

びわ湖における河口 Delta の発達過程に関する研究 (Ⅱ)

中川 鮮*・山本 淳之**・金成 誠一*

THE STUDY ON THE DELTAIC PROCESSES OF THE RIVER MOUTH IN LAKE BIWA (II)

By Akira NAKAGAWA, Atsuyuki YAMAMOTO and Seiichi KANARI

Synopsis

The present paper deals with the seasonal variation of the shape of the Fujinoki delta using shape parameters defined in the preceding paper. The effect of wind waves on the shape variation of the delta is also discussed with the aid of the equivalent wave energy estimated from square mean wave heights.

Characteristics of annual sediment discharge of the Fujinoki river is deduced from correlation between the drainage area and the equivalent deltaic area of twenty nine rivers, assuming the power law between water discharge and sediment discharge of a river.

1. 結 言

河口 delta の発達過程の追跡を目的として、著者らは昭和46年度初頭より、びわ湖流入河川のひとつである藤の木川河口 delta の観測を続けてきた。昭和46年度までの成果については、すでに年報第15号¹⁾において述べた通りであるが、特に年間の delta の変形・発達の特徴とその要因を定量的な見地から解明しようという当初の目的に沿って、変形・発達の程度を規定するいくつかの形状量 (shape parameters) を定義し、これによって、年間の変形ならびに発達の特性の概略を把握することができた。昭和47年度においては、前年度後半に設置された定時自動さつ影装置による delta 地形の観測を継続実行すると共に、適宜水準測量ならびに河口水理の観測をも実施し、前回に得られた変形発達の特性に対するより詳細な裏付けを得ることに主眼が置かれた。同時に、delta 地形変形の主な要因である波の影きょうを調べる目的で、昭和47年8月に delta 右岸汀線沖約 15m の地点に容量式水位・波浪計²⁾を設置することによって湖水位、波浪の資料を得ることが可能になった。これにより、delta 地形の変形過程に働く営力のひとつとしての波の役割がより明瞭な形で把握されるであろう。

個々の delta の微細な変形・発達の追跡は、変形・発達におよぼす要因の解明という観点から極めて重要な研究手法であることはいうまでもない。一方、びわ湖周辺の delta を巨視的に把握してみることも必要と考えられる。この点についても、周辺河川の流域面積と関連づけて考察され、更に、流量と排砂量との間に適当な関係式を仮定することにより流域河川の排砂特性が推論される。

2. 河口 delta の形状変化

びわ湖流入河川の河口 delta の実態把握を目的とする藤の木川河口 delta の観測が、46年度に続き47年度も継続された。観測方法は、46年度から実施している定時自動さつ影装置 (ACTS) で delta の全域を毎日定時にさつ影し続けた。一方、水準測量、形状測量の結果に基づき、delta の量的変動の把握を試みた。

* 京都大学防災研究所

** 大阪電気通信大学

Fig. 1 (1)-(15) に斜写真より図化した結果を示す。これらは前報¹⁾の Fig. 1 (13) に続くもので、ほぼ 1 年間にわたる藤の木川河口 delta の変遷を示している。Fig. 1 (1)-(15) で示した一連の形状図は、形状変化の点で46年度に観測されたものときわめて相似な季節変化を示している。

ここで、1年周期の形状変化の概略を述べる。5月・6月には幾分左偏しているが真直な河道と流軸をもった arcuate 型の delta を示しているが、夏期の洪水流出により流軸は右偏へ移行し、全体が水没する時期(年により1~2回)を経過した後、10月には再び明確な左偏形状を示す。河川流量の減少と相まって、右岸砂洲先端部は、波浪の影きょうによって漸次左方へ伸長するため、河道は河口部で左折し、河口流軸の左偏が急速に促進される。この傾向は冬期2月末には極点に達する。3月から徐々に右岸砂洲先端は縮少し極端な左偏形状から戻り始めるが、4月ないし5月始めの雨による流量増加時に、左へ伸長している左岸砂洲が、勢力を増した河川流によって中間部で切断・開削され、直進河道をもつ河口部が形成される。流量が減少すれば波浪によりこの開口は閉塞される。河川流と波浪の作用の交替を一時期繰返しながら、5月末の標準型へ復帰する。

47年11月20, 21日および12月6日に行なわれた水準測量の測線の配置を Fig. 2 に示す。測量結果の一部は、比較のために46年6月, 7月, 11月の結果と併せて、Fig. 3 (縦断面図), および Fig. 4 (横断面図) に示した。この一連の図から、delta 各部における1年間の侵食・堆積の推移が読取れる。Fig. 2 に示した L_1 から L_{13} までの測線に沿った水準測量の結果を Fig. 5 (a), (b) に示す。このうち Fig. 5 (a) は L_1 から L_{10} までの5測線に沿った湖岸断面および湖岸こう配を、また Fig. 5 (b) は $L_{11}-L_{12}-L_{13}$ の測線に沿った河床縦断および河床ならびに水面こう配を示したものである。

Fig. 6 は、47年11月20, 21日の詳細な水準および形状測量から得られた delta 形状図である。ここで、汀線は破線によって示されている。Fig. 7 は46年11月30日および47年11月20, 21日の測量に基づく delta 形状比較図であって、各等高面の年間の実質的な変形が明瞭に示されている。

47年7月豪雨に基づく水位上昇により delta は完全に水没したが、同時に、7月13日から15日にかけての洪水による大量の堆積物が旧 delta 上に堆積し、波浪等の影きょうを受けていない delta の原型とも言うべき地形を形成した。Fig. 8 は、この洪水の直後すなわち7月18日に行なわれた測量に基づく水低地形図である。つぎに、洪水時に排出された堆積物が、洪水直前の地形にどのような変形をもたらすであろうか、また新たに形成された水低地形が洪水後の周辺の水理環境によってどのように変形されるであろうか。Fig. 9 (a) は洪水直前の7月5日における delta 形状と、これと同水位面で切り取った7月18日の delta 形状とを比較したものであり、また Fig. 9 (b) は洪水後すなわち9月6日の delta 形状と、これと同水位面で切り取った7月18日の delta 形状と比較したものである。(a) は洪水によって排出された堆積物が、洪水前の delta の流軸周辺に大量に堆積したことを示している。また、(a) (b) 間で水位差が 22.5cm に達するにもかかわらず、それぞれの水位における新 delta 形状には大きな違いが見られないばかりか、9月6日の delta 形状はそれと同水位における新 delta とくらべ、流軸左岸側で大きな形状の違いを示している。これは、洪水後の水位低下に伴って、新 delta を形成していた堆積物が、波または河流によって左岸沖側へ搬出された結果とみることができよう。

delta は単に形状変化だけでなく、洪水による排砂あるいは波による浸食により体積の変化も引き起こすことは明らかである。昭和46年7月29日, 同11月11日, 昭和47年7月18日, 同11月21日に行なった水準測量に基づく等高線図によって見積った各測量時点での delta の B_1 level -100cm より上の体積並びに各測量時点間の体積の変化量を Table 1 に示す。それぞれの期間の delta 体積の差から、46年7月29日と同11月30日の間では 291.1m^3 の増加、また47年7月18日と同11月21日との間では 89.1m^3 の増加がみられる。これはいづれも、ほぼ1年をへだてた同期間の体積変化量であるが、46年には47年の約3倍の増加を示している。また、46年11月11日から47年7月18日までに -33.2m^3 の体積の減少がみられ、明らかに delta の体積変化に減少の時期が存在するらしいことを示唆している。藤の木川の非活動期および波浪の卓越期には、delta の形状変化と共に沖側への堆積物の再移動、再堆積が行なわれ、これが特定的水準面より上の部分の

体積を減少させるものと考えられ、Fig. 9 (b) の結果は明らかに上述の傾向を裏付けている。

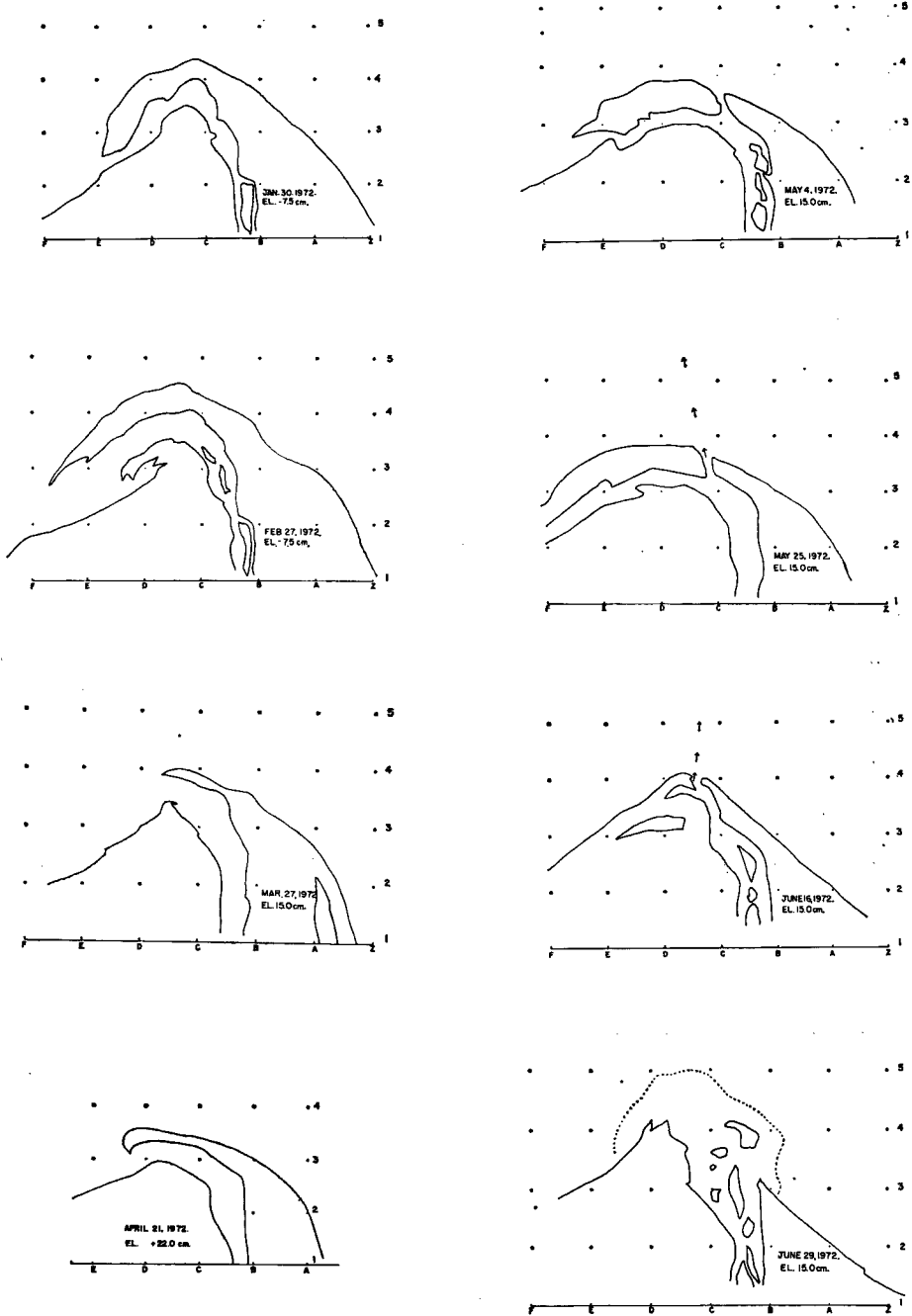


Fig. 1 (1)~(8)

