

東シナ海における海上大気混合層の  
時間変動と鉛直構造に関する研究

筑波大学大学院  
生命環境科学研究科  
持続環境学専攻  
博士（環境学）学位論文

栗 林 正 俊

## 要旨

大陸起源の汚染物質の輸送機構の 1 つに、大陸沿岸域で発生した汚染物質が東シナ海上に水平輸送され海上混合層(MAML: Marine Atmospheric Mixed Layer)内を鉛直拡散されつつ日本へ輸送される現象がある。この現象において MAML 高度は汚染物質の鉛直拡散高度を支配する重要な因子である。また、MAML 内と自由大気との遷移層における空気の交換の強さやその高度範囲は、MAML 上端における汚染物質の鉛直輸送の強さに依存し、物質循環や長距離輸送機構を理解する上で重要な要素である。しかしながら、東シナ海上の MAML に関する先行研究は集中観測によるものしかなく、年間を通じた研究は存在しない。このため、東シナ海における MAML 高度の気候学的値やその季節変動、普遍的な MAML の鉛直構造に関する知見は皆無である。そこで本研究では、沖縄辺戸岬のミー散乱ライダー(鉛直分解能 30 m、時間分解能 15 分)と南大東島の現業ゾンデを用いて通年で MAML 高度を評価し、MAML 高度の季節変化とその要因、季節別の日変化や水平分布、鉛直構造に関して解析した。

対象期間は 2008 年 3 月~2010 年 2 月とし、陸面と雲の影響が入らない気象条件の時を対象にしてゾンデとライダーにより MAML 高度を推定した。ライダーで MAML 高度を推定する際は、波長 532 nm のレーザーが捉えた球形粒子消散係数の鉛直変化率が $-0.08$ より小さくなる最低高度とした。ゾンデで MAML 高度を推定する際は、温位の鉛直勾配が $6 \text{ K km}^{-1}$ よりも大きくなる最低高度とした。また、ゾンデデータからは大気が安定状態のために MAML が存在しない場合の割合を基にして、MAML 存在率を月毎に算出した。

ゾンデとライダーによる MAML 高度は両方とも夏に低く冬に高い季節変動を示し、最も低い 7 月は約 600 m で最も高い 12 月は約 1200 m と 2 倍の差が

あった。また、MAML 存在率は全ての月で 80%以上であり、東シナ海上では年間を通して MAML は存在する。MAML 高度の支配要因として、海水面から大気への顕熱輸送量や、摩擦速度、海水面から自由大気的最下部までの環境場、水平風の鉛直シアーなどが考えられ、それぞれ MAML 高度との相関関係を比較した。この結果、海水面から自由大気的最下部までの環境場を代表した大気海面温度差  $S_t$ (海表面温度( $SST$ )−高度 850 hPa 面気温)が、最も MAML 高度と高い相関関係( $N=445$ ,  $R=0.81$ )を示した。季節別に見ても夏( $R=0.27$ )を除いて高い正の相関( $R \geq 0.75$ )を示した。この結果、MAML 高度と  $S_t$ の間の回帰直線から、 $S_t$ が 1 K 上昇すると MAML 高度が 75.4 m 高くなる関係が見積もられた。この関係は他海域における先行研究の結果とも整合的であり、沿岸から十分に離れた海上においてはこの MAML 高度と  $S_t$ の間の関係式にある程度の一般性が認められた。

各季節の MAML 高度の日変化は陸の混合層に比べて小さく、春と秋は日周期が不明瞭だった。夏は変化幅が最大 174 m で昼に高く夜に低い日周期を示したのに対し、冬は変化幅が 205 m で夜に高く昼に低い日周期を示した。他海域における先行研究の結果を基に考察すると、夏の日変化に関しては  $SST$ が昼に高く夜に低い日変化をすることにより  $S_t$ が日変化し、MAML も日変化している可能性が示唆された。なお、冬の日変化の原因に関しては今後の課題とする。

季節別の MAML 高度と  $S_t$ の間の回帰直線に基づいて東シナ海における MAML 高度の水平分布を推定した結果、春と冬は東シナ海西部に比べて東部の方が 300 m 程度高いことが示された。一方、夏と秋の MAML 高度の水平分布は概ね一様で、東シナ海上の大部分の海域において MAML 高度は空間平均値に対して±10%以内の変化に留まった。各季節の MAML 高度の水平分布には、高度 850hPa 面気温の勾配の向きや大きさの季節変化が大きく影響していた。

MAML の鉛直構造を解析する際は、同ライダーで記録された高分解能の後方散乱強度データ(鉛直分解能 6 m、時間分解能 10 秒)を使用した。この後方散乱強度データを 5 分間(30 データ分)平均した値とその標準偏差から変動係数(標準偏差/平均)を算出し、変動係数の鉛直プロファイルから高度毎に粒子濃度の時間変動を捉えて、MAML 内と自由大気間の空気の交換の強さやその影響範囲を推定した。まず、 $S_t$ の大きさが異なる 2 事例に関して詳細な解析を行った結果、ライダーは MAML 内と自由大気間の遷移層における後方散乱強度の激しい時間変化を捉え、 $S_t$  が大きい事例の方がより変動係数が大きく、かつ、変動係数の大きな高度範囲も広いことが示された。 $S_t$ の大きさによりグループ分けした統計解析の結果、この変動係数の大きな高度範囲は MAML 高度に対して 25~30%を占めることが示された。また、変動係数が最大となる高度は MAML 上端よりやや上に存在し、 $S_t$  が大きいほど変動係数の極大値が大きく、かつ、変動係数の大きな高度範囲も広い傾向があることが明らかとなった。これは、 $S_t$ が大きいほど MAML 上端付近の遷移層における MAML 内と自由大気間の空気の交換が活発であることを示唆している。一方、MAML 内では  $S_t$ に関係なく後方散乱強度はほぼ鉛直一様で、粒子がよく鉛直拡散されていた。

以上のことをまとめると、東シナ海における MAML 高度は海水面から自由大気の最下部までの環境場に支配されていて、 $S_t$ の季節変化に伴い MAML 高度が夏に低く冬に高い季節変化をしていることが明らかとなった。MAML 高度と  $S_t$ の間の単回帰式は他海域においてもある程度成り立つことが確認され、この式を基に東シナ海上の MAML 高度の水平分布を推定すると、春と冬の MAML 高度は東シナ海西部に比べて東部の方が高いことが示された。MAML の鉛直構造に関しては、 $S_t$ が大きいほど MAML 上端付近の遷移層における MAML 内と自由大気間の空気の交換が活発で、この遷移層の高度範囲も広い傾向があるこ

とが明らかとなった。

<キーワード>

海上混合層、球形粒子、東シナ海、ミュー散乱ライダー、通年観測、*SST*、高度  
850 hPa 面気温、エントレインメント

# 目次

要旨 .....	i
目次 .....	v
表目次 .....	vii
図目次 .....	viii
<b>第1章 序論 .....</b>	<b>1</b>
1. 1. 背景 .....	1
1. 1. 1. 東アジアの越境大気汚染 .....	1
1. 1. 2. 海上大気混合層 .....	2
1. 1. 3. 東シナ海上の大気混合層 .....	3
1. 2. 目的 .....	5
1. 3. 構成 .....	5
<b>第2章 ゾンデとライダーを用いた海上混合層高度の推計 .....</b>	<b>7</b>
2. 1. はじめに .....	7
2. 2. 使用データと方法 .....	8
2. 2. 1. ラジオゾンデ .....	8
2. 2. 2. ミー散乱ライダー .....	9
2. 2. 3. 海上混合層高度の推計方法 .....	10
2. 3. 結果と考察 .....	13
2. 4. まとめ .....	15
<b>第3章 海上混合層の時間変動 .....</b>	<b>16</b>
3. 1. はじめに .....	16
3. 2. 使用データと方法 .....	16
3. 2. 1. 気象データ .....	16
3. 2. 2. 数値気象モデル .....	18
3. 3. 結果と考察 .....	23
3. 3. 1. 季節変化 .....	23

3. 3. 1. 1. 季節変化とその要因 .....	23
3. 3. 1. 2. 既往研究との比較 .....	31
3. 3. 1. 3. 気象モデルとの比較 .....	34
3. 3. 2. 日変化 .....	35
3. 4. まとめ .....	38
<b>第4章 海上混合層高度の水平分布 .....</b>	<b>40</b>
4. 1. はじめに .....	40
4. 2. 使用データと方法 .....	41
4. 3. 結果と考察 .....	43
4. 3. 1. 沖縄辺戸岬と福江島の比較 .....	43
4. 3. 2. 海上混合層高度の推定値の検証 .....	47
4. 3. 3. 各季節の海上混合層高度の水平分布 .....	50
4. 4. まとめ .....	54
<b>第5章 海上混合層の鉛直構造 .....</b>	<b>56</b>
5. 1. はじめに .....	56
5. 2. 使用データと方法 .....	57
5. 2. 1. 高分解能ライダーデータ .....	57
5. 2. 2. 鉛直構造の推定手法 .....	58
5. 3. 結果と考察 .....	60
5. 3. 1. 事例解析 .....	60
5. 3. 1. 1. 冬季の事例 .....	60
5. 3. 1. 2. 夏季の事例 .....	62
5. 3. 2. 大気海面温度差別の鉛直構造の違い .....	64
5. 4. まとめ .....	66
<b>第6章 まとめと結論 .....</b>	<b>68</b>
<b>謝辞 .....</b>	<b>73</b>
<b>参考文献 .....</b>	<b>75</b>

## 表目次

表 2.1 ライダー方程式の記号の説明 .....	10
表 2.2 式(2-2)で用いた記号の説明 .....	11
表 2.3 ゾンデ放球時刻毎の南大東島ゾンデと沖縄辺戸岬ライダーによる MAML 高度の統計量.....	14
表 3.1 式(3-1)-(3-4)で用いた記号の説明.....	18
表 3.2 RAMS 方程式の記号の説明.....	20
表 3.3 RAMS の計算設定 .....	21
表 3.4 RAMS の海上の格子点上空の高度 5000 m 以下における層と高度の関 係 .....	22
表 3.5 $H_a$ と $S_{t,850}$ の間の年間と各季節の事例数、相関係数、および、回帰直 線 .....	28



