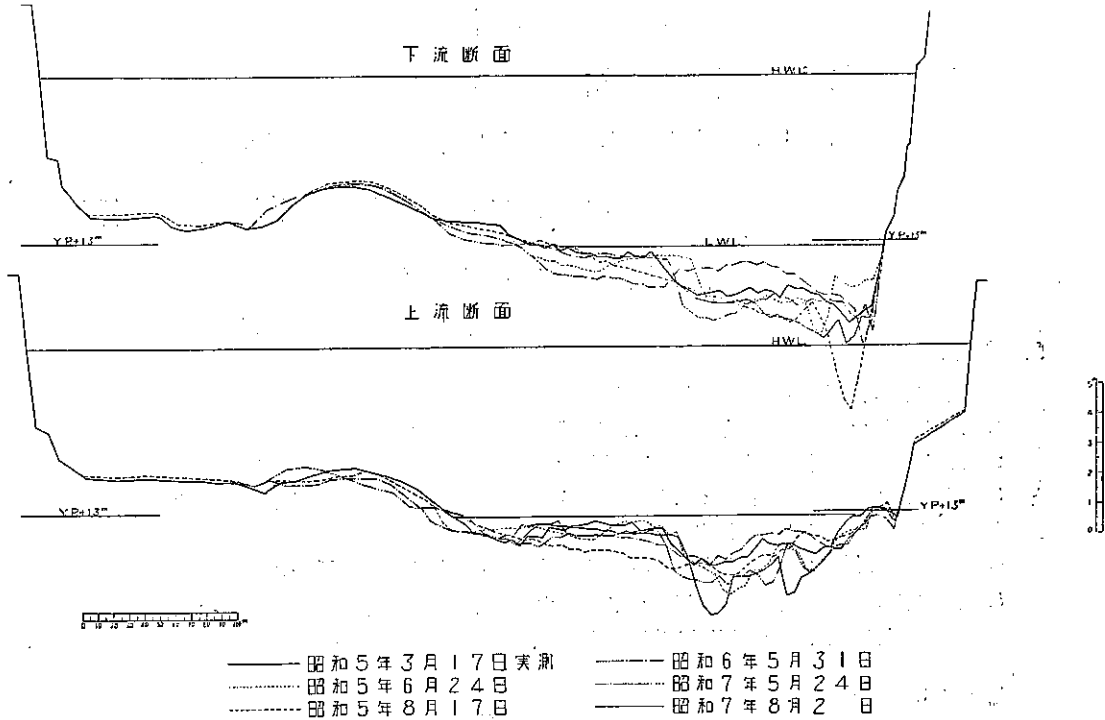


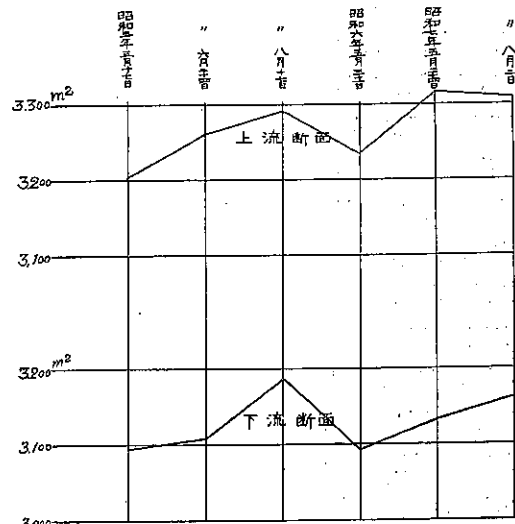


第2圖 利根本川栗橋地先横断面圖



變化を測つて第3圖に掲げた。約2箇年半の間であるがその變化は僅か3%に過ぎなく、河床は變つても河積の變化は殆んど一定であつた。栗橋地先は利根川の中下流部を除けば變化の最も少ない所であるが、これより上流は相當甚しく對岸を通つてゐた礫筋が一朝にして此方に來た例も少ない。この河床變化の理由を色々調査したのであるが、先づ第1に擧げられるのは高水時と低水時とで水流の方向の異なることである。低水時は河床の深部に沿ふて流れた水が洪水の時には堤防の方向に沿ふて流れる様になる。低水時でも表面は、水流の慣性に依り今迄來た方向に従つて流れるが河底近くでは河床に沿ふて流れる爲水面と底とで方向が違ふ、國道利根川橋の250m下流に於て實測した所大なるは70cmの水深で表面と底とで14°の偏差があつた。第4圖は断面の各箇所の實測水流方向を示す(第8圖参照)。以上の理由により低水時は色々な抵抗を避けて流れ洪水時は抵抗に打勝つて流れる爲、各場合の水流の方向が異なり、これに對する河床も夫々違はねばならず變化することになる。

