

南極域における合成開口レーダー (SAR) 画像の
雪氷研究への応用高橋 晃¹・藤井理行²・長 幸平³・西尾文彦⁴・古川晶雄²・渡辺興亜²

Application of Synthetic Aperture Radar (SAR) Imagery on Antarctic Glaciology

Akira TAKAHASHI¹, Yoshiyuki FUJII², Kohei CHO³, Fumihiko NISHIO⁴,
Teruo FURUKAWA² and Okitsugu WATANABE²

Abstract: Antarctic sea ice and ice sheet were studied using the ERS-1 and JERS-1 SAR images received at Syowa Station in 1991-1993. Analysis was mainly done for sea ice in Lützow-Holm Bay, ice streams flowing into the bay, ice sheet near the coast and inland nunataks. Back scattering coefficient of the SAR images differs clearly between first-year and multi-year sea ice covered with snow which are difficult to be distinguished in the MOS-1/MESSR images. Weak scattering is confirmed in bare sea ice because of the smooth surface and appears in summer comparing with that in winter. The back scattering differs clearly place to place in ice sheet weak in bare ice along the coast very weak in the smooth dry snow area and scattered near nunataks.

要旨: 昭和基地で1991年から1993年までに受信された、ERS-1、JERS-1のSAR画像解析について述べる。解析は、リュツォ・ホルム湾からやまと、ベルジカ山脈を含む領域を対象領域に選んで行った。海水域では、表面の滑らかな裸氷域の後方散乱は非常に弱く、雪に覆われた一年氷、多年氷、氷山の識別もMOS-1/MESSR画像と比べて容易に行えることが分かった。夏季と冬季のERS-1画像の比較からは、冬季には海水の成長に関連すると思われる後方散乱の増加が認められた。氷床域では、沿岸から内陸にかけて、後方散乱に著しい変化が見られた。氷床縁辺部の裸氷域では後方散乱が非常に弱く、積雪中の融解水が再凍結を起こす領域の後方散乱は強いことが分かった。また、乾雪線付近の平坦な雪面域では後方散乱が非常に弱いことが分かった。ヌナタク周辺では氷床の基盤地形を反映した表面起伏と表面状態に起因すると思われる斑点状の散乱が認められた。

1. はじめに

昭和基地では、地球観測衛星受信計画の重点項目の一つとして、海水域から南極氷床に

¹ 通信総合研究所, Communications Research Laboratory, Ministry of Posts and Telecommunications, Nukui Kita-machi 4-chome, Koganei-shi, Tokyo 184.

² 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

³ 東海大学情報技術センター, Tokai University Research & Information Center, Tomigaya 2-chome, Shibuya-ku, Tokyo 151.

⁴ 北海道教育大学釧路校, Hokkaido University of Education, Shiroyama 1-chome, Kushiro 085.

至る広範囲な海氷、氷床の状態を高分解能で観測するために、合成開口レーダー (SAR: Synthetic Aperture Radar) を搭載した ERS-1 (European Remote Sensing Satellite-1) の受信を第 32 次南極地域観測隊 (JARE-32) から、また、JERS-1 (Japan Earth Resources Satellite-1) の受信を JARE-33 から行っている。これらの受信データは、宇宙開発事業団 (NASDA) で 1 次処理が行われ、関連研究者により解析が進められている。

マイクロ波の SAR データは、今までの NOAA/AVHRR (NOAA's Satellite/Advanced Very High Resolution Radiometer) や MOS-1/MESSR (Marine Observation Satellite-1/Multispectral Electronic Self-Scanning Radiometer) の可視や赤外センサーと異なり、雲の影響を受けず、雪氷表面及び内部からの電波の後方散乱を観測することができる。海水域では、海氷の性質の違いが電波の周波数、偏波、入射角を条件とした後方散乱の違いとして現れるため、リュツォ・ホルム湾の海氷の成長や流出の研究に有効である。内陸部では、氷床表面の変化や、氷床内部の体積散乱も観測できるため、沿岸部から内陸にかけての氷床表面の状態やクレバスの分布など氷床内部の状態を明らかにできると考えられる。

しかしながら、散乱の要因が多いため、単周波単偏波の SAR 画像による解析には限界があり、詳細な解析を行うためには、現地での検証実験、時系列データの蓄積及び他の衛星画像との複合解析が必要となる。今回の研究では、日本観測隊として初めて得られた南極の SAR 画像をもとに、基本的な後方散乱の様子を調べ、解析上の問題点を明らかにしながら今後の研究への応用について述べる。

2. 受信設備及び解析方法について

昭和基地での MOS-1, ERS-1, JERS-1 の受信は、1989 年に設置された多目的衛星受信システムによって受信されている (EJIRI *et al.*, 1989; YAMANOUCHI *et al.*, 1991)。ERS-1 は、1991 年 7 月 17 日に南米のフランス領ギアナにあるクールー基地から打ち上げられた (島田, 1991)。昭和基地では 1991 年 10 月から受信を行っている。JERS-1 は、1992 年 2 月 11 日に種子島宇宙センターより打ち上げられ (島田, 1992)、昭和基地では 1992 年 7 月から受信を行っている。JERS-1 は、衛星自体が SAR 用のレコーダー (MDR: Mission Data Recorder) を搭載しているため、必ずしも昭和基地での受信は必要ではないが、ERS-1 では衛星本体にレコーダーを搭載していないため、観測時にリアルタイム受信を行わなくてはならない。南極の ERS-1 の受信局は、昭和基地のほかにアメリカがマクマード基地 (受信はまだ) に、ドイツの受信局がオヒギンス基地にあり、南極全体がこれら 3 局によりカバーされる。表 1 に ERS-1, JERS-1 衛星及び複合解析に用いた衛星の諸元を示す。また、表 2 に現在までの受信軌道数を示す。

昭和基地で受信される SAR データは高密度磁気テープ (HDDT) に記録される。日本に持ち帰られたデータは利用者の要求に基づき NASDA において 1 次処理が行われ国立

表1 ERS-1/SAR, JERS-1/SAR, MOS-1/MESSR, SPOT/HRV 衛星諸元

Table 1. Main characteristics of ERS-1/SAR, JERS-1/SAR, MOS-1/MESSR and SPOT/HRV.

衛星名	ERS-1/SAR	JERS-1/SAR	MOS-1/MESSR	SPOT/HRV	LANDSAT/TM
平均軌道高度	約 785km	約 586km	約 909km	約 832km	約 705km
軌道傾斜角	約 99°	約 98°	約 99°	約 99°	約 98°
回帰日数	3, 35, 176日	44日	17日	26日	17日
周波数(波長)	5.3GHz	1.275GHz	0.51~0.59 μm 0.61~0.69 μm 0.72~0.80 μm 0.80~1.10 μm	1) 0.50~0.59 μm 1) 0.61~0.68 μm 1) 0.79~0.89 μm 2) 0.51~0.73 μm	1) 0.45~0.52 μm 1) 0.52~0.60 μm 1) 0.63~0.69 μm 1) 0.75~0.90 μm 1) 1.55~1.75 μm 1) 2.08~2.35 μm 2) 10.40~12.50 μm
偏波	VV	HH	-----	-----	-----
オフナディア角	23°	35°	-----	-----	-----
観測幅	80km	75km	100km	60km	185km
空間分解能 (Azimuth)	8 - 30m	18m	50m	1) 20m, 2) 10m	1) 30m, 2) 120m
(Range)	30m	18m	-----	-----	-----

表2 昭和基地での月別 ERS-1/SAR, JERS-1/SAR 衛星受信軌道数

Table 2. Monthly amount of ERS-1/SAR and JERS-1/SAR data receiving in Syowa Station.

年月		1991			1992					1993			1994
		10	11	12	1	3	7	8	9	1	2	8	1
ERS-1	記録軌道数	2	7	18	5	0	0	17	0	17	0	14	7
JERS-1	記録軌道数	-	-	-	-	-	4	55	15	11	0	0	11

極地研究所に保管される。通常1次処理で行われるレベル2.1の処理(3 Look, ピクセルスケーシング 12.5 m)では, SAR画像の再生, ラジオメトリック補正, ジオメトリック補正が行われ, 後方散乱の強度が 16 bit の画素値のデータとして CCT (Computer Compatible Tape) に納められている。データ解析を行う場合, 利用者側は必要に応じて, データを後方散乱係数 (σ^0 : scattering coefficient (normalized radar cross-section)) へ変換する必要がある。また, 画素値については, 位相関係の異なる画素中の多数の散乱信号の合成であるため, 画像にはランダムなスペックル雑音が存在する。このため, 解析では雑音の影響を少なくする必要がある。今回の解析ではオリジナルデータから 4×4 画素平均 (3.2.2 項については時期の異なる画像であり, 幾何補正の誤差も考慮して 8×8 画素平均) を求め, 昭和基地周辺の海水域, 氷床域の後方散乱係数が -25~5 dB 程度であることを考慮した 8 bit 画像データに変換した後で解析を行った。これにより, 1 画素の空間分解能は 50 m と悪くなるが, スペックル雑音を抑え, ラジオメトリック分解能を向上させている。CCT データから後方散乱係数への変換式については, NASDA から公表され

ている次の式を用いた。

$$\sigma^{\circ} = 20 \log_{10} \text{DN} - \text{CF}.$$

DN: digital number (CCT count)

CF: conversion factor

ERS-1 の CF は +65.3 dB, JERS-1 の CF は受信時期及びデータの処理を行った時期により若干異なるが, 昭和基地の受信データで現在処理が終わっているものについては +68.5 dB が用いられる。SAR 画像では, センサーがオフナディア角を持つほか, 各画素の位置が衛星から対象物までの距離をもとにして決まるため, 大陸縁や山脈周辺の起伏が激しい場所の正確な位置の把握や, ほかの衛星の画像と比較して解析する場合には, 通常のジオメトリック補正のほかに地形補正も行わなければならないが, 南極では GCP (ground control point) を取ることが非常に難しいために今回の解析ではこの処理は行っていない。

3. データ解析・結果

SAR 画像では, 海氷や氷床の表面状態と内部の様子を反映した高分解能な後方散乱の画像が得られるが, 観測周波数や偏波のほかに入射角や物質の誘電率などの条件にも強い影響を受ける。雪氷域の SAR 画像解析の問題点の一つには, 後方散乱の主要因が表面と内部のどちらに起因しているかについての理解が十分に得られていないことが上げられ, 判断の仕方によっては解釈が大きく異なってしまう。このため, 南極のような現地調査の難しい領域では, 可視画像との複合解析により, 表面からの後方散乱を切り分けることが重要である。昭和基地で受信を行っている MOS-1/MESSR 画像は, 可視から近赤外 (全部で 4 バンド) の比較的分解能が高いデータが得られ, 観測頻度も多いことから複合解析に有効である。この複合解析では, 海氷域の融解の様子, 氷床上の裸氷帯の分布の把握 (高橋ら, 1995) に対して効果を現している。このほか, 赤外画像による熱放射の情報からは, 表層の状態を把握することができるために画像の解釈を深めることができる。また, 場所による後方散乱の変化や, 後方散乱に時間的な変動がある場合などは, 時系列データの解析が有効である。広範囲にわたる氷床のモザイク画像の解析を行い, 大局的に氷床の様子を把握することも重要な解析手段である。

本稿では, 始めに昭和基地周辺のモザイク画像及び光学画像との対比から南極域の SAR 画像の特徴を簡単に述べる。次に, SAR 画像の後方散乱の変化から海氷域・氷床域に分けた詳しい解析結果を述べると共に, 解析上の問題点を明らかにし, 今後の観測で留意しなければならない点について述べる。

3.1. 南極域における SAR 画像の特徴

今回解析を行った領域は、昭和基地からベルジカ山脈周辺にかけての領域で、航空写真や現地調査などの情報量が比較的に多い海氷域、氷床域である。図1に示した MESSR モザイク画像からは、定着氷周辺の海氷と氷開きの様子や、大陸氷床の起伏の様子が良く分かる。また、裸氷や露岩も明瞭に現れている (モザイク画像の位置関係については、図1右下の概略図を参照のこと)。SAR 画像では、領域別に次のような特徴が見られる。海氷領域では、図2に示す 1992年8月16日の ERS-1/SAR 画像に見られるように、一年氷と多年氷の後方散乱が大きく異なっていることが分かる (図2右下の概略図のロウ 189-パス 417に対応し、画像では左上の暗い領域のほとんどが一年氷で、右下の明るい領域のほとんどが多年氷)。氷床縁辺部では、ERS-1/SAR 画像 (図2)、JERS-1/SAR 画像 (図3) の両方で散乱係数が高くなっている。また、内陸氷床域では、全体的に散乱は弱いが、後方散乱に変化が見られる (特に、図2のロウ 189-パス 422のやまと山脈西側では散乱の変化が良く現れている)。これらの SAR 画像の後方散乱の変化は、海氷の含水率や塩分濃度、標高の変化に対応した氷床の積雪状態の違いが影響していると考えられ、MESSR などの光学画像との比較や、現地調査の情報と比較することにより、原因を明らかにすることが可能となる。ここでは、SAR 画像で特徴的な後方散乱の変化が現れている、1) 茅氷河、2) やまと山脈、3) 白瀬氷河の三つの領域を選び、MESSR 画像との複合解析を行った。

