

現地海岸における前浜地下水位の変動特性

柳 嶋 慎 一*・加 藤 一 正**・福 田 眞 人***

1. はじめに

荒天時に前浜に遡上した海水が砂の中に浸透し、その後再び砂面から浸出するレベルをウェルポイントにより強制的に下げる方法やあるいは砂中に排水層を設け自然に下げる方法により、前浜の侵食を減少あるいは堆積を促進できることが現地調査(Chappell ら, 1979; 柳嶋ら, 1991; Vesterby, 1991; Davis ら, 1992) および模型実験(片山ら, 1992) によって確認されている。

この新しい工法の実用化に向け、効率的に前浜の地下水位を制御するためには、自然海岸における地下水位の変動特性を把握しておく必要がある。しかし、現地海岸における地下水位の変動の実態は、ほとんどわかっていない。本研究は現地海岸において調査を実施し、得られたデータを基に、地下水位の変動とその外的要因の関係について検討したものである。

2. 波崎海洋研究施設における現地調査

現地調査は、1990年1月から1992年12月の約3年間、鹿島港と銚子のほぼ中間の砂浜海岸にある波崎海洋研究施設(図-1, 以後 HOLF と呼ぶ) で実施した。

調査の内容は以下の通りである。

a) 前浜断面および棧橋に沿う海底断面を休日を除く1

日1回、岸沖方向5m間隔で測量した。なお、解析では年末年始以外の休日データは、前後の測定データから内挿補間して推定した。

b) 汀線付近の水位・波形は、22m地点の棧橋上(図-2)に取り付けた空中発射式超音波波高計(U.S.W.)を用いて、毎正時をはさむ約20分間測定した。水位は観測データを平均して求めた。また、入射波の波高 H_s と長周期波の波高 H_L はスペクトル解析を行い、その結果得られた周波数スペクトルを用いて、それぞれ次式によって求めた。

$$H_s = a \cdot \left[\int_{f_c}^{\infty} S(f) df \right]^{1/2} \dots\dots\dots (1)$$

$$H_L = a \cdot \left[\int_0^{f_c} S(f) df \right]^{1/2} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 f は周波数、 f_c は0.033 Hz (=30 s) であり、係数 a の値は、4.0とした。なお、干潮時には22m地点の海底面が干出する場合があるので、実水深が0.5mよりも浅い時には80m地点の波高計のデータを用いた。

c) 地下水位は、図-2に示す測点-115m、-65m、-25mに内径12.5cmの塩ビパイプを打ち込み、パイプ内に設置した水位計(G.W.)によって毎正時をはさむ20分間の平均水位を観測した。

d) 観測期間中の沖波は、鹿島港に設置した超音波式波高計(U.S.W.)、図-1)によって、偶数正時をはさむ20分間測定し、有義波高・周期を計算した。なお、解析では奇数時の値は前後の偶数時のデータを用い、内挿補間した。

e) 雨量は、鹿島港および銚子气象台で1時間ごとに観測された値を平均して推定した。

なお、ウェルポイント工法による強制的な地下水位の

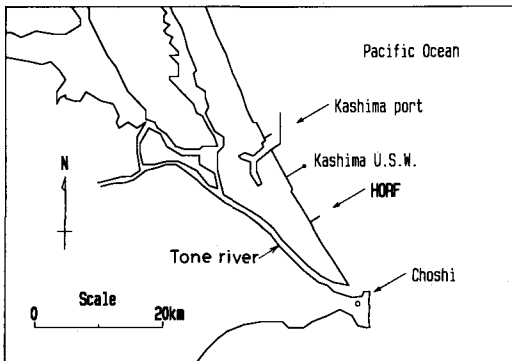


図-1 調査地点 (HOLF)