第3圖 栗橋地先河積變化圖



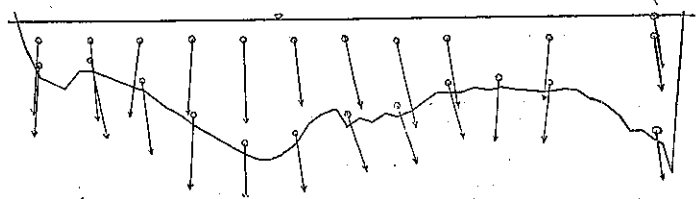
變化を測つて第3圖に掲げた。約2箇年半の間であるがその變化は僅か3%に過ぎなく、河床は變つても河積の變化は殆んど一定であつた。栗橋地先は利根川の中下流部を除けば變化の最も少ない所であるが、これより上流は相當甚しく對岸を通つてゐた礫筋が一朝にして此方に來た例も少ない。この河床變化の理由を色々調査したのであるが、先づ第1に擧げられるのは高水時と低水時とで水流の方向の異なることである。低水時は河床の深部に沿ふて流れた水が洪水の時には堤防の方向に沿ふて流れる様になる。低水時でも表面は、水流の慣性に依り今迄來た方向に従つて流れるが河底近くでは河床に沿ふて流れる爲水面と底とで方向が違ふ、國道利根川橋の250m下流に於て實測した所大なるは70cmの水深で表面と底とで14°の偏差があつた。第4圖は断面の各箇所の實測水流方向を示す(第8圖参照)。以上の理由により低水時は色々な抵抗を避けて流れ洪水時は抵抗に打勝つて流れる爲、各場合の水流の方向が異なり、これに對する河床も夫々違はねばならず變化することになる。

河床變化の第2の理由は支流關係で、大支川の合流點附近的斷面は、本川と支川の出水の大きさにより、或は右岸が深く或は左岸が深くなる。利根川改修區域の上流部埼玉縣旭村地先(第5圖參照)で南流する本川と東流する烏川とが合流する。こゝで約1年半の間1箇月毎に斷面を測つて河床の變化狀態を調べたが期間中大した洪水も無かつたので著しい變化は認められなかつた。第5圖の平面圖でわかる通り利根川に大きな出水があると合流點以下は右岸が深くなり、烏川に出水があると左岸が深くなる。第6圖の斷面C(下流)及びD'(上流)が右に左に偏るのは利根川の出水に対する烏川の出水の相對的の大きさの異なる爲であり、第7圖のA及びA'が昭和9年5月過ぎに大きくなつたのは烏川を代表する新町量水標平均水位が低いにも拘らず利根川を代表する沼ノ上量水標平均水位が割合高い爲であると考えられる。これ等の理由に依る河床の變化が次第に下流に移り滯筋を變ぜしめるわけである。

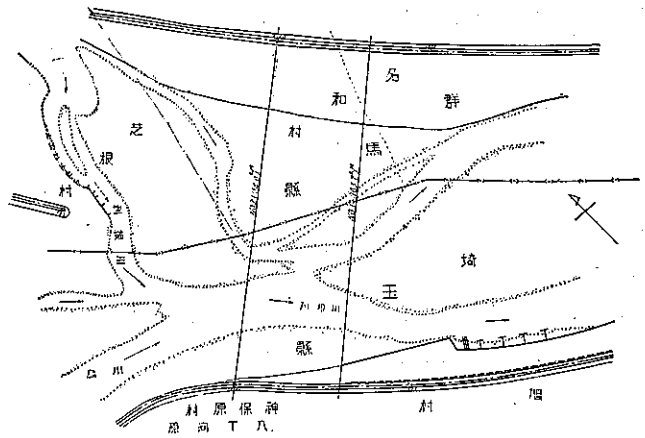
第3の河床變化の理由は水制等の工作物新設に依る人工的のものである。昭和7年末に栗橋地先で約90m及び50mの杭打水制(基礎沈床)を新設しその上下流の河床變化を調べる爲に第8圖の如く8箇所で横斷測量を行つた、第1回は斷面No.1の水制基礎が略

第4圖 栗橋地先水流方向圖

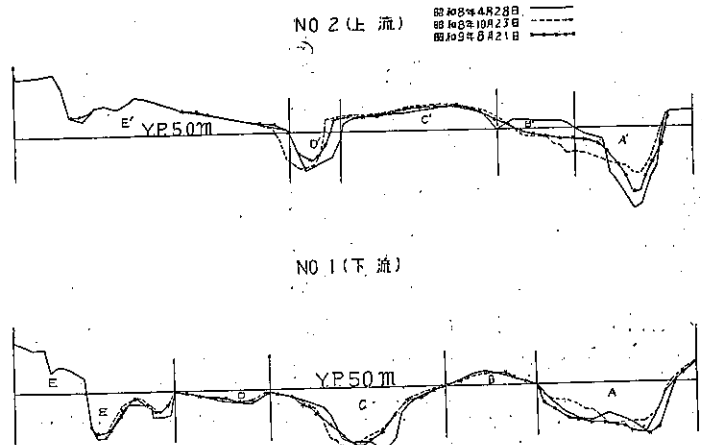
縮尺 横 三千分一  
縦 百五十分一



第5圖 利根川及び烏川合流點附近平面圖



第6圖 利根・烏兩川合流點附近断面變化圖



完成された時、第2回は断面 No. 5 の水制基礎が略完成された時、第3回は兩者共に完成後である、調査期間中僅かの間を除き水制を越す様な出水は無かつた。第9圖はこの3回の實測の結果であるが、こゝに現はれた河床の變化は全部水制のみに依るとは考へられないが、これに依り次の事がわかる。