## 目次

図 2.1 沖縄辺戸岬のライダー観測地点と南大東島の現業ゾンデ放球地点 ..	8
図 2.2 南大東島のゾンデによる MAML 高度( $H_\theta$ )と沖縄辺戸岬のライダーによる MAML 高度( $H_a$ )の時刻別の比較 .....	14
図 3.1 RAMS の計算領域 .....	21
図 3.2 2008 年 3 月から 2010 年 2 月までの南大東島のゾンデと沖縄辺戸岬のライダーによる月平均 MAML 高度と混合層存在率、および観測事例数 .....	24
図 3.3 MAML 高度( $H_a$ )の日平均値と各気象要素の日平均値の間の相関関係 .....	26
図 3.4 $H_a$ と $S_{t,850}$ の間の年間と各季節の回帰直線 .....	29
図 3.5 夏季(6-8 月)の $H_a$ と湿潤大気 of 混合比の関係 .....	31
図 3.6 MAML 高度と $S_{t,850}$ の関係に関する本研究と他海域における既往研究の比較 .....	33
図 3.7 沖縄辺戸岬における月平均 MAML 高度の季節変化に関するライダーと気象モデル(RAMS)の比較 .....	35
図 3.8 沖縄辺戸岬のライダーによる季節別の MAML 高度の日変化 .....	37
図 4.1 福江島と沖縄辺戸岬のライダー観測地点 .....	43
図 4.2 沖縄辺戸岬と福江島のミー散乱ライダーによる観測結果の比較 .....	45
図 4.3 沖縄辺戸岬と福江島における $H_a$ と $S_{t,850}$ の相関関係 .....	47
図 4.4 $H_a$ と $S_{t,850}$ の間の回帰直線から推定される月平均 MAML 高度と、沖縄辺戸岬と福江島のライダー、および、南大東島のゾンデにより観測された月平均 MAML 高度の比較 .....	49
図 4.5 東シナ海における季節別の MAML 高度(図(a)-(d)の色)とその空間平均に対する割合(図(a)-(d)の等値線)、および、SST(図(e)-(h)の色)と高度 850hPa 面気温(図(e)-(h)の等値線)の水平分布 .....	53
図 5.1. 解析対象事例の海面更正気圧配置 .....	58
図 5.2 大気海面温度差( $S_{t,850}$ )が大きな事例に関する MAML の鉛直構造 ..	61
図 5.3 大気海面温度差( $S_{t,850}$ )が小さな事例に関する MAML の鉛直構造 ..	63
図 5.4 辺戸岬のライダーによる $S_{t,850}$ のグループ別の後方散乱強度の平均 ( $\mu$ )と変動係数( $\sigma/\mu$ )の鉛直プロファイル .....	66

# 第1章 序論

## 1. 1. 背景

### 1. 1. 1. 東アジアの越境大気汚染

1980年以降、東アジアは世界で最も硫黄酸化物や窒素酸化物などの大気汚染物質の排出量が多い地域となっている。特に、近年は中国の経済成長に伴い、大陸起源の汚染物質が長距離輸送されて越境大気汚染問題を引き起こしている。我が国における越境大気汚染の深刻化を示唆する事実として、全国の大気汚染測定局において測定された光化学オキシダント( $O_x$ )の平均濃度は増加傾向にあることや、遠隔地域における光化学  $O_x$  濃度が増加傾向にあること、が指摘されている(Uno *et al.*, 2007)。特に、2007年5月8,9日に西日本を中心に発生した広域的な光化学  $O_x$  汚染は大きな社会問題となり、この時の日本の陸上における中国寄与率は青森県以北を除き25%以上と推定された(大原ら, 2008)。また、光化学  $O_x$  に限らず様々な物質に関して観測と数値モデルの両面から越境大気汚染を指摘する研究報告がなされている。例えば、最近明らかになった知見として Osada *et al.* (2009)や Aikawa *et al.* (2010)がある。これによると富山県立山の室堂平(東経  $137.6^\circ$ 、北緯  $36.6^\circ$ 、標高 2450 m)における人為起源粒子濃度の中国寄与率は冬季と春季に60–80%と比較的高く、この時期の粒子体積濃度は経年的に有意な増加傾向を示している(Osada *et al.*, 2009)。また、Aikawa *et al.* (2010)によると日本全域における  $SO_2$  と硫酸塩粒子の観測データ解析とモデル解析により、硫酸塩粒子濃度は西から東へ行くに従い濃度が低下していること、中国起源の硫酸塩濃度は夏季に最も高いが寄与率としては冬季に最も大きく65–80%であることなどが報告されている。

福江島における微小粒子質量濃度の通年観測の結果、大陸からの長距離輸送

が生じやすい気象場として、主に寒冷前線後面型と移動性高気圧周回流型が報告されている(兼保ら, 2011)。後者のメカニズムでは汚染物質は海上大気混合層(MAML: Marine Atmospheric Mixed Layer)内を輸送されることが、ライダー観測とモデル計算により示されている(大原ら, 2008)。このため、東シナ海上の MAML 高度の気候学的値やその季節変動、水平分布を明らかにすることは、東シナ海上を輸送される汚染物質の鉛直輸送を理解し、物質輸送モデルの改良にとって重要である。さらに、MAML の鉛直構造を明らかにすることは、MAML 内における汚染物質の鉛直拡散や MAML 内から自由大気への物質輸送を把握する上で重要な課題である。しかしながら、海上は継続的な気象観測が困難であるため、東シナ海における気象要素の通年観測データはほとんどない。このため、MAML に関する知見は一部の集中観測結果や気象モデルによる数値実験結果に限られ、MAML 高度の気候学的値やその季節変化に関する知見はほとんどない。

## 1. 1. 2. 海上大気混合層

一般的に MAML は陸上の混合層に比べて時空間変動が小さく、MAML 高度は総観場とメソスケールの鉛直運動、および温度差のある気塊の移流により変化する(Stull, 1988)。また、異なった海流がぶつかり合う海域を除き、MAML 高度は水平 1000 km で 10%程度しか変化しない(Stull, 1988)。海水温が大気に比べ低い海域では MAML の存在しない安定状態であるが、海水温が大気に比べ高い海域では常に MAML が存在しており、その性質は沿岸と沖合でも異なる。例えば、沿岸の海域においては海陸風循環や内部境界層の形成など陸地の影響を受ける(Sempreviva *et al.*, 2010)。海上の大気は陸上に比べ気温の日較差が非常に小さいため、MAML 高度の日変化も小さい。この海上大気の気温変化は、

海面との熱交換、日射・大気放射による直接的加熱・冷却、大気潮汐に伴う気圧変化による断熱的加熱・冷却の3つによって生じる(近藤, 1994)。陸上では地表面との熱交換に支配されて、昼間は混合層が、夜間は接地逆転層が形成される日変化が明瞭である。しかし、海上では雲がある場合に、雲層の高度で日中は昇温、夜間は降温が大きく、MAMLが日中に安定化し、夜間に不安定化するという陸上とは逆位相の日変化も指摘されている(近藤, 1994)。

集中観測に基づくMAMLの日変化に関する知見としては、Betts *et al.* (1995)やJohnson *et al.* (2001)などがあり、それぞれ異なった日周期が報告されている。Betts *et al.* (1995)は、大西洋カナリア諸島沖において6月に行われたゾンデ観測により、雲の放射冷却の効果でMAML高度が夜明け前に最も高くなると主張している。これに対し、Johnson *et al.* (2001)は、赤道西太平洋において11月から2月に行われたゾンデ観測により、SSTの日変化の効果でMAML高度が午後に最も高くなると主張している。これらの報告から判断すると海域によって日変化の特徴も異なると考えられる。また、集中観測に基づくMAML高度の水平分布に関する知見としては、船舶による移動観測や人工衛星のデータ、および、再解析データを組み合わせた解析により、海水面温度(SST: Sea Surface Temperature)の高い海域でMAML高度が高くなることが指摘されている(Yin and Albrecht, 2000; Leduc-Leballeur *et al.*, 2011)。ただし、このようなMAML高度の水平分布に関する知見は、数ヶ月間にわたる広域的な観測が行われた赤道付近の海域に限られる。

### 1. 1. 3. 東シナ海上の大気混合層

アジア大陸東岸に位置する東シナ海は南西から北東へ黒潮が流れているため、北米東岸のメキシコ湾流域と並び世界で最も海洋運搬熱による熱の流入量が多

く、夏季を除き海洋から大気へ多量の熱が放出されている(石井・近藤, 1993)。特に、冬季の東シナ海では大陸で成長したシベリア高気圧からの寒気の吹き出しが頻繁に起こるため、海面から大気への顕熱・潜熱フラックスが非常に大きい(Agee and Howley, 1977)。このような地域特性をもつ東シナ海では冬季を中心に何回か集中観測が行われ、MAMLに関する重要な知見がいくつか得られた。

例えば、船や航空機を用いた冬季東シナ海における気団変質実験(AMTEX: Air Mass Transformation Experiment)では、大気海洋間の温度差と暖水上に出た寒気の滞留時間を反映して MAML 高度が済州島から南西諸島にかけて徐々に高くなること(Agee and Lomax, 1978)、雲頂における雲粒の気化熱冷却はエントレインメントの乱流混合を強化すること(Mahrt and Paumier, 1981)、などが報告された。一方、夏季の事例として 2002 年 8 月の宮古島、下地島における集中観測では、高度 700 m 程の MAML の存在が確認された(Shinoda *et al.*, 2009)。この研究では雲解像モデル(CReSS: Cloud Resolving Storm Simulator)を用いた数値実験により、夏季の MAML 内の鉛直対流には熱的な浮力だけでなく水蒸気の混合比が下層ほど大きいことによる浮力も寄与していることが指摘された。

しかしながら、東シナ海上の MAML に関する研究は船舶からのゾンデ観測や航空機観測などの集中観測に限られるため、MAML の通年観測は行われていない。このため東シナ海上の MAML の気候学的値やその季節変化と日変化、および、各季節の MAML の水平分布に関する知見は皆無である。また、MAML 内の鉛直構造や MAML 上端付近における MAML から自由大気への物質輸送構造に関して、統計的な解析に基づく普遍的な知見も存在しない。

## 1. 2. 目的

以上の背景から、本研究では東シナ海における MAML の通年観測データを解析することによって、以下の点を明らかにすることを目的とする。

①東シナ海における MAML の存在率とその高度の季節変化を定量的に把握した上で、MAML の季節変化の要因を解明し、さらに、他海域における既往研究の結果と比較することによってその一般性に関して考察する。

②東シナ海における MAML 高度の日変化の特徴(日周期や日振幅)を季節別に明らかにする。

③福江島と沖縄辺戸岬に設置されたミー散乱ライダーにより推定される MAML 高度の季節変化を比較し、どのような地域差があるのかを示す。さらに、①で示される MAML 高度とその支配因子の関係式から東シナ海における MAML 高度の水平分布を推定し、季節別の空間的特徴について議論する。

④沖縄辺戸岬のライダーにより MAML の鉛直構造を把握し、MAML 上端付近における MAML 内から自由大気への物質輸送や自由大気から MAML 内へのエントレインメントが発生している高度範囲やその強さを明らかにする。

## 1. 3. 構成

第 2 章では、沖縄辺戸岬のミー散乱ライダーを用いて推定される MAML 高度と南大東島の現業ゾンデを用いて推定される MAML 高度の整合性を確認する。第 3 章では、MAML 高度の通年観測結果からその季節変化の特徴を定量的に示し、様々な気象要素と MAML 高度の関係性を比較することにより MAML 高度の決定要因に関して物理的な考察をする。さらに、MAML 高度の季節毎の日変化に関する定量的に示し、先行研究の結果と比較しながら日変化のメカニズムに関して議論する。第 4 章では、沖縄辺戸岬と福江島のミー散乱ライダーが

捉えた MAML 高度の季節変動の特徴を比較する。さらに、MAML 高度とその支配因子の季節毎の回帰直線から MAML 高度の水平分布を推定し、その特徴に関して季節別に考察する。第 5 章では、MAML の鉛直構造に関して事例解析と統計解析による結果を示し、MAML 上端付近における MAML 内から自由大気への物質輸送や自由大気から MAML 内へのエントレインメントが発生している高度範囲やその強さについて評価する。最後に第 6 章では、本研究の総括と今後の展望について述べる。

