

(2) 三瓶埋没林調査にかかわる地質断面の堆積学的検討

中山勝博

(鳥根大学総合理工学部地球資源環境学教室)

1. はじめに

対象は小豆原の調査地で観察できる北西—南東方向に伸びる地層断面である。ここでは、断面スケッチと断面の一部で切り出した軟X線写真(3試料)、それに軟X線写真を撮影した試料の粒度分析(軟X線1試料について7試料14測定)により、次の3点の検討を行った。1. 観察できた地質断面の堆積過程、2. 特に洪水流堆積物に注目した堆積機構、3. 恒常流と洪水流の定量的復元。

2. 観察できた地質断面の堆積過程

地質断面では、標高214m付近の大礫層と標高216.5mから217m付近の中礫層を除いて、基本的に砂・シルト互層からなる。いずれも、そのほとんどが、デイサイト質の火山碎屑性粒子で構成されているが植物破片なども含まれる。この断面にみられる地層は、浮遊・沈降するような泥粒子を除いて、いずれもリップルサイズからデユーンサイズの層理の発達認められる。よって、粒子は火砕流本体部や土石流といった堆積物重力流で運搬・堆積したのではなく、個々の粒子に剪断力が働きベクトロードで堆積したといえる。ベクトロードは水の流れとともに空気の流れによっても形成されるが、含有される大型の植物破片には高温焼成を示す放射状の割れ目や光沢のある藍暗灰色を示すことはない。よって、火砕サージなどの粒子濃度の希薄な、空気媒体のベクトロードではないといえる。この断面で見られる地層は流水によって、すなわち河川システムによって火山碎屑物が再移動し堆積したものと見える。

本邦においては、第四紀になってから著しい乾燥化はないため、河川システムは基本的にperennial(恒常)河川となる。そこでは、恒常的な流水で運搬・堆積される河道の粗粒な堆積物、越堤や破堤による流速変化の大きな流れによる河道よりは細粒で粒径の変化の著しい堆積物、さらには、後背湿地などで洪水後に浮遊物質が沈降して形成される泥質堆積物などが発達する。

今回の断面を観察すると、大礫層や中礫層は、削り込み侵食面をもってチャンネル外形を示すとともに、そこにはデユーンあるいは平滑床の重なりによるとみられる(斜交)層理も認められる。一般的に粗粒物質は埋積速度も速いので、ここで観察できる厚さ50cm~1mといった礫層が、どれほどの時間をかけて埋積したかは不明であるが、少なくとも断面内においては、比較的安定的に存在した河道の埋積物といえる。断面中A-4の樹幹の周辺では、洗掘が著しい部分があるが、これは樹幹によって、その周辺で恒常流が著しく乱れたために生じたobstacle mark (Dzulynski and Walton, 1965; Karcz, 1968)であろう。

一方、砂・シルト互層は数cmオーダーの互層であり、砂は極細粒砂~中粒砂と比較的細粒である。砂層はアンチデユーンの積み重なりとみられる低角斜交層理、リップル葉理などを示す。砂層とシルト層の1組の中で上方粗粒化や上方細粒化、あるいは、一旦上方粗粒化してからの上方細粒化などを示す(軟X線写真参照)。いずれにしても厚さ数cm内で粒度や堆積構造を大きく変化させており、流速変化の激しい流れ、かつ、上述の礫を運んだ恒常流よりは運搬させた粒径から判断して流速は全体として小さかったと言え、洪水流による堆積物と判断できる。

