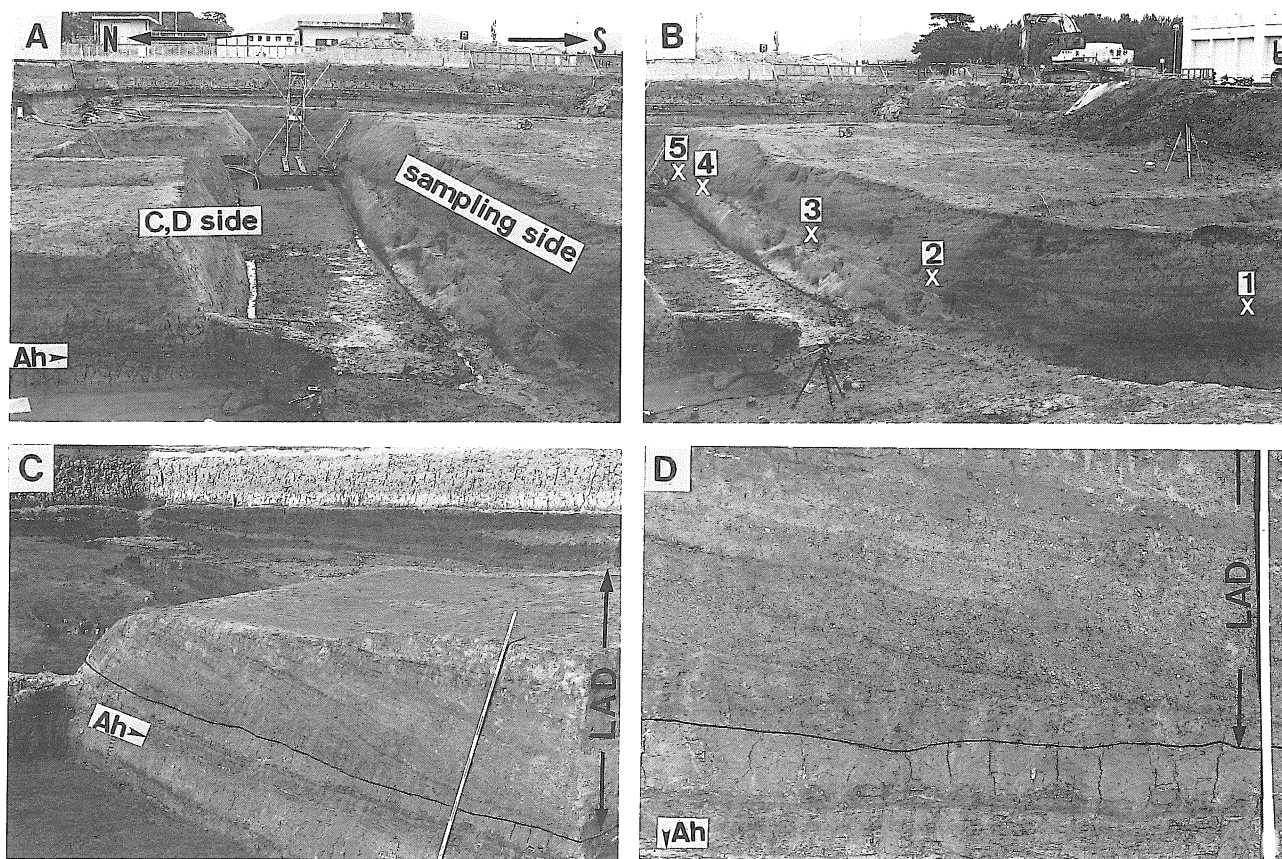


Fig. 2. Photograph of lateral accretion deposits. LAD: lateral accretion deposit, Ah: Akahoya tephra bed. A: Panorama of a ruin site in Shimane University. B: Sampling points for estimating paleocurrent velocities. C: LAD on the north side. Each black (or white) unit on bar scale indicate 20 cm. D: Close-up view of C.

約-0.5mである。側方付加堆積体の上位と下位は暗灰色粘土である。それらは、植物片を多く含むが、上位の粘土の方がより多量に含む。下位の粘土にはアカホヤ火山灰層がはさまれている。また、上位の粘土からは縄文早期～前期の遺物が産出する。

側方付加堆積体は、主に褐色～暗灰色で第三紀火山岩類起源の細礫～中粒砂からなり、それは平板状斜交層理を示す。層理面は、 $N5^{\circ}\sim 14^{\circ}E$, $5^{\circ}\sim 18^{\circ}E$ を示す。一般に下底側に粗粒の碎屑物が集中する。所々に暗灰色粘土薄層がはさまれる。