## 第2章 ゾンデとライダーを用いた海上混合層高度の推計

### 2. 1. はじめに

東シナ海上の MAML 高度を通年で観測する上で、海洋性大気に覆われた小規模な島嶼における現業ゾンデやミー散乱ライダーを用いた観測が有用である。現業ゾンデを用いた各種気象要素の直接観測と、ミー散乱ライダーを用いたリモートセンシングは、同じ観測でも捉える物理量や捉え方は全く違うため、それぞれの観測がもつ長所や短所も異なる。現業ゾンデは雲の有無に関係なく観測可能なこと、各気象要素から大気の状態を物理的に解釈できること、直接観測なので比較的ノイズは小さいことが利点であるのに対し、8:30(JST)と20:30(JST)の1日あたり2回しか観測が行われないこと、鉛直分解能が粗く MAML の詳細な鉛直構造を解析できないことが欠点である。一方、ミー散乱ライダーは鉛直分解能が高く連続観測も可能であること、自動的に上空の粒子状物質の鉛直プロファイルを観測可能であること、さらに、連続観測ではないが条件に恵まれれば CALIPSO 衛星搭載ライダーで MAML の水平方向の変化を捉えられることが利点であるのに対し、雲があると観測できないこと、気象要素を観測していないため物理的解釈が困難であること、後方散乱強度を後方散乱係数や消散係数におきかえるインバージョンの際に仮定が必要になることなどが欠点である。

ゾンデやライダーを用いた MAML 高度の推定手法は複数存在しており、各測器の各手法により推定される MAML 高度の整合性は観測条件により大きく異なる(Hennemuth and Lammert, 2006)。また、同一のゾンデで観測した場合でも、MAML 高度の推定にどの気象要素を用いるかによって MAML 高度は大き



く異なる(Seidel *et al.*, 2010)。そこで、本章では、図 2.1 に示した南大東島における現業ゾンデと沖縄辺戸岬におけるミー散乱ライダーを用いた観測結果を使用して、それぞれのデータから推定される MAML 高度の整合性について比較検討する。研究の対象期間は、2008 年 3 月から 2010 年 2 月までの 2 年間とした。

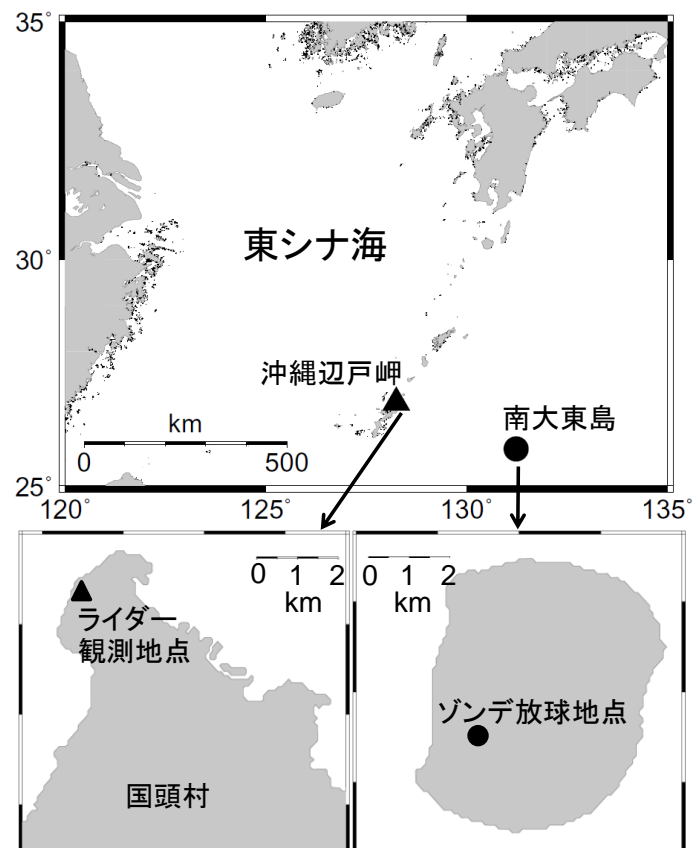


図 2.1 沖縄辺戸岬のライダー観測地点と南大東島の現業ゾンデ放球地点。灰色は陸地を示す。

## 2. 2. 使用データと方法

### 2. 2. 1. ラジオゾンデ

東シナ海における現業ゾンデの観測地点は名瀬、石垣島、南大東島の 3 点あ

るが、本研究では島の周囲 21.2 km、標高 75 m と陸の規模が最も小さく、かつ放球地点(東経 131.23°、北緯 25.83°)の海拔高度も 17 m と最も低い南大東島の現業ゾンデデータを使用した。観測は 1 日 2 回(8:30(JST)と 20:30(JST)に放球)行われており、データは気象庁が編集した高層気象観測年報を使用した。このデータセットには指定気圧面のデータに加え、気温湿度観測点のデータも含まれているので、気温・湿度特異点が現れやすい混合層上端付近では観測が密になる。

## 2. 2. 2. ミー散乱ライダー

本研究で使用する沖縄辺戸岬のミー散乱ライダーの設置地点(東経 128.249°、北緯 26.867°、標高 60 m)は、南大東島から約 320 km 離れている。このライダーは国立環境研究所が管理しており、532 nm と 1064 nm の波長の Nd:YAG レーザーを用いて、大気中の粒子濃度や形状、光学特性に関係のある消散係数( $\alpha$ )や後方散乱係数( $\beta$ )、偏光解消度を鉛直分解能 30 m で測定している。レーザーの出力は波長 532 nm の光が 30 mJ、波長 1064 nm の光が 20 mJ であり、レーザーパルスの周波数は 10 Hz で、受光望遠鏡の直径は 20 cm である。観測は 5 分間連続して測定した後に 10 分間休止する 15 分毎のサイクルで行われている。式(2-1)と表 2.1 に示したライダー方程式には 2 つの未知数  $\alpha$  と  $\beta$  が含まれるが、これを解く(インバージョン)手法としては、ライダー比( $\alpha/\beta$ )を 50 sr(立体角の単位)と仮定した Fernald 法(Fernald, 1984)を用いている。詳細なライダー計測技術に関しては Sugimoto *et al.* (2003)や Shimizu *et al.* (2004)に記載されている。

$$\text{ライダー方程式： } P(r) = \frac{P_0 \cdot \eta_0 \cdot Y(r) \cdot ct_p \cdot A_R \cdot \beta(r) \cdot \exp\left[-2\int_0^r \alpha(r')dr'\right]}{2r^2} \quad (2-1)$$

表 2.1 ライダー方程式の記号の説明。

変数	単位	説明
$P(r)$	(W)	… 受信信号強度(後方散乱強度)
$r$	(m)	… ライダー装置から散乱体までの距離
$P_0$	(W)	… 送信レーザーのパワー
$\eta_0$		… ライダーシステムの光学的な効率 <sup>1)</sup>
$Y(r)$		… レーザーが受光望遠鏡の視野内に入っている割合 <sup>2)</sup>
$c$	(m s <sup>-1</sup> )	… 光速 (≒ 2.998×10 <sup>8</sup> )
$t_p$	(s)	… パルス継続時間
$A_R$	(m <sup>2</sup> )	… 受信望遠鏡の有効受信面積
$\beta(r)$	(m <sup>-1</sup> sr <sup>-1</sup> )	… 距離rでの大気の体積後方散乱係数
$\alpha(r)$	(m <sup>-1</sup> )	… 大気の散乱と吸収による減衰を表す消散係数

1) 例えば、フィルターとミラーで 10%ずつ光の減衰があれば  $\eta_0$  は 0.81(=0.9<sup>2</sup>)。

2) レーザーが受光望遠鏡の視野内に全て入っていれば 1 で、ライダー装置から非常に近いところでは 0。

## 2. 2. 3. 海上混合層高度の推計方法

MAML 高度を推定する際には、海岸からゾンデ放球地点やライダー設置地点までの陸地の影響を避ける必要がある。海面と陸面では熱容量や粗度などの物理的な性質が大きく異なるため、気塊が海上から陸上へ輸送されて来ると陸上に内部境界層が形成される。本研究では、海上大気を対象としていることから、陸上に形成された内部境界層よりも上空が解析対象の高度となる。この内部境界層の高さ( $h$ )は、Venkatram (1977)によると式(2-2)として定義され、この式に含まれる変数は表 2.2 にまとめて示す。

$$h = \frac{u_*}{u_m} \sqrt{\frac{2(\theta_{land} - \theta_{sea})}{\gamma(1-2F)}} \cdot \sqrt{X} \quad (2-2)$$

表 2.2 式(2-2)で用いた記号の説明。

変数	単位	説明
$h$	(m)	・・・ 内部境界層の高さ
$u_*$	(m s <sup>-1</sup> )	・・・ 摩擦速度
$u_m$	(m s <sup>-1</sup> )	・・・ 平均水平風速
$\gamma$	(K m <sup>-1</sup> )	・・・ 海岸線より風上側の断熱減率
$F$		・・・ エントレインメント係数 <sup>1)</sup>
$\theta_{land}$	(K)	・・・ 陸上の温位
$\theta_{sea}$	(K)	・・・ 海上の温位
$X$	(m)	・・・ 観測地点から風上側の海岸線までの水平距離

1)  $F$ は内部境界層の発達に応じて変化するが、0 から 0.22 の範囲(Hsu, 1986)。

Hsu(1986)では、地中海や日本において行われた 3 つの観測的研究(Druilhet *et al.*, 1982; Smedman and Hogstrom, 1983; Ogawa and Ohara, 1985)の結果を平均して、式(2-2)の  $h$  と観測地点から風上側の海岸線まで水平距離( $X$ )の関係を式(2-3)として示し、95%信頼区間は式(2-4)で表されることを示した。

$$h = (1.91 \pm 0.38)\sqrt{X} \quad (2-3)$$

$$h = (1.91 \pm 2 \times 0.38)\sqrt{X} \quad (2-4)$$

本研究においては、式(2-4)の  $X$  に 10000 m を代入した場合に、 $h$  は 95%の信頼区間で高度 115 m から 267 m となるため、地上からの高度が 300 m 以上のデータのみを解析に使用した。

南大東島は陸の規模が直径 10000 m よりも小さく(図 2.1)、かつ、島の最高地点の標高は 75 m と比較的平たんな地形である。このため、本研究ではゾンデ放

球地点における全風向を海からの風と考えて、地上から高度 850hPa 面までで一貫して風速  $1 \text{ m s}^{-1}$  以上の風が吹いている事例を解析対象とした。一方、辺戸岬は陸の規模が直径 10000 m よりも大きな沖縄本島の北端に位置していることから(図 2.1)、海から吹く風を時計回りに南南西から東南東までの風向と定義した。辺戸岬においても地上から高度 850hPa 面までで一貫して海から風速  $1 \text{ m s}^{-1}$  以上の風が吹いている場合のみを解析対象とした。ここで、上空の風データは気象庁のメソ数値予報モデル(MSM: MesoScale Model)の解析値を使用した。さらに、雲の影響を避けるため高度 3000 m 以下に雲が検出された場合は解析対象から外した。ライダーで雲の有無を判別する際は、後方散乱強度の最大値が  $1.0 \times 10^{10} \text{ W}$  よりも大きい場合には雲があるものと判別した。また、ゾンデで雲の有無を判別する条件は、相対湿度が 97%以上の場合とした(Zeng *et al.*, 2004)。

