

黒潮流軸上に発生する対流雲

— 海洋から大気に影響を与えた事例 —

市 成 隆*

1. はじめに

黒潮は、東シナ海を北上して九州の南の種子島・屋久島と奄美大島との間のトカラ海峽から太平洋に入り、日本の南岸に沿って流れ、房総半島沖から東に流れる世界有数の暖流である。黒潮は、亜熱帯循環系の一部を成し、熱帯域から大量の熱を中緯度に運ぶ役割を果たしている。このことから、黒潮の流軸に沿っては、海面水温 (SST : Sea Surface Temperature) が周辺よりも高いことが大気への顕熱・潜熱フラックスが周辺より大きい一因となり、それにより大気に何らかの影響を及ぼしている可能性がある。

これまでの研究では、日本南岸の黒潮に沿った SST が高い海域では相対的に風が強く、沿岸側の冷たい海域では風が弱くなること (Nonaka and Xie, 2003)、東シナ海・黄海では、冬季の北風による海水の冷却効果が水深により異なるため、海底地形を反映した SST 分布が形成されて、海上風や雲の分布にも影響し、沖縄西方の暖かい黒潮と冷たい陸棚域との間の水温差が低気圧の発達にも強く影響することが指摘されている (Xie *et al.*, 2002)。また、数年以上の長期変動においても、黒潮の熱流量の増加により黒潮続流域で SST が上昇したことが知られており (Yasuda *et al.*, 2000)、続流域での SST の変動を通じた海洋から大気へのフィードバックの可能性が指摘されている (Latif and Barnett, 1996)。実際、Tanimoto *et al.* (2003) は、黒潮続流域での10年規模の SST 変動が大気に熱的な影響を与えている傾向を観測的に示している。

このように、黒潮域における SST の変動および大気との熱フラックスについての研究はあるが、その結

果として生じる対流雲に関する解析は十分になされていない。本研究では、海洋から大気に影響を与えた事例として、黒潮付近に発生する対流雲について調査した。

黒潮は、これまで主に船舶や沿岸および島嶼での観測により大まかな姿が捉えられてきた。一方、近年各種センサーを搭載した人工衛星の登場とその観測データを利用したりモートセンシング技術の発達により、その姿が克明に捉えられるようになってきた。そこで、本研究では人工衛星の観測データを使って、対流雲の発生、発達、衰弱の過程を調べ、対流雲が黒潮流軸上に現れるときの周辺の気象状況を把握するとともに、黒潮域周辺を航行する船舶の観測データから熱フラックスを計算し、この海域の熱収支を求めて対流雲の発生のメカニズムを考察する。

2. 調査事例および資料

今回、調査対象としたのは、種子島・屋久島近海から東海沖にかけて発生し、「ひまわり 5 号 (GMS-5)」の画像により断続してその存在を確認できた2003年5月1日夜間～7日日中にかけての対流雲である。

調査に用いた資料は、1) GMS-5の毎時の可視画像および赤外画像、2) QuikSCAT 衛星のマイクロ波散乱計 SeaWinds による海上風データ、および3) 黒潮域周辺を航行する船舶の観測データである。1) は、同じエリアを毎時観測している静止衛星からのデータで、対流雲の詳細な変化を見るのに有効である。資料には、気象庁気象衛星センター発行の Monthly Report of Meteorological Satellite Center : 気象衛星観測月報 CD-ROM を利用した。2) の衛星は、極軌道衛星であり、毎日同地点・同時刻の観測はできないが、軌道直下の海上風の観測範囲 (幅) が広いので、対流雲が現れる海域の海上風やこれにより求まる収束・発散場を見るのに有効である。