この堆積体は、第1図に示されるように現在の周辺地形に南北性の谷地形の見られること、下底面の礫に南方向の古流向を示すインプリケーションが認められること判断して、北から南に流下する河川のポイントバーとして形成されたとみられる。細礫～中粒砂は洪水時のベッドロードとして堆積し、所々にはさまれる粘土薄層は流出水量低下期に停滞水域となって浮遊粘土が降下して形成されたとみられる。また、この河川の河谷は側方付加堆積物の下位にアカホヤ火山灰層があり、上位層からは縄文早期～前期の遺物が産出することから判断して、縄文海進中に高低差1.6mの小海面低下事件の起きて形

成された可能性が考えられる。

古流速の算定

次に、この堆積体を形成した河川の古流速を推定する。古流速の算定はAllen & Homewood (1984)の方法があり、本邦では増田・中山(1988)が紹介している。今回の算定は基本的にこれらと同様な方法であり、堆積物の粒度と水深によって古流速を算定する。算定を試みた試料採集位置を第2図に示す。算定結果を第1表に示す。算定に用いたAllen & Homewood (1984)と増田・中山(1988)の方法の概要は次のとおりである。

(1) 堆積物の粒径 D と始動時の限界掃流力 τ_{cr} との関係図(Miller *et al.*, 1977)から、粒径に対する τ_{cr} を読み取る。Allen & Homewood (1984)と増田・中山(1988)では、粒径に平均粒径を用いている。筆者らも沈降式粒度分析装置(伊勢屋, 1985; 田村・中山, 1993)によって粒度分析を行ない平均粒径を求めた。しかし、今回の試料には著しく風化した火山岩礫が多く含まれ、それらは、水に浸すだけで容易に崩れてしまう。そこで試料100g中で粗粒な30粒子のみ

No.	BF	Dia (m) X1/1000	Depth (m)	TSM (m/s)			RDTr (m/s)			DPBTr (m/s)			SetV (m/s)
				Ucr	SVcr	Vcr	Urd	SVrd	Vrd	Udpb	SVdpb	Vdpb	
[largest 30]													
1	dune	1.67	0.92	0.030	0.58	0.51	***	***	***	0.099	1.12	0.87	0.40
2	dune	1.95	1.30	0.032	0.64	0.56	***	***	***	0.107	1.30	1.03	0.45
3	dune	8.25	1.40	0.077	1.57	1.38	***	***	***	0.220	2.71	2.17	1.00
4	dune	3.52	1.70	0.046	0.96	0.84	***	***	***	0.143	1.84	1.48	0.65
5	dune	4.18	1.50	0.053	1.09	0.96	***	***	***	0.156	1.96	1.57	0.72
[Grain analyzer]													
1	dune	0.23	0.92	0.013	0.24	0.21	0.044	0.55	0.44	0.048	0.54	0.42	0.07
2	dune	0.26	1.30	0.013	0.27	0.24	0.045	0.61	0.50	0.051	0.63	0.50	0.08
3	dune	0.44	1.40	0.015	0.31	0.27	0.034	0.47	0.38	0.066	0.82	0.66	0.14
4	dune	0.38	1.70	0.015	0.30	0.27	0.035	0.50	0.41	0.062	0.79	0.64	0.12
5	dune	0.31	1.50	0.014	0.29	0.26	0.041	0.56	0.46	0.055	0.69	0.56	0.10

Table 1. Velocities estimated in this study.

BF: bedform, Dia: diameter, TSM: threshold of sediment movement, RDTr: ripple-dune transition, DPBTr: dune-upper plane bed transition, U: shear velocity, SV: flow surface velocity, V: depth-mean velocity, SetV: settling velocity.

かけ(実体顕微鏡下での像における)長径を測定し、その平均を粒径とした。第1表には、参考までに粒度分析装置によって求めた平均粒径による計算値も示した。

(2) τ_{cr} における摩擦速度 U_{cr} を次式から求める。

$$U_{cr} = (\tau_{cr} / \rho)^{0.5}$$

ρ : 媒体の密度(今回の算定では $1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を使用)

(3) この摩擦速度 U_{cr} において、表面流速 SV_{cr} と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積分し平均した流速(“深度平均流速”) V_{cr} を Karman-Prandtl の次式から求める ($SV = SV_{cr}$, $V = V_{cr}$, $u = U_{cr}$, $z_0 = 4 \times 10^{-4}$ する)。

$$SV = (u/\kappa) \ln(h/z_0)$$

$$V = (u/\kappa) \ln(h/ez_0)$$

κ : von Karman 定数(今回の計算では 0.4 を使用)

h : 水深(m)(今回はチャンネルの深さ, すなわち、側方付加堆積物そのものの厚さの値を用いた)

e : 自然対数の底(2.71)

z_0 : 粗度長(低領域での平滑床の場合 $4 \times 10^{-4} \text{ m}$, リップルの場合 $6 \times 10^{-3} \text{ m}$, デューンの場合 $1 \times 10^{-2} \text{ m}$)