砂・シルト互層中でのその他の堆積学的な特徴としては、上述したobstacle markの小規模なもの

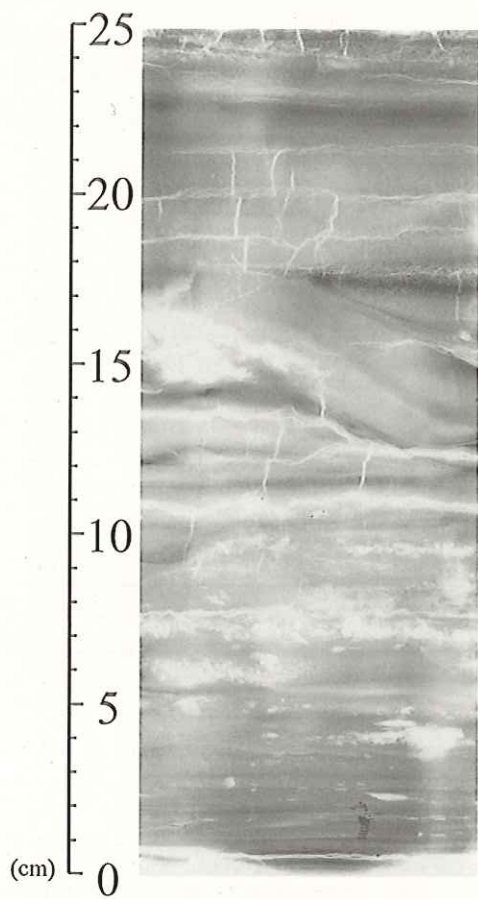


図4.4.2-1 軟X線写真 (試料No.1)

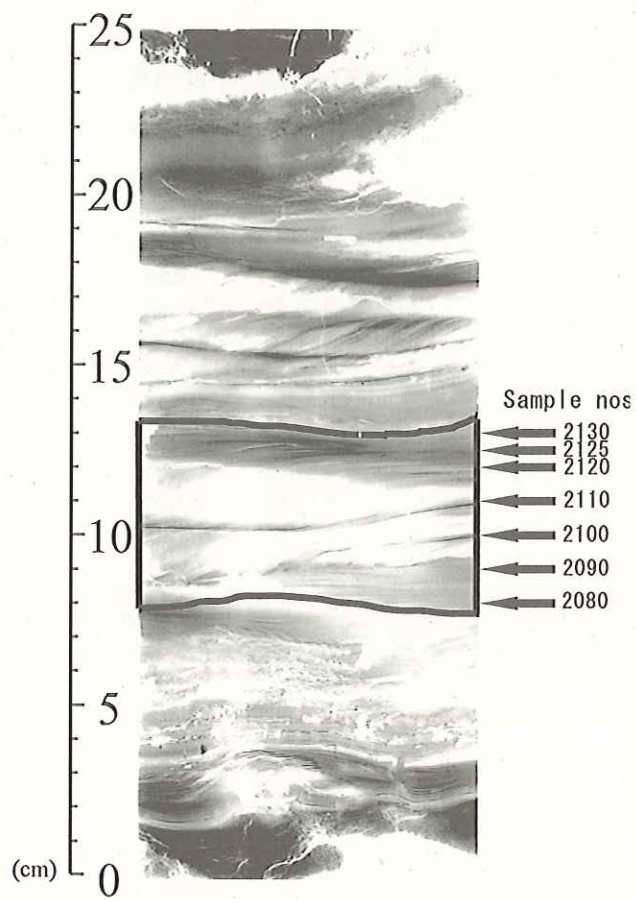


図4.4.2-2 軟X線写真 (試料No.2)

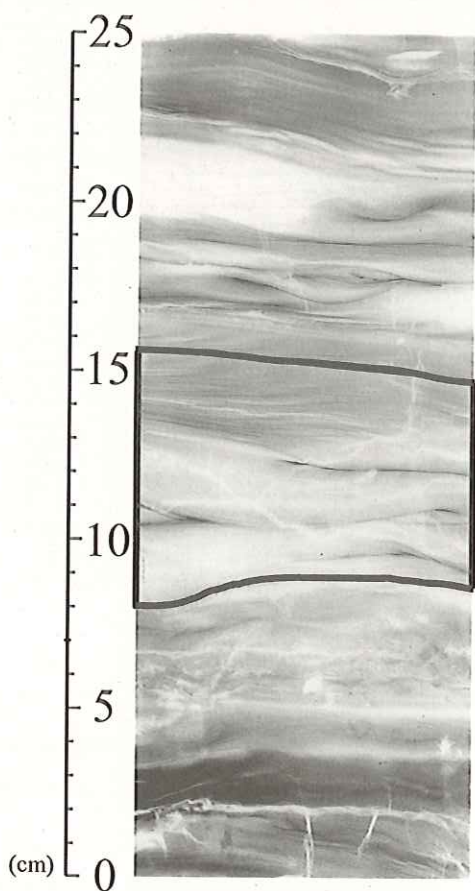


図4.4.2-3 軟X線写真 (試料No.3)