* 気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室。

—2006年1月17日受領—

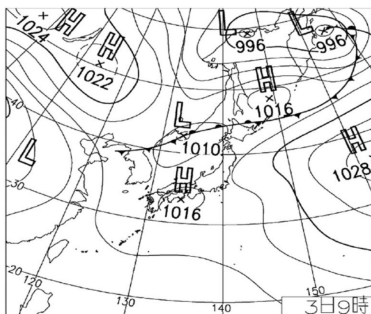
—2006年7月11日受理—

資料には、米国海洋大気庁環境衛星資料情報局 (NOAA/NESDIS) により処理されたリアルタイムデータと、これを確氷ほか (2003) が客観解析した海上風データとを利用した。3) は、海上での乱流熱フラックスを計算するために用いた。船舶データを用いることにより、黒潮域の観測地点ごとに熱フラックスを求めることができる。資料には、全球気象通信システム (GTS) 回線から取得した船舶観測データに統計的な品質管理等を施したものを利用した。

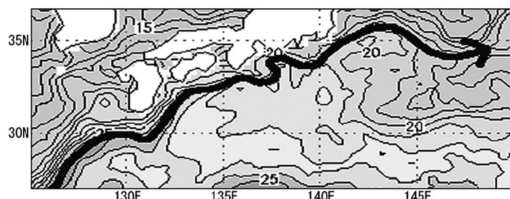
3. 大気と海洋の概況

対流雲が確認できた5月1～7日にかけては、高気圧の西縁にあたり雲の多かった6、7日を除き、西日本から東日本にかけては第1図に代表されるように、高気圧に覆われて晴れていた。また、日本の南岸では、QuikSCAT衛星や船舶の観測で風が概ね10 m/s未滿と弱く、海上の波浪も2 m未滿と穏やかな状況であった。

第2図に船舶やブイの現場データおよび衛星観測から求めた5月3日の日本近海のSST (気象庁気候・



第1図 黒潮流軸上に対流雲が見られた期間における代表的な地上天気図 (2003年5月3日00 UTC)。



第2図 日本近海の日平均海面水温 (単位: °C) と日本の南岸を流れる黒潮の流路 (太矢印) (2003年5月3日)。

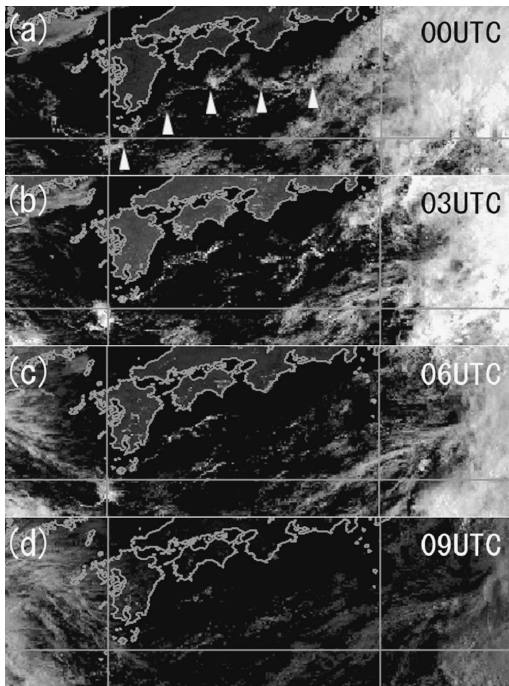
海洋気象部海洋課, 1996) と黒潮の流軸を示す。黒潮は、九州の東から四国沖を流れ、紀伊半島に接岸した後、東海沖で小さく蛇行し、房総半島沖を北東に流れていた。また、九州から東海沖にかけての黒潮流軸上でのSSTは22～25°Cで、流軸の北側 (日本沿岸側) の18～22°Cや南側 (同沖合側) の21～23°Cより高く、船舶による観測でも同様の値が得られた。

