

(Ⅱ-62) 小川原湖水位データを用いた河口状態の推定

東京工業大学大学院 学生員 若岡 圭子
東京工業大学大学院 学生員 西部 隆宏
東京工業大学総理工 正 員 石川 忠晴

1. はじめに

小川原湖は青森県の太平洋岸に位置する汽水性の湖であり、その水環境は、時折生じる海水侵入現象によって特徴づけられている。海水侵入はその時々潮位と湖水位の相対関係と河口地形によって現定される。しかし、小川原湖の排水河川である高瀬川の河口部は米軍演習地内にあるため、河口地形の変動に関するデータはほとんど得られていない。

一般に、河口が開口気味の時には小川原湖の水位は低下しやすく、閉塞気味の時には低下しにくいであろうから、河口地形の状況が小川原湖水位の時系列に反映されている可能性がある。そこで本研究では、14年間にわたる小川原湖水位データの統計解析から、高瀬川河口状態の逆推定を行うこととした。

2. 解析方法

2-1. 基礎方程式

第 i 日の水位を H_i と書くと、湖水位の連続条件は(1)式のように書かれる。

$$H_{i+1} = H_i + \Delta H_{in} - \Delta H_{out} \quad (1)$$

ここに ΔH_{in} は上流からの河川水流入に伴う水位上昇量（すなわち一日の流入量を湖面積で割った値）、 ΔH_{out} は太平洋への排水に伴う水位変化量（一日の排水量を湖面積で割った値）である。

さて、一日の間の排水量は、概ね湖水位の関数として表されるが、その他に潮位や気象及び河口地形の影響を受ける。そこで ΔH_{out} を(2)式のように二つの成分の和として表す。

$$\Delta H_{out} = f(H_i) + \Delta H'_{out} \quad (2)$$

第一項はその日の湖水位によって定まる成分、第二項はそれからの偏差である。さて、(2)式の右辺第一項を $f(H_i) \rightarrow [1 - \alpha(H_i)] \cdot H_i$ と置き換えても一般性は失われない。ただし、 $\alpha(H_i)$ は H_i の関数である。そこで(1)式は(3)式のように書き改められる。

$$H_{i+1} = \alpha(H_i) \cdot H_i + \Delta H_{in} - \Delta H'_{out} \quad (3)$$

2-2. 排水能時系列の導入

(3)式の変数のうち ΔH_{in} は毎日の流入量のデータから求められる。一方 $\Delta H'_{out}$ はその時々潮位や河口地形変動に伴う「水位変化の偏差」であり、ここではランダム変数と考える。すると(3)式は一種のマルコフ過程とみなすことができる。（ただし、ランダムでない外力時系列 ΔH_{in} が存在すること、係数 α が水位 H の関数である点が通常のマルコフ過程と異なっている。）したがって係数 $\alpha(H_i)$ の関数形を決定することができれば、 $\{H_i\}$ と $\{\Delta H_{in}\}$ の計測時系列からランダム変量 $\{\Delta H'_{out}\}$ の時系列を逆推定できる。

$\alpha(H_i)$ の関数形をデータから求めるために、湖水位を10階級に区分し、各階級の中では α は一定値とみなすことにする。次に、階級 j に属する湖水位データをピックアップし、(1)式とかけ合わせて相関を取る。

$$\sum_j H_i \cdot H_{i+1} = \alpha_j \sum_j H_i \cdot H_i + \sum_j \Delta H_{in} \cdot H_i \quad (4)$$

ここに Σ は階級 j の水位データについての合計、 α_j は

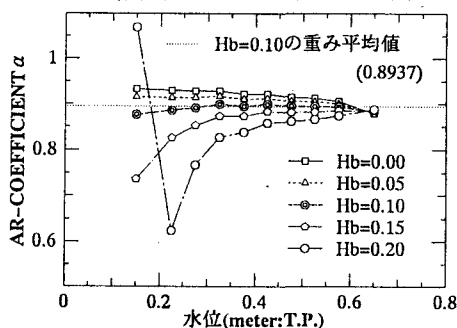


図1. AR係数の安定度

その水位における α の値である。また、 $\Delta H'_{0.01}$ は平均ゼロのランダム変数であるため、 H_t との相関はないものとして消去される。なお、(4) 式を計算する際に水位の基準高 H_0 が問題とされるが、ここでは T. P. 0m ~ 0.2m の範囲で 5cm 刻みで変えて計算した。