3.1.1. 茅氷河周辺の ERS-1/SAR 画像と MOS-1/MESSR 画像の複合解析

図4に氷床縁辺部の茅氷河 ERS-1/SAR 画像と MOS-1/MESSR 画像 (band 4: 近赤外画像) を示す。MESSR 画像では、積雪の影響により浮氷舌の分離の様子や浮氷舌と多年氷の区別があまり明瞭でない。これに対して SAR 画像では、浮氷舌及び氷山と海水 (多年氷) の塩分濃度が異なることに起因した誘電率の違いから、浮氷舌や氷山では内部の電波の減衰は少なく、氷が厚いことから体積散乱も強いいため、浮氷舌の分離している様子や、氷山と海水の区別が明瞭である。この浮氷舌領域は、SAR 画像の幾何学的歪みがほとんどないため、冬季の氷河流動解析にも応用できる (高橋ら, 1993)。MESSR 画像からは、氷河が浮氷舌になる周辺の領域から伸びたタイドクラックが確認できるが、SAR 画像では、より広い範囲に後方散乱の弱い領域が広がっていることが分かる。観測日の違いによる変化が少ないと仮定するならば、クラック周辺では含水率及び塩分濃度が高いために後方散乱が弱くなっていると考えられる。SAR 画像にはこうした後方散乱の弱い領域が多数見受けられ、MESSR 画像では検知できない小さなクラックが多数存在している可能性もある。含水率と塩分濃度については、海水の融解や成長過程で変化すると考えられるため、多時期にわたる MESSR 画像と SAR 画像の同時観測データにより、その寄与を評価することができる可能性がある。

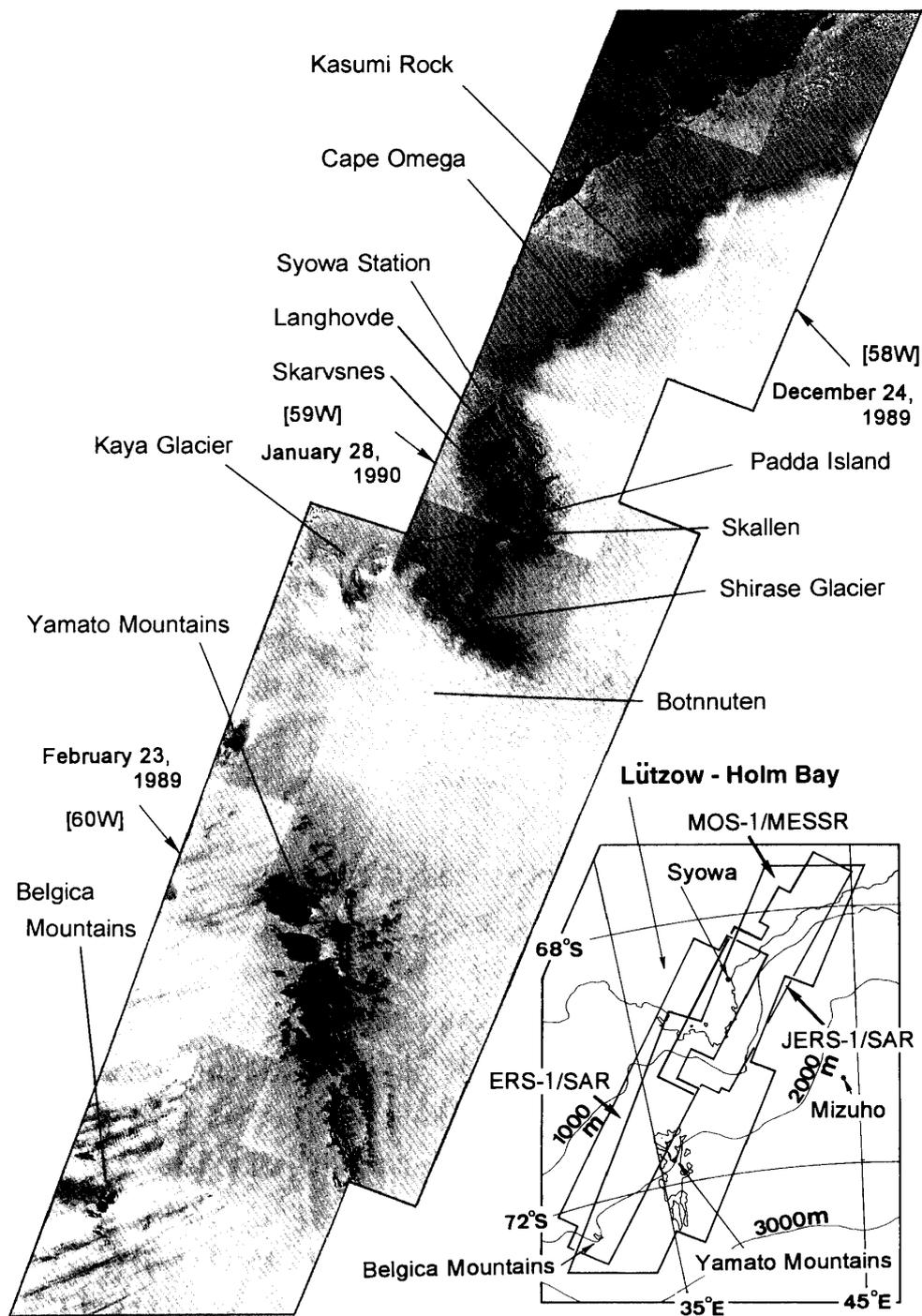


図1 昭和基地周辺の MOS-1/MESSR モザイク画像

Fig. 1. MOS-1/MESSR mosaic image around Syowa Station.

3.1.2. やまと山脈周辺の ERS-1/SAR 画像と MOS-1/MESSR 画像の複合解析

図5にやまと山脈（福島岳）周辺の ERS-1/SAR 画像及び MOS-1/MESSR マルチスペクトル画像（B, G, R=バンド4, 3, 1）を示す。MESSR 画像では、裸氷帯と積雪面の違いが近赤外領域に特徴的に現れているが、モレーンでは可視光領域にも変化が現れるため、

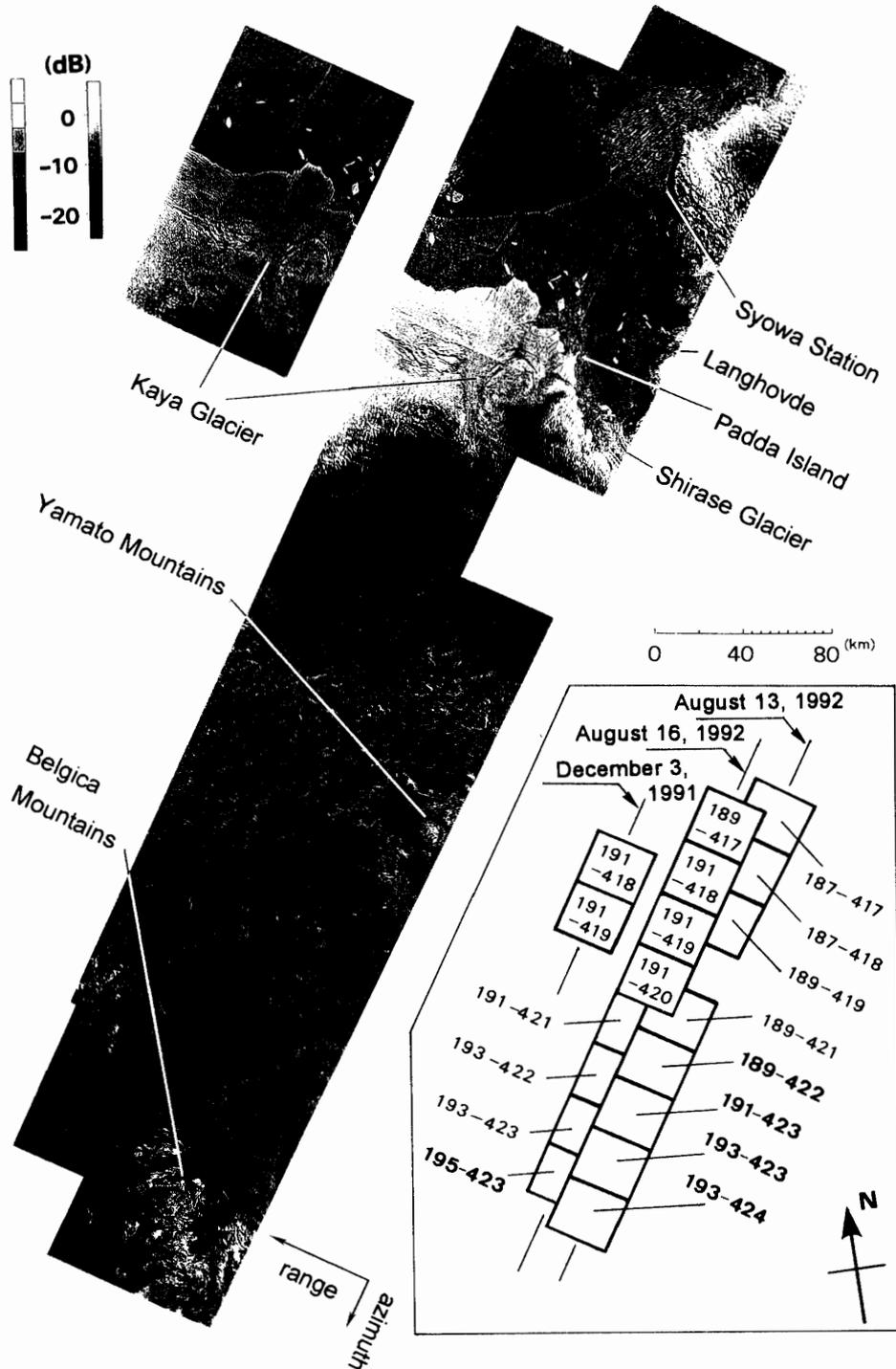


図2 昭和基地周辺のERS-1/SARモザイク画像
 Fig. 2. ERS-1/SAR mosaic image around Syowa Station.

バンド合成を行うことによりそれぞれが容易に判別できる。SAR画像では、山脈の起伏や表面の粗さ、氷と石の誘電率の違いが後方散乱に影響を与える。やまと山脈周辺は、1969年、1970年及び1975年に撮影された航空写真と1973年及び1975年に作られた三角

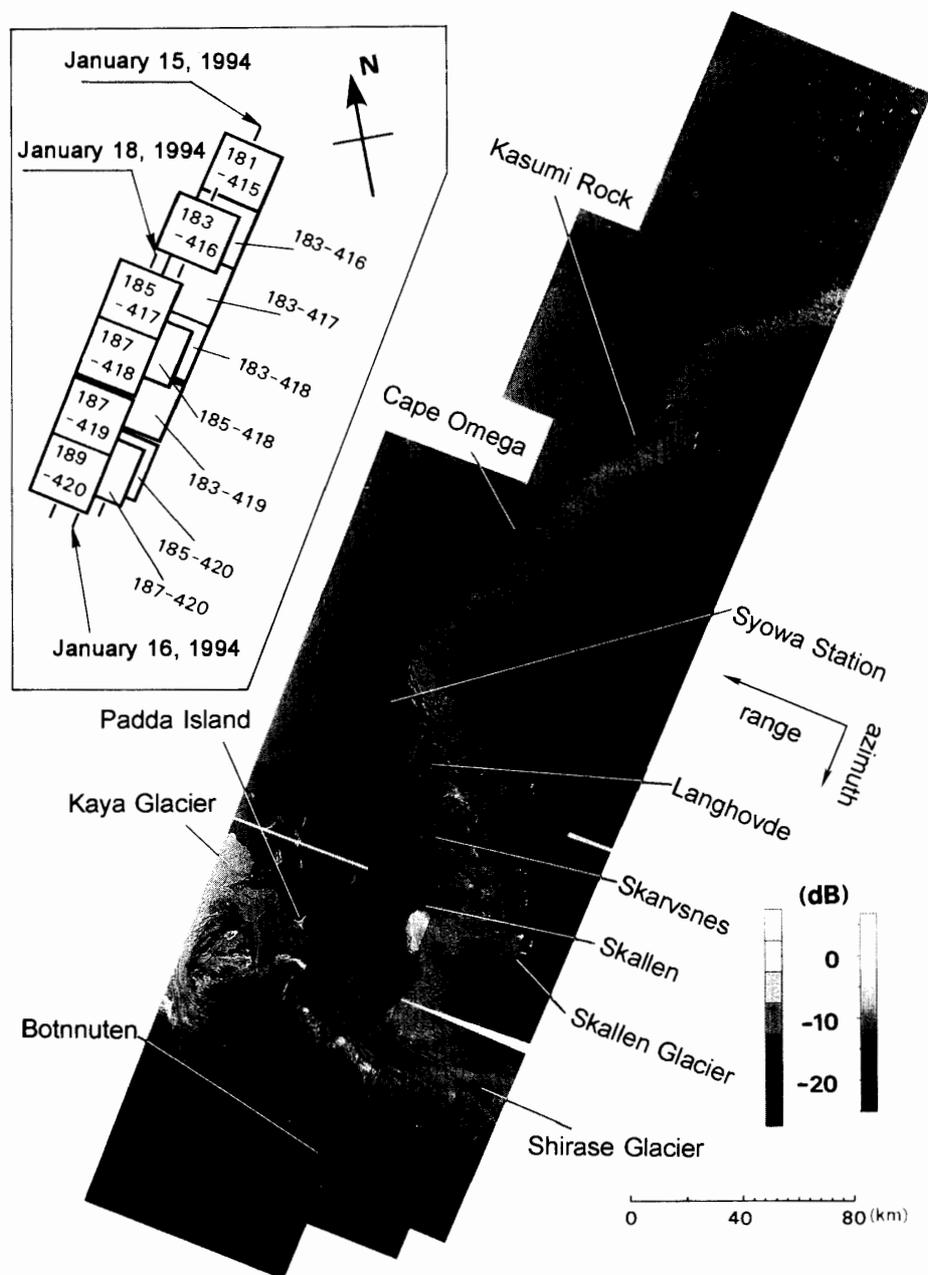


図3 昭和基地周辺のJERS-1/SARモザイク画像
 Fig. 3. JERS-1/SAR mosaic image around Syowa Station.

