

徳島大学工学部 正員 ○尾島 勝
徳島大学大学院 学生員 兼島方昭

1 まえがき

吉野川は四国をほぼ東西に横断して流れる大川であり、その固有数の河状係数の大きな河川として有名である。徳島県北部地域は、この吉野川の河口沖積平野の大部分を占め、社会生活の中心地域として発展してきた。ところで、河状係数の大きな吉野川の表流水の利用率は低く、社会生活に不可欠である水の取得のために、古くから地下水に利用されており、そのために地下水に関する研究もかなり行なわれて^{1),2)}いる。おおよそは、地下水の変動特性の解析と地下水流向ならびに地下水流動量の推定を水理・水文資料にもとづいて行なうことを目指している。ここでは、対象を吉野川下流域の川筋近傍の浅層地下水に限り、その変動特性を降水、河川水、潮汐、人工揚水などの影響との関連において把握しようと試みたものである。

2 対象地域の地形・地質条件と水文資料

対象地域は図-1に示したとおり、吉野川河口から14.5 kmの才十堰から25.5 km地点の中央橋上流部間の吉野川下流域であり、右岸、左岸側ともに河道よりほぼ4 km背後に山地をむかえた平地部である。

図に見るとおり、右岸側は山麓までほぼ平坦な地形であるのに対し、左岸側は山麓まで $1/100 \sim 1/300$ の地形勾配をもっている。また吉野川河道の平均河床勾配はこの区間では $1/200$ であり、さらに才十堰より下流は $1/600$ の緩い勾配である。

吉野川沿いの地質構成は上層から順次、砂礫層、粘土層、礫層、粘土層、礫層の5層にわけられ、最上部の滞水層である砂礫層の厚さは約15 m、つぎの滞水層である礫層は層厚約30 mで海に開いており、緩急状態にあるが、良質な豊富な地下水水源であり、通常30 m礫層と呼ばれている。河口部より対象地域までの吉野川沿いの地質断面の概略を示せば、図-2のようである。

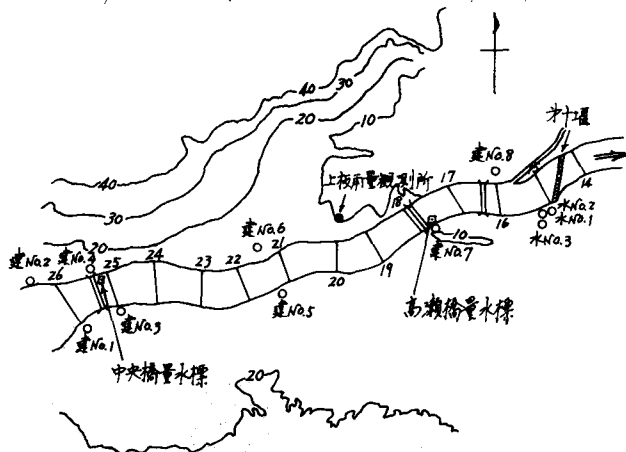


図-1 対象域と観測地点の概要

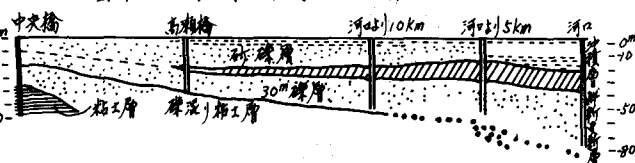


図-2 地質断面図

解析に用いた資料は図-1中にその位置を示している観測点 No. 1 ~ 観測点 No. 8 (建設省徳島工事事務所地下水観測井) と水 No. 1 ~ 水 No. 3 (徳島市水道局地下水観測井) における地下水位記録、中央橋、高瀬橋、沖洲(河口より2 km地点)における河川水位記録および若津(河口より40 km地点)における降水量記録であり、解析期間は昭和43年9月~44年9月である。

3 地下水の変動に関する考察

地下水流動の解析は究極的には流動方向と流動量の決定にある。そのためには、非定常性が強い浅層地下水においてはその変動特性の把握が十分なされていることが必要である。このような地下水の変動に大きく影響する因子として降水、河川水、地形・地質条件、人工揚水などがあげられる。これらの因子の影響度は、時間スケールの大小によっても異なることは明らかである。したがって、長期間変動と短期間変動のそれぞれに対して考察する。

