

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

白鳳丸KH-14-1次航海で観測された大気海洋境界層
の変動について

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2016-06-23 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 鈴木, 隆宏 メールアドレス: 所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/1274

修士学位論文

白鳳丸 KH-14-1 次航海で観測された
大気海洋境界層の変動について

平成 27 年度

(2016 年 3 月)

東京海洋大学大学院

海洋科学技術研究科

海洋環境保全学専攻

鈴木 隆宏

要旨

冬季の黒潮続流は、大気と海洋が活発に相互作用している海域として知られている。しかし、船舶による観測は極めて少なく、その実態は十分に調べられていない。そこで本研究では、2014年2月21日から3月13日にかけて、黒潮続流の南側の海域で行った白鳳丸 KH-14-1 次観測航海のデータを解析して、大気と海洋の境界層の変動を調べた。特に、32 °N, 144 °E の定点において大気と海洋の同時連続観測を実施した3つの期間（期間1：2月23日12時から2月27日0時，期間2：3月1日3時から3月2日6時，期間3：3月7日13時から3月9日6時）に着目した。

大気境界層の気温には、特に期間1において1日程度の短い周期の変化が見られた。この短周期変化は、風向の変化と良い対応があり、北寄りの風に変化するとき気温が低下する傾向がみられた。気象庁のメソ数値予報モデルのGPVデータを解析した結果、この風向の変化は、定点付近で発生した小規模の低気圧性擾乱の通過とそれに続く総観規模高気圧の移動により起こっていたことがわかった。流跡線解析を行った結果、定点における大気境界層の気温が低い時は、定点のより北側から空気塊が運ばれてきていることが明らかになった。一方、境界層高度は、期間2に比べて期間1と3では全体的に高く、海上大気の静的安定度との関連が見られた。さらに、期間1では境界層高度の上昇とそれに続く下降が見られ、これらの変化は黒潮続流域で発達した厚い境界層の移流や総観規模高気圧に伴う下降風との関連が示唆された。

海上大気のエアロゾルの変化を、シーロメータで計測した後方散乱係数の鉛直分布とパーティクルカウンタで計測した海上空気中の粒子数を用いて調べた。シーロメータの後方散乱係数は、境界層内で似た変化を示し、この変化は海上空気の粒子数の変化とよく一致したため、後方散乱係数はエアロゾルの変化を捉えていたと判断した。期間1では、エアロゾルの短周期変化が見られ、海上風が強い時に増加する傾向が見られた。強い風により海塩粒子が発生し、大気境界層内のエアロゾルが増加していたと考えられる。さらに、降雨の直後にエアロゾルが減少していたことから、降雨によって境界層のエアロゾルが洗い流されたと推測された。

海面水温は、定点観測期間中ほぼ一定だったが、期間1の前半に約0.8 °Cの下降が見られた。海洋混合層の熱収支解析を行い、混合層水温の低下について調べた結果、観測された混合層の貯熱量変化は、海面熱フラックスから期待される変化の約4倍であることがわかった。衛星観測の海面高度及び海面水温の分布から、北西向きの流れによる冷水の移流が定点における水温低下の要因として示唆された。

目次

第1章 序論.....	1
1.1. 背景.....	1
1.2. KH-14-1 次観測航海の概要.....	2
1.3. 本研究の目的と構成.....	3
第2章 使用データと処理.....	4
2.1. 白鳳丸 KH-14-1 次航海の観測データと処理.....	4
2.2. 数値予報モデル GPV.....	6
2.3. 衛星海面高度データ.....	7
2.4. 衛星海面水温データ.....	7
第3章 解析方法.....	9
3.1. 流跡線解析.....	9
第4章 大気境界層.....	10
4.1. 観測された特徴.....	10
4.2. GPV データとの比較.....	11
4.3. 大気総観場との関係.....	12
4.4. エアロゾル.....	15
第5章 海洋混合層.....	17
5.1. 貯熱量の変化.....	17
第6章 まとめ.....	20
謝辞.....	22
参考文献.....	23
図, 表.....	25

第1章 序論

1.1. 背景

海洋は大気に比べて熱容量が大きいため大量の熱を蓄えており、その変化が大気の変化を引き起こすことが知られている。熱帯域では大気と海洋間の活発な相互作用が知られている。例えば、エルニーニョ現象は、太平洋赤道域東部の海域の水温が通常よりも高くなる状態が1年ほど続く現象で、ラニーニャ現象は逆に低くなる現象だが、このような海洋表層の水温の変化は大気の循環を大きく変化させ、その変化は全球規模の大気の変化を引き起こすことが知られている。

一方、比較的水温の低い中緯度海域では、従来海洋は大気に対して受動的だと考えられてきた。すなわち、大気の変化が海洋を変化させ、海洋の変化は大気に影響を与えることはないと考えられてきた。しかし、近年、高解像度の衛星観測や数値モデルを用いた研究により、中緯度海洋の特に明瞭な水温前線域において、海洋から大気への影響が存在することが明らかになってきた (Nakamura et al. 2015)。北太平洋亜熱帯北西部には、世界で最も強い海流の一つである黒潮および黒潮続流が存在している。これらの海流は、大量の暖水を南から運び、北側の冷たい水との間に、明瞭な水温前線を形成している。冬季になると、この海域では、モンスーンに伴う冷たく乾いた強い北西風が卓越するため黒潮および黒潮続流海域において、大量の熱と水蒸気が海洋から大気へ放出される。これらの熱および水蒸気の放出は、大気に様々な影響を及ぼしている。例えば、Bond and Cronin (2008)は、比較的暖かい黒潮上に、冷たく乾燥した強い北寄りの風が吹くことによって、潜熱・顕熱フラックスが海洋から大気に大量に放出することを指摘している。また、Konda et al. (2010)でも同様の結果を示している。他にも黒潮続流の暖水上における局所的な低圧部の形成 (Tanimoto et al. 2011)なども報告されている。Tokinaga et al. (2006)では、黒潮続流

域におけるラジオゾンデ観測を用いて、海上大気の静的安定度が、大気境界層の鉛直構造に大きく影響していることを示した。海面付近の大気が不安定の場合、2.5 km 上空まで厚い大気混合層が発達することを報告している。

冬季の大気への熱放出は、大気に影響を及ぼすだけでなく、海洋の表層にも重要な影響を及ぼす。大気への熱放出や風による機械的な混合により、海洋表層には水温、塩分、密度が鉛直方向に一様な深い混合層が形成される。この深い混合層は、春にかけて太陽放射による海面加熱により急激に浅化し、混合層下には季節躍層が形成される。この季節躍層により海面から隔離された冬季の混合層の水は、海水の鉛直一様性を保持したまま、より深い水温躍層内へ沈み込みモード水を形成する。その後、モード水の一部は翌年の冬季に発達する混合層に取り込まれ、海面に再び露出し、海面水温に影響を及ぼすことがいくつかの海域において報告されている (Alexander et al. 1999)。

しかし、大気と海洋の相互作用が最も活発に起こる厳冬季の船舶観測は、極めて少なく、相互作用の実態は観測から十分に理解されていない。そこで、2014年2月から3月にかけて黒潮続流域において大気と海洋の船舶観測を実施した。

1.2. KH-14-1 次観測航海の概要

白鳳丸 KH-14-1 次観測航海は、2014年2月21日から3月13日（約3週間）に実施した JAMSTEC（海洋研究開発機構）の白鳳丸による観測航海である。乗船研究者は、東海大学、東京大学、東北大学、東京海洋大学、名古屋大学、三重大学、京都大学、JAMSTEC から総勢 24 名、加えて(株)マリンワークジャパンから観測技術員 1 名が参加した。観測項目は、ラジオゾンデによる大気観測と CTD, MSP, FRRF, XCTD, XCP による海洋観測を集中的に行った。その他にも船舶による海上気象観測、船舶に設置したシーロメータ、短波長波放射計、超音波風速計、パーティクルカウンタ、

乱流フラックス，船底 ADCP による観測と Argo フロート，水中グライダー，GPS 波浪ブイ，GPS 漂流ブイの投入を行った。

本観測の目的は，厳冬期における大気海洋相互作用の実態を明らかにすることであった。大気と海洋は時間と共に変化するため，船舶観測により大気海洋の水平分布を計測するためには複数船舶による同時観測を行う必要がある。しかし，本観測では白鳳丸 1 隻による観測のため，時間変化のみに注目するため定点観測を実施した。そのため定点観測点は海洋の水平移流が小さく水塊特性が水平的に一様と考えられる地点として，黒潮続流南方域の高気圧性循環の南側の $32^{\circ}\text{N}, 144^{\circ}\text{E}$ と定めた (図 1.1)。この地点を以下，本論文中では定点と呼称する。その他にも MSP 観測の最大深度の関係から冬季表層混合層が 500 m より浅いことも考慮された。

しかし，観測期間中，低気圧の通過などにより定点から退避せざるを得なくなり，定点で観測できた期間は UTC 時刻で，2 月 23 日 12 時～2 月 27 日 0 時 (期間 1)，3 月 1 日 3 時～3 月 2 日 6 時 (期間 2)，3 月 7 日 13 時～3 月 9 日 6 時 (期間 3) の 3 期間であった。但し，期間 3 は 3 月 8 日 0 時～8 日 15 時にかけて最大 $30.7^{\circ}\text{N}, 143^{\circ}\text{E}$ (約 173 km) まで離れている。

1.3. 本研究の目的と構成

本研究では，KH-14-1 次観測航海のデータを主に用いて，黒潮続流南方定点における大気と海洋の境界層の変動とその要因について調べる。

本論文の構成として，第 2 章では使用したデータとその処理について説明する。第 3 章では解析に用いた流跡線解析について記述する。第 4 章では観測された大気の特徴を述べ，数値モデルとの比較後大気総観場との関係を記述し，エアロゾルの変化について議論する。第 5 章では海洋混合層について，貯熱量の変化に注目しその結果を示す。第 6 章では本研究のまとめを行う。

第2章 使用データと処理

2.1. 白鳳丸 KH-14-1 次航海の観測データと処理

本研究では定点時の観測のうち、船舶気象観測、ラジオゾンデ、シーロメータ、パーティクルカウンタ、短波・長波放射計のデータを解析に用いた。

船舶気象観測のデータは、海上の水溫、風向・風速、気温、湿度と海面気圧、さらに船の進路、船速、船首方位を使用した。1分毎に記録された気象観測を10分平均して解析に用いた。また、水溫に関しては船体外板上部に取り付けられているものと、白鳳丸の第7研究室内水溫計からの測定値がある。前者より後者の方が全期間のME (Mean Error: 平均誤差)が1.1 °C高く、RMSE (Root Mean Square Error: 二乗平均平方根誤差)も1.2 °Cであることから、後者は船内を通過する過程で加熱されたと考え前者を使用した。

GPS ラジオゾンデ観測では、1~3時間毎にヘリウムガスを充填したバルーンにセンサーを取り付けて放球し大気の物理量を観測した。機器は明星電気のTS-06GのセンサーとRD-08ACの受信機を使用した。データは1秒間隔で取得され、高度、緯度・経度、風向・風速、気圧、気温、相対湿度を測定している。風向・風速、気圧に関してはGPS情報から移動速度と高さにより算出され、また、10 m 毎及び1 hPa 毎にそれぞれ線形内挿して解析を行った。

シーロメータは主に空港に設置されて利用されている測器であり、雲底を計測することができる。レーザー光を上空に向けて発射し、雲やエアロゾル等の大気中の微粒子によって反射された後方散乱光を受信望遠鏡で受信することにより、その時間差と強度から大気中の微粒子の濃度と距離を計測する。本観測ではVaisala社のCL31を用いた。時間分解能は15秒、観測高度は7.5 km、高度分解能は10 mである。15秒毎に計測された後方散乱係数および雲底高度から5分平均値を計算し、後

方散乱係数は単純平均した。雲底高度は、自動判別された第1~3雲底高度をすべて使用し、鉛直の各格子点において±50 m の範囲内の雲底高度の出現回数を数え、最も頻度の高い格子点の範囲内の雲底高度の平均を計算した。最頻値が複数の高度にみられる場合は、最も低いものを雲底高度とした。

パーティクルカウンタは、リオン社の KC-01E を用いて海上大気に含まれるエアロゾル状粒子の粒径分布を測定した。測定間隔は1分毎で、5段階（0.3 μm 以上, 0.5 μm 以上, 1 μm 以上, 2 μm 以上, 5 μm 以上）の粒径毎で測定している。

海面フラックスは短波・長波放射計と船舶気象観測の風速、気温、水温、湿度、気圧を用いてバルク法により算出した。各フラックスの導出を下に記述する。但し下向きを正とする。また潜熱フラックス及び顕熱フラックスの算出時に、海上10 m の風速、気温、湿度が必要なので COARE 3.0 の方法に基づき海上10 m の値を求めた。白鳳丸の各センサーの設置高度は下の通りである。

風速計：25 m, 気温・湿度計：14.5 m, 気圧計：11 m

(a) 短波放射 Q_s

$$Q_s = S^\downarrow - S^\uparrow$$

$$(S^\downarrow: \text{日射系の測定値}, S^\uparrow = 0.06 \cdot S^\downarrow)$$

(b) 長波放射 Q_L

$$Q_L = L^\downarrow - L^\uparrow$$

$$\left(L^\uparrow = \sigma T_s^4 \right.$$

$$T_s: \text{海面水温 [K]},$$

$$\left. \sigma: \text{ステファン・ボルツマン定数 } (= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}) \right)$$

(c) 潜熱フラックス Q_E

$$Q_E = \rho L C_E U (q_a - q_s)$$

$$\left(\begin{array}{l} \rho: \text{大気}の\text{密度} \text{ (気温} \cdot \text{気圧より算出)} \\ U: \text{風速} \\ L: \text{水}の\text{潜熱}, L = (2492.6 - 2.14 \cdot T_s) \times 10^3 \text{ J kg}^{-1}, T_s: \text{海面水温} \text{ [}^\circ\text{C]} \\ C_E: \text{抵抗係数} \\ q_s: \text{海面飽和比湿} \text{ (気圧} \cdot \text{海面水温より算出)} \\ q_a: \text{海上空気}の\text{比湿} \text{ (気圧} \cdot \text{気温} \cdot \text{湿度より算出)} \end{array} \right)$$

(d) 顕熱フラックス Q_H

$$Q_H = \rho C_p C_H U (T_a - T_s)$$

$$\left(\begin{array}{l} C_p: \text{大気}の\text{定圧比熱} \text{ (} 1.008 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \text{)} \\ C_H: \text{抵抗定数} \\ T_s: \text{海面水温} \text{ [}^\circ\text{C]} \\ T_a: \text{気温} \text{ [}^\circ\text{C]} \end{array} \right)$$

2.2. メソ数値予報モデル GPV

定点観測期間における大気の総観場を把握するために、気象庁のメソ数値予報モデル GPV MSM を用いた。このデータは数値予報モデルによって計算された格子点データである。本研究では、3 時間毎 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC) の地上データと気圧面データの解析値を使用した。使用期間は 2014 年 2 月 21 日から 2014 年 3 月 13 日、解析海域は $22.4^\circ\text{N} - 47.6^\circ\text{N}$, $120^\circ\text{E} - 150^\circ\text{E}$ である。水平格子間隔は地上データが $0.05^\circ \times 0.0625^\circ$ 、気圧面データは $0.1^\circ \times 0.125^\circ$ である。また、気圧面データは 1000 hPa - 100 hPa 面まで 16 層ある。

使用した地上物理量は、海面更正気圧 [Pa]、地上気圧 [Pa]、地上 10 m 東西・南北風速 [m/s]、地上 1.5 m 気温 [K]、地上 1.5 m 相対湿度 [%]。気圧面物理量は各気圧面に対して、ジオポテンシャル高度 [gpm]、東西・南北風速 [m/s]、気温 [K]、

上昇流 [Pa/s], 相対湿度 [%] の要素がある。但し, 相対湿度のみ 250 hPa より上空のデータは無い。

2.3. 衛星海面高度データ

海面高度のデータは, フランスの AVISO (Archiving Validating and Interpretation of Satellite Oceanographic data) が作成し, 配布している DT-MADT (Delayed Time Maps of Absolute Dynamic Topography) のデータを使用した。衛星の軌道や回帰周期が異なる複数の人工衛星観測データを基に作成されているため, 高い時間分解能と水平分解能を持っている。使用期間は 2014 年 2 月 21 日から 2014 年 3 月 13 日である。データセットの時間間隔は 1 日, 水平格子間隔は緯度・経度共に 0.25° である。

2.4. 衛星海面水温データ

使用した海面水温データ AMSR2 は, JAXA (宇宙航空研究開発機構) が地球環境変動観測ミッション (GCOM-W: Global Change Observation Mission - Water) で 2012 年 5 月に打ち上げた水循環変動観測衛星「しずく」に搭載された高性能マイクロ放射計である。地球表面から放射される微弱なマイクロ波帯の電波を測定し, 主に水に関する地球上の物理量を推定するセンサーで, 降水量, 水蒸気量, 海洋上の風速, 水温等を計測している。

データは Remote Sensing Systems のウェブサイトから入手した。使用期間は, 2014 年 2 月 21 日から 2014 年 3 月 13 日である。ASCENDING・DESCENDING と 3 日移動平均値があり, 本研究では 3 日移動平均値を使用した。時間間隔は 1 日, 水平格子間隔は緯度・経度共に 0.25° である。

第3章 解析方法

ここでは、4章で行う流跡線解析について述べる。

3.1. 流跡線解析

国立環境研究所地球環境研究センター (NIES-CGER: National Institute for Environmental Studies - Center for Global Environmental Research) で開発した METEX (Meteorological Data Explorer) を使用した (Zenget al. 2010). 大気塊を質点とみなし、流跡線を気象データから求めることができる。気象データはヨーロッパ中期気象予報センター (ECMWF), または米国環境予測センター (NCEP) の再解析データ, または気象庁の数値予報 GPV (GSM 及び MSM) データに対応している。

METEX は, $L(t)$ から $L(t + \Delta t)$ まで移動する大気塊の運動を計算するために Petterssen 法を用いている。 $\Gamma(L, t)$ を速度ベクトルとし,

$$L'(t + \Delta t) = L(t) + \Gamma(L, t) \times \Delta t$$

最初に Δt 後の地点 $L'(t + \Delta t)$ を概算し, その後速度ベクトル $\Gamma(L, t)$ と $\Gamma(L', t + \Delta t)$ の平均速度ベクトル $\bar{\Gamma}$ を求める。

$$\bar{\Gamma} = \frac{\Gamma(L, t) + \Gamma(L', t + \Delta t)}{2}$$

この速度ベクトル $\bar{\Gamma}$ を用いて $L(t)$ から Δt 後の地点 $L(t + \Delta t)$ を求める。

$$L(t + \Delta t) = L(t) + \bar{\Gamma} \times \Delta t$$

また, 積分のタイムステップ Δt は, 風速に依存させて下記の計算式で決定する。

$$\Delta t = \frac{\Delta D}{\text{CFL} \times \sqrt{u^2 + v^2}}$$

ΔD はデータセットの水平格子間隔の距離, CFL はクーラン (Courant-Friedrichs-

Lewy)条件の略である。クーラン条件とは、数値的な信号の伝達速度が、物理的な信号の伝達速度より早くなければならないという条件である。具体的には、物理的な信号の伝達速度を c 、数値的な信号の伝達速度を $\Delta x/\Delta t$ (Δx : 空間方向の格子間隔, Δt : 時間方向のステップ幅)とすれば、その比であるクーラン数 ν は次のように定義される。

$$\nu = c \cdot (\Delta t/\Delta x)$$

このクーラン数 ν が 1 未満であることがクーラン条件である。

計算モードとして、大気塊の流跡線は東西風, 南西風, 鉛直風の u, v, w 成分のみによって移動すると仮定する三次元法モデルと, 等温位面に沿って移動すると仮定する等温位法モデルが選択できる。本研究では大気境界層内の大気塊を追うので, 三次元法モデルを使用した。

空間補間において最初に変数をジオポテンシャル高度, 気圧または 2 つを混合した軸にそって鉛直補間し, それから緯度・経度に対しても補間を行う。鉛直補間は高度に従って, 横方向の補間は緯度・経度に従って線形的に変化すると仮定している。

計算結果は 1 時間毎に出力され, 本研究では各時間での位置, 大気塊の高度 [m], 大気境界層高度 [m]も使用した。

第4章 大気境界層

4.1. 観測された特徴

図 4.1 は定点における仮温位の時間鉛直断面と船舶で観測した SST - SAT (海面水温-海上気温)の図である. SST - SATは海上大気の静的安定度を表し, 正の場合は不安定, 負の場合は安定であることが分かる. 期間 1 及び期間 3 は, SST - SATが正で海面付近の大気は不安定, 期間 2 では安定している期間であり, 安定度が概ね負であり大気が安定している期間である. 不安定期では大気境界層高度 (高度 10 m の仮温位の値から 0.75 K 高くなる高度と定義)が高く, 安定期では比較的低い. 期間 1 に注目すると, 2 月 25 日 18 時以降の大気境界層高度と雲底高度がよく一致している.

