

庄内川流域における降雨分布と流域水の動態

ON THE SPATIAL AND TEMPORAL BEHAVIOR OF STORM RAINWATER IN THE SHONAI RIVER BASIN

原田守博¹

Morihiro HARADA

¹ 正会員 工博 名城大学助教授 理工学部建設システム工学科 (〒468-8502 名古屋市天白区塩釜口1-501)

A record-breaking heavy rainfall in September 2000 caused an unprecedented flood disaster in Tokai region of Japan. This disaster was composed of the river flood by levee breaking and the inner flood by insufficient drainage in urbanized area. The present paper aims to clarify how the rainwater behaves in the Shonai river basin through the flood period. At first, spatial and temporal distributions of the heavy rainfall are estimated by kriging method. Based on the results, the storage effects of rainwater in the sub-basins are considered, and then the flood formation process in the main channel due to inflows from the sub-basins is evaluated by the flood routing analysis.

Key Words: Shonai River, flood disaster, heavy rainfall, kriging method, flood routing

1. はじめに

東海豪雨災害は、未曾有の集中豪雨による都市域の浸水（内水災害）と、流域からの河道流出による氾濫（外水災害）の両者が複合したものと見える。本研究では庄内川下流域を対象に、流域に降った雨水がどのように市街地に貯留され、河道への流出がどのように洪水を形成したかを解析した。まず流域全体の降雨の時間空間分布を確率論的に推定し、それをもとに支川流域やポンプ排水区における内水貯留量の時間変化を調べた。そして沿川の流域からの流出に伴う庄内川本川の洪水形成過程について、観測資料を水文解析により補う形で分析を行なった。

2. 庄内川流域における降雨の時空間分布

(1) 解析の概要と対象データ

今回の水害は、寒冷前線に沿って対流セルが次々と発生し、既往の記録をはるかに上回る規模の豪雨をもたらしたもので、この気象要因からして降雨量は場所的に大きく異なっていたと予想される。そこで確率論的観点に立ち、複雑な降雨量の空間分布を地点観測データから客観的に推定することを試みた。

解析手法としてはクリギング (kriging) 法¹⁾を採用した。これは不規則性をもった空間変量について、観測されていない地点の値を観測地点の値から客観的に推定する統計的手法で、Geostatisticsの分野で開発された方法であるが、降雨分布の推定にも多く適用されてきている²⁾。クリギング法では現象の空間分布を確率場の実現値と捉え、観測地点のデータをもとに、後述するようなバリオグラムと呼ばれる

関数を媒介として、非観測地点の状態量を内挿すると同時に、それら推定値の誤差も得ることができる。

解析資料は、庄内川流域とその周辺に位置する31箇所（図-1参照）における時間雨量データである。対象期間は平成12年9月11日午前0時から12日24時まで48時間であり、FRICSのレーダー雨量も参考にしつつ、流域内の累積降雨の空間分布を1時間ごとに1.5 km正方メッシュ（476地点）において求めた。

(2) 累積降雨量のランダム性と空間相関

クリギング法の中核となるバリオグラム関数は、確率的な状態量のランダム性と空間的な相関構造の両者を表わすもので、次の式で定義される。

$$\gamma(d) = \frac{1}{2} E \left[\{Z(x) - Z(x+d)\}^2 \right] \\ = \frac{1}{2N(dij)} \sum_{i,j}^{N(dij)} (Z_i - Z_j)^2 \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $Z(x)$ は地点 x における状態量（ここでは累積降雨量）で、バリオグラム (variogram) $\gamma(d)$ は、距離 d はなれた2地点 i, j ($N(dij)$ 組) における降雨量 Z_i と Z_j の差の集合平均 (の1/2) を表わしている。

31箇所の累積降雨量のデータから求めたバリオグラムの例を図-2にプロットした。図中の棒グラフは式(1)の計算を行なったデータ組数 N を表しており、プロットの信頼性の大きさを表わしている。今回のデータでは、 $d = 25$ km以遠では棒グラフが急速に短くなることから、 $d = 0 \sim 25$ kmのプロットに注目することとして、バリオグラムの変化を近似直線： $\gamma(d) = a \times d$ (a : 定数) で表現した。バリオグラムは、解析を行なう9月11日3時から12日24時まで1