測量点を基に氷床の分類と地形の調査（国土地理院作成 1/25000 地図より）が行われている。この調査では、やまと山脈西側にモレーンが存在し、また、その周囲に裸氷の広がっていることが分かっている。この時の分類と MESSR 画像の比較から、新たに氷床の分類を行った。この結果、それぞれの領域の後方散乱係数（ 25×25 画素平均）は、図 5 (a) の裸氷域で -11.2 dB、図 5 (b) の積雪域で -7.2 dB、図 5 (c) のモレーンで -3.4 dB であった。図 5 (d) の福島岳東側は山脈の間から舌状に氷床が流れ出ている溢流水河で、

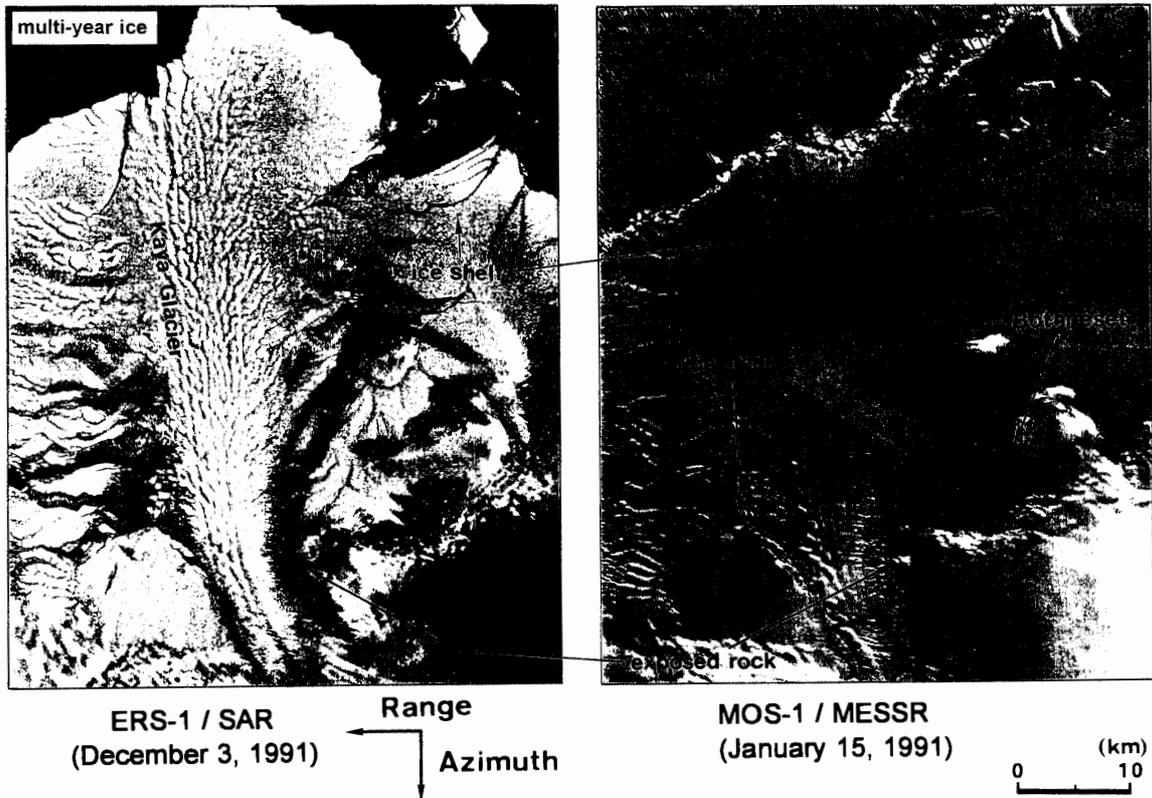


図4 茅氷河周辺の ERS-1/SAR 画像と MOS-1/MESSR 画像の比較
 Fig. 4. Comparison of ERS-1/SAR image and MOS-1/MESSR image around Kaya Glacier.

谷状の基盤地形上に非常に厚い積雪があるため、後方散乱が非常に弱くなっていると推測される。

3.1.3. 白瀬氷河周辺の JERS-1/SAR 画像と光学画像の複合解析

図6に白瀬氷河浮氷舌周辺の JERS-1/SAR 画像, LANDSAT/TM (Land Satellite/Thematic Mapper) マルチスペクトル画像及び SPOT/HRV (High Resolution Visible) 画像を示す。TM マルチスペクトル画像は, MOS-1/MESSR マルチスペクトル画像と同様に氷床の分類が可能であり, HRV 画像は, TM 画像や MESSR 画像よりも空間分解能が高いため, 氷床の細かい様子の観測に適している。白瀬氷河浮氷舌南側では, TM マルチスペクトル画像から図6(a)の氷床の一部が裸氷であると推測される。また, JARE-32で撮影された航空写真(図7)からも裸氷の広がっている様子が確認されている。この領域の SAR 画像では, 後方散乱が弱くなっているのに対して, HRV 画像の輝度は高くなっている。一方, 図6(b)の白瀬氷河浮氷舌上領域でも, TM 画像から裸氷が広がっていると推測されるが, SAR 画像の後方散乱が強いのにに対して, HRV 画像では輝度が低くなっている。同じ裸氷帯でも画像の様子が異なっているのは, 図6(a)と図6(b)領域で斜面の傾斜に対する太陽光の入射方向の違いが, HRV 画像の輝度の違いに現れ,

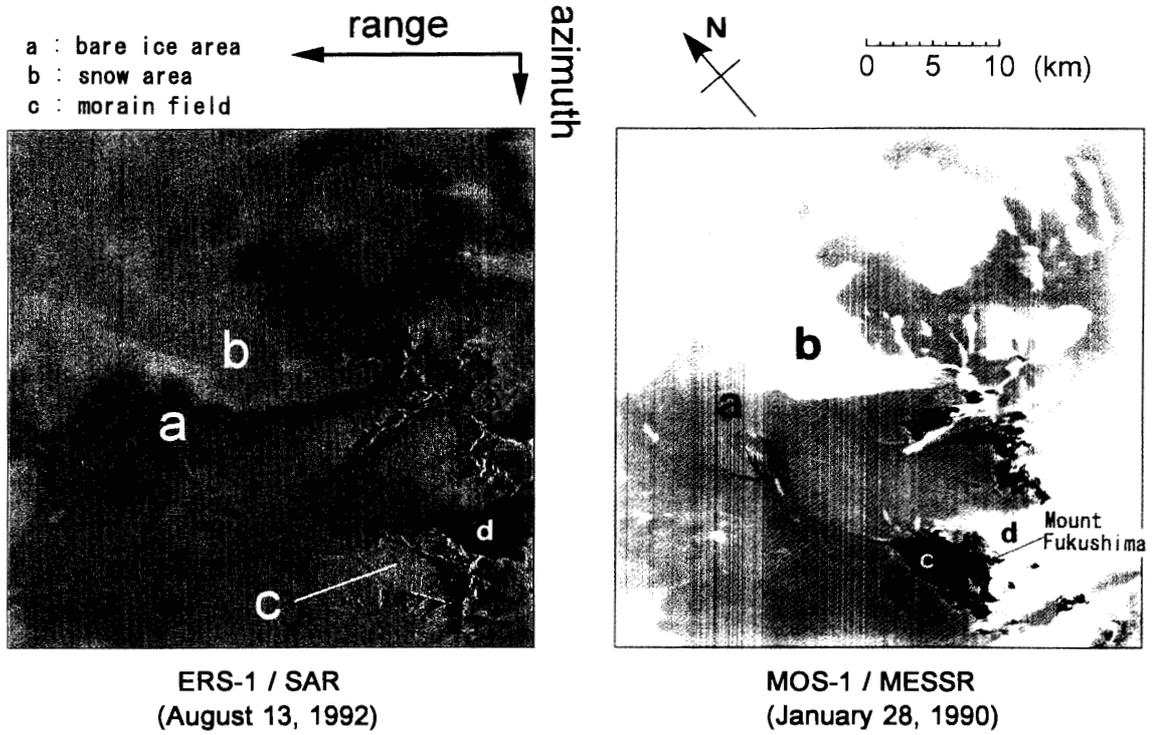


図5 やまと山脈周辺の ERS-1/SAR 画像と MOS-1/MESSR 画像の比較
 Fig. 5. Comparison of ERS-1/SAR image and MOS-1/MESSR image around Yamato Mountains.

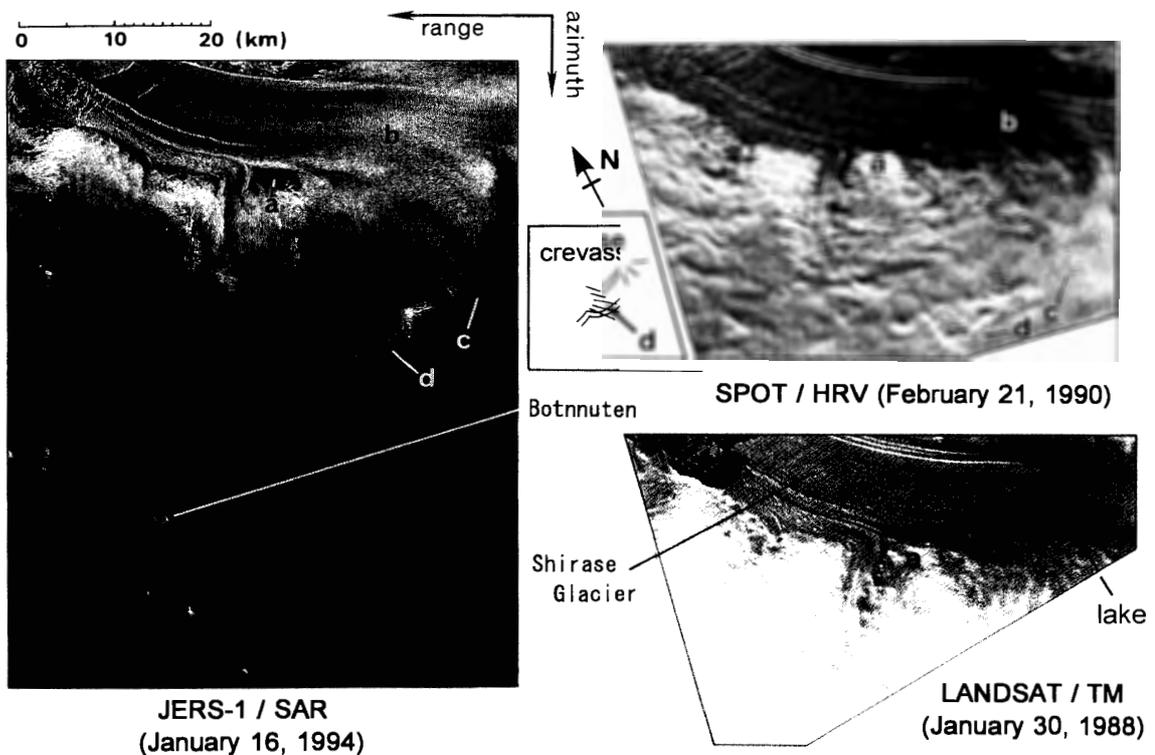


図6 白瀬氷河周辺氷床の JERS-1/SAR 画像、SPOT/HRV 画像、LANDSAT/TM 画像の比較
 Fig. 6. Comparison of JERS-1/SAR image and the SPOT/HRV image and the LANDSAT/TM image at the ice sheet around Shirase Glacier.