(a) 水制の背後に水の捲き込みを生じ砂

洲はこの水流に曳かれて水制頭部近くから基部に向ひ發達して来る。

(b) 水制先端は深掘される。

今迄水制背後の淺くなるのは水流が水制を越えると其の抵抗により流速を弱められ、下流に土砂を沈澱せしめる爲であると考へられてゐたが、この實測でもわかる様に、寧ろ水制による水の捲込に依る方が多いらしい。これは洪水、低水に拘らず現はれる現象で利根川下流押付附近の實測でも確められた事である(雜誌土木、昭和8年1月號小川氏論文土木協會)。

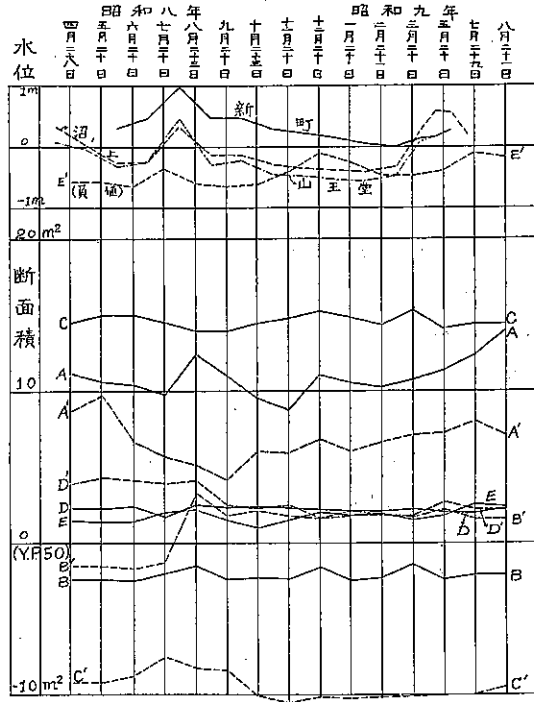
洪水の時はこの他上流からの土砂流が河底に沿ふて下り水制の所に來ると一部はこれに停められ一部は水制の間或は上を通つて下流に達して沈澱する。この土砂流は水に浮遊して來たものでなく上述の如く河底に沿ふて水流に曳かれて來る層流でこの事實は低水時でも認められる。以上の理由で水制頭部が上下連結せられたものは水の捲込みが妨げられて淺くならない。

2. 河床及び土砂含有量の

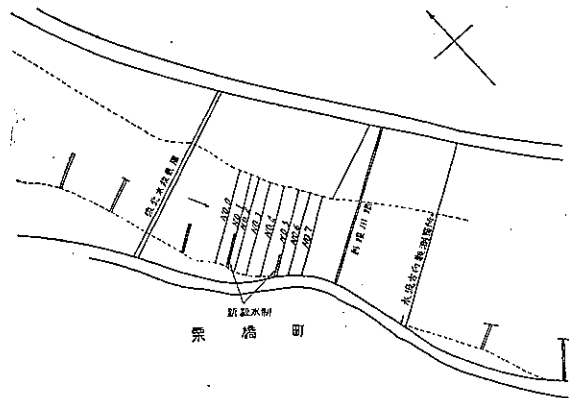
洪水時に於ける變化

河床は洪水中には掘られるが、その後又沈澱作用により大略以前の深さに復する事はよく知られてゐる事實であるが、これを利根川中流川俣及び栗橋地先で實測した。その方法は先づ觀測位置に深掘されても流失しない様充分深く竹を打ち込みこれに徑 10 cm 位の鐵輪をはめておく。洪水前後に横斷測量によつて河床及び竹の先端高を定め、洪水時の河床の位置を知るには後で竹の周りを掘つて鐵輪を掘り出しそのあつた深さを以てする。竹及び鐵輪に衝る水流に依り鐵輪のみが河床に没入する事は無かつた。この觀測の結果を第 10

