

風蓮湖のタイダルクリーク（潮汐溝）の形成

Formation of the tidal creek in Lake Furen

株式会社 水工リサーチ 正員 岡田 操 (Misao Okada)
株式会社 水工リサーチ 正員 牛山智夫 (Tomoo Ushiyama)

1. まえがき

風蓮湖は、北海道根室半島の付け根にある海跡湖である（図-1）。東西約20km、周囲約65km、面積は約5,600ヘクタール。面積に比べて湖岸線の長い複雑な形をし、湖岸には広大な干潟、湖底にはタイダルクリーク（潮汐溝）と呼ばれる水路が形成されている。流入河川は13本あり、河口付近には塩湿地が発達し、とくに風蓮川河口のそれは広大で、独特の景観を見せている。

風蓮湖と根室湾は二つの砂州によって隔てられている。北西の走古丹側から延びる複合砂嘴あるいは分岐砂嘴と言われる砂州と、南東から延びる春国岱の3列の浜堤砂丘をもつ砂州である。

本湖の水深は開口の湖口では11.3m（元田 1950）¹⁾ないし8~9.5m（海図 25号 1962）と深い。湖内は1m未満と浅く、潮汐溝を除いて大部分は干潮時に露出する。潮汐溝は幅300m内外で、中央の湖口から湖の延長の反対方向に2つに分かれてのびているが、流入河川に向けて小枝を出している。湖面の細波により湖底の潮汐溝の形を見てとれる（写真-1）。潮汐溝の深さは1m以上5.6m、多くは2~4mであるが、槍昔近くでは0.1~0.5mと浅化する。²⁾

この風蓮湖の湖底に見られる潮汐溝は入退潮流によって形成されるであろうか。湖口における潮汐による潮位変動を駆動力とした湖水流動シミュレーションによって湖底形状の変化を確認した。

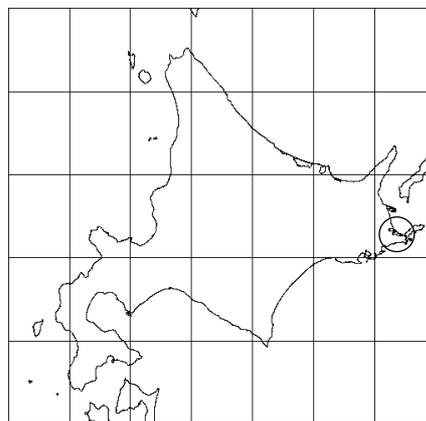


図-1 風蓮湖位置図



写真-1 風蓮湖の景観

2. 数値解析法

2.1 基礎式

湖沼の流体運動は、次式で表わされる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial x} + \varepsilon \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{\rho}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial y} + \varepsilon \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{\rho}$$

本計算では、空間差分間隔 x 、 y が大きく粘性項の寄与は小さいのでこれを省略して計算時間の短縮を図った。領域の規模が小さいのでコリオリ項は省略した。

流砂に関する基礎式は、浮遊砂の連続式および浮遊砂の濃度を規定する二次元の拡散方程式で表わした。拡散方程式中における浮遊砂の沈降速度は Rubey の実験式から求めることとし、浮上量は板倉・岸の式によった。掃流砂量は芦田・道上の式とし、底質変動の連続式により変動量を求めた。

方程式は ADI 法^{3),4)} (Alternating Direction Implicit Method) によって計算した。ADI 法では、計算領域内の格子点で x 方向と y 方向とを交互に行う。ADI 法の計算手法の特徴から、次の2点が主な利点として挙げられる。

- x 、 y 方向の変数がそれぞれ交互に一方向のみ陰的解法による差分で表現するため、計算式が簡単になる。
- x 、 y 方向で陰的解法と陽的解法の差分表現を交代して繰返し計算するので、誤差の増大が相殺されるため計算が安定になる。

2.2 シミュレーション計算条件

計算に用いた地形メッシュデータは、国土地理院による湖沼図（昭和 54 年測量：測深基準面 = 東京湾平均海面）より 200m 間隔で標高を判読し、計算領域約 6km × 20km を 30 × 101 メッシュとした。潮汐の境界条件は湖の開口部 2 か所において根室市花咲港の潮位表により平均潮位は 0.1760m、振幅は 0.67m と与えた。両地点の位相差は無いものとした。その他の主な境界条件は次のとおりである。湖底のマニングの粗度係数は 0.025 とした。河川流入量は風蓮湖に流入する 13 河川のうち、主な 8 河川について西別川比流量（表 - 1）より求め与えた。砂の 50% 粒径として流入土砂は 0.002mm（粘土）、湖の底質は 0.1mm（細砂）を与え、10% 粒径はこの 0.22 倍、90% 粒径はこの 3.8 倍とした。

