

LANDSAT データによるオホーツク海の海水の解析 —GMS データとの比較—

Analysis of Sea Ice in the Sea of Okhotsk Using Landsat-MSS Data —Comparison with GMS Data—

木村 隆 昭*
Takaaki Kimura*

Abstract

The spatial resolution of Landsat-MSS is about thirty times finer than that of GMS VISSR (visible) at the middle of the sea of Okhotsk. Therefore it is possible to survey the condition sea ice there in greater detail using that observation.

Seasonal variation of sea ice as seen by Landsat-MSS in the sea of Okhotsk and in the Bay of Terpeniya is shown in this report. It is confirmed that the drifting speed of pack-ice is related to its size.

The relation between the mode and standard deviation of the brightness level frequency distribution from Landsat-MSS data is examined for various types of sea ice area and a comparison is made with those from GMS VISSR (visible) observation.

In this research the data from the "band 7" of Landsat-MSS are used mainly, as the band is considered the most suitable to the observation of sea ice condition.

1. まえがき

ランドサットは高度 915 km, 周期 103 分の軌道衛星で, 18 日間に 251 周して元の軌道にもどる。搭載しているセンサーの 1 つ, 多重スペクトル走査放射計 (MSS) は, 0.5~1.1 μm の可視・近赤外波長域を分解能 80 m の 4 つの波長域 (バンド) に分けて観測する。観測されたデータは地表距離 185 km \times 185 km の範囲ごとに区切られ, これを 1 シーンと呼んでいる。それぞれのシーンは Path 番号 (軌道番号) と Row 番号 (南北方向に分割した番号) とで地球上の位置を指定されている。

ランドサットは 18 日後にならないと元の軌道にもどらないことから, 同じ海水域を毎日観測することはできない。そのため氷域の日々の変動を知るには, 静止気象衛星「ひまわり」(以下 GMS と略す) の方が優れている。しかしオホーツク海中中部において GMS の約 30 倍という

高分解能により, GMS では到底見ることができない氷域の状態, 例えば氷域を構成する氷盤の種類などについて詳細に知ることができる。

しかしながら, ランドサットは主たる観測対象を比較的アルベドの低い地表や海面としているため, 海水の場合には可視波長帯のバンドでは高レベル側で飽和してしまうことが多い。そこでこの調査では, 特に断らない限り近赤外のバンド「7」(0.8~1.1 μm) のデータを用いている。

なお調査に用いたランドサットデータは, 宇宙開発事業団地球観測センタから写真 (ポジフィルム) および磁気テープの形で供与および貸与されたものである。

2. ランドサット画像で見る氷域の特徴

1) 氷域の季節変化

オホーツク海北部で生成された海水は次第に南に広がるが, 通常はまず流水帯となってサハリン東岸に沿って

* 気象衛星センター解析課, Meteorological Satellite Center

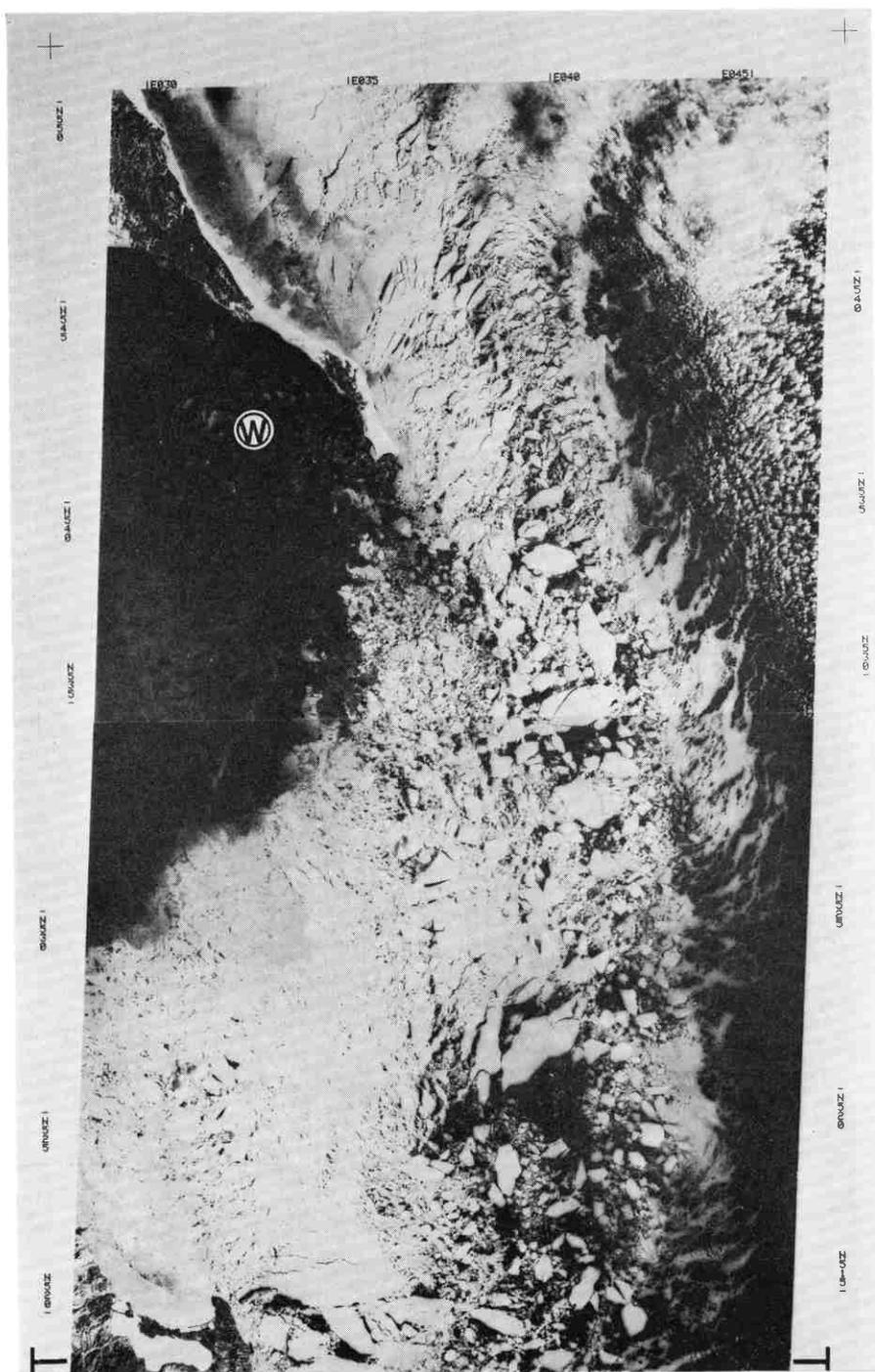


Fig. 1 Pack ice belt moving southward along east coast of southern Sakhalin.
-a (top) 22 Jan. 1981 Path 115 Row 26,27,28 (LANDSAT-2 Band 7)

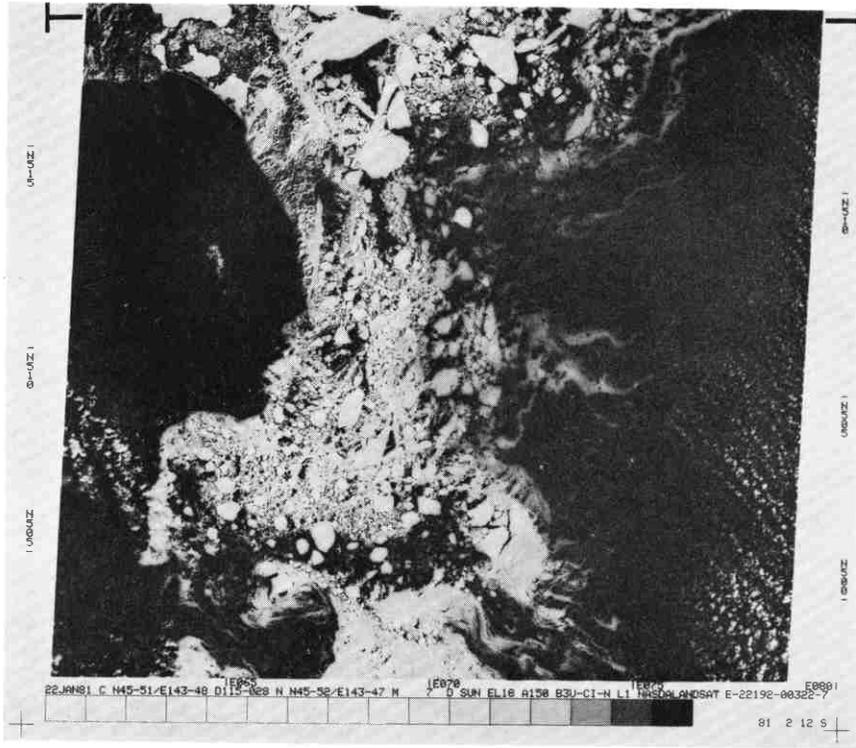


Fig. 1-a (bottom)

