

2. 流水観測レーダによる海水の動態

石田 完*

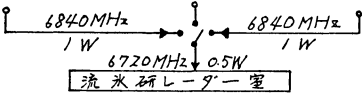
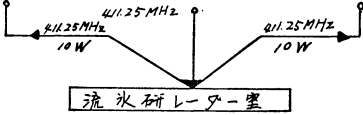
1. 流水観測レーダシステムの概要

低温科学研究所付属流水研究施設には、枝幸、紋別、網走に3基のレーダ装置があり、北海道オホーツク海沿岸の沖合ほぼ70 km までの全域の流水状況を昼夜・天候の別なく随時観測することができる。レーダ網の仕様を第1表に示したが、3局とも無人化されており、それらの制御は紋別の研究施設庁舎内から UHF 波によ

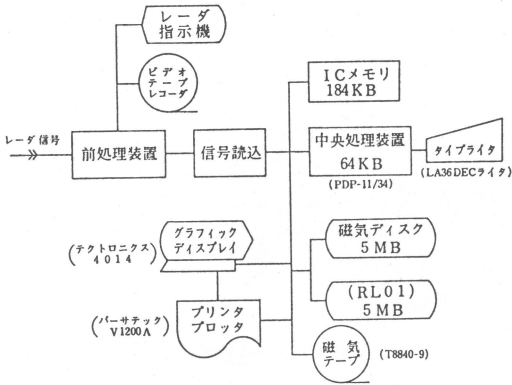
て、すべて行うことができる。レーダ画像はマイクロ回線により庁舎内に送られてくるが、3局を同時に観測することはできず、1局ずつ切りかえて観測している。

レーダの分解能はビーム幅から水平約1°、距離方向はパルス幅1 μs から約150 mとなっている。レーダ受信信号はブラウン管上に PPI として示される他、第1

第1表 流水観測レーダ網仕様

レーダー局名 設置場所 標高	枝幸局 枝幸町徳志別山 400 m	紋別局 紋別市大山 300 m	網走局 網走市美岬 220 m
空中線 レーダー電波 ビーム幅 パルス幅	3局共通： 籠型、開口径3.6 m 5540 MHz, 40 kW 水平1°, 垂直3° 1 μs		
レーダー・リレー 用 SHF 回線			
テレコントロール 用 UHF 回線			
制御・監視方式	3局共通： パルスポジション方式 (ランダムポーリング/ サイクリック直列符号伝送) フレーム同期方式による二連送反転照合及び パリティチェック		
制御項目	3局共通： レーダー空中線回転・レーダー送受信装置の動作・AGC, AFC, 利得・STCの動作等20項目		
監視項目	3局共通： レーダー装置各部の動作, レーダーリレー回線 局舎扉開閉等 一局につき25項目		
テレメーター	3局共通： 2量のデーターを12ビットのBCDにて伝送 枝幸局のみ： アナログ電圧として出力		

* Tamotsu Ishida, 北海道大学低温科学研究所.