表 - 1 流入河川の年平均流量

河川名	地点名	流域面積 (km ²)	年平均流量 (m ³ /s)
ボンヤウシュベツ川	河口	37.3	1.39
ヤウシュベツ川	河口	154.3	5.76
風蓮川	河口	613.3	22.91
ヤリムカシ(槍昔)川	河口	2.0	0.50
ソウサンベツ川	河口	4.7	0.50
厚床川	河口	41.5	0.55
別当賀川	河口	97.1	3.63
トウバイ(東梅)川	河口	17.9	0.67

3. 計算結果

初期湖底高は標高 - 1m で平坦とし、地形変化を促すため、流入流量は最初の 2 年間は年平均の 30 ~ 100 倍の流量を与え、湖底の埋塞を図り、2 年後からは 10 倍の流量を 8 年間継続的に与え 10 年分の計算を行った。

その結果、通常の実現象より大きな流量が流れ続けるため、幹線部分はやや深掘れ気味となっている。支線の概略は形成されている。差分間隔が大きいため、網部の形状は再現しえないが、概略では潮汐溝の水路形状が再現できたと考える。

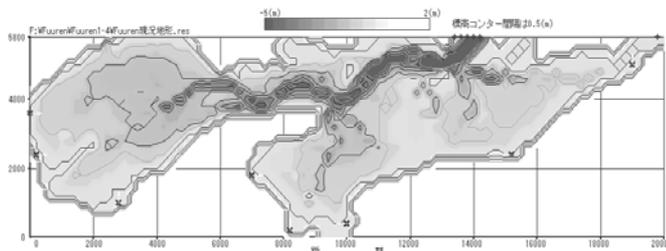


図 - 2 湖底高図（現況）

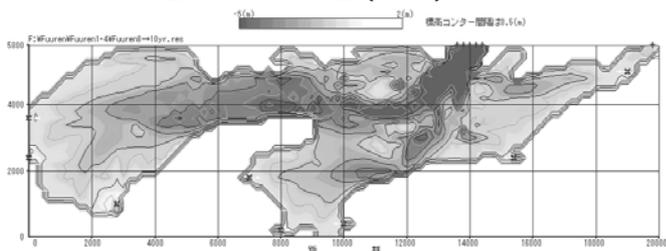


図 - 3 湖底高図（再現）

図中で河川流入点を × 印で示しているが、これらの流入点においては流入流量に応じた流速を流速駆動力としての境界条件に用いている。その向きが x、y 方向の各々 + - の 4 方向に限られるため流入土砂の堆積域が制約されている。計算期間中流入量が大きいまま推移しているため、入潮流の効果より退潮流の影響が大きい結果となった。

4. 考察

風蓮湖周辺では数百年程度の過去に何らかの原因で海面が下がったか、地盤が盛り上がった。100 年程度前には現在よりも 1m 程度地盤が高く、相対的に海面が低かったと言われている。そのため現在の湖底の多くは満潮でも陸上にあった。河川は陸上河川として現在の湖底の水路を流れていた。100 年か、もう少し以前から地盤沈下が始まり、水路は水面下となり、小さなものは堆積物に覆われて表面からは判らなくなったと推測される。⁵⁾

本検討とは別の潮汐シミュレーションの結果から、幹線では湖底の掃流力は限界掃流力よりも大きい、底質は入退潮の度に上下流に移動し、動的に安定している状態が想像できる。一方支線の水路では限界値よりも大きい箇所と小さい箇所が半々で、動的安定を保っている場所と、徐々に埋まりつつある箇所とが混在している。言わば湖底底質は潮汐によって引き起こされる流れに応じた粒径に淘汰されていることがわかる。

本研究で、風蓮湖の湖底の潮汐溝が入退潮流により維持されていることを概ね確認することができた。

5. あとがき

今後の展望を以下に示す。

- (1) 地形の変化を速めるため、大きい規模の流量を連続して計算を行った。しかしこのような水路の形状には洪水による大量土砂の流入と、平常時の潮汐による入退潮流による変化が相互に影響を及ぼしあっていると考えられ、今後は平常流量と洪水流量を繰返し実現象に近い条件での計算を行い実地形との比較を行いたい。
- (2) 計算時間・計算領域を考慮し、平面差分間隔を 200m と大きくとっているため、実地形のような網状パターンまでは再現に至っていない。将来的には細部の再現を考慮して差分間隔を小さくした対象、更に浅水域に植生が侵入し粗度・掃流力・浮遊砂の捕捉量などの変化を考慮したモデルを作っていくと考えている。

参考文献

- 1) 元田茂：風蓮湖、水産孵化場試験報告 北海道湖沼誌 5 巻 1 号、pp.70、1950
- 2) 道立自然公園総合調査（野付風蓮道立自然公園）報告書、（社）北海道自然保護協会、pp.20-32、1987
- 3) 金子安雄、堀江毅、村上和男：ADI 法による潮流と汚染拡散の数値計算、港湾技術研究所報告、Vol14 No.1、1975
- 4) 松田弘：入門 数値解法、日本理工出版会、1990
- 5) 石塚和雄：塩沼地植生の退行的変化、植物生態学講座 4、pp71-73、1976