南下することが多い。これはこの時期にオホーツク海で卓越する北西ないし北北西の風場に起因するものとみられるが、木村 (1980) によれば海流も無視できないようである。

Fig. 1-a は1981年1月22日の画像で、左上隅に見える半島の西側がサハリン中部のタイカ湾、また左側中央に見える半島の西側が南部のアニワ湾である。サハリン東岸に沿って幅 50~100 km の流水帯が南へ延びているのが分る。同日の GMS の画像によれば、この流水帯の南端はすでに北海道沿岸に達している。

この流水帯は大小様々な氷盤* で形成されている。この内、中央右寄りにある最も大きな氷盤は幅 10 km、長さ 25 km である。また流水帯の東側の縁辺には、中央部の氷域よりも輝度が低く滑らかな外観を持った氷域がある。分解能 (80 m) と同程度かそれ以下の大きさの氷盤や板氷** から成っているものとみられる。

Fig. 1-b は Fig. 1-a から36日後の同海域の画像である。Fig. 1-a の画像に比べ、氷量が増加している。また輝度も強くなっているが、太陽高度角のノーマリゼ

* 直径が 20 m 以上の比較的平坦な海水塊。

** 直径が 20 m より小さい比較的平坦な海水塊。

ーションを施した輝度レベル頻度分布を参考にすると、これは太陽高度角の増加が主因とみられる。

また画像中央の左側、つまりタイカ湾側には密な氷域があるが、右側の外洋側では氷盤が互に分離し、所々で海面が現われている。このことから外洋側では氷盤の移動が大きいことがうかがわれる。

Fig. 1-c は Fig. 1-b よりもさらに18日後の画像である。全体に融解が進み、これまでは直線的な輪郭を持っていた氷盤も丸みを帯びてきている。特に画像の右上では、氷盤の形態すら失われている。

以上の画像で示した1981年は、例年に比べ融解が早かったようである。同海域、同時期で1981年よりも融解が遅かった時の例として、Fig. 2 に1979年3月19日の画像を示す。Fig. 1-c で示した画像の下部の領域に相当する。Fig. 1-c の画像とは異り、比較的小型の氷盤に至るまでまだ形状が明瞭である。なおアニワ岬沖の巨大氷盤Vは、幅 25 km、長さ 40 km であり、同時期の GMS 画像の解析によれば平均 0.4 ノットで南下中である。

また参考までに、Fig. 1-a に示した画像と同時期の他の年の例として、1980年1月19日の画像を Fig. 3 に



Fig. 1-b 27 Feb. 1981 Path 115 Row 26,27 (LANDSAT-2 Band 7)

示す。Fig. 1-a で示した画像の上部と中部の領域に相当する。

輝度の大きい水域が幅 70~80 km の帯状になっている点、またタライカ湾に濃灰色の水域が広がっている点では Fig. 1-a と似ているが、帯状の水域の密度* が大きい点では異なる。これは比較的輝度が低く滑らかな外観を持った水域が Fig. 1-a に比べて非常に多く、これらの水域が大きな氷盤間のすき間を埋めているためである。このような Fig. 1-a との違いは、Fig. 3 の例では風が弱いために小さい氷盤や板氷が氷盤群から分離していないためとみられる。このような現象については、後の4項で詳しく述べる。

2) タライカ湾の海水

Fig. 1-a の画像において、タライカ湾には輝度の低い濃灰色の水域が一面に広がっている。同湾の他の時期の画像と比較すると、これは結氷期の水域であることが分る。

先に述べたように、サハリン東岸を南下する流氷はオホーツク海北部で生成されたものである。そこでこの結氷期は11月から12月にかけてであるが、この時期は太陽高度角が低いため、衛星の可視画像での観測は困難である。しかしオホーツク海北部の海水もタライカ湾と同様に一年氷** であることから、結氷期には Fig. 1-a のタライカ湾と同様な状態を呈するものと推定される。

この結氷期の海水は風により容易に流される。ランドサットは翌日の同時刻には西隣りの軌道を通るが、この際前日の走査領域と一部が重複し、その幅はサハリン付近では 80 km 程度になる。この重複域を利用して丁度一日間の変化、ここでは海水の移動を測定することができる。

Fig. 1-a の場合は、W 付近に点在している周囲よりも輝度の高い氷盤が翌日にかけて形の保存性が良い(画像省略)。この両画像を測定すると、これらの氷盤は 24 時間で南東に 23 km 移動したことが分った。漂流の速さは 0.5 ノットである。

またこの速さで風下に流されたにもかかわらず、移動後の画像を見ると、追跡した氷盤の風上側は移動前と同様な状態を呈している。このことはこの海域で次々と海水が生成されていることを示している。

タライカ湾では最盛期になると湾の奥まで輝度の大きい海水で覆われることが多い。ここではその例として 1980年2月25日の画像を Fig. 4-a に示す。画像の左寄

りに見えるのがサハリン南部である。GMS 画像を参考にすると、これは湾内に張り詰めた海水が風のため南東に移動し陸から分離した直後のものである。

さらにこの18日後の画像が Fig. 4-b である。大部分が濃灰色の水域と変っており、融解の進行が非常に速いことがうかがわれる。

3) 南下に伴う水域の変化

Fig. 5 は1979年4月5日の画像である。画像の最上部はサハリン中部の東の海上で、最下部は北海道オホーツク沿岸の網走付近にあたり、右下隅に知床半島が見える。

この時期はオホーツク海全域からみるとすでに最盛期を過ぎているが、オホーツク海南部はまだこのように多くの海水に覆われている。

Fig. 5 では南下する水域の変化の様子が良く表われている。すなわち北の方では一様な氷野であったものが、南下するにつれ割れ目が多くなり分離が進んで、南の方では大小様々な氷盤から成る水域へと変化している。

なお網走の西から知床岬にかけての沿岸には、幅 1 km から広い所で 10 km 近くに及ぶ定着氷がある。これは直線状の縁を持っており、沖の流氷群との境界は明瞭である。この年網走港外では4月12日まで定着氷が見られた。

4) 氷盤の大きさや風力係数

Fig. 5 の X-Y には帯状の水域がある。周囲の水域は巨大氷盤* を含む大小各種の氷盤で構成されているが、この帯状の水域はほぼ大氷盤以下の氷盤のみで構成されている。これは氷盤の大きさにより風力係数** が異なり、そのため比較的小型の氷盤のみが集合したものと思われる。

このように氷盤の大きさにより風力係数が異なることは、他の画像で確かめることができる。

Fig. 6-a では画像の上辺から左辺にかけて巨大氷盤や巨氷盤が多数見られるが、中央部から右下にかけては東西走向の帯状の水域となっており、しかもこの水域には巨氷盤以上のものは見られない。この帯状の水域にほぼ直角に南北走向の細い筋があるが、これは海水ではなく寒気の吹き出しに伴う積雪の雲列である。この種の積雪雲列は風向に沿ってできることから、この海域では北寄りの風が吹いていることが分る。そして風上側に大きな