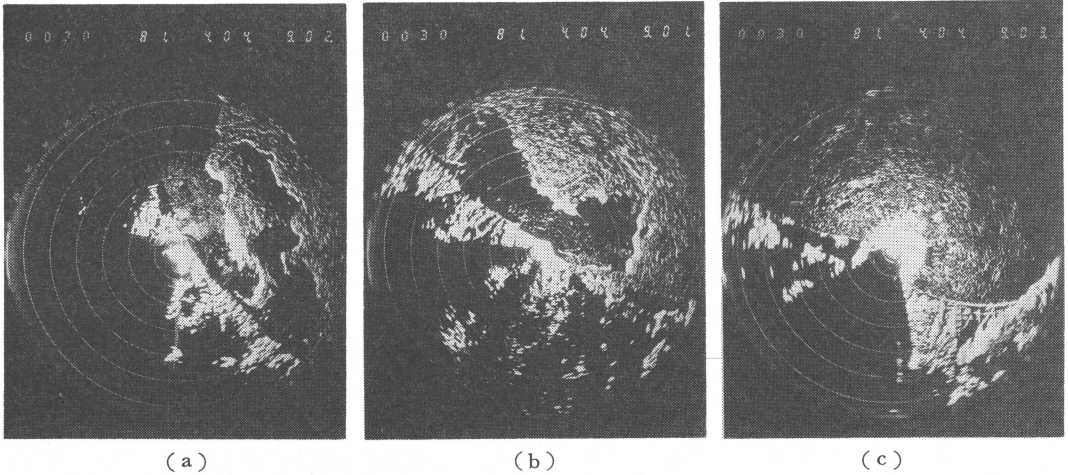


第1図 レーダ情報処理システム。

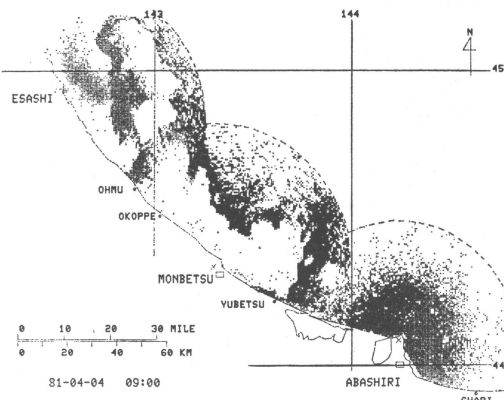
図の如き情報処理システムにより、各局ごと、あるいは3局を合成した図としてプリント・アウトされる。第2図は1981年4月4日9時の枝幸・紋別・網走におけるPPI写真で、第3図はこの時の情報処理システムによる3局合成表示結果である。1969年以来、毎日9時に観測した流水分布図(第4図)を資料として毎年印刷発表している¹⁾。

2. レーダ画像とグラウンド・トゥルース

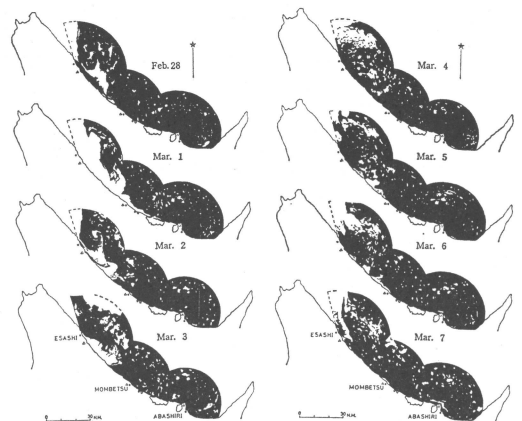
PPI画像、あるいは計算機処理結果の図が実際の氷状をどの程度精確に表現しているかを確かめることは、まず重要である。ヘリコプターからのななめ写真とレーダ画像との比較ではかなり良い一致が得られたが²⁾、航空



第2図 1981年4月4日、枝幸・紋別・網走のPPI。



第3図 第2図と同時刻の情報処理システムによる3局合成図。



第4図 1977年2月28日—3月7日の流水分布図。黒い部分が氷水。

機からの垂直連続写真との比較では、レーダビームに沿う水路の幅が実際より狭くレーダ画像に現れることが判った。これはレーダ電波がビームの広がりを持っていることに起因し、比較的反射断面積の大きい氷縁や海岸地形から求めた画像の幅は、空中線から5~20 km のところでは、空中線から望む角度にして平均 1.5° に達することが判り、画像上の各点がこのような幅をもつ場合には、氷縁の位置のずれ、形のひずみが見れる³⁾。さらに広域にわたるランドサットの写真との比較では、直径10 km 程度の孤立した巨氷盤が、あたかも氷湖の如く現れることも判った⁴⁾。これは氷盤の表面が非常に平坦である場合に見られ、全面結氷しているサロマ湖からの反射が常でないこと等から経験上知られていた。

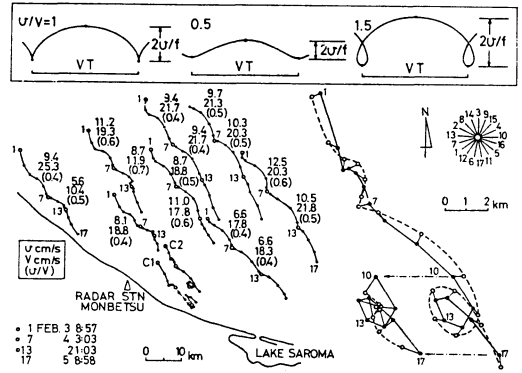
氷量等を決定する上で障害となるのは海面反射である。特に計算機処理を行う場合、レーダ受信信号を A-D 変換した段階で、デジタルにスweep毎の相関計算を行ったり、フィルター操作を行ったりしているが、実時間でこれを完全に取り除くことは現在できていない。PPI 上で経験的に海面反射と断定することが最も確実である。