4. GMS-5の可視画像および赤外画像による解析

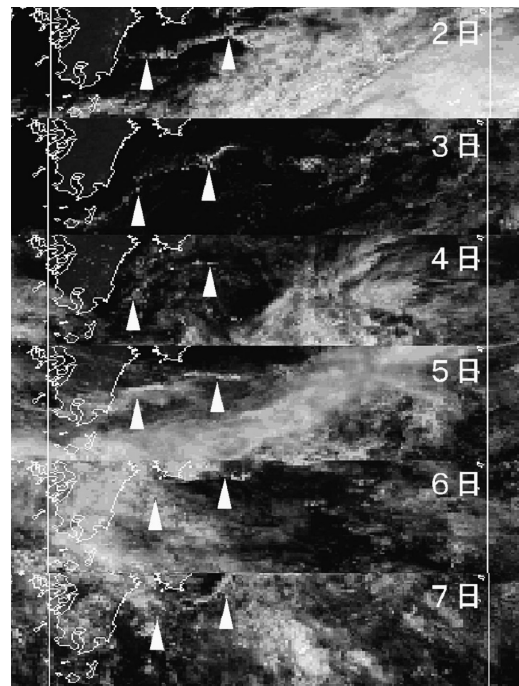
対流雲が黒潮流軸上に断続的に現れた5月1～7日の期間について、その変化の様子をGMS-5の毎時の可視画像および赤外画像で調べた。第3図、第4図に最も代表的な例として、周辺の雲に遮られることなくほぼ一日を通して対流雲の変化が見ることのできた5月2日15 UTC～3日09 UTCにかけての3時間ごとの画像を示す。5月3日00 UTCには、可視画像 (第3図a) の矢印で示すように、トカラ海峡から九州の東、四国沖を経て、紀伊半島沖で南に蛇行し、東海沖を北東に延びるライン状の対流雲が見える。この対流雲は赤外画像 (第4図d) の輝度からほとんどが積雲 (Cu: Cumulus) や雄大積雲 (Cg: Cumulus Congestus) (Cu・Cgライン) であったが、一部活発な積乱雲 (Cb: Cumulonimbus) も含まれていたことがわかる。

5月2～7日の02 UTCの可視画像 (第5図) によると、この対流雲は矢印で示すように黒潮流軸に沿って毎日ほぼ同じ場所に現れ、その動きは毎時の画像 (動画) で見ると、周辺の下層雲や東進する高気圧後面の雲域とは明らかに異なっていた。また、赤外画像 (対流雲と黒潮流路を強調した階調変換を施している) では、周囲とのSSTの差により黒潮の流路が濃いグレーになって見えており、この流路内に対流雲が発生し、発達 (あるいは消滅) する様子が見られた (第4図)。第3、4図から、対流雲が日没後まもなく発生し、次第に発達して明け方ごろに最も対流活動が活発になり、日中徐々に衰弱し、夕方前に消滅に至るといった日変化が見られる。図は略すが、5月3～7日についても同様の日変化を繰り返すことが確認された。

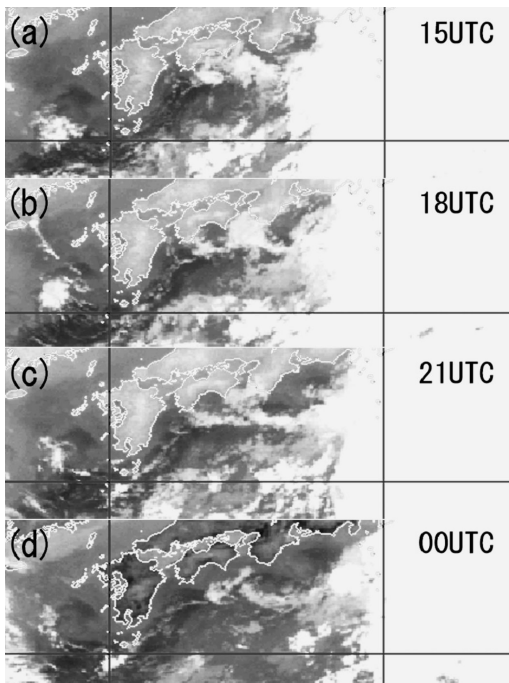
ここまでの雲画像解析で、黒潮流軸上に発生する対流雲の存在とその変化の様子が明らかになった。八丈島など伊豆諸島では、冬型の気圧配置が強まると、本州の脊梁山脈を越えてくる冷たく乾いた北よりの季節風が黒潮の上を吹くようになり、乾燥した冬晴れとな



第3図 GMS-5の可視画像（上から2003年5月3日00 (a), 03 (b), 06 (c), 09 UTC (d)）.