* 氷盤をその大きさにより区分したもの。巨大氷盤：直径 10 km 以上，巨氷盤：2~10 km，大氷盤 500 m~2 km，中氷盤 100~500 m，小氷盤 20~100 m

** 風速に対する漂流速の比。通常は 0.02~0.04 程度

* 水域内の氷の密集程度

** 一冬より長くは持続しない海水

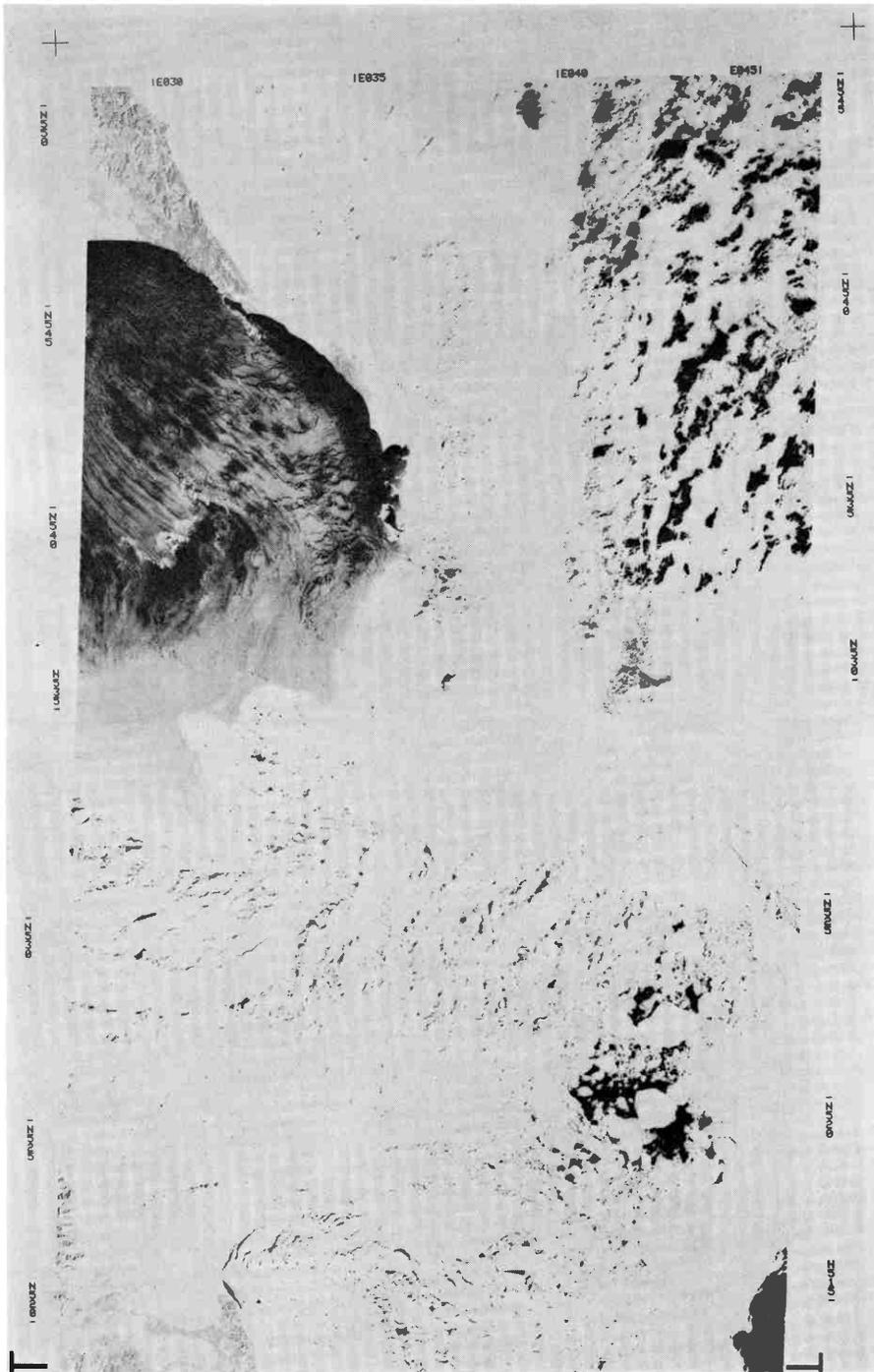


Fig. 1-c (top) 17 Mar. 1981 Path 115 Row 26,27,28 (LANDSAT-2 Band 7)



Fig. 1-c (bottom)

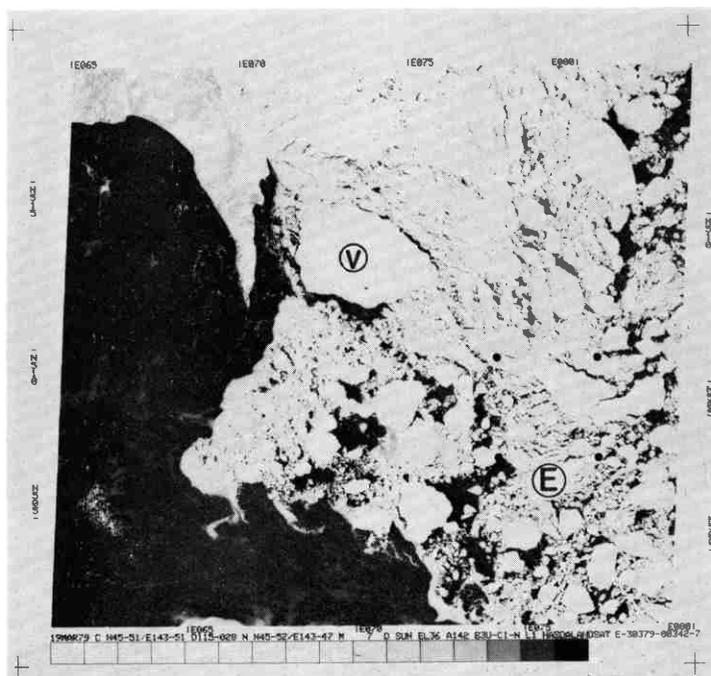


Fig. 2 Pack ice area off east of the Cape Aniwa. 19 Mar. 1979 Path 115 Row 28 (LANDSAT-3 Band 7)