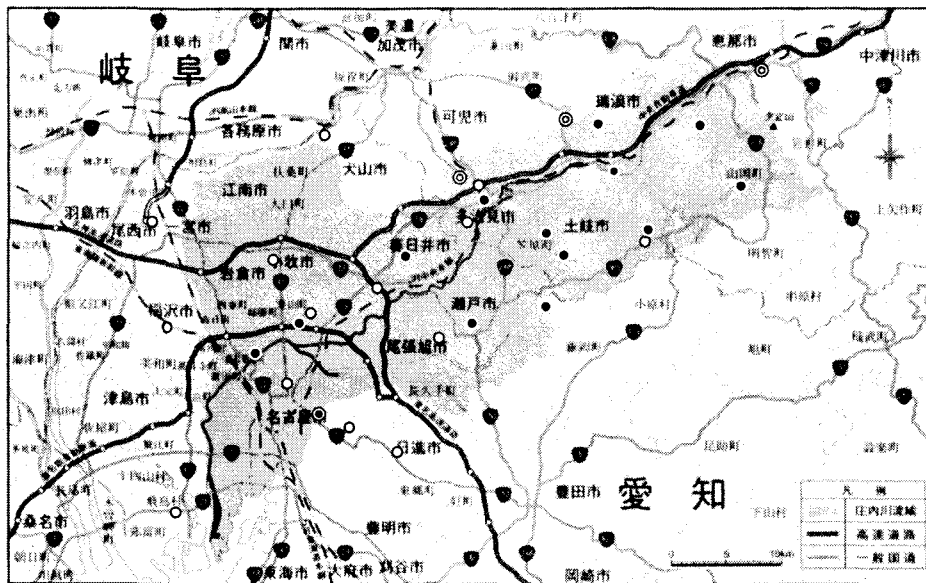


図-1 庄内川流域における降雨観測地点の分布 ◎：アメダス、●：建設省、○：県

時間ごとに求めたが、図-2には、このうち11日20時、11日24時、12日4時という3時刻のものを示した。この図から、降雨の累積値が時間とともに増加するにつれて、バリオグラムの傾きが大きくなっていく様子が分かる。これは累積降雨の空間分布のランダム性が次第に激しくなったことを意味しており、強雨域が場所的に停滞していたことが伺われる。

(3) 累積降雨量の期待値分布とその推定誤差

庄内川流域全体を1.5 km間隔の格子網で覆い、476の格子点における1時間ごとの累積降雨量の推定を行なった。得られた累積降雨量のクリギング推定値のうち、9月11日24時と12日4時の分布を図-3-1と図-4-1に、各地点の推定値の不確定性を表すクリギング偏差の分布を図-3-2と図-4-2に示した。まず、推定誤差の分布を見ると、観測点が近くにある格子点では誤差は小さくなっているが、どの観測点からも遠い格子点では大きな推定誤差が生じている。とくに流域の北西および南西部には観測地点が少ないため、この地域の推定値は大きな誤差を含んでいることになる。今後、推定精

度を向上させるためには、流域内だけでなく周辺地域にも観測地点を追加し、より多くのデータからバリオグラムを推定する必要がある。また、転倒マス雨量計には豪雨時に転倒回数の増加に伴って雨量を過小評価する傾向³⁾があり、観測データそのものに不確定性が含まれることにも留意すべきである。

(4) 豪雨の時空間分布と庄内川本川の流量変化

さて、図-3、図-4の上図に示した累積降雨量の分布によると、降雨量はどちらの時刻においても上流域よりも下流域で大きい。とくに今回の豪雨の総降雨量を示す図-4-1を見ると、名古屋から小牧・春日井といった下流平野域で400~500mm以上と多く、土岐・山岡・瑞浪といった上流山地域で300mm前後となっている。すなわち今回の豪雨では、降雨量は庄内川流域に一様に降ったのではなく、下流域により多くの雨が降るといふ分布の偏りが認められる。一般的に言って、降雨は山地域の方が平野域よりも多く降ることが多いが、今回は平野域に集中的に降ったことが大きな特徴といえる。

こうした降雨分布の下流域への偏りが庄内川の洪水流量にどのような影響をもたらしたかを見るために、庄内川本川の上流から下流に至る5地点における流量ハイドログラフを図-5に示した。これによると、最も上流の瑞浪地点のハイドログラフは頂部が平坦な台形状を示すのに対し、下流の地点ほど単一のピークが明確な形へと変化している。一般に、洪水は上流から河道を流下するにしたがって流量は増加するものの、その波形はピークが低減し緩やかな形に変化すると考えられるが、図-5はそれとは逆の変形となっている。これは強い降雨の範囲が下流の平野域に偏ったため、本川への流入量が下流域で多く、しかも短時間に集中したことによって、洪水波形が下流ほど鋭いものに変化したと考えられる。