電波伝搬の性質上、遠方ほど受信信号の強度は減衰するが、観測範囲内で水量が100%に近い場合は、距離の約-6.5乗に比例して減衰することが判り⁵⁾、計算機処理では補正が可能である。しかし遠方になると円周方向の分解能が落ち、距離方向に影の部分が大きくなることは避けられない。

PPI 上では経験的にある程度、氷厚を推定することができるが、レーダ受信信号から氷厚を定量することはできていない。レーザプロファイラによる、ある測線上の氷厚分布測定結果とレーダのAスコープとの対応から、平均氷高については受信電力から推定できそうである⁶⁾。

3. レーダ観測による流水の動き

計算機処理によりレーダ受信信号の数値化が行われたので、これらの時間変化を基に流水野各点の流動ベクトルが求められる。流水野を単位面に分解し、時間の前後における同じ単位面内受信強度相互の面相関係数を計算する方法⁷⁾や、氷湖のような特徴的な点を追跡して流動ベクトルを求め、氷野各点の発散・回転が求められた^{8), 9), 10)}。流水到来期や解氷期ではPPIの5分間隔コマ撮り写真を映画にして見ると最大1ノット程度の流速で非常に複雑な流動をしていることが判る。求められた氷



第5図 1977年2月3~5日の流水流跡。曲線上の数値は上から u , V cm/s, カッコ内は u/V 。

野各領域における発散率、渦度と地衝風、あるいは陸上で観測された風速、海潮流との関係が調べられたが、一般的な法則性を見出すまでに致っていない。ただしレーダ電波反射強度が一樣に分布している氷野においても約20 km 四方の領域内では同じ発散率・渦度を持つことが判り、これらが海水の形状や密度と関係があるとすれば、流動状態から間接的に氷状の分布を知る手掛かりとなる。

特定の氷盤の運動を精確に長時間追跡するために、その氷盤に固定されたレーダブイが用いられ¹¹⁾、同時に海底に固定された流速計により海面下25 m の海流速が測定された。レーダブイはこれにレーダ電波があたるとVHF パルスを発振する。それを受信することにより、PPI 上にブイの位置を精確に示すことができる。ブイから発振されるパルスはその幅と間隔との組み合わせにより、48個のブイを識別することができる。風向・風速計によって、その識別信号を変えることにより氷盤上の風向・風速もテレメータリングした。このような観測システムにより流水の運動を支配する風と海流の直接測定が行われるようになったが、しばしば見られる第5図の如き沖に凸の弓型を連ねた流跡は慣性周期運動を示していることが判った¹²⁾。慣性周期は緯度のみによってきまり、北緯45度の紋別沖合では約17時間である。これは半日潮周期、日潮周期のいずれからも十分離れているので、慣性周期運動の効果を調べるのに適していた訳である。氷盤の慣性円軌道速度 v と平均流動速度 V との比により、その軌跡は第5図の上部に示したような色々のトロコイドを描く。流水の流跡はいずれもこれらのトロコイドに近く、その周期は約17時間であった。第5図でC1, C2と

示した曲線は、その丸印点で水面下 25 m に設置された流速計により得られた海潮流程である。流水の流跡と似た形をしているが、その大きさは流水の流跡の 1/2 程度である。これは流水の流動が風の影響を大きく受けていることを示す。

氷野の流動で、その扱いが最もむずかしいのが氷野の内部応力（氷塊の相互作用力）である。氷野を粘性の大きい流体として考え、この内部応力を Navier-Stokes の式の粘性項として扱えば内部応力 R は

$$R \propto K_i \nabla^2 U_i$$

となる。 K_i は氷野の水平方向の渦動粘性係数、 U_i は氷の速度である。第 5 図から判るように氷の流動は平均的には岸に沿って移動しているが、その速度は沖になる程大きい。沿岸付近の流動を、岸を地面と見たてて、接地境界層の風速の垂直分布を水平にしたものと考えれば、