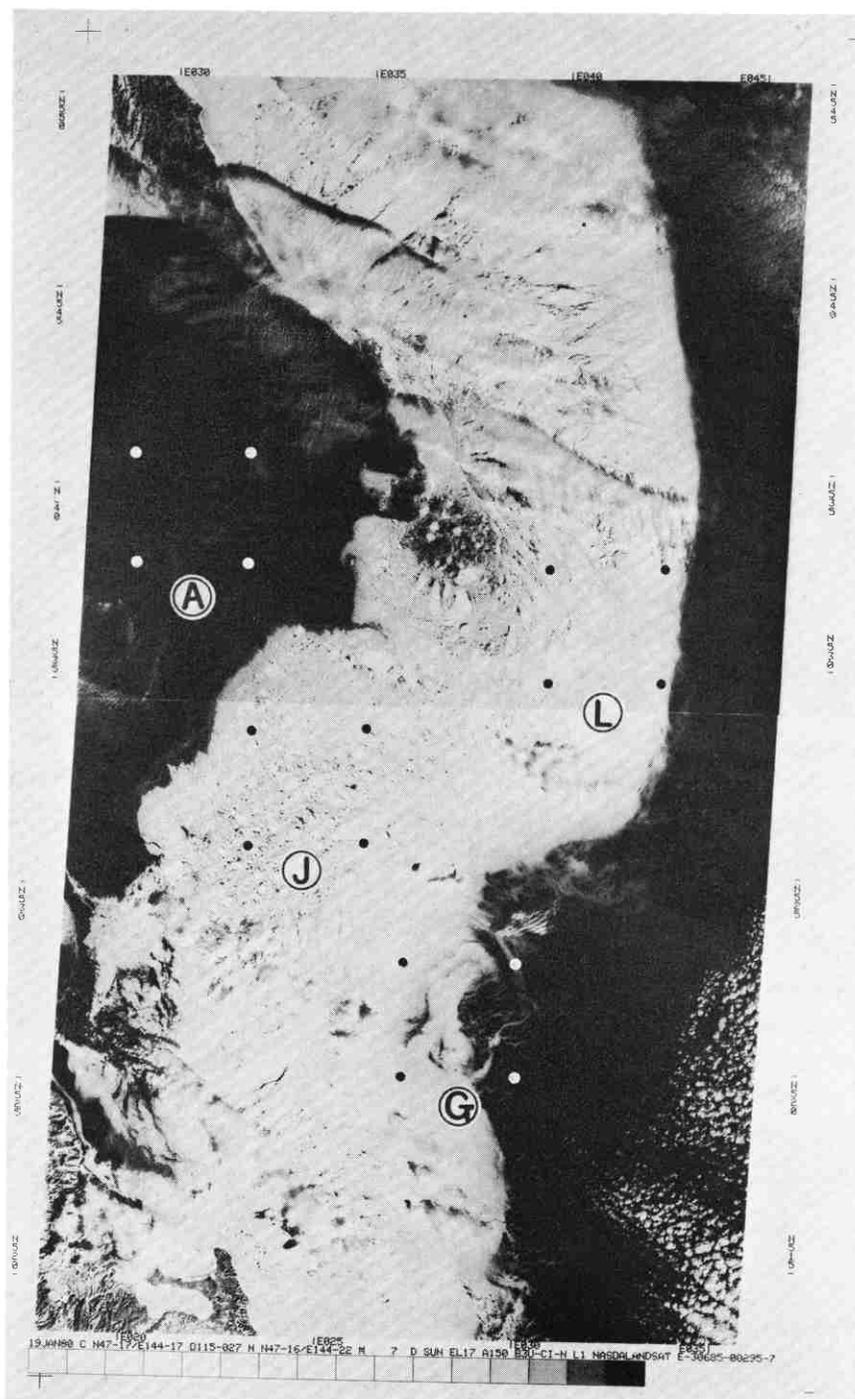


Fig. 3 Pack ice belt off east coast of southern Sakhalin. 19 Jan. 1980 Path 115 Row 26, 27 (LANDSAT-3 Band 7)

氷盤、風下側に小さな氷盤と分離して存在することから、氷盤の大小により風力係数に差があることが分る。

また Fig. 6-b は1979年2月26日の画像で、オホーツク海南部に広がった氷域の南東の縁にあたる。

天気図によると、この海域では21日に低気圧が発達しながら東に抜けた後24日まで強い北西風が吹き、その後次第に弱くなって、Fig. 6-b に示した26日には高気圧の中心付近に入っている。

画像の左辺中央から右上にかけて開放水面* が延びている。そしてその北西側には大型の氷盤が多く、特に開放水面との境界には巨大氷盤が並んでいる。巨大氷盤以下の氷盤は、これらの巨大氷盤にせき止められた形である。また開放水面の南東側、とりわけ画像の右下では小型の氷盤が多く、巨大氷盤は全く見られない。このことから、風による漂流の速さは氷盤の大小により異なり、氷盤が大きいほど漂流速は小さくなるのが推定される。

5) 海水の渦

Fig. 6-a のZには直径30km程度の反時計回りの渦が見られる。積雲列からも分るようにならぬ北寄りの風の場形成されていること、また天気図によると前6日間もやはり一様な強い北西風の場であったことから、この海水の渦の成因を風の水平シアーとは考え難い。むしろ海水そのものに渦性の流れがあるものと思われる。

また先に示した Fig. 4-b のタライカ湾東部にも直径50km程の弱い渦パターンが見られる。この場合の成因については、風の水平シアー、東の半島側と西の湾中央部側における氷域の内部抵抗の差、海流などが考えられるが、はっきりしない。

6) 融氷期の氷域

融氷期の氷域については、先にサハリン近海の例を Fig. 1-c と Fig. 4-b に示したが、さらに千島列島付近の例を2例ほど示す。

Fig. 7 は1980年3月28日のもので、画像の上辺中央から左下方向に延びる島がエトロフ島である。

オホーツク海側の氷域はかなり融解が進んでいるものの、まだ大型の氷盤が残っている。その流水の一部が、エトロフ島の南のクナシリ水道を抜けて太平洋に流れ出している。また画像右上の流水は、エトロフ島の北のエトロフ海峡から流れ出した後、さらに南西に流されてきたものである。このように千島列島の海峡から太平洋に流れ出した流水は、親潮の影響で南西に流されることが

多い。

また Fig. 8 は1979年4月11日のもので、画像中央にウルフ島が見える。

オホーツク海側には、かなり融解が進んだ氷域がある。Fig. 7 とは異なって氷盤はほとんど見られず、滑らかな外観を持った細い帯状の氷域が幾筋か並び、融氷期の特徴ある形態を示している。

3. 氷域の輝度レベル度数分布

1) 度数分布で見た氷域の特徴

これまで見てきたように、氷域は様々な輝度分布を持っている。これは氷域の放射特性に依存したものであるが、その時の太陽高度角にも大きな影響を受ける。そこで氷域の放射特性を調べるため、太陽高度角にノーマリゼーションを施して種々の氷域を比較してみた。

氷域の放射特性は、その氷域を形成している海水の種類や密度に応じて変化するが、積雪の有無も無視できない。

Fig. 9-a に結氷域から氷野・氷盤を経て融氷域に至る典型的な氷域の輝度レベル度数分布を示す。太陽高度角のノーマリゼーションには、この時期の平均的高度角として30°を採用した。またランドサット MSS のデータは128個の輝度レベルで与えられるが、ここではこれを放射強度 (mw/cm²・sr) に変換して示した。各調査領域の大きさは、後述の GMS との比較の関係で氷域の一様性を保ちながらできるだけ広くとるため、30km×30kmとした。

Fig. 9-a において、Aはタライカ湾の濃灰色の結氷域 (Fig. 3 の4つの点で囲まれた領域A)、さらに結氷が進み淡灰色の氷野となったものがB* (Fig. 4-a の領域B)、そしてさらに輝度が大きくなった割れ目の無い氷野がC (Fig. 4-a の領域C) である。結氷が進むにつれ度数分布の峰が放射強度の大きい方へと移行しているが、鋭い峰を保ったまま移行するのではなく、途中の過程ではなだらかな峰をもった分布となることが分る。

さらにDは割れ目の多い氷野 (Fig. 5 の領域D)、Eは巨大氷盤の多い氷域 (Fig. 2 の領域E)、Fは巨大氷盤を含まず巨大氷盤以下の氷盤から成る氷域 (Fig. 6-b の領域F)、そしてGは小氷盤や板氷から成るとみられる滑らかな外観を持った氷域 (Fig. 3 の領域G) である。つまりCからGにかけては、氷野が分離して氷盤とな