図 6 (b) の領域は浮氷舌上のクレバスの多い領域であるために、体積散乱が強いことが後方散乱の強い理由と考えられる。

SAR 画像のボツンヌーテン周辺には、規模が小さくて後方散乱の強い筋状の領域が見られ、JARE-35 の航空機調査からは基盤地形の変化による小規模なクレバスが点在している可能性が高いと推定される。同様の散乱は、図 6 (c) の白瀬氷河南側領域にも見られ、SAR 画像の後方散乱の変化と HRV 画像の輝度の変化が良く対応していることから、開口した規模の大きいクレバスの影響と推測される。一方、図 6 (d) の領域でも HRV 画像に変化が見られるためクレバスと考えられるが、SAR 画像とは若干様子が異なっている。HRV 画像からは、東西方向に伸びる、比較的長くあまり開口していないクレバスと、これに対して斜め方向から交差する、大きく開口したクレバスが確認できる。SAR 画像では東西方向に伸びるクレバスは確認できるが、これと交差する大きく開口したクレバスは確認できない。これは、クレバスの開口方向と電波の入射角が平行であるためと考えられる。クレバスの電波特性については、C バンド (5.3 GHz) のレーダー実験によって、クレバス壁面からの後方散乱が強いことが確認されている (高橋ら, 1992)。実験結果からは、画像上の強い後方散乱もクレバスの粗い壁面の影響を強く受けている可

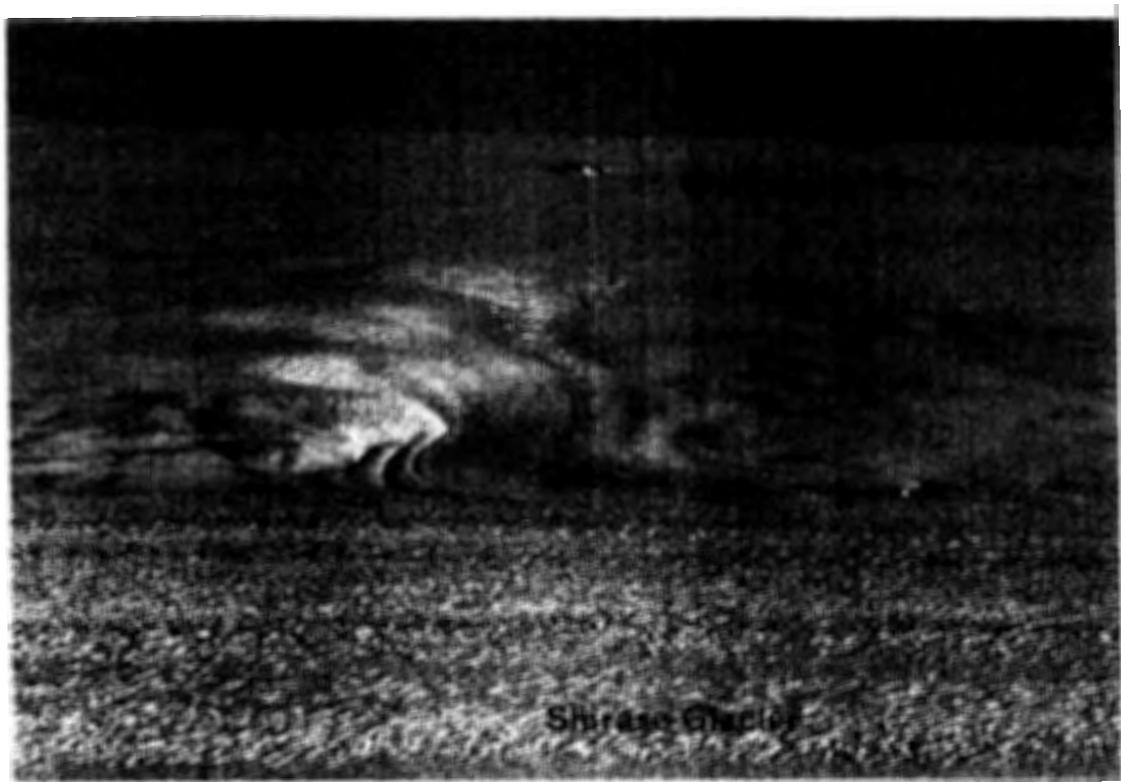


図 7 白瀬氷河周辺氷床の航空写真 (1992)

Fig. 7. Aerial photograph of ice sheet around Shirase Glacier (1992).

能性が高い。従ってクレバスでは、構造や壁面状態、電波の入射方向などが後方散乱に影響を与え、壁面が粗く電波の入射方向に直行したクレバスが、SAR 画像で選択的に見える可能性がある。

3.2. 海氷の SAR 画像の解析

海氷は、凍結が進むに従って厚さが増加し、塩分濃度が低くなる。この生成過程における氷の特徴から、海氷は、新成氷 (new ice)、板状軟氷 (young ice)、一年氷 (first-year ice)、多年氷 (multi-year ice) に分類される。SAR 画像の具体的な後方散乱係数は、場所や季節によって異なるために一概には言えないが、海氷の成長に伴う塩分濃度の低下や夏季から冬季にかけての含水率の低下による誘電率の変化は、氷内部の電波の減衰の低下につながり、体積散乱が増加するため SAR 画像は明るくなる。

図2に示す茅氷河周辺の ERS-1/SAR 画像では、夏季 (1991年12月3日)、冬季 (1992年8月16日) の画像を用いて海氷の流出や季節変化を解析することができる。二つの画像からは、夏季から冬季にかけて、茅氷河周辺の定着氷の一部で後方散乱が急激に減少しているのが分かる (図2の中で、ロウ189-パス417、ロウ191-パス418に対応する画像の一部)。冬季に後方散乱の増加する多年氷でこのような変化が起きるとは考えにくい。また、冬季の画像中の後方散乱が弱い領域には、氷丘脈と思われる後方散乱の変化も見られるため、定着氷の一部が流出して一年氷として再凍結を始めていることが分かる。また、冬季の画像からは、一年氷と多年氷の後方散乱が大きく異なることも分かる。この時期のリュツォ・ホルム湾内全体の海氷については、JARE-33からJARE-34の交代時に、「しらせ」が昭和基地に接岸できないほど、多年氷と積雪が共に厚く、非常に安定していたため、パツダ島や白瀬氷河に至るまでの海氷の流出は起こっていない。このことは、SAR 画像で湾内の後方散乱に大きな変化がなく、大きなクラックが存在していないことから分かる。

このように、SAR 画像では冬季の海氷の様子も後方散乱の違いとして分かるため、可視、近赤外画像では不可能であった、海氷の季節変化についての解析が可能となる。

3.2.1. 海氷の SAR 画像の特徴

図8は、冬季におけるリュツォ・ホルム湾の ERS-1/SAR 画像の海氷状況で、凍結初期の海氷と多年氷をとらえている。一年氷の中には幾つかの筋が見られ、10-20 km 程度の大きさの氷盤が凍結していることが分かる。氷盤の間には後方散乱の強弱が見られ、後方散乱が弱い筋状の箇所は水開きもしくはニラス (nilas) のような生成初期の非常に薄く滑らかな氷と思われるが、Cバンド単一偏波の情報だけからは海氷全体の判別は難しい。図9には、図8に示した各断面に沿った後方散乱係数の変化を示した。図9(a-b)に示す一年氷から多年氷にかけての広い範囲の後方散乱係数の変化では、多年氷から少し離れ

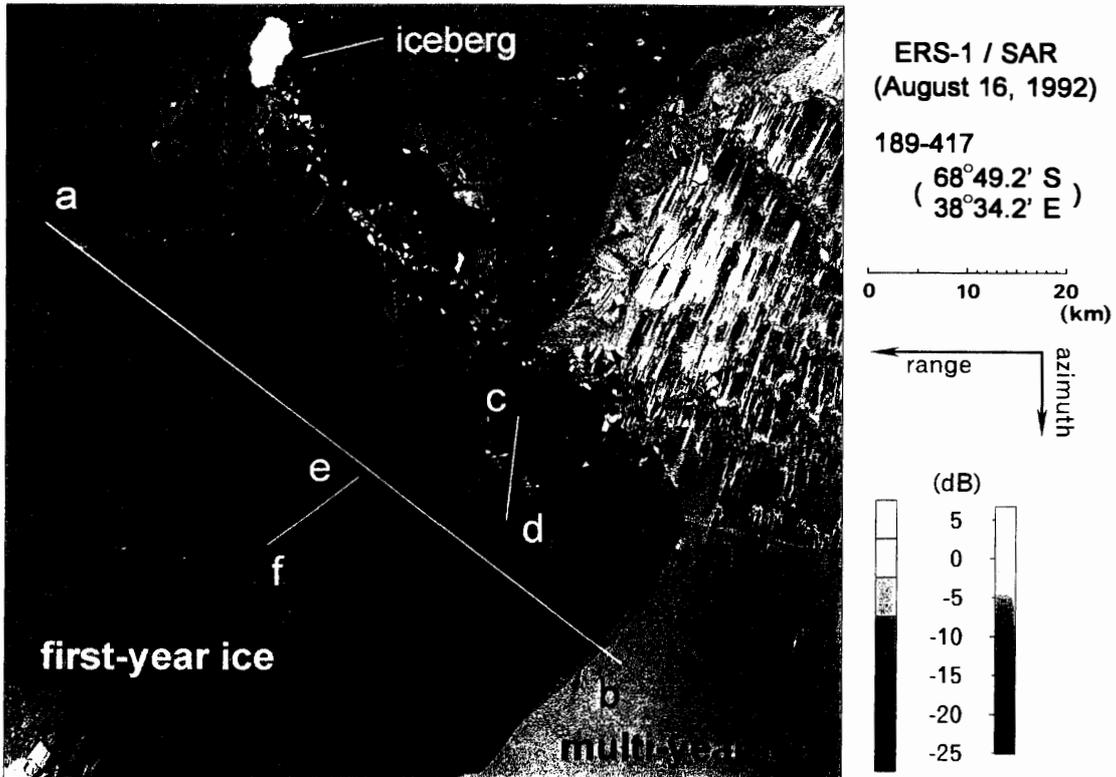


図 8 ERS-1/SAR 画像による昭和基地沿岸の海氷の様子 (パス 189, ロウ 417, 1992 年 8 月 16 日)

Fig. 8. ERS-1/SAR sea ice image around Syowa Station. Path 189, row 417, August 16, 1992.

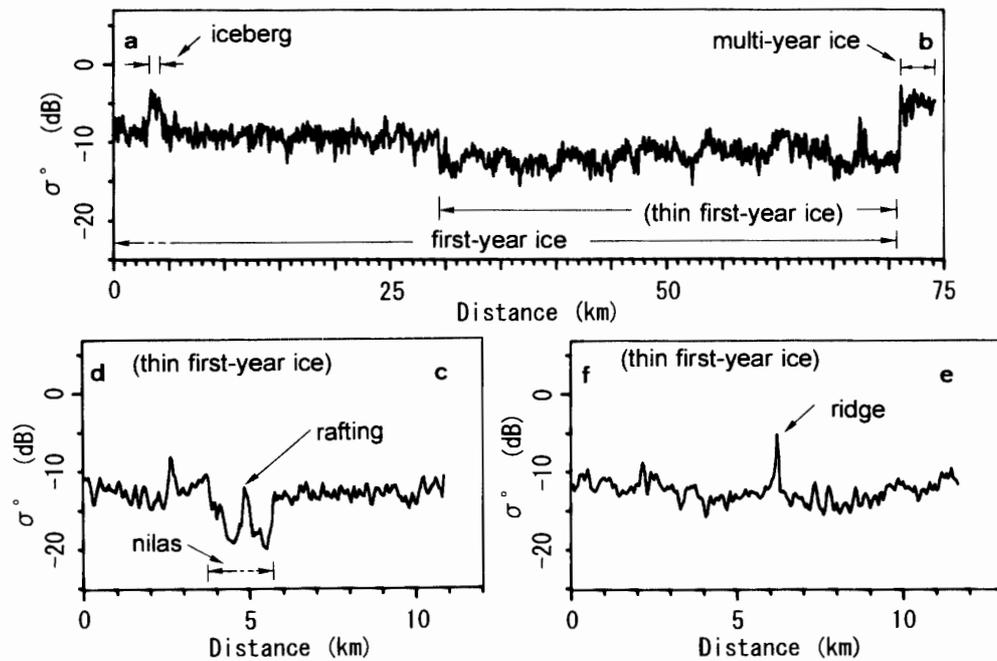


図 9 昭和基地周辺海氷の散乱係数の移動平均プロファイル

Fig. 9. Difference of scattering coefficient profile at the sea ice area around Syowa Station.