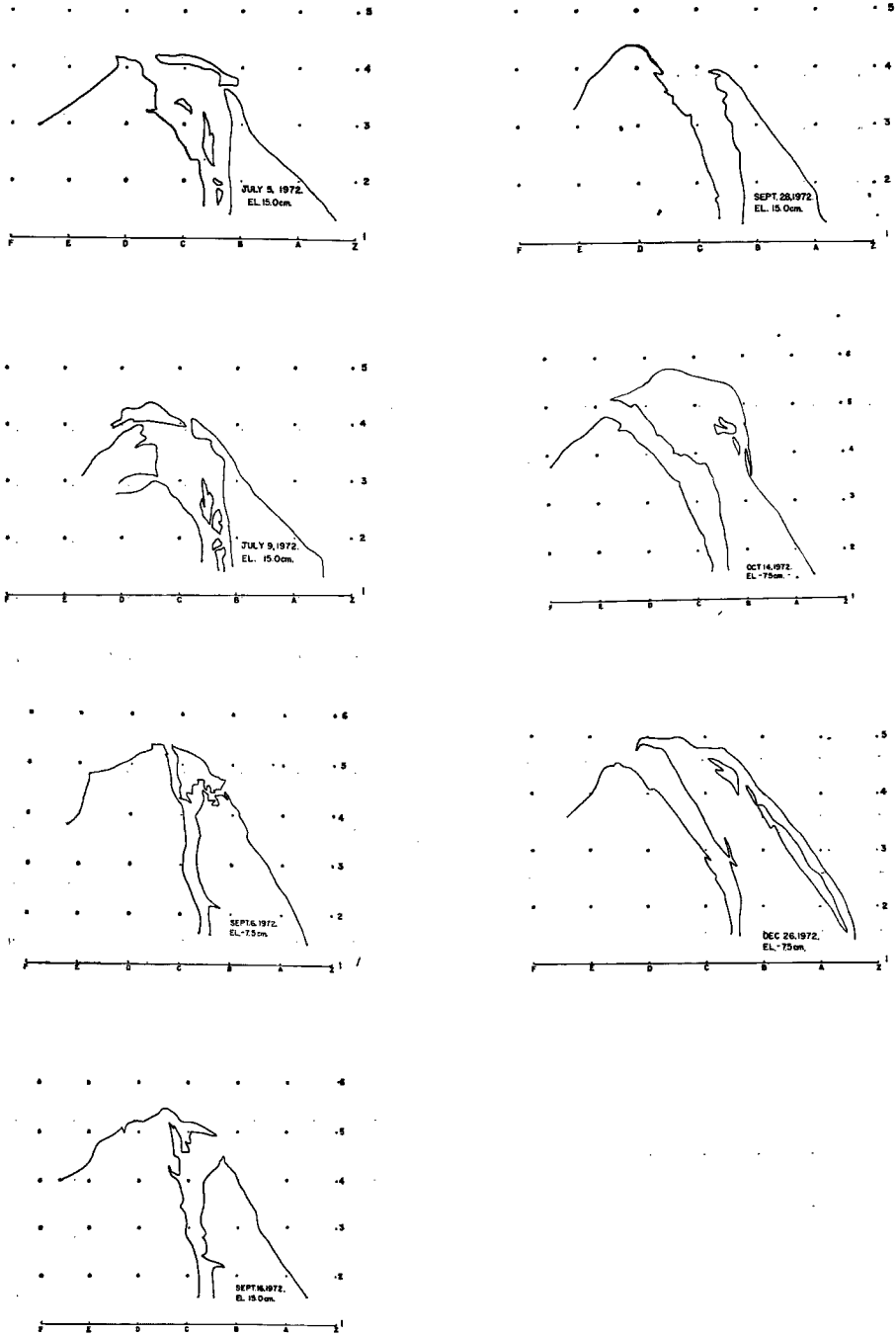


Fig. 1 (9)~(15)

Fig. 1 (1)~(15) Progressive development of the Fujinoki delta, by ACTS.

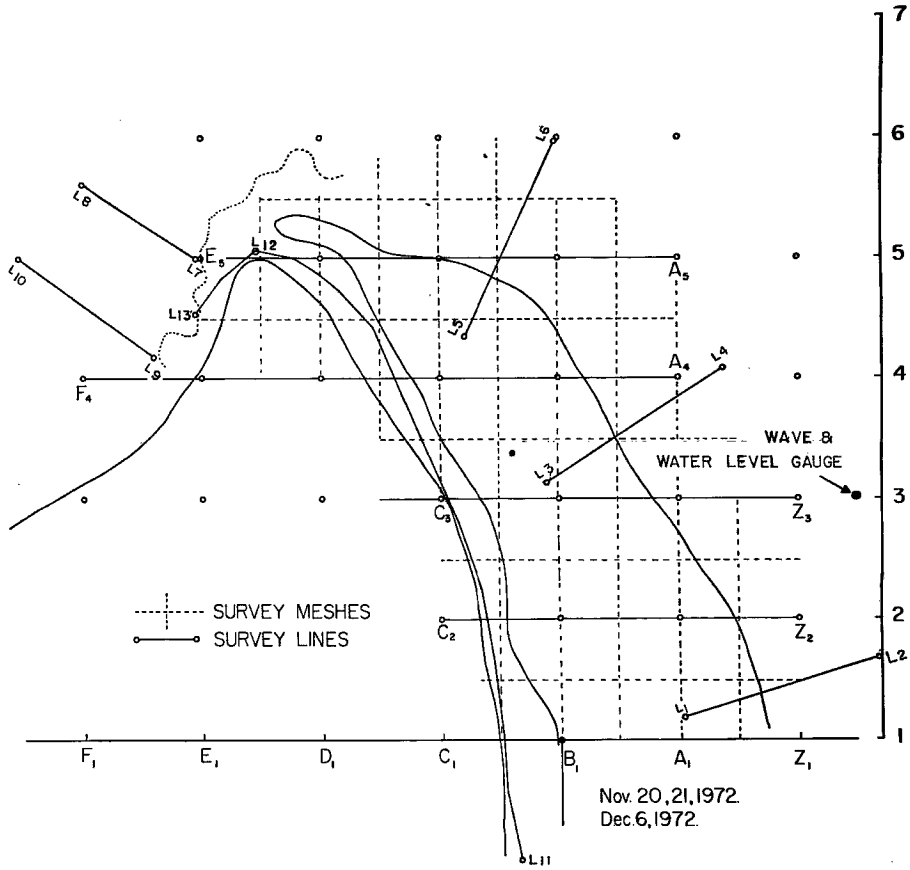


Fig. 2 Survey grid and survey lines for leveling performed on Nov. 20 and 21, and on Dec. 6, in 1972.

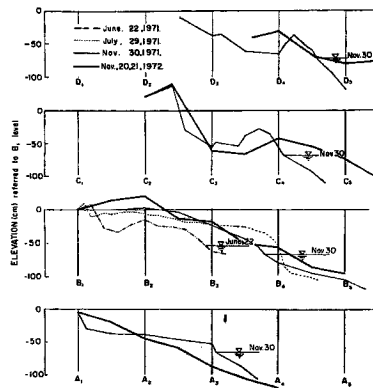


Fig. 3 Change of the profiles of the longitudinal sections across the Fujinoki delta.

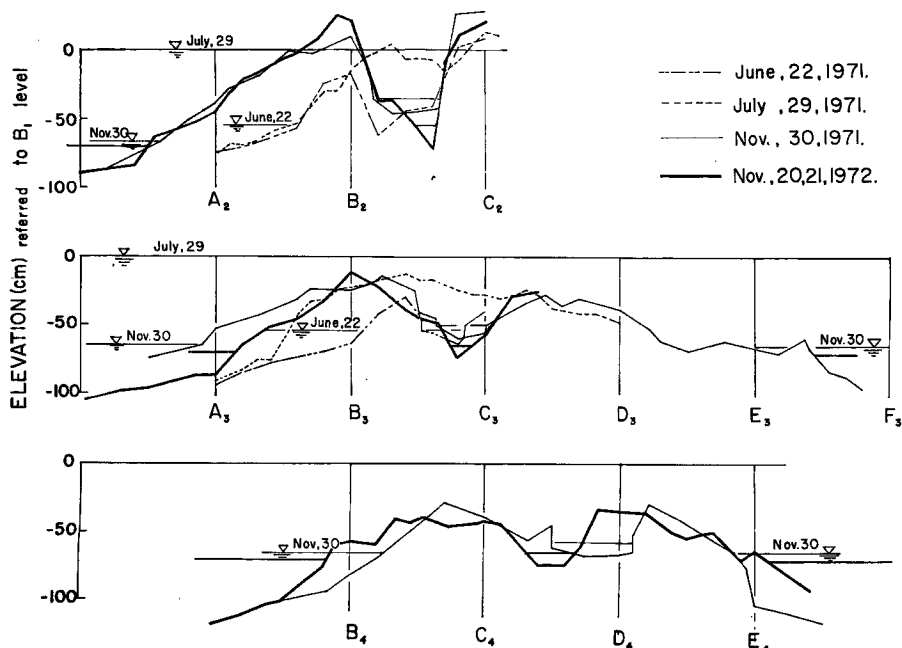


Fig. 4 Change of the profiles of the transverse sections across the Fujinoki delta.

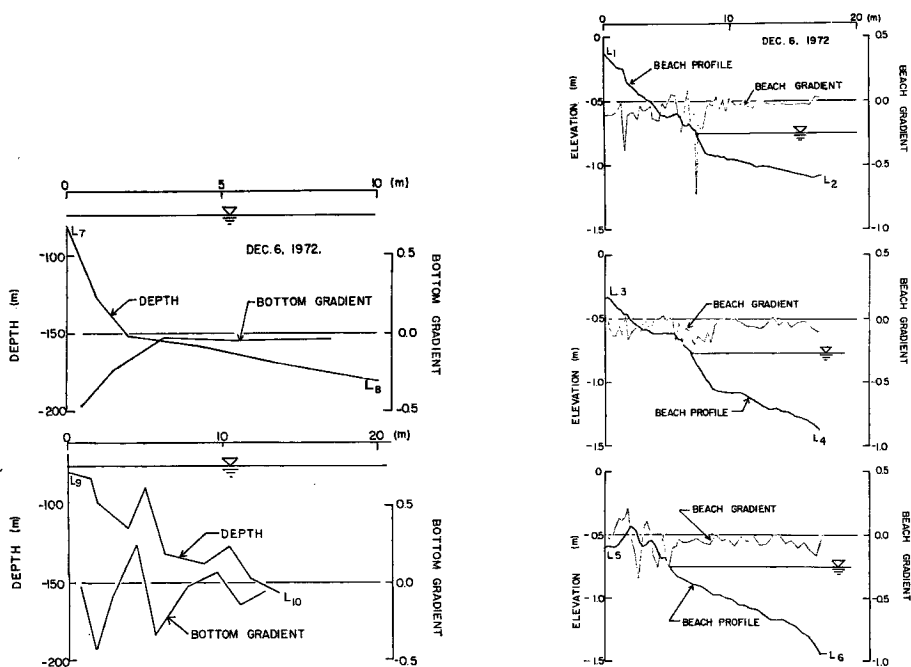


Fig. 5 (a) Beach profiles and gradients of the Fujinoki delta, along the survey lines shown in figure 2.