表4.4.2-1 粒度分析結果

試料番号	測定番号	平均粒径 [mm]	中央粒径 [mm]	モード径 [mm]	粗粒10% 粒径[mm]	淘汰度	歪度	尖度
2130	21302	0.0207	0.0290	0.0493	0.0529	1.41	0.50	1.21
	21301	0.0210	0.0294	0.0493	0.0528	1.37	0.50	1.19
2125	21252	0.0547	0.0574	0.0609	0.0855	0.59	0.19	1.27
	21251	0.0572	0.0594	0.0609	0.0944	0.62	0.15	1.33
2120	21202	0.0915	0.0848	0.0928	0.2168	0.80	-0.27	1.87
	21201	0.0889	0.0844	0.0928	0.1837	0.71	-0.15	1.76
2110	21103	0.0545	0.0693	0.0752	0.1282	1.12	0.40	1.45
	21102	0.0604	0.0730	0.0752	0.1328	1.04	0.32	1.41
2100	21002	0.0938	0.0918	0.0928	0.2259	0.79	-0.15	1.64
	21001	0.1013	0.0949	0.0928	0.2539	0.87	-0.28	1.61
2090	20902	0.0644	0.0675	0.0752	0.0993	0.56	0.17	1.25
	20901	0.0651	0.0674	0.0752	0.1029	0.59	0.11	1.39
2080	20802	0.0407	0.0465	0.0493	0.0662	0.70	0.38	1.19
	20801	0.0450	0.0492	0.0609	0.0714	0.61	0.32	1.20

平均粒径:単純算術平均, 中央粒径:積算50%粒径, モード径:最頻出粒径.
淘汰度, 歪度, 尖度はFolk and Ward (1957)による.

表4.4.2-2 古流速の算定

試料 測定番号	モード粒径 (10^{-3} m)	古水深 (m)	媒体密度 (10^3 g/m ³)	粒子密度 (10^3 g/m ³)	動粘性係数 (10^{-6} m ² /s)	限界掃流力	粒子レイノ ルズ数	無次元 掃流力	始動時の流速 (m/s)			D-UP流速 (m/s)			沈降速度 (m/s)
									摩擦速度	表面速度	深度平均	摩擦速度	表面速度	深度平均	
21302	0.0493	0.60	1.00	2.60	1.139	0.07	0.95	0.6	0.008	0.16	0.13	0.022	0.22	0.17	0.00665
21301	0.0493	0.60	1.00	2.60	1.139	0.07	0.95	0.6	0.008	0.16	0.13	0.022	0.22	0.17	0.00665
21252	0.0609	0.60	1.00	2.60	1.139	0.08	1.31	0.6	0.009	0.16	0.14	0.024	0.25	0.19	0.00965
21251	0.0609	0.60	1.00	2.60	1.139	0.08	1.31	0.6	0.009	0.16	0.14	0.024	0.25	0.19	0.00965
21202	0.0928	0.60	1.00	2.60	1.139	0.10	2.46	0.6	0.010	0.18	0.16	0.030	0.30	0.23	0.01930
21201	0.0928	0.60	1.00	2.60	1.139	0.10	2.46	0.6	0.010	0.18	0.16	0.030	0.30	0.23	0.01928
21103	0.0752	0.60	1.00	2.60	1.139	0.09	1.79	0.6	0.010	0.17	0.15	0.027	0.27	0.21	0.01378
21102	0.0752	0.60	1.00	2.60	1.139	0.09	1.79	0.6	0.010	0.17	0.15	0.027	0.27	0.21	0.01378
21002	0.0928	0.60	1.00	2.60	1.139	0.10	2.46	0.6	0.010	0.18	0.16	0.030	0.30	0.23	0.01930
21001	0.0928	0.60	1.00	2.60	1.139	0.10	2.46	0.6	0.010	0.18	0.16	0.030	0.30	0.23	0.01930
20902	0.0752	0.20	1.00	2.60	1.139	0.09	1.79	0.6	0.010	0.15	0.12	0.027	0.20	0.13	0.01378
20901	0.0752	0.20	1.00	2.60	1.139	0.09	1.79	0.6	0.010	0.15	0.12	0.027	0.20	0.13	0.01378
20802	0.0493	0.20	1.00	2.60	1.139	0.07	0.95	0.6	0.008	0.13	0.11	0.022	0.16	0.11	0.00665
20801	0.0609	0.20	1.00	2.60	1.139	0.08	1.31	0.6	0.009	0.14	0.12	0.024	0.18	0.12	0.00965