図 4.2 は定点における仮温位の時間鉛直断面図と, ラジオゾンデ観測の結果から大気境界層内を鉛直平均した仮温位と, 船舶観測の海上気温である. 大気境界層内の気温変化を見ると, 大気境界層内の仮温位は 2 月 23 日 18 時に低くなり, 24 日 12 時に高くなり, 24 日 21 時に低くなり, 25 日 6 時に高くなり, 25 日 12 時に低くなるというように短周期変化が見られる (図 4.1 a). 観測期間全体を通して, SST は安定していることから SST - SAT の変化は SAT によって起こっている (図 4.1 c). そこで, 仮温位の時間鉛直断面を大気境界層内で鉛直平均したものと SAT を比較すると (図 4.2 b), 両者の変化は概ね一致している. よって時間分解能の高い SAT に基づいて, 大気境界層の温度変化を調べることにする.

図 4.3 は定点におけるラジオゾンデ観測の結果から求めた混合比の時間断面図と, 船舶観測の結果から求めた海上の混合比の図である. 海上大気が不安定な期間 1 と期間 3 は, 安定期の期間 2 に比べて全体的に混合比が低い. 期間 1 に注目すると, 2 月 23 日 21 時に高く, 24 日 6 時に低く, 24 日 15 時に高く, 24 日 21 時に低く

(図 4.3 a), 仮温位と同様に短周期の変化が見られた. また, 大気境界層内の変化 (図 4.3 a)と, 海上の混合比 (図 4.3 b)の変化は概ね一致しており, それは大気境界層内を鉛直平均した混合比と海上の混合比の変化が一致していることからわかる.

短周期変化が顕著に見られた期間 1 に注目し, 時間解像度が高い船舶で観測した海上の SAT と風向, 混合比及び海面気圧を図 4.4 に示す. SAT と混合比を比較すると, 必ずしも SAT が上昇 (下降)するからといって混合比が上昇 (下降)しているわけではなく, 両者に明瞭な関係は見られない. 次に SAT と風向を見ると, 風向が北よりから西よりに変化するとき (2月24日0時~24日6時, 2月24日21時~25日3時)に SAT が上昇しており, 西よりから北よりの風に変化するとき (2月24日12時~24日21時, 2月25日3時~25日15時)に下降していることがわかる. これは北からの寒気の流入の影響と考えられる. また, 期間 1 の海面気圧は, 前半 (2月23日12時~25日6時)は2月23日18時低くなり, 23日23時高くなり, 24日6時低くなり, 24日11時高くなり, 24日18時低くなり, 25日0時に高くなり, 25日6時に低くなる短周期の変化が見られる. また, 後半には上昇のトレンドが見られる.

4.2. GPV データとの比較

定点で観測された大気の構造と変化が総観規模場とどのように関係しているのか調べるために GPV を使用した. この節では, 定点における観測と GPV とを比較して, 定点で観測された大気が GPV で再現されているかを調べる.

地表面の GPV データは船舶気象観測データと比較した. 定点時の風向と海面気圧を見ると (図 4.5), 風向は期間 1 の始めと期間 3 の最後は若干風向が異なるが, 期間 3 の定点から離れていた時を含め, 観測と GPV の値と変化が概ね一致していることが分かった. 海面気圧に関しては全期間通して GPV が若干過大評価しているよ

うに見られ、期間毎の ME を確認すると期間 1、期間 2、期間 3 においてそれぞれ 0.86 hPa, 0.98 hPa, 0.79 hPa で、RMSE は 0.98 hPa, 1.21 hPa, 0.94 hPa であった。しかし、相関係数は 0.99, 0.91, 0.97 と高く、変動のパターンは観測と GPV とで概ね一致している。

気圧面の GPV データはラジオゾンデ観測データと比較した。気圧面の GPV データは、鉛直方向に対して格子が等間隔ではないので、25 hPa 毎に線形内挿して図示している。図 4.6~図 4.9 はそれぞれ気温、混合比、東西風、南北風のラジオゾンデ観測と GPV データの定点における時間断面図を表す。GPV データの時間解像度は観測データとあまり変わらないが、鉛直方向の解像度が粗いため細かな変化は再現できていない。表 4.1 と表 4.2 は期間別の気圧面毎の観測と GPV の相関係数を表している。期間 1 は全体的に相関係数が高いが、期間 2 に関しては混合比と東西風が特に低くなっている。期間 2 の相関係数が低い理由としては、データ数が少ないこと、期間中に顕著な変化が見られないことが考えられる。期間 3 に関しては、一時定点から離れていたこともあり気温と混合比の相関係数は低い。しかし、東西風と南北風に関しては概ね相関係数が 0.5 以上となっている。期間 2 を除けば、風の場合は GPV である程度再現できている。

以上から GPV データを用いて、定点観測時の総観規模場を調べることにした。

4.3. 大気総観場との関係

図 4.10~図 4.15 は定点における海面更正気圧の分布である。期間 1 に関して、2 月 23 日 12 時から大陸側の大きな高気圧の中にある定点の東の海域に小さい低気圧が多少移動しながら発達しており、海面気圧の時系列からも確認できる (図 4.4)。2 月 23 日 18 時から 24 日 6 時にかけて、定点北西の高気圧がより張り出し、その間風向は北西から西へ変化し、SAT は上昇している。図 4.16 から定点付近には前線が

あり、その影響も受けていると考えられる。その後、24日6時から24日18時にかけて、定点の北側の海域にあった低気圧が東へ移動していき、風向は西から北に変化し、SATは低下していた。定点付近にあった前線は北へ移動した。2月24日18時から25日6時は大陸から移動してきた高気圧の影響を受け、風向が北寄りから北西寄りに変わり、SATは上昇した。2月25日6時から同日18時にかけて高気圧が南北に伸びた状態で接近し、海面更正気圧の等値線が南北に縦断している影響で、風向が北西寄りからより北寄りに変化し、SATは下降していた。2月25日18時から27日0時までは、接近してきた高気圧の中心が定点の北西側から北、北東へと移動するのに伴い、風向が北寄りから東寄りへと変わっていた。その間SATは多少下降した後上昇していた。

期間2に関しては、3月1日6時から2日6時まで、定点の北西側にある北東から南西へ伸びる低気圧が、時間とともに東へ移動しながら強化していた。1日6時に一瞬南風に変化しSATも上昇したが、それ以外は南西よりの風で安定しており、SATも後半少し上昇する程度であった。

期間3に関して、3月7日12時から8日12時までは、定点は大陸の高気圧の影響を受け北西からの風で安定しており、その間SATは前半上昇し、後半下降した。3月8日18時以降は、定点の北の海域に低気圧が発生し、その後定点の南西側から来た北低気圧と合流し、海面気圧が下がっていった。風向は、その低気圧性の擾乱の影響で8日23時に南西に振れた後北西へと変化していった。その影響でSATも下降したと考えられる。

期間1の前半に関しては、定点において西寄りの風に変化する時に大気境界層の温度が高くなり、北寄りの風へ変化する時に温度が低くなる傾向がみられた。冬季は、大陸からの冷たい寒気が季節風として卓越する期間であり、北風時により冷たい空気が定点まで運ばれていたと考えられる。実際に、北よりの風向だった時と西よりの風向だった時の事例として、その時の空気塊の起源を、流跡線解析を用い

て調べた。図 4.17 は北寄りの風向だった時の事例，図 4.18 は西寄りの風向だった時の事例で，北寄りの風が卓越していた時の方が，西寄りの風が卓越していた時より空気塊の起源が北にあることがわかった。よって期間 1 の前半の大気境界層の温度変化は，より冷たい空気塊の移流によって引き起こされていることが分かった。

期間 1 の大気境界層高度に注目すると，前半（2月 25 日 18 時まで）は高くなり，後半は急激に低くなっている（図 4.1）。前半については，より大気境界層高度の高い空気塊が水平移流してきたと考え，流跡線解析を行った。図 4.19 は大気境界層高度が上昇していた期間の流跡線解析の結果と，大気塊がある地点での大気境界層高度の時系列である。大気境界層高度が高くなるにつれて，定点のより西側から空気塊は来ていることがわかる。また，図 4.19 の大気塊がある場所の大気境界層高度の時系列に注目すると，短くても定点到着の 12 時間前の大気境界層高度が，定点でも確認することができた。黒潮・黒潮続流の暖水上では，海洋から放出される熱フラックスの影響により厚い境界層が発達し，その境界層が風下方向に移流されてくることにより定点における境界層高度の上昇が起こっていたと考えられる。

次に後半の大気境界層高度の下降と，大陸から移動してきた移動性高気圧との関係を調べるために，大気境界層高度が一番低くなった 2 月 26 日 12 時の上空（850 hPa 面）の鉛直流と海面更正気圧の分布を確認した（図 4.20）。しかし，GPV の空間解像度が高いため，細かい水平構造が出てしまったので， 2.5° 内のボックス平均を取ることで空間フィルターをかけた（図 4.21）。図 4.21 より，定点は移動性高気圧に覆われているため，下層ではおよそ下降流が卓越していたと考えられる。図 4.22 の定点での鉛直風の時間鉛直断面図からも見て取れ，高気圧により大気境界層高度が低くなっていたと考えられる。

4.4. エアロゾル

図 4.23 は定点時における船舶に対する相対風向とシーロメータで観測した後方散乱係数の時系列図である。シーロメータはファンネルより船首側のフライングブリッジに設置していたため、船尾側から風が吹くと煤等を観測してしまう可能性がある。船舶に対する相対風向は、1 分値の真風向・真風速と船舶の進路と船速を東西・南北成分にそれぞれ分け、相対風向・相対風速を計算し、船首方位を考慮した後、10 分移動平均をかけた。相対風向が船尾側に変化するとき、必ずしも後方散乱係数も増えているわけではなかった。逆に減少している期間もあり、相対風向と後方散乱係数には関係はあまり無いようであった。

2 月 23 日 15 時 ~ 24 日 0, 2 月 24 日 20 時 ~ 24 日 22 時, 3 月 1 日 3 時 ~ 1 日 7 時, 3 月 8 日 22 時 ~ 9 日 6 時では、海面から雲底高度まで約 $3.2 \log_{10}([10^5 \text{ srad km}]^{-1})$ 以上の高い値を示し、これは降雨の影響と考えられる。定点 1 の期間を見ると降雨以外にも後方散乱係数の弱い短周期変化が見られる。

図 4.24 は定点時での船舶に対する相対風向とパーティクルカウンタの粒子数の図である。パーティクルカウンタもシーロメータと同様、船舶のファンネルより船首側に設置していたため、煤等に反応しているか確認した。粒子数の変化は、相対風向と対応していないようなので関係ないと判断した。

後方散乱係数とパーティクルカウンタの関係を見ると、降雨の期間を除き増減のタイミングがよく一致していた (図 4.25)。よって、後方散乱係数はエアロゾルの変化を捉えていると考えられる。また、降雨の期間の直後後方散乱係数と粒子数の値が低くなるのは、降水によってエアロゾルが洗い流されているためと推測される。期間 1 では短周期変化が見られたので、期間 1 に注目する。

図 4.26 は期間 1 での風向、風速、SAT、後方散乱係数、粒子数である。期間 1 におけるエアロゾルの短周期変化は、2 月 24 日 3 時から 12 時まで増加、2 月 25 日

0時から10時まで増加、2月25日10時から18時まで減少、2月25日10時から26日9時まで増加という変化が見られた。この変化は、ピークのタイミングは多少ずれるもののSATの変化(図4.26 c)に似ている。風速との対応を見ると、風速が強くなる時にエアロゾル(後方散乱係数及び粒子数)が増加し、風速が弱くなると減少している。これは風速が強くなると、海塩粒子が舞うことによりエアロゾルが増加しているものと考えられる。また、風向との関係はあまり関係ないように見られる。したがって、エアロゾルの増減には海塩粒子が影響していると考えられる。

定点におけるエアロゾルの変化の要因として、もう1つは空気塊の起源が変わったことが考えられる。エアロゾルが少ない時の事例として2月24日3時と2月25日18時を、多い時の事例として2月24日12時と2月25日9時を流跡線解析から空気塊の起源を追った。図4.27はエアロゾルが少なかった時の流跡線解析の結果で、図4.28は多かった時の結果である。エアロゾルが多い時に関しては2つの事例とも朝鮮半島より北側から空気塊が来ているが、少ない時に関しては2つの事例とも別の場所から空気塊が来ていることが分かった。加えて、2月25日18時のエアロゾルが少ない時として挙げた事例は、多い時として挙げた事例と同じ起源を示しており、系統的な違いは見られなかった。

第5章 海洋混合層

2.5. 貯熱量の変化

図 5.1 は定点時の SST 及び各海面熱フラックスの変化を示している。SST に注目すると、期間 1 の前半 (2 月 23 日 12 時~25 日 18 時)は下降傾向にあり、後半 (2 月 25 日 18 時以降)は概ね一定値を保っている。期間 2 では、期間 1 の後半に比べて約 1 °C高くなった状態で安定していた。期間 3 では 3 月 8 日 0 時から 8 日 15 時まで大きく変化しているが、この期間は定点を離れていたため、この変化は海域の違いによると考えられる。

図 5.2 は、岡 (2015)が示した期間 1 から期間 2 にかけて (定点から離れている間も含む)観測した時間深度断面図 (但し JST)である。カラーは MSP 観測の乱流エネルギー散逸率 [W kg^{-1}]である。また、図中の黒線は XCTD 観測のポテンシャル密度の鉛直プロファイルから計算した混合している層 (Mixing layer depth)と混合した層 (Mixed layer depth)を表している。それぞれ、10 dbar のポテンシャル密度から 0.01 kg m^{-3} 高くなる深度、 0.125 kg m^{-3} 高くなる深度として計算されている。黄線は $16.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温線深度を表す。

SST が下降傾向にあった期間 1 の前半 (2 月 23 日 21 時~25 日 18 時 JST)では、乱流エネルギー散逸率の $10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$ 以上の値を示す混合した層がこの期間で 50 m から 100 m 近くまで深くなり、それに伴い混合している層と混合した層及び $16.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温線も深くなっていた。期間 1 後半 (2 月 26 日 6 時~27 日 9 時)の乱流エネルギー散逸率は全体的に 300 m 以深まで高い値が出ており、混合している層も同様の深度まで深くなった。混合した層と $16.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温線は期間 1 の前半に比べると多少深くなっているが約 370 m で安定している。期間 2 に関しては乱流エネルギー散逸率が 3 月 2 日 6 時 (JST)で高い値が 90 m 深まで深くなるがその後浅くなっており、混合

している層も同じ変化をしている。混合した層は期間 1 の後半に比べると変化は大きいのが平均的に浅くなっている。16.5 °C等温線も同様に期間 1 に比べると若干浅くなっている。全体的に乱流エネルギー散逸率が $10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$ 以上の深度は混合している層の深度と同じ変化をしていた。

海面水温の変化は、基本的に海洋表層の混合層の水温によって決まる。期間 1 の前半で SST が下降していた期間、総熱フラックスは下降傾向にあり、この変化は潜熱のみ同様の時間変化をしていることから、潜熱が寄与していたことが推察される。この期間の総熱フラックスの平均は -163 W m^{-2} であり、海洋から熱が放出していた期間であることから、海面熱フラックスにより海面水温の変化が起こっていた可能性がある。そこで、鉛直 1 次元、つまり大気海洋間の熱交換のみで決定すると仮定すると、乱流によって鉛直に混合している層内の貯熱量の時間変化率は、海面熱フラックスと以下の式で関係付けられる。

$$Q = \rho C_p h \frac{\partial T}{\partial t}$$

ここで、 ρ は海水密度、 C_p は海水の比熱、 h は混合している層の深さ、 T は混合している層の水温である。本研究では、海水密度を 1025.0 kg m^{-3} 、海水比熱を $3998 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、混合している層の深さを図 5.2 よりおおよそ 40 m とした。水温の時間変化は、実際に観測された海面水温の変化から 2.25 日で $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ の低下として、この低下を起こすのに必要な海面熱フラックスを計算した。その結果、 -675 W m^{-2} であり、実際に観測された総熱フラックスのおよそ 4 倍という結果であった。

次に、海面熱フラックスと混合している層内の貯熱量の変化のトレンドを見積もった。貯熱量および総熱フラックスを時間積分し、最小二乗法を用いて計算したところ図 5.3 のようになった。貯熱量と総熱フラックスのトレンドはそれぞれ -708 W m^{-2} 、 -138 W m^{-2} となり、約 5 倍も貯熱量トレンドの方が大きかった。よって、この期間では大気海洋間の熱交換だけで決定されているわけではなく、海洋

の水平移流が要因として示唆される。

図 5.4 の衛星海面高度の分布から、定点付近は高気圧性の黒潮続流の再循環域にあり、北西流があったのではないかと考えられる。衛星観測の海面水温の日変化の分布からも下がっており（図 5.4）、混合している層内の貯熱量の変化は海面熱フラックスだけではなく水平移流が強く効いていたことが示唆される。

第6章 まとめ

本研究では、2014年2月21日から3月13日にかけて、黒潮続流の南側の海域で行った白鳳丸 KH-14-1 次観測航海のデータを解析して、大気と海洋の境界層の変動を調べた。特に、32 °N, 144 °E の定点において大気と海洋の同時連続観測を実施した3つの期間（期間1：2月23日12時から2月27日0時，期間2：3月1日3時から3月2日6時，期間3：3月7日13時から3月9日6時）に着目した。

ラジオゾンデおよび船舶の海上気象観測データを解析した結果、大気境界層内の気温の変化は、海上気温の変化と概ね一致していた。大気境界層の気温には、特に期間1において1日程度の短周期変化が見られ、混合比との明瞭な関連は見られなかったが、風向の変化との良い対応が見られた。風向が北寄りに変化すると気温が低下する傾向があり、寒気の移流により気温の短周期変化が起きていたと考えられる。また、気象庁のメソ数値予報モデルのGPVデータは、船舶気象観測及びラジオゾンデ観測の結果と概ね一致していた。よってGPVデータを解析したところ、期間1での風向の変化は、定点付近で発生した小規模の低気圧性擾乱の通過とそれに続く総観規模高気圧の移動により起こっていたことがわかった。流跡線解析を行った結果、定点において境界層の気温が低い時は、定点のより北側から空気塊が運ばれてきていることが明らかになった。一方、境界層高度は、期間2に比べて期間1と3では全体的に高く、海上大気の静的安定度が安定な期間は、不安定な期間に比べ低いという関係が見られた。さらに、期間1では境界層高度の上昇とそれに続く下降が見られた。上昇期は流跡線解析の結果、黒潮続流域で発達した厚い境界層が定点まで運ばれてきた影響と考えられる。下降期に関しては総観規模高気圧に伴う下降風が関連していることが示唆された。

海上大気のエアロゾルの変化を、シーロメータで計測した後方散乱係数の鉛直分布と、パーティクルカウンタで計測した海上空気中の粒子数を用いて調べた。シ

一ロメータの後方散乱係数は、境界層内で似た変化を示し、この変化は海上空気の粒子数の変化とよく一致したため、後方散乱係数はエアロゾルの変化を捉えていたと判断した。期間 1 には、エアロゾルの短周期変化が見られ、この変化は風向よりも風速と関係し、海上風が強い時に増加する傾向が見られた。流跡線解析で空気塊の起源を追ったが、系統的な違いは見られなかったため、定点付近での局所的な強い風により海塩粒子が発生し、大気境界層内のエアロゾルが増加していたと考えられる。さらに、降雨の直後にエアロゾルが減少していたことから、降雨によって境界層のエアロゾルが洗い流されたと推測された。

海面水温は、定点観測期間中ほぼ一定だったが、期間 1 の前半に約 0.8 °C の下降が見られた。海洋混合層の熱収支解析を行い、混合層水温の低下について調べた結果、観測された混合層の貯熱量変化は、海面熱フラックスから期待される変化の約 4 倍から 5 倍大きいという結果であった。衛星観測の海面高度及び海面水温の分布から、北西向きの流れによる冷水の移流が定点における水温低下の要因として示唆された。

謝辞

本論文は、岩坂直人教授、小橋史明准教授のご指導のもと作成されました。お忙しい中、毎度丁寧に教えていただきました。岩坂先生には就職活動の時もアドバイスをや推薦状でもお世話になりました。小橋先生には研究テーマや、解析方法、論文の読み方など、計画性のない私にいつも丁寧に教えて頂きました。村山利幸教授にもエアロゾルのことでアドバイスを頂きました。また、今年度の9月に博士後期課程を修了された君塚さんにも、本当にお世話になりました。心より感謝申し上げます。

本研究で使用した KH-14-1 次航海で一緒に乗船した方々には、観測時からお世話になりました。また、白鳳丸のクルーの方々にも本当にお世話になりました。東海大学の轡田さん、植原さん、東京大学の岡さん、京都大学の根田さん、北海道大学の谷本さん、東北大学の杉本さん、JAMSTEC の川合さんなど様々な方に山中湖研究集会、京都研究集会でアドバイス等を頂きました。心より感謝申し上げます。

共に研究に励んだ同期の多田君と鬼形さんは、真面目な研究の話だけではなく、他愛ないもない話をし、大学院生活を送る上でお世話になりました。他にも大学院の授業でお世話になった先生方や、研究室の後輩に感謝致します。最後に私を支えてくれた家族に感謝申し上げます。

参考文献

- Alexander M. A., C. Deser, M. S. Timlin (1999): The reemergence of SST anomalies in the North Pacific Ocean. *Journal of Climate* 12: 2419–2433.
- Bond N. A., M. F. Cronin (2008): Regional weather patterns during anomalous air-sea fluxes at the Kuroshio Extension Observatory (KEO). *Journal of Climate* 21: 1680–1697
- Konda M., H. Ichikawa, H. Tomita, M. F. Cronin (2010): Surface heat flux variations across the Kuroshio Extension as observed by surface flux buoys. *Journal of Climate* 23: 5206–5221
- Nakamura H., and Coauthors (2015): “Hot Spots” in the climate system—new developments in the extratropical ocean–atmosphere interaction research: a short review and an introduction. *Journal of Oceanography* 71: 463 - 467. DOI: 10.1007/s10872-015-0321-5
- Tanimoto Y., T. Kanenari, H. Tokinaga, S.-P. Xie (2011): Sea level pressure minimum along the Kuroshio and its extension. *Journal of Climate* 24: 4419–4434. DOI:10.1175/2011JCLI4062.1
- Tokinaga H., and Coauthors (2006): Atmospheric sounding over the winter Kuroshio Extension: Effect of surface stability on atmospheric boundary layer structure. *Geophysical Research Letters*, 33: L04703, DOI: 10.1029/2005gl025102.
- Zeng J., T. Matsunaga, H. Mukai (2010): METEX – a flexible tool for air trajectory calculation. *Environmental Modelling & Software* 25: 607–608.