* 航行可能な広い海域で、その中に海水があつても10%以下。

* 輝度の大きい氷野が融解したものではないことは、GMS の画像で確認済。

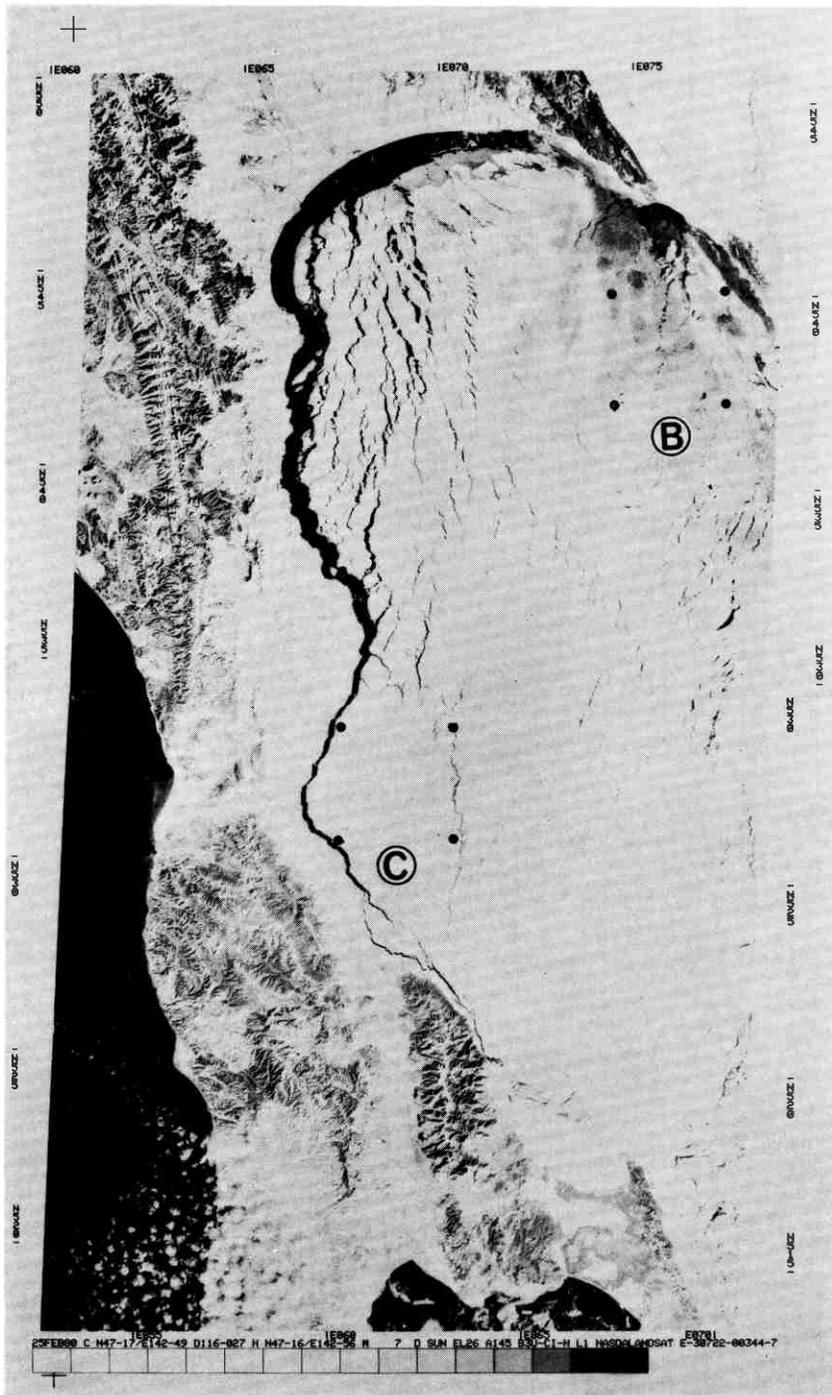


Fig. 4 Icefield in the Terpeniya Bay.
-a 25 Feb. 1980 Path 116 Row 26,27 (LANDSAT-3 Band 7)

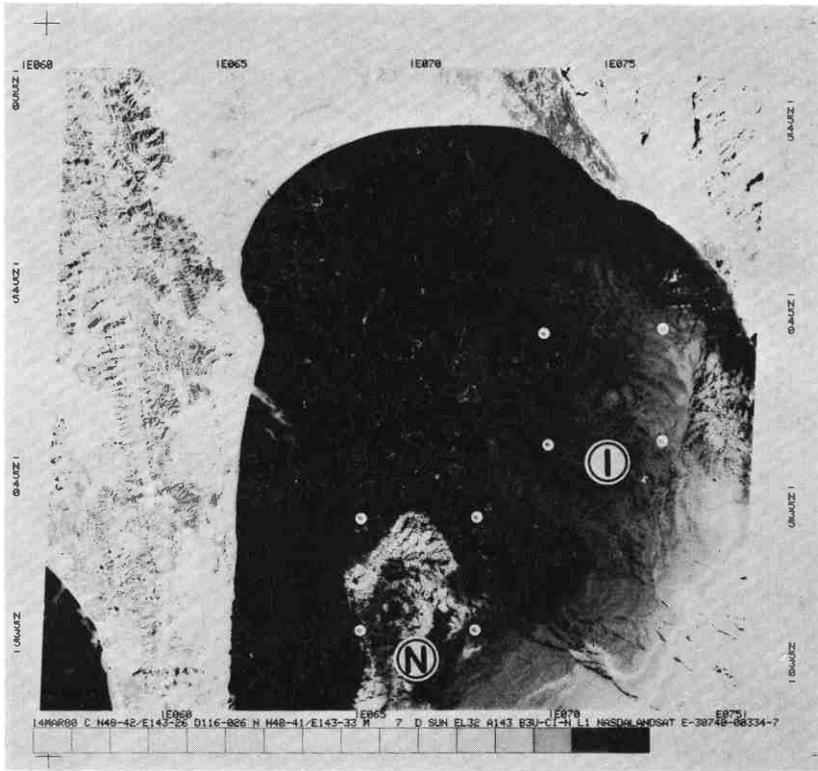


Fig. 4-b 14 Mar. 1980 Path 116 Row 26 (LANDSAT-3 Band 7)

り、それがさらにより小さな氷盤へと変化する過程を表わしている。

これを見ると氷野や氷盤域の峰の位置は、放射強度の大きい所において変動は少ないが、峰の高さは氷野・氷盤の分離が進むにつれて低くなっており、同時に分布の幅が低レベル側へと広がっている。そして小氷盤や板氷から成る氷域になると、峰はさらになだらかになり低レベル側へと移行している。

CからFにかけての峰の位置は、少いとは言え変動がある。これは主に積雪によるものとみられ、次の項で詳しく述べる。

次に融氷域のH (Fig. 8の領域H)になると峰の位置はさらに低レベル側へ移行するが、峰の形は再び急峻となり、最後の濃灰色を呈した融氷域のI (Fig. 4-bの領域I)になると、最初の結氷域Aとはほぼ同型に戻ることが分る。

なお Fig. 9-aの低レベル側、 $0.2 \sim 0.4 \text{ mW/cm}^2 \cdot \text{sr}$ にある峰は海面であり、氷域の放射強度との境界を適切に設定すれば、調査領域の氷量を正確に知ることができる。この境界の設定もIのような場合には困難な様に思

われるが、この場合でも太陽高度角のノーマリゼーションを施さないバンド「4」($0.5 \sim 0.6 \mu\text{m}$) やバンド「5」($0.6 \sim 0.7 \mu\text{m}$) を用いれば容易である (図省略)。

Fig. 9-bには Fig. 9-aで示した典型的な例の変形あるいは複合した氷域とみられるものを示す。

J (Fig. 3の領域J)は様々な大きさの氷盤が集まって氷野状になっている氷域である。Fig. 9-aのD(割れ目の多い氷野)と比較すると峰の位置は似たような放射強度にあるが、峰の低レベル側の形状にDとは異なる特徴がある。

K (Fig. 5の領域K)は前章4項で述べた氷域、すなわち風の影響で氷盤群の中から巨氷盤以下の大きさの氷盤のみが集合したとみられる氷域である。巨大氷盤を含まない点では Fig. 9-aのFと同じであるが、Kの場合にはFの他にGをも合わせたような形状、つまり二つの峰を持っているのが際立った特徴である。このことはまた、氷域Kの形成過程を裏付ける材料の一つでもある。

L (Fig. 3の領域L)は様々な大きさの氷盤が集まって氷野状になっている点ではJと同様であるが、滑ら



Fig. 5(top) Ice field in southern part of the Sea of Okhotsk. 5 Apr. 1979 Path 114 Row 26, 27, 28, 29 (LANDSAT-3 Band 7)



Fig. 5 (bottom)
The Cape Shiretoko is seen at the lower part of this picture.

