

海 霧 の 空 間 構 造

中 野 渉*

Spatial Structure of the Sea Fog

Wataru NAKANO

要 旨

地球観測衛星 (MOS - 2 および LANDSAT - 5) データの画像処理と現地観測データをもとに、北海道中部太平洋沿岸の海域における海霧の空間構造を解析した。中間赤外域バンドでの画像から、海霧の広い範囲で Rayleigh - Benard 対流が生じていることが分かった。これは一般に考えられている単純な海霧発生機構では説明し難い現象であり、表面温度分布をもちいてその解析を試みた。

Abstract

The spatial structure of the sea fog appeared on the Pacific Ocean facing a seabord of the central region in Hokkaido is studied using, in the main, the image data observed by the earth observation satellites (MOS - 2 and LANDSAT - 5). The image observed in the band of middle infrared shows us the Benard - Rayleigh convection in a broad area of the sea fog, which is thought inconsistent with usual simple explanation about the generation mechanism of the sea fog.

1. は じ め に

海霧は、湿潤な暖かい空気が寒冷な海面に移流することで発生すると考えられている。北海道東部の太平洋岸にある釧路や根室では寒冷な親潮に接しているために、夏期をピークに年間に霧日数が平均して110日にものぼる。この海霧は、船舶の航行を妨げるだけでなく、陸地に侵入することによって沿岸地域の農業生産や交通など都市機能にも甚大な影響を与える。東北地方に大きな冷害をもたらす冷温な北東風「やませ」も、海霧や低い層雲を伴うために日射を遮り、農作物への被害を大きくしている。

防災上の観点から、海霧に関する研究は古くから行われてきたが、その予測は未だに満足できるものではない。その原因はいくつかあり、(1)霧域が広くしかも観測点の乏しい海上であること、(2)可視光による観測では内部構造がわからないこと、(3)鉛直方向のスケールが数百メートル程度であり

気象庁の数値予報モデルの鉛直格子間隔よりはるかに小さい subgrid スケールの現象であること、(4)霧粒の成長や消散に関するミクロな物理過程に未解決の部分があること、などが挙げられる。

近年、ミリ波レーダーや低層ゾンデなどを用いた特別観測が釧路地方で行われ^{1) 2)}、一方では、海霧の中での大気電場に関する観測³⁾や海洋気象衛星画像のクラスタ分析によって霧を識別する試み⁴⁾も行われている。しかし、海霧の構造を明らかにするためには、総観場スケールから小規模スケールまでさまざまな視野でひとつひとつの海霧を解析することが必要だと考えられる。

このような観点から、現地観測 (1990年6月) を行い、また地球観測衛星 (MOS - 2 および LANDSAT - 5) データを用いて、苫小牧を含む北海道中部太平洋岸に発生する海霧の空間構造を解析した。

2. 苫小牧地方の霧

北海道中部の太平洋沿岸は、釧路や根室など北

* 助教授 一般教科

≡: FOG

	D A Y																																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	F R E Q.	
J A N			≡																														1
F E B												≡												≡									2
M A R																																	0
A P R	≡																				≡							≡					3
M A Y					≡						≡	≡								≡	≡									≡	≡		8
J U N		≡						≡	≡	≡				≡							≡				≡	≡	≡						9
J U L					≡																												2
A U G					≡	≡	≡								≡															≡	≡		6
S E P	≡	≡																															2
O C T																																	0
N O V																																	0
D E C																													≡				1