3-1 長期間変動

図-1に示した水No.1, 建No.7, 建No.8における地下水位と上板の降雨量を日単位で示したのが図-3である。紙面の都合上、昭和43年10月から昭和44年7月初旬までしか示していない。また、図-4には村下川を行なった30m深層における井水位の経年変化を示した。これらと比較すれば吉野川下流域における地下水の長期間変動特性は十分理解できる。すなわち、地下水の長期間変動は不灌圧、灌圧を問わずかん養源である降雨量と関係することは明らかである。図-3に示した各観測井の水位変動幅と年間降雨量との関係は表-1のようであり、年間降雨量が多い年は水位変動幅も大きいといえる。

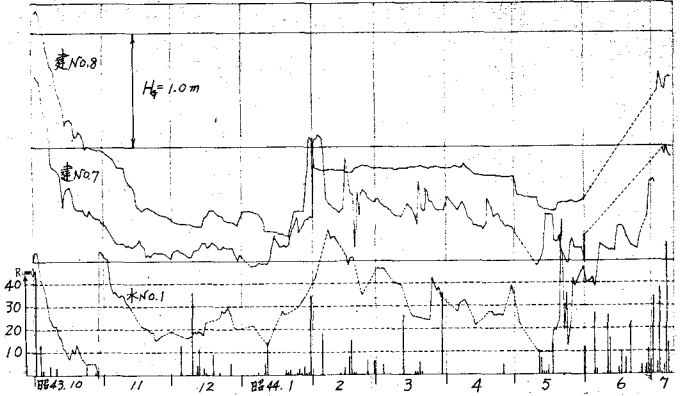


図-3 地下水位経年変化

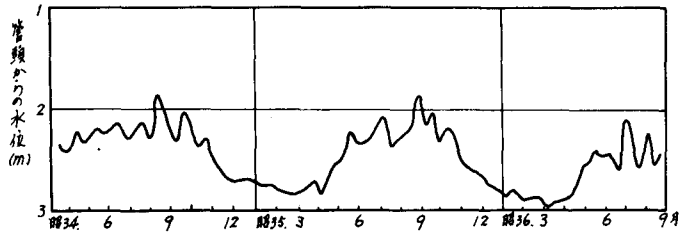


図-4 30m深層の地下水位の経年変化

表-1

	昭43年	44年	45年
年降水量 (mm)	1459	913	1843
水No.1 (m)	2.50	1.80	-
建No.7	-	2.90	-
建No.8	-	1.90	2.10

地下水位、河川水位、降雨量の長期間変動の相関性を考察するため、これらの諸量の月単位変動を示したのが図-5であり、旬単位の変動を示したのが図-6である。

これらの図より得られた結果をまとめればつぎのようである。

1) 降雨による河川水位上昇の生起時間の遅れは2日以内であるが、降雨による地下水位上昇の生起時間の遅れは10~20日程度と推定される。しかしながら、図-1からわかるように各観測井は川筋にきわめて近く、河川水位の変動による影響を強く受けていると考えられるため降水と地下水の間の時間遅れをこれらの図からは算出しにくい。

図-5あるいは図-6に示した中央橋と高瀬橋地点における河川水位の変化波形状はよく一致している。このことは、一出水の波形状流下はただだか1~2日であるから、10日間あるいは1ヶ月間の平均水位で

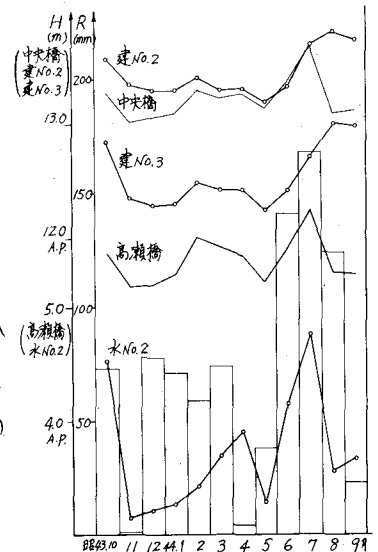


図-5 月単位変動

表わした波形においてはこのような短時間スケールの変動は平滑化されるであろうし、流水断面が極端に異なっていないことを示すものであろうといえる。ここに示された地下水位の変動波形は2つに分けられる。すなわち、建No.1、建No.7、建No.8および水No.1と水No.2である。