$$U_i = (U_i^*/k) \ln(z/z_0)$$

となり、境界層内の渦動粘性係数 K_i は

$$K_i = k U_i^* z$$

となる。第 5 図の例では $U_i^* = 2 \sim 3$ cm であるので、カルマン定数 $k = 0.4$ とすれば

$$K_i \sim z$$

となり、岸から数 10 km では $K_i \sim 10^8$ cm²/sec であることが判った¹³⁾。一方 Richardson の隣者拡散係数 $F(L) = \epsilon L^{4/3}$ の考えを適用して見ると流水の場合は

$$F(L) = \epsilon L^2$$

となり、 L が数 10 km では $F(L) \sim 10^6$ cm²/sec となり K_i と同じオーダーとなった¹³⁾。

4. むすび

以上述べてきたように、レーダ観測によるスケールと時間の範囲では流水の運動は非定常である。氷野が独立した氷盤で様におおわれ、風は氷盤にのみ作用し、直接海水には作用せず、海水は流水との間でのみ運動量の交換を行うような場合を考えれば、海潮流に相対的な流水の運動方程式は簡単になる。ある瞬間だけ突風が吹いた場合とか、急に風が吹きだして、その後一定の力を流水に作用している場合のような衝撃応答や階段応答は解析的に解が得られる¹⁴⁾。その結果、風がたえず変動している場合には慣性周期運動は現れないが、衝撃的あるいは階段的な風の場合には慣性周期運動が現れてくることも判った。氷野の流動と海潮流の観測から、測定しにくい氷野上の風を逆に推定することもできるであろう。

通常レーダによる観測可能範囲は沖合約 30 哩までであ

るが、3 月末から 4 月初めの氷がゆるんできた時期に 45 哩まで観測範囲が拡がることもある。これは電波の伝搬経路の状態によって電波が屈折することによるものであるが、拡大する範囲は一樣でなく、また時間的にも数分のオーダーで変動する。広範囲には氷野上の大気の状態と関連することが判ったが¹⁵⁾、異常伝搬の起こる領域の場所的、時間的変動は、今後氷野上の空気の微気象的観測と対応づけなければならない。

おわりに、当流水研究施設には立派な宿泊設備もあるので、これらの現象に関心をお持ちの方々には、当施設を大いに利用されることを望みます。

文 献

- 1) 田畑忠司・他, 1969-1981: レーダ観測による北海道オホーツク海沖の流水分布, 低温科学, 物理篇, 27-40, 資料集.
- 2) 石田 完・小野延雄, 1969: 流水状況とレーダ一像との対応, 低温科学, 物理篇, 27, 317-325.
- 3) 小野延雄・石田 完, 1970: 流水状況とレーダ一像との対応 II, 低温科学, 物理篇, 28, 281-289.
- 4) Nobuo Ono, 1982: Interpretation of Sea Ice in Satellite Imagery, Memoirs of Nat. Inst. Polar Res. Special Issue, 24 (in press).
- 5) 大井正行・田畑忠司, 1978: 流水観測レーダーにおける反射電力の距離減衰について, 低温科学, 物理篇, 37, 125-129.
- 6) 青田昌秋・田畑忠司, 1980: 北海道オホーツク海沿岸沖の氷高分布, 低温科学, 物理篇, 39, 141-151.
- 7) 石田 完, 1974: 面相關法による疎群氷の流動ベクトルの計算, 低温科学, 物理篇, 32, 221-227.
- 8) 石田 完, 1975: レーダー情報の数値解析による流水の流動, 低温科学, 物理篇, 33, 173-177.
- 9) 河村俊行・青田昌秋・田畑忠司, 1975: 流氷野の発散と回転について, 低温科学, 物理篇, 33, 179-190.
- 10) 河村俊行, 1977: 流氷野の発散と回転について II, 低温科学, 物理篇, 35, 259-266.
- 11) 小野延雄, 1977: レーダーブイによる流氷の動きの観測, 低温科学, 物理篇, 35, 267-273.
- 12) 小野延雄, 1978: 流氷の慣性周期運動, 低温科学, 物理篇, 37, 107-113.
- 13) 滝沢隆俊, 1979: 流氷野における氷塊相互作用の研究 I, 低温科学, 物理篇, 38, 143-152.
- 14) 納口恭明, 1981: 流氷の非定常運動, 低温科学, 物理篇, 40, 83-99.
- 15) 大井正行・福士博樹・石田 完, 1982: 流氷域におけるレーダー電波伝搬の観測, 低温科学, 物理篇, 41, 191-198.