表1 苫小牧市の霧発生状況（1990年）

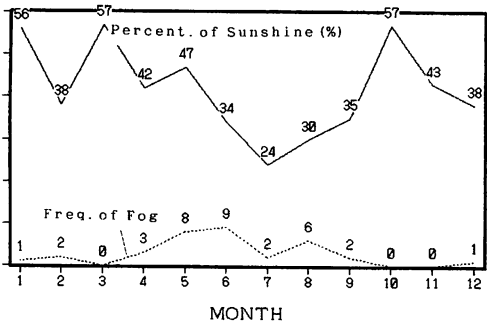


図1 苫小牧市の月間日照率と霧日数（1990年）

海道東部に比べると霧日数は少ないが、梅雨期をピークに海霧が発生する。

苫小牧測候所で1990年の1年間に観測された霧の発生状況を示したのが表－1である。この年の夏は太平洋高気圧の北海道への張り出しが強く、寒冷なオホークツ高気圧の影響が弱められたため7月の霧日が2回と例年になく少なかったが、6月の9回を最高に年間で34回の霧日があった。

図－1はこの年の月間日照率と霧日数を示している。海霧が発生する5月から8月にかけて日照率が著しく低下している。必ずしも霧だけがその原因ではないが、層雲や霧を形成するような湿潤大気の流れが、苫小牧地方の夏の天候を支配すると言える

3. 霧前線の現地観測

3－1 観測条件

1990年6月14日の午前中の苫小牧地方は積雲と絹雲がわずかに見られる程度の快晴であったが、気象衛星GMS－4（ひまわり）受信システム⁵⁾で受信されたVS（可視域センサー）画像による

と、苫小牧沖の広い海域にわたって霧が形成されていることが認められた。

風向・風速の条件によってはこの霧が北上し上陸する事が予想されたため、海岸から約12km内陸に位置する樽前山の山頂に観測点を設け(図－2の地形図参照)、12：00頃から16：40まで目視およびビデオカメラ、写真撮影により霧前線の活動を観測し記録した。

同日、海岸から約1 km内陸にある苫小牧測候所で観測された気象要素のうち主なものを表－2に示す。6：00から18：00までの天気概況は「晴れのち霧」、18：00から翌日6：00までは「霧のち一時霧雨」であった。一日の平均気圧は1013m b、平均気温は14.6℃、また相対湿度の平均は93%であり終日高かった。風向は、早朝に北よりの風だが、8：00以降は南より風に反転しており、海陸風成分が含まれていると思われる。また、海霧が成長するために必要とされる4～5 m／s に比べてこの日の平均風速は2.5 m／s と小さく、海面付近の空気の混合には十分ではなかったと考えられる。

3－2 観測結果

山頂からの観測結果の概略を以下にまとめる。

12：08 苫小牧の西に位置する白老側では谷筋に沿って霧が上陸しているが、苫小牧付近は厚みのない霧層が海岸付近で停滞している。

13：00 風速が強くなり霧の表面が波立つ。空気の混合が活発になったため霧層が厚くなる。このときの苫小牧方面および白老方面の海岸付近の写真が図－3である。白老側は霧層も厚く倶多楽湖の手前の谷筋に深く侵入している。苫小牧側は西部の沿岸地域にわずかに侵入しはじめている。海域よりも霧前線の部分のほうが白く、霧が濃い