試料 測定番号	粗粒10% 粒径(10^{-3} m)	古水深 (m)	媒体密度 (10^3 g/m ³)	粒子密度 (10^3 g/m ³)	動粘性係数 (10^{-6} m ² /s)	限界掃流力	粒子レイノ ルズ数	無次元 掃流力	始動時の流速 (m/s)			D-UP流速 (m/s)			沈降速度 (m/s)
									摩擦速度	表面速度	深度平均	摩擦速度	表面速度	深度平均	
21302	0.0529	0.60	1.00	2.60	1.139	0.08	1.06	0.6	0.009	0.16	0.14	0.022	0.23	0.17	0.00753
21301	0.0528	0.60	1.00	2.60	1.139	0.08	1.06	0.6	0.009	0.16	0.14	0.022	0.23	0.17	0.00752
21252	0.0855	0.60	1.00	2.60	1.139	0.10	2.17	0.6	0.010	0.18	0.15	0.028	0.29	0.22	0.01697
21251	0.0944	0.60	1.00	2.60	1.139	0.11	2.52	0.6	0.010	0.19	0.17	0.030	0.31	0.23	0.01981
21202	0.2168	0.60	1.00	2.60	1.139	0.18	8.77	0.6	0.013	0.24	0.21	0.045	0.46	0.35	0.06162
21201	0.1837	0.60	1.00	2.60	1.139	0.14	6.84	0.6	0.012	0.21	0.18	0.042	0.43	0.32	0.05024
21103	0.1282	0.60	1.00	2.60	1.139	0.11	3.99	0.6	0.010	0.19	0.17	0.035	0.36	0.27	0.03115
21102	0.1328	0.60	1.00	2.60	1.139	0.12	4.20	0.6	0.011	0.20	0.17	0.035	0.36	0.27	0.03272
21002	0.2259	0.60	1.00	2.60	1.139	0.18	9.33	0.6	0.013	0.25	0.21	0.046	0.47	0.36	0.06470
21001	0.2539	0.60	1.00	2.60	1.139	0.19	11.12	0.6	0.014	0.25	0.22	0.049	0.50	0.38	0.07405
20902	0.0993	0.20	1.00	2.60	1.139	0.12	2.72	0.6	0.011	0.17	0.14	0.031	0.23	0.15	0.02142
20901	0.1029	0.20	1.00	2.60	1.139	0.12	2.87	0.6	0.011	0.17	0.14	0.031	0.23	0.16	0.02261
20802	0.0662	0.20	1.00	2.60	1.139	0.08	1.48	0.6	0.009	0.14	0.12	0.025	0.19	0.12	0.01114
20801	0.0714	0.20	1.00	2.60	1.139	0.09	1.66	0.6	0.009	0.15	0.12	0.026	0.19	0.13	0.01265

が指摘できる。植物破片を多く含んだ堆積物がアンカーポイントとなっている。たとえば、軟X線試料No.1において、試料の最下位から13~17cm層準にその例がみられる。流れの障害となったものが先の樹幹ほど明瞭な形でないため、洪水流堆積物中のobstacle markは不明瞭なことが多い。なお、洪水流堆積物は、本断面の主要部をなしており、次項でさらに検討を加える。

河川システムでは一般に、植物根の発達する泥質な後背湿地の堆積物も多く認められるが、対象とした地質断面には、それがほとんど認められない。これは、洪水流の発生が頻繁で埋積速度が速かったことを示唆している。地質断面に現れた地層の堆積過程は、小規模な河道が認められるものの、多くは洪水流堆積物で急速に埋積して形成された地層といえる。

3. 洪水流堆積物に注目した堆積機構

地質断面に示される堆積物は洪水流堆積物が卓越しているため、その洪水流について、さらに検討を加える。ここで砂層とシルト層の1組の中では、上方粗粒化や上方細粒化、あるいは、一旦上方粗粒化してからの上方細粒化などを示す。軟X線写真には、砂質分が白く、泥質が黒く表現されており、砂質部から泥質部、あるいは、泥質部から砂質部への上方漸移の様子が明瞭に示されている。