た領域 (図 8a の周辺) から凍結が進んでいることが分かる。薄い一年氷では、氷盤間の氷丘脈 (ridge) などを示す局所的に後方散乱係数の大きい箇所が多く見られる。また、氷厚も不均一なために後方散乱係数はうねった形に変化している。凍結の進んだ一年氷では、氷丘脈を除いて氷厚の変化は少なく、後方散乱係数は薄い一年氷と比べて安定している。

薄い一年氷の中でも、画像の特徴から凍結初期の氷の状態が推定できる箇所もある。図 9 (c-d) に示す海水では、全般に的の後方散乱係数は低い、中央は高くなっている。この後方散乱係数の大きい箇所は氷盤に沿って現れている。新生氷や板状軟氷では氷盤がしっかりしていないため、海水に不均一な領域ができないことから、部分的に後方散乱係数の強い領域が現れるとは考えにくい。従って、後方散乱係数の低い領域が、滑らかで非常に薄いニラスの氷盤であり、中央の後方散乱係数の高い領域が“のし上がり”であると推測される。対象領域のニラスでは後方散乱係数は非常に低く -20 dB 程度にも達している。“のし上がり”の後方散乱係数は -12 dB 程度で薄い一年氷の後方散乱係数と同じ程度である。図 9 (e-f) には後方散乱係数が -10 dB 程度の安定した一年氷の中に、 -5 dB 程度まで急激に変化する散乱の強い領域が見られ、氷丘脈の特徴的な散乱を示していると考えられる。氷丘脈はのし上がりと違い、比較的厚い一年氷の氷盤がめくり上がることによって鋭い劈開面ができるため、このような後方散乱係数の急激な変化が見られる。

SAR による海水の研究は、航空機観測を中心に行われ、海水の分類を行う場合、異なる波長や偏波による複合解析が有効である (ULABY *et al.*, 1981; GRAY and ARSENAULT, 1991; RIGNOT *et al.*, 1992)。短波長の X バンド、C バンドの観測は特に一年未満の若い氷の解析に有効であり、長波長の L バンド、P バンドや偏波の情報を加えた総合観測によって正確な海水状態の把握が可能となる。しかし、現在の昭和基地では航空機による多周波・多偏波の SAR の観測は不可能である。ERS-1/SAR と JERS-1/SAR の周波数の違いによる海水状態の把握も有効であると考えられるが偏波や入射角の条件も異なるので、正確な解析には現地での検証実験が必要と考える。また、海水域は内陸氷床域と異なり、流動や温度変化が激しいことから、少なくとも同時観測が必要である。

衛星による SAR 画像解析例としては、ERS-1/SAR と LANDSAT/TM 画像の複合解析による海水の分類 (STEFFEN and HEINRICH, 1994) も行われている。昭和基地周辺の海水についても、氷河浮氷舌流出と海水の関係、海水の成長の様子を調べるためには、SAR 以外の衛星との複合解析や時系列解析が有効と考えられる。今後は、これらの条件を満たした観測計画を立てる必要がある。

3.2.2. 海水の後方散乱係数の季節変化

図 10 に定着氷が流出した茅氷河北側領域の、夏季及び冬季の ERS-1/SAR の画像を示す。画像からは定着氷の流出が氷山を境に起こっていることが良く分かる。後方散乱係数

に注目してみると、冬季の凍結初期の一年氷では $-11 \sim -15$ dB 程度を示し、図 11 に示す後方散乱係数のヒストグラムでは多年氷と一年氷の分布が明瞭に分かれている。夏季の対象領域の MOS-1/MESSR 画像からはアルベドに大きな変化がないため、多年氷表面でパドルが広範囲にできた形跡はない。夏季の SAR 画像では、多年氷の後方散乱係数が $-12 \sim -3$ dB 程度であるのに対し、冬季の SAR 画像では後方散乱係수에 $1-3$ dB 程度の増加が見られる。このため、冬季のヒストグラムでは、多年氷の分布のピークが後方散乱係数の強い方向に 1 dB 程度ずれている。また、夏季のヒストグラムでは、多年氷の分布のうち、後方散乱係数の低い方の立ち上がりが緩やかなのに対して、冬季の分布では変化が急になっている。これは、多年氷のなかでも変化の大きい領域が存在するためと推測される。この領域は、図 10 (a) の周辺にあたり、白瀬氷河側では見られない複雑な模様が見られる。この模様の原因は、非常に発達した氷丘脈が多く存在することによるものと思われるが、流出を免れた多年氷の氷盤と新しい氷盤が混在していることも考えられる。氷丘脈は、積雪により下層の海水状態が保護されていること、もしくは氷丘脈以外の海水表面が滑らかなことにより年間を通して後方散乱が強く、氷盤に移動がないために模様の位

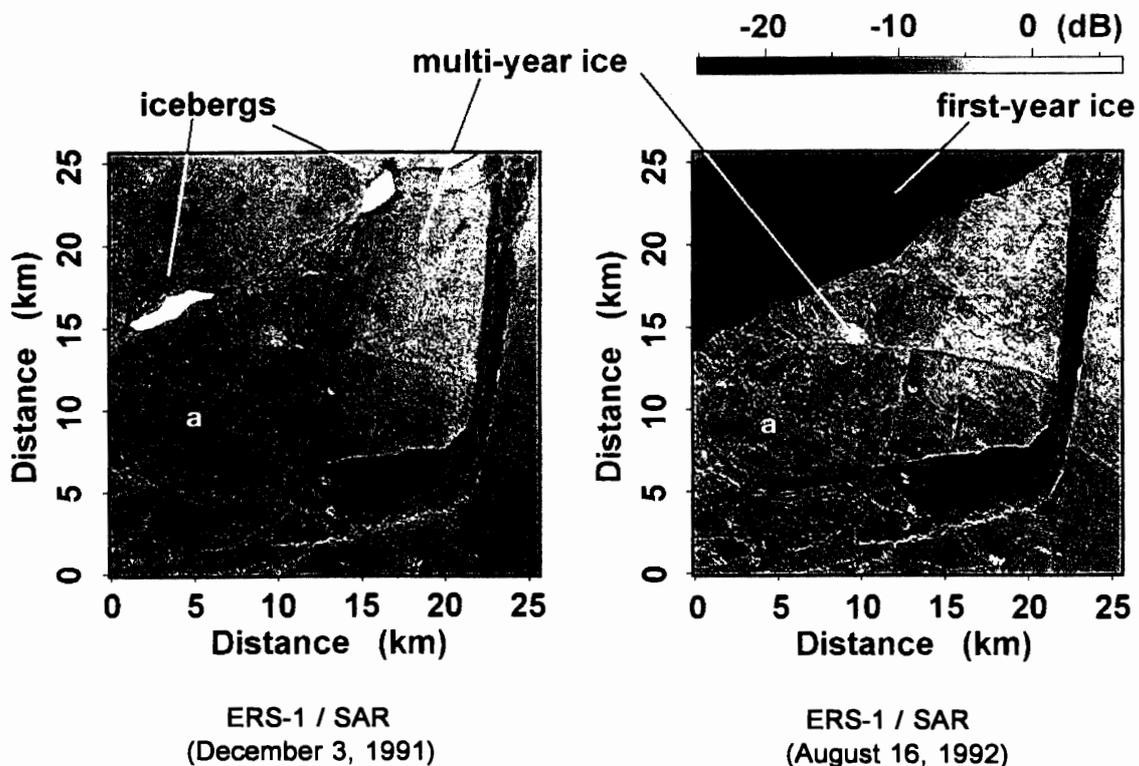


図 10 茅氷河周辺の海氷の時系列画像

Fig. 10. Time series image of ERS-1/SAR in sea ice area around Kaya Glacier.

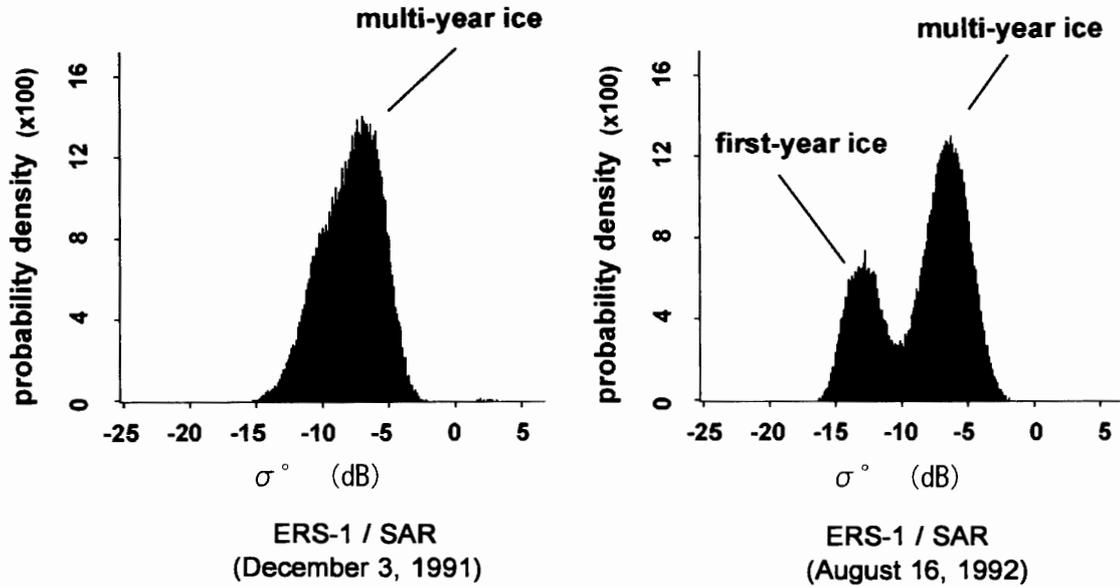


図 11 茅氷河周辺の海水の ERS-1/SAR 時系列画像による散乱係数ヒストグラムの違い
 Fig. 11. Difference of histogram of scattering coefficient for ERS-1/SAR time series image in sea ice area around Kaya Glacier.

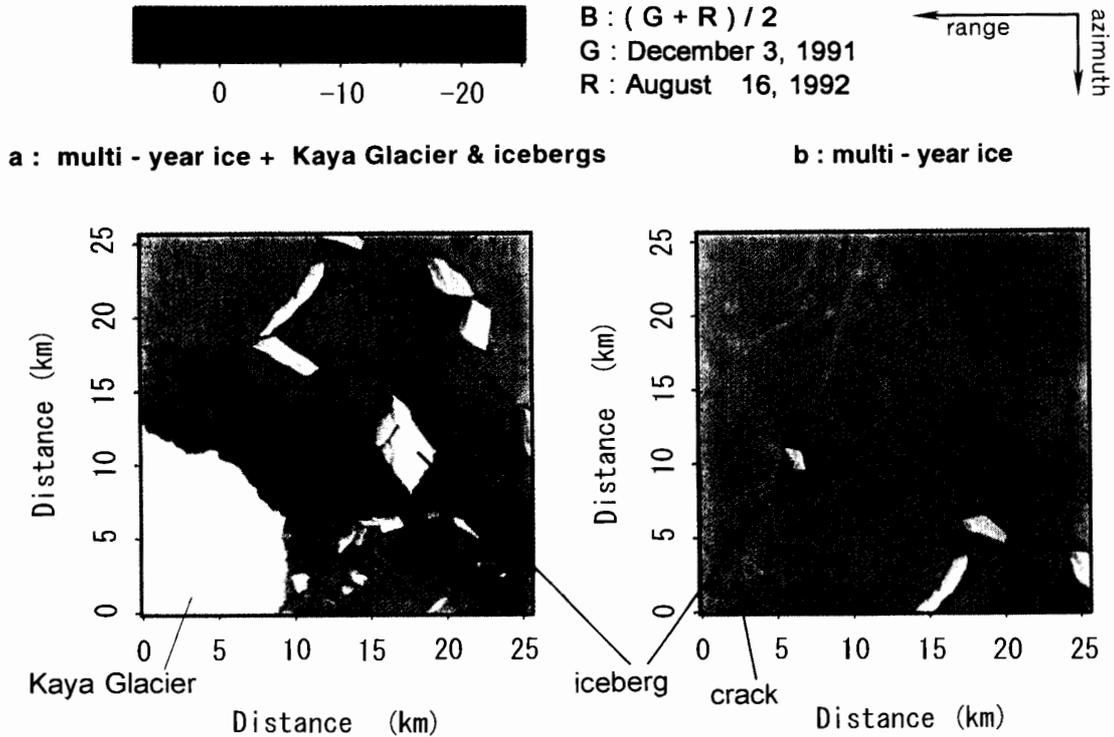


図 12 茅氷河周辺の海水の ERS-1/SAR 時系列合成画像
 Fig. 12. Seasonal composite image of ERS-1/SAR in sea ice area around Kaya Glacier.

置に季節変化が見られない。

このような変化が他の海水でも見られるかを調べるために、図 12 (a) に示す茅氷河浮

氷舌及び冰山を多く含む多年氷域と、図 12 (b) に示す茅氷河東側の比較的均一な多年氷域について解析を行った。図 12 は夏季と冬季の画像を幾何補正後に合成したもので、画像の赤と緑にそれぞれ夏季と冬季の画像を割り当てることにより、夏季の後方散乱が強い場合には画像の赤が強く、冬季の後方散乱が強い場合には緑が強く現れるようになっている。また、夏季と冬季を合成した画像を青に割り当てることにより、年間を通して後方散乱の強い領域は明るく、後方散乱の弱い領域の画像は暗く現れている。図 13 (a) の多年氷を多く含む領域では、冬季の後方散乱係数は 1-2 dB 程度増加している。後方散乱係数の分布の幅は 7.5 dB 程度で、冰山や氷河浮氷舌では、年間を通して後方散乱係数は 0 dB 程度と大きい。図 13 (b) の均一な海水でも、冬季の後方散乱係数は 1-2 dB 程度増加している。しかし、多年氷の後方散乱係数の分布の幅は 5 dB 程度と狭く、緑の領域が多い。図 13 (a) の分布は、(b) の分布と比べて後方散乱係数の低い方に偏り、画像では暗い領域、もしくは赤い領域になっている。また、赤い領域でも後方散乱係数は低く、夏季と冬季の後方散乱係数の変化は少ない。この後方散乱係数の低い領域は、一部の浮氷舌と冰山の間、冰山の周辺に広がっている。特に浮氷舌と冰山の間の後方散乱係数の低下している領域は大きい。

以上のことから、次のことが推測される。解析領域全体に見られた冬季の後方散乱係数の増加は、夏季の含水率が高い海水が再凍結したことによるものと考えられる。また、こ

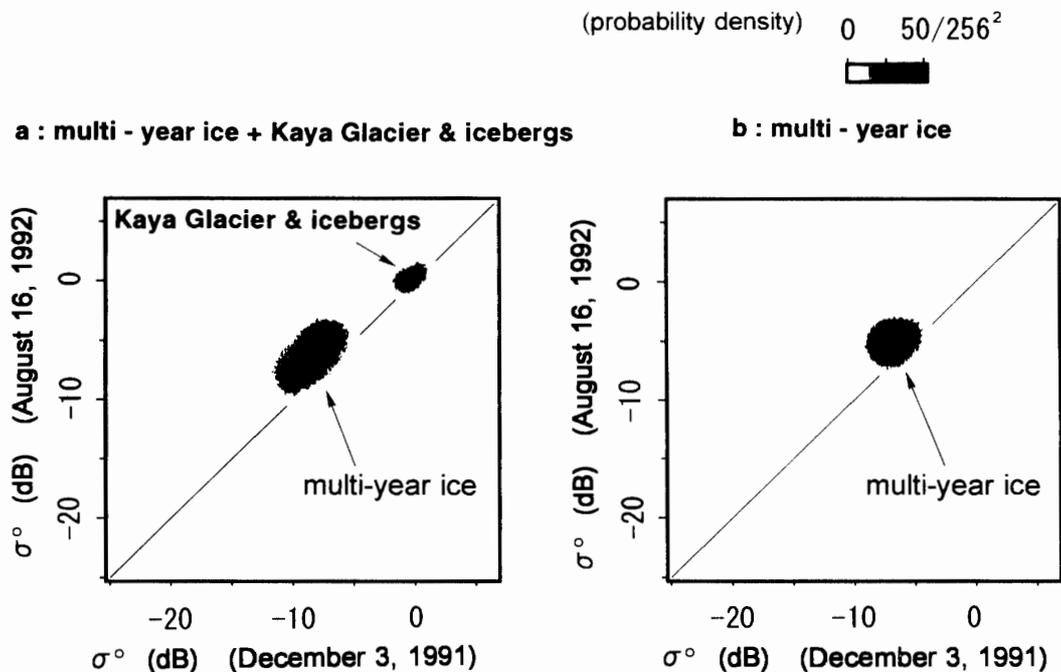


図 13 茅氷河周辺の海水の散乱係数の季節変化

Fig. 13. Seasonal scattering coefficient variations in sea ice area around Kaya Glacier.