第7圖 山王堂地先汀積變化圖



第8圖 栗橋地先平面圖



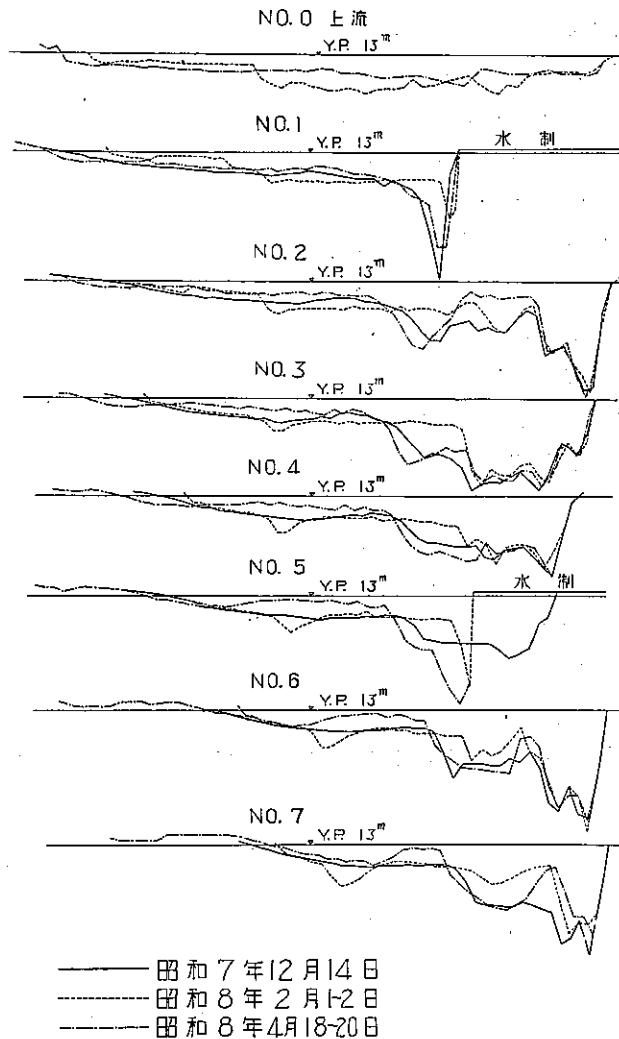
つて河床及び竹の先端高を定め、洪水時の河床の位置を知るには後で竹の周りを掘つて鐵輪を掘り出しそのあつた深さを以てする。竹及び鐵輪に衝る水流に依り鐵輪のみが河床に没入する事は無かつた。この觀測の結果を第 10

圖に示した。これに依れば中洪水の時でも川俣地先(勾配 1/2500, 河床砂及び小礫)で最高 1.50 m 許り掘られ洪水後又埋没される事がわかつた。同じ洪水に栗橋地先では左岸寄りの砂洲の發達してゐた所では 70 cm 内外掘られ、右岸寄りでは 30~40 cm 内外掘られ洪水後再び埋つた。

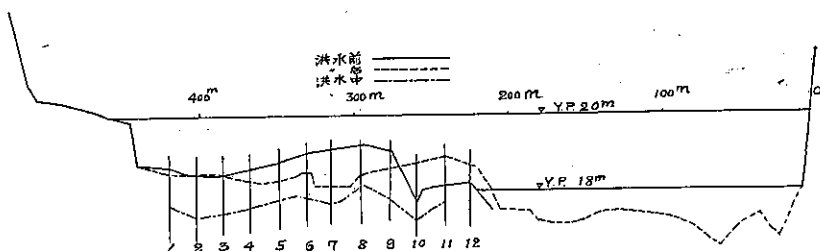
次に洪水中に於ける浮遊土砂量の變化であるが、これは栗橋地先で(第 11 圖及び第 12 圖参照)昭和 5 年夏の大洪水と昭和 6 年 10 月の中洪水との 3 回觀測した。

その方法は鐵鑿に 2 本のひもをつけ 1 本を捕持用、1 本を口の開閉用とし之を水流中に投げ込み、試料を採取するのである。任意の深さで試料を採るつもりであつたが實際やつて見た所、鐵鑿が水流に押流され表面附近の試料しか得られなかつた。第 13 圖及び第 14 圖にこの結果を圖示した。含有土砂量は重量比で示したが大體最大流速の時含有量も最多で流速に比例して上下しその量は昭和 5 年の大洪水の時の如き 0.9 %、その比重を 1.5 とすれば容積比で 0.6% に達した。

第 9 圖 栗橋地先水制上下流河床變化圖



第 10 圖 川俣地先洪水前後河床變化圖



但しこの際 double wave の洪水に第 1 回は第 2 回より水位、流速共大きいのに、土砂含有量は逆に第 2 回の方が多かつた。これは第 1 回の出水の時浮足づいた山腹の土砂が第 2 回の出水で遂に流失した爲と考へれば理由はつくが確言は出来ぬ。大島満一氏が信濃川(長野縣下水内郡岡山村地先)で調査した所によると 4~5m の増水で重量比 0.2% 位の浮遊土砂があつたと云ふ。この時の土砂の比重は 1.5 内外あつた。

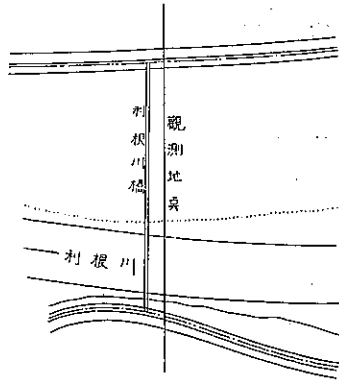
3. 利根川及び渡良瀬川の高水

利根川及び渡良瀬川に於ける高水の原因は次の通りである。

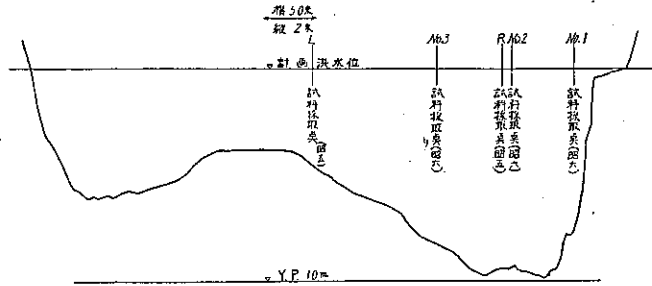
- (1) 水源地方の降雨に依るもの。
- (2) 中流部の降雨に依るもの。
- (3) 風に依るもの。
- (4) 潮の影響。