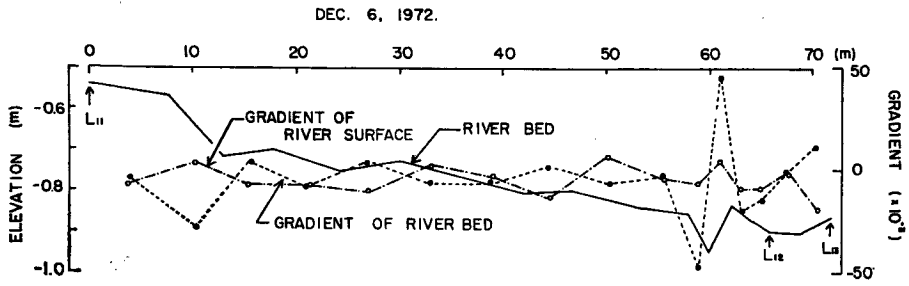


Fig. 5 (b) River bed profile and gradients of bed and surface of the Fujinoki river along the survey line shown in figure 2.

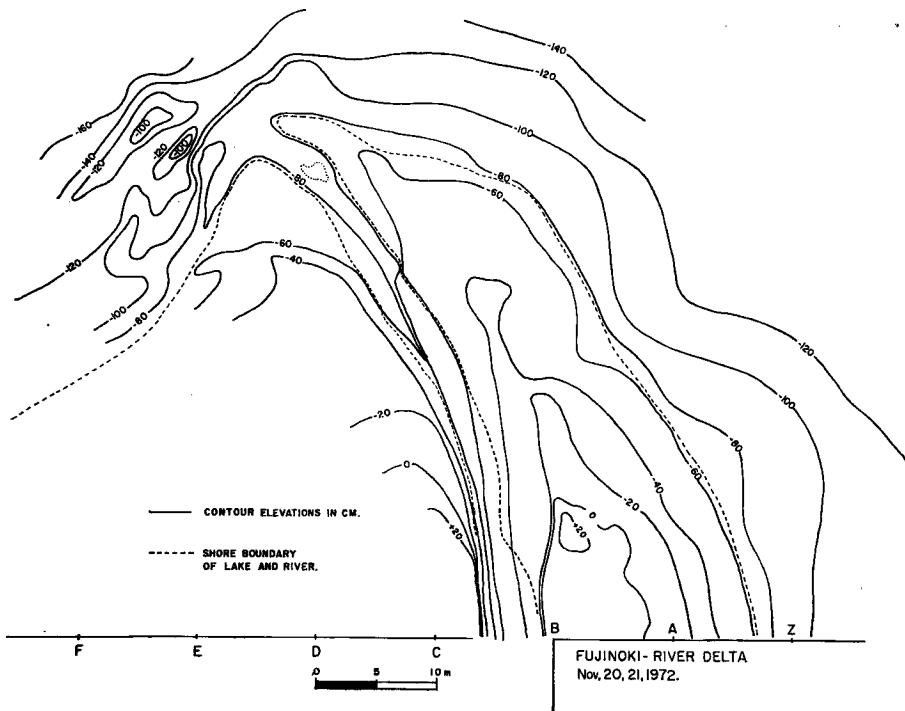


Fig. 6 Contour map of the delta region of the Fujinoki river, surveyed on Nov. 20 and 21, 1972.

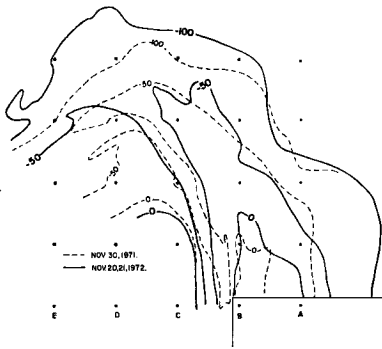


Fig. 7 Comparison between the contour lines surveyed on Nov. 30, 1971 and on Nov. 20 to 21, 1972.

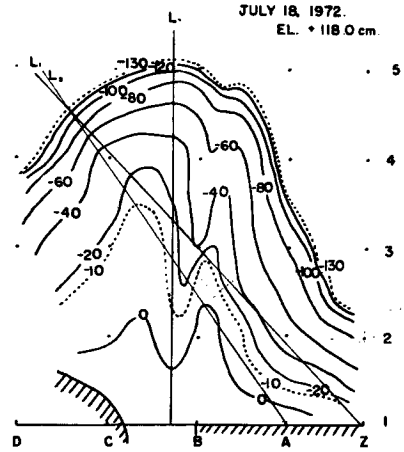


Fig. 8 Contour map and survey lines of the delta region of the Fujinoki river, surveyed on July 18 after the floods on July 13 in 1972.

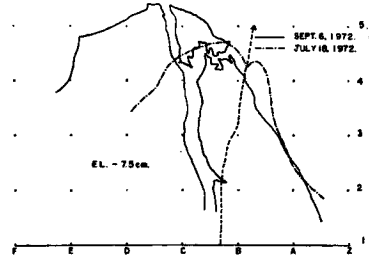
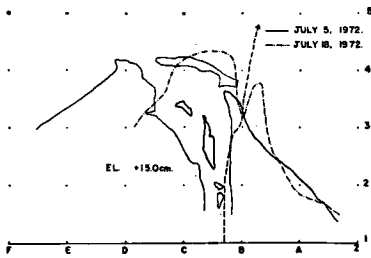


Fig. 9 Influence of sediment discharges by the floods in July, 1972, on the shape of delta; (a) comparison of newly formed delta with former shape on the EL. 15 cm level, (b) deformation of newly formed delta to the left-deviated shape, probably by the waves, compared with on the EL. -7.5 cm level.

Table 1 Estimated volume of the Fujinoki Delta.

DATE	VOLUME (m ³)	VOLUME INCREMENT (m ³)	ANNUAL CHANGE (m ³)
July 29, 1971	370.5		} 257.9
Nov. 30, 1971	661.6	291.1	
July 18, 1972	628.4	-33.2	} 55.9
Nov. 21, 1972	717.5	89.1	

3. 河口水理

河川ならびに河口周辺堆積域の流況は、delta 形成の過程で極めて重要な要因であることはいうまでもない。しかし、日々の流況の変化を綿密にとらえることは、現状においては殆んど不可能である。幸い、流況ならびにこれに関連した観測が、昭和47年7月18日に行なわれた。これは丁度その年の最大日雨量の直後にあたり、高流量時に特有な流況を充分把握することができた。Table 2 は、昭和47年4月から12月までに藤の木川河口部またはその上流地点で随時行なわれた河川流量の観測結果であるが、7月13日および7月15日の高流量は47年7月豪雨に起因する洪水に基づくもので7月18日の河口周辺流況の観測時には、洪水流量がほぼ半減しているとは言え、通常の数倍の流量を示している。Fig. 10 は Table 2 に示した流量観測の代表的な数例について、その前後における時間雨量を示したもので、(a) は、7月豪雨前後の比較的高流量時の観測例であり、13日から15日にかけての $4000\text{m}^3/\text{hr}$ におよぶ流量はほぼ洪水の peak 流量と考えられる。また、(b) は、雨量強度が大きくても、日雨量としては小さいために、河川流量には、殆んど影きょうを与えない場合の例を示したものであり、 $280\text{m}^3/\text{hr}$ の流量は、藤の木川ではほぼ基底流量に近い値である。

Fig. 8 に7月18日に行なわれた流況観測の3本の測線に沿った水温および電気伝導度の鉛直断面内の分布は Fig. 11 および Fig. 12 の (a), (b) に示す通りである。ただし、Fig. 12 (a) および (b) においては、断面に平行な流速分値を矢印によって、また、断面に垂直な流速分値は等流速線で示してある。Fig. 11 は

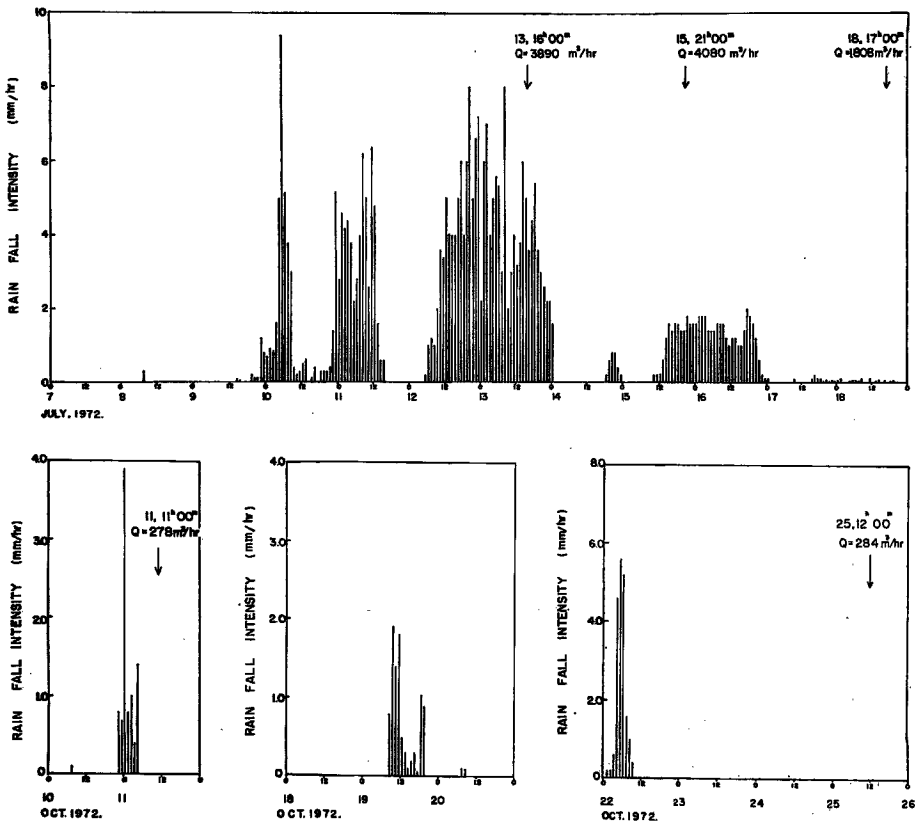


Fig. 10 Hourly precipitations and observed river discharge; (a) during the floods season in July, 1972 and (b) during the ordinary season of runoff in October, 1972.