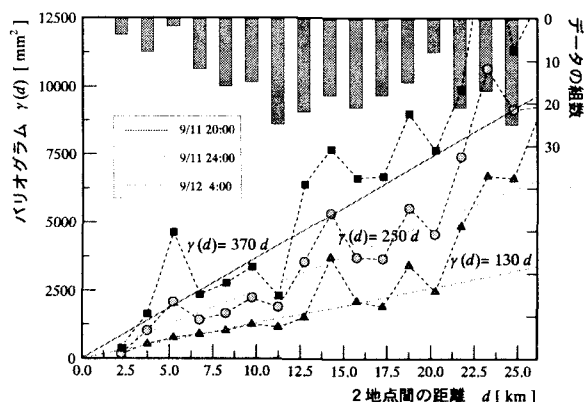


図-2 累積降雨量のバリオグラム

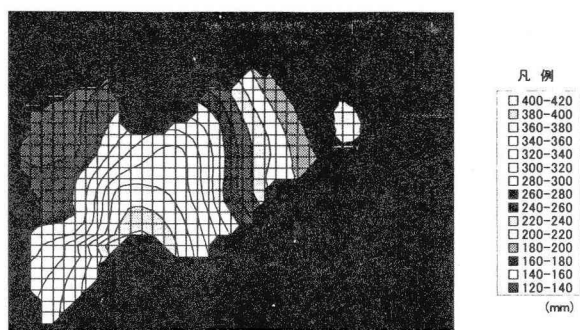


図-3-1 累積降雨のクリギング推定値の分布
(9月11日 24時)

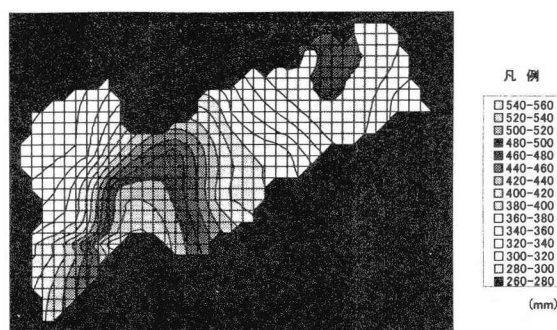


図-4-1 累積降雨のクリギング推定値の分布
(9月12日 24時)

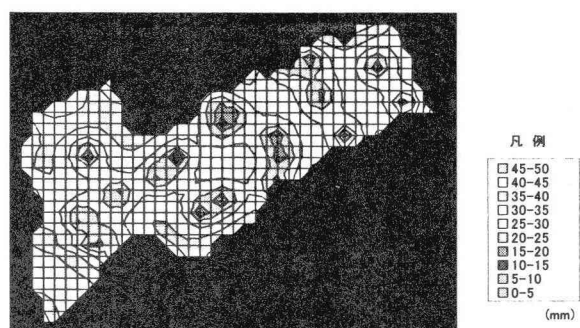


図-3-2 累積降雨の推定誤差の分布
(9月11日 24時)

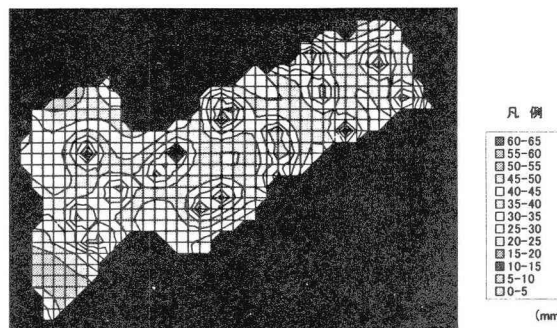


図-4-2 累積降雨の推定誤差の分布
(9月12日 24時)

3. 庄内川沿川における流域貯留量の変化

庄内川中下流には図-6に示すような多くの支川流域とポンプ排水区が流入している。ここでは、各流域内の推定された降雨時系列ならびに支川流出量と実績ポンプ排水量をもとに、沿川流域とポンプ排水区における流域貯留量の時間変化を推定した。