以上の中(1)は最も普通のもので大洪水

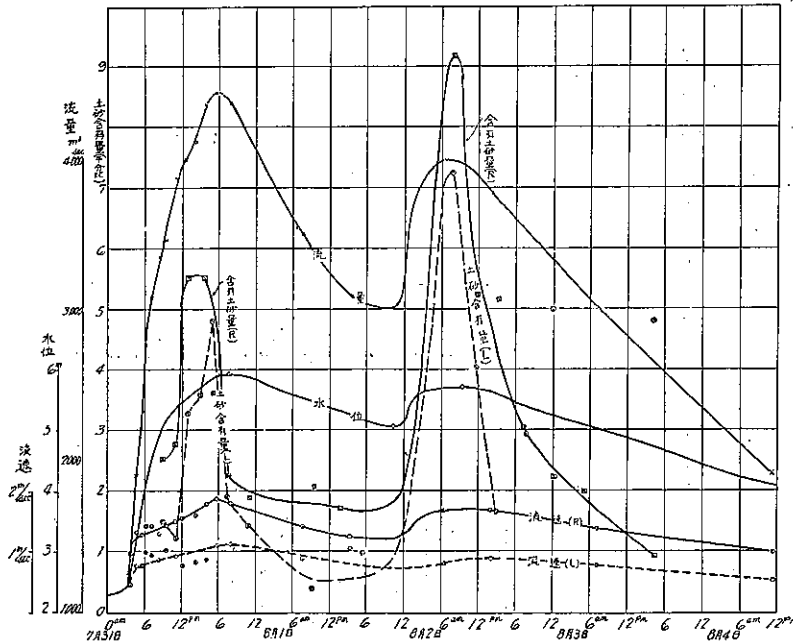
第 11 圖 栗橋地先浮遊土砂量観測地點



第 12 圖 利根川筋栗橋地先含有土砂量観測地點断面圖

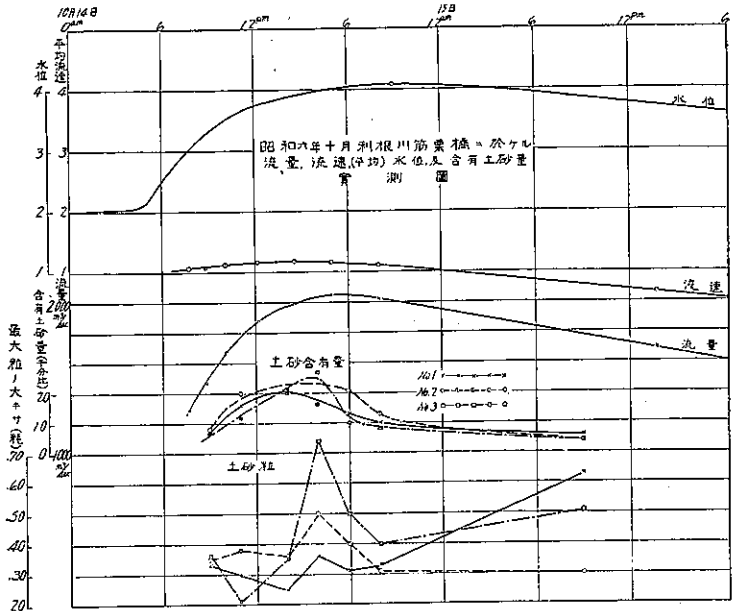


第 13 圖 昭和 5 年 7 月 18 日利根川筋栗橋に於ける流量、流速、水位及び土砂含有量圖



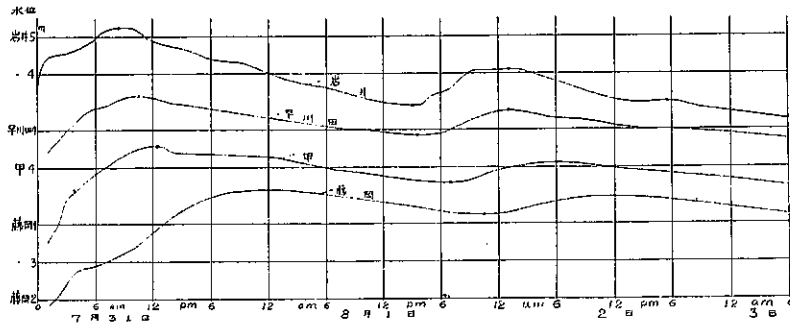
は皆これに依る。(2) は中流地方の局部に豪雨があつた場合で、この時は高水はその場所から下流に起るが、事実上すぐ消滅するので降雨地附近のみに起ると云へる。夕立等で起るのが普通である。昭和7年7月13日午後10時頃渡良瀬川筋足利地先に49mmの夕立があり、この爲附近の河川に12cmの水位上昇を生じたが、この洪水波は下流甲及び藤岡地先では既に消滅した。同日午後7時利根川筋栗橋地先にも38mmの夕立があり附近河川水位を5cm上昇せしめた。この洪水波もすぐ消滅してつた。これ等の高水は極く僅かなもので被害等は勿論ないが中