の領域は積雪が多く、パドルのできた形跡がないことから、積雪層の内部状態が変化したものとして推測される。昭和基地周辺の海水の現地調査から、夏季に堆積した積雪の内部層が融けて上積氷 (superimposed ice) となって層状に成長するという同様の報告 (河村, 1993) があり、カナダの海水の ERS-1/SAR 時系列データと海水付近の気温変化による海水の研究 (WINEBRENNER *et al.*, 1994) でも海水融解時に同様な後方散乱係数の変化が現れることが報告されている。しかし、後方散乱係数の変化は場所によっても異なるため、詳細についてはさらに研究を進める必要がある。解析には現地調査を行う必要もあるが、海氷上の積雪の変化する夏季を中心に短い周期で観測した SAR 画像と MESSR 画像の比較や、積雪の少ない領域の解析も行う必要がある。図 12 に見られる後方散乱係数の低い領域は、多数のクラックから海水が浸みだし、年間を通して塩分濃度の高い領域であるために、海水の凍結が進む冬季でも後方散乱係数が低いのではないかと推測される。このため海水の塩分濃度の変化についても十分な検討を行う必要がある。

3.3. 氷床域の SAR 画像解析

みずほ高原の沿岸から内陸にかけては、過去に現地調査が行われ、標高に対応した氷床の変化が明らかになっている (WATANABE, 1978; SHIMIZU *et al.*, 1978 など)。氷床の状態が変化を起こす標高については、時期や場所によって若干の違いはあるものの、変化の様子はほかの領域でも同じように起こると考えられる。従って、みずほ高原周辺の氷床の様子をもとに、詳しい現地調査が行われてない茅氷河からベルジカ山脈にかけての SAR 画像解析を行った。氷床の分類については、ERS-1/SAR 画像の解析領域が、標高 2500 m 程度であるため、1) 夏季に融解を起こす沿岸領域、2) 沿岸付近の平坦な多積雪領域、3) カタバ風の影響の強い内陸氷床領域の三つの領域に分けて解析を行った。また、ベルジカ山脈周辺の氷床については氷床の流動起因する後方散乱の特徴について解析を行った結果について述べる。

3.3.1. 夏季に融解する沿岸域の散乱

融解の起こる沿岸領域では、雪面の氷化が進み、氷化していない雪面でも夏季には雪が湿った状態になり、融解水が浸透するため、雪の粒径は内陸と比べて大きくざらめ状になっている。氷化していない氷床では、夏季に積雪の表面に生成された薄い氷盤と冬季の積雪が交互に起こるため、積雪内部の構造は内陸と比べて不均一である。みずほ高原周辺では、雪面が氷化を起こす境界にあたるフィレン線 (firn line) は標高 400-600 m 付近に位置し、夏季に融解が起こる標高の上限を示す乾雪線 (dry snow line) は標高 700-1000 m 付近に位置している。フィレン線より海岸側では、雪面の氷化によってできた裸氷や露岩が多く存在するため、ERS-1/SAR 画像 (図 2) 及び JERS-1/SAR 画像 (図 3) では後方散乱が弱く、場所によっては海氷とのコントラストがないために画像の海岸線が見えにく

くなっている。フィルン線より内陸側では後方散乱が比較的強く、氷床の傾斜の方向にあまり依存していないため、雪の粒径や内部に含まれる薄い氷盤による体積散乱の影響を受けているものと考えられる (西尾ら, 1995)。この領域の後方散乱係数は、JERS-1 で 2.5 dB 程度、ERS-1 では JERS-1 よりも若干広い範囲で 0 dB 程度に達している。画像の後方散乱の変化する領域がフィルン線、乾雪線に対応すると考えられる。画像解析から求めたフィルン線と思われる標高は、JERS-1 で 200-400 m 付近、ERS-1 で 200-600 m 付近に認められた。また、乾雪線については、JERS-1 で 600-800 m 付近、ERS-1 では対応する領域の画像が少ないが、800 m 付近に認められた。このため、過去の現地調査で明らかになっている標高との間に大きな差はないと考えられる。乾雪線に対応すると考えられる標高については、JERS-1 の方が低い所に位置するため、観測を行った季節の違いが現れている可能性もあるが、JERS-1 と ERS-1 では観測周波数などの条件が異なるため、同時観測を行った画像で比較する必要がある。茅氷河側には裸氷がほとんどないため、JERS-1 及び ERS-1 画像では後方散乱の弱い領域はほとんど見られない。乾雪線に対応すると考えられる標高は、JERS-1 で 200-400 m 付近に、ERS-1 で 400-600 m 付近に認められた。

積雪の融解による体積散乱の増加はグリーンランド氷床にも見られている (MARK *et al.*, 1993)。南極でも航空機搭載マイクロ波放射計 (19.35 GHz) の観測から、リーセルラルセン半島周辺や大陸斜面上で雪の粒径の影響とも思われる輝度温度の変化が確認されている (YAMANOUCHI and WADA, 1992) が、この場合には雪の粒径が小さい場合に輝度温度が上昇しているため、粒径と後方散乱の関係を含め、散乱の要因をさらに詳しく調べる必要がある。この点については、電波の入射方向の異なる SAR 画像の比較から、地形の影響と後方散乱係数の関係を切り分けて考えることができる。また、夏季と冬季の画像の後方散乱の季節変化を調べることにより散乱の強い原因と融解水の関連について明らかにすることができる。

3.3.2. 沿岸付近の平坦な多積雪域の散乱

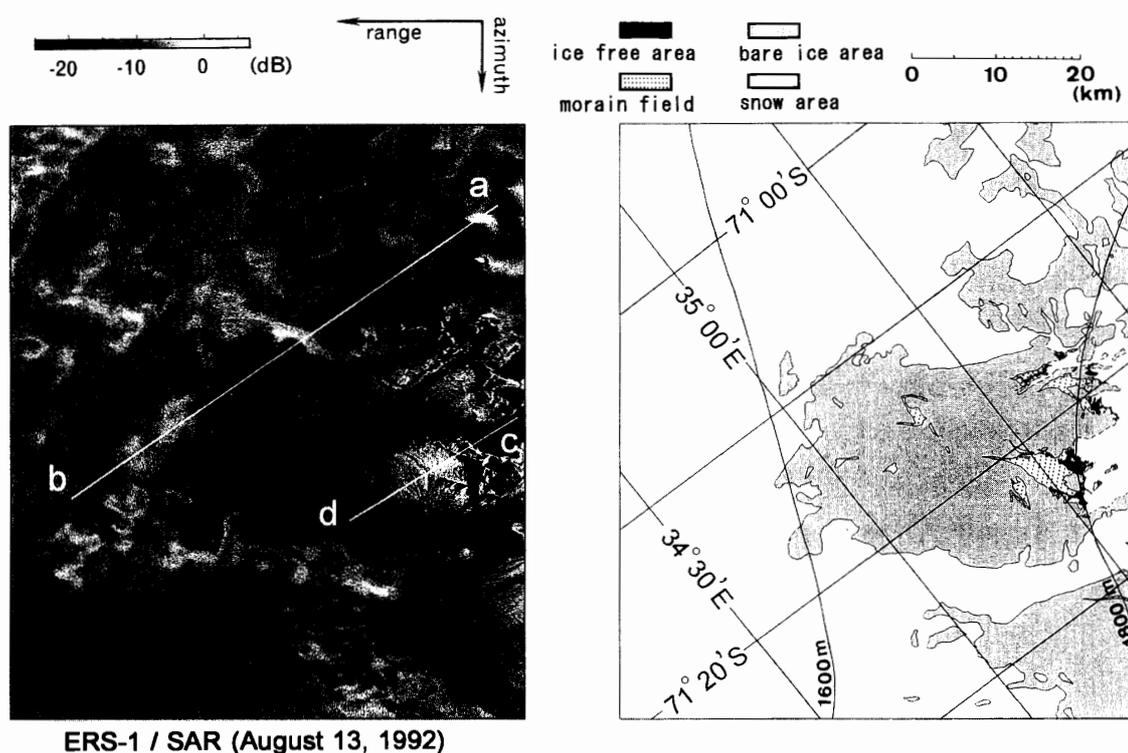
乾雪線からカタバ風の影響の現れる領域までの氷床では、夏季に融解が起こらないことから、積雪内部の急激な密度の変化はなく、微粒細密な乾雪の多積雪域であるため、氷床内部からの体積散乱は非常に弱いと考えられる。また、カタバ風の影響が少ないことから、氷床表面にはサスツルギのような雪の不均一な堆積がなく非常に滑らかであるため、表面からの後方散乱も弱いと考えられる。みずほ高原では、標高 1500 m 付近からカタバ風の影響を受け始める。JERS-1 画像 (図 3) のみずほ高原周辺の解析領域は、標高 1400 m 程度であり、内陸のサスツルギの現れる領域が含んでいない。この領域の後方散乱係数は平均して -35.3 dB (画像中の 400×400 画素平均, ロウ 183-パス 418) と非常に低くなっている。茅氷河周辺の ERS-1/SAR 画像 (図 2) では、標高 1400-1600 m 付近まで平

坦な多積雪域が広がっていると考えられ、後方散乱係数の平均は -28.5 dB で (画像中の 400×400 画素平均, ロウ 191-パス 420), 裸氷の後方散乱係数と同程度, もしくはさらに低い値になっている。やまと山脈西側の氷床では, 標高の低い領域でも散乱の変化が大きい, この領域には裸氷が多く見られるため, カタバ風の影響を受ける領域が標高の低い領域まで広がっている可能性がある。

3.3.3. カタバ風の影響が強い内陸氷床域の散乱

今回解析を行った領域では, やまと山脈 (図 14), ベルジカ山脈 (図 15) 周辺がカタバ風の強い領域にあたる。やまと山脈周辺については, 3.1.2 項で SAR 画像と MESSR マルチスペクトル画像の比較を行ったが, ここでは, それぞれ領域の後方散乱の変化を基にした詳しい考察を行う。