最も明瞭な1フローユニットとして、軟X線写真No.2の最下位から8~13cm層準（軟X線写真No.3では、その最下位から9~15cm層準）の堆積物を挙げる事ができる。フローユニットとしては、下位から順に厚さ1.5cmの極細粒砂~極粗粒シルトからなる低角度斜交葉理（アンチデューン）部、厚さ1.5~2.5cmの極細粒砂~細粒砂からなる波長数cmのリップル葉理部、厚さ1.5cmの極細粒砂~粗粒シルトからなる波長1cm以下でクライミングするリップル葉理部、そして厚さ0.5cmの粗粒~中粒シルトからなる塊状部と重なる。これらは、全て漸移的であり、一旦、粗粒化し細粒化しているといえる。ちなみに、ここでの粒度分析結果を表4.4.2-1に示した。粒度分析は、島津製のレーザー回折式粒度分析装置SALD3000を用いた。この装置については、中山・草野（1998）で解説されている。

このフローユニットにおいて、単純に上方細粒化していないのは、洪水流の中でも初期溢流部では、粘土粒子卓越部がその内部摩擦が少ないことによって速度が増し先行して堆積場に到着できたものと考えられる。その後、洪水の本体部が到着し、徐々に流速が落ちる中で上方細粒化部が形成されたと考えられる。初期溢流における粘土卓越部の流速優生は、伊勢屋（1982）で示されている。また、クライミングリップルは、その登り角が上位に向かって急角度となり構成粒子も細粒化する第1型（Allen, 1973）を示しており、これは流速の減衰を現しており、上述のフローユニット解釈と整合する。

なお、厚さ1cm程度の砂・シルト互層では、堆積構造は不明瞭な塊状で粒度の違いのみが現れている。たとえば、軟X線写真No.1の上部や下部の例がそれである。これは、流速の短時間の変化に（流速に対応した）ベッドフォームの形成が間に合わなかったものと判断できる。

4. 恒常流と洪水流の定量的復元

ここでは、恒常流と洪水流の古水理状況について算定を試みる。

第1に洪水流の算定であるが、こちらは、Allen and Homewood (1984)の方法を用いた。この方法について、本邦では増田・中山（1988）、中山ほか（1996）の例がある。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。対象は、上述の軟X線写真No.2の最下位から8~13cm層準（軟X線写真No.3では、その最下位から9~15cm層準）の堆積物

である。算定に際し、粒度は、モード径と粗粒10%粒径を用いた。単一粒径でない自然界のベッドロードを扱う場合は、流れて運ぶことのできる最大粒径が最も重要な粒径である。ただし、堆積物中の最大粒径は偶発的な要素での運搬過程もありうるので、一般にはモード径や粗粒10%粒径などが用いられる。水深は、河道堆積物の厚さから判断し、1 mは越えないものと推定できるが、水深を決定付ける堆積構造を対象とした地質断面で確認することはできなかった。先行して到達したとみられる洪水流堆積フローユニットの下部については、20cmを、それ以外については60cmを仮定した。算定結果を第2表に示す。算定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。

(2) τ_{cr} における摩擦速度 U_{cr} を次式から求める。

$$U_{cr} = \sqrt{\frac{\tau_{cr}}{\rho}} \quad (1)$$

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)。

$$SV = \frac{u}{k} \ln \left(\frac{h}{z_0} \right) \quad (2)$$

$$V = \frac{u}{k} \ln \left(\frac{h}{ez_0} \right) \quad (3)$$

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。

$$Re = \frac{D\sqrt{Dg}}{\nu} \quad (4)$$

g : 重力加速度 (9.8 m/s^2)

ν : 動粘性係数 ($1.139 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, 15°C)

(5) リップルー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、リップルーデューン境界での摩擦速度 U_{rd} を求める。

(6) リップルー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。

(7) 粒子レイノルズ数 Re 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 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。

$$U_{dpb} = \sqrt{\frac{\theta(\sigma - \rho)gD}{\rho}} \quad (5)$$

σ : 碎屑物の密度 (今回の試料は $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$)

(9) デューン-高領域平滑床境界での表面流速 S_{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 $1 \times 10^{-2} \text{ m}$ を用いる。