計算結果を図 1 に示すが、 $H_0 = \text{T. P. 0.1m}$ に取ると α の値はほとんど一定値となることがわかる。そこで、以後の解析では H_0 を 0.1m とし、 α の値は全水位の平均値 (0.89 排水能) を用いる。

この α の値を用い、(3) 式から逆算された $\Delta H'_{0.01}$ を H_t で除した値を “その日の排水能” と定義する。すなわち、排水能は、流出量が水位に比例するとしたときの、比例係数の残差である。排水能の時系列は図 2 に示すように短期間の変動成分を持っている。排水能スペクトルは、図 3 に示すように 14 日に鋭いピークを持つが、これは潮位変動周期に対応する。すなわち排水能は天文潮位の影響を受けている。

2-3. 排水能の季節変動

天文潮位の影響を取り除き、排水能の季節変化を求めるために、まず、14 年間の時系列のアンサンブル平均を取り、続いて 15 日の移動平均をかけた。その結果を湖水位の季節変動と共に図 4 に示す。

湖水位は河川流入量の多い春の雪解け時と台風の多い秋とに上昇している。一方、排水能は、春には湖水位と同じように上昇するが、春以上に湖水位の上昇する秋には排水能に大きな変化はない。一般に雪解け出水は継続性が高く、台風出水は短期間で終了するから、このような出水特性の違いによっているのかもしれない。

3. おわりに

小川原湖の水位時系列を用いて観測の困難な高瀬川河口の状態の推定を試みた。大まかにであるが、春には河口が拡大し、初夏には再び狭まることが推定された。河口の状態は波による砂州の形成などによっても影響を受けるため、今後、長期間に渡って観測されている河口付近の波のデータを整理し、今回算出された排水能との関係を調べる予定である。

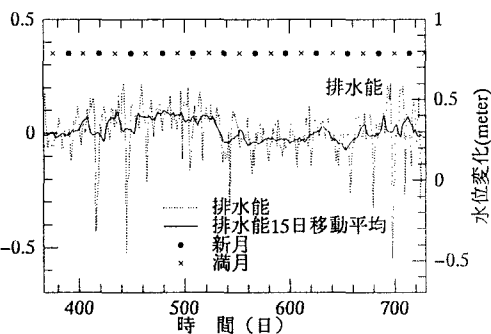


図 2. 排水能の変化

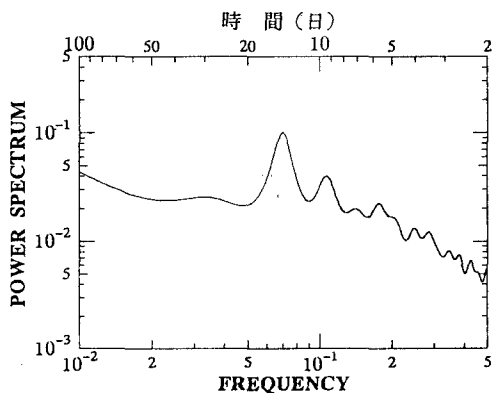


図 3. 排水能スペクトル

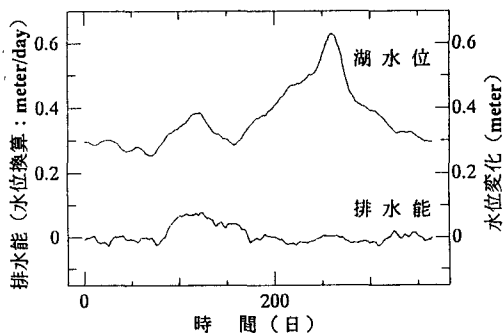


図 4. 排水能と湖水位の季節変化

参考文献 1) 日野幹雄・長谷部正彦：水文流出解析 森北出版

2) 日野幹雄：スペクトル解析 朝倉書店

3) 西部隆宏：小川原湖への塩分流入に関わる水文量時系列データの解析 東京工業大学卒業論文