岡英太郎 (2015): KH-14-1 定点時系列観測による冬季混合層の短周期変動. 2015 年

度大気海洋相互作用研究会 山中湖シンポジウム

藤井孝藏 (1994): 流体力学の数値計算法. 東京大学出版会.

図，表

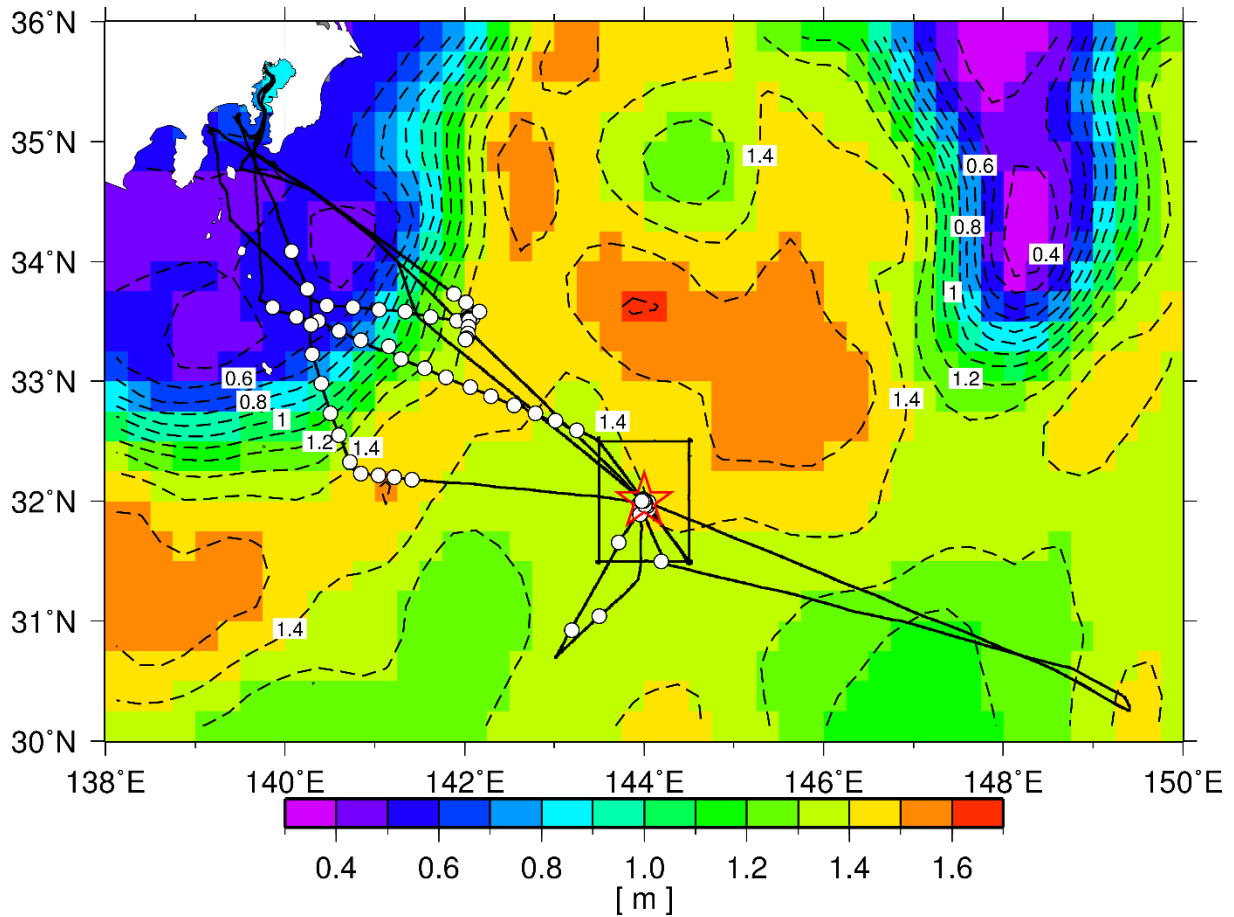


図 1.1 白鳳丸 KH-14-1 次観測航海の航跡図. 黒線が航跡を表し, 星は定点の位置, 丸印はラジオゾンデ観測を行った場所をプロットしている. 背景は 2 月 21 日の海面高度 [m]を表し, 等値線及びカラーの間隔は 0.1 m 毎.

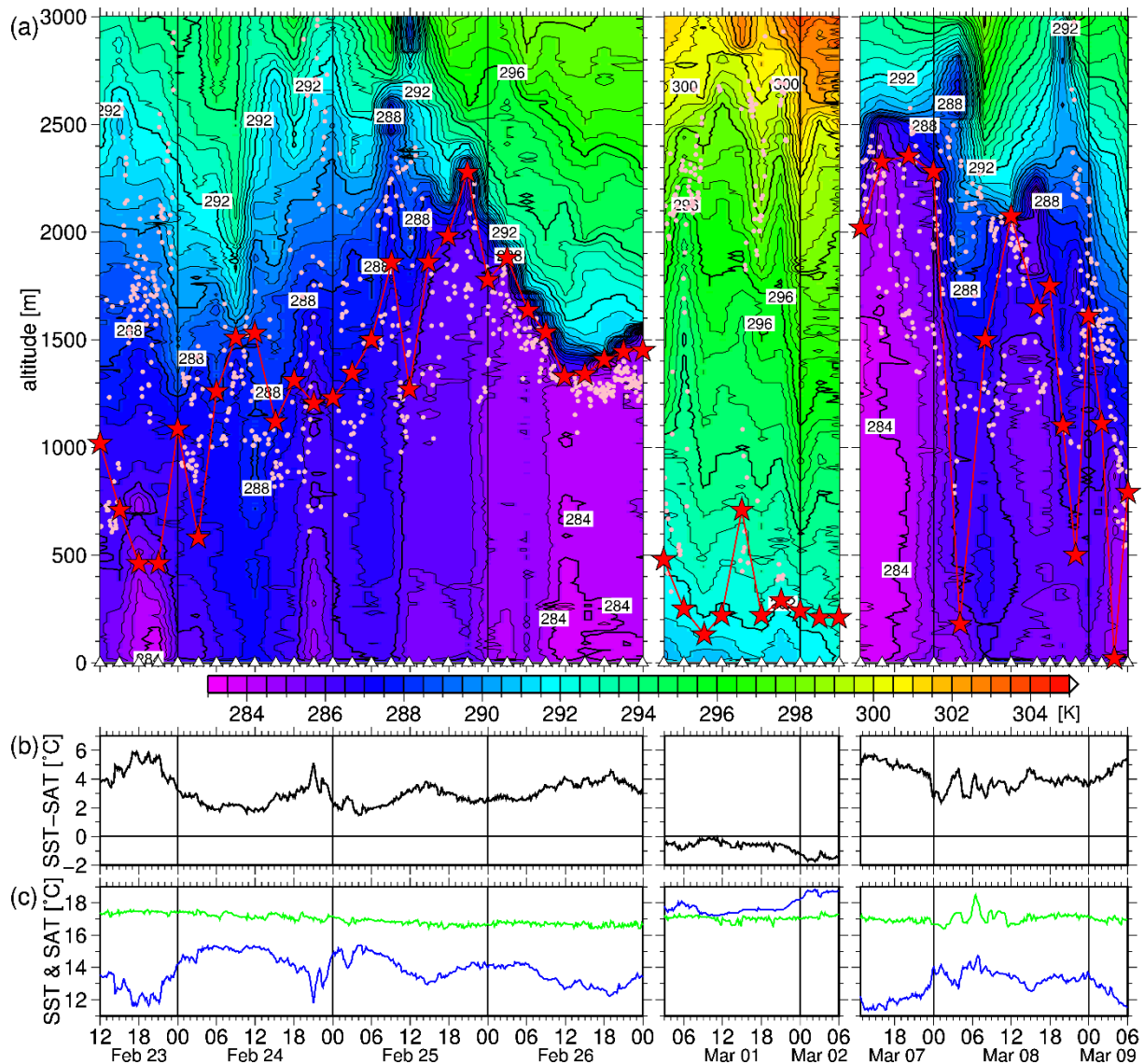


図 4.1 定点時の観測結果. (a) ラジオゾンデ観測から計算した仮温位 [K]の時間鉛直断面図. 等値線の間隔は 0.5 K. 星印は大気境界層高度, 桃丸はシーロメータで観測した雲底高度, 三角はラジオゾンデ観測を行った時刻を表す. (b) 船舶観測の水温と気温の差 [°C]. (c) 船舶観測の気温 [°C] (青)と水温 [°C] (緑).

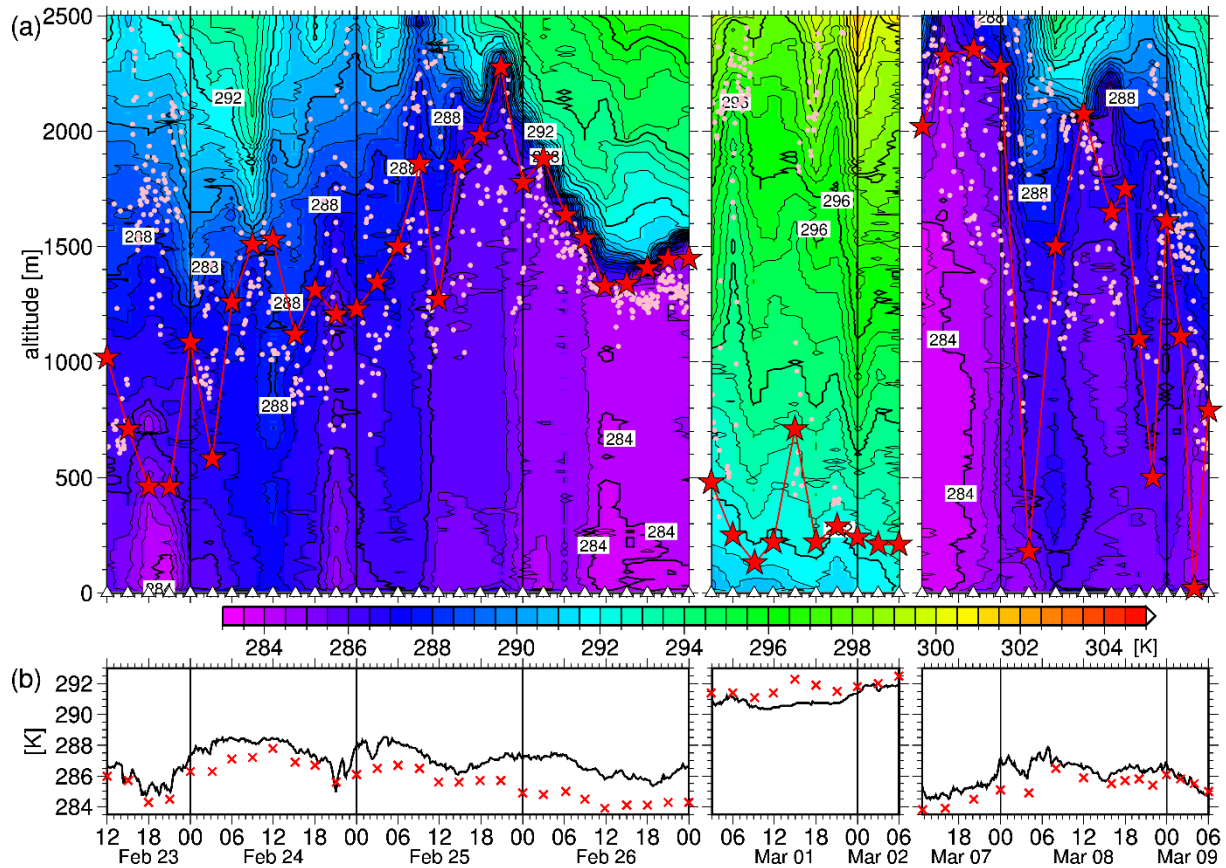


図 4.2 定点時の観測結果. (a) ラジオゾンデ観測から計算した仮温位の時間鉛直断面図 [K]. 等値線の間隔は 0.5 K. 星印は大気境界層高度をプロット, 桃丸はシーロメータで観測した雲底高度, 三角はラジオゾンデ観測を行った時刻を表す. (b) 赤のプロットはラジオゾンデ観測の結果から大気境界層内を鉛直平均した仮温位 [K], 黒線は船舶観測の気温 [K].

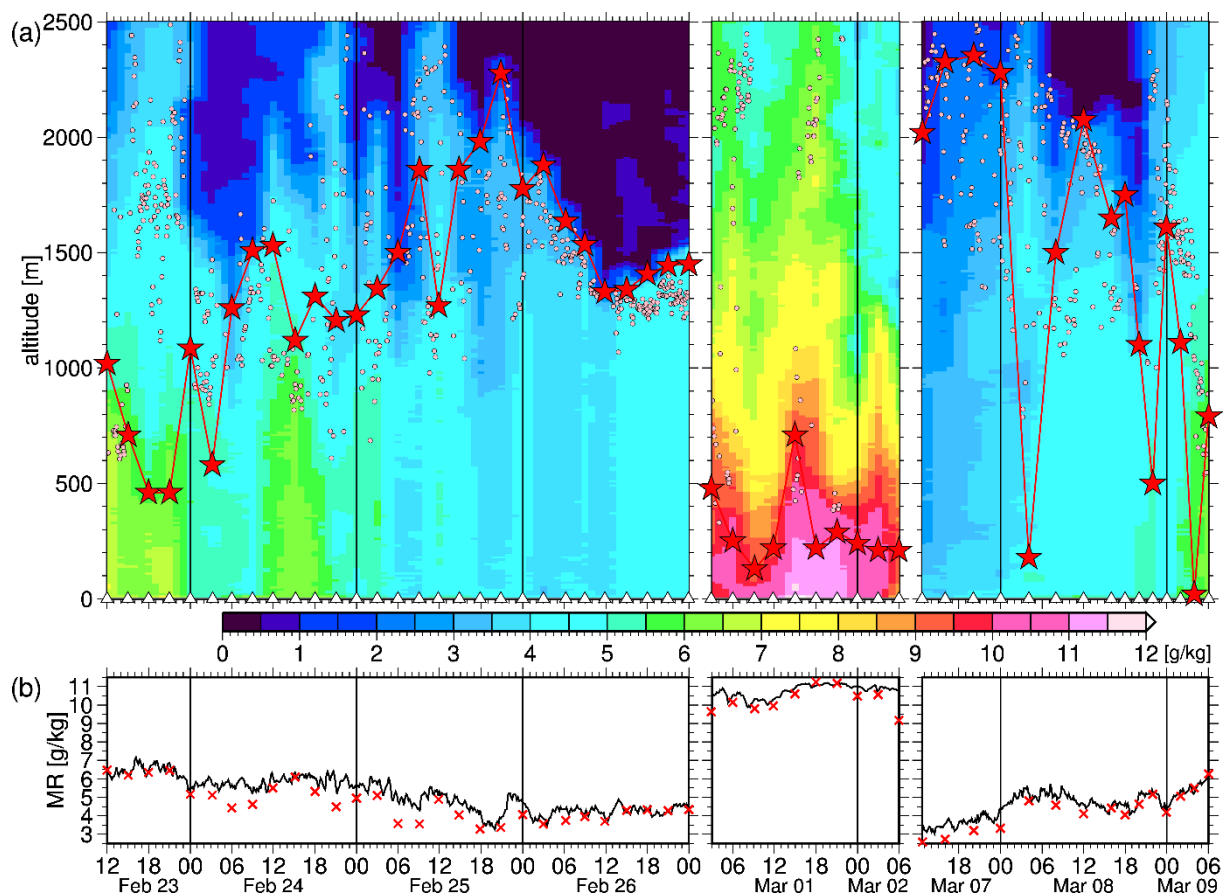


図 4.3 定点時の観測結果. (a) ラジオゾンデ観測から計算した混合比 [g/kg] の時間鉛直断面図. カラーの間隔は 0.5 g/kg. 星印は大気境界層高度, 桃丸はシーロメータで観測した雲底高度, 三角はラジオゾンデ観測を行った時刻を表す. (b) 黒線は船舶観測の結果から計算した混合比 [g/kg] で, 赤のプロットは大気境界層内を鉛直平均した混合比 [g/kg].