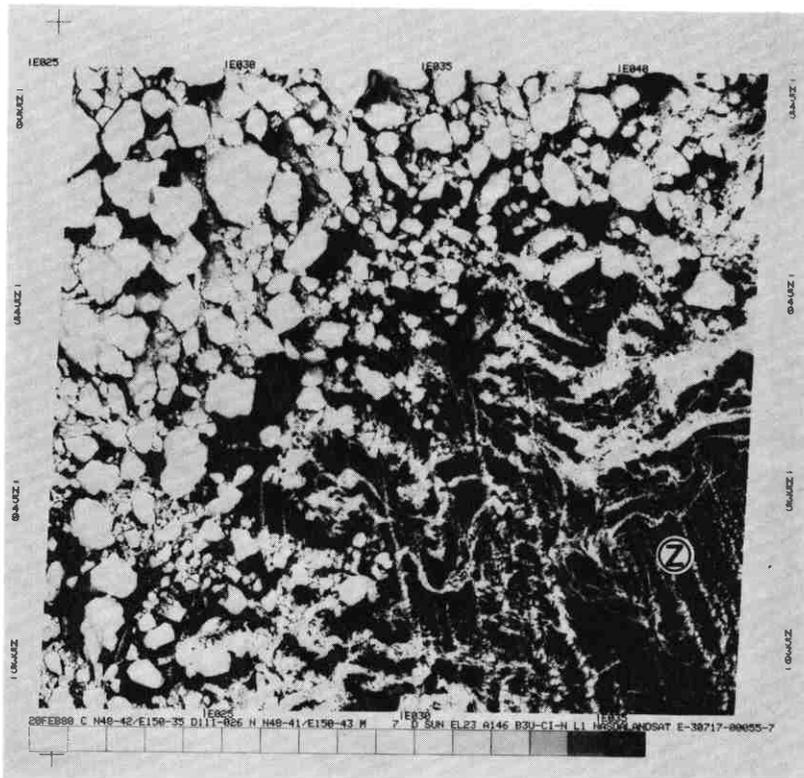


Fig. 6 Southeastern edge of the pack ice area of the Sea of Okhotsk.

-a 20 Feb. 1980 Path 111 Row 26 (LANDSAT-3 Band 7)

Pack ice area consisting of floes smaller than the Big floe is separating from the Giant floe area. A cyclonically vortex of pack ices is seen by the side of Z.

かな外観を持った氷域，すなわち Fig. 9-a の G で代表されるような小氷盤や板氷をより多く含んでいる点で J とは異なる。L の度数分布の形状は，D（割れ目の多い氷野）と G（小氷盤や板氷から成る氷域）との間にあるともみられる。

M（Fig. 7 の領域 M）はまだ氷盤が残されている融氷域である。この度数分布の形状は Fig. 9-a の G（小氷盤や板氷から成る氷域）に良く似ている。

そして N（Fig. 4-b の領域 N）は濃灰色の融氷域内に比較的輝度の大きい氷域が残されている例で，当然ながら海面以外に二つの峰を持っている。

これまでに示した輝度レベル度数分布の中で，A と I および G と M については，結氷域と融氷域のように氷域の履歴が大きく異なるにもかかわらず，形が似ている。そこでこれらを区分するための試みとして，これまで用いてきたバンド「7」から最も離れた波長帯であるバンド「4」を用いて比較してみた。

この結果，A と I の区分には効果が認められなかったが，G と M については有効であった。すなわちバンド「7」での両者のモードは， $G=1.93$ ， $M=1.86 \text{ mW/cm}^2 \cdot \text{sr}$ とほぼ同値であったが，バンド「4」では， $G=2.04$ ， $M=1.57 \text{ mW/cm}^2 \cdot \text{sr}$ と大きな差が生じた。

このことは，ある一つのバンドでは区分できない氷域がある時，他のバンドの併用が有効となり得ることを示している。

2) モードと標準偏差との関係

これまで述べてきた種々の輝度レベル度数分布の相互の関係を把握し易くするため，今回の調査で利用した 1979～1981 年の 32 シーンの中から特徴的とみられる氷域 51 例のモードと標準偏差との関係を Fig. 10 に示す。図中，黒丸は Fig. 9-a に示した様な典型的な例を，また白丸は Fig. 9-b に示した様な変形・複合的な例を表

* いずれも太陽高度角のノーマリゼーションを施している。

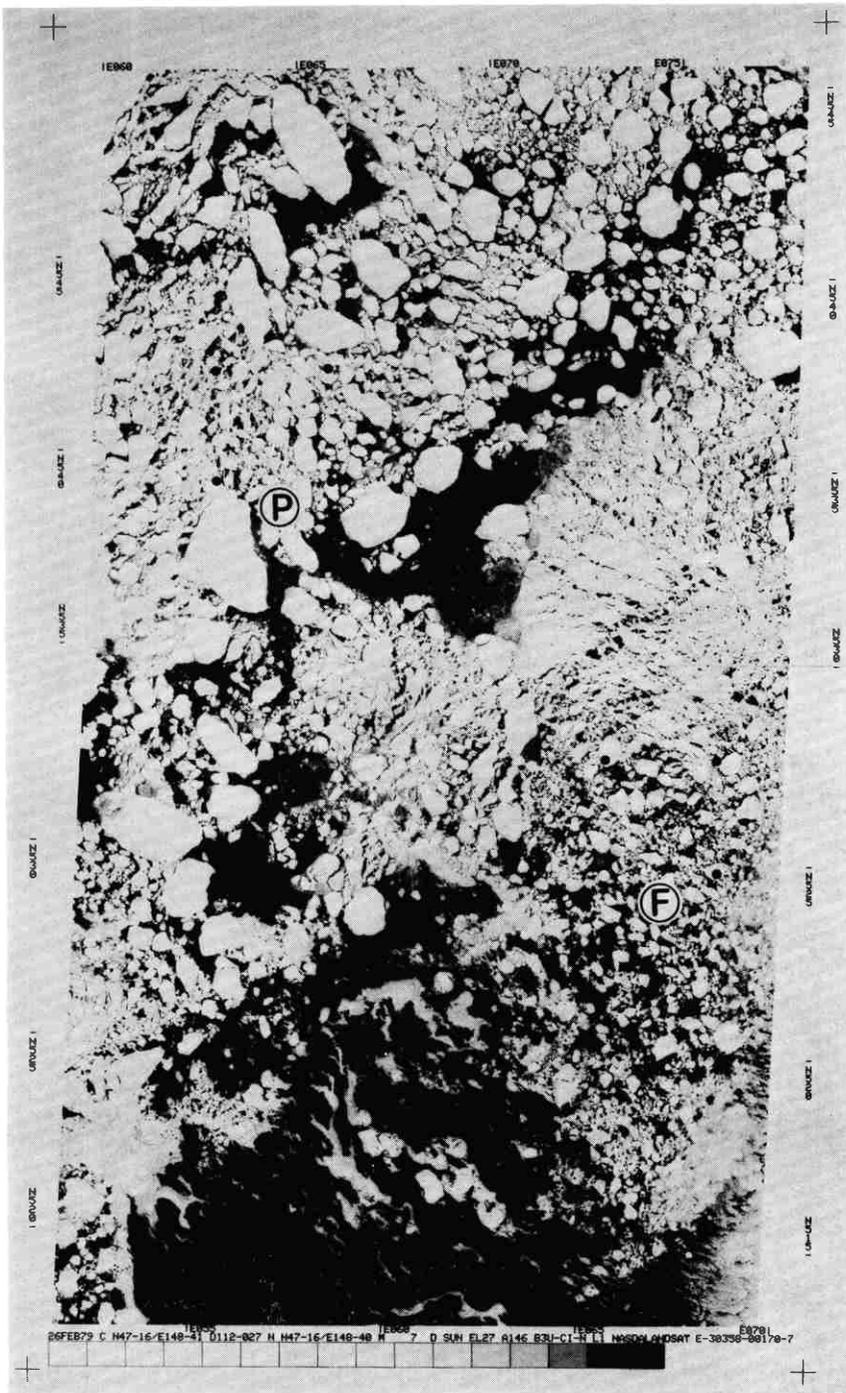


Fig. 6-b 26 Feb. 1979 Path 112 Row 26,27 (LANDSAT-3 Band 7)
Pack ice area consisting of floes smaller than the Vast floe is separating from the Giant floe area.