概要は以上の通りであるが、今回の試料の場合、細粒でデューンは形成しない。よって、最も重要な値は高領域平滑床に入る流速ということになる。第2表にそれは「D-UP流速」として表現した。ベッドフォームから考えるとフローユニットの下部は低角度な斜交層理を示しており「D-UP流速」よりは大きな流速が期待でき、それより上位では「D-UP流速」よりは小さく「始動時の流速」よりは大きな流速であるといえる。よって、対象としたフローユニットでは、およそ深度平均流速にして 40 cm/s の洪水流が減衰する過程で形成されたと推定できる。なお、表4.4.2-2には、参考までにギブス式 (Gibbs et al., 1971) による粒子の沈降速度も示した。

一方、河道の恒常流については、礫質であり上記の方法の適応限界を超えている。また、水深を推定できる河道埋積の完全なサクセッションを観察することもできない。よって、参考値的にはなるが、obstacle markをもとに古水理を推定する。ここでobstacle markの洗掘の深さ H_s とそれを引き起こした円柱障害物の直径 O_d の間には、平均流速を V として次の関係が示されている (Shen et al., 1969)。

$$H_s = 0.00023 \left(\frac{VO_d}{v} \right) \quad (6)$$

ここで、対象としている地質断面で洗掘の深さは 63 cm で、樹幹の直径は 94 cm なので、算定できる流速は 42.3 cm/s となる。しかし、断面は古流向と直交した方向のものでないため、必ずしも正しい洗掘の深さが現れているわけではない。おそらく正しい洗掘の深さよりも浅く表現されていると思われる。ここで、Larras (1963) と Breusers (1965) は、洗掘の深さ H_s と円柱障害物の直径 O_d の間に次の関係式を示している。

$$H_s = 1.05 O_d^{0.75} \quad (7)$$

$$H_s = 1.4 O_d \quad (8)$$

この関係式を使うと洗掘の深さは $1.00 \sim 1.32 \text{ m}$ と算定でき、それをもとに流速を求めると $0.89 \sim 1.39 \text{ m/s}$ の値を得る。この値は先の洪水流の算定値に比較してもなかり粗い算定といえるが、現時点で可能な算定はここまでといえる。

まとめると対象としている地質断面においては、およそ(深度)平均流速にして 40 cm/s の洪水流が減衰する過程で形成された洪水流堆積物が卓越し、かつ、 1 m/s 前後の流速をもった河道の恒常流による河道埋積物も認められるといえる。

5. 文献

- Allen, J. R. L. (1973) A classification of climbing-ripple cross lamination. Jour. Geol. Soc. London, 129, 537-541.
 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.
- Breusers, H. N. C. (1965) *Bull. Int. Assoc. Hydrosoci.*, 4, 341-418.
- Dzulynski, S., and Walton, E. K. (1965) Sedimentary features of flysch and greywackes. *Development of Sedimentology*, vol. 7, Elsevier, Amsterdam, 274pp.
- Gibbs, R. J., Matthews, M. D., and Link, D. A. (1971) The relationship between sphere size and settling velocity. *Jour. Sed. Petrol.*, 41, 7-18.
- 伊勢屋ふじこ (1982) 茨城県, 桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. *地理学評論*, 55, 597-613.
- Karcz, I. (1968) Fluvial obstacle marks from the wadis of the Negev (southern Israel). *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 1000-1012.
- 公文富士夫・立石雅昭 (編) (1998) 新版 碎屑物の研究法. 地学団体研究会, 東京, 399pp.
- Larras, J. (1963) *Ann. Ponts Chauss.*, 133, 411-424
- 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.
- 中山勝博・菅 秀哉・高安克己・三瓶良和 (1996) 島根県の中新統松江層に認められる潮汐サンドウエーブ. *地質学雑誌*, 102, 379-390.
- 中山勝博・草野高志 (1998) レーザー回折式粒度分析装置の使用法と分析結果の特徴. *島根大学地球資源環境学科学研究報告*, 17, 49-56.
- Miller, M.C., McCave, I.N., and Komar, P.D. (1977) threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507-527.
- Shen, H.W., Schneider, V.R., and Araki, S. (1969) *Jour. Hyd. Div. (Proc. Ame. Civi. Engr.)*, 94 HY4, 997-1016.
- Vanoni, V. A. (1974) Factors determining bed forms of alluvial streams. *Jour. Hyd. Div. (Proc. Ame. Civi. Engr.)*, 100, 363-377.