(4) 粒子レイノルズ数 Re を次式から求める。

$$Re = \{D(Dg)^{0.5}\} / \nu$$

g : 重力加速度 (9.8 m/s^2)

ν : 動粘性係数 ($1.057 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, 18°C)

(5) リップル-デューン境界での粒子レイノルズ数

Re と摩擦速度 U_{rd} と粒径 D の関係図 (Vanoni, 1974) から、リップル-デューン境界での摩擦速度 U_{rd} を求める。

(6) リップル-デューン境界での表面流速 SV_{rd} と深度平均流速 V_{rd} を Karman-Prandtl の式から求める。ここで粗度長は $6 \times 10^{-3} \text{ m}$ を用いる。ただし、粒径が 1 mm より大きな粒子はリップルを形成しないので、 U_{rd} , V_{rd} ともに求めなかった。

(7) 粒子レイノルズ数 Re と無次元掃流力 θ との関係図 (Allen & Leeder, 1980) から無次元掃流力 θ を読み取る。 $Re < 40$ なら $\theta = 0.6$, $Re > 60$ なら $\theta = 0.35$, Re がその間の場合は θ も中間値を用いることとなる。

(8) 無次元掃流力 θ と粒径 D を用い、次式の Bagnold の基準を用いてデューン-高領域平滑床境界での摩擦速度 U_{dpb} を求める。

$$U_{dpb} = \{ \theta (\sigma - \rho) gD / \rho \}^{0.5}$$

σ : 碎屑物の密度(今回の試料は $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$)

(9) デューン-高領域平滑床境界での表面流速 SV_{dpb} と深度平均流速 V_{dpb} を Karman-Prandtl の式から求める。ここで粗度長は $1 \times 10^{-3} \text{ m}$ を用いる。

今回観察できた堆積体のベッドフォームはデューンサイズであり、第1表から、古流速は表面流速値で $0.58 \sim 2.7 \text{ m/s}$, 深度平均流速値で $0.51 \sim 2.2 \text{ m/s}$ と言える。なお、第1表には、始動速度が沈降速度よりどの程度大きな値であるかを確認できるよう Gibbs *et al.* (1971) の公式による沈降速度を示した。

お わ り に

この古流速の算定方法には、この方法を示した Allen & Homewood (1984) や増田・中山(1988)に示されているように2つの問題が残されている。1つは「古流速の算定」の項で示した各々の関係図、および係数に関する信頼性の問題であり、これは、より多くの水理実験によって徐々に改定されていくものとみられる。今1つは地層として残された記録から水深値を求めるのに、チャンネルの深さをを用いる点である。たとえば、Bridge & Leeder (1976) の intertidal mudflat channel における現世側方付加堆積物の観察によれば、河川の屈曲の緩やかな場合には、水深値とチャンネルの深さは等しいといえるが、屈曲が高まった場合に、それは成り立たない。現時点では、水深値をチャンネルの深さとする以外の見積を行なうことは難しい。今後、さらに現世の観察・記載が蓄積されることによって、いかに水深値を見積ればよいのかについても改定されるであろう。

ところで、発掘現場の南方には東北東から西南西方向に朝酌川が流れている。大学の東方1km地点の本河川は、河床堆積物から判断して平常時には泥を、洪水時には砂礫を堆積させる。今後、本河川の平常時と洪水時の流速を測定し、今回の算定で得た古流速の妥当性について検討を深めたい。

さらに、縄文海進期に小海面低下事件が広く認められるのかどうかについても今後検討を深めたい。

謝辞 発掘に携われた多くの方々、松江付近の第四

系に関するご教示をいただいた島根大学地質学教室の大西郁夫、徳岡隆夫両教授に心から感謝いたします。

Allen, J. R. L., and Leeder, M. R. (1980) Criteria for the instability of upper stage plane beds. *Sedimentology*, **27**: 209-218.

Allen, J. R. L., and Homewood, P. (1984) Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, **31**: 63-81.

Bridges, P. H., and Leeder, M. R. (1976) Sedimentary model for intertidal mudflat channels, with examples from the Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, **23**: 533-552.

Gibbs, R. J., Matthews, M. D., and Link, D. A. (1971) The relationship between sphere size and settling velocity. *J. Sed. Petrol.*, **41**: 7-18.

伊勢屋ふじこ(1985)沈降式粒度分析の手引き。筑波大学水理実験センター報告, 9: 115-128.

増田富士雄・中山尚美(1988)古潮流速の算定。堆積学研究会, 29: 1-8.

Miller, M. C., McCave, I. N., and Komar, P. D. (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, **24**: 507-527.

田村嘉之・中山勝博(1993)沈降式粒度分析装置の使用法と分析結果の特徴。島根大地質学研報, 12: 17-22.

Vanoni, V. A. (1974) Factors determining bed forms of alluvial streams. *J. Hyd. Div. (Proc. Ame. Civi. Engr.)*, **100**: 363-377.