第14圖

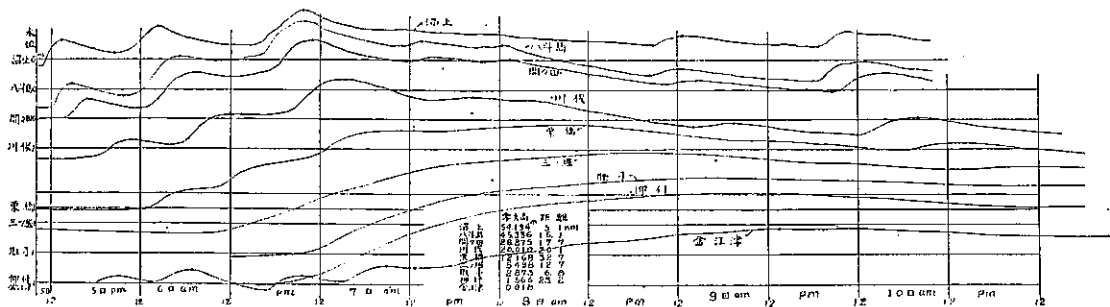


流部から發生する洪水として興味がある。次に(3)の風に依るものは利根川筋の極く下流部に起り霞ヶ浦や利根川河口附近に起る。銚子附近では川筋の洪水よりも逆風を受けて河水が遮ぎられた時の方が高水を來す。霞ヶ浦

第15圖 渡良瀬川筋昭和5年夏洪水波變化圖



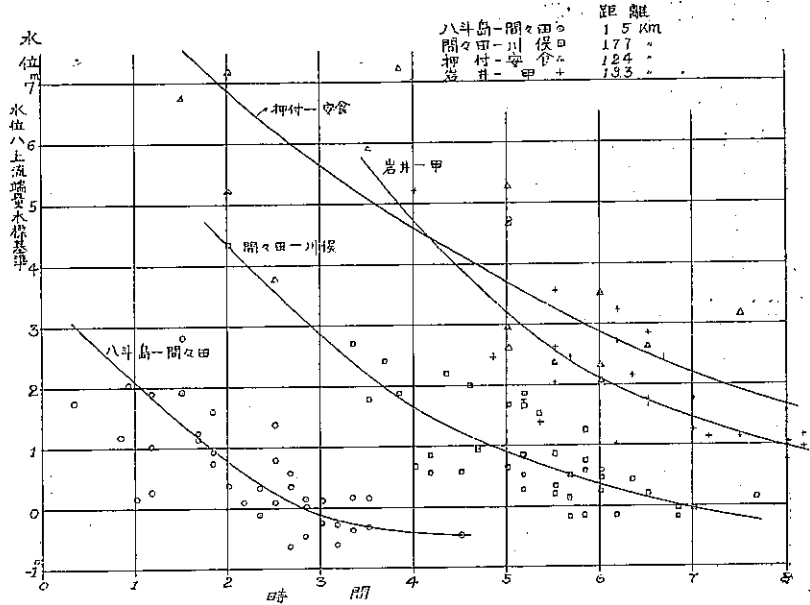
第16圖 利根川筋昭和8年夏洪水波變化圖



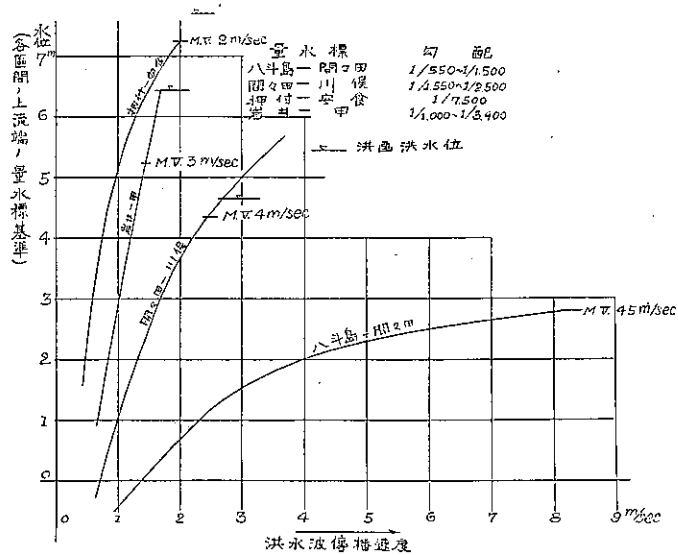
の水位も降雨に依るのよりも風に依る方が甚しい。昭和7年11月14日夜から15日早曉にかけて723mmの低気圧が銚子附近を北東に通過し霞ヶ浦地方には25m内外の北東の風が吹いた。この日沿岸地方は100mm以上の降雨があつたが、15日午前6時には霞ヶ浦東岸行方郡玉川村井上量水標の水位はその東南14kmの牛堀の水位よりも24cm低くなつた。平生は牛堀の方が遙に約30cm低位にあるのだから25mの風により14kmの間に44cmの差がついたことになる。この時の牛堀の水位上昇は86cmに及び又利根川筋では銚子河口で1.07m、上流15kmの大田新田では46cmの水位上昇を生じた。(4)による高水は一般の感潮河川に於ける夫と同様でこれに就いては後章に述べる。