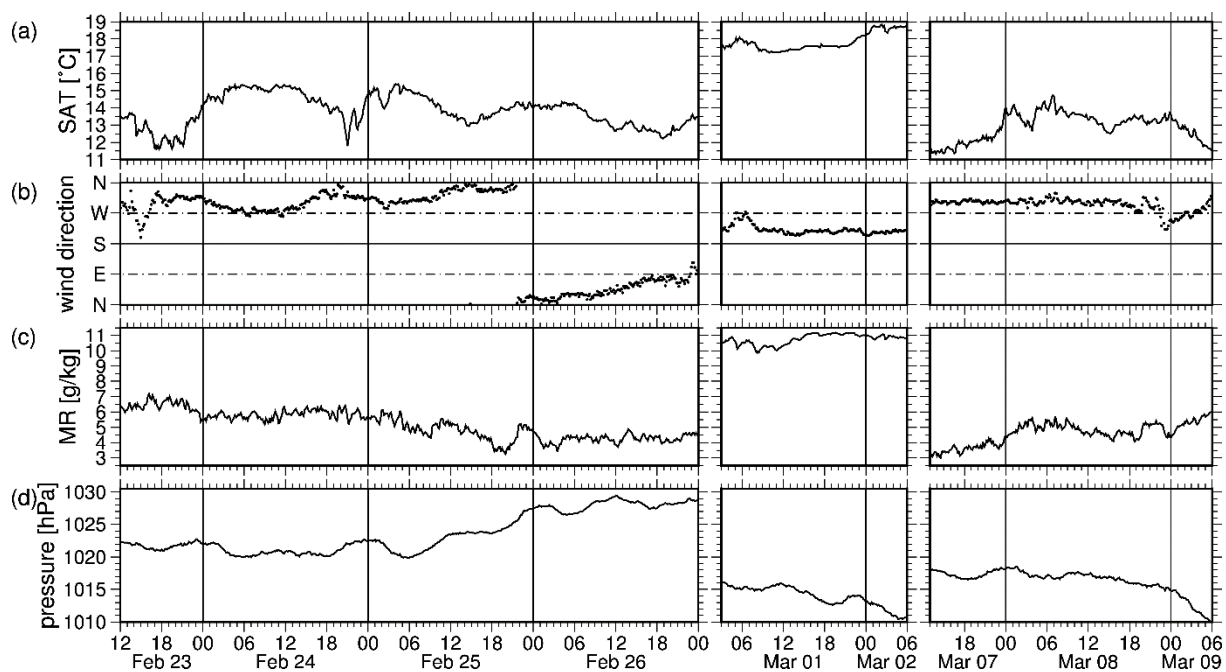


図 4.4 定点時の船舶観測の時系列. (a) 気温 [°C]. (b) 風向. (c) 混合比 [g/kg]. (d) 海上気圧 [hPa].

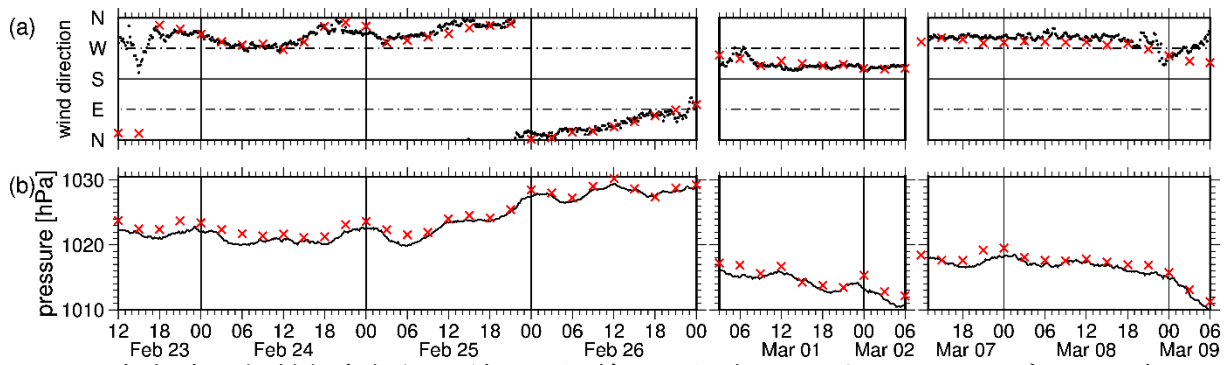


図 4.5 定点時の船舶気象観測の結果 (黒線及び黒点)と地表面の GPV データ (赤)の時系列図. (a) 風向. (b) 海上気圧 [hPa].

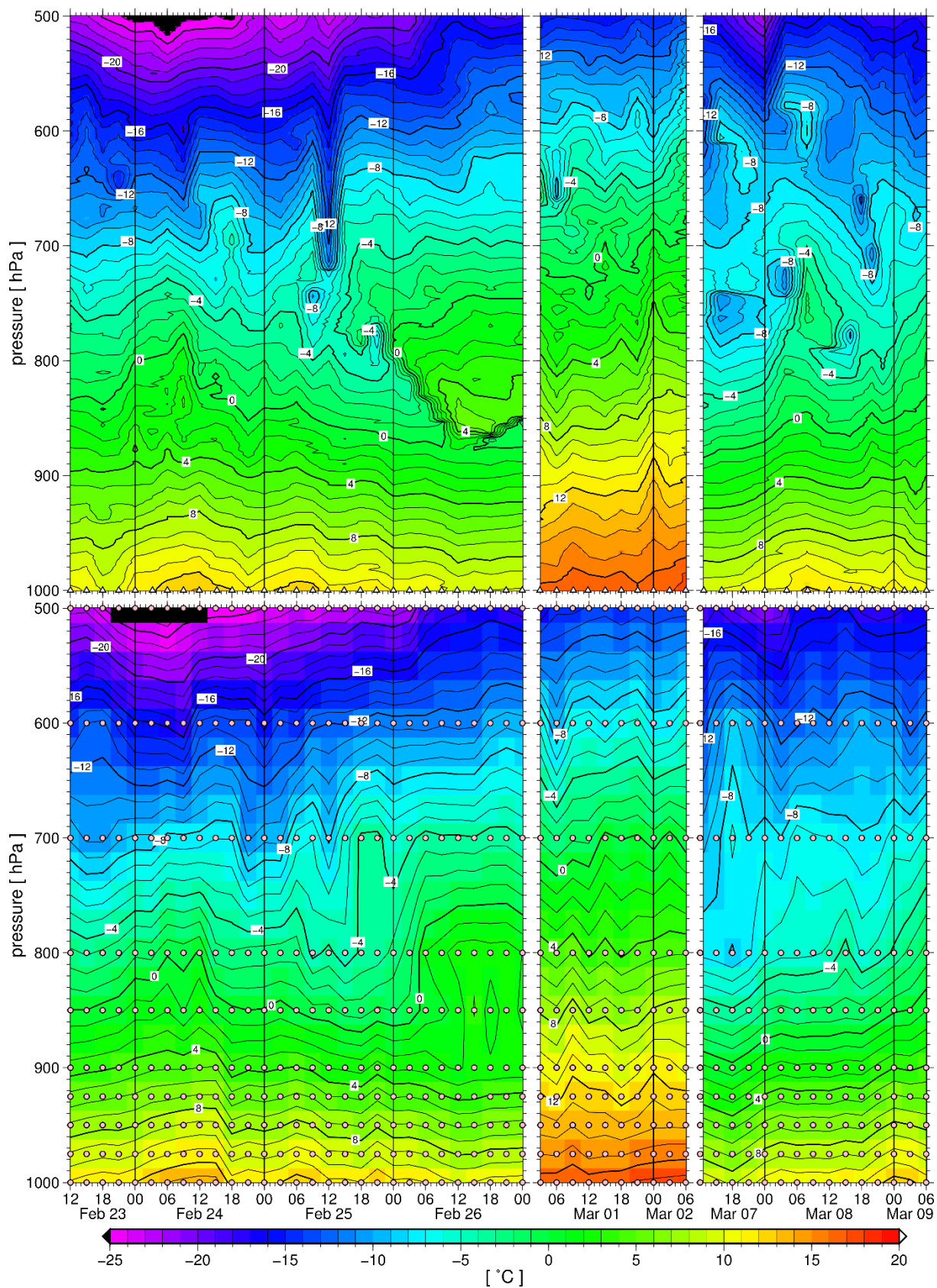


図 4.6 定点における気温の時間鉛直断面図。上がラジオゾンデ観測の結果。下が GPV データの結果。桃丸は GPV データの格子点。

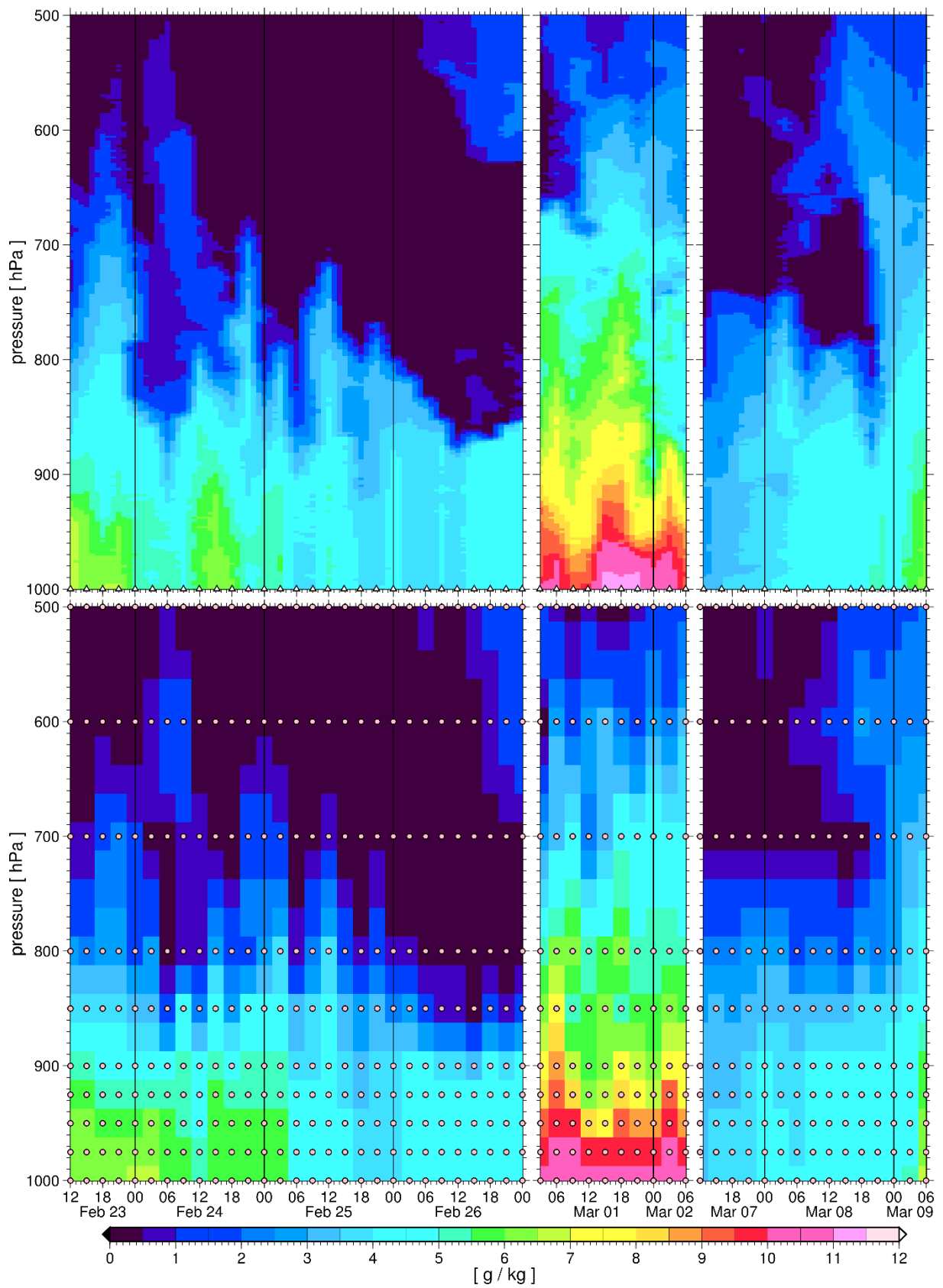


図 4.7 図 4.6 と同じ. 但し, 混合比 [g/kg] の図.

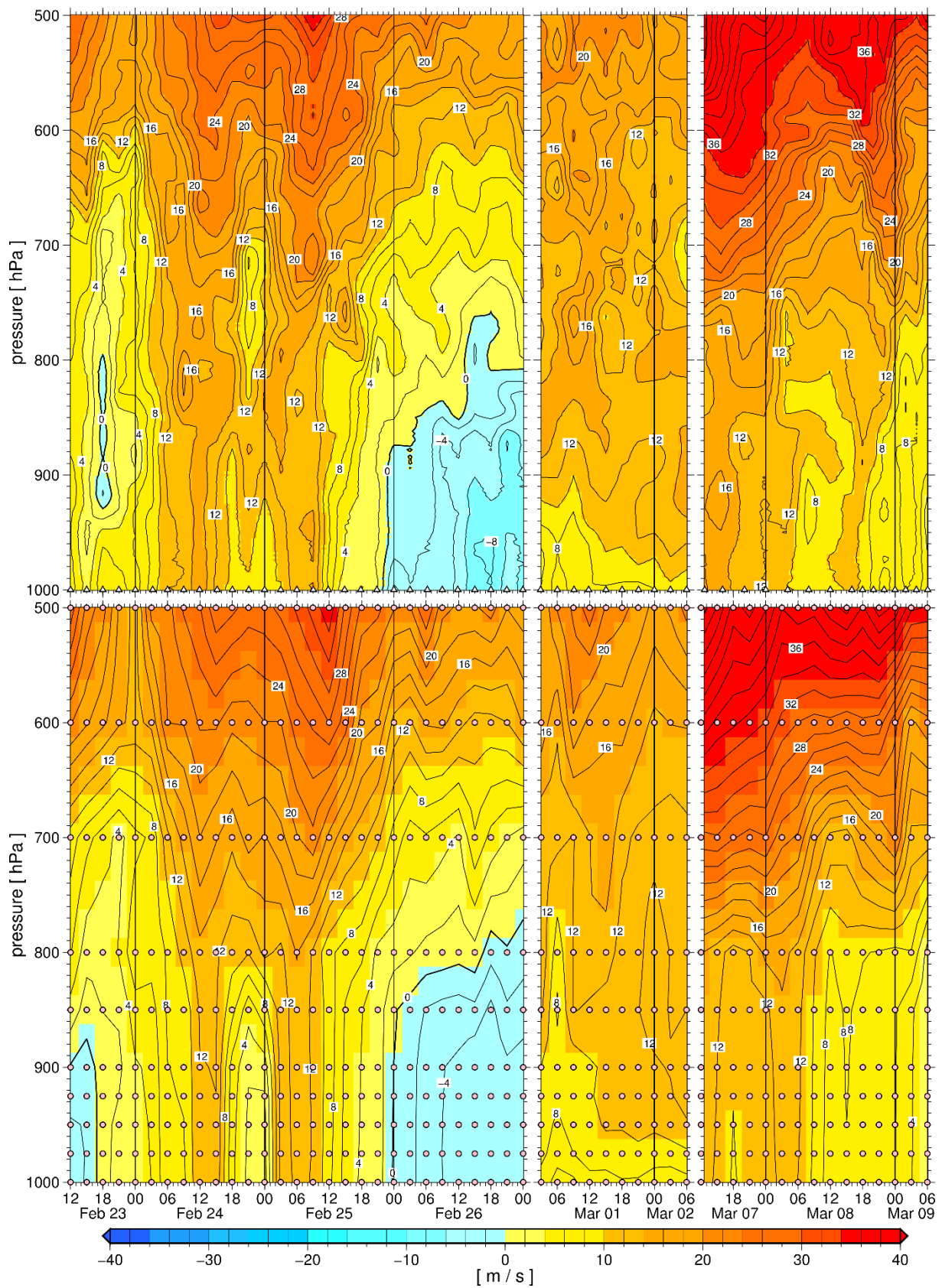


図 4.8 図 4.6 と同じ. 但し, 東西風 [m/s]の図.

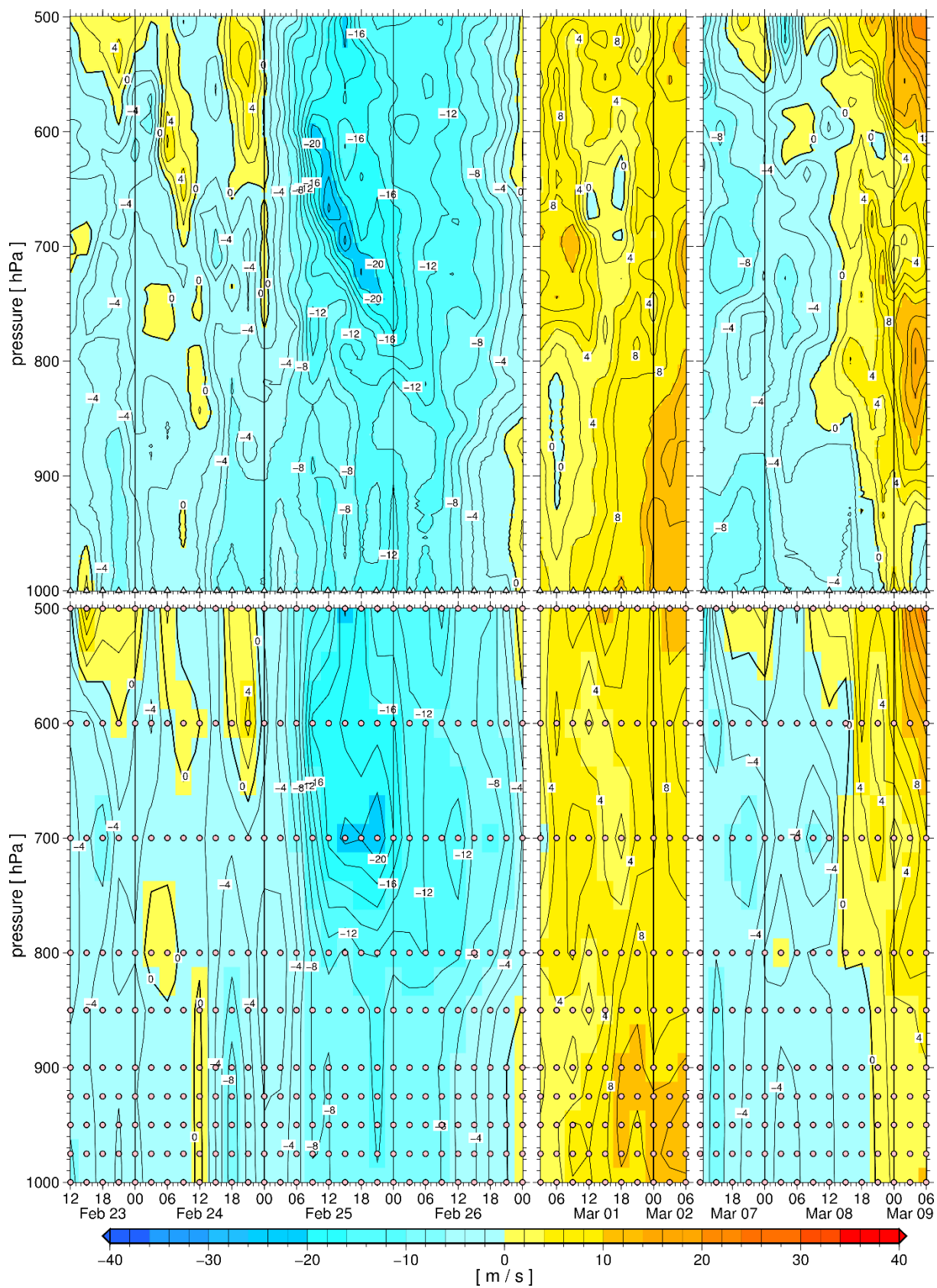


図 4.9 図 4.6 と同じ. 但し, 南北風 [m/s]の図.

	気圧面	期間 1	期間 2	期間 3
気温	1000 hPa	0.84	0.63	-0.74
	985 hPa	0.87	0.71	-0.72
	950 hPa	0.92	0.48	-0.71
	925 hPa	0.92	0.59	-0.61
	900 hPa	0.92	0.63	-0.38
	850 hPa	0.82	0.53	0.57
	800 hPa	0.93	0.38	0.83
	700 hPa	0.88	0.57	0.89
	600 hPa	0.89	0.37	0.80
	500 hPa	0.97	0.45	0.56
混合比	1000 hPa	0.86	-0.05	-0.55
	985 hPa	0.86	-0.03	-0.48
	950 hPa	0.85	0.03	-0.48
	925 hPa	0.79	0.06	-0.45
	900 hPa	0.63	0.17	-0.40
	850 hPa	0.79	0.20	-0.45
	800 hPa	0.71	0.30	-0.16
	700 hPa	0.76	0.12	0.79
	600 hPa	0.82	0.60	0.98
	500 hPa	0.96	0.58	0.84

表 4.1 定点における気圧面毎の気温と混合比の相関係数.