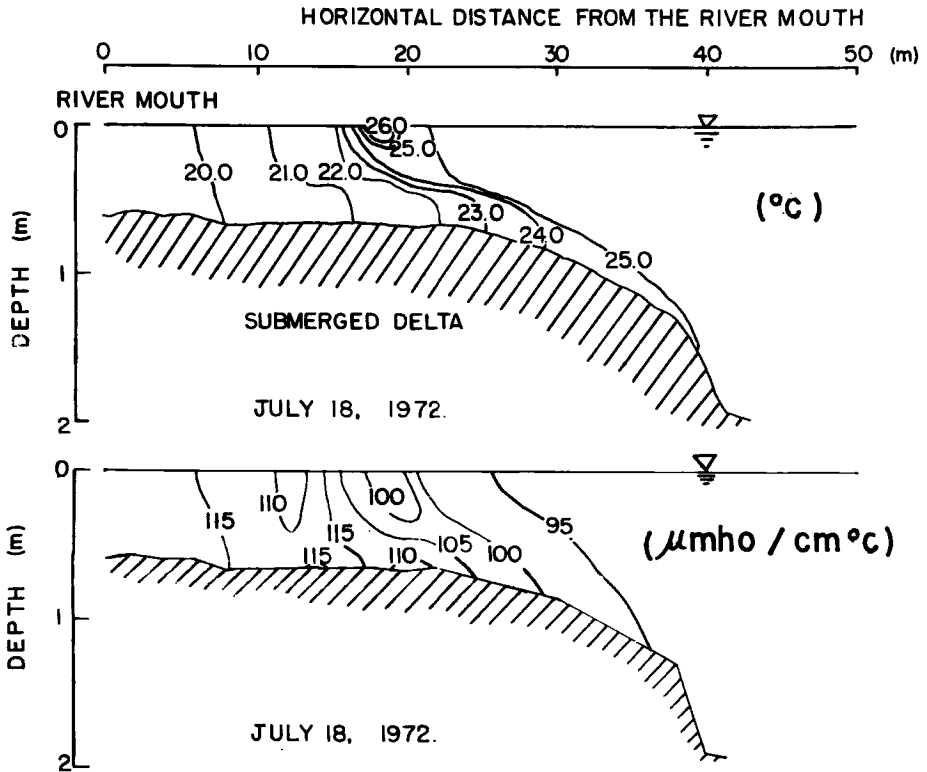


Fig. 11 Longitudinal profiles of water temperature and electric conductivity along the survey line L_3 shown in figure 8.

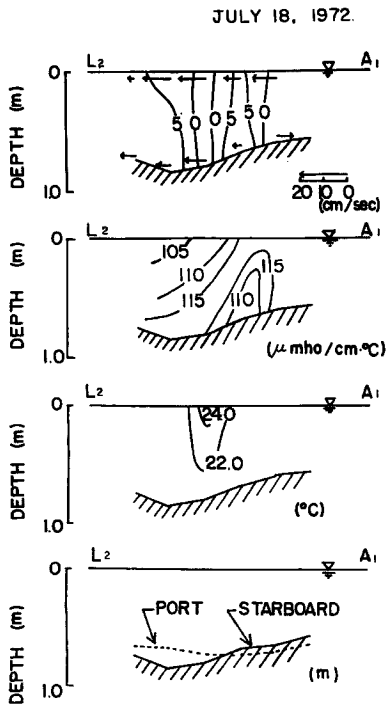


Fig. 12 (a)

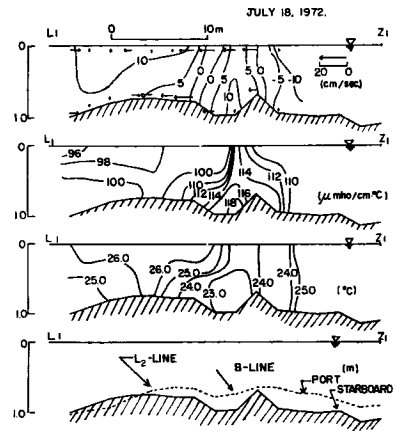


Fig. 12 (b)

Fig. 12 Cross-sectional profiles of velocity components (arrow vectors, parallel to survey line; contour lines, perpendicular to survey line), electric conductivity, water temperature and depth along the survey line of (a) I_2 ; (b) I_1 , as shown in figure 8.

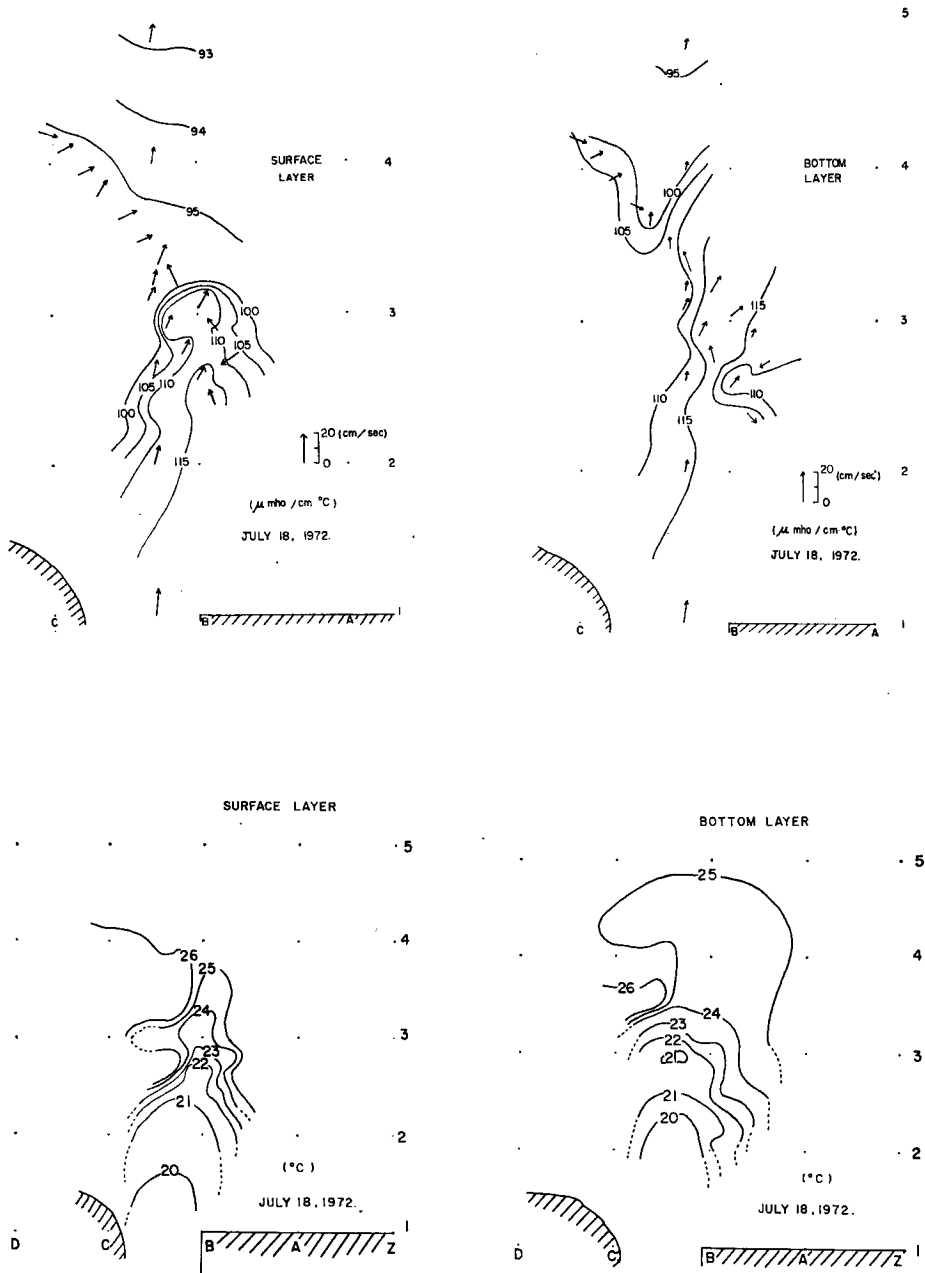


Fig. 13 Horizontal distributions of the flow vectors and electric conductivity in (a) surface layer; (b) bottom layer, and horizontal distributions of water temperature in (c) surface layer; (d) bottom layer, at the mouth of Fujinoki river.

ほぼ流軸に沿った測線 L_3 の断面内の水温ならびに電気伝導度の分布であり、この断面に対する流速の分値は特に図示されていない。河口周辺の流速の水平分布は Fig. 13 (a) および (b) にそれぞれ表層、底層毎にベクトル表示されており、同時に電気伝導度の水平分布も示されている。また、Fig. 13 (c), (d) にはそれぞれ表層および底層における水温の水平分布が示されている。以上の諸量の分布図から、水温 20°C 、電気伝導度 $115\mu\text{mho}/\text{cm}^\circ\text{C}$ の河川水が、河口沖約 15m 附近から舌状に湖水（水温 26°C 、電気伝導度 $95\mu\text{mho}/\text{cm}^\circ\text{C}$ ）の下方へ潜入し、密度底層流の形で水中 delta front へ流出していること、また、その流出方向は、河口付近で北から南へ約 $10\text{cm}/\text{sec}$ の流速で流れている湖流のためか、河道延長軸から約 $10\sim 20^\circ$ 右偏していることが認められる。冠水時の流出軸の右偏は、湖流のみならず、河口の左岸が河川流軸に対して対称でないために、河口横断方向に、ある水面こう配を持つことにも起因するであろうが、昭和46年6月29日の低水位時における流況の観測結果と考え合わせると、河口流出の軸流によるやや南への湖流は、この河口のかなり一般的な性質であるように思われる。

Fig. 14は、湖水位 -0.01cm の10月11日における河口流軸沿いの濁度、水温ならびに表面流速の観測結果を示したものであるが、この場合は、洪水時のような顕著な底層への潜流は認められない。水温分布には、水中 delta front 付近にやや高温の水塊の存在が見られるが、これは delta front で噴流軸を横切るように流れている湖流がたまたま front 下方へ突入したために、噴流が一時的に切断された結果を示しているように思われる。

すでに述べたように、湖水位および波は、河口周辺水理の重要な要素であり、delta の変形過程に大きな影きょうを与える。昭和47年度は波の影きょうを把握する目的で、容量式水位・波浪計を設置した波浪・水位並びに2乗平均値を記録させている。このうち、水位および二乗平均値は chart speed $20\text{mm}/\text{hr}$. で連続的に2ペンレコーダーに同時記録され、一方、波形は毎日15時から約5分間だけ、chart speed $180\text{mm}/\text{min}$ で1ペン・レコーダーに記録される。なお、波形については、 0.01Hz 以上の高周波成分のみが記録され、

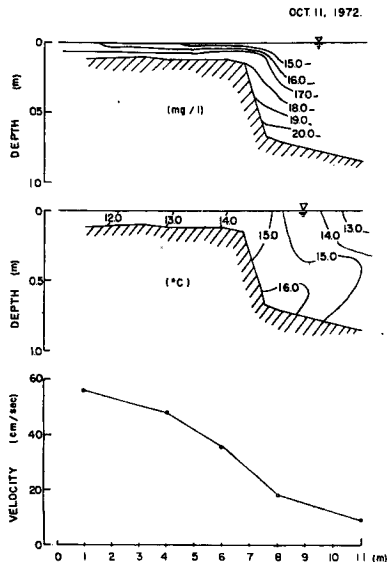


Fig. 14 Longitudinal profiles of turbidity, water temperature and flow velocity in the mouth of Fujinoki river, on October 11, 1972.