それぞれの支川流域とポンプ排水区における貯留量に関する連続式は、つぎのように表わされる。

$$\begin{aligned} \frac{dS_b(t)}{dt} &= \int r_b(t) dA - Q_b(t) - \int w(t) dA \\ \frac{dS_p(t)}{dt} &= \int r_p(t) dA - Q_p(t) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (2)$$

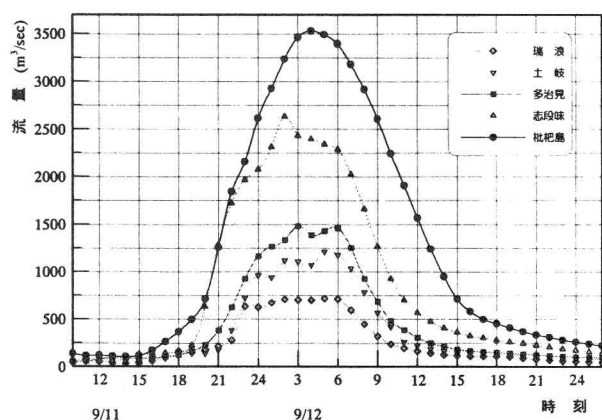


図-5 庄内川本川のハイドログラフ

ここに、 $S_b(t)$ 、 $S_p(t)$ はそれぞれ支川流域と排水区での貯留量、 A は流域または排水区の面積、 $r_b(t)$ 、 $r_p(t)$ は降雨強度であり、1.で求めた各メッシュの降雨推定値を用いて評価できる。 $Q_b(t)$ は支川流域から本川への流入量であり、今回は流域末端近くの実績水位データから $H-Q$ 曲線によって推定した。 $Q_p(t)$ は排水区から本川へのポンプ排水量である。 $w(t)$ は地中への浸透などによる損失強度で、降雨初期を除いて無視してよい。上式の計算により、各支川流域と排水区において雨水貯留量がどのように時間的に変化したかを知ることができる。以下では、志段味地点から下流の沿川地域を対象とすることにした。

(1) ポンプ排水区

志段味から下流の庄内川と矢田川には図-6に示す18ヶ所のポンプ排水機場がある。ここでは、これらを4つの排水区：① 庄内川枇杷島地点の下流域、② 同 上流域、③ 矢田川瀬古地点の下流域、④ 同 上流域に分け、降雨量に対する排水量の効果を評価した。図-7は排水区①②について、各区域内の累積降雨量、実績排水量データに基づく累積排水高、そして両者の差を「内水貯留高」として、それぞれの時間変化を示したものである。ただし、ここでいう内水貯留高は排水区内に湛水した水深だけではなく、地表面を流去して区域外に出たものも含む。

図-7を見ると、排水区①②ともに9月11日19時前後と12日未明にとりわけ強く降った時間帯があり、貯留高にも一時的なピークが認められる。しかし、累積降雨に対応してポンプ排水量が増強され、12日

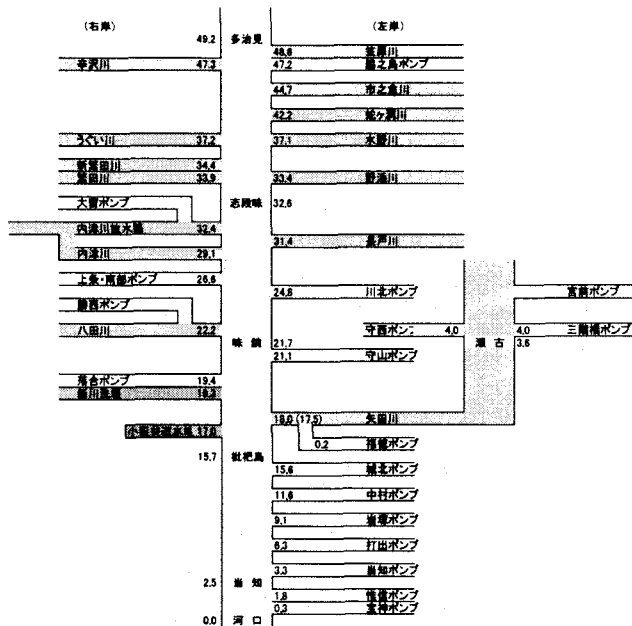


図-6 庄内川中下流部における支川とポンプ排水区
(数字は河口からの距離 単位 km)