	気圧面	期間 1	期間 2	期間 3
東西風	1000 hPa	0.87	-0.32	0.67
	985 hPa	0.89	0.54	0.55
	950 hPa	0.91	0.80	0.56
	925 hPa	0.89	0.90	0.55
	900 hPa	0.90	0.72	0.49
	850 hPa	0.93	-0.23	0.28
	800 hPa	0.92	-0.14	0.20
	700 hPa	0.89	0.53	0.87
	600 hPa	0.93	0.71	0.91
	500 hPa	0.93	0.48	0.96
南北風	1000 hPa	0.80	0.92	0.84
	985 hPa	0.82	0.95	0.82
	950 hPa	0.83	0.93	0.83
	925 hPa	0.86	0.90	0.87
	900 hPa	0.87	0.88	0.87
	850 hPa	0.82	0.82	0.88
	800 hPa	0.93	0.67	0.84
	700 hPa	0.94	0.47	0.92
	600 hPa	0.95	0.59	0.92
500 hPa	0.96	0.77	0.92	

表 4.2 表 4.1 と同じ. 但し, 東西風と南北風.

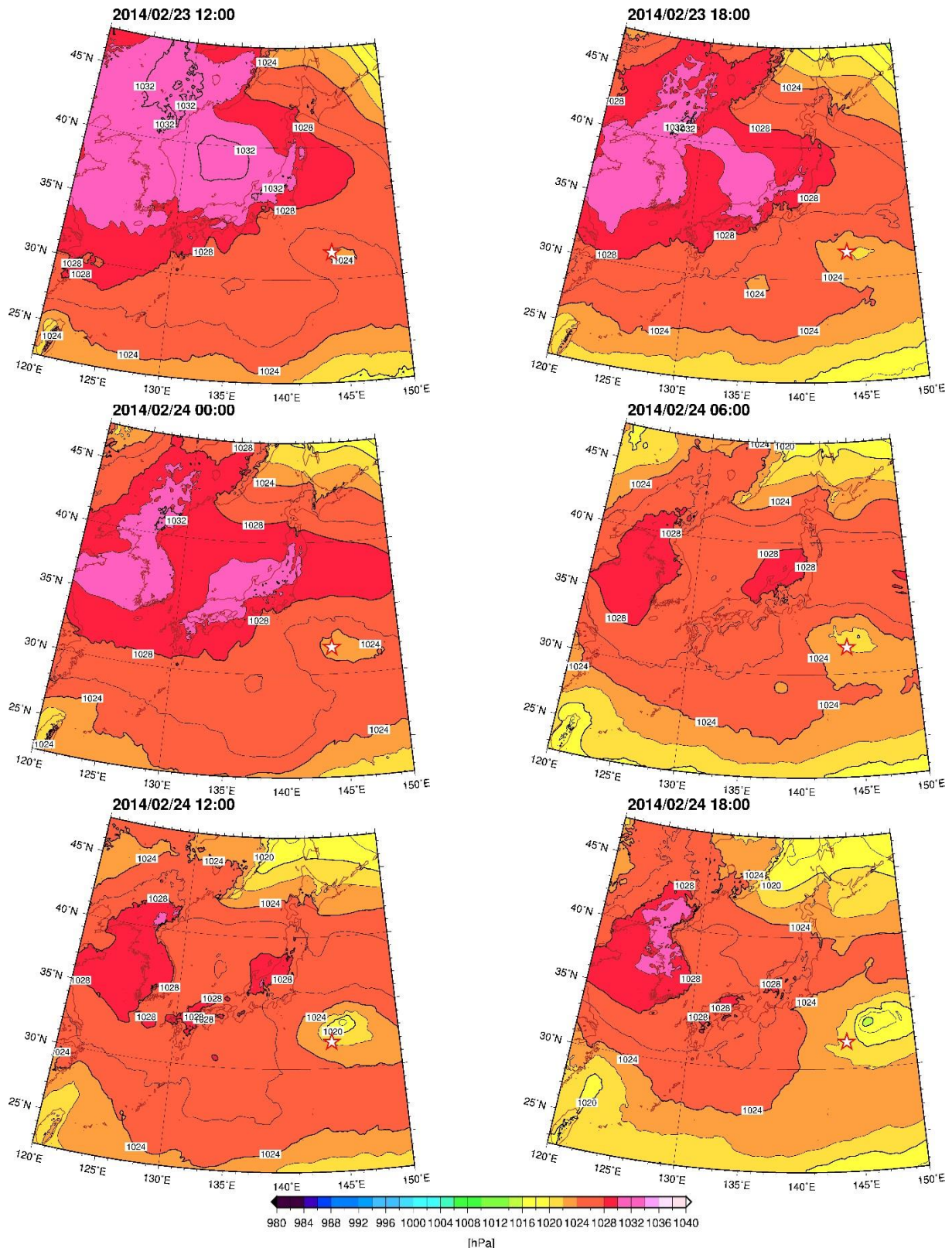


図 4.10 GPV の海面更正気圧 [hPa]. 等値線は 2 hPa 毎で, 星印は定点の位置. 期間は 2 月 23 日 12 時~2 月 24 日 18 時で, 6 時間毎.

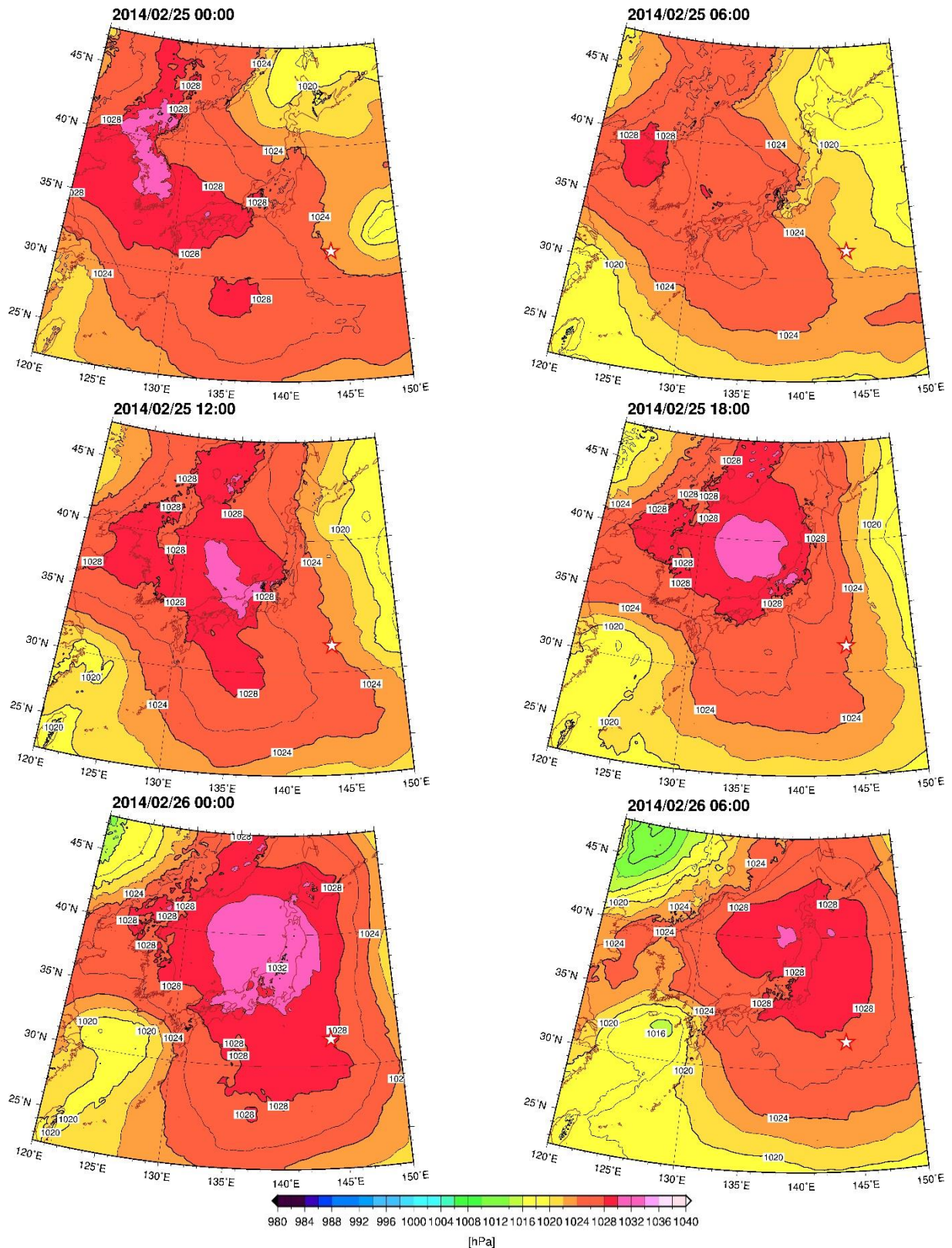


図 4.11 図 4.10 と同じ. 但し期間は 2 月 25 日 0 時~2 月 26 日 6 時.

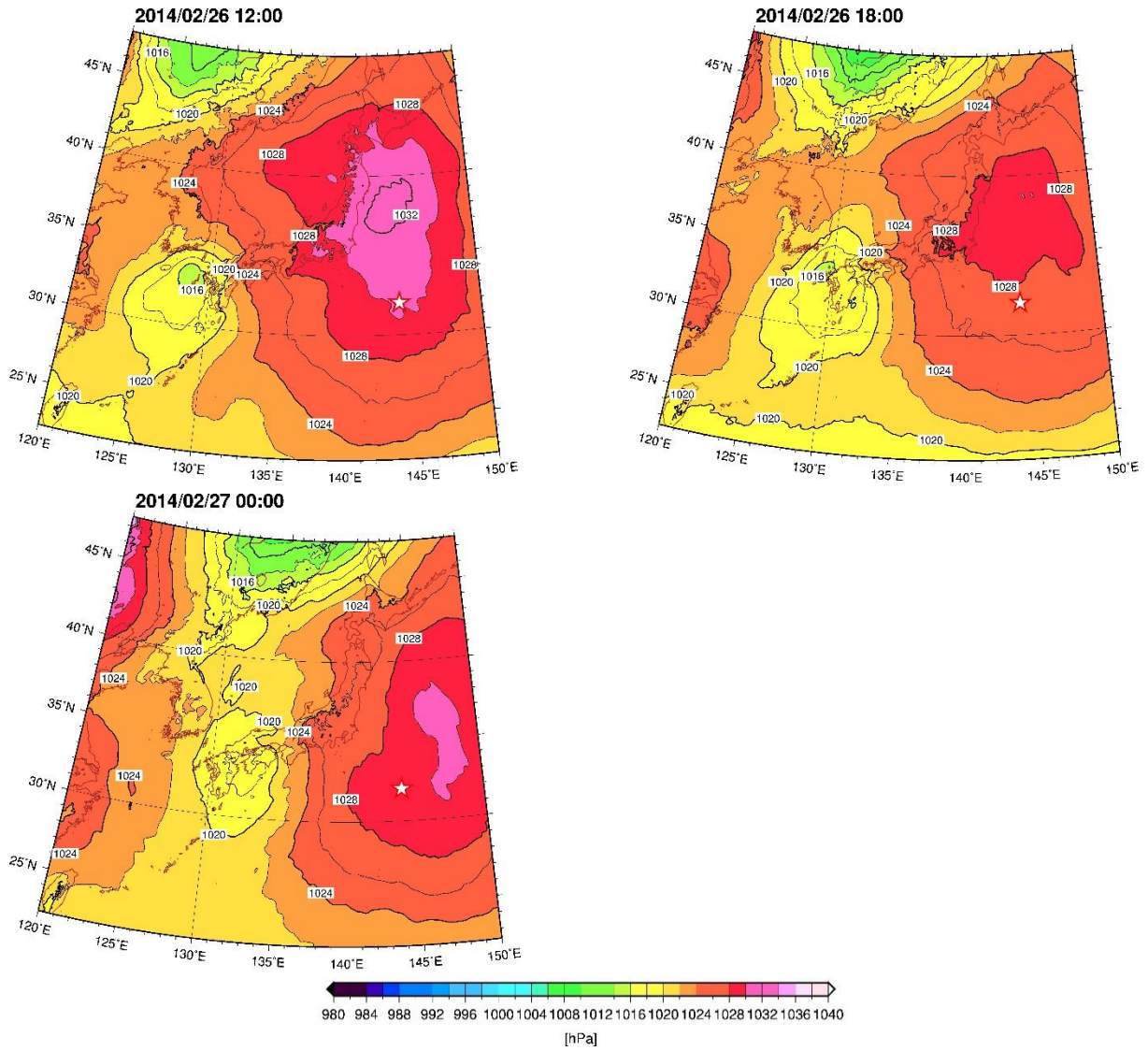


図 4.12 図 4.10 と同じ. 但し期間は 2 月 26 日 12 時~2 月 27 日 0 時.

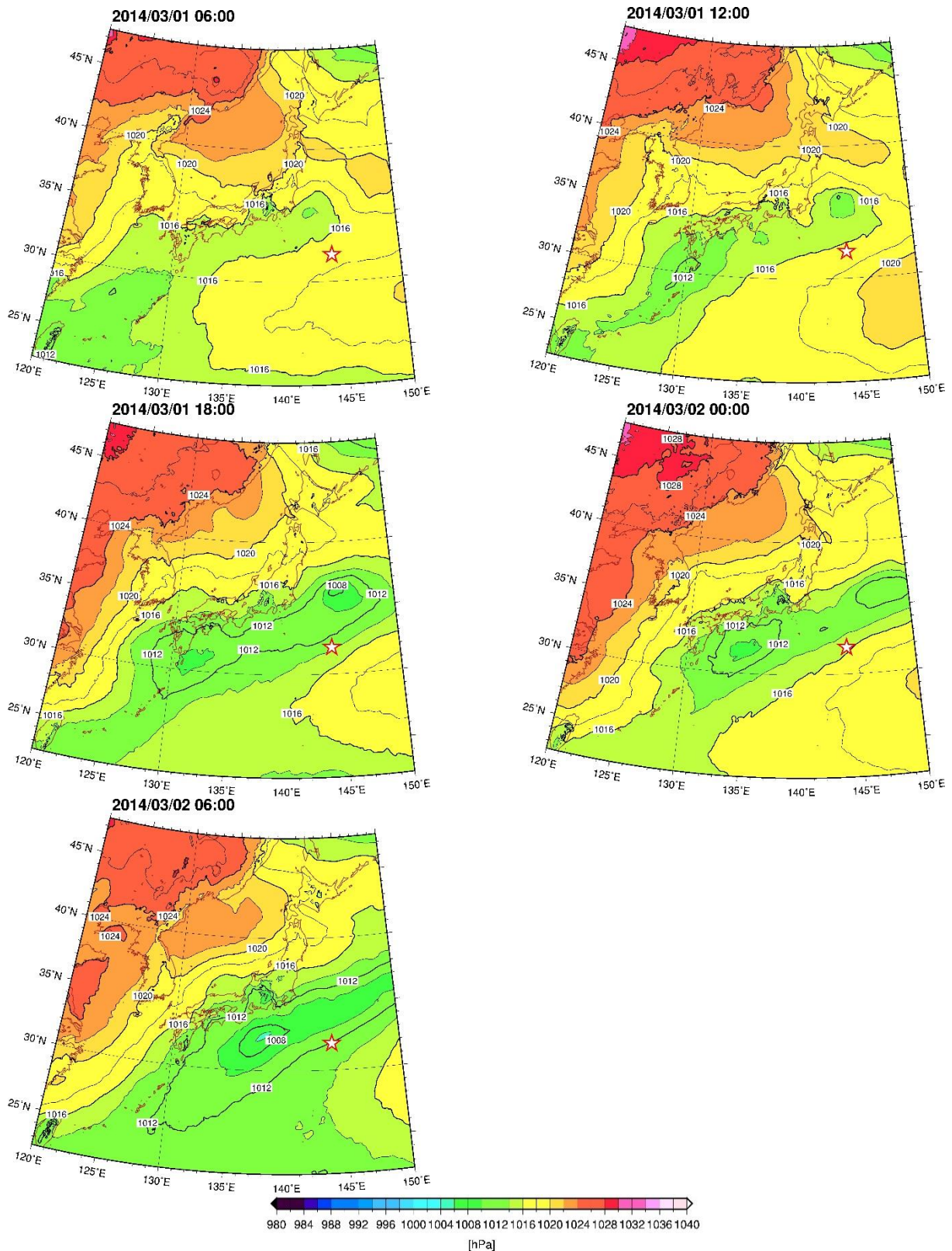


図 4.13 図 4.10 と同じ. 但し期間は 3 月 1 日 6 時~3 月 2 日 6 時.

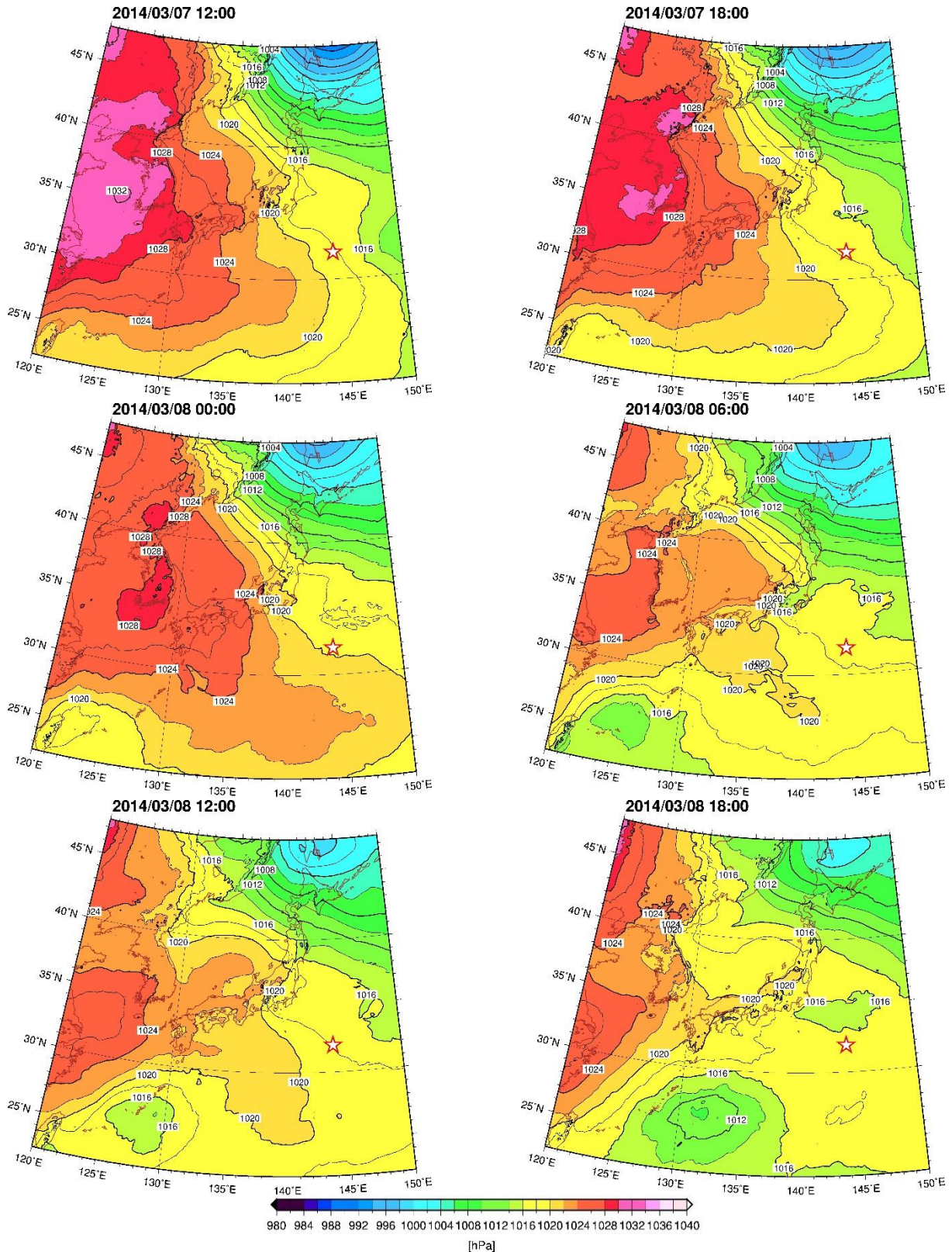


図 4.14 図 4.10 と同じ. 但し期間は 3 月 7 日 12 時~3 月 8 日 18 時.