逆に 0.01Hz 以下の変動は湖水位として記録される。波形および水位の記録の1例をそれぞれ Fig. 15 (a) および (b) に示す。Fig. 15 (b) は近畿地方建設局琵琶湖工事事務所の堅田水位観測所の水位記録をプロットしたものであるが、この中の一部には上記水位計による記録から一定時間間隔で読みとった水位がやや太い実線（昭和47年11月以後の記録）で示されている。参考のために Fig. 16 (a) に堅田における日雨量を示す。また、波形記録の周波数分析によって得られた河口周辺の典型的な波のスペクトルの1例を Fig. 17 に示す。周期は、風向によっても若干異なるが、概して 22sec . 前後の周期の波が顕著に卓越している。

波の2乗平均値は単位時間当たり単位断面積の水柱に含まれる進行波のエネルギーに比例すると考えられる。したがって、2乗平均値曲線の1日間の積分は、水面から水底までの単位巾の帯を1日間に通過した波の全エネルギーに比例した量を表わすであろう。Fig. 18 (a) は、昭和47年9月から昭和48年3月までの2乗平均の日毎の最大値を表わしたものであり、Fig. 18 (b) は、波の継続時間とその間の2乗平均の最大値との積を表わしたもので、これは近似的に1日間に到達する波のエネルギーにほぼ比例した量を与える。なお、波の伝播方向につい

ては、ACTS による写真からその方向を読み取った。その結果は Fig. 18 (e) に示す通りであるが、波浪の sampling 時刻と ACTS のさつ影時刻との間には若干ずれがあるので、(e) 図中の no wave の頻度と波浪エネルギー零の頻度とは完全には対応しない。季節的な波の伝播方向の違いをより明瞭にするために Fig. 18 (c) にもとづいて、月毎に波の方向の頻度分布（各月の読みとり日数に対する 100 分率）を求めた結果を Fig. 19 に示す。頻度円上の分数の分母はその月のさつ影日数、分子は、そのさつ影日数のうちの波の方向が読み取られた日数を示すものである。このような波のエネルギーの日変化と delta の変形との結びつきについては、第 4 節で考察される。

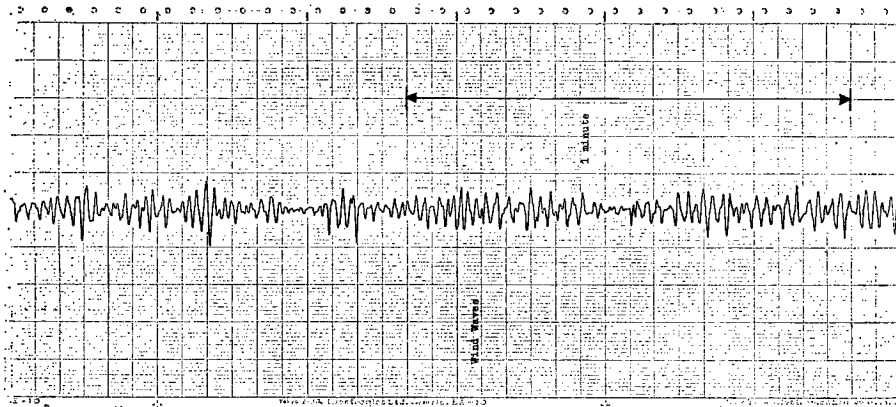


Fig. 15 (a) An example of the record of wind waves obtained by wave-level meter at the Fujinoki delta.

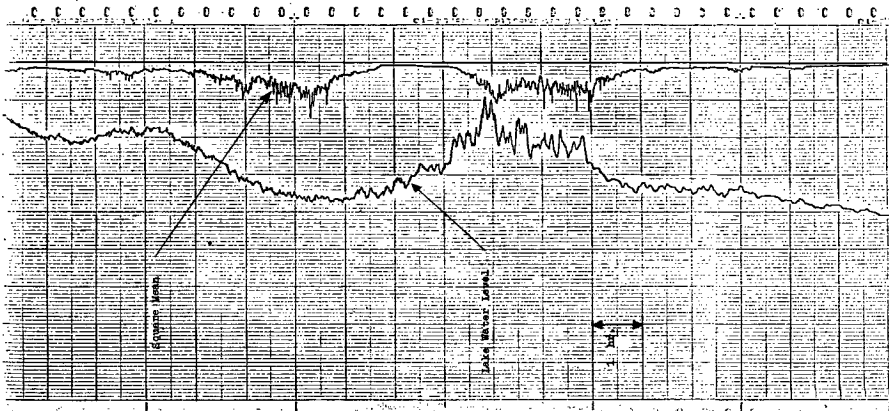


Fig. 15 (b) An example of the record of lake water level and square mean of wave heights obtained by wave-level meter at the Fujinoki delta.

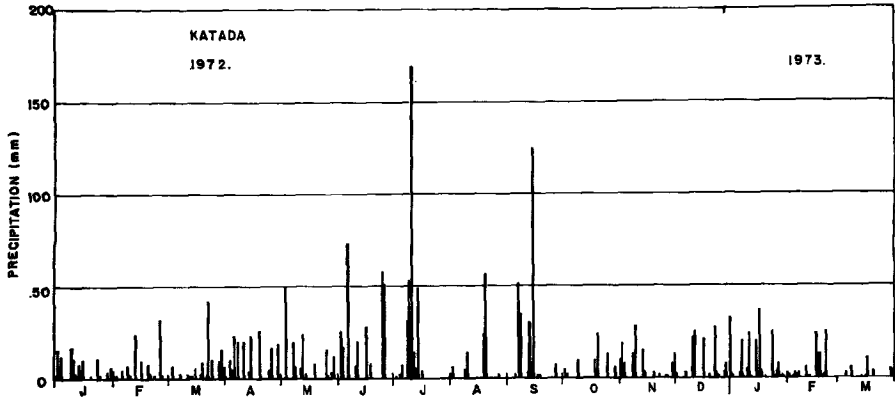


Fig. 16 (a) Daily precipitation at Katada.

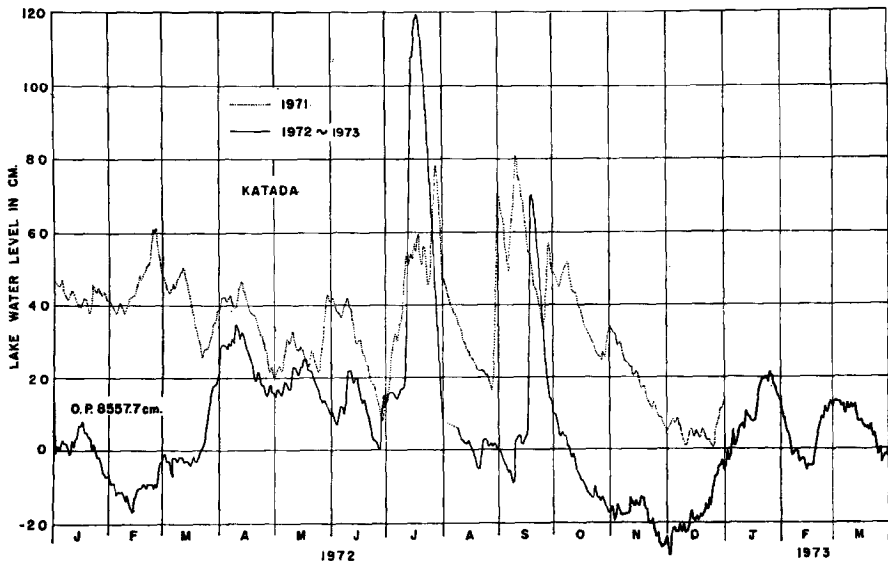


Fig. 16 (b) Seasonal variation of lake water level referred to O.P.+8545.4 cm, observed at Katada. A part of thick line from Nov. 1 to Mar. 31, 1973 was obtained from the record of wave-level meter at the Fujinoki delta.

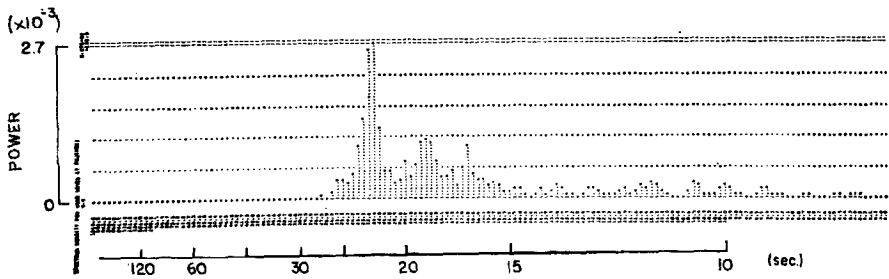


Fig. 17 A typical example of the wind wave spectrum at the Fujinoki delta, which was analyzed from the record of wave-level meter.