したがって、滞水層定数あるいは地形境界条件に大きな差があることを推定される。そこで、水No.1と水No.2の観測資料からTheisの式解法を応用し、手算により滞水層定数を算出し、その結果は、水No.1、水No.2に対してそれぞれ、 $T/S = 0.102 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{hour}$ 、 $0.312 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{hour}$ であってあまり差異はないといえる。一方、地形境界条件について詳細に検討した結果、水No.2のすぐ近傍に本川と連絡した用水があることがわかった。したがって、水No.2の地下水の底層は河川水位の変動に強く現われていると考え方が妥当であろう。一方、他の観測井における変動の減衰性が小さいことは降水によるかん養が現われていることを示すもので、とくに、昭和44年7月～44年9月の期間における建No.1、建No.7、建No.8においてその傾向が顕著に分けられる。

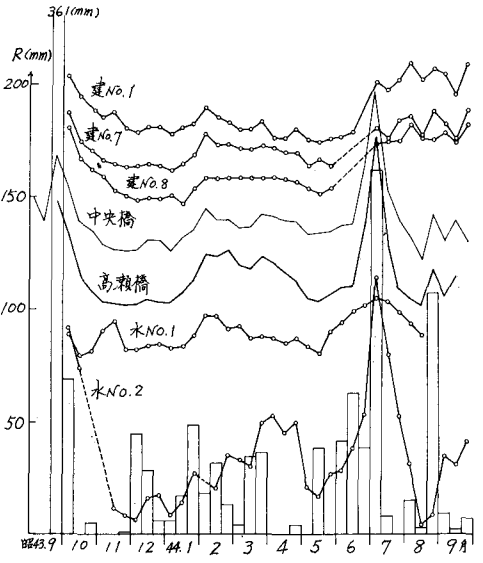


図-6 単位変動

3-2 短期間変動

短期変動要因としては、長期変動要因として考察した降水、河川水の他に潮汐ならびに人工揚水などが考えられる。

1) 才十津水場近傍の地下水位の日変動

才十津水場（徳島市水道局）は河口より14.5 Kmの才十堰設置地点の右岸側にあり、主として河川状流水をその水源としており平均日揚水量は3万 $\text{m}^3/\text{日}$ である。また堰下流部は1/600の勾配で緩い縦断を呈し、いわゆる感潮区域はこの地点まで及んでいるといわれている。そこでまず、潮汐と才十津水場での揚水の影響について考察した。

水No.1、水No.2、水No.3の自記記録より、無降用期間における地下水位の変動と沖洲における水位記録および才十津水場の揚水量を2時間単位で示したのが図-7である。

この図から明らかのように、地下水位の変動は揚水量の増減と同様の周期性を示しており、1日2周期性的な潮汐の変動との顕著な相関性は現れていない。したがって、潮汐による地下水位の変動は無視してよからう。すなわち、水No.1の水位変動約20 cm、水No.2の水位変動約10 cmは、揚水による直接的な影響とみらるべきである。また、この図には示さなかったが水No.3の水位変動はわずかである。

2) 対象域の無降用時における地下水位、河川水位の変動

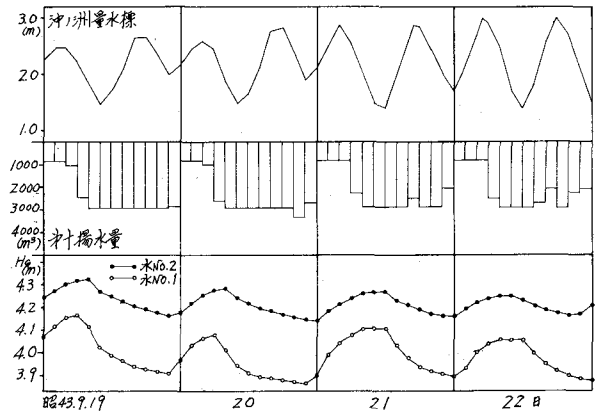


図-7 地下水の日変動

対象域への直接降雨は無いが他地域への降雨によって河川水位が変動するような期間を選定し、河川水位の変動のみによる地下水位の応答を調べた。その一例を図-8に示した。水位は2時間毎に読み取ったものであり、これらの水位変動には1日/周期の変動がみられるが、これは1日を考慮した揚水による影響である。これを考慮して図に破線で示した水位の下限をつらねた線より河川水位上昇高(HR)と地下水位上昇高(Hg)の関係を示したのが図-9である。图中、○印が水No.2に対するものであり、他の他の観測井における解析結果をも含めて示した。右にわち、無降雨時におけるHgとHRとの間の関係は、ほぼ一義的かつ次のようになる。