Fig. 7 Pack ices flowing out to the Pacific Ocean through the Kunashir Strait. 28 Mar. 1980 Path 112 Row 29 (LANDSAT-3 Band 7)

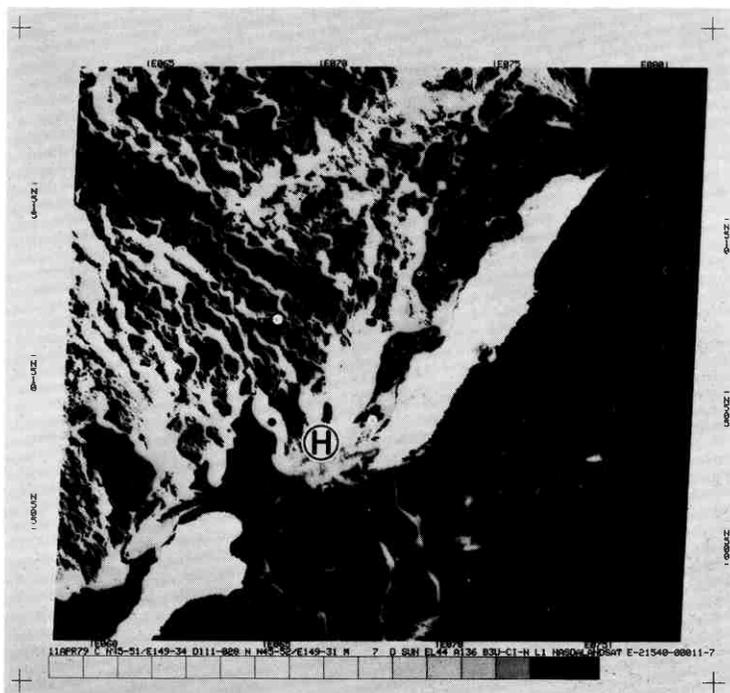


Fig. 8 Pack ice area on the melting stage in the sea west of Urup. 11 Apr. 1979 Path 111 Row 28 (LANDSAT-2 Band 7)

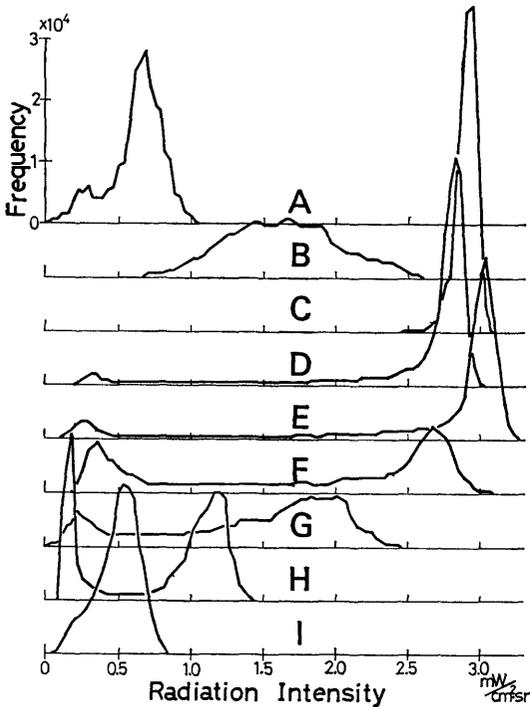


Fig. 9 Brightness level frequency distribution of pack ice areas. These are normalized on solar elevations (30 deg.).

-a Typical cases. A: Area A closed by four dots in Fig. 3. B: In Fig. 4-a. C: In Fig. 4-a. D: In Fig. 5. E: In Fig. 2. F: In Fig. 6-b. G: In Fig. 3. H: In Fig. 8. I: In Fig. 4-b.

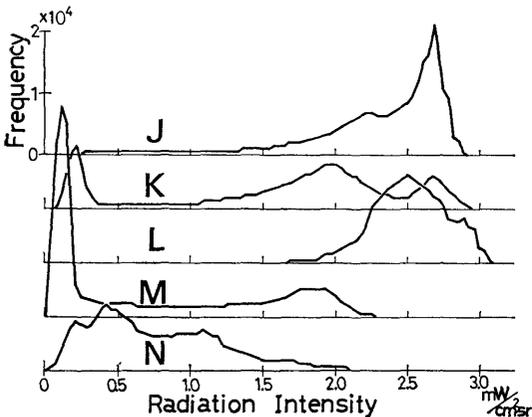


Fig. 9-b Other cases. J: Area J closed by four dots in Fig. 3. K: In Fig. 5. L: In Fig. 3. M: In Fig. 7. N: In Fig. 4-b.

わす。それぞれの傍に付した記号は Fig. 9-a, b に示したA~Nの例そのものか、あるいはそれに類似したものであることを示す。

Fig. 10 からは次の事が分る。なお、モードと標準偏差の単位 $mW/cm^2 \cdot sr$ は省略する。

- ①モードの上限は3.1, 標準偏差の上限は0.7程度である。
- ②標準偏差がモードの0.25倍より小さい例が大多数である。
- ③モードが中程度の1.5~2.5においては、標準偏差が0.2以下の例は見られない。
- ④氷野から氷盤に至るC~Fについては、モードは2.5~3.1にありほぼ一定。また標準偏差は分離が進むにつれ大きくなる。
- ⑤氷盤集合型のJは、ほぼ氷野C, Dの範囲内に入る。

3) 積雪によるモードの変化

前項の④では、氷野・氷盤域においてはモードがほぼ一定と述べたが、それでも2.5から3.1まで0.6程度の幅がある。そこでこのことと積雪の有無との関連を調べてみた。

Fig. 10 において、モードが3.0以上は6例あるが、この内4例は1979年3月19日、(Fig. 9-a のEがここに含まれる) 他の2例が1979年4月5日と1981年3月17日である。天気図によれば、1979年3月19日の場合には前日に、また1981年3月17日の場合には前々日から前日にかけて、低気圧がオホーツク海南部を発達しながら通過しており、同海域周辺にかなりの降雪をもたらしている。また1979年4月5日の場合には、5日前になるが、やはり低気圧が北海道を発達しながら通過しており、この例の氷域が網走沖にほぼ停滞していた氷域であることを考慮すると、かなりの降雪があったものと思われる。

逆に氷野・氷盤域でモードが2.5程度と小さい例二つを見てみる。一つは1979年2月26日の例で、5日前にオホーツク海中部を弱い低気圧が通過、また他の一つは1980年2月25日の例で、2日前に北海道を弱い低気圧が通過している。しかしGMSの雲画像も参考にすると、この二例の氷域では降雪が無い、あっても弱かったものと思われる。

以上より、氷域の放射強度は積雪の有無により0.6 $mW/cm^2 \cdot sr$ 程度の変動があることが分った。これはアルベドに換算すると、5~6%に相当する。

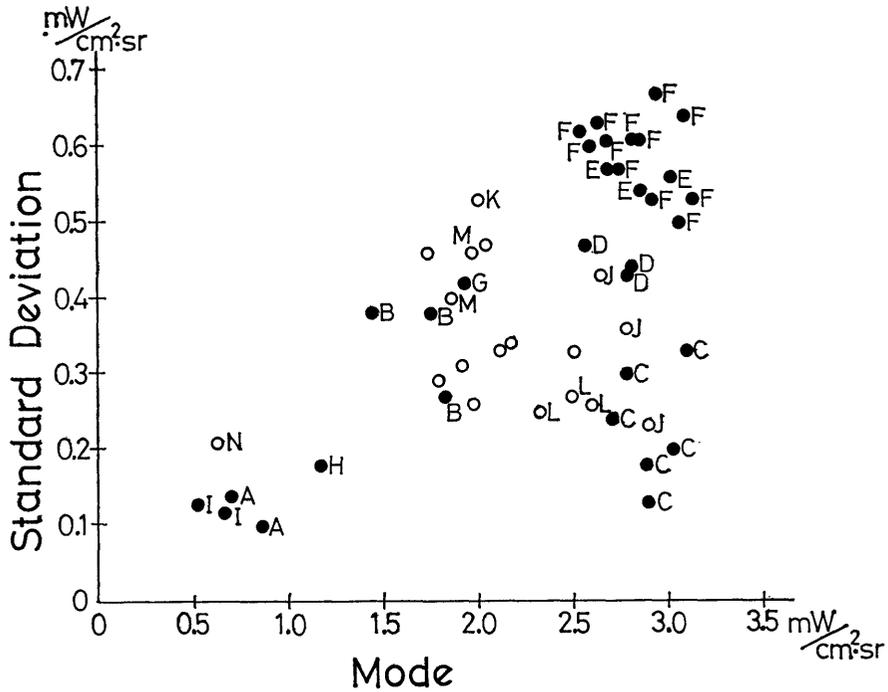


Fig. 10 Relation between mode and standard-deviation of brightness level frequency distributions. Black circles are typical types shown in Fig. 9-a and white circles are other types shown in Fig. 9-b.