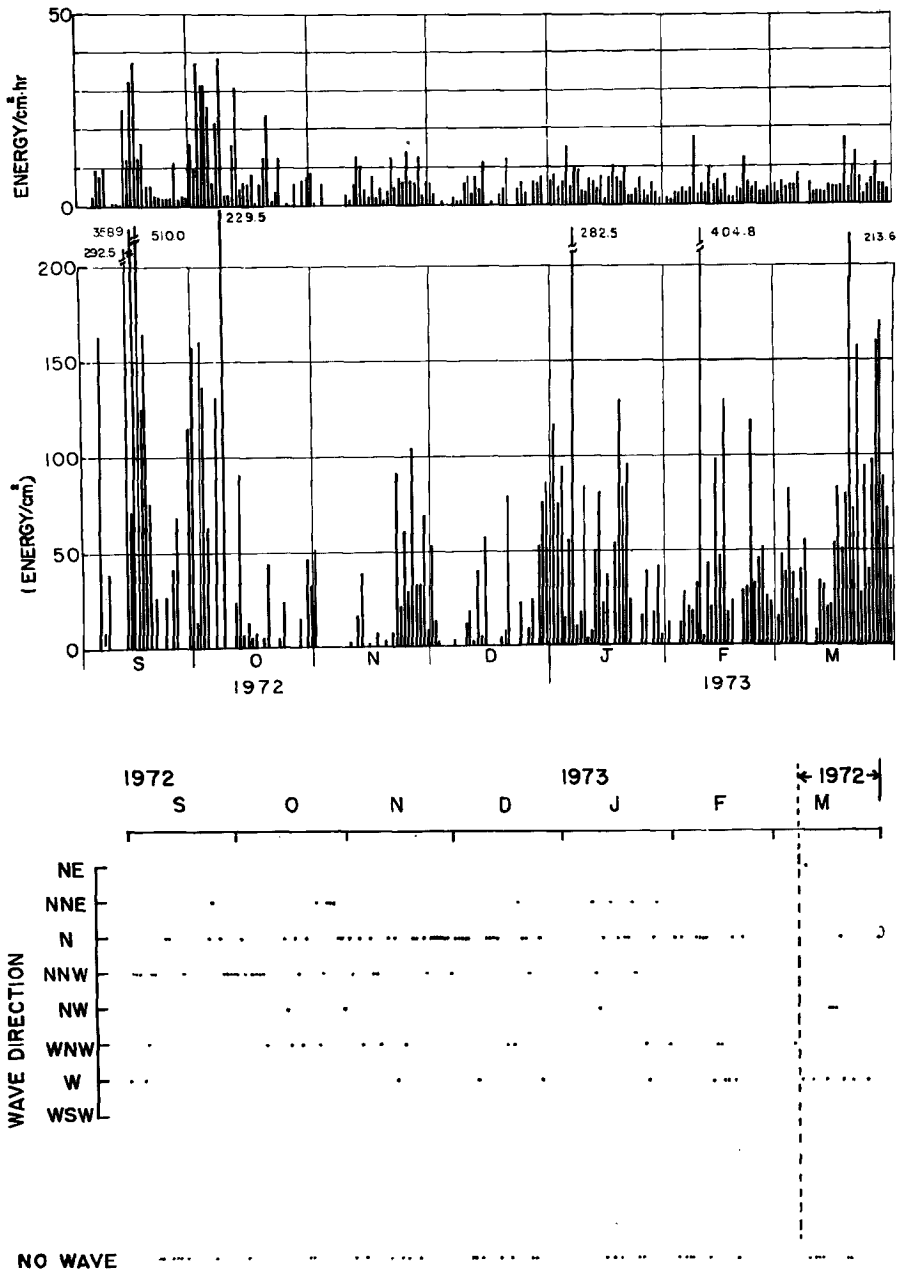


Fig. 18 Daily variation of the peak value of square mean of wave heights which is proportional to the total wave energy per unit area and unit time (a); daily variation of the total wave energy (energy is in relative scale) (b); and daily variation of the wave direction around the Fujinoki delta, obtained by analysis of ACTS photographs (c).

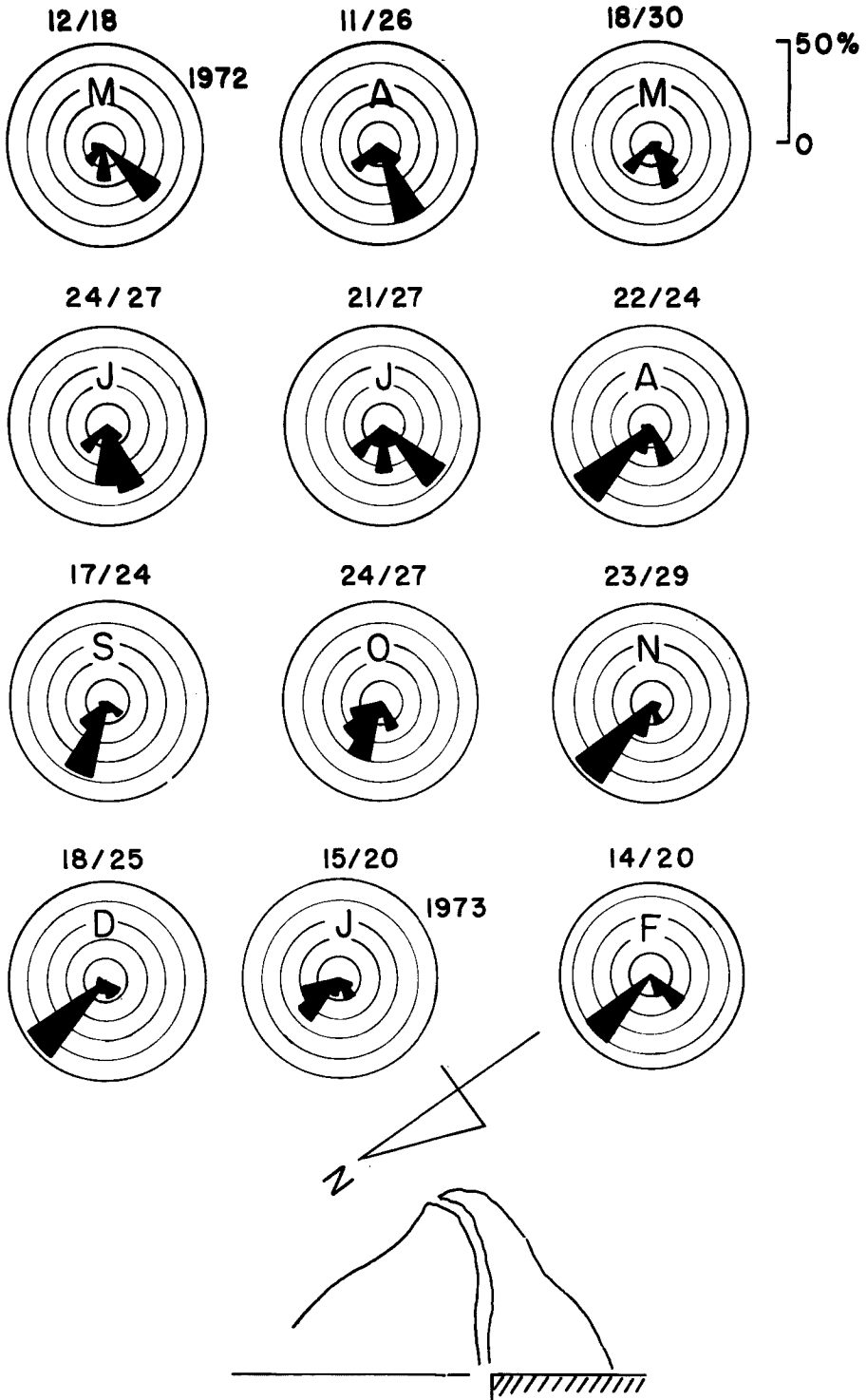


Fig. 19 Monthly change of the directional rose of wind waves. The numbers on the top of the rose circles show the fraction of wavy days to the total days of treatment.

Table 2 Discharge of the Fujinoki river.

Date	Time	Station	Crosssectional area (m ²)	Mean velocity (cm/sec)	Discharge (liter/sec)	Remarks
Apr. 21	14.30	B ₁	0.28	28.7	81.0	CM-1S
	14.30	E ₃	0.28	26.6	87.1	CM-1S
July 13	16.00	B ₁	2.0	54.0	1080.0	CM-1S
	15.00	-87.5 m from B ₁	0.68	159.0	1073.0	Price
July 15	20.00	B ₁	2.3	49.7	1133.0	CM-1S
	21.45	-87.5 m from B ₁	0.87	109.0	951.0	Price
July 18	17.00	B ₁	3.6	14.0	504.0	CM-1S
Aug. 2	15.00	B ₁	(0.3)	(70)	(200)	Floats
Sept. 7	16.00	-113 m from B ₁	—	—	51.0	Weir ³⁾
Sept. 23	16.00	-113 m from B ₁	—	—	156.0	Weir
Oct. 11	11.00	River mouth	0.17	47.5	76.0	Floats
Oct. 25	12.00	-113 m from B ₁	—	—	79.0	Floats
Nov. 20	12.30	113 m from B ₁	0.34	18.9	64.3	CM-1S
	12.30	-113 m from B ₁	—	—	78.6	Weir
Dec. 6	12.10	Line-3	0.27	28.9	76.9	CM-1S
	16.20	1.5 m West from D ₅	0.13	48.9	65.5	CM-1S
Dec. 15	—	River mouth	0.20	37.0	72.5	CM-1S

4. 考 察

4-1) 形状量による変形の表現

藤の木川河口 delta は年間を通じて見掛け上著しく変形し、夏期にはかなりの期間完全に水没し、冬期には著しく成長発達したかにみえるが、これは雨による河川流量増加に伴い、あるいは瀬田川からの湖水の流出に応じて変化する湖水面の昇降 (Fig. 16) にマスクされた見掛けのものにすぎない。実質的な変形や発達をみるための第一の手段は湖水水位変化を消去した形で汀線形状を比較することであり、第2節において一定水位時の形状図を網羅することによって一応この目的は達せられたのであるが、そこでは変形について量的な取扱いは行なわれなかった。

delta の形状および変形過程を定量的に扱うための試みとして delta の汀線輪郭について幾つかの形状量を導入し、これらを用いて主に delta 形状の季節的な変形の様相を捉えてみよう。

まず delta の大きさを表わす量を定めるため、B₁ 点を原点として、B-line を x 軸、1-line を y 軸とする座標系を構成し、右岸砂洲最先端を P(x₁, y₁)、右岸汀線が 2-line を切る点を Q(10, y₂)、右岸砂洲が x 軸方向へ最も張り出した点を極座標により R(r, θ) とする。r は delta の沖方向への進出の程度を、θ は進出方向ないし汀線輪郭曲線の中心軸の方向を表わし、y₁ は絶えず変転する河口位置と流軸方向の指標として、また、y₂ は delta 基部の拡幅を示す量として用いる。これらの量を shape measures と名付よう。Fig. 20 (a) には、斜写真に基づく delta 形状図から読み取った shape measures のうち、r, y₁, y₂ の3量の季節変動が示されている。

湖水水位の昇降は delta 平面形の大きさの変化を伴うが、その場合、汀線輪郭は比較的相似な形状を保持するであろう。しかし、水位昇降は一方で河口位置を変更し、また波浪の作用域を漸移させるため、湖水水位の一昇降の前後では delta 形状は部分的な変更を受けるため、相似な露出形状を永く保持するとは限らない。このような変形を追跡するための形状量として、2種類の比 y₁/r と y₂/r (併せて shape ratios と呼ぶ) が有効と思われる。また、delta の成長の度合いを計る量として、つぎの3種類の growth ratio を用いる。まず、ある時期における delta の河川流軸方向への進出の度合いは、その時期と特定日との r の比 (extension ratio) によって表わし、また、右岸砂洲先端の左方または右方への伸び具合 (河口の偏向の度合い) および右岸 delta 基部の拡幅率はそれぞれ y₁ および y₂ の比 (stretch ratio および breadth ratio) で表わすことに