第5図 GMS-5の可視画像（上から2003年5月2～7日，時刻はすべて02 UTC）.



第4図 GMS-5の赤外画像（上から2003年5月2日15 (a), 18 (b), 21 UTC (c), 3日00 UTC (d)）.

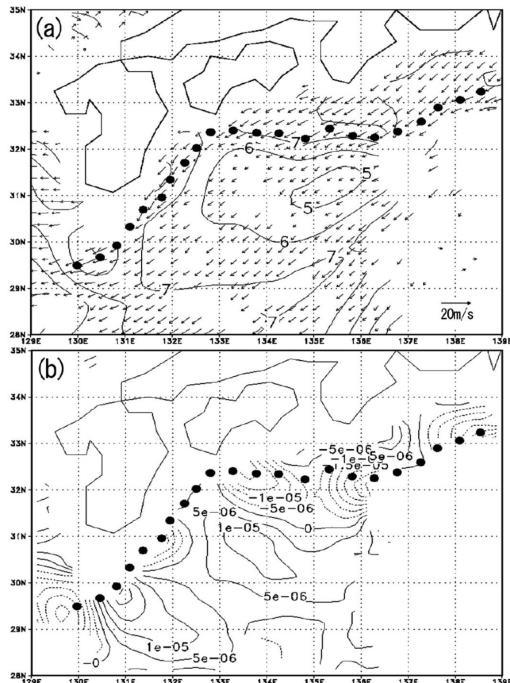
る関東地方に比べ、雲の多い天気になることが知られている。その雲はCuや層積雲 (Sc: Stratocumulus) が主体で、その広がり黒潮流路だけでなくその南まで比較的広い範囲に及ぶ。一方、今回調査した対流雲は、冬季に限られたものではないが、発生する場所は黒潮流軸上の極めて狭い範囲に限られる。この雲はCuやCgなど対流の比較的活発な雲が黒潮流軸に沿ってライン状に連なって形成され、発生から消滅（あるいは衰弱）までの期間が短いのも特徴である。

黒潮流軸上に発生するこの対流雲については、従来の研究においてもその存在は確立されていない。このため、上で述べた特徴もふまえ、この対流雲を「黒潮流軸対流雲 (Kuroshio Axis Convective Clouds)」と呼ぶことにし、次節以降の議論を進めたい。

5. QuikSCAT 衛星の海上風による解析

黒潮流軸対流雲と海上風分布との関連を QuikSCAT 衛星から観測された海上風データで調べた。ここでは黒潮流軸対流雲の最盛期と衰弱（消滅）期の代表例として、5月2日21 UTCと3日09 UTCの解析

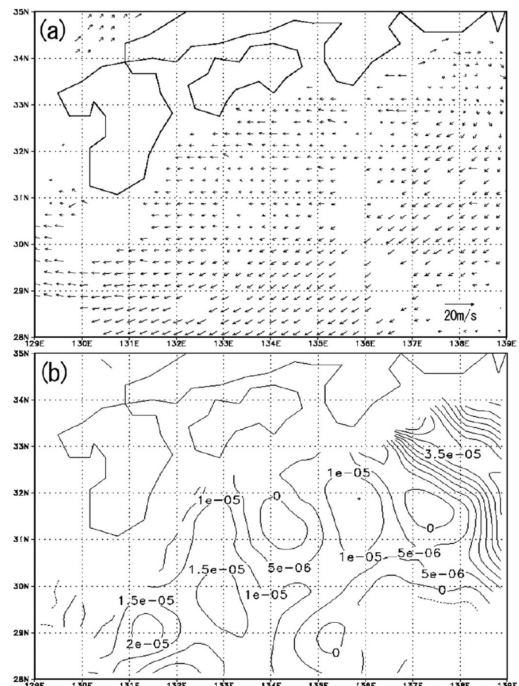
結果をそれぞれ示す。第6図aは、5月2日21 UTCのマイクロ波散乱計 SeaWinds により観測されたオリジナルデータによる海上風の分布である。この時刻には、黒潮流軸対流雲が最も明瞭に見られた。このオリジナルデータを碓氷ほか(2003)が客観解析して得た海上風データから発散を求めたものが第6図bである。分解能はいずれも0.25°である。これによると、日本の南岸沖では全般に北東風が卓越しており、東海沖から紀伊半島、四国沖を経て、九州東岸、トカラ海峡にかけての黒潮流軸に沿った海域では、風速が7 m/s以上と、周辺の海域に比べ大きくなっている。これは、Nonaka and Xie (2003) が指摘した黒潮に沿った SST の高い海域では風が強く、冷たい海では風が弱くなるという関係と矛盾しない。そして、GMS-5の画像から読みとった同時刻の黒潮流軸対流雲(南岸の点線)に沿う非常に狭い範囲で、風速が10~14 m/sの強風軸が見られた。同様に、この黒潮流軸対流雲の位置は、収束域の分布とも一致することがわかった。