午後には数十mmの貯留高にまで排水が進んだことが分かる。排水区②のポンプ所の幾つかには排水規制が掛かっていたが、図から見る限りでは良好な排水状況であったといえる。庄内川に隣接した新川流域では、破堤の影響のない地域でも市街地に激しい湛水が生じたことを考えると、排水区の置かれた地理的条件が内水災害の有無を支配したと推察される。

(2) 支川流域

志段味下流の庄内川の支川である内津川とその放水路、八田川、矢田川について、各流域における降雨量と流出量・流域貯留量との係わりを見ておこう。

まず、流量データについてまとめておく。八田川と矢田川については、直轄管理区間である流域下流地点（春日井、瀬古）において水位記録に基づき流量が推定されている。しかしながら、県管理の内津川については放水路に分岐する直上の観測地点（松本）で水位記録がとられているのみである。そこで、観測地点の河道断面図と浮子による3回の洪水流量観測をもとに $H-Q$ 曲線を評価し、流量を推定した。

図-8は内津川・八田川・矢田川における流域内の累積降雨量（メッシュ推定値の平均値）と流出高の累積値および両者の差である「流域貯留高」の時間的変化を描いたものである。内津川や八田川の流出高は雨の降り方の強弱に応答して上昇しており、人為的な操作によって一様に増加していたポンプ排水高との違いが認められる。

流域貯留高についてみると、内津川は上流域に自然丘陵地が広がるためか、降雨終了後も雨水がある程度残存している。一方、その下流に位置する八田川では、市街地が流域の大部分を占めるためか、降雨量にほぼ等しい流出が生じ、流域貯留量もゼロに

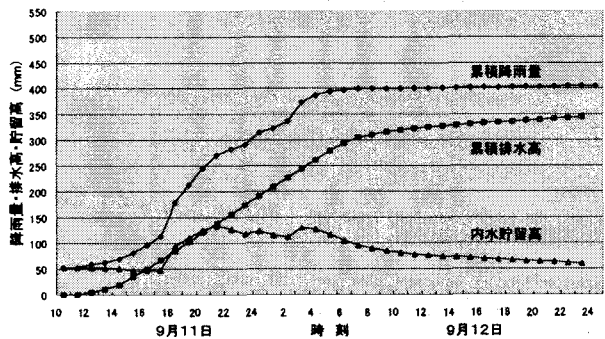


図-7-1 排水区①における内水貯留高の時間変化
(庄内川下流域、左岸7箇所、流域面積 33.69km²)

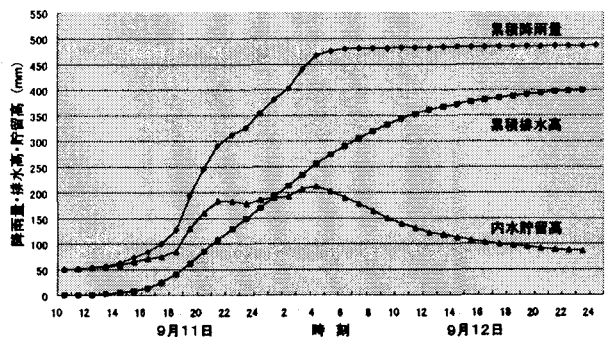


図-7-2 排水区②における内水貯留高の時間変化
(庄内川中流域、右岸6箇所・左岸1箇所、流域面積 9.12km²)

漸近している。矢田川は庄内川の最大の支川で、上流には瀬戸市の“海上の森”などの自然丘陵地、下流は名古屋市の市街地がある。図のように貯留高の変化は内津川以上に緩慢で、今回の豪雨においても流域内に多くの雨水が保水されたことが伺われる。

4. 庄内川本川における洪水の形成・流下過程

志段味より下流の庄内川河道には、上記3支川の流入と15箇所のポンプ排水、洗堰による新川への分流、小田井遊水地での貯留が係わっている。これらにより、本川河道の洪水流量がどのように形成され流下したかを、洪水追跡によって評価した。洪水の追跡法には水理学的手法と水文学的手法があり、庄内川において前者の手法の適用性を検討した研究があるが⁴⁾、観測値との整合性は必ずしも十分でない。そこで、庄内川の下流域には河床勾配の緩い低平地も存在するが、ここでは簡便な水文学的手法である河道の貯留関数法⁵⁾を近似的に用いることにした。