次に洪水波に就いて簡単に述べる。洪水波がsingle waveをなして來る時には傳播速度はその絶對高に比例するが多少洪水前の水位に關係する。これは抵抗等の理由に依るものと思ふ。洪水波がdouble或はtriple waveをなす時には高さよりも抵抗等に依る影響が多いらしい。即ち絶對高よりもwaveの前の水位の高い方が傳播速度が速く流量の變化率に逆比例するかにさへ見える。第15圖は渡良瀬川に於けるdouble waveをなした洪水波の例で、岩井では2つの波頂の差が40.5時間あつたのが、下流の早川田では39.5時間となり後の低い洪水波が先の高い洪水波に追付いてゐる。第16圖は利根川に於けるtriple waveの實例で最後の一番高い洪水波は前のに追付いてゐるが、後に起つた9日午前の洪水は之より高い、10日午前の洪水波

第17圖 水位、洪水波傳播速度關係圖



第18圖 利根川渡良瀬川筋水位—洪水波傳播速度曲線圖



で最後の一番高い洪水波は前のに追付いてゐるが、後に起つた9日午前の洪水は之より高い、10日午前の洪水波





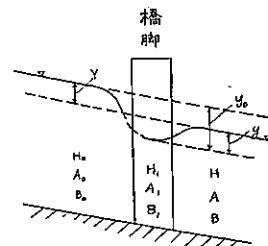
ある。この邊の水面勾配は洪水時 1/2500 位になり平均流速も 3.30~3.40 m/sec に達する。こゝで橋脚に依る嵩水を観測した。昭和 7 年夏から橋の上下流左岸に第 19 圖の如く數箇の量水標を建て、出水の際に測つたが未だ中洪水の程度で大洪水には一度も會はない。實測結果は第 20 圖及び第 21 圖の如くであり、共に橋脚附近で勾配が非常に急になつてゐる事を知る。橋脚に依る嚴密な意味の嵩水は極く近くの水面高を比較しなければならぬが、夜間暴風雨中に観測する事は不可能に近いので止むを得ず前記の方法で観測した。もし上下流の水面をその勾配のまま橋脚の所迄延長してその場所の差を橋脚に依る嵩水とするならば次の如くになり。この値を

$$(A) \begin{cases} y_1 = \frac{Q^2 \left( \frac{1}{A} + \frac{1}{A_1} \right)}{gA}, \dots (\text{負値をとる}) \\ y_2 = \frac{Q^2}{2g} \left( \frac{1}{A_1^2} - \frac{1}{A_0^2} \right) + \left( \frac{1}{\gamma} - 1 \right) \frac{1}{A_1^2} \frac{Q^2}{2g} \\ Y = y_1 + y_2 \end{cases} \quad \gamma = 0.85$$

(符號は第 22 圖参照)

$A_0, A_1, A$  : 斷面積  
 $B_0, B_1, B$  : 水面幅  
 $H_0, H_1, H$  : 水面高

第 22 圖



及び

(B) Rühlmann's formula

$$Q = \frac{2}{3} \mu_1 \sqrt{2g} B_1 \{ (Y+k)^{\frac{3}{2}} - k^{\frac{3}{2}} \} + \mu_2 \sqrt{2g} H B_1 \sqrt{Y+k}$$

$$k = \frac{v^2}{2g}, \quad \mu_1 = \mu_2 = 0.9$$

なる式により求めた結果と比較して見る。

観測嵩水高	A式より求めた 嵩水高(Y)	B式より求めた 嵩水高(Y)	流 量	平均流速
11 cm	0.4 cm	3.2 cm	1786 m <sup>3</sup> /sec	135 m/sec
11 "	0.4 "	3.3 "	1904 "	136 "
8 "	0.4 "	3.3 "	1961 "	137 "
8 "	0.5 "	3.2 "	1961 "	136 "