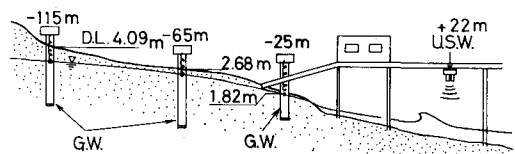


図-2 計測器の配置

* 正会員 運輸省港湾技術研究所水工部漂砂研究室
 ** 正会員 工博 運輸省港湾技術研究所水工部漂砂研究室長
 *** 運輸省港湾技術研究所水工部漂砂研究室

低下調査期間(1990年9月13日～11月13日;柳嶋ら, 1991)のデータは外した。

3. 地下水位変動の概要

図-3は, 調査期間中の地下水位計設置地点の地盤高の頻度分布と地下水位の頻度分布を示している。なお図中には平均断面形状も併せて示している。また, 地下水位頻度分布の横に示した矢印は地下水位の平均値を示している。

測点-25mの地盤高は, 0.1m～2.5mの広い範囲に分布している。これは, 穏やかな時にバームが形成され, 荒天時に侵食されるためである。頻度の多いのは, 1.5mから2.1mである。測点-65mは, バーム侵食時のほぼ陸側端に位置するため地形変化は少なくなり, 地盤高は2.5mから2.8mに分布している。測点-115mは, ほとんど地盤高が変化せず, 4.0mから4.1mに集中している。

一方, 地下水位は, 測点-25mでは, 地下水位頻度のモードが1.5m～1.7mにあり, モードよりも低いランクの頻度が緩やかに減少するのに対し, モードより高いランクの頻度は急激に少なくなる。測点-65mは, 1.7m～1.8mにモードがあり, モードよりも低いランクの頻度は急激に減少し, 高いランクは緩やかに減少している。測点-115mは, 2.0m～2.1mにモードがあり, 測点-65m同様モードより低いランクの頻度は急激に減少し, 高いランクは緩やかに減少している。測点-25mにおいて, モードよりも高いランクが急激に減少しているのは, 地下水位と地盤高の差が小さいため地下水位が飽和状態に達するためと考えられる。また, 測点-65m, -115mにおいてモードよりも低いランクで急激に減少するのは, 背後にある利根川(図-1参照)からの影響のため地下水位が下がらないためと考えられる。

4. 地下水位の変化と外力の関係

4.1 地下水位変動の実態

地下水位の変動の一例として, 1991年8月23日から10月4日までの変化について述べる。なお, 期間中の9月7日から9月9日にかけて(9月8日は休日のため欠測)バームが侵食されたのみで, その前後の期間中の地形変化は少なかった。

荒天時に長周期波の波高が大きいほど地下水位も上昇する(柳嶋ら, 1990)ことを考慮すると, ここでは, 地下水位を変化させる要因として, 遡上レベル R (加藤ら, 1989)が考えられる。すなわち,

$$R = (\bar{\eta})_0 + 0.96 \cdot (H_L)_0 + 0.31 \text{ (m)} \cdots \cdots (3)$$

である。ここで, $(\bar{\eta})_0$ は汀線における水位, $(H_L)_0$ は汀線における長周期波の波高である。さらにもう一つの要因

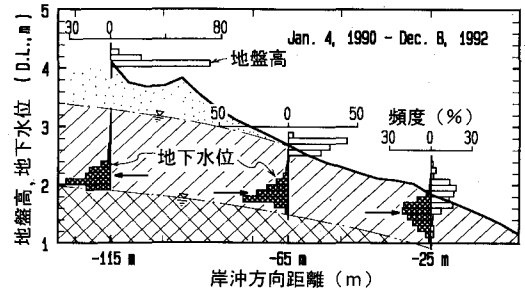


図-3 観測地点の地盤高および地下水位の出現頻度

として降雨が考えられる。

図-4上段は, 式(3)で計算した遡上レベル R の変化を示し, 中段は, 1日の雨量の変化を示している。下段は, 地下水位の時系列変化を示している。なお, 下段図中には-25m地点の地盤高(●印)も併せて示している。

遡上レベルは, ①8月25日, ②9月8日～10日, ③9月19日, ④10月1日に高くなっている。遡上レベルが最も高いのは, ②の時であり, D.L.+3.0mを越えている。④の時の遡上レベルは他の3回に比べ低い。また, 遡上レベルは, 潮位の変化に伴って半日あるいは, 1日周期で変動している。