まず、志段味地点から河口まで32kmの庄内川の河道を2kmごと16の区間に分割する。上流端で志段味での実績ハイドログラフを与え、順次、各区間に貯留関数法を適用して洪水の流下過程を追跡する。支川や排水区からの流入水は、それぞれ最も近い河道分割点において本川に流入するものとする。解析はつぎの基礎方程式をNewton法によって計算した。

$$\frac{dS(t)}{dt} = Q_{in}(t) - Q_{out}(t), \quad S(t) = KQ(t)^p \quad \dots (3)$$

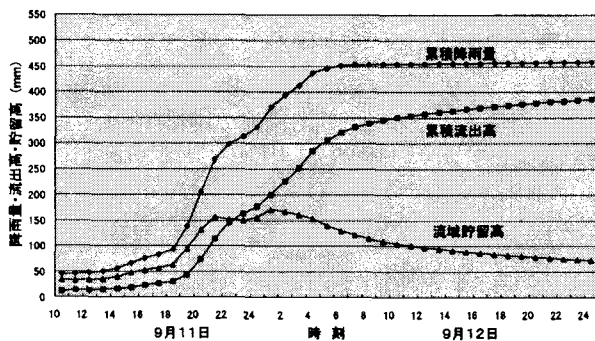


図-8-1 内津川流域における流域貯留高の時間変化
(松本地点, 流域面積 21.8km²)

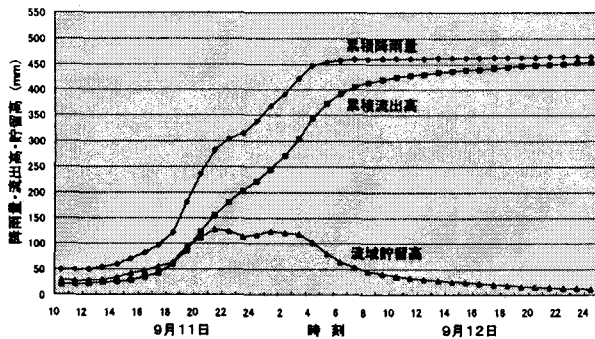


図-8-2 八田川流域における流域貯留高の時間変化
(春日井地点, 流域面積 17.3km²)

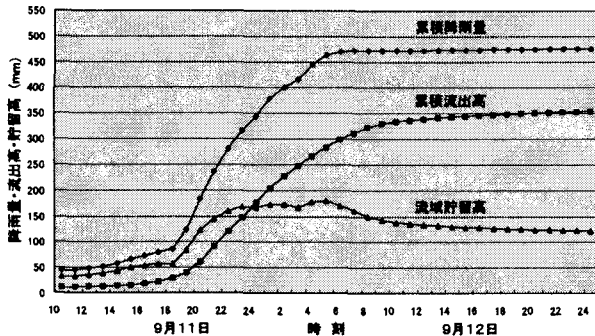


図-8-3 矢田川流域における流域貯留高の時間変化
(瀬古地点, 流域面積 121.0km²)

ここに、 $S(t)$ は分割された河道区間での貯留量であり、 $Q_{in}(t)$ 、 $Q_{out}(t)$ はそれぞれ区間の上端での流入量と下端での流出量である。また、貯留関数の定数は河道区間について Manning則を考えることにより、

$$K = \left(\frac{n}{\sqrt{I}} \right)^{0.6} B^{0.4} L, \quad p = 0.6 \quad \dots\dots\dots (4)$$

と表現される。ここに、 n ：Manningの粗度係数、 I ：河床勾配、 B ：河道幅、 L ：各河道区間長＝2000mである。これら定数の値は各区間の河道形状によって変化するが、今回は区間ごとに細かく定めることはせず、河口より32～18kmの上流域で $K=25000$ 、18～0 kmの下流域で $K=35000$ と設定した。なお、遅滞時間は各区間で数分～10分程度と考えられるが、ここでは河道区間が短いことからゼロとし、 K の値を大きく見積もることに対応した。