ゾンデで MAML 高度を推定する場合は、Sasano *et al.* (1982)の定義と同様に温位( $\theta$ )の鉛直勾配( $\Delta\theta/\Delta z$ )が  $6 \text{ K km}^{-1}$  以上となる最低高度とした。ただし、MAML の上層の大気が弱安定状態( $\Delta\theta/\Delta z < 6 \text{ K km}^{-1}$ )の場合に、この定義では MAML 高度を過大評価してしまう。従って、本研究では 3 観測区間連続して  $\Delta\theta/\Delta z$  が  $2 \text{ K km}^{-1}$  以上となる最低高度、という定義も設けて MAML 高度を算出した。また、解析対象高度の下端である高度 300 m 以上で、かつ、最も低い観測点において、 $\Delta\theta/\Delta z$  が  $6 \text{ K km}^{-1}$  以上となった場合は、MAML が存在しない安定状態と考えた。ライダーで MAML 高度を推定する場合は、波長 532 nm のレーザーによる球形粒子消散係数( $\alpha$ )の絶対値が  $5.0 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  より大きく、かつ、鉛直変化率( $(\alpha_z - \alpha_{z-\Delta z})/\alpha_z$ )が  $-0.08\%$ 未満となる最低高度と定義した。なお、球形、非球形の判別にはライダーの偏光解消度を用いている。以降、ゾンデの温位から推定される MAML 高度を  $H_\theta$ 、ライダーの波長 532 nm のレーザーによる球形粒子消散係数から推定される MAML 高度を  $H_\alpha$  と記述する。

## 2. 3. 結果と考察

ゾンデ放球時刻(8:30(JST)と 20:30(JST))に南大東島のゾンデと沖縄辺戸岬のライダーの両方が MAML を検出した事例に関して統計的に解析した結果を表 2.3 に、事例毎の  $H_\theta$  と  $H_a$  を比較した散布図を図 2.2 に示す。図 2.2 によると両時刻の分布はファクター2(1:2または2:1の線)以内にほとんど入っている。また、時刻による違いはほとんどなく、両時刻とも  $H_\theta$  と  $H_a$  の間には相関係数 0.5 以上の正の相関がある(表 2.3)。さらに、相対偏差も 8:30(JST)は-2.1%、20:30(JST)は 5.1%と共に小さい。一方で、RMSE は両時刻とも 350 m 以上、相対誤差は両時刻とも 40%以上であることから、個々の事例に関して比較した場合は  $H_\theta$  と  $H_a$  の間に差があることも多い。沖縄辺戸岬と南大東島との距離は約 320 km 離れているが、Stull (1988)によると MAML 高度は水平 1000 km で 10%しか変化しない。また、ゾンデの鉛直分解能がライダーに比べて粗いことは、100 m 程度の差を生じさせると考えられるが、数 100 m の違いを説明することはできない。このように個々の事例に関する  $H_\theta$  と  $H_a$  の間に大きな差が生じる原因としては、次の 3 点が考えられる。

(1)辺戸岬上空の MAML 上端付近に上空を水平輸送されてきたエアロゾル層が存在するため、MAML 高度を過大評価してしまう場合。

(2)MAML の上に形成される安定層の強度が、本研究の設けた閾値では検出できないほど弱く( $\Delta\theta/\Delta z < 2 \text{ K km}^{-1}$ )、ゾンデの温位勾配による MAML の定義では MAML を過大評価してしまう場合。

(3)MAML 上端付近でゾンデがサーマル内部を通過するなどして、一時的に大きく変動した MAML 高度を測定してしまう場合(Cooper *et al.*, 1996)。

特に、(3)に関しては、ライダーは 5 分間平均の MAML 高度を捉えるのに対し

て、ゾンデは瞬間的な MAML 高度を捉えるため、MAML 上端付近の遷移層の高度範囲が広いほど  $H_\theta$  と  $H_a$  の差は大きくなる。例えば、Stull (1988) によると平均的な遷移層の厚さは MAML 高度の約 40% で、1 回のみゾンデ観測により計測される MAML 高度は、その平均値に対して  $\pm 20\%$  程度のばらつきを持つことが指摘されている。

表 2.3 ゾンデ放球時刻毎の南大東島ゾンデと沖縄辺戸岬ライダーによる MAML 高度の統計量。

時刻 (JST)	MAML 高度		平均偏差 <sup>1)</sup> (m)	相対偏差 <sup>2)</sup> (%)	RMSE <sup>3)</sup> (m)	相対誤差 <sup>4)</sup> (%)	相関係数	事例数 (日)
	平均 $H_\theta$ (m a.s.l.)	平均 $H_a$ (m a.s.l.)						
8:30	876	858	-18	-2.1	351	40.1	0.58	177
20:30	927	973	47	5.1	398	42.9	0.50	122

- 1). 平均偏差とは、各事例の  $H_a$  から  $H_\theta$  を引いた値の平均
- 2). 相対偏差とは、平均偏差を平均  $H_\theta$  で割り 100 を乗じた値
- 3). RMSE とは、各事例の  $H_a$  から  $H_\theta$  を引いた値を二乗して平均をとった値の平方根
- 4). 相対誤差とは、RMSE を平均  $H_\theta$  で割り 100 を乗じた値

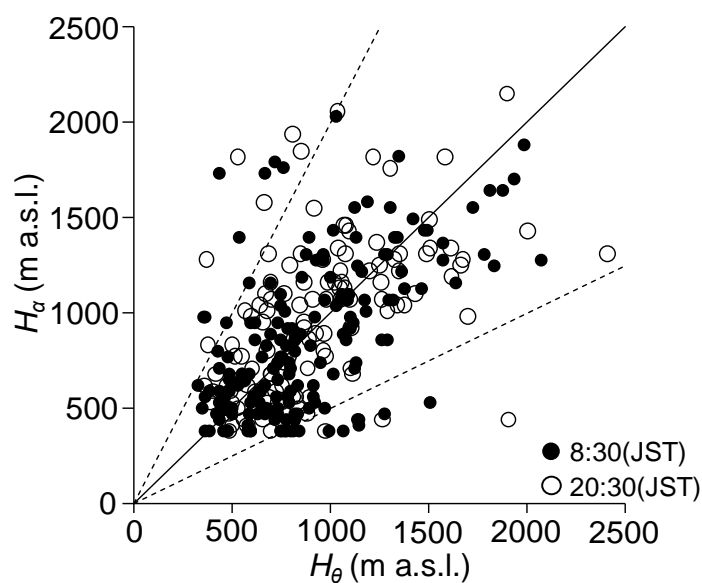


図 2.2 南大東島のゾンデによる MAML 高度 ( $H_\theta$ ) と沖縄辺戸岬のライダーによる MAML 高度 ( $H_a$ ) の時刻別の比較。実線は 1 対 1。点線は 1 対 2 または 2 対 1。

## 2. 4. まとめ

MAML 高度の通年観測に有効な南大東島の現業ゾンデと沖縄辺戸岬に設置されたミー散乱ライダーを用いて、それぞれの推計手法により MAML 高度(ゾンデ:  $H_\theta$ , ライダー:  $H_a$ )を評価した。 $H_\theta$ と  $H_a$ をゾンデ放球時刻毎(8:30(JST)と 20:30(JST))に比較した結果、どちらの時刻においても  $H_\theta$ と  $H_a$ の平均値としての整合性は高く、事例数 120 以上で相関係数 0.5 以上の正の相関を示した。しかし、個々の事例に関する  $H_\theta$ と  $H_a$ は、どちらの時刻において MAML 高度に対して±40%程度の差が出る。平均 900 m 程度の MAML 高度に対してばらつきが 350 m 以上あり、観測条件や観測手法によって推計結果が大きく異なることが示された。このことから、ミー散乱ライダーを用いて MAML 高度の季節変化や日変化、鉛直構造に関する解析を行う際は、月平均や日平均、時刻別の平均など複数事例の平均値を用いて評価することが妥当と考えられる。以下の章では、5.3.1 節の事例解析を除き、MAML 高度は全て複数事例の平均値をとった上で解析を進めた。



## 第3章 海上混合層の時間変動

### 3. 1. はじめに

第2章では  $H_\theta$  と  $H_a$  を比較し、ある程度の事例数の平均値では両者が一致することが明らかとなった。本章では、第3.3.1.1項で通年観測した  $H_\theta$  と  $H_a$  を月に平均した値から東シナ海上の MAML 高度の季節変化を明らかにする。さらに、 $SST$  から上空の気温を引いた値を大気海面温度差 ( $S_t$ ) と定義して、 $S_t$  や上向き顕熱フラックス ( $F_H$ )、バルク・リチャードソン数 ( $R_B$ )、摩擦速度 ( $u^*$ ) と MAML 高度の相関関係を示し、それぞれ比較することにより MAML 高度の支配因子に関して議論する。第3.3.1.2項では他海域における既往研究の結果とも比較して、本研究で見積もられる MAML 高度とその支配因子の間に成り立つ関係式の一般性を評価する。また、第3.3.1.3項では MAML 高度の季節変化について地域気象モデル RAMS (Regional Atmospheric Modeling System; Pielke *et al.*, 1992; Cotton *et al.*, 2003) による計算結果と比較、考察する。最後に第3.3.2節では沖縄辺戸岬のライダーが捉えた季節別の日変化を示し、日変化の特徴や要因に関して考察する。

### 3. 2. 使用データと方法

#### 3. 2. 1. 気象データ

本研究では、 $S_t$  や  $F_H$ 、 $R_B$ 、 $u^*$  を計算する際に必要となる上空の風や気温、指定気圧面高度のデータは MSM の解析値を使用した。 $SST$  は気象庁が人工衛星によるデータを船舶やブイのデータで補正した 11:00(JST) 頃の日別値を使用した (Guan and Kawamura, 2004)。風速  $2 \text{ m s}^{-1}$  以下でなければ  $SST$  の日変化幅は  $1.5 \text{ K}$  以下であることから (Webster *et al.*, 1996)、 $SST$  の日変化を無視して

解析を行った。すなわち、 $SST$ は1日1データのみであるが、MSMの解析値は3時間毎に1日8データ存在するので、 $SST$ の日変化を無視すれば $S_t$ と $F_H$ を1日8データ計算できる。これら3時間毎の $S_t$ と $F_H$ を平均することで $S_t$ と $F_H$ の日平均値を求めた。本研究では $S_{t_{900}}$ 、 $S_{t_{850}}$ 、 $S_{t_{800}}$ を、それぞれ $SST$ から高度900、850、800hPa面の気温を引いた値として定義した。また、 $F_H$ と $u_*$ を計算する際は、中立時の接地気層を仮定して、高度1000hPa面と975hPa面の気象データを用いてそれぞれ式(3-1)、式(3-3)から算出した。なお、海上であることからゼロ面変位は0とした。図2.2によると大半の事例でMAML高度が1500m以下であるため、混合層内と自由大気間のバルク・リチャードソン数として $R_B$ を求める際には、高度1000hPa面と850hPa面を基準高度として式(3-4)により定義した。各式で用いた物理量の説明は表3.1にまとめて示す。

$$F_H \doteq \frac{k^2 \cdot C_p \cdot \rho \cdot \sqrt{u_{(1000)}^2 + v_{(1000)}^2}}{\left\{ \ln \left( \frac{z_{(975)}}{z_0} \right) \right\}^2} (SST - T_{(975)}) \quad (3-1)$$

$$z_0 = \frac{0.111 \cdot \nu}{u_*} \quad (3-2)$$

$$u_* \doteq \frac{k \cdot \sqrt{(u_{(975)} - u_{(1000)})^2 + (v_{(975)} - v_{(1000)})^2}}{\ln \left( \frac{z_{(975)}}{z_{(1000)}} \right)} \quad (3-3)$$

$$R_B = \frac{g \cdot (\theta_{(850)} - \theta_{(1000)}) \cdot (z_{(850)} - z_{(1000)})}{\left( \frac{\theta_{(850)} + \theta_{(1000)}}{2} \right) \cdot [(u_{(850)} - u_{(1000)})^2 + (v_{(850)} - v_{(1000)})^2]} \quad (3-4)$$