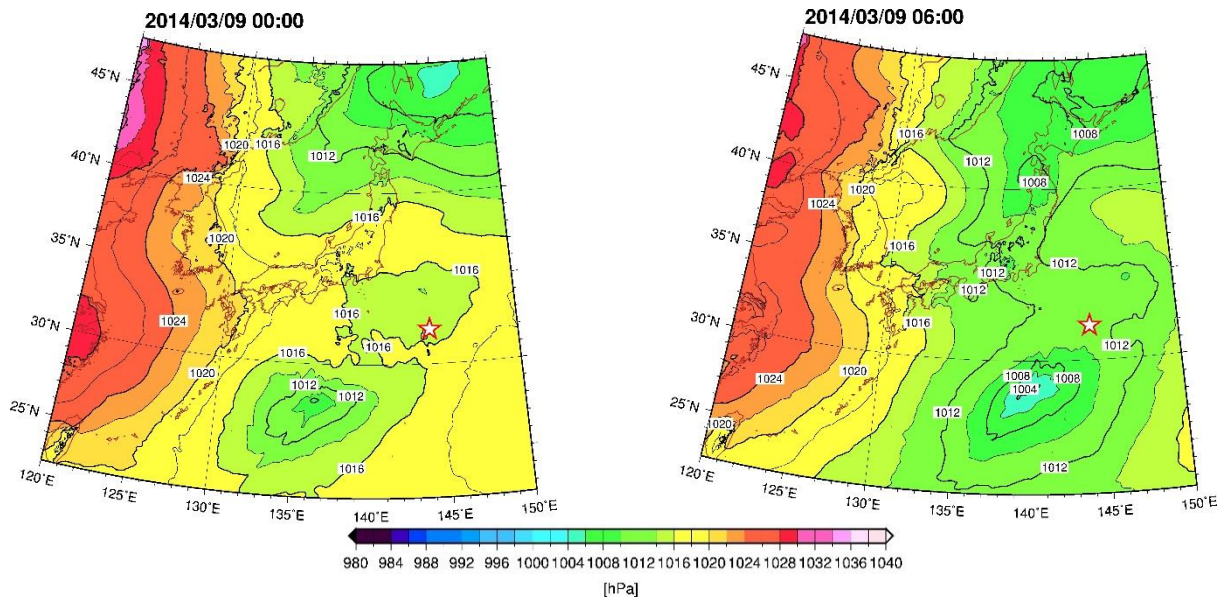


図 4.15 図 4.10 と同じ. 但し期間は 3 月 9 日 0 時~3 月 9 日 6 時.

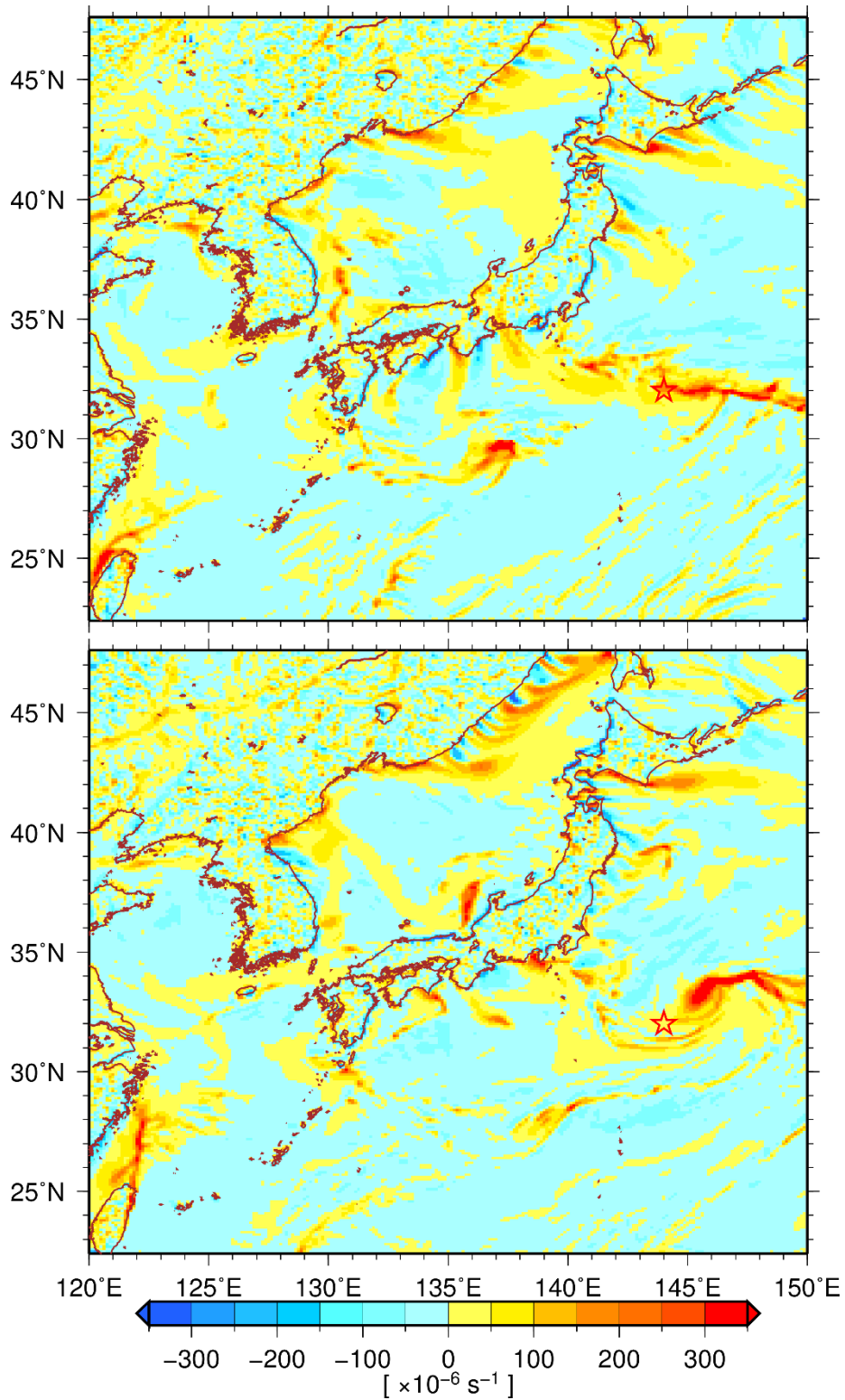


図 4.16 GPV の東西・南北風から計算した渦度 [10^{-6} s^{-1}]. カラーの間隔は $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. 上が 2 月 24 日 0 時, 下が 2 月 24 日 18 時の図.

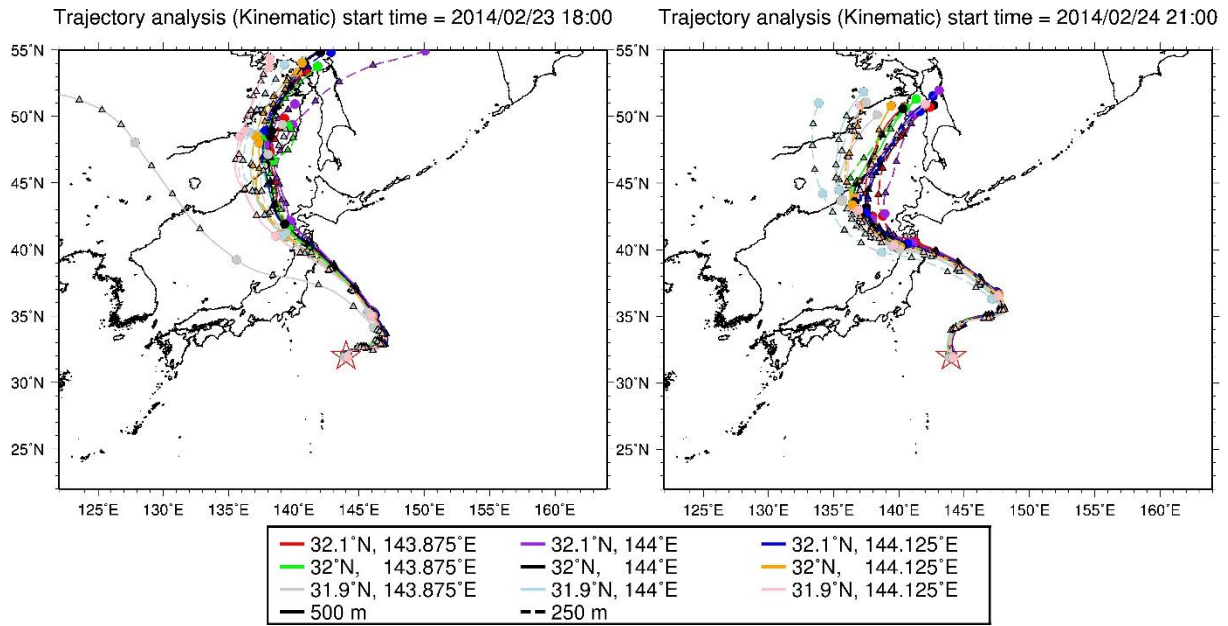


図 4.17 北風が卓越していた時の流跡線解析の結果. 4 日前まで遡って解析しており, 6 時間毎に三角のプロット, 1 日毎に丸のプロットをしている. また, 解析を始めた地点を凡例で示しており, 実線は 500 m, 破線は 250 m を初期高度に設定した.

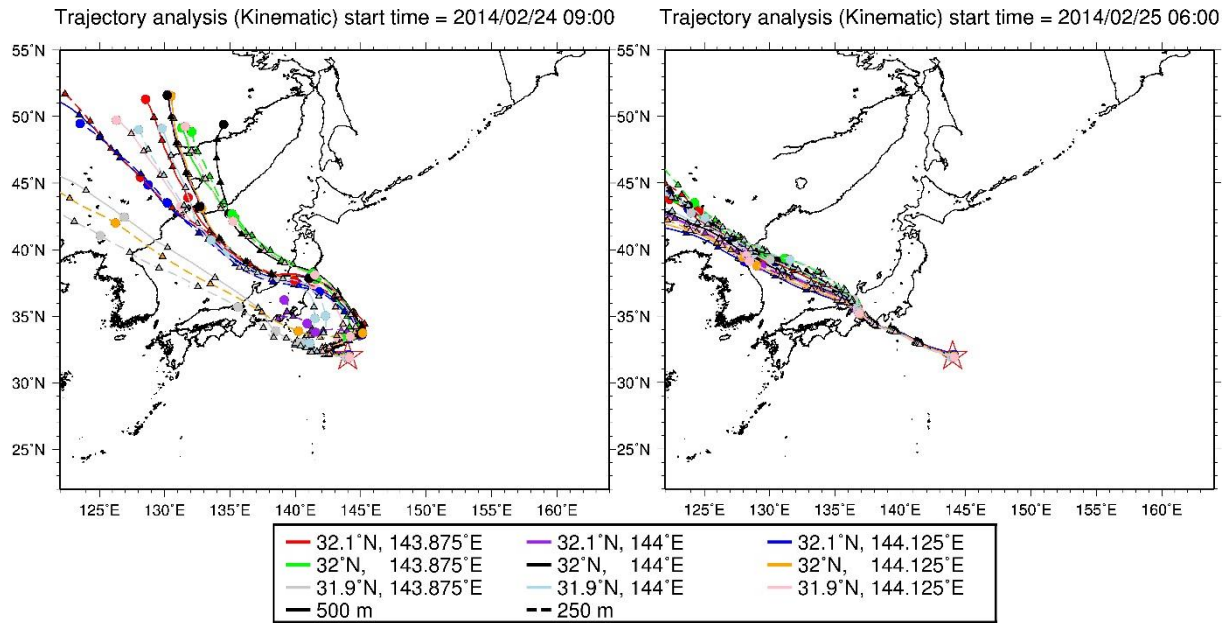


図 4.18 図 4.17 と同じ. 但し, 西寄りの風が卓越している時の結果.

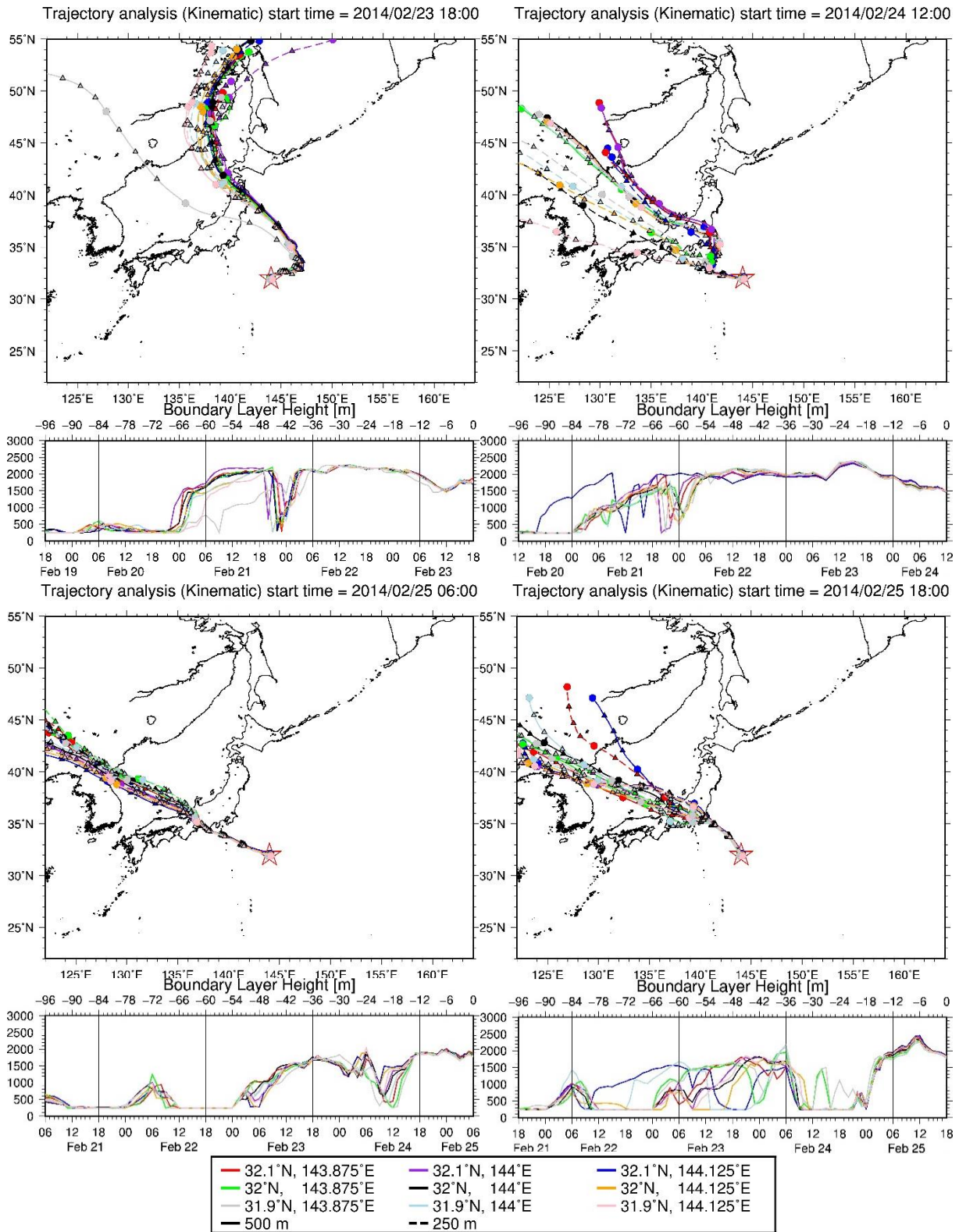


図 4.19 流跡線解析の結果と、大気塊がある場所の大気境界層高度. 4 日前まで遡って解析しており, 6 時間毎に三角のプロット, 1 日毎に丸のプロットをしている. また, 解析を始めた地点を凡例で示しており, 実線は 500 m, 破線は 250 m を初期高度に設定した.

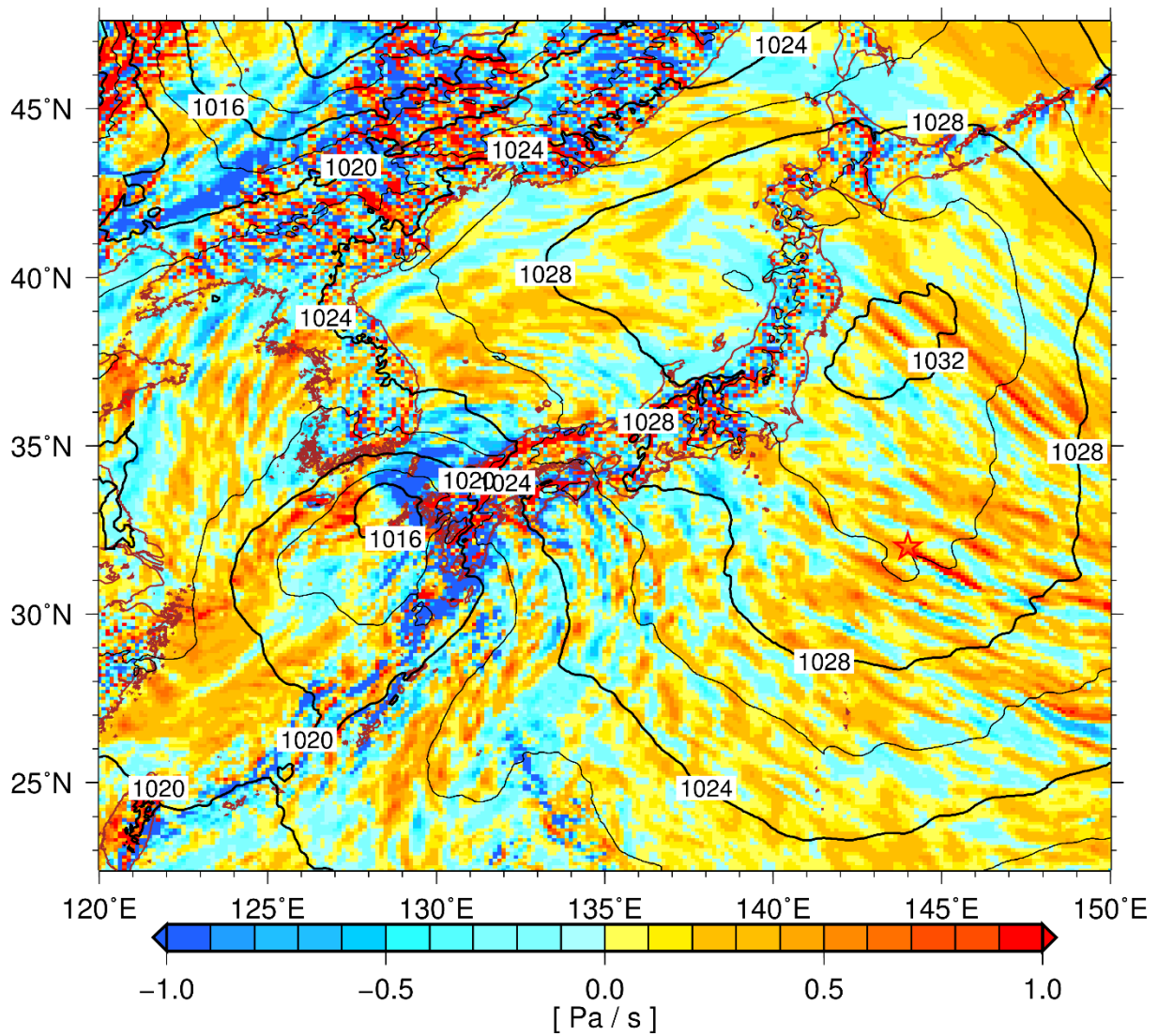


図 4.20 2 月 26 日 12 時の海面更正気圧 [hPa] (等値線)と 850 hPa 面での鉛直風 [Pa/s] (カラー). 星印は定点をプロット. 等値線の間隔は 2 hPa 毎. カラーの間隔は 0.1 Pa/s 毎. 正 (負)の値は下降 (上昇)流を表す.