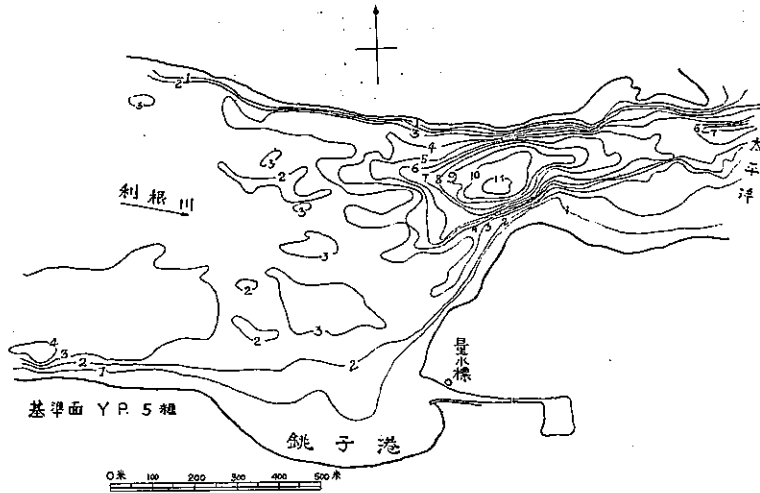
この結果より見て (A) 式は (B) 式より精度少しと簡単に斷ずるわけにはゆかないが、只注意すべきは (A) 式の  $y_1$  を求める式は上流部の流速大に従つて  $Q/A$  の大なる所では虚數値が出て使用不可能なる場合がある。

### 5. 利根川及び渡良瀬川筋の水位變動

水位の短期周期的變動に就いて述べやうと思ふ。利根本川では上流關東水電佐久發電所の使用水量の變化により栗橋附近迄毎日一定の水位變動がありこれが逆に渡良瀬川に溯つて古河にも現れてゐる。前橋の上流 10 km の所にある佐久發電所の peak は 25 km 下つた沼の上では夜半 11 時前後に 20~10 cm の水位上昇となつて現れ、尙下流 38 km の川俣では午前 6 時頃、尙 20 km 下流栗橋では午後 6 時頃その peak が現れる。古河では栗橋より普通 2 時間位先に現はれるので果して利根川の影響であるかは明らかでないが、渡良瀬上流の水位變動は古河程著しくないので、さうらしくも思へる。尙 33 km 下流の三ツ堀では翌朝になつてこの peak が現れる。三ツ堀の下流 32 km の安食は河口銚子より 65 km 上流にあるが既に潮の干満の影響を受け 6 時間内外遅れて一定の水位變化をなしてゐる、これより下流は感潮區域となる。霞ヶ浦ではその現象は殆んど認められない。

最後に河口銚子では潮の干満以外に周期 20 分内外及び 4~3 分の水面振動があり、殊に後者がはつきり現れてその高低差は 20 cm 以上に及ぶことがある。

第23圖 銚子附近平面圖



銚子港(第23圖参照)の所は河幅1km以上に及ぶが河口に狭く200mに過ぎず港内の湖水の如きに反し水流急で殊に潮の干満の際には激湍をなす。河口附近の海は海岸近くでも40m以上の水深あり平生波の高い所である。上述の水面振動の起る原因を調査したが氣象上の理由と潮の干満とに依るらしい。實際風が強い時とか、颱風が附近を通過した後等によく起る。併し必ずしも起るとは限らない。

昭和7年2月26日は1日中強風が吹いたが27日は風のない平穏な日であつた。この時は周期3~4分で26日には最高16cm、27日は反つて増して最高20cmの高低差を有する振動が續いた。同年9月28日には早朝は風速6m内外、日中は午前1.7m、午後4~5m、夜は7m位であつた。この時は午後になつて18~19分周期の振動が起つた。同年11月14日夜から15日早朝にかけて723mmの低氣壓が銚子附近を北東に通過し、25m以上の風速の暴風となつたが、14日の午後6時頃から4分及び17分位の周期の振動が現れ前者は高低差20cm以上に達し翌夜の干潮時には共に衰へたが16日朝の高潮時には前者のみ再び現れてこの日一杯續いた。以上の周期の中短い周期のものは水面がflood及びhigh waterの時多く現れるから満潮時河口から突入する潮流の爲に港内のふくれた部分に環流が起りこの爲の振動かとも考へられる。昭和7年正月港内水面に振動が起つてゐる時浮子を浮べて環流を觀測したが潮流に對して僅かの逆流があるのを認めた。併し一方この水面振動は外洋の影響によると思はれる點もあるから、これが果して湖水に起る定常波の如きものか、或は又副振動の如きものかは明かではない。

もし定常波とすれば

$$\text{周期(單節)} = 2L / \sqrt{gh} \dots \dots \dots (1)$$

となり、副振動だとすれば

$$\text{周期} = 4L / \sqrt{gh} \dots \dots \dots (2)$$

となる。h=3.5mとし、周期20分及び3.5分に對する(1)、(2)兩式のLは次の如くなる。

	(1) 式のL	(2) 式のL
周期 20 分	3500 m	1750 m
周期 3.5 分	250 "	125 "

これから逆に考へると第 23 圖と對照して周期 3.5 分のものは定常波とも考へられ、周期 20 分のは副振動とも考へられる。第 24 圖は三陸津浪の影響に依る銚子港内の水面振動の一例である。

第 24 圖 三陸津浪を蒙れる銚子港の水面振動圖