沿川の支川・排水区・新川洗堰からの流入流出量を以下のようにして求め、図-9に図示した。

- ・内津川：松本地点の流量を放水路と本流に2対1で分割し、放水路に大留ポンプの排水を加算した。
- ・八田川：春日井地点の流量に下流で合流する勝西ポンプの排水量を加算した。
- ・新川洗堰：洗堰近傍の本川水位に本間の完全越流公式⁹⁾を適用し、横越流の補正係数⁷⁾を乗じた。
- ・矢田川：瀬古地点の流量に下流で合流する福德ポンプの排水量を加算した。
- ・ポンプ排水区：上記以外の庄内川へのポンプ場(11箇所)について実績排水量を用いた。

図-9を見ると、どの支川流入量にも雨の降り方に対応して2回のピークがあるのに対して、新川洗堰の流出量は、20km地点での本川水位が一山の変化であったことに応じて一山の変化となっている。

河道追跡によって得られた庄内川の洪水流下状況を図-10に示した。図を見ると、上流端である志段味の流量はさらに上流域での集水によって最大値がすでに2600m³/secに達している。支川からの流入量は図-9に示したように、すぐ下流の30km地点で内津川放水路が最大200m³/sec程度、28km地点で内津川が約100m³/sec、26～24 kmの区間で数台のポンプが流入するが、本川流量の変化は大きくはない。しかし、22km地点で流入する八田川は200m³/sec規模と大きく、この付近だけ本川流量のピークが12日3時頃に3000m³/sec近くに達する様子が読み取れる。20km地点の直前では落合ポンプ所からの排水があるものの、洗堰を超えて新川への横流出が発生するため、流量がいったん減少する様子が認められる。

すぐ下流の18km地点では、最大の支川である矢田川が数百～1000m³/sec規模で合流し、庄内川本川の流量を一気に増加させている。しかし、図-9からも分かるように、矢田川の流量ピークは11日深夜であり、本川のピーク時刻とずれている。すなわち、本川のピーク時には矢田川は低下傾向にあったことが下流の流量増加を抑えるのに役立ったといえる。尚、この直下流に小田井遊水地があり、河道幅の拡大と同じ効果をもつことから、計算ではパラメータ K の値をこの区間から大きくすることで表現した。