第6図 黒潮流軸対流雲最盛期における QuikSCAT 衛星による海上風分布 (a, 風速の等値線間隔は1 m/s) と発散分布 (b, 等値線間隔は $0.5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ で、破線は負:収束域を表す) (2003年5月2日21 UTC)。

一方、黒潮流軸対流雲が消滅した5月3日09 UTCの海上風および発散の分布を第7図a, bにそれぞれ示す。これによると、黒潮流軸対流雲が見られた5月2日21 UTCと同様に北東風の場合が続いているものの、全体に風速が3 m/s前後と弱く、黒潮流軸上の強風軸も見られない。また、発散の図にも黒潮流軸に沿った明瞭な収束域は認められない。

黒潮流軸対流雲が見られた5月1~7日の期間を通じてこの変化を確認するために、黒潮流軸が最も発達する21 UTC前後と、衰弱(あるいは消滅)する09 UTC前後の時間帯を対象に、九州東方(北緯31~31.5度付近)、室戸岬沖(東経134~135度付近)、および紀伊半島沖(東経136~137度付近)の3海域で黒潮流軸(赤外画像で濃いグレーに見える水温の最も高い部分を黒潮流軸と見なす)と交わる地点を設定(黒潮流軸は日々変動するため、地点は常に同じ場所とは限らない)し、その地点における海上風の発散の値を読みとって時系列化した(第1表)。表中で「*」は高気圧後面の雲域内のCb、「**」は温暖前線上に



第7図 黒潮流軸対流雲衰弱(消滅)期における QuikSCAT 衛星による海上風分布 (a) と発散分布 (b, 等値線間隔は $0.5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$) (2003年5月3日09 UTC)。

第1表 黒潮流軸対流雲の最盛期および衰弱（消滅）期における海上風の発散の推移（単位： 10^{-5} sec^{-1} ）。影を付けた行が最盛期，他が衰弱（消滅）期にあたる。「—」は、衛星の軌道（パス）から外れデータが得られなかったことを示す。

観測日時\海域	九州東方	室戸岬沖	紀伊半島沖
5月1日21:00 UTC	-1	—	—
5月2日09:30 UTC	1	-1*	-4*
5月2日20:45 UTC	-2	-3	-5
5月3日09:00 UTC	1	1	1
5月3日20:20 UTC	-0.5	-0.5	-2
5月4日08:40 UTC	—	—	1
5月4日20:00 UTC	—	—	-1
5月5日09:50 UTC	1	—	—
5月5日21:00 UTC	—	—	—
5月6日09:30 UTC	0	0	0
5月6日20:45 UTC	-1	-5	-6
5月7日09:00 UTC	0	-1.5**	0.5

Cbが発生し、黒潮流軸対流雲とは異なる要因で起こった収束であると考えられる。これによると、*、**を除き、第4節で述べた黒潮流軸対流雲の発達・衰弱は、それぞれ海上風の収束・発散と一致しており、この期間を通じての黒潮流軸対流雲の日変化を裏付けている。