降雨量は, 9月8日(②), 19日(③), 10月1日(④)にそれぞれ87.3mm, 149.5mm, 94.8mmあり, そのほかの日は20mm以下である。

地下水位は, いずれの地点でも遡上レベルが高い①の時に, そして遡上レベルが高く, 雨量も多い②, ③, ④の時に急激に上昇し, その後ゆっくり下降している。特に②, ③, ④の時の地下水位の上昇量は大きい。このような長い時間スケールの変動ともに測点-25m, -65m

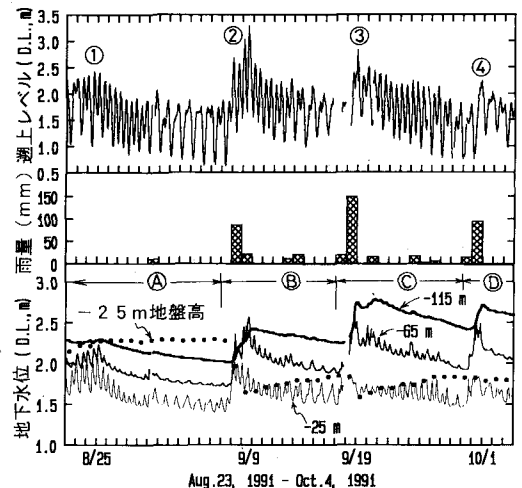


図-4 遡上レベル・雨量・地下水位の経時変化(1991年8月23日～10月4日)

では遡上レベルの周期的変化にともなう変動が現れ、特に測点-25 m で明瞭に現れている。

以上のことから、地下水位の上昇には、波の遡上レベルと降雨量が強く影響していることがわかる。

測点-25 m では、①、②の時の地下水位の上昇は急激で、地下水位も高くなっているけれど、③、④の時は、測点-65 m、-115 m の上昇に比べ低い。これは、9月7～9日の間にバームが侵食されたため測点-25 m の地盤高以上に地下水位が上昇しなくなったためである。その様子は、図-4中に示した測点-25 m の地盤高と地下水位のピークが9月10日以後はほぼ一致することからも分かる。

測点-65 m では、②の上昇の際には、測点-115 m よりも地下水位が上昇している。地下水位が上昇した②、③、④とも地下水位のピークレベルは地盤高よりも少し低い2.5 m程度で、これは地下水位が飽和状態に達したためと考えられる。

測点-115 m は、②の時よりも③のほうが地下水位が高い。また、地下水位が減少する過程では、直線的に地下水位は下がっている。

4.2 地下水位と遡上レベルの関係

次に、調査期間中に地下水位が上昇した62ケース(計383日)を抽出し、地下水位と遡上レベルの関係を調べることにした。1ケースのデータは、地下水位上昇前から減衰期までを含み、4～10日からなっている。式(3)によって計算した1日の遡上レベルのうちの最高値を R_{max} とし、1日のうちで地下水位の最も高いレベルを GW_{max} とした。

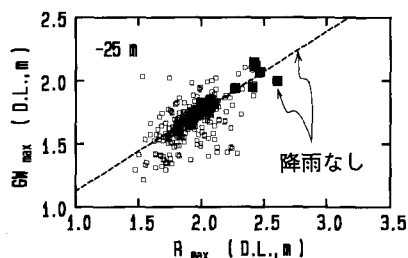


図-5 GW_{max} と R_{max} の関係 (-25 m)

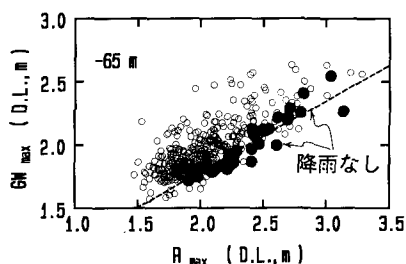


図-6 GW_{max} と R_{max} の関係 (-65 m)

図-5,6 は、それぞれ測点-25 m、-65 m の GW_{max} と R_{max} の関係を示している。測点-25 m は、ばらつきは大きいものの GW_{max} は R_{max} の増大にともなって高くなっている。