表 3.1 式(3-1)-(3-4)で用いた記号の説明。

変数	単位	説明
$F_H$	(W m <sup>-2</sup> )	… 海面からの上向き顕熱フラックス
$z_0$	(m)	… 粗度長
$u_*$	(m s <sup>-1</sup> )	… 摩擦速度
$R_B$		… 高度1000hPa面と高度850hPa面の間のバルク・リチャードソン数
$k$		… カルマン定数 (=0.4)
$C_p$	(J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	… 乾燥空気の定圧比熱 (=1005)
$\rho$	(kg m <sup>-3</sup> )	… 乾燥空気の密度 (20°C, 1気圧において1.19)
$u$	(m s <sup>-1</sup> )	… 東西風成分 <sup>1)</sup>
$v$	(m s <sup>-1</sup> )	… 南北風成分 <sup>1)</sup>
$SST$	(K)	… 海面水温
$T$	(K)	… 気温 <sup>1)</sup>
$z$	(m)	… ジオポテンシャル高度 <sup>1)</sup>
$\nu$	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )	… 空気の分子動粘性係数 (20°Cで1.53×10 <sup>-5</sup> )
$\theta$	(K)	… 温位 <sup>1)</sup>
$g$	(m s <sup>-2</sup> )	… 重力加速度 (=9.8)

1) 式(3-1)-(3-4)中で下付き文字としてカッコ内に書かれた数字は、気圧面(hPa)を意味する。

### 3. 2. 2. 数値気象モデル

本研究で用いた RAMS は、コロラド州立大学で圧縮性非静力学方程式をベースに開発された地域気象モデルで、3次元の気象成分(温度、水蒸気、風向・風速、降水、降雪、雲など)の時間変化をシミュレートする。RAMSに取り込まれている物理過程は、放射による大気加熱冷却、地表面の熱収支、接地気層における乱流輸送、雲過程、降水過程である。以下に、地形を考慮しない場合のRAMSの基礎方程式系と各記号の意味(表 3.2)を示す。

①運動方程式：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3-5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3-6)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta_v'}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (3-7)$$

②熱力学方程式：

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_i}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_i}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_i}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_h \frac{\partial \theta_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_h \frac{\partial \theta_i}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial \theta_i}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \right)_{rad} \quad (3-8)$$

(注：rad の下付き文字は、放射による発生・消滅を意味する項)

③湿潤大気の混合比の連続の式：

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (3-9)$$

④質量の連続の式：

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left( \frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (3-10)$$

なお、エクスター関数  $\pi$  は次式で定義される。

$$\pi = \left( \frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (3-11)$$

表 3.2 RAMS 方程式の記号の説明。

変数	単位	説明
$(x, y, z)$	(m)	… 空間座標
$u$	( $\text{m s}^{-1}$ )	… 東西風成分
$v$	( $\text{m s}^{-1}$ )	… 南北風成分
$w$	( $\text{m s}^{-1}$ )	… 鉛直風成分
$f$	( $\text{s}^{-1}$ )	… コリオリ因子
$K_m$	( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	… 運動量の乱流拡散係数
$K_h$	( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	… 熱と水蒸気の乱流拡散係数
$g$	( $\text{m s}^{-2}$ )	… 重力加速度 (=9.8)
$\theta$	(K)	… 温位
$\theta_0$	(K)	… 標準状態の温位 (=273.15)
$\theta_v$	(K)	… 仮温位
$\theta_{il}$	(K)	… 氷・水の温位
$r_n$	( $\text{kg kg}^{-1}$ )	… 水蒸気、雨、氷、霰、雪の混合比
$R$	( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	… 気体定数
$R_d$	( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	… 乾燥空気の気体定数 (=287.0)
$c_v$	( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	… 定積比熱
$c_p$	( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	… 定圧比熱
$\rho_0$	( $\text{kg m}^{-3}$ )	… 標準状態の密度 (=1.293)
$\pi$		… エクスナー関数
$\pi'$		… エクスナー関数の摂動成分
$P$	(hPa)	… 気圧
$P_0$	(hPa)	… 標準状態の気圧 (=1000)

本研究では RAMS のバージョン 4.4 を用いて数値計算を行った。計算設定と計算領域をそれぞれ表 3.3 と図 3.1 に示す。

表 3.3 RAMS の計算設定。

水平座標系	東経115°, 北緯25°中心の回転ポーラステレオ座標系
鉛直座標系	Z座標系 (地形追従型の座標系)
水平分解能	80 km (東西100 × 南北90 格子)
鉛直分解能	22層 (最高高度約23 km、格子間隔150-1800 m)
タイムステップ	90 秒
移流スキーム	2次精度風上差分法
乱流スキーム(水平)	Smagorinsky deformation
乱流スキーム(鉛直)	Mellor and Yamada (1982) Level 2.5
微物理スキーム	Walko <i>et al.</i> (1995)
接地層スキーム	Louis (1979) and Uno <i>et al.</i> (1995)
放射スキーム	Chen and Cotton (1983)
積雲対流スキーム	Simplified Kuo scheme (Tremback, 1990)
地表面過程モデル	LEAF-2 (Lee, 1992)
初期値・境界値	NCEP/NCAR客観解析データ (Kalnay <i>et al.</i> , 1996; Kistler <i>et al.</i> , 2001)

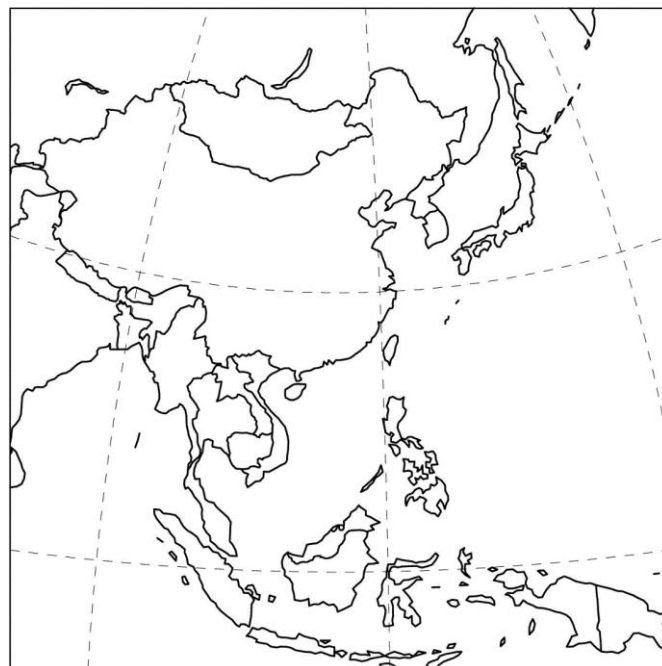


図 3.1 RAMS の計算領域

モデルの鉛直座標系は  $Z^*$ 座標系(地形追従型の座標系)を用いており(表 3.3)、下層ほど鉛直分解能が高い。高度 0 m(海面上)の格子点上空の高度 5000 m 以下におけるモデルの各層と高度の対応関係を表 3.4 にまとめて示す。第 2 章の図 2.2 より、MAML 上端高度が捉えられる頻度の多かった 500–1500 m の高度範囲は鉛直分解能が 260–370 m 程度とやや粗いが、MAML 高度が 500 m 以下の事例を除き RAMS は MAML を 3 層以上に分解可能である。RAMS で混合層高度を計算する際は、Mellor and Yamada (1982)のレベル 2.5 により計算される乱流運動エネルギーがモデルの第 2 層目以上において 0.001 以下となる最下層の 1 つ下の層の中心高度と定義している。

表 3.4 RAMS の海上の格子点上空の高度 5000 m 以下における層と高度の関係。

層	高度 (m a.s.l.)
1	0 – 150
2	150 – 330
3	330 – 546
4	546 – 805
5	805 – 1116
6	1116 – 1490
7	1490 – 1937
8	1937 – 2475
9	2475 – 3120
10	3120 – 3894
11	3894 – 4823

### 3. 3. 結果と考察

#### 3. 3. 1. 季節変化

##### 3. 3. 1. 1. 季節変化とその要因

南大東島のゾンデによる  $H_\theta$  と沖縄辺戸岬のライダーによる  $H_\alpha$  の月平均値の季節変化と、それぞれの月間観測数、および、混合層存在率を図 3.2 に示す。混合層存在率は、第 2.2.3 節で述べた MAML の存在しない安定状態の事例数を基に計算している。図 3.2 によると、月間観測数が最も少ない月(2010 年 2 月)でも  $H_\theta$  は 18 事例、 $H_\alpha$  は 204 事例あり、これらを平均した  $H_\theta$  と  $H_\alpha$  の月平均値は 2009 年 10 月を除き  $\pm 150$  m の範囲内で一致する。また、 $H_\theta$  と  $H_\alpha$  は共に夏季(6-8 月)に低く冬季(12-2 月)に高い季節変化を示し、この特徴はバルク法により見積もられた東シナ海における海洋から大気への顕熱フラックスの季節変化と類似している(石井・近藤, 1993)。ただし、本研究が示した MAML 高度( $H_\theta$  と  $H_\alpha$ )は、1 月から 2 月にかけて 300 m 程度低下するなど、顕熱フラックスの季節変化に比べて急激に変化する。これは、顕熱フラックス以外の要因も MAML 高度の決定に寄与しているためと考えられる。MAML 高度が最も低いのは 7 月 ( $H_\theta$ : 601 m、 $H_\alpha$ : 626 m)で、最も高いのは 12 月 ( $H_\theta$ : 1228 m、 $H_\alpha$ : 1196 m)であり、約 2 倍の変動幅があることが明らかとなった。また、夏季の MAML 高度は他の季節に比べ月毎の変動と各月の標準偏差が小さい傾向があり、夏季の MAML 高度は低い値で安定している。なお、混合層存在率は全ての月で 80%以上であり、東シナ海上の MAML は海面上の顕熱フラックスが小さい夏季でも存在している。



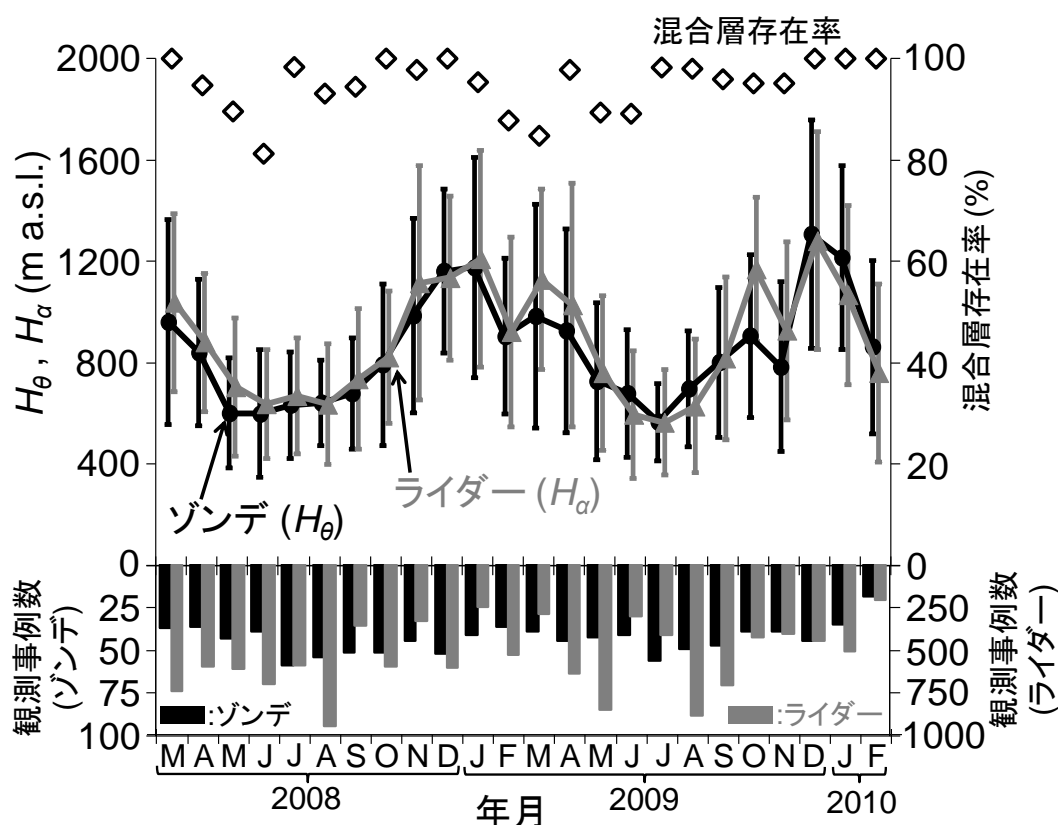


図 3.2 2008 年 3 月から 2010 年 2 月までの南大東島のゾンデと沖縄辺戸岬のライダーによる月平均 MAML 高度と混合層存在率、および観測事例数。黒い折線は南大東島のゾンデによる月平均 MAML 高度、灰色の折線は沖縄辺戸岬のライダーによる月平均 MAML 高度を示し、エラーバーは標準偏差を表す。菱形のシンボルは混合層存在率を表す。黒い棒グラフはゾンデの月間観測事例数、灰色の棒グラフはライダーの月間観測事例数を示す。

$H_a$  の日平均値と各気象要素 ( $R_B$ ,  $S_{t_{900}}$ ,  $S_{t_{850}}$ ,  $S_{t_{800}}$ ,  $F_H$ ,  $u^*$ ) の日平均値の相関関係を図 3.3 に示す。ライダー観測は 15 分間隔で行われているため、観測条件に恵まれれば  $H_a$  は 1 日当たり最大 96 回観測される。しかし、実際の取得データ数は雲などの影響で少ないため、1 日当たり 5 回以上  $H_a$  を捉えた日に関してのみ日平均値を求めた。MSM の解析値は 3 時間間隔であるため、各気象要素の日平均値は 1 日当たり最大 8 データ分の平均で求まる。ただし、本研究では  $H_a$  が雲などの影響で観測されなかった時刻の値は除外して、各気象要素の日

平均値を計算した。

$H_a$ や各気象要素の日平均値を計算できた日は2年間の対象期間中で445日間あり、全445事例に対する $H_a$ と $R_B$ の間の相関係数は0.15であった(図3.3(a))。この相関係数に関してt検定を行った結果、両者の間には1%の危険率で有意な正の相関が認められた。さらに、 $H_a$ と $S_{t_{900}}$ 、 $S_{t_{850}}$ 、 $S_{t_{800}}$ 、 $F_H$ の間の相関係数はいずれも0.7以上であり、特に、 $S_{t_{900}}$ と $S_{t_{850}}$ は相関係数0.8以上の高い正の相関を示した(図3.3(b)-(e))。一方、 $H_a$ と $u^*$ の間の相関係数は-0.34であることから(図3.3(f))、両者の間には0.01%の危険率で有意な負の相関が認められた。これらの結果から、 $H_a$ は $R_B$ や $F_H$ 、 $u^*$ 以上に $S_t$ に強く依存しており、海水面からMAML上端付近までの環境場が $H_a$ に最も大きな影響を及ぼしていることが示唆された。MAML内部の環境場は、 $F_H$ による非断熱加熱に強く影響されていると考えられるが、自由大気的最下部を含むMAML上端付近の環境場は、異なる気団の水平移流に伴う温度変化や沈降流に伴う断熱加熱などにも影響される。このため、 $F_H$ 以上に海水面から自由大気的最下部までの環境場が、より $H_a$ と高い正の相関を示すと考えられる。

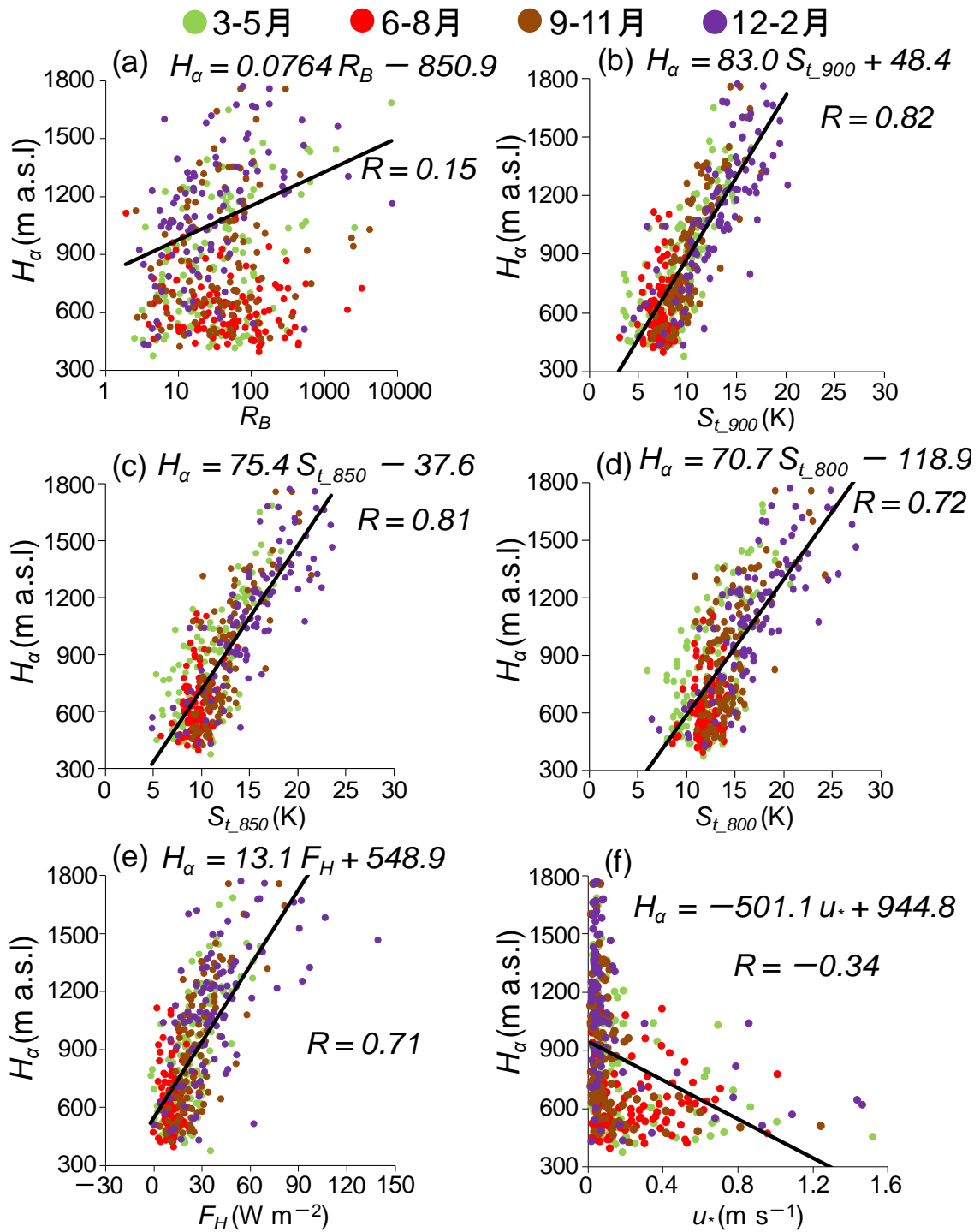


図 3.3 MAML 高度( $H_\alpha$ )の日平均値と各気象要素の日平均値の間の相関関係。(a) 高度 1000hPa-850hPa 面間のバルク・リチャードソン数:  $R_B$ , (b) SST-高度 900hPa 面気温:  $S_{t_{900}}$ , (c) SST-高度 850hPa 面気温:  $S_{t_{850}}$ , (d) SST-高度 800hPa 面気温:  $S_{t_{800}}$ , (e) 海面-高度 975hPa 面間の上向き顕熱フラックス:  $F_H$ , (f) 高度 1000hPa 面-高度 975hPa 面間の摩擦速度:  $u_*$ 。プロットは季節別に色が異なる。黒い実線は回帰直線。 $R$ は相関係数。

次に、海水面から自由大気の最下部までの環境場を示す指標として、 $S_{t,900}$ と $S_{t,850}$ のどちらがより適しているかについて考察する。 $H_a$ が高度 850hPa 面よりも高くなることは 445 事例中 19 事例(4.3%)しかないのに対し、 $H_a$ が高度 900hPa 面よりも高くなることは 445 事例中 148 事例(33.3%)ある。このことから、 $S_{t,900}$ よりも $S_{t,850}$ の方がより確実に海水面から自由大気の下層までの環境場を示すと考えられる。従って、本研究では海水面から自由大気の下層までの環境場を示す指標として $S_{t,850}$ を用いることにした。なお、より高高度の環境場まで考慮できる $S_{t,800}$ も海水面から自由大気の下層までの環境場を見る上で有用に思われるが、実際は $S_{t,900}$ や $S_{t,850}$ に比べて相関係数が 0.1 低い(図 3.3(b)-(d))。この理由は、平均的な MAML 高度が 900 m 程度の東シナ海上においては、 $S_{t,800}$ は MAML 内部の環境場よりも自由大気下層の環境場をより強く反映した指標となるため、 $S_{t,900}$ や $S_{t,850}$ に比べて MAML 高度と関わりが小さくなることを示唆している。

図 3.3(c)で示されるように、 $H_a$ と $S_{t,850}$ の間には $S_{t,850}$ が 1 K 上昇すると $H_a$ は 75.4 m 高くなる関係がある。さらに、季節別に $H_a$ と $S_{t,850}$ の相関関係を分析した結果を表 3.5 と図 3.4 に示す。各季節の相関係数は、春季(3–5 月)が 0.75、夏季(6–8 月)が 0.27、秋季(9–11 月)が 0.77、冬季(12–2 月)が 0.83 であった(表 3.5)。t 検定の結果、夏季を除いて $H_a$ と $S_{t,850}$ の間には 0.00001%の危険率で有意な正の相関があり、夏季も 1%の危険率で有意な正の相関があることが分かった。相関係数の有意性で考えると、夏季は他の季節に比べて $H_a$ と $S_{t,850}$ の相関性が小さいように思えるが、図 3.4 から分かるように他の季節や年間の回帰直線は全て夏季のプロットが集中的に存在している部分( $S_{t,850}$ : 9 K,  $H_a$ : 600 m 程度)を通過している。つまり、夏季は $S_{t,850}$ が 9 K 程度でほとんど変化していないため、 $H_a$ と $S_{t,850}$ の相関性が他の季節と同様であっても、相関係数には表れ