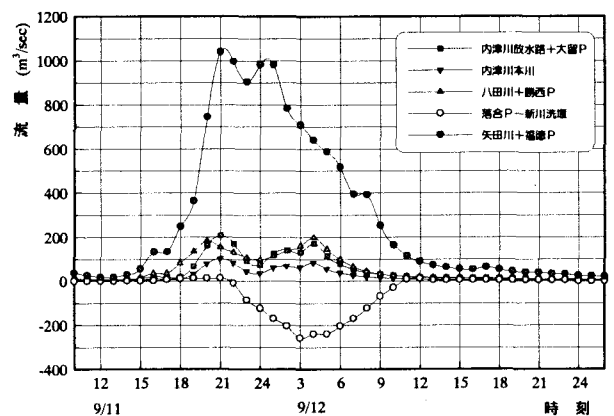


図-9 庄内川の支川流入量のハイドログラフ

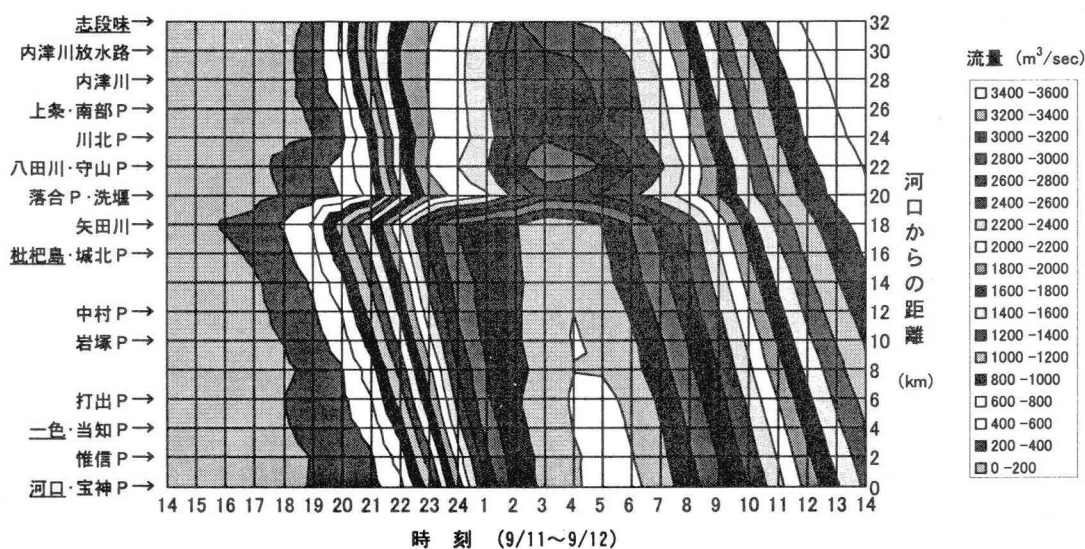


図-10 庄内川の洪水流下過程の試算

16km地点は基準点である枇杷島観測所に近く、計算結果は12日4時前後に最大流量を記録した事実と一致している。しかし、計算流量は3400m³/sec弱であり、公表されている観測値3500m³/secに達していないのは、上流の区間で残留域から本川への流入を十分考慮できていないためと考えられる。枇杷島のさらに下流では、定常的に60m³/sec弱を排水する打出ポンプ所のほか、10~30m³/sec規模の数箇所のポンプ所によって河道流量が漸増し、河口部では16km地点よりも130m³/sec程度の増加が認められる。なお、12日未明に右岸堤から溢水被害が発生した名古屋市中川区一色地区は4km地点に近く、図を見ると午前5時前後に最大流量を記録した計算となっている。これは実際の溢水期間とよく符合している。

5. まとめ

庄内川流域について豪雨の時空間分布を推定したところ、今回の降雨は上流域もさることながら、名古屋市に近い下流域において集中的に降るという特徴があった。下流域は高度に都市化した平坦地であり、強雨域が下流に集中したことが市街地での激しい浸水災害が生じるに至った原因である。また、降雨分布の下流域への偏りは、庄内川本川のハイドログラフを下流部でより先鋭化させた要因でもある。

庄内川下流の支川流域とポンプ排水区を対象に、流域貯留量の時間変化を推定した。その結果、ポンプ排水区では比較的速やかに排水されて貯留量が減少しており、新川流域に見られたような大きな湛水が継続したところはなかった。支川流域については、八田川のように降雨のほとんどが本川に流出した流域もあるが、降雨のうち一定量が流域に残留した流域も見られた。こうした流域ごとの相違は流域の地形や土地利用の状況に起因するものと推察される。

さらに、支川流域・排水区からの流入と洗堰からの分流によって庄内川の洪水流量がどのように形成され流下したかを、洪水追跡を行なって各地点の流

量変化図として表わした。それによると、本川の流量が支川や洗堰の存在によりステップ的に変化する様子が認められ、支川やポンプ排水が本川の洪水形成に及ぼす影響を視覚的に読み取ることができた。

今回は庄内川の下流区間を対象としたが、上流の岐阜県など山地地域における雨水貯留によって下流でのピーク流量が抑えられた可能性もある。将来、上流域や支川流域の都市化がいつそう進み、河道改修によって支川からの流入量がさらに増えることが考えられるほか、最近、名古屋市が雨水の排水基準を時間60mm対応に上げたように、排水機場の増強などによって本川の安全が脅かされる恐れもある。今後、総合治水に向けての流域対策を再検討し、ポンプ排水のあり方についても議論を深めるためには、沿川流域での雨水貯留量と本川の洪水流量との係わりをさらに詳しく検討する必要がある。

謝辞：本調査研究の実施にあたり、国土交通省中部地方整備局ならびに愛知県建設部河川課、河川情報センターの関係諸機関に貴重な観測記録や調査資料を提供頂いた。ここに記して感謝申し上げます。

参考文献

- 1) Journel, A. G. and CH. J. Huijbregts : *Mining Geo-statistics*, Academic Press, London, 1978.
- 2) 高木不折：都市流出に係わる豪雨の時空間的広がりに関する研究，文部省科学研究費成果報告書，1988.
- 3) 高橋 博・木下武雄ほか：「豪雨・洪水防災」，白亜書房，1987.
- 4) 池上達夫・松林宇一郎・高木不折：洪水時における河川水位の実時間予測手法に関する研究，土木学会中部支部研究発表会講演概要集，pp.261-262，1995.
- 5) 岡本芳美：「技術水文学」，pp.253-267，日刊工業新聞社，1982.
- 6) 本間 仁・安芸皎一（編）：「物部水理学」，pp.232-239，岩波書店，1962.
- 7) 土木学会：「水理公式集」，pp.132-133，1999.

(2001. 4. 16 受付)