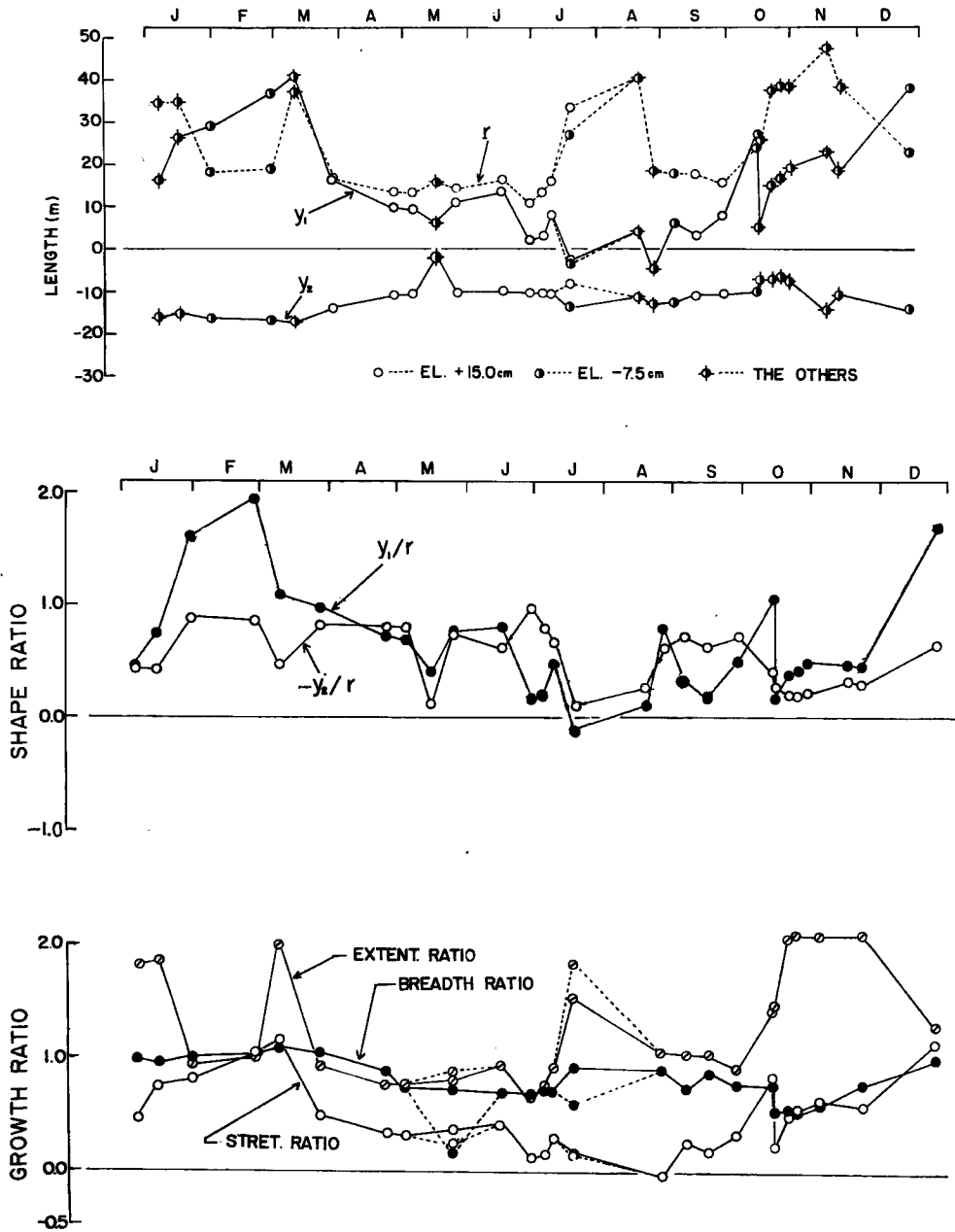


Fig. 20 (a) Seasonal change of the shape measures y_1 , y_2 and r ; (b) of the shape ratios; and (c) of growth ratios. Bifurcations (broken lines) show the values based on the sectional shapes on different levels.

する。shape ratios および growth ratios の季節的な変動は Fig. 20 (b) および (c) に図示されている。

Fig. 20 には異なる幾つかの湖水位における形状量が混在しているが、主に水位変化の影きょうと思われる変形と、水位とは余り関係なく主に他の要因によってひき起こされた変形とをある程度区別し、また、変形の季節的推移についての特徴を見出すことが可能である。まず、Fig. 20 (a) において、EL. 15 cm (白丸印) の形状を比較するに、 r は 47 年 3 月から 6 月にかけてほぼ一定で沖側への実質的な進出はなく、6 月の雨による湖水位上昇期には一旦実質的な後退すら示すが、47 年 7 月豪雨に伴う洪水 (Fig. 10, Fig. 16, Table 2 参照) によって、 r の著しい進出、すなわち多量の土砂排出に基づく delta の急激な実質的成長がみられる。ところが、9 月・10 月には再びほぼ 7 月以前の位置まで実質的に後退しており、この位置の堆積物が大量に移動させられたことを示している。この移動は、Fig. 18 (a), (b), (c), Fig. 19 より推察するに、delta 先端部で岸に斜めに左方へ N~NNW 方向に入射する強い波によるものと考えられる。この場合の砂の大量移動が、右岸砂洲先端を左方へ伸長させて河口の左偏を強化するのに役立ったであろうことは、同時期に y_1 がそれまでの低迷を脱して増加しつつあることより明白であろう。 r の曲線が 7 月に分岐しているのは、delta の等高線図を用いて、2 種の異なる水位に対する r 値を読み取って描いたためで、水位の違いによっても r の変化傾向に変更がないことを示している。(Fig. 20 に現れる分岐はこれと同義である。) r の実質的な変化について、ここではこれ以上を云いえないが、 y_1 には水位変化の影響は余り直接的に現れないように思われる。 y_1 の変動曲線は 1 年周期の幾分歪んだ正弦曲線状で、3 月に 40m 余りの極大値を、7 月ないし 9 月に負の極小値をとる。47 年の 7 月豪雨、9 月の台風による雨に伴う洪水があったが、このような流量増大時に河口流軸が右偏 ($y_1 < 0$) し、特に冬期の河川流量減少時には、右岸砂洲の波による異常な発達によって河道が 90° 以上も左折し、河口の左偏 ($y_1 > 0$) が強化されることは上述した通りである。 y_1 の伸長が最も顕著な時期は 11 月以後の冬期にみられるが、この変形は右岸砂洲先端方向への波による砂の沿岸移動によるものと思われるが、このことは、Fig. 18 に示される N 向きの波浪のエネルギーが強まっている時期に相当することから明らかであろう。ちなみに、波高の 2 乗平均値の Peak を列べた Fig. 18 (a) において冬期に著しく強い波がみられないに拘らず、継続時間を考慮した (b) 図では、9 月・10 月に匹敵するエネルギーが冬期に出現し、それが delta 先端部の変形に大きく寄与するものと思われる。 y_2 値は -10m 前後であり大きな変化を示さず、湖水位の影きょうを消去すれば変動量は一層小さくなると思われる。したがって、藤の木 delta に関しては、右岸基部の実質的な振幅は近い将来にもあまり期待されないことを示すと見てよいであろう。このことは、(c) 図の breadth ratio からもうかがえる。

Shape ratio に関する Fig. 20 (b) において、 y_1/r は、1 月・2 月を除いては、河口位置のふれ、換言すれば、河口流軸方向の正接値を近似的に表わすとみてよい。 $-y_2/r$ については、一時的な変動、特に 7 月豪雨時を除けば、年間を通じて割に安定した値を示しており、1 年間にわずかに減少の傾向がうかがえるが、これが有意なものであるとすれば、breadth ratio が殆んど一定なことより、 r すなわち delta の進出規模が年間に実質的に成長したことを意味するはずであるが、この点については少くも数年間にわたる資料の蓄積によらなければ明言はできないであろう。 r の成長を検出する extension ratio についてみても、この点は同様である。Fig. 20 (c) は本質的には (a) と同内容であるが、比較的形状の安定な冬期の 47 年 2 月 27 日を基準にした Shape measures の比で表わされている点のみ特徴がある。ここで比の値の範囲を記せば、

extension ratio : 2.02 (46 年 10 月 25 日) ~ 0.57 (47 年 6 月 29 日)

stretch ratio : 1.03 (47 年 12 月 26 日) ~ -0.14 (46 年 8 月 26 日)

breadth ratio : 1.04 (47 年 3 月 9 日) ~ 0.10 (46 年 5 月 26 日)

の通りであり、 r の変化が最も著しいことがわかる。

以上において、数種類形状を用いて、藤の木河口 delta の季節的変形の概略を述べ、この種の定量化が変形と発達を論ずる上で有効なものであることを示したが、汀線輪郭曲線には直接触れておらず、また変形の種々相を十分に把え得た訳でもない。びわ湖鶴川 delta においても形状の定量化が試みられているが⁴⁾、その形成が必ずしも藤の木川に適するものか否かはさだかでない。この点でさらに有効な、そして普遍性を

もった形状量を探索する必要がある。

4-(2) delta の規模と流域面積

これまでは、主に藤の木川の河口 delta について、その変形・発達の過程を考察してきたが、ここで琵琶湖に流入する主要河川の沖積 delta の発達規模を大局的に総観し、併せて藤の木川の諸河川中に占める位置を確認してみよう。

琵琶湖諸河川の活動的な河口 delta は、河川流量や湖水位、浪波の影きょうにより形状および離水面積が季節的に著しく変動するから、一般の地形図上に描かれた河口 delta から、その形状と大きさを正しく把握

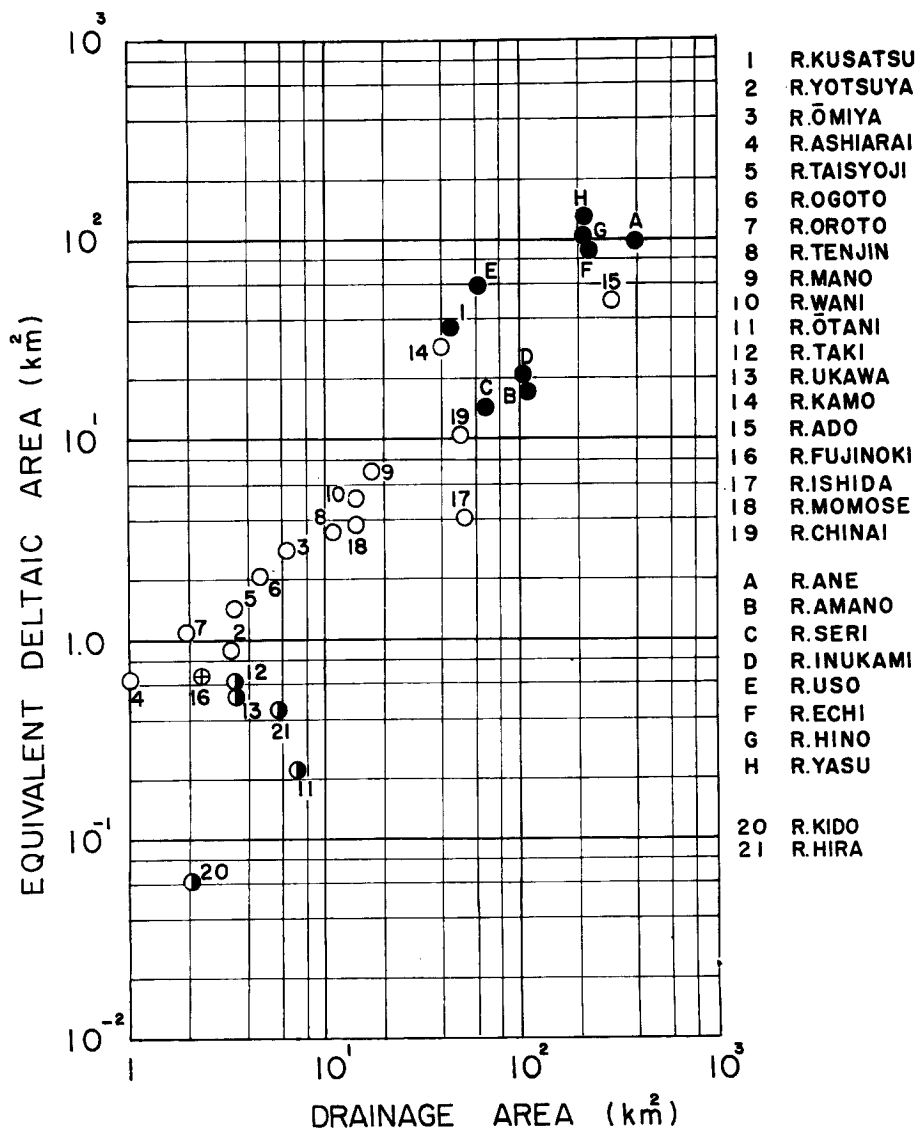


Fig. 21 Correlation between drainage area and equivalent deltaic area of the rivers contained in the drainage area of Lake Biwa.