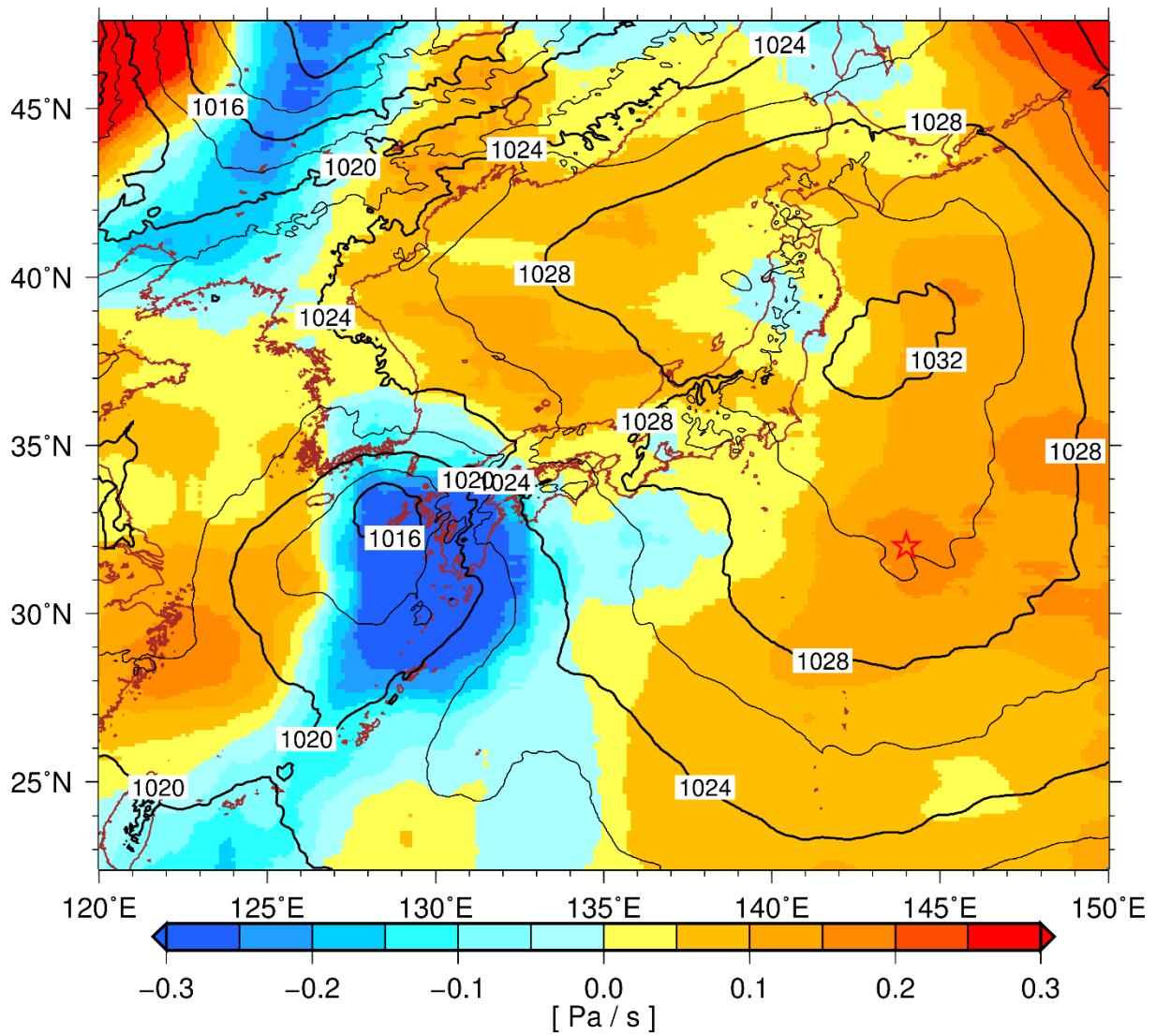


図 4.21 図 4.20 と同じ. 但し, カラーの間隔は 0.05 Pa/s 毎.

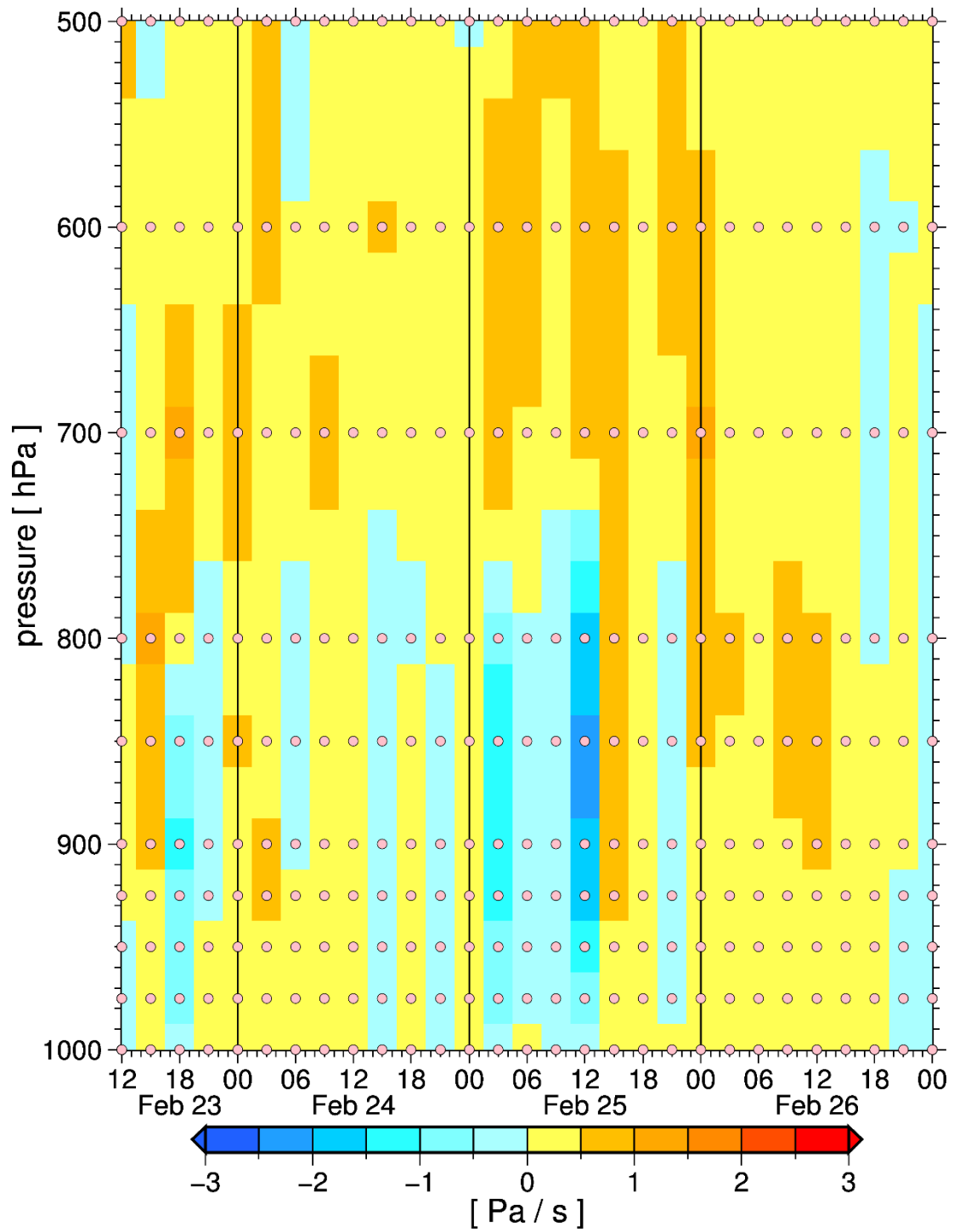


図 4.22 期間 1 における鉛直風の時間鉛直断面図. カラーの間隔は 0.5 Pa/s 毎. 桃丸は GPV データの格子点.

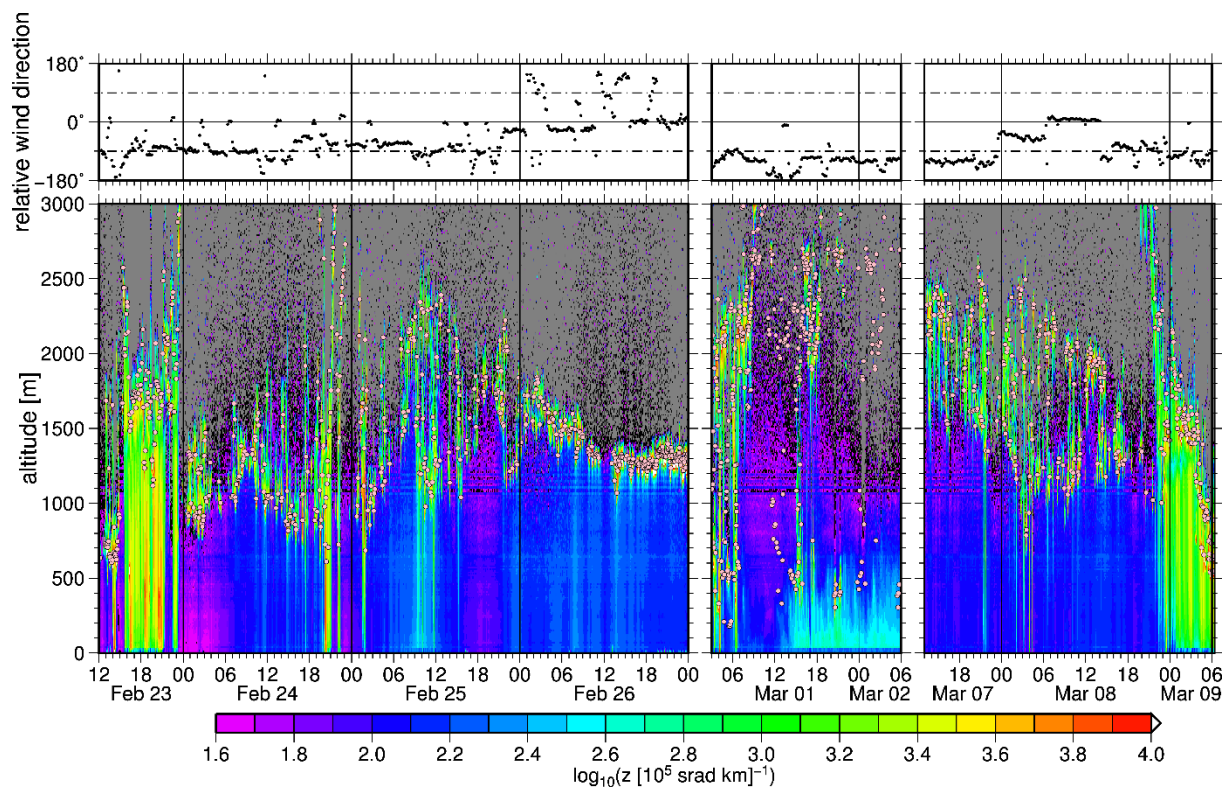


図 4.23 定点時における観測結果. (上) 船舶に対する相対風向. 船首方向を 0° とし, 右舷側が正の値, 左舷側が負の値. (下) シーロメータの後方散乱係数. カラーは後方散乱係数 $[10^5 \text{ srad km}^{-1}]$ を常用対数で取ったもの. 桃丸は雲底高度をプロット.

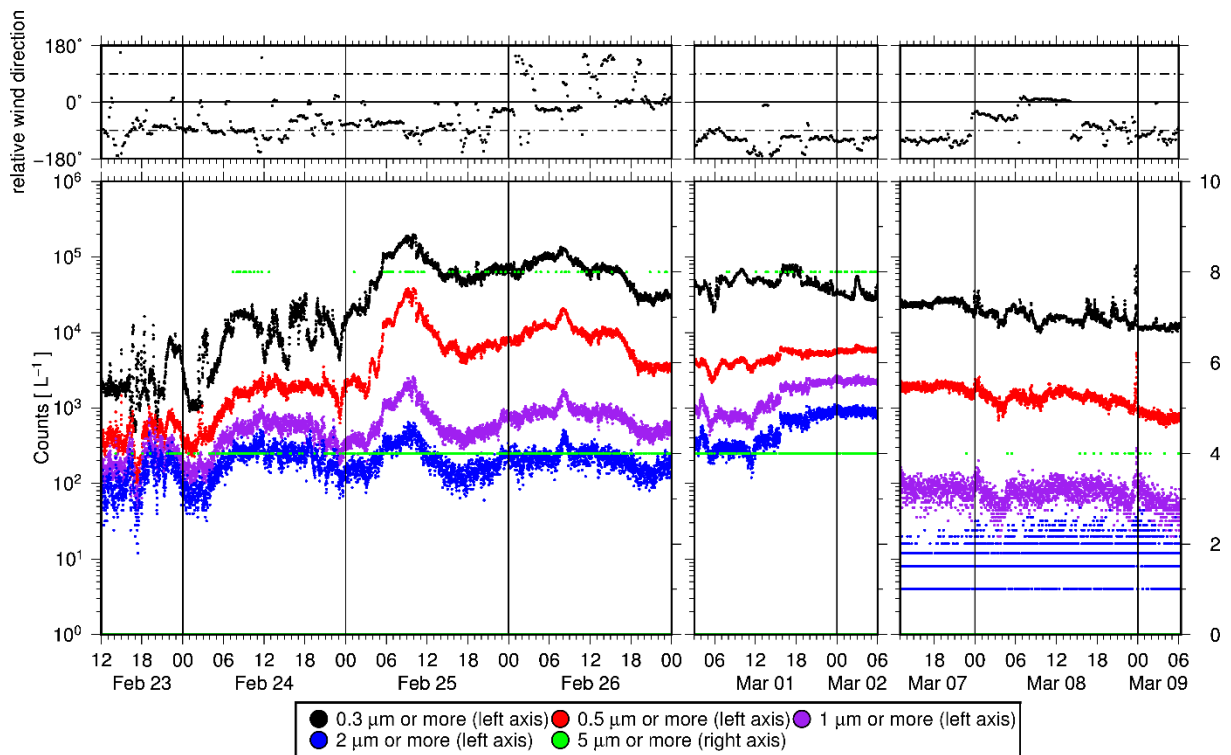


図 4.24 定点時における観測結果. (上) 船舶に対する相対風向. 船首方向を 0 °とし, 右舷側が正の値, 左舷側が負の値. (下) パーティクルカウンタの 1 リットル中の粒子数 [L⁻¹]. 粒径が小さい方から 1~4 段階目までは左の対数軸. 一番大きい 5 段階目は右軸.

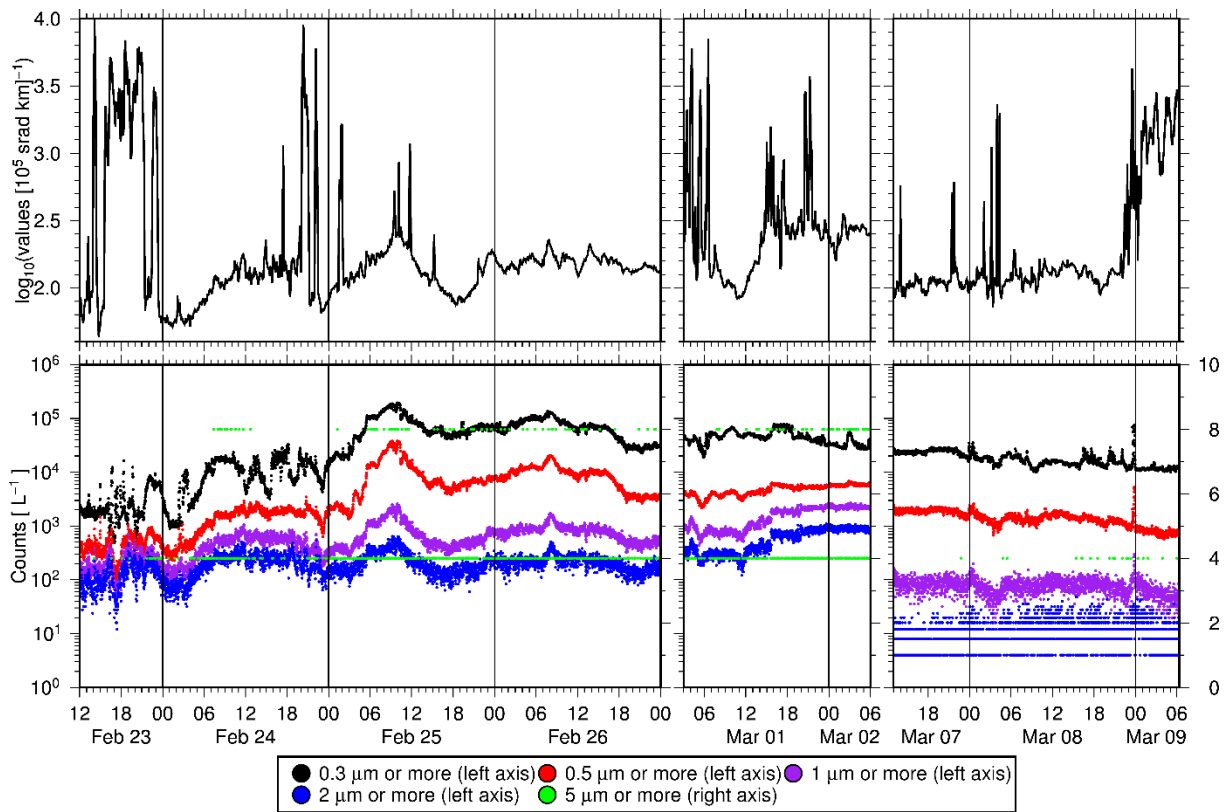


図 4.25 定点時における観測結果. (上) シーロメータの後方散乱係数を 100~500 m で鉛直平均した図. (下) パーティクルカウンタの 1 リットル中の粒子数 $[L^{-1}]$.

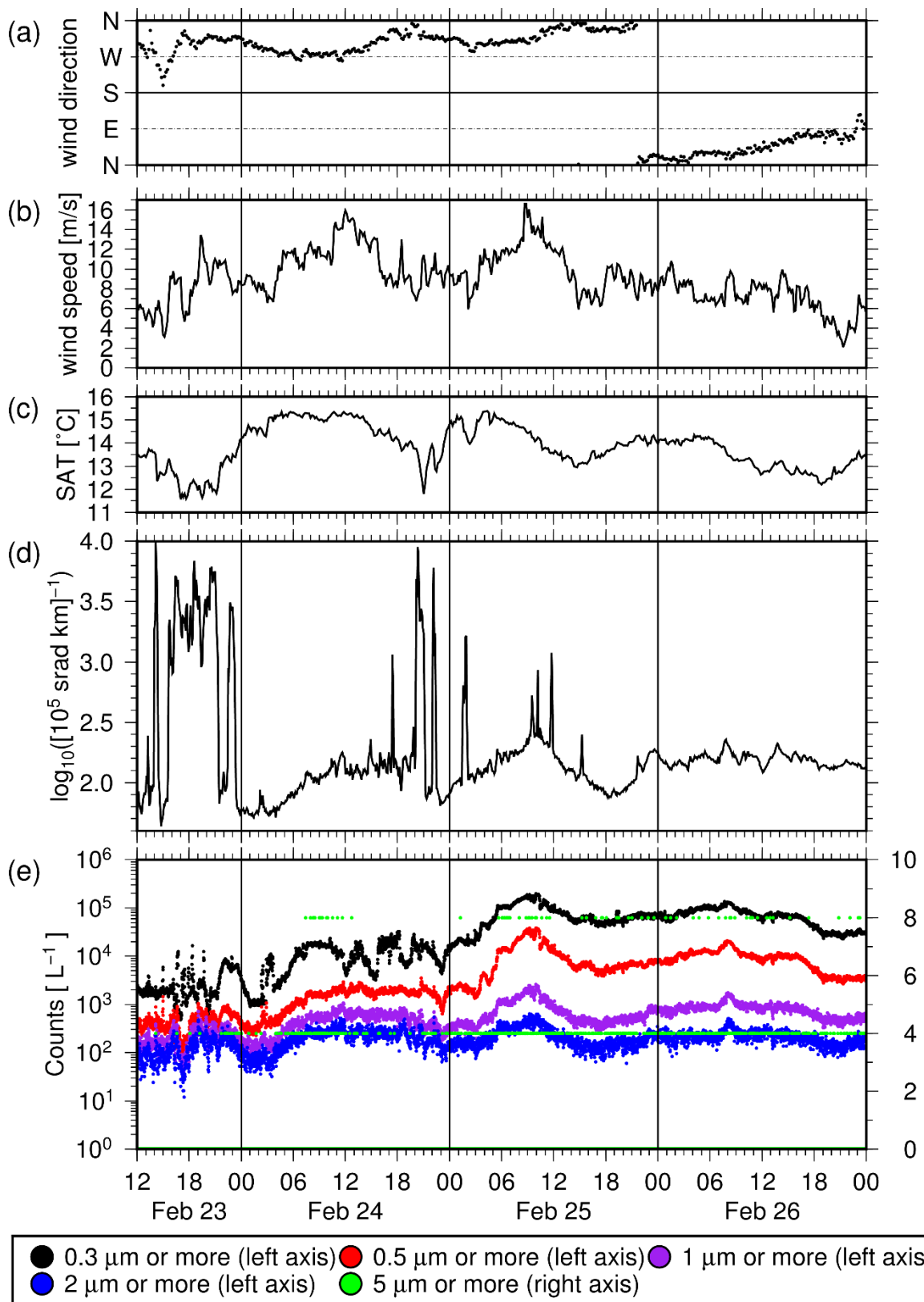


図 4.26 定点時の観測結果. (a) 風向. (b) 風速 [m/s]. (c) SAT [°C]. (d) 100~500 m を鉛直平均した後方散乱係数 [$\log_{10}([10^5 \text{ sr rad km}^{-1}])$]. (e) パーティクルカウンタの 1 リットル中の粒子数 [L⁻¹].