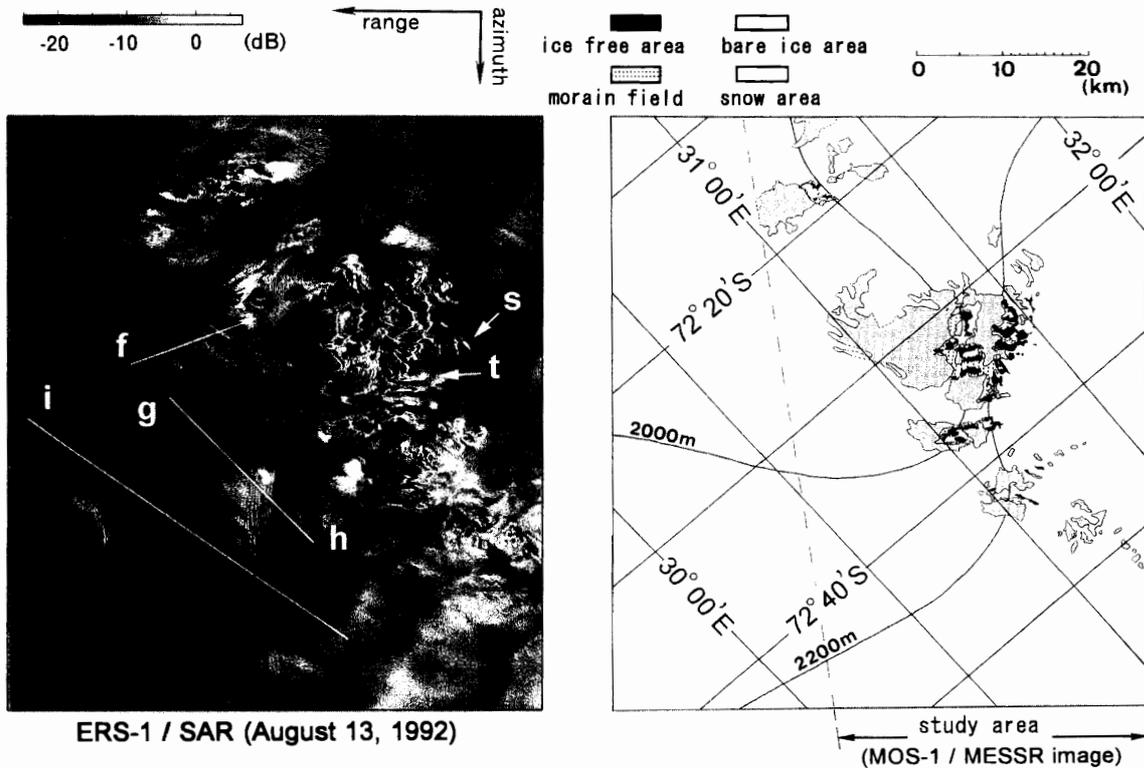
ベルジカ山脈においては, 1975 年に撮影された航空写真と 1979 年の三角測量点の情報に基づき氷床の分類が行われているため (国立極地研究所作成 1/25000 地図より), ほかの領域と比べて山脈付近の氷床表面の状況や地形の様子についての情報が多い。画像解析で



ERS-1 / SAR (August 13, 1992)

図 14 やまと山脈周辺の ERS-1/SAR 画像 (パス 189, ロウ 422, 1992 年 8 月 13 日) 及び MOS-1/MESSR マルチスペクトル画像 (パス 60W, ロウ 221, 1989 年 2 月 23 日) から求めた氷床の分類図

Fig. 14. ERS-1/SAR ice sheet image (path 189, row 422 August 13, 1992) and classification of ice sheet chart by MOS-1/MESSR multi spectral image (path 60W, row 221, February 23, 1989) around Yamato Mountains.



ERS-1 / SAR (August 13, 1992)

study area
(MOS-1 / MESSR image)

図 15 ベルジカ山脈周辺の ERS-1/SAR 画像 (パス 193, ロウ 424, 1992 年 8 月 13 日) 及び MOS-1/MESSR マルチスペクトル画像 (パス 60W, ロウ 224, 1989 年 2 月 23 日) から求めた氷床の分類図

Fig. 15. ERS-1/SAR ice sheet image (path 193, row 424, August 13, 1992) and classification of ice sheet chart by MOS-1/MESSR multi spectral image (path 60W, row 224, February 23, 1989) around Belgica Mountains.

は、過去の氷床の分類情報を参考に、MESSR マルチスペクトル画像による新たな氷床の分類を行った。また、ベルジカ山脈の位置関係を基に、MESSR 画像と SAR 画像を比較し、解析を行った。図 14, 15 に示した概略図は、新しく作成した氷床の分類結果と画像の経緯度及び等高線の関係を示している。また、図に記した各断面の後方散乱係数の変化を図 16 に示す。

図 16 (a-b) では、3 箇所裸氷帯を横切っているため、後方散乱係数の変化もそれに対応し、裸氷帯では積雪面に比べて 5 dB 程度、もしくはそれ以上の急激な後方散乱係数の低下が起きている。また、積雪のある領域の後方散乱係数は $-10 \sim -2$ dB と変化が大きいのに対して、裸氷帯の後方散乱係数は $-13 \sim -10$ dB 程度と比較的に安定している。これに対して、やまと山脈のモレーンフィールド周辺の裸氷ではその様子が異なっている。図 14 (c-d) に示した、やまと山脈から裸氷帯にかけての画像からは、モレーンフィールドと裸氷の境が明瞭に現れていない。図 16 (c-d) の後方散乱係数の変化からもその様子が良く分かるが、裸氷帯の後方散乱係数が $-10 \sim 0$ dB 程度と高くなっていることも分かる。この傾向はモレーンフィールド近くの裸氷ほど強く、後方散乱係数の変動も激

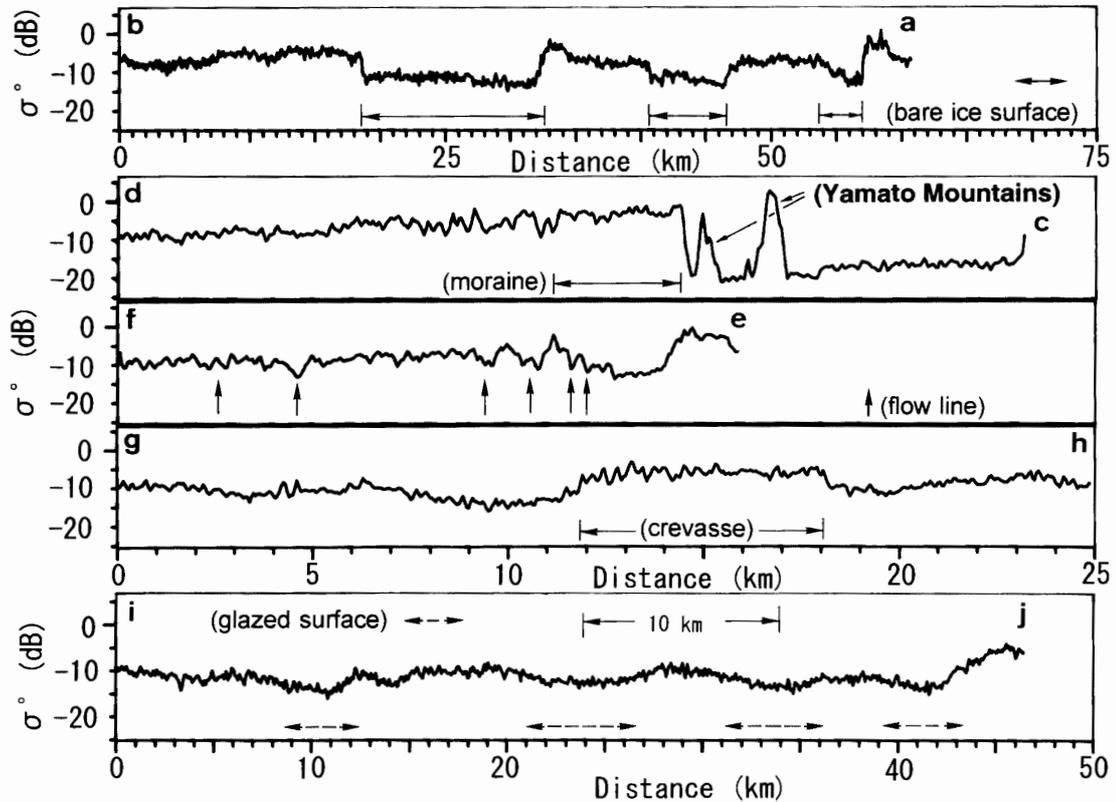


図 16 やまと・ベルジカ山脈周辺の散乱係数の移動平均プロファイル
 Fig. 16. Difference of scattering coefficient profile at the ice sheet area around Yamato and Belgica Mountains.

しくなっている。このため、モレーンフィールド付近の裸氷と他の領域の裸氷の様子が異なっている可能性がある。特に、冬季の裸氷上で不均一な雪の堆積がある場合には、後方散乱が増加するため、モレーンフィールド分布が不明瞭になる可能性がある。

氷床の流動によってできる流線は、やまと山脈の一部に見られるようなモレーンの堆積を伴う箇所もあるが、堆積がない場合にも表面に凹凸の変化が現れることから、SAR 画像でもそれに対応した後方散乱の変化が見られる。図 16 (f-e) の山脈側の流線は、起伏変化が激しくて間隔も短いため、後方散乱係数の差も 5 dB 程度もしくはそれ以上と大きく、流線と推定される後方散乱係数の変化する間隔も 1 km 以下と短くなっている。山脈から離れた流線では変化が少ないため、後方散乱係数の差も小さく、画像の 2 次元的情報から流線の判断を行う必要がある。領域は異なるが、氷河の末端部のような流線の込み合った場所では全体的に後方散乱係数が大きくなるため個々の流線の判別は難しくなり、特に起伏の変化の激しい流線だけが判別可能となる。

図 15 (g-h) には、細長くて平行な筋状の後方散乱の変化が明瞭に現れている箇所がある。図 16 (g-h) からは、この変化に対応する後方散乱係数の周期は数百 m 程度であり、後方散乱係数の差は 4-5 dB 程度である。この筋状の後方散乱の原因究明には、航空写真

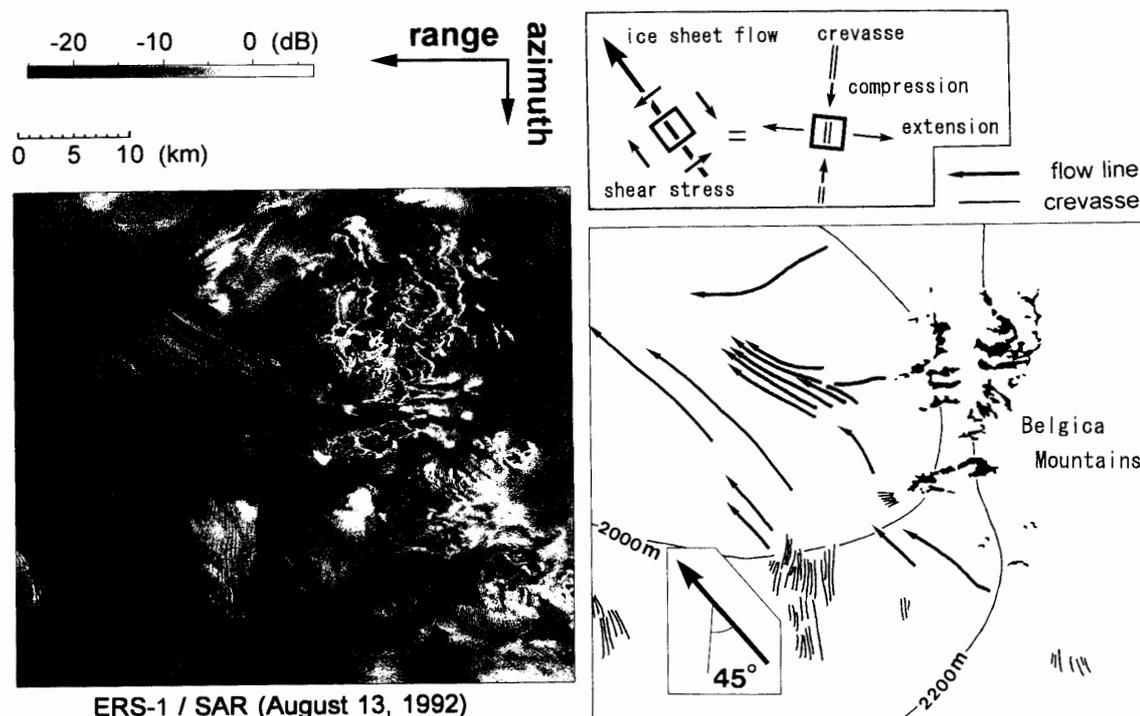
や SPOT/HRV のような高分解能の衛星画像, 地上の検証が必要であるが, 白瀬氷河やボツヌーテン周辺で見られたものに良く似ているため, クレバスなどの氷床内部の構造に関係しているものと思われる。また, 筋状の散乱が見られる領域では, 他の氷床よりも全体的に後方散乱が大きくなっている。これは, クレバス一つ一つを分離できず, 全体として後方散乱が強くなっているためと考えられる。この筋状の後方散乱は, 氷床内部の力の歪みの様子を反映している可能性が強く, 流線を合わせた広範囲の分布を調べることは, 氷床の流動を考える上で極めて重要である (3.3.4 項参照)。また画像解析の点からは, 後方散乱の 2 次元的な特徴を客観的かつ効率的に抽出する方法の考案も必要である。

図 16 (i-j) では, 氷床の傾斜方向に, およそ 10 km 間隔の緩やかな後方散乱の変化が見られ, 光沢雪面を捕らえているものと推測される。光沢雪面は表面が滑らかなため, 裸氷と同様に後方散乱は弱く, 表面の氷の層が数 mm と非常に薄いため (FUJII and KUSUNOKI, 1982), 体積散乱の影響が裸氷よりも大きくなり, 裸氷のような急激な変化が起こらないと考えられる。地上観測では, みずほ基地からドームふじ観測拠点に向うルート上で, 10-20 km スケールでサスツルギ帯と光沢雪面帯が交互に現れることが明らかになっている (古川ら, 1993)。衛星画像による光沢雪面の抽出は充分に行われている訳ではないが, やまと山脈東側領域の地上観測から, 氷床の傾斜方向に数 km ~ 数十 km の周期で, 等高線に平行な方向に長い帯状の光沢雪面の様子が分かり, NOAA/AVHRR 画像で見られるアルベドの微妙な変化と相関が高いことが報告されている (FUJII *et al.*, 1987; SEKO and FURUKAWA, 1993)。SAR 画像で光沢雪面と思われる領域の変化も, これらの様子に良く似ている。今後の解析では, まず第一に SAR の画像解析領域を過去に現地調査を行っている領域まで広げることが必要である。

山脈に非常に近い領域では, 基盤地形の影響を受けている可能性がある。図 15 (s) では, 山脈の稜線を横から捕らえたときに見られるような急激で幅の狭い後方散乱の変化が見られる。図 15 (t) にも後方散乱の強い領域が見られるが, 散乱領域の幅が図 15 (s) よりも広がっている。これは基盤下の稜線が電波の入射方向と平行なためではないかと考えられる。この解析には, 電波の入射方向の異なる SAR データとの比較が有効で, 基盤地形の影響を受けているのであれば, 電波の入射方向の違いによって画像上の強い後方散乱に変化が見られるはずである。また, アイスレーダーによる実際の基盤地形の測定も有効である。周波数の異なる JERS-1/SAR 画像との比較も有効と考えられるが, 入射角の条件やセンサ感度の違いを考慮する必要がある。

3.3.4. 内陸氷床の流動観測

図 17 (図 15 の拡大) に示すベルジカ山脈周辺の氷床では, 流線やクレバスからと思われる後方散乱が見られる。特に流線については, 山脈を周り込む形で明瞭に現れている。クレバスと思われる後方散乱も局所的に現れ, 山脈から少し離れた場所にも存在してい



ERS-1 / SAR (August 13, 1992)

図 17 ベルジカ山脈周辺の ERS-1/SAR 画像及び流線とクレバスの関係

Fig. 17. ERS-1/SAR ice sheet image and relationship between flow lines to crevasses around Belgica Mountains.