することはできない。したがって河川の delta の規模を比較する際には、永年にわたる河川の排出土砂の堆積によって形成されたとみられる河口付近の湖岸平野部の広さによるのが適当と思われる。河口平野の広さの尺度として、とりあえず、対象となる河川が 100m 等高線（琵琶湖平均湖水面より 15m 上位にある。）を切る点から、河口までの直線距離を L とし、 L^2 を河口平野の広さ、すなわち delta の規模の尺度として用いることにする。また、集水域かつ土砂供給域を便宜上等高線 100m 以上の流域と定め、この流域面積 S と delta 等価面積 L^2 との関係琵琶湖諸河川について示したものが Fig. 21 であるが、図において、 L^2 と S とはほぼ直線的な関係を示していると思われる。このような L^2 値は、尖鋭な平面形状をもつ delta や隣接河川との間隔の狭い delta においては堆積量を実際よりも過大に、また逆に、湖岸付近で勾配の大きな扇状地の性格の delta においてはこれを過小に評価することになると予想される。図に、半黒丸印で示した比良山系の諸河川は後者の性格を示していると思われるが、事実、現地視察によっても、この一群、特に木戸川、大谷川、比良川は急勾配のまま河口に達している点や河口堆積物が礫に富んでいる点で、他の河川群と著しく異なった性格が認められる。とりあえずこの一群を除外して考えるならば、図において、 $L^2 = \alpha S^\beta$, $\beta \approx 1$ (α, β は定数) の関係を想定することができる。

いま、琵琶湖全流域程度の地域内では、一定期間 T における一河川からの全流出水量 R はその流域面積 S に比例する。すなわち、 $R \propto S$ であると考えよう。このとき、ある時刻の流量を Q とすれば、

$$R = \int_{t_1}^{t_1+T} Q dt = T\bar{Q}$$

で表わされる平均流量 \bar{Q} については、 $\bar{Q} \propto S$ である。また河川により排出され形成された delta の体積 V は、 $V \propto L^3$ であると仮定してよいであろうから、 V と Q の間には、

$$V = c_1 \bar{Q}^{\frac{3}{2}} \quad (c_1 \text{ は定数})$$

が成立するはずである。一方、河川における掃流砂量 Q_B が、 $Q_B = aQ^b$ (a, b 定数) のような経験式で表現できるものとすれば、一定期間内に河口から排出される掃流砂の総量 V は、

$$V = \int_{t_1}^{t_1+T} Q_B dt = a \int_{t_1}^{t_1+T} Q^b dt = aT\bar{Q}^b \quad (\bar{Q}^b \text{ は } Q^b \text{ の積分の平均値})$$

したがって、 $V = c_2 \bar{Q}^b$ (c_2 は定数) と表わされる。

2種の平均流量 \bar{Q} と \bar{Q} をほぼ等しい量と考えれば、大よそ $b = \frac{3}{2}\beta$ となり、Fig. 21 における $\beta \approx 1$ に対しては大雑把に $b \approx \frac{3}{2}$ と見ることが出来る。この値は新潟県北部の溪流河川について報告されている平均値 $b = 1.57$ (高山, 1965⁴⁾) に近似している点で興味深い。

ここで上記の関係 $V = a \int_{t_1}^{t_1+T} Q^b dt$, $b \approx \frac{3}{2}$ を藤の木川に適用して、1年間の delta 成長量 $V \approx$ 数 10m^3 と、Table 2 に基づく $Q^{\frac{3}{2}}$ の1年間の総和の概算値を用いると、 Q および Q_B に m^3/day 単位を使用するものとして、係数値 $a \sim 1 \times 10^{-8} (\text{m}^3/\text{day})^{-\frac{1}{2}}$ が得られる。ちなみに、平常時の流量 $75 \sim 98\text{l/s}$ ($6.48 \sim 8.47 \times 10^8 \text{m}^3/\text{day}$) を示した昭和46年11月30日および47年1月25日における掃流砂量の観測結果¹⁾ $0.62 \sim 0.65 \text{m}^3/\text{day}$ から a を求めると、 $a = 1.2 \sim 0.8 \times 10^{-8} (\text{m}^3/\text{day})^{-\frac{1}{2}}$ となり上記の値と一致する。

このことは、藤の木川より排出される掃流砂量の概略値は、 $Q_B = 1 \times 10^{-8} \cdot Q^{\frac{3}{2}}$ ($Q, Q_B; \text{m}^3/\text{day}$) で表現されることを示していると同時に、次に示す重要な推論に対するある程度量的な保証を与えることを意味する。すなわち、河口 delta の発達には年間を通じて万遍なく行なわれるのではなく、河口からの年間排出土砂量の大半は7月ないし9月の豪雨時ごく短時間のうちに集中的に洪水によってもたらされるもので、残りの何割かが年間を通じて平常流量時にごくわずかずつ排出されると考えられることである。Table 2 に基づき概算される排出掃流砂量は、47年7月12日からの集中豪雨による大流量を示した約20日間に年間推定値の約6割余を河口より排出したとみられる。この考えを前報の観測値によって確かめよう。46年7月29日から11月末までの120日間の delta の実質的な体積増加は 290m^3 であるのに対し、冬期通常流量時の掃流砂観測による幾分過大な推定排出量が120日間で 75m^3 程度 (夏期の約26%) であるから、46年度には年間およそ

($290+2 \times 75$) = 440 m^3 程度の排出量であったとみなせば、大雨を含む夏から秋の120日間の土砂排出量は年間値の約66%を占めることになり、1972年の **Table 2** による推定とほぼ共通した結果を与えることがわかる。

なお参考までに、Kalinske (1947) による掃流砂量公式に基づく排出砂量を試算した結果を付記すると、**Fig. 5 (b)** (47年12月6日) に示された藤の木河口付近の平均水面勾配0.0044、捕捉した掃流砂の粒径約2mm等の値を用いた結果、少なくとも約 $1.9(\text{m}^3/\text{day})$ の排出量を得た。この値は、46年11月および47年1月の掃流砂観測に基づく推定値 $0.62 \sim 0.65(\text{m}^3/\text{day})$ に比べ3倍も大きく、冬期の排出量としては幾分に過大な見積りと思われるので、上述の議論には採用しなかった。

この項で扱った議論をより精密化するには、流量の連続的な測定と delta front 周辺を含めた時宜を得た地形測量の反復が必要であろう。

5. む す び

昭和46年度からほぼ2年間にわたり、びわ湖流入河川のひとつである藤の木川河口 delta の変形、発達・過程を追跡し、またその要因の定量的な把握を目指して研究を進めてきた。今回は初年度からの継続として形状変化ならびに体積変化の観測に重点を置き、初年度に考察された年間の変形・発達の特性に対するより確実な裏付けを行なうと共に、びわ湖流域河川の河口 delta の規模と流域面積の間の経験則に基づいて、藤の木川の年間の排砂特性の推論も試みた。以下に今回の観測による成果と今後の課題を要約する。

- (1) 藤の木川河口 delta の季節的な変形・発達を定量的に論ずる上で、定義された数種類の形状量の有効性が示された。
- (2) 水面に露出した delta の形状は季節的に大きく変化するが一年間でほぼ相似に復帰するという傾向が、47年度の形状の継続観測によって一層確実なものとなった。
- (3) 藤の木川河水は河道延長線から常に右偏して流出する傾向が見られるが、高水位かつ洪水時の河口水面勾配に起因する右偏流出（フラッシュ）を除けば、通常の流出右偏は湖流に基づくものと考えられる。しかし、この点については今後の調査によってより詳しく検討する必要がある。
- (4) delta に寄与の大きいと思われる波の影きょうは、47年度に設置された水位・波浪計の記録と写真解析による波の伝播方向の資料の分析によって考察され、9月・10月の delta 先端部の左偏が、N~NNW 方向から入射する強い波による堆積物の左方への大量移動に起因することが明らかになった。
- (5) びわ湖流域諸河川の delta について、等価 delta 面積と流域面積との関係を調べ、少数の特異河川を除いて両者の間にほぼ直線的な関係が成立することを見出した。また、delta の等価面積に関する関係を用いて、河川流量と掃流砂量との間の関係式を求め、洪水時の河川流量の測定値をもとに藤の木川の年間の排砂特性を推論したが、これは流砂観測結果と矛盾しないことが示された。特に、夏期の洪水による土砂排出量が、年間値の6割余を占めることが推定された。

謝 辞

この研究を遂行するにあたり、びわ湖水位資料の入手の便宜を与えられた近畿地建びわ湖工事事務所の方、ならびに、びわ湖周辺の気象資料を提供された彦根地方気象台の方々に深く感謝の意を表す。また、この研究に使用した波の資料は、大阪電気通信大学の奥村康昭氏により新たに設計製作された水位・波浪計の記録に基づくものである。なお同装置は自動定時撮影装置と共に、京都大学大津臨湖実験所各位の御好意によって同所内に設置の便を計っていただき、またその保守には松浦嬢の御好意に負うところが多い。また観測に際しては大阪電気通信大学研究生、下村治氏の御協力を得た。ここに併せて感謝の意を表す。なおこの研究の一部は文部省科学研究費補助金によって行なわれたものである。

参 考 文 献

- 1) 金成誠一・中川 鮮・山本淳之：びわ湖における河口 Delta の発達過程について(I)，京都大学防災研究所年報第 15 号 B，昭 47.4，pp. 441-461.
- 2) 奥村康昭：容量式波高計，大阪電気通信大学研究論集，自然科学編，9，昭48.
- 3) 土木学会編：水理公式集，昭 46 年改訂版，p. 262.
- 4) 山本淳之・下村 治・東原正治：琵琶湖・鶴川における河口 Delta の研究，大阪電気通信大学研究論集，自然科学編，9，昭 48.
- 6) Kalinske: Movement of Sediment as Bed-Load in Rivers. Trans. A. G. U. Vol. 28, No. 4, 1947, p. 615.
- 5) 高山茂美：新潟県海府浦付近の溪流河川の流送土砂礫に関する研究（第 1 報），地理学評論，38，昭 40，pp. 29-42.