にくいと考えられる。夏季の  $S_{t,850}$  が 9 K 前後で安定している理由として、夏季は太平洋高気圧に覆われる日が多く、他の季節に比べて気団の入れ替わりが少ないことが挙げられる。この  $S_{t,850}$  の変動幅の小ささは、図 3.2 の夏季の MAML 高度の月毎の変動や各月の標準偏差が他の季節に比べて小さいこととも整合する。季節毎の線形回帰式に着目すると、夏季以外の各季節の回帰直線の傾きは、年間の回帰直線の傾き(75.4)に対して±20 以内の差に収まる(表 3.5)。夏季は年間に比べて回帰直線の傾きが 2 分の 1 程度であるが、夏季のプロットは他の季節に比べて集中的に存在しているため、回帰直線の傾きが比較的緩やかなことに関する物理的な意味はあまりないと思われる。

表 3.5  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の年間と各季節の事例数、相関係数、および、回帰直線。

季節	事例数(日)	相関係数	回帰直線
年間	445	0.81 <sup>1)</sup>	$H_a = 75.4S_{t,850} - 37.6$
春季(3-5月)	121	0.75 <sup>1)</sup>	$H_a = 75.5S_{t,850} + 21.2$
夏季(6-8月)	113	0.27 <sup>2)</sup>	$H_a = 36.8S_{t,850} + 282.6$
秋季(9-11月)	112	0.77 <sup>1)</sup>	$H_a = 93.3S_{t,850} - 270.9$
冬季(12-2月)	99	0.83 <sup>1)</sup>	$H_a = 67.5S_{t,850} + 77.3$

1) 危険率 0.00001%で有意。

2) 危険率 1%で有意だが、危険率 0.1%で有意ではない。

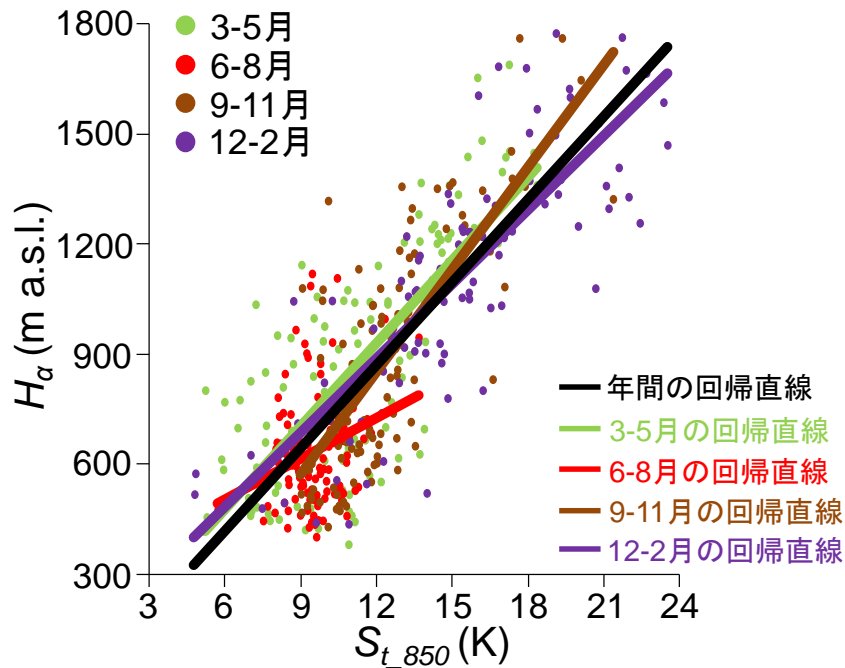


図 3.4  $H_\alpha$  と  $S_{t_{850}}$  の間の年間と各季節の回帰直線。

以上の結果から、図 3.2 で示された夏季に低く冬季に高い東シナ海上の MAML 高度の季節変化の要因を  $S_{t_{850}}$  の季節変化に基づいて考察する。 $SST$  は夏季に高く冬季に低い季節変化しているが、東シナ海では年間通して黒潮が流れ、かつ、水は大気に比べて熱容量が大きいことから、その季節変化幅は 8.5 K 程度と小さい。一方、東シナ海上の高度 850hPa 面の気温は、冬季は大陸からの強い寒気の移流により低下し、夏季は太平洋高気圧の発達に伴う上層からの断熱加熱や南からの暖気移流により上昇するため、その季節変化幅は 16.0 K 程度と大きい。このように、 $SST$  の季節変化幅は高度 850hPa 面の気温の季節変化幅に比べて小さいため、 $S_{t_{850}}$  の季節変化に対しては高度 850hPa 面の気温の季節変化がより支配的となる。すなわち、高度 850hPa 面の気温が高くなる夏季に  $S_{t_{850}}$  は小さくなり、高度 850hPa 面の気温が低くなる冬季に  $S_{t_{850}}$  は大き

くなる。このため、夏季の MAML 高度は低く、冬季の MAML 高度は高いと解釈できる。

なお、 $H_a$  と  $S_{t_{850}}$  の間の相関関係や線形回帰式は、陸から十分に離れたほぼ定常状態の海上大気において成り立つが、陸の影響が入ってくる沿岸域においては MAML 高度の推定式はより複雑になると考えられる。例えば、離岸距離や風速、 $S_{t_{850}}$  などの要素と  $H_a$  の重回帰分析を行った場合に、 $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の単回帰よりも高い相関関係が得られるか解析する必要がある。現時点では観測データに限られるため、このような解析は困難であるが、集中観測を行うなどしてより高精度で一般性の高い関係式を統計的に導出することが今後の課題である。

第 1.1.3 節で紹介した Shinoda *et al.* (2009) では、CReSS モデルによる数値実験の結果から、夏季の MAML 内の鉛直対流には乾燥空気よりも軽い水蒸気が下層に溜まる効果も寄与していることを指摘している。本研究でも MSM 解析値を用いて  $H_a$  と湿潤大気の混合比の関係を解析した結果を図 3.5 に示す。まず、MAML 内と自由大気との混合比の差(水蒸気による浮力)は、 $H_a$  に対して相関係数  $-0.15$  の負の相関を示した(図 3.5(a))。これは MAML の形成に水蒸気と乾燥空気の密度差は寄与していないことを示唆している。さらに、 $H_a$  が低い場合の方が高い場合に比べて高度 975hPa 面(MAML 内)の水蒸気混合比が高いことが確認された(図 3.5(b))。これは、海水面で蒸発した水蒸気は MAML 高度が低いほど鉛直拡散されにくいため、MAML 高度が高い場合に比べて低い場合の方が MAML 内の水蒸気混合比が高くなることを意味している。

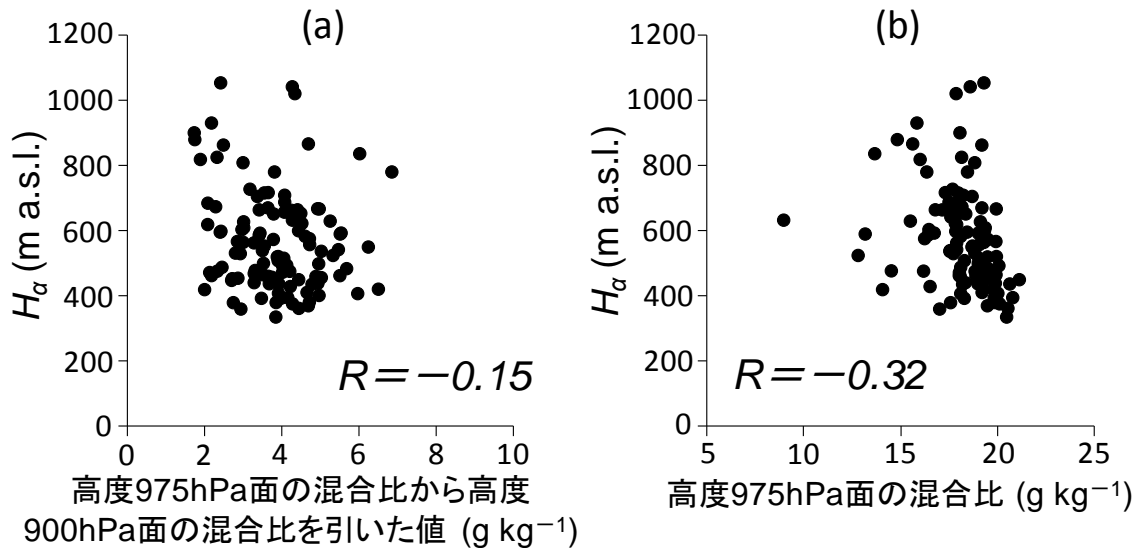


図 3.5 夏季(6・8 月)の  $H_\alpha$  と湿潤大気 の 混合 比 の 関 係 。 (a) 自由 大 気 と MAML 内 の 混 合 比 の 差 と  $H_\alpha$  の 関 係 ， (b) MAML 内 の 混 合 比 と  $H_\alpha$  の 関 係 。  $R$  は 相 関 係 数 。

### 3. 3. 1. 2. 既往研究との比較

第 3.3.1.1 項で示された東シナ海上の MAML 高度と  $S_{t_{850}}$  との線形関係を、他海域における既往研究と比較した結果を図 3.6 に示す。この図の他海域における結果は全てゾンデを用いた観測結果に基づくもので、黒塗り印は MAML 高度の定義が本研究と同様であるのに対して、白ヌキ印は MAML 高度の定義が本研究と異なる。

本研究のゾンデによる MAML の定義( $\Delta \theta / \Delta z \geq 6 \text{ K km}^{-1}$  となる最低高度)を用いて MAML 高度を算出した結果(図 3.6 の黒塗り印)によると、MAML 高度と  $S_{t_{850}}$  の間の線形関係(回帰係数は 88.9、相関係数は 0.98)は本研究が示した MAML 高度と  $S_{t_{850}}$  の間の線形関係( $H_\alpha = 75.4 \times S_{t_{850}} - 37.6$ )を支持した。しかし、どの海域でも本研究が示した線形関係に比べて MAML 高度を高く評価した。この理由は、各先行研究が観測期間中に実施した全てのゾンデ観測による温位



の鉛直プロファイルを 10hPa 毎の各高度で平均して、各期間の平均的な温位の鉛直プロファイルを計算し、これに対して本研究のゾンデによる MAML の定義を用いて MAML 高度を算出したことが挙げられる。第 2.3 節で議論したように、個々のゾンデ観測では MAML 上端付近で急激に温位が増加するため、遷移層の厚さの分だけ MAML 高度がばらつくが、平均をとればライダーによる MAML 高度と近い値となる。これに対して個々のゾンデ観測による温位の観測結果を高度毎に平均して作成した温位の鉛直プロファイルは、平均操作により MAML 上端付近の急激な温位の増加が緩やかになり、遷移層の上端付近まで達しなければ温位の鉛直勾配が  $6 \text{ K km}^{-1}$  とならない可能性がある。

一方、本研究と異なる定義を用いて MAML 高度を見積もった既往研究(図 3.6 の白ヌキ印)は、本研究が示した MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の線形関係とよく整合した。各先行研究において MAML 高度の定義として使用されている物理量は温位か相当温位であり本研究と類似しているが、各物理量の鉛直勾配から MAML 高度を評価する際の閾値は、 $1 \text{ K km}^{-1}$  や  $3 \text{ K km}^{-1}$  とどの研究も本研究に比べ緩やかである。このため、各先行研究は本研究に比べて MAML 高度を低く見積もっていると考えらる。以上のことから、本研究が沖縄辺戸岬における通年観測結果を基に統計的に導出した MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の線形回帰式は、東シナ海以外の海域でも適用できるようなある程度の一般性をもつと考えられる。