6. 船舶観測データに基づく黒潮流軸域とその周辺海域における熱収支

前節まで、黒潮域における海上風の場合および対流雲の特徴を示した。黒潮が大気に影響を及ぼした結果、これらの現象が生じたものとする、黒潮上ではその周辺に比べて海洋から大気により多くの熱フラックスが放出されていることが推測される。そこで、黒潮流軸域とその周辺海域での熱の収支を比較するために、黒潮流軸対流雲が断続的に現れた5月1～7日の期間を対象に、種子島・屋久島近海から東海沖にかけての黒潮域周辺を航行する船舶の観測データからバルク法を用いて海面からの各種熱フラックスを求めた（第2表）（気象庁気候・海洋気象部，2004）。得られたデータは42例（黒潮流軸上12例，日本沿岸側11例，同沖合側19例）である。すべての観測は黒潮流軸対流雲が存在した時間帯のもので、消滅した時間帯（09 UTC）の観測は無い。黒潮流軸上では、それ以外の海域（沿岸側および沖合側）と比較して、顕熱フラックス（全観測を平均して約 15 W/m^2 ）、潜熱フラック

第2表 黒潮流軸上とその沿岸側，沖合側における顕熱フラックス，潜熱フラックス，および長波放射フラックスの平均と標準偏差（単位： W/m^2 ，括弧内が標準偏差）。なお，長波放射フラックスはこのうちの70%が大気に影響を与えることが知られており（U. S. National Academy of Sciences, 1975），これによると黒潮流軸上では 45 W/m^2 になる。

フラックス\海域	沿岸側	黒潮流軸	沖合側
顕熱フラックス	-1 (7)	15 (9)	4 (4)
潜熱フラックス	11 (14)	78 (28)	27 (21)
長波放射フラックス	33 (23)	64 (24)	45 (21)

第3表 SSTを黒潮流軸以外の海域の平均値に固定した場合の黒潮流軸上とその沿岸側，沖合側における顕熱フラックス，潜熱フラックス，および長波放射フラックスの平均と標準偏差（単位： W/m^2 ，括弧内が標準偏差）。

フラックス\海域	沿岸側	黒潮流軸	沖合側
顕熱フラックス	0 (6)	2 (5)	2 (4)
潜熱フラックス	17 (14)	36 (18)	22 (20)
長波放射フラックス	37 (22)	48 (21)	42 (20)

ス（同 78 W/m^2 ），および長波放射フラックス（同 64 W/m^2 ）の値が大きい。

ここで、黒潮流軸上で各熱フラックスが極大となることについてどの要素の寄与が大きい比較するため、SST、海上風速、および気温の値をそれぞれ周辺海域の平均値に固定しその寄与を見積もったところ、SSTを固定した場合のみ黒潮流軸上の値が他の海域と近くなった（第3表）。このことから、黒潮流軸における熱フラックスの極大にはSSTが最も大きな寄与をしていることが分かる。こうして、SSTにより局地的に大きくなった熱フラックスの影響で静的安定度が低くなって海上風が強まるなど、大気に影響を及ぼしたことが示唆される。

7. 議論とまとめ

2003年5月1～7日に種子島・屋久島近海から東海沖にかけての黒潮流軸上に見られた黒潮流軸対流雲およびそれに関連する海上風と熱フラックスの場には以下の特徴が見られた。

1) 黒潮流軸対流雲は、日没後まもなく発生し始め、黒潮流軸に沿ってライン状に分布し、明け方ごろ対流活動が最も活発になり、日中徐々に衰弱し、夕方前に消滅に至るという日変化を繰り返していた。

2) 黒潮流軸対流雲最盛期には、対流雲の連なる黒

潮流軸上に強風軸が見られ、それは海上風の収束域とも一致していた。一方、衰弱（消滅）期には、強風軸、収束域の双方とも見られなくなった。

3) 黒潮流軸対流雲の発生した黒潮流軸上で、海面からの顕熱、潜熱、長波放射の各熱フラックスは極大となった。特に潜熱フラックスは 78 W/m^2 と大きな値を示した。

黒潮域を対象に計算した熱フラックスから、大気に対し蒸発および引き続く凝結（ここではその量は不明）により、多くの熱を供給していることが示された。このことから、黒潮流軸対流雲は、黒潮域における高 SST による活発な蒸発、静的安定度の低下により発達したと推察される。なお、対流雲発生に至る初期段階においては、蒸発（水蒸気の供給）だけでは気圧の低下、下層の収束（鉛直循環）、雲の発生という一連の過程を駆動させるには至らないことから、顕熱フラックスの効果も重要と考えられる。

本研究では、黒潮流軸対流雲の存在とその特徴を明らかにするとともに、黒潮流軸上での海面からの活発な熱・水蒸気供給が、対流雲が発達しやすい場をもたらすことが示唆された。これを裏付けるように、黒潮が東海沖で大きく離岸する「大蛇行型流路」となっていた2005年5月25～26日には、蛇行した流路上や黒潮続流域にもこの雲は現れ、その変化や海上風、収束・発散分布に今事例と同様の特徴が確認された。

今後の研究課題として、黒潮流軸対流雲が発達と衰弱の日変化を繰り返す原因の解明、今期間でも見られた房総沖や南海上の黒潮流軸対流雲の雲域拡大が、沿岸の地方に悪天をもたらす可能性についての研究が挙げられる。

謝 辞

この報告をまとめるにあたり、気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室の永田 雅室長には主に気象学の面から、倉賀野 連予報官、杉本悟史調査官には海洋学の面から、それぞれ貴重なご意見をいただきました。また、QuikSCAT 衛星データの利用に際しては

栗原幸雄衛星海面データ解析係長（現所属：同部環境気象管理官情報管理係長）、星本みずほ技術専門官の、船舶データの利用に際しては海洋気象課小司晶子技術専門官（現所属：気象衛星センター解析課）の協力を得ました。ここに記して感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 気象庁気候・海洋気象部海洋課, 1996: 日本周辺海域の高分解能海面水温解析, 測候時報, **63**, 287-302.
- 気象庁気候・海洋気象部, 2004: 北太平洋の海面フラックス, 北太平洋海洋気候図30年報 (1971~2000), CD-ROM.
- Latif, M. and T. P. Barnett, 1996: Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America: Dynamics and Predictability, *J. Climate*, **9**, 2407-2423.
- Nonaka, M. and S. -P. Xie, 2003: Co-variations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmospheric feedback, *J. Climate*, **16**, 1404-1413.
- Tanimoto, Y., H. Nakamura, T. Kagimoto and S. Yamane, 2003: An active role of extratropical sea surface temperature anomalies in determining anomalous turbulent heat fluxes, *J. Geophys. Res.*, **108**, 3304, doi: 10.1029/2002JC001750.
- U. S. National Academy of Sciences, 1975: Understanding Climatic Change, 14pp.
- 碓氷典久, 栗原幸雄, 小司晶子, 2003: QuikSCAT 海上風の検証と変分法を用いた客観解析, 測候時報, **70**, 25-39.
- Xie, S. -P., J. Hafner, Y. Tanimoto, W. T. Liu, H. Tokinaga and H. Xu, 2002: Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2228, doi: 10.1029/2002GL015884.
- Yasuda, I., T. Tozuka, M. Noto and S. Kouketsu, 2000: Heat balance and regime shifts of the mixed layer in the Kuroshio Extension, *Progress in Oceanogr.*, **47**, 257-278.

A Line of Convective Clouds Formed along the Kuroshio Axis off
the Southern Coasts of Japan
—A Case Study on the Local Oceanic Influence on the Atmosphere—

Takashi ICHINARI*

* *Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department, Japan
Meteorological Agency, 1-3-4 Otemachi, Chiyoda-ku, Tokyo, 100-8122, Japan.*

(Received 17 January 2006 ; Accepted 11 July 2006)