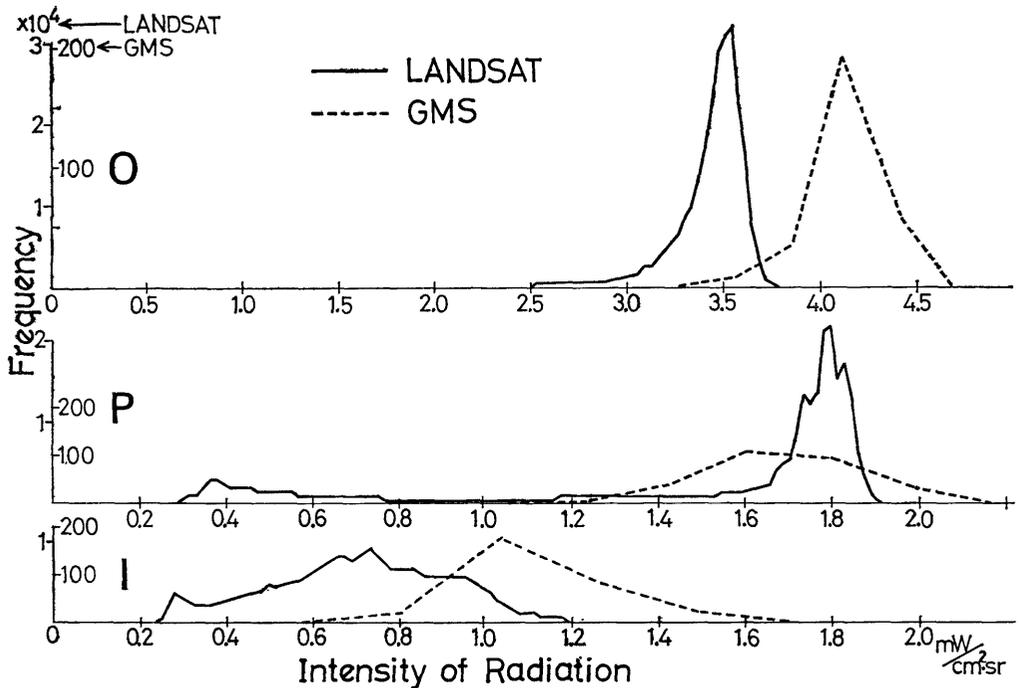


Fig. 11 Comparison of the brightness level frequency distributions between LANDSAT data and GMS data. These are non-normalized on solar elevation. O: Compact ice field type. Area O closed by four dots in Fig. 5. P: Ice floe type. In Fig. 6-b. I: Melting stage type. In Fig. 4-b.

4. 気象衛星「ひまわり」の観測との対比

以上のようにランドサットでは、その優れた分解能を利用して、海氷域の状態を詳しく知ることができる。それでは分解能の劣る GMS のデータを用いた場合はどうであろうか。そこで、同一領域での両者の輝度レベル度数分布を求めてみた。

ランドサットがオホーツク海南部を通過するのは、09時00分 (JST) から09時30分の間とほぼ一定時刻である。そこで GMS では、これに最も近い09時の画像を用いた。

また比較する切り出し領域の大きさは、GMS の低分解能を考慮してできるだけ広くとることとするが、領域内の海氷状態に一様性を持たせるためにはその大きさにも限度がある。そこでこの調査では $30\text{ km} \times 30\text{ km}^*$ とした。この場合、領域内の画素数は GMS の 300 個に対しランドサットは 262,000 個と約 900 倍になる。

また両者のデータの放射強度の単位は、ランドサットでは 0~127 のレベル値、GMS では 0~100% の見かけのアルベド値** と異なるので、ここでは両者を $\text{mW}/\text{cm}^2 \cdot \text{sr}$ に変換して比較した。なおここでは太陽高度角のノーマリゼーションは行っていない。

比較した結果を Fig. 11 に示す。氷野の例として O (Fig. 5 の領域 O) を、氷盤域の例として P (Fig. 6-b の領域 P) を、また融氷域の例として I (Fig. 4-b の領域 I) を示した。

ただし GMS の可視センサーの波長帯は、 $0.55 \sim 0.75\ \mu\text{m}$ であるので、ランドサットの方はバンド「7」($0.8 \sim 1.1\ \mu\text{m}$) ではなく、バンド「5」($0.6 \sim 0.7\ \mu\text{m}$) を比較の対象とした。しかし先にも述べたように、このバンドでは氷域の輝度が大きいと高レベル側で飽和してしまうので、O のみバンド「7」で比較してある。また図の縦軸の度数の目盛は、横軸の放射強度の階級幅の違い*** を考慮し、同様な分布の時には高さが一致するようにランドサットと GMS では別個にとってある。

Fig. 11 を見ると、3 例共、峰の位置にずれがある。これは観測時刻のずれに伴う太陽高度角の差、GMS の値を変換する際の誤差などの他、O の場合には波長帯のずれが原因とみられる。

当然の事ながら、ランドサットの方が詳細な度数分布を描いているが、P を除けば全体的な形状は良く似ている。

しかし氷野状の O と I で似ていながら、巨氷盤以下の各種の氷盤から成る氷域 P で似ていないのは、やはりランドサットと GMS の分解能の差が効いているものとみられる。P と I における $0.3 \sim 0.4\ \text{mW}/\text{cm}^2 \cdot \text{sr}$ 付近の海面の峰が GMS では表われていないのも、同様な理由によるものであろう。

5. あとがき

初めてランドサットの海水写真を目にした時には、その画像の鮮明さに驚かされた。この調査では、この高分解能画像の解析から、オホーツク海の氷域について幾つかの知見を得た。

すなわち、季節変化や南下に伴う氷域の変化を詳細に知ることができた。また氷盤の大小により風による漂流速に差があることが確認された。

氷域の輝度レベル度数分布からは、結氷から融氷に至る過程に対応した度数分布の形の変化が分り、モードと標準偏差の関係から、その変化を量的に把握することができた。

また度数分布上での海面領域を除去することにより、調査領域での水量を正確に測定する可能性を示した。

輝度レベル度数分布による気象衛星「ひまわり」との比較では、ランドサットに比べて低い分解能に起因するとみられる問題点が、分離した氷盤域の場合に生ずることが分った。

しかしながら、ランドサットは時間的・空間的制約が大きい。その点「ひまわり」は分解能では劣るものの、ランドサットのこれらの欠点を十分に補うものである。今後も海水の調査・研究への両衛星の活用が期待される。

終りにあたって、多くのランドサットデータを提供して下さった宇宙開発事業団地球観測センター、および同データの計算機処理に御助力下さった気象庁海洋課の三木芳幸技官に深く感謝の意を表します。

参考文献

木村隆昭 (1980) : オホーツク海の海水の移動。天気, 27(11), 827-830.

* ランドサットの画素数で 512×512

** 太陽高度角の変動に伴う入射量の変化を考慮していない。

*** ランドサット3号のバンド「4」では $0.019\ \text{mW}/\text{cm}^2 \cdot \text{sr}$ 、また GMS では約 $0.2\ \text{mW}/\text{cm}^2 \cdot \text{sr}$ 。