測点-65 m は、ばらつきはあるものの GW_{max} は R_{max} の増大にともなって高くなっている。

4.3 降雨の影響

測点-25 m、-65 m において同一遡上レベルに対する地下水位のばらつきの原因を見つけるために、地下水位上昇におよぼす降雨の寄与について検討した。

まず、降雨の影響のないケースを抽出し、 GW_{max} と R_{max} の関係を調べた。データ抽出の基準は、①測点-65 m の地下水位上昇前の最低地下水位が、平均地下水位以下であること、②降雨がないことである。

図-5の■印は降雨の影響がないと判断されたデータであり、測点-25 m における R_{max} と GW_{max} の間には、図中に破線で示す関係が認められた。この地点においては上記関係を示す破線のまわりに、地下水位が分布していることがわかる。言い換えれば測点-25 m においては、 GW_{max} に及ぼす降雨の影響は少ないと言える。

図-6の●印は、降雨の影響がないと判断されたデータであり、測点-65 m における GW_{max} と R_{max} の間に図中に破線で示す関係がある。つまり、地下水位のほぼ下限を示しており、ほとんどのデータは降雨がない場合の地下水位よりも高くなっている。

次に遡上レベルが低いときに降雨によって地下水位の上昇が見られたデータを抽出し、雨の影響を調べた。

図-7にその1例を示す。雨が降り始めるとともに測点-25 m、-65 m では、地下水位は上昇し、その上昇量も大きい。しかし、測点-115 m の上昇量は少ない。そこで、降雨による地下水位上昇量(ΔGW)と、その間の雨量との関係を調べ、その結果を図-8に示す。なお、測点-115 m は、地下水位がゆっくり上昇することから、数日間の地下水位の上昇量と、その間の降雨量について比較した。いずれの地点もばらつきはあるものの、地下水位上昇量は雨量の増加にともなって大きくなっている。測点-115 m は、例えば、100 mm の雨量で地下水位は約0.3 m 上昇している。砂の空隙率を考慮するとほぼ妥当な地下水位の上昇量である。一方、測点-65 m は、50 mm の雨量で約0.5 m 地下水位が上昇し、測点-25 m は、20 mm の雨量で約0.5 m 地下水位が上昇している。

前浜におけるこの大きな地下水位上昇の原因は、雨量が多いときでも、測点-115 m から海側へ地表面を雨水が流れていなかったことから、測点-65 m よりも陸側に降った雨が砂の中を流れてきたためと考えられる。そこで、砂浜を4地点掘削し、試料採取後粒度分析をおこなった。