る。山脈に近いクレバスについては、複雑な基盤地形の影響を受けるため、流線との対応が取りづらい箇所もあるが、図 17 に示すクレバスについては、流線の方向に対して方向が 45° 程度ずれている。氷床に働く力とクレバスの関係については NYE (1952) によって研究されているため、これを基に対象領域に働く力について考えてみると、氷床の流動が基盤地形（ベルジカ山脈の傾斜）の影響により図 17 に示すようなせん断応力を受け、またこれ以外の力の影響が小さいことから、流動の方向に対して 45° 傾いた方向にクレバスができたものと考えられる。

しかし、SAR 画像に見られる細長い筋状の後方散乱をクレバスと考えるには問題点も残っている。特に、JERS-1/SAR 画像ではスカーレン、テーレン氷河の海岸線から少し離れた場所には、氷床の流動方向に直交した方向に長さ 10 km 以上の筋状の後方散乱が見られ、後方散乱が突然現れなくなる領域も存在する（図 3 のスカーレン、テーレン氷河の上流域、ロウ 185-パス 418、ロウ 183-パス 419）。このような非常に長いクレバスや単独に現れるクレバスの存在については疑問が残るため、航空機または地上検証を行う必要がある。この点について、SAR 画像では解析画像の分解能が 50 m であることや、壁面の鏡面散乱の強いクレバスでは電波の入射角や方向の条件の合った箇所で強い後方散乱を起こしている可能性（3.1.3 項参照）もあり、この点も考慮して解析する必要がある。また、

電波の入射方向に平行なクレバスや壁面の滑らかなクレバスは検出しにくいことも考えられる。いずれにしても、SAR 画像に見られる流線やクレバスと思われる筋状の散乱の情報、氷床の流動の方向や基盤地形の影響、流速の変化の情報を含んでいるため、内陸の氷床の状態を把握する目安になると考えられる。従って、今後は広範囲にわたり流線やクレバスの情報を調べる必要がある。

表3 雪氷域での SAR 画像の散乱の特徴

Table 3. Characteristics in of SAR image over sea ice and ice sheet area.

氷の分類・特徴			散乱の特徴		
領域	種類・状態	散乱原因	強度	散乱形態	
海氷域	生成過程	凍結初期	滑らかな表面 氷盤薄く散乱層[少] 高塩分で内部減衰[大]	弱	後方散乱 弱 体積散乱 弱 体積散乱 弱
		氷丘脈等	氷盤周囲に劈開面	強	後方散乱 強(局所的)
	多年氷	粗い表面 氷盤厚く散乱層[多] 低塩分で内部減衰[少]	中	後方散乱 中 体積散乱 中 体積散乱 中	
		氷山・棚氷	粗い表面 非常に厚い散乱層[多] 無塩分で内減衰[少]	強	体積散乱 強 体積散乱 強 体積散乱 強
[氷床域]*1					
夏季融解域	フィル線 乾雪線	裸氷(+露岩)	滑らかな表面	弱	後方散乱 弱
平坦多雪域		ざらめ雪+氷盤	融解水の浸透	強	体積散乱 強 *2
カタバ風域		微粒細密な雪	均質な乾雪 滑らかな表面	弱	体積散乱 弱 後方散乱 弱
		サスツルギ	粗い表面	中	後方散乱 中
その他の特徴		積雪	(夏:融解) (冬:再凍結)	*4	体積散乱減 体積散乱増
		裸氷	表面が滑らか	*5	後方散乱 弱(強)
		流線	起伏が緩やか	弱	後方散乱 弱 *6
		クレバス	氷床の亀裂	中	後方散乱 中 *7
		(露岩)		*8	後方散乱 弱

※ 散乱形態について、体積散乱は区別して記述した。表面散乱は、誘電率の差が大きいほど強く、表面は滑らかなほど前方散乱が大きくなる。

- 1) 微弱な散乱強度の差
- 2) 斜面の方向に対する依存性がない
- 3) 筋状の模様。幅が10km程度で周期的に現れる
- 4) 季節変化、粒径の影響について検討が必要
- 5) 傾斜の方向が影響
- 6) 短い周期の縞状の模様。光沢雪面よりも幅が狭く方向も異なる
- 7) 細長くて細かい筋状の模様(他の要因も検討が必要)。壁面の状態が影響
- 8) 基盤の影響についても検討が必要

4. ま と め

以上の結果をもとに、南極雪氷域での SAR の後方散乱の特徴についてまとめたものを表 3 に示す。

昭和基地で受信された SAR 画像の初期解析結果から、SAR 画像が南極域の海水や氷床の研究に非常に有効であることが分かった。また海水域では、一年氷と多年氷の識別が容易であることや積雪の多い茅氷河浮氷舌の分離の様子が明瞭に現れていることが分かり、時系列解析を通して上積氷の生成に起因すると考えられる季節的な後方散乱係数の変化も認められた。氷床域では、氷床縁辺部で融解水の浸透による雪質の変化によるものと推測される後方散乱係数の強い領域が広がっていることが分かり、内陸氷床では氷床表面の状態の違いから、沿岸の平坦な多積雪域や裸氷帯で後方散乱係数が弱く、光沢雪面と思われる後方散乱の弱い領域も認められた。また、クレバスなどの氷床内部の構造に起因すると思われる後方散乱が認められた。

SAR 画像では、海水の内部状態や流線などの氷床の表面状態を高い分解能で観測できる点などで、今までの可視画像と大きく異なるが、散乱の要因が多く、合理的な解釈が難しい点が問題である。この点については、MOS-1/MESSR 画像との複合解析が有効であり、海水のタイドクラックの様子や、氷床上の裸氷やモレーン周辺の様子を詳しく観測できることが分かった。クレバスなどの細かい氷床の構造物からの後方散乱係数については、SPOT/HRV や航空写真、あるいはアイスレーダによる基盤地形情報を併用した解析が必要であることが分かった。

今後は、これらの特徴を生かした広範囲かつ多時期の解析を行う必要がある。海水域においては、氷床縁辺部の海水の変化と氷河流速の変化を詳しく調べることにより、氷床と海水の力学的な相互作用について明らかにできると考える。氷床域については、解析領域を広げ、裸氷、光沢雪面、サスツルギなどの分布を明らかにする必要がある。また、氷床内部からの後方散乱については、散乱の原因を究明することが必要であり、クレバスや流線の方向などの情報を総合することによって、衛星画像解析から内陸氷床の流動の概要を捕らえることも可能になると考える。

いずれの場合も、データの解析には地上検証が重要であることは言うまでもなく、今後は解析結果を受信方法や地上検証にも生かしていきたいと考える。

謝 辞

解析に用いた ERS-1 (欧州宇宙機関)、MOS-1 (宇宙開発事業団)、JERS-1 (宇宙開発事業団/通商産業省) データは、南極昭和基地の多目的衛星受信システムを用い、JARE-30 から行われている直接受信によって得られものである。また、データの一次処理は宇

宙開発事業団で行われている。関係各位に敬意を表する。

データ解析にあたっては、国立極地研究所情報科学センター、東海大学情報技術センターの方々のご協力を頂いた。昭和基地での ERS-1 の初受信に際しては、JARE-32 の多大なる支援を頂いた。また、スカーレン氷河及びボツンヌーテン周辺の航空機調査では JARE-35 のご協力を頂いた。

人工衛星による地球観測は大がかりなもので、計画から運用に至るまでにたくさんの人々が携わっている。今回のデータ解析にあたり、昭和基地で受信を担当された方々並びにそれを支援して下さった方々に深く感謝いたします。

文 献

- EJIRI, M., TAMAGAWA, S., ENDO, K., KUZUYA, R. and CHIBA, M. (1989): Multi purpose satellite data receiving antenna. Proc. ISAP '89, 655-658.
- FUJII, Y. and KUSUNOKI, K. (1982): The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4293-4300.
- FUJII, Y., YAMANOUCHI, T., SUZUKI, K. and TANAKA, S. (1987): Comparison of the surface conditions of the inland ice sheet, Dronning Moud Land, Antarctica, derived from NOAA AVHRR data with ground observation. *Ann. Glaciol.*, **9**, 72-75.
- 古川晶雄・神山孝吉・前野英生・上田 豊 (1993): 南極氷床における表面形態の分布特性. 第 16 回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 101.
- GRAY, A.L. and ARSENAULT, L.D. (1991): Time-delayed reflections in L-band synthetic aperture radar imagery of icebergs. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-29**, 284-291.
- 河村俊行 (1993): 南極域の海水. 月刊 海洋, **25**, 558-596.
- MARK, F., ROBERT, B., RON, K. and KEN, J. (1993): Greenland ice sheet surface properties and ice dynamics from ERS-1 SAR imagery. *Science*, **262**, 1530-1534.
- 西尾文彦・木村 宏・古川晶雄・高橋 晃・見富 恭 (1995): SAR インターフェロメトリによる南極の氷河氷床の変動の研究. 日本リモートセンシング学会 第 18 回学術講演会論文集, 69-72.
- NYE, J.F. (1952): The mechanics of glacier flow. *J. Glaciol*, **2**, 82-93.
- RIGNOT, E., CHELLAPPA, R. and DUBIS, P. (1992): Unsupervised segmentation of polarimetric SAR data using the covariance matrix. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-30**, 697-705.
- SEKO, K. and FURUKAWA, T. (1993): Undulating topography on the Antarctic ice sheet revealed by NOAA AVHRR images. *Ann. Glaciol.*, **17**, 55-62.
- 島田政信 (1991): 欧州リモートセンシング衛星 1 号による合成開口レーダ画像. 日本リモートセンシング学会誌, **11**, 703-705.
- 島田政信 (1992): 地球資源衛星 1 号による合成開口レーダ画像. 日本リモートセンシング学会誌, **12**, 227-228.
- SHIMIZU, H., WATANABE, O., KOBAYASHI, S., YAMADA, T., NARUSE, R. and AGETA, Y. (1978): Glaciological aspects and mass budget of the ice sheet in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res.*, Spec. Issue, **7**, 264-274.
- STEFFEN, K. and HEINRICH, J. (1994): Feasibility of sea ice typing with synthetic aperture radar (SAR): Merging of Landsat thematic mapper and ERS-1 SAR satellite imagery. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22413-22424.
- 高橋 晃・水津 武・岡本謙一・浦塚清峰 (1992): 南極におけるクレバス探査レーダ基礎実験結果速報. 第 15 回極域気水圏シンポジウム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 36-37.
- 高橋 晃・長 幸平・下田陽久・坂田俊文・西尾文彦 (1993): 可視近赤外及び SAR 画像を用いた南極氷床の研究. 日本リモートセンシング学会 第 15 回学術講演会論文集, 133-134.
- 高橋 晃・藤井理行・古川晶雄・長 幸平・西尾文彦 (1995): ERS-1/SAR, MOS-1/MESSR 画像を用いたベルジカ山脈周辺の氷床の研究. 第 18 回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演

要旨. 東京, 国立極地研究所, 6-7.

ULABY, F.A., MOORE, R.K. and FUNG, A.K.(1981): *Microwave Remote Sensing Active and Passive*. London, Addison-Wesley Publ., 1776-1789.

WATANABE, O.(1978): Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 7*, 44-62.

WINEBRENNER, D.P., NELSON, E.D., COLONY, R. and WEST, R.D. (1994): Observation of melt onset multiyear Arctic sea ice using the ERS-1 synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22425-22441.

YAMANOUCHI, T. and WADA, M (1992): Microwave signature of polar firn and sea ice in the Antarctic from airborne observation. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **6**, 16-35.

YAMANOUCHI, T., KANZAWA, H., ARIYOSHI, H. and EJIRI, M. (1991): Report of the first MOS-1 data received at Syowa Station, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **4**, 22-30.

(1995年5月22日受付; 1995年9月26日改訂稿受理)