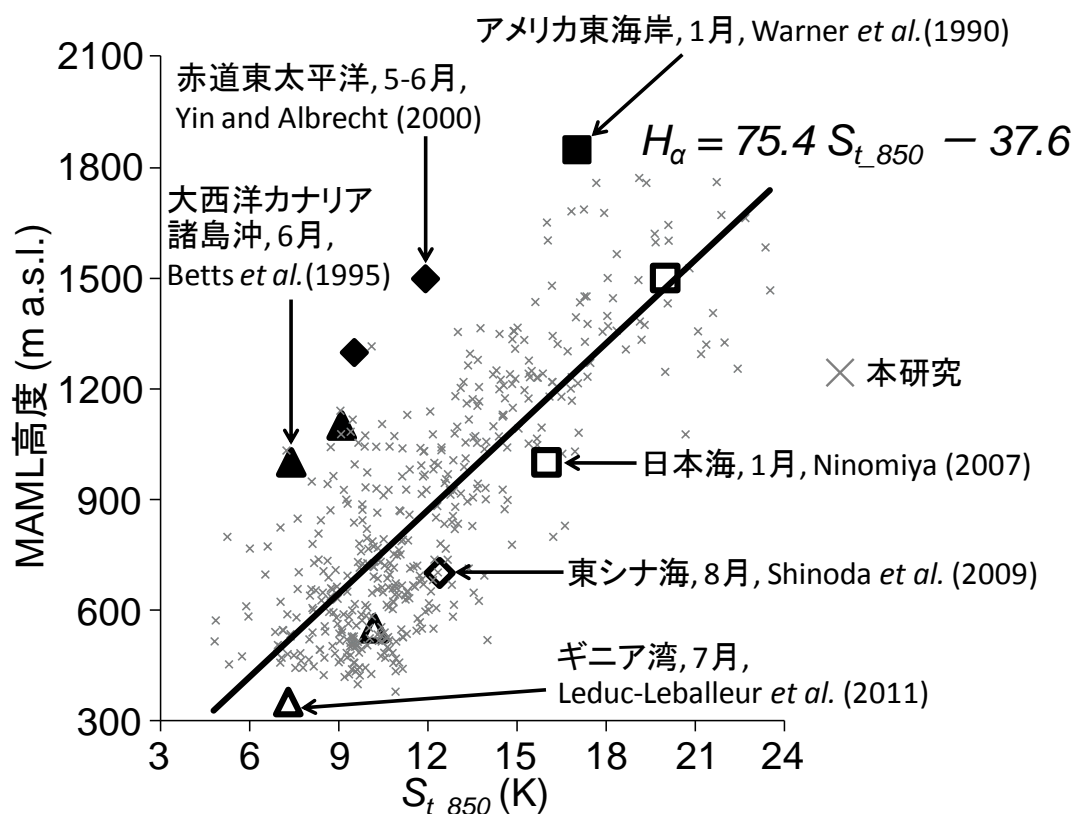


図 3.6 MAML 高度と  $S_{t_{850}}$  の関係に関する本研究と他海域における既往研究の比較。実線は回帰直線。■は Warner *et al.* (1990)。▲は Betts *et al.* (1995)。◆は Yin and Albrecht (2000)。□は Ninomiya (2007)。◇は Shinoda *et al.* (2009)。△は Leduc-Leballeur *et al.* (2011)。黒塗り印は本研究のゾンデによる MAML 高度の定義と同様に  $\Delta\theta/\Delta z$  が  $6 \text{ K km}^{-1}$  以上となる最低高度として計算された値。白ヌキ印は各既往研究が定めた MAML 高度の定義から計算された MAML 高度で、Ninomiya (2007) は相当温位勾配が鉛直一様でなくなる最低高度、Shinoda *et al.* (2009) は  $\Delta\theta/\Delta z$  が  $1 \text{ K km}^{-1}$  以上となる最低高度、Leduc-Leballeur *et al.* (2011) は  $\Delta\theta/\Delta z$  が  $3 \text{ K km}^{-1}$  以上となる最低高度。

### 3. 3. 1. 3. 気象モデルとの比較

沖縄辺戸岬上空における MAML 高度の季節変化に関してライダーの観測結果と RAMS の計算結果を比較したグラフを図 3.7 に示す。RAMS が出力する MAML 高度は第 3.2.2 節に記載した通り乱流運動エネルギーに基づくものであることから、本研究のゾンデによる MAML の定義(温位の鉛直勾配( $\Delta \theta / \Delta z$ )が  $6 \text{ K km}^{-1}$  以上となる最低高度)を適用して MAML 高度を診断的に計算した結果も図 3.7 に示す。これによると、RAMS により定義される MAML 高度は、どちらの定義でも夏季に低く冬季に高い季節変化を再現しているが、乱流運動エネルギーから定義される MAML 高度は約 370 m(約 1 格子分)の過大評価で、温位勾配から定義される MAML 高度は約 470 m(約 2 格子分)の過小評価だった。このように、RAMS で計算される MAML 高度はライダーによる観測結果と大きく異なるが、モデルの鉛直解像度を高めればある程度改善されると考えられる。なお、RAMS の乱流運動エネルギーから定義される MAML 高度は、2008 年 11 月や 2009 年 1 月のように、ライダーの観測結果に比べて 600 m 以上の過大評価をすることがある。この一因としても、表 3.4 で示したように上空ほどモデルの鉛直分解能が粗くなるため、MAML 高度が高いほど過大評価の傾向がより大きくなることが考えられる。ただし、MAML の定義に乱流運動エネルギーを用いた場合と温位勾配を用いた場合の MAML 高度の違いに関しては、鉛直分解能の粗さだけでなく、何か別の原因も影響していると推測される。

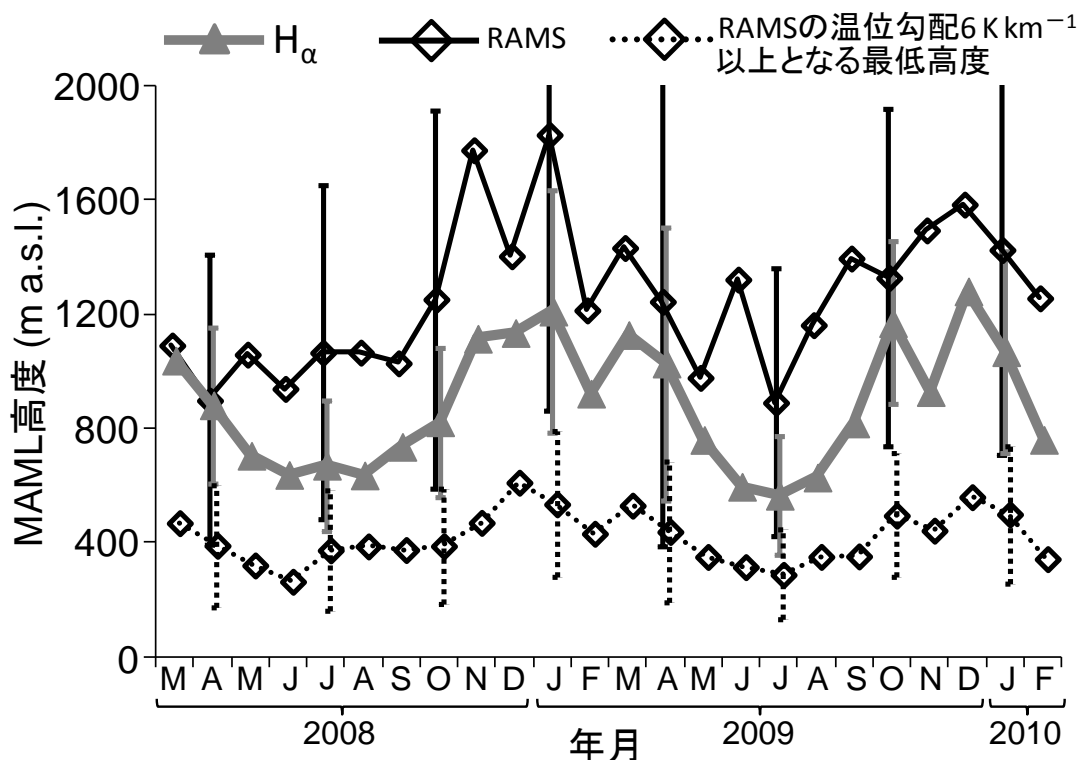


図 3.7 沖縄辺戸岬における月平均 MAML 高度の季節変化に関するライダーと気象モデル(RAMS)の比較。エラーバーは標準偏差を表す。

### 3. 3. 2. 日変化

辺戸岬のライダーが捉えた各季節の MAML 高度の日変化を図 3.8 に示す。これによると、春季と秋季は日変化が不明瞭であるが、冬季は昼間に比べて夜間の方が最大 205 m 高く、夏季は昼間に比べて夜間の方が最大 174 m 低い日変化をしている。各季節の MAML 高度の平均値に対する変化割合は、冬季が 19% で夏季が 28%であった。

夏季の MAML 高度の日変化の特徴は、Johnson *et al.* (2001)が 1992 年 11 月から 1993 年 2 月までの赤道西太平洋における 6 時間間隔のゾンデ観測結果に基づいて示した結果と類似している。Johnson *et al.* (2001)によると、4:00(LST) に比べ 16:00(LST)の方が MAML 高度が約 75 m 高くなる原因として、気温の

日変化はほとんどないのに対し  $SST$  が夜間よりも昼間に 2–3 K 高くなる日周期をもつことを指摘している。仮に同様の現象が夏季の東シナ海においても起きているとすると、夏季の MAML 高度の日変化は  $SST$  が昼間に高くなることで  $S_t$  も昼間に高くなり、 $S_{t,850}$  が夜間に小さく昼間に大きくなる日変化をしていることが考えられる。夏季の MAML の日変化の幅は約 174 m であることから(図 3.8)、第 3.3.1.2 項で議論した MAML 高度と  $S_{t,850}$  との線形関係から判断して、 $S_{t,850}$  が夜間よりも昼間に 2.3 K 程度高いと思われる。なお、Johnson *et al.* (2001) が示した MAML 高度の日変化幅(75 m) に比べて、本研究による日変化幅(174 m) が大きい理由は、Johnson *et al.* (2001) が 6 時間毎(1 日 4 回)のゾンデ観測であるのに対して、本研究は 15 分毎(1 日 96 回)のライダー観測であることが考えられる。

一方、冬季の MAML 高度の日変化の特徴は、Betts *et al.* (1995) が 1992 年 6 月に大西洋のカナリア諸島沖における 3 時間間隔のゾンデ観測結果に基づいて示した結果と類似している。Betts *et al.* (1995) は、MAML 高度が明け方に最も高く夕方に最も低くなる日変化をしていることを示した。この理由として、昼間に発生した雲は太陽放射を吸収して雲のある層(MAML 上端付近)を加熱して MAML を安定化させるのに対し、夜間に発生した雲は放射冷却により雲のある層を冷却して MAML を不安定化させることが指摘されている。しかし、本研究では雲がない時を対象に解析を行っていることから、雲の影響はほとんどないと考えられる。このように現時点では、冬季に MAML 高度が日変化する要因は不明であり、その妥当性の評価とメカニズムの解明が今後の課題である。