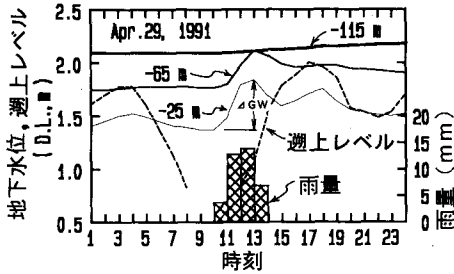


図-7 降雨による地下水位の上昇例

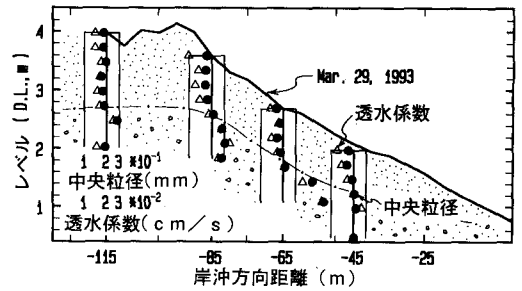


図-9 中央粒径と透水係数の鉛直分布

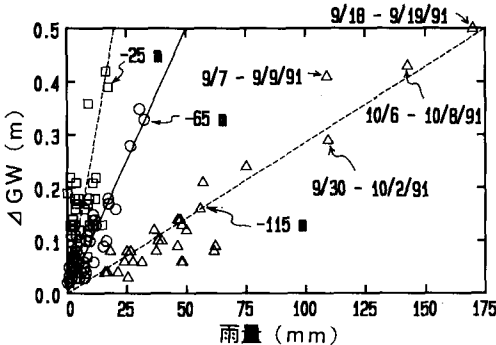


図-8 降雨による地下水位上昇量と雨量の関係

図-9 は、中央粒径および、Hazen の式(山口, 1980)で係数として平均値を用い

$$K=110 \cdot (D_{10})^2 \quad (4)$$

で評価した透水係数の鉛直分布を示している。

いずれの地点とも、表面から 0.8 m ~ 1.4 m までは粒径が細かく (0.16 ~ 0.18 mm)、それよりも深くなると粒径が大き (0.20 ~ 0.72 mm) なっている。つまり、表面付近に細砂層が、その下に粗砂層が存在していることがわかる。粗砂層の透水係数は、表面付近の 2 ~ 6 倍になっている。ただし、月に 1 回実施している海底面底質採取試料の分析の結果(加藤ら, 1990) から、上記粗砂層は海底面にはつながっていないと考えられる。これらのことから、陸側の砂浜に浸透した雨が、透水性の良い粗砂層を海に向かって流れるため、-115 m では地下水位の上昇が少ない。しかし、海側は排水能力以上に雨水が供給されるため大きな上昇になったものと考えられる。

図-7 においても一つ重要なことは波の遡上レベルが低い場合には、雨がやむとともに、地下水位が低下する事である。この地下水位の低下は、-25 m の方が -65 m よりも大きいこと、遡上レベルが低下する際の地下水位の低下スピードとほぼ同じことから、砂面表面からの自然排水と考えられる。

4.4 地下水位の履歴の影響

図-4 の地下水位の変化において、波の遡上の影響のほとんどない測点-115 m は、②、③、④の水位上昇前の

水位がそれぞれ異なっている。これは、地下水位が下がりきる前に降雨があったためである。それぞれの時期の水位上昇量は、図-8 に示すとおり雨量と比例するものの地下水位は、以前の地下水位の履歴が影響するため、シフトしている。

測点-65 m は、地下水位低下過程において測点-115 m によく対応して地下水位が低下している。

図-10 は、図-4 に示した期間について、測点-65 m の GW_{max} と R_{max} の関係を示している。これによると遡上レベルが高い時に地下水位は高い。ただし、その程度は、図-4 中に ④ ~ ⑩ で示す期間で異なり、後者の期間ほど同じ遡上レベルでも地下水位が高くなっている。

つまり、-65 m 地点においても、水位上昇前の地下水位の履歴が影響するため図-10 に示すように、同一遡上レベルで、地下水位が異なったものである。

4.5 地下水位上昇の時間遅れ

次に、遡上レベルがピークになる時刻と、-25 m、-65 m 地点の地下水位がピークになる時刻を比べると両者は必ずしも一致していない(図-7 参照)。そこで、降雨による影響がなく地下水位が上昇したケースについて、両者の時間のずれ (Δt) を調べ、図-11 にその結果を示す。測点-25 m は、時間のずれがないケースが 40 % を占めている。また、遡上レベルのピークよりも地下水位のピークのほうが早い場合があり、これは、長周期波の波高が急激に増大し、遡上レベルが高くなった場合によく、地下水位が早く飽和状態に達したためである。測点-65 m は、1 時間遅れる場合が最も多く、0 ~ 3 時間遅れる

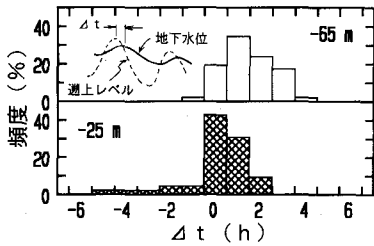


図-11 Δt の頻度分布

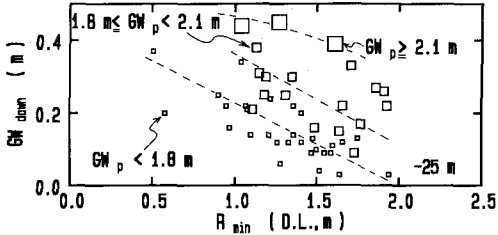


図-12 地下水位低下量と R_{min} の関係 (-25 m)