$$H_g = 0.55 H_R \quad (\text{単位: m}) \quad (1)$$

Ⅲ) 対象域の降雨時における地下水位、河川水位の変動

降雨量R(mm)と河川水位上昇高HR(m)の関係を図-10に示した。

图中のA, B, Cの3点を除けばRとHRとの間にはつぎの関係が見出される。

$$H_R = 0.05 (R - 10) \quad , \quad R \geq 10 \quad (2)$$

右にわち、10mm以下の降雨量では河川水位に影響しない。また、降雨と次の降雨による河川水位波形のピークまでの時間を時間遅れとして図-10の資料をまとめれば図-11のようである。右にわち、時間遅れは20時間以内であり、当然のことながら降雨量が多いほど時間遅れは小さくなる。

降雨時における水No.2の地下水位上昇高と高瀬橋の河川水位上昇高を同じと同様にし計算すれば図-12のようになる。图中には式(1)で示すような直線も示してあるが、降雨時の結果は必ずしもこの直線を示すものよりも高く、その差が直接降雨による地下水位の増量と考えられよう。また降雨量が多くなるほど直接降雨による地下水位上昇量は小さくなる傾向があるが、これは図-11で考察したように降雨から河川への流出期間が短くなるため、地下水位の応答が河川水位に支配されることを示すものである。

4. おわりに

浅層地下水の挙動が河川水の変動に強く支配されるならば、地下水および河川水の資料のみから地下水流向、流量の推定が可能になる。したがって、まず第一に挙動特性の把握を行ない、影響因子の影響度を分析した。これらの結果にもとづき流出解析を行なうが、それについては後述時に述べる。

参考文献 1) 三浦謙次郎: 徳島県名瀬川下流平野の地質と地下水, 地質調査年報 48巻, 1975.
2) 三浦謙次郎: 徳島県名瀬川下流平野の地下水利用と地質調査報告書, 昭和三十九年。

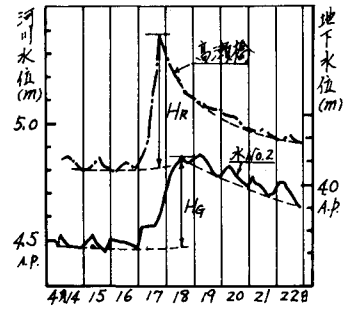


図-8

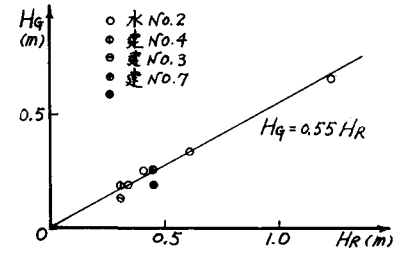


図-9 地下水位と河川水位の関係

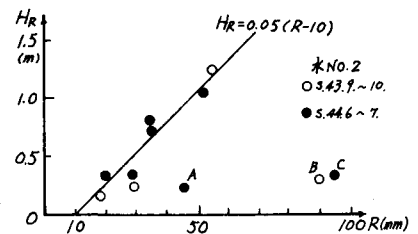


図-10 河川水位と降雨量の関係

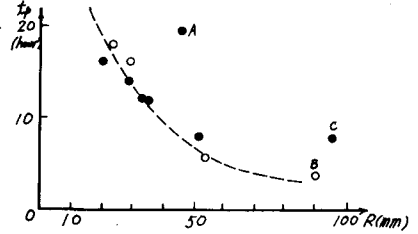


図-11 時間遅れ

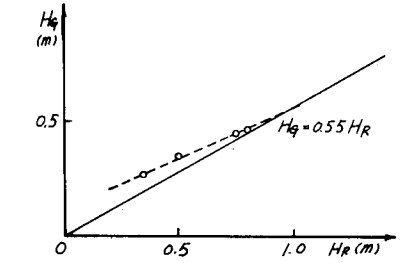


図-12 地下水位と河川水位の関係