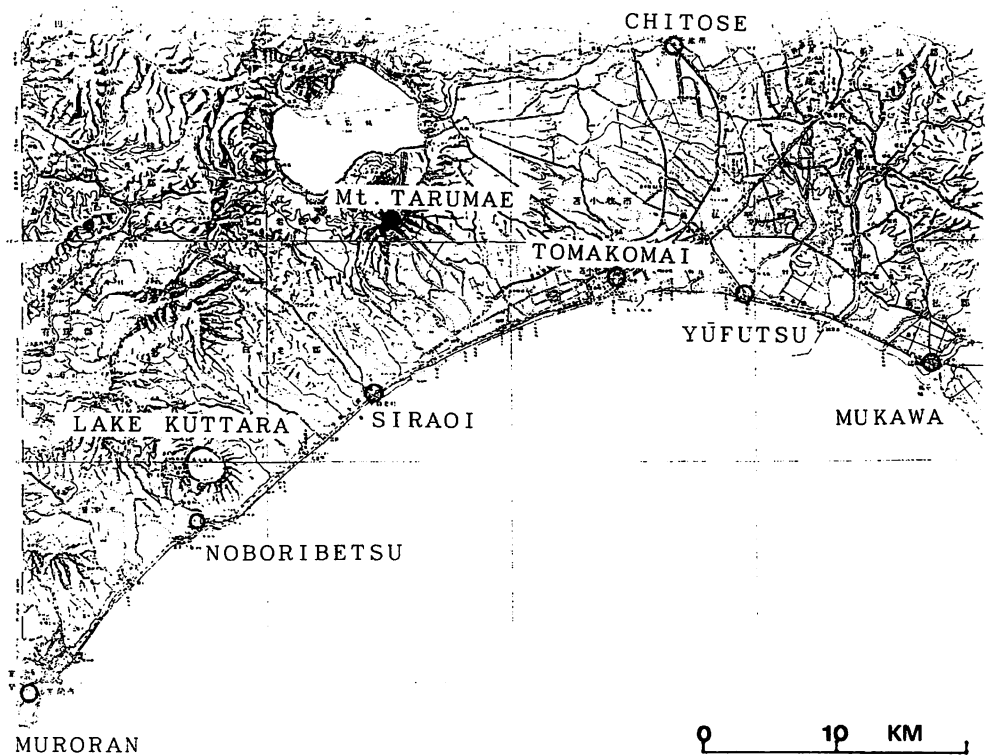


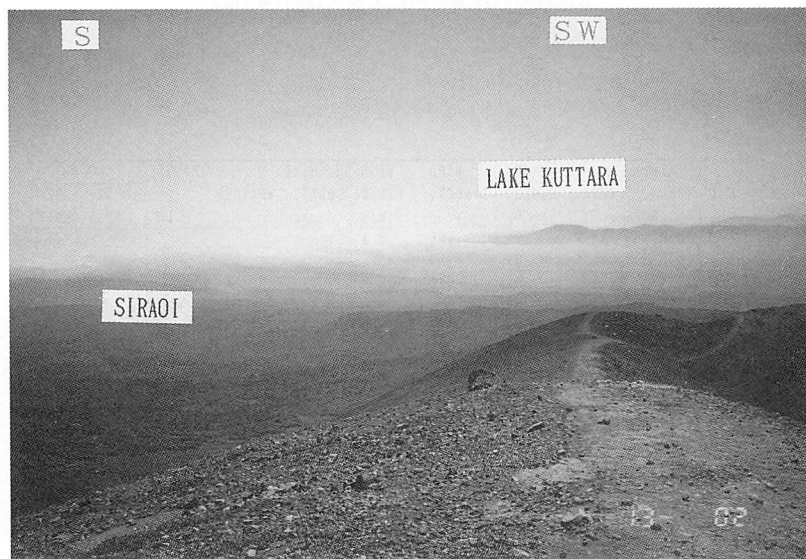
図 2 苦小牧市周辺の地形図
現地観測点は樽前山の山頂（標高1024m）

JST	ATH.	REL.	WIND	WIND	SUNSHINE	VISIBIL.		CLOUD	
	PRESS.		DIRECT.	SPEED	DURAT.	WEATHER	km	CLOUDI-	TEN
	mb	°C	%	m/s	hr			NESS	GENERA
1	1010.1	14.6	94	NNE	3.3				
2	1010.8	14.0	95	N	3.5				
3	1011.2	14.0	95	NNE	2.8				
4	1011.7	14.3	93	NNE	3.0	—			
5	1012.5	14.4	92	N	3.8	—			
6	1013.2	15.3	87	WNW	2.6	—			
7	1013.1	15.8	87	W	2.1	—			
8	1013.1	17.3	83	S	1.8	0.9			
9	1013.1	17.1	85	SSW	2.8	1.0	○	2.0	0+Cu; 0+Ci;
10	1013.0	18.1	81	SSW	2.3	1.0			
11	1012.9	18.2	81	SW	3.6	1.0			
12	1012.7	16.0	90	S	2.7	1.0			
13	1013.0	16.3	89	SSW	3.1	0.7			
14	1012.9	16.7	85	SW	1.9	0.6			
15	1013.0	14.9	93	SSE	2.8	0.4	≡	0.5	10≡
16	1013.1	14.3	85	SSE	1.9	—			
17	1013.3	14.4	95	S	1.8	—			
18	1013.5	13.7	96	S	2.0	—			
19	1013.9	13.4	97	SSE	1.7	—			