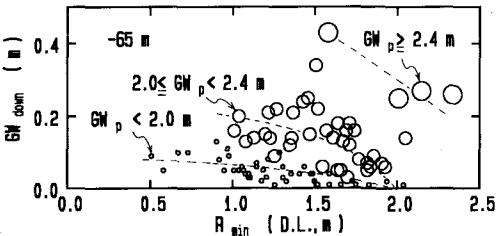


図-13 地下水位低下量と R_{min} の関係 (-65 m)

範囲にほとんど分布している。また、両地点とも遡上レベルが低く、バームが有る時ほど時間遅れは大きくなっていた。

4.6 地下水位低下量と遡上レベルの関係

さて次に、地下水位が周期的な変動を繰り返すなかで水位のピーク (GW_p) から次のピークまでの間の地下水位の低下量 (GW_{down}) と、その間の遡上レベルの極小値 (R_{min}) の関係を調べた。データは、降雨がない場合に地下水位が上昇したケースを用いた。

図-12, 13 に測点-25 m, -65 m の結果を示す。なお、地下水位のピークレベル別に区別している。両地点とも、遡上レベルが低く、地下水位のピークレベルが高い時ほど低下量は大きくなっている。測点-65 m にくらべ、測点-25 m のほうが低下量は大きい。なお、測点-65 m に

おいて、地下水位ピークレベルが 2.4 m 以下では、低下量が一定となる遡上レベルが存在することがわかる。

5. おわりに

得られた主要な結論は、以下のとおりである。

- ①前浜の地下水位は、波の遡上レベルの変化にともなうて変動し、日最高地下水位は、その日の最高遡上レベルによって決まる。また、降雨があると地下水位はさらに上昇する。
 - ②後浜の地下水位は、降雨によって上昇し、一定速度で下降する。下がりきる前に雨が降った場合には水位上昇量に直前の水位が累積される。この影響が前浜におよぶため遡上レベルが同じ場合でも地下水位は高くなる。
- 今後は、排水能力等を検討するために、さらに短時間(例えば 1 波の波の遡上)で地下水位がどのように変化するかを把握する必要がある。

なお、鹿島港の波浪データの使用にあたっては、鹿島港工事事務所、当所海象調査研究室のご協力をいただいた。また、雨量データは、鹿島港工事事務所および銚子気象台から提供していただいた。ここに記し、謝意を表する。

参考文献

- 片山 忠・黒川 誠・柳嶋慎一・加藤一正・長谷川巖 (1992): 透水層設置による前浜地下水位の制御, 海岸論文集, 第 39 巻, pp. 871-875.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良 (1989): 荒天時のバーム地形の侵食—長周期波に注目した現地観測—, 海岸論文集, 第 36 巻, pp. 354-358.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良・藤田 誠 (1990): 碎波帯内の底質粒度の変動特性—波崎海洋研究施設における現地調査, 港研報告, 第 29 巻, 第 2 号, pp. 37-61.
- 柳嶋慎一・加藤一正・村上裕幸 (1990): バーム形成に関する現地調査, 海岸論文集, 第 37 巻, pp. 359-363.
- 柳嶋慎一・加藤一正・片山 忠・磯上知良・村上裕幸 (1991): 地下水位低下の前浜地形変化におよぼす影響, 海岸論文集, 第 38 巻, pp. 266-270.
- 山口柏樹 (1980): 土質力学, 技報堂出版, 389 p.
- Davis, G. A. D. J. Hanslow, K. Hibbert and P. Nielsen (1992): Gravity drainage: A New method of beach stabilisation through drainage of the watertable, Proc. 23 rd Int. Conf. on Coastal Eng., pp. 1129-1141.
- Chappell, J., I. G. Eliot, M. P. Bradshaw and E. Lonsdale (1979): Experimental control of beach face dynamics by watertable pumping, Eng. Geol., 14, pp. 29-41.
- Vesterby, H. (1991): Coastal drain system, Proc. Inter. Conf. Geotec. Eng. Coastal Development, pp. 651-654.