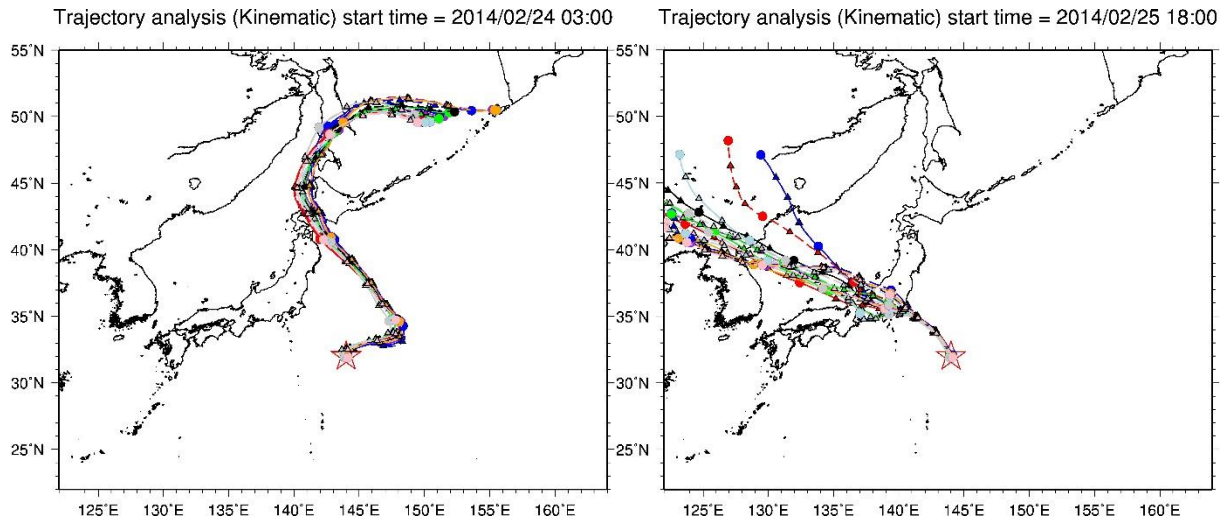


図 4.27 エアロゾルが少ない時の流跡線解析の結果. 4 日前まで遡って解析しており, 6 時間毎に三角のプロット, 1 日毎に丸のプロットをしている. また, 解析を始めた地点を凡例で示しており, 実線は 500 m, 破線は 250 m を初期高度に設定した.

Trajectory analysis (Kinematic) start time = 2014/02/24 12:00

Trajectory analysis (Kinematic) start time = 2014/02/25 09:00

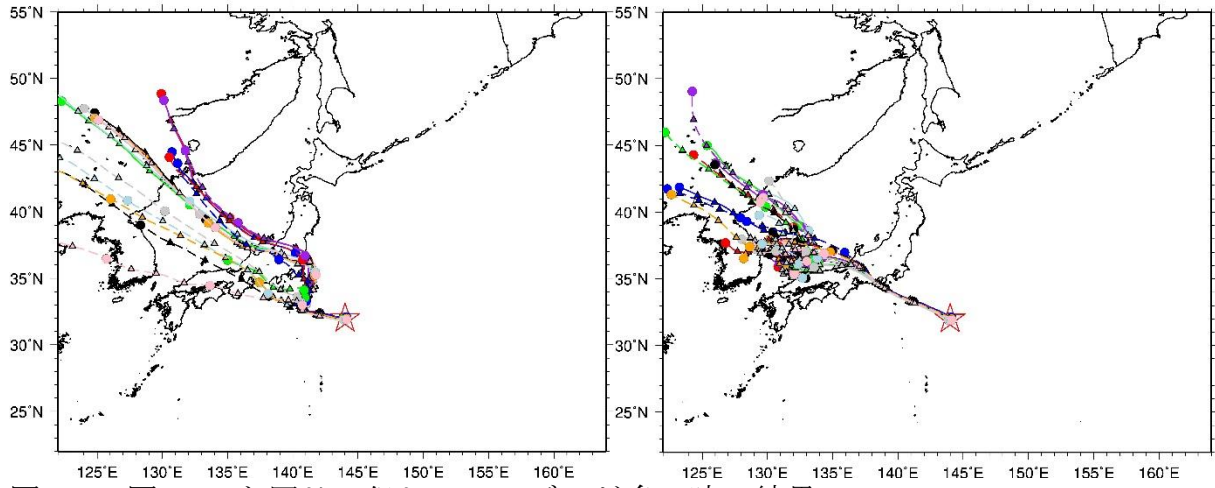


図 4.28 図 4.25 と同じ. 但しエアロゾルが多い時の結果.

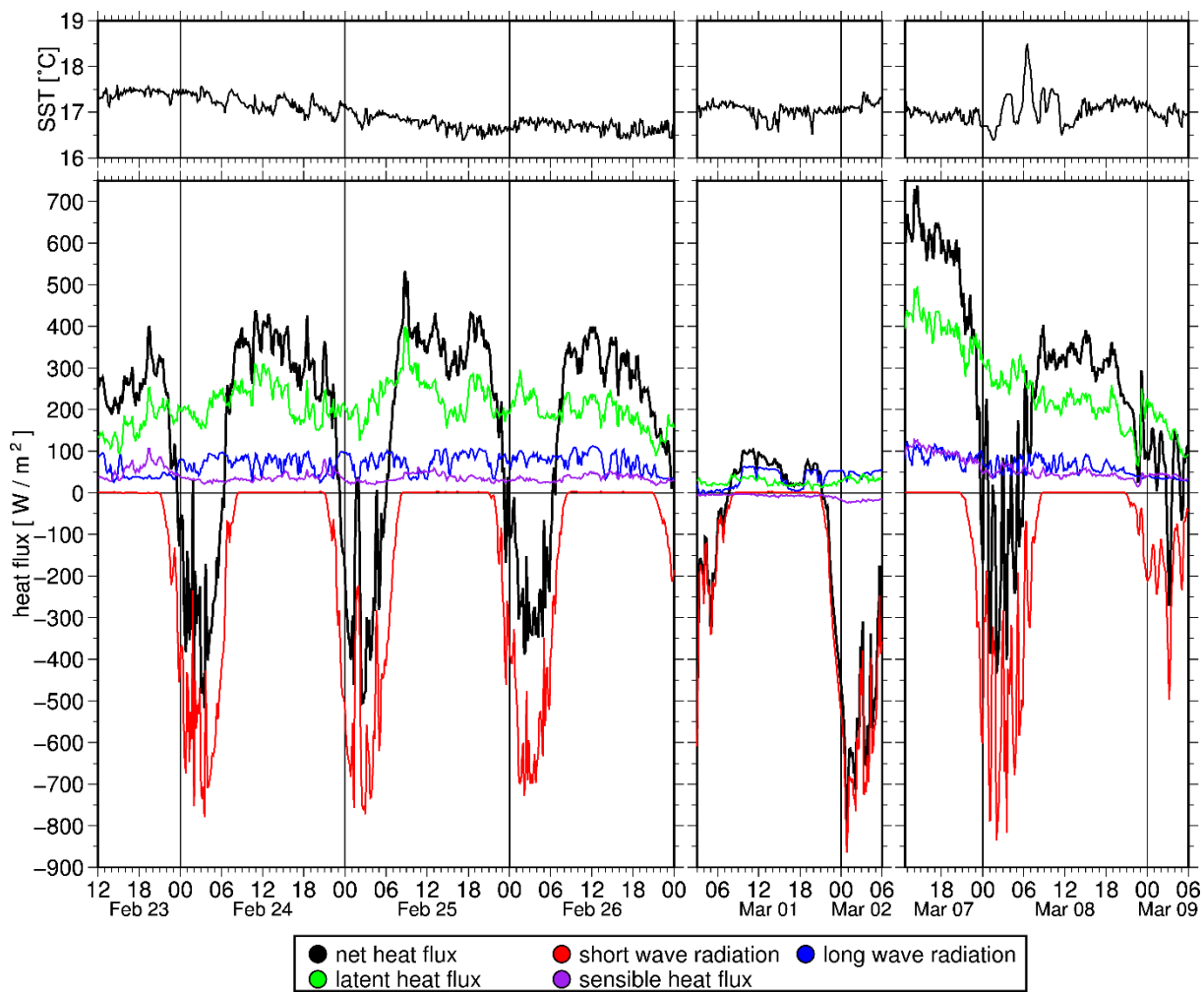


図 5.1 定点時の観測結果. (上) 船舶観測の水溫 [°C]. (下) 下向きを正とした各熱フラックス [W/m^2]の時系列図. 総熱フラックスは, 短波放射, 長波放射, 潜熱, 顕熱の和.

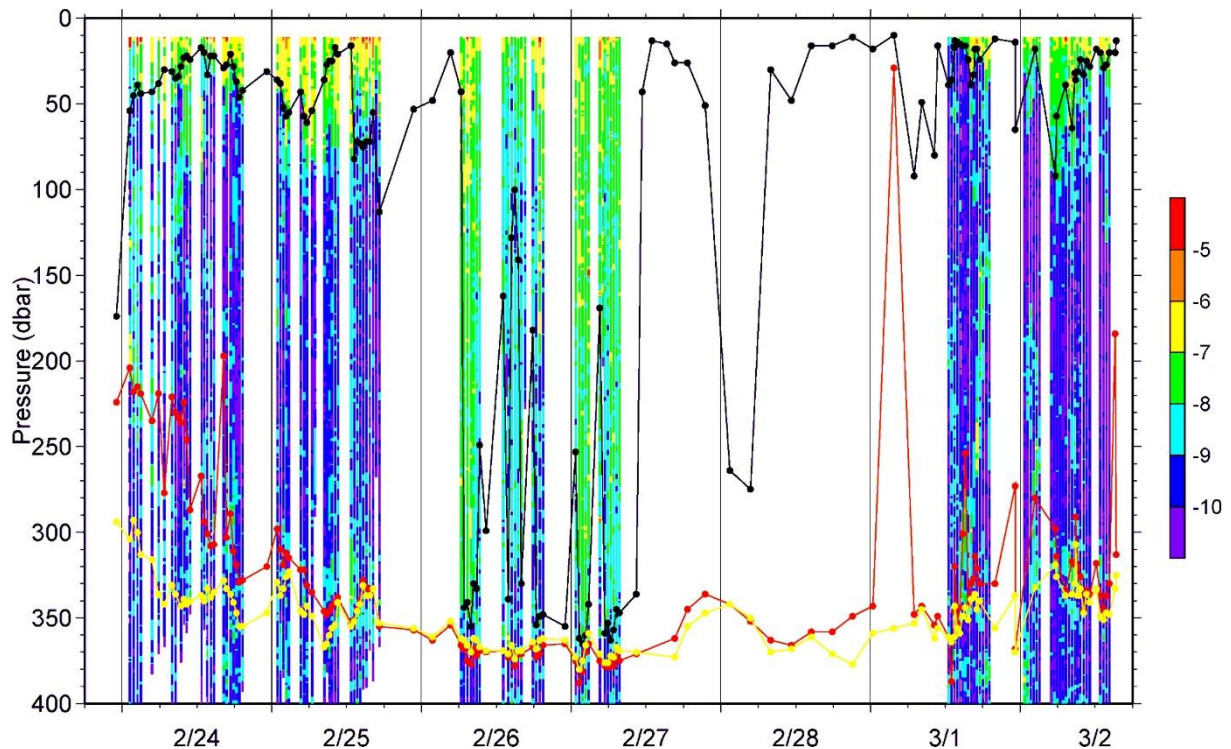


図 5.2 海洋観測の時間深度断面図 (JST). カラーは MSP 観測の乱流エネルギー散逸率 $[\log_{10}(\text{W kg}^{-1})]$ で, 間隔は $1 \log_{10}(\text{W kg}^{-1})$. XCTD 観測から求めた 10 dbar のポテンシャル密度から 0.01 kg m^{-3} 高くなる深度を Mixing layer depth (黒) とし, 0.125 kg m^{-3} 高くなる深度を Mixed layer depth (赤) としている. 黄線は $16.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温線深度を表す. (岡 (2015) より引用)

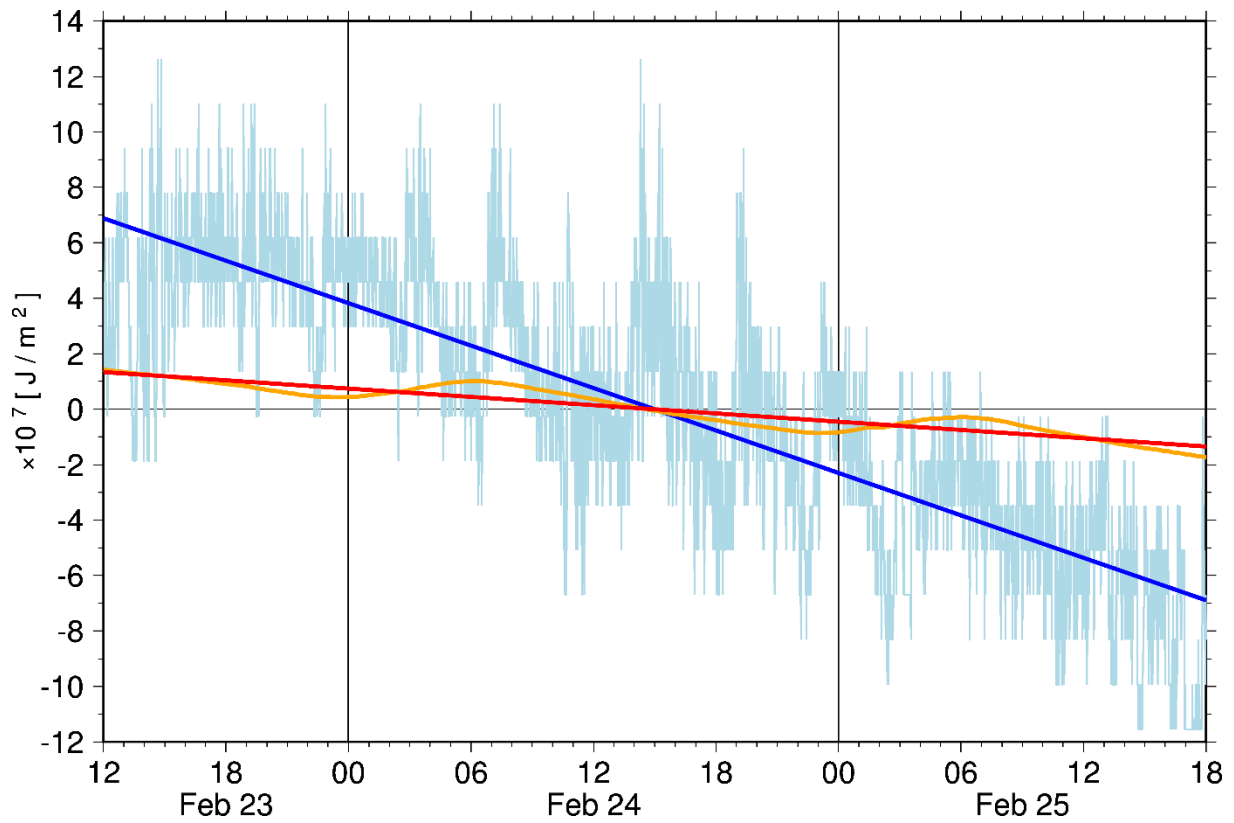


図 5.3 貯熱量 (水色)と総熱フラックス (橙)を時間積分し, 平均からの偏差を取った時系列図. それぞれのトレンドを青線, 赤線で表す.

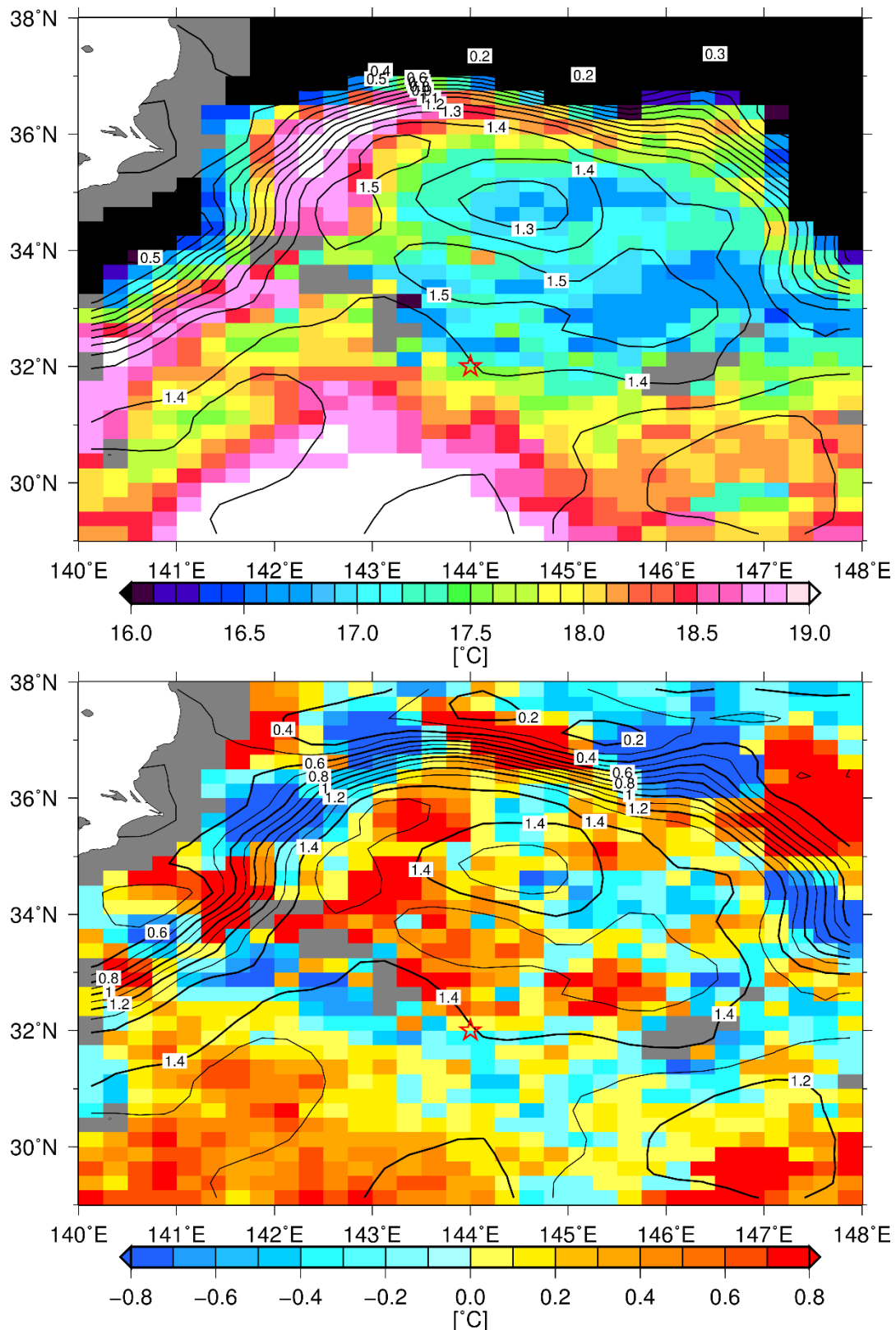


図 5.4 (上) 2 月 24 日の海面高度 [m] (等値線) と 2 月 23 日の SST [°C] (カラー) の分布図. 等値線の間隔は 0.1 m, カラーの間隔は 0.1 °C. (下) 2 月 24 日の海面高度 [m] (等値線) と 2 月 26 日から 23 日の SST [°C] を引いた分布図 (カラー). 等値線の間隔は 0.1 m, カラーの間隔は 0.1 °C. 星印は定点を表す.