20	1014.3	13.1	97	SE	1.2	—			
21	1014.6	13.3	97	SW	0.6		≡	0.4	10≡
22	1014.4	13.2	97	SE	2.1				
23	1014.3	13.2	97	SSE	1.6				
24	1014.0	12.8	97	S	1.8				

表 2 観測日（1990年 6 月14日）の気象状況



(a) 苫小牧市周辺



(b) 白老町周辺

図3 樽前山山頂より観測された海霧
(1990年6月14日 13:00 JST)

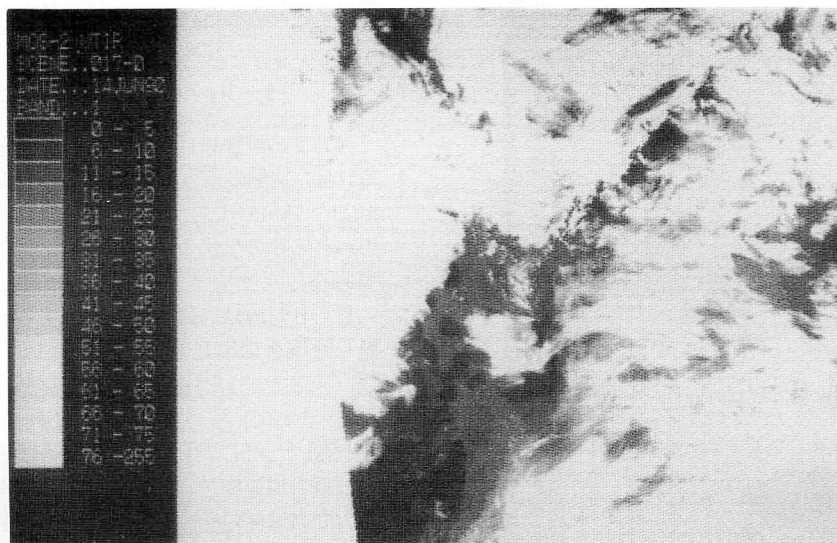


図4 北海道周辺の霧域および雲域
(MOS-2, VTIR バンド1, 可視光域 0.50-0.70 μ m, 1990年
6月14日 10:01 JST)

ことがわかる。

15:00 苫小牧の市街地にも霧が侵入した。建築物との比較から、霧層の厚さは約200m程度と推定される。霧の濃度は、下から淡・濃・淡と鉛直方面にサンドイッチ構造になっているように見える。霧は勇払平野の低地帯を通り道として北上してゆき、その最先端は乱れて雲となっている。

16:25 海岸線から約3kmほど霧が侵入し苫小牧の市街地は全て霧に覆われたが、前線は標高百数十メートル程度の地形に阻まれて停滞している。一方、最先端は低湿地帯を通り希薄な雲状になりながら千歳市付近まで達している。

4. 空間構造の解析

地球観測用の人工衛星には波長帯(バンド)や水平分解能の異なるいくつかの電磁波センサーが搭載されており、それらによって観測された画像データは多目的に利用出来る。

そのうち、前節で触れた静止気象衛星GMS-4は受信システムによって1時間ごとの観測画像を得る事ができるため、霧の時間的な変化をモニターするのに便利である。ただしこの画像(LR-FAX 画像)は5000m程度の水平分解能であるため、霧の細部構造の議論には十分とは言えない。一方、MOS-2に搭載されたVTIR センサーは

900mまたは2700mの分解能を持ち、LANDSAT-5に搭載されたTM センサーは最大30m程度の高い水平分解能を持つ。そこで、1990年6月14日に観測された海霧について、VTIR データによってその大域構造を、より分解能の高いTM データによって局所構造を調べる。

図-4はVTIRの可視域のバンドで観測された午前10時01分の北海道周辺の雲と霧の画像である。梅雨前線や低気圧にともなう雲が多いが、広い海域で霧が発生していた事が気象無線通報で報告されている。苫小牧沖の霧(または低い層雲)は150×150km程度の領域からなり、内浦湾を除く海域をほとんど覆っている。

図-5はTMの可視域のバンドで観測された午前9時34分の苫小牧西部から室蘭にかけての画像である。苫小牧地方だけでなく、日高地方や登別、室蘭、渡島(亀田)半島、下北半島にまで霧が接岸している事がわかる。また、津軽海峡から下北半島の北東部にかけて霧が存在しない。

図-6は同じ時刻に観測されたTMの中間赤外域バンドの画像であり、濃淡によってその局所構造が明瞭に示されている。苫小牧付近では沿岸の霧は濃いのが沖合いの霧域は薄く未発達な領域である事がうかがえる。これは、沿岸海霧のバンド状の分布⁹⁾に一致している。また白老の西側沿岸に面した海域は、白老川からの流出水のためかー

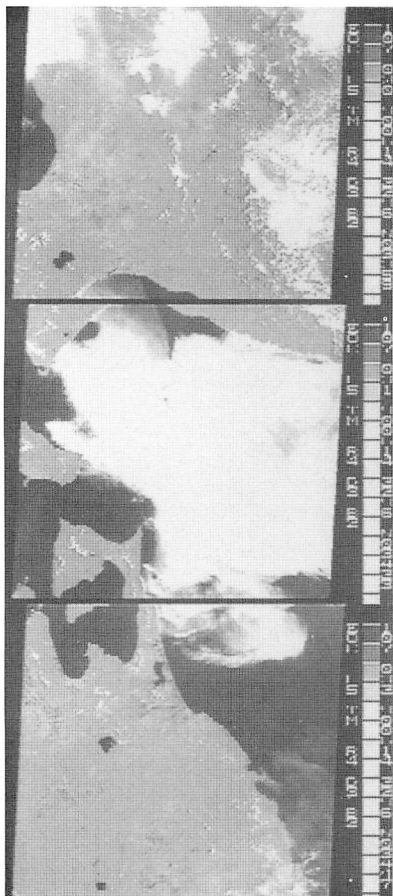


図5 北海道中部太平洋岸周辺の霧域
(LANDSAT-5, TM バンド2, 可視光域 0.52
-0.60 μm , 1990年6月14日 9:34 JST)

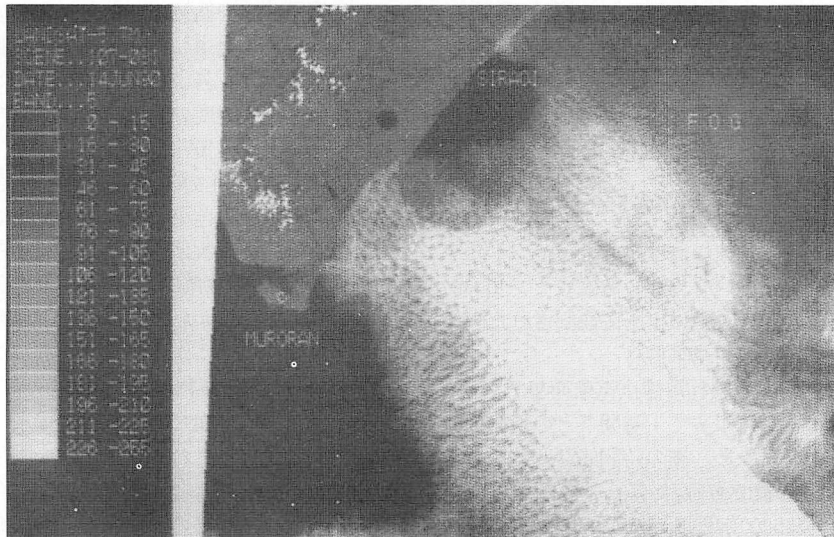


図6 北海道中部太平洋岸周辺の霧域
(LANDSAT-5, TM バンド5, 中間赤外線 1.55-1.75 μm ,
1990年6月14日 9:34 JST)

部霧が晴れていることも注目される。

5. Rayleigh-Benard 対流

図-6の画像にはさらに興味深いことがある。それは、室蘭の東方海上の霧の厚い領域に、Rayleigh-Benard 対流(以下 R-B 対流)によると思われる蜂の巣状のセルパターンが認められる事である。

R-B 対流は、薄い流体層を下層から一様に加熱した場合に生じる鉛直熱対流で、Prandtl 数 $Pr (= \nu / \kappa)$ と局所 Rayleigh 数 $Ra (= g \alpha (dT/dz) h^4 / \kappa \nu)$ によって対流特性が決定される。ただし、 ν は動粘度、 κ は熱拡散係数、 g は重力加速度、 α は温度伝搬率、 dT/dz は鉛直方向の温度勾配、 h は流体層の厚さである。

Ra が流体層内で一様な場合、熱伝導解から鉛直対流を生じる擾乱振幅 $A(\xi, \eta, \tau)$ は弱非線形理論により次の Newell-Whitehead の方程式⁷⁾

$$\frac{\partial A}{\partial \tau} = A - |A|^2 A + \left(\frac{\partial}{\partial \xi} - \frac{i}{\sqrt{2}\pi} \frac{\partial^2}{\partial \eta^2} \right)^2 A$$

で記述され、この方程式は種々のロール解を持つが対流セルは観測されない(ここで、 ξ , η , τ は水平座標 x , y と時間 t に適当なスケーリングを施した変数)。

一方、温度勾配 dT/dz が下層ほど大きい場合 Ra が鉛直方向に変化するため、対流セル解が安

定に存在し得ることが知られている⁸⁾。

さて、海霧は湿潤温暖な空気が寒冷な海水面に接することによって生ずると通常説明されている。それが正しければ霧層内では水面に近いほど低温になるはずであり、霧の発生域でこのような対流を伴う事は考えられない。水面に近いほど高温で、しかも温度勾配 dT/dz が下層程大きいという状況がどのようにして作られたのか。

これについて二つの仮説が考えられる。そのひとつは、この海域の東方で親潮寒流（図-7の海水面温度分布を参照）に接して発生した海霧が、移流によってこの海域に移動し、津軽暖流に遭遇して対流を生じながら消散に向かう過程だという解釈である。図-4の霧分布を見ると、釧路沖から苫小牧沖の海域に霧が移流しているように見え、これを裏付けているようにも思われる。しかし、霧は苫小牧沖に達してから発達しており、消散に向かっていない。これは寒流域からの霧の供給が続いたという事であろうか。

いまひとつの説明としては、海霧に別種の発生機構があるという考えである。今回観測された霧はいわゆる蒸気霧と考えられないであろうか。つまり、オホーツク高気圧などから吹き出された寒冷湿潤な空気が津軽暖流の海域に流れてきて、水面からも水蒸気の供給を受けて発生したという解釈である。この場合、熱対流によって空気の自発的な混合が起きて霧が成長することになる。

MOS-2による北海道周辺の遠赤外画像（陸地、海水面、霧、雲などの温度分布）を図-8に示す。これによると、親潮寒流のため襟裳岬東側の海域は低温である（濃く表示）のに対し、襟裳岬西側の苫小牧沖は対馬暖流から分岐した津軽暖流のため暖かい（淡く表示）。この差が大きいいため、東側では霧域よりも水温が低い、西側では逆に霧域よりも海水温が高い。このことは、LANDSAT-5の遠赤外画像図-9(a)を図-6と比較しても明らかである。

図-9(a)から読みとった等温線を図-9(b)に示す。霧域の温度はほど11~13°Cであるのに、海水面温度は室蘭南方沖で最大15°Cである。このように暖水域の上に低温の霧域があるため、既に述べたR-B対流が観測されたわけである。以上のよ

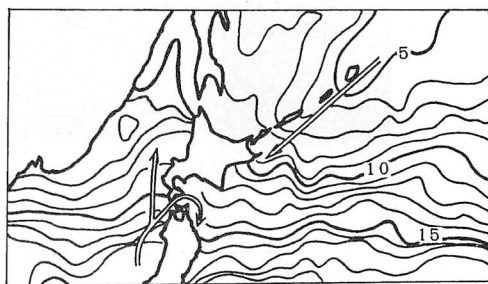
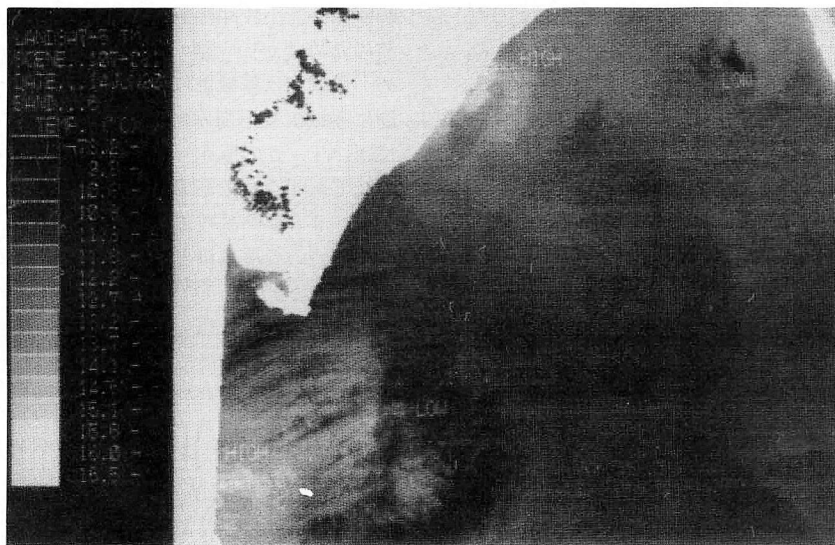


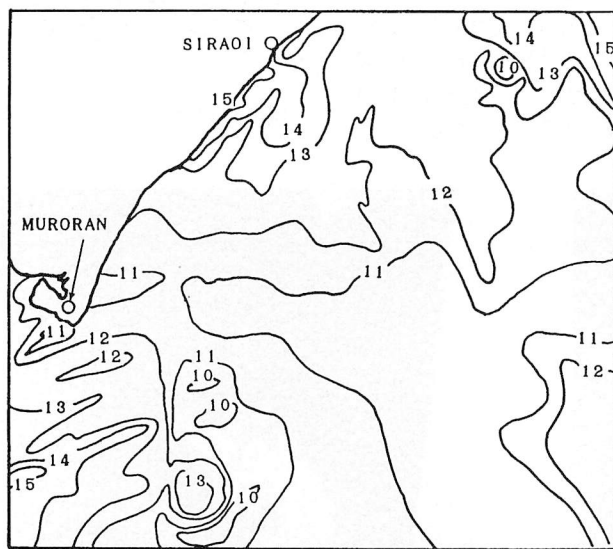
図7 北海道周辺海域の海面水温と海流（1990年6月）



図8 北海道周辺の表面温度分布
白色部ほど高温（MOS-2, VTIR バンド3, 遠赤外域 10.5 - 11.5 μm , 1990年6月14日 10:01 JST）



(a)LANDSAT - 5, TMバンド6, 遠赤外域 10.4-12.5 μm



(b)等温線表示 (図中の数値の単位は $^{\circ}\text{C}$)

図9 北海道中部太平洋岸周辺の表面温度分布
(1990年6月14日 9:34 JST)

うな仮説を検証するためには、総観場と海面温度に関するより詳しいデータが必要であり、それは今後の課題としなければならない。

6. む す び

現地観測と観測衛星画像により海霧の構造に関する解析をおこなった。

その結果、津軽暖流の影響を受けているが親潮と直接接していないため、苫小牧地方を含む北海道中部の海霧は、釧路・根室など北海道東部の海霧と異なる特性を持つことが示された。特に、霧域における鉛直対流 (Rayleigh-Benard 対流) の存在が確認されたため、霧の発生機構について再検討を試みたが、現時点では結論を下すにはいかなかった。今後データを蓄積し、画像処理の高度化によって解析を進める必要がある。

さらに、海霧の発生・発達・移流・消滅にいたる物理過程を理論的に扱うことも今後の課題である。その一つの方法として、著者 (1989)⁹⁾ が示した、2次元成層流体の非線形相互作用モデルを湿潤大気に拡張する方法が考えらる。また Gross (1986)¹⁰⁾ が手がけたような非静水圧モデルの数値解析も海霧のようなメゾスケールの現象に有効な手段である。いずれにしても、霧粒への凝結というミクロな物理過程をどうパラメタライズするかが重要である。海霧に関する物理的な問題の解決には、地球物理的なマクロな視点に加えて、物理的なミクロな視点も要求されることになる。

謝 辞

苫小牧の各種気象データは苫小牧測候所から、LANDSAT と MOS のデータを財団法人リモート・センシング技術センターからご提供いただいた。また、GMS データは気象衛星センターから送信される LR-FAX 信号を利用し、地上気象解析図および海面水温・海流図などは気象庁から送信される気象無線通報を利用させていただいた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 海霧研究グループ(1985): 釧路地方における海霧の観測, 天気, vol. 32, pp. 41-52.
- 2) 柳沢善次, 石黒正仁, 沢井哲滋(1986): ミリ波レーダーによる海霧の観測, 天気, vol. 33, pp. 604-612.
- 3) 吉弘雅士, 谷口 恭, 菊池勝弘(1985): 北海道東部太平洋岸の海霧の大気電気環境の観測, 北海道大学地球物理学研究報告, No.46, Oct., pp. 13-31.
- 4) 工藤純一, 野口正一(1991): MOAA AVHRR 画像の3次元解析システム, 情報処理学会論文誌, vol. 32(5), pp. 606-617.
- 5) 中野 渉(1989): 気象衛星画像の処理について, 情報処理教育研究協議会論文集(高等専門学校情報処理研究協議会), vol. 9, pp. 81-84.
- 6) 孫野長次(1985): 沿岸滑昇海霧の発生について, 天気, vol. 32(9), pp. 491-510.
- 7) Newell, A. C. and Whitehead, J. A. (1969): Finite bandwidth, finite amplitude convection, J. Fluid Mech. vol. 38, pp. 279-303.
- 8) 日本流体力学会編(1987): 流体力学ハンドブック, 丸善, pp. 890.
- 9) Nakano, W. (1989): Forced Two-Dimensional Stratified Flow: Balance of Buoyancy, Dissipation and Nonlinear Interactions, Bul. Tomakomai Nat. Coll. Tech., pp. 119-127.
- 10) Gross, G. (1986): A Numerical Study of the Land and Sea Breeze Including Cloud Formation, Beitr. Phys. Atmosph., vol. 59(1), pp. 97-114.

(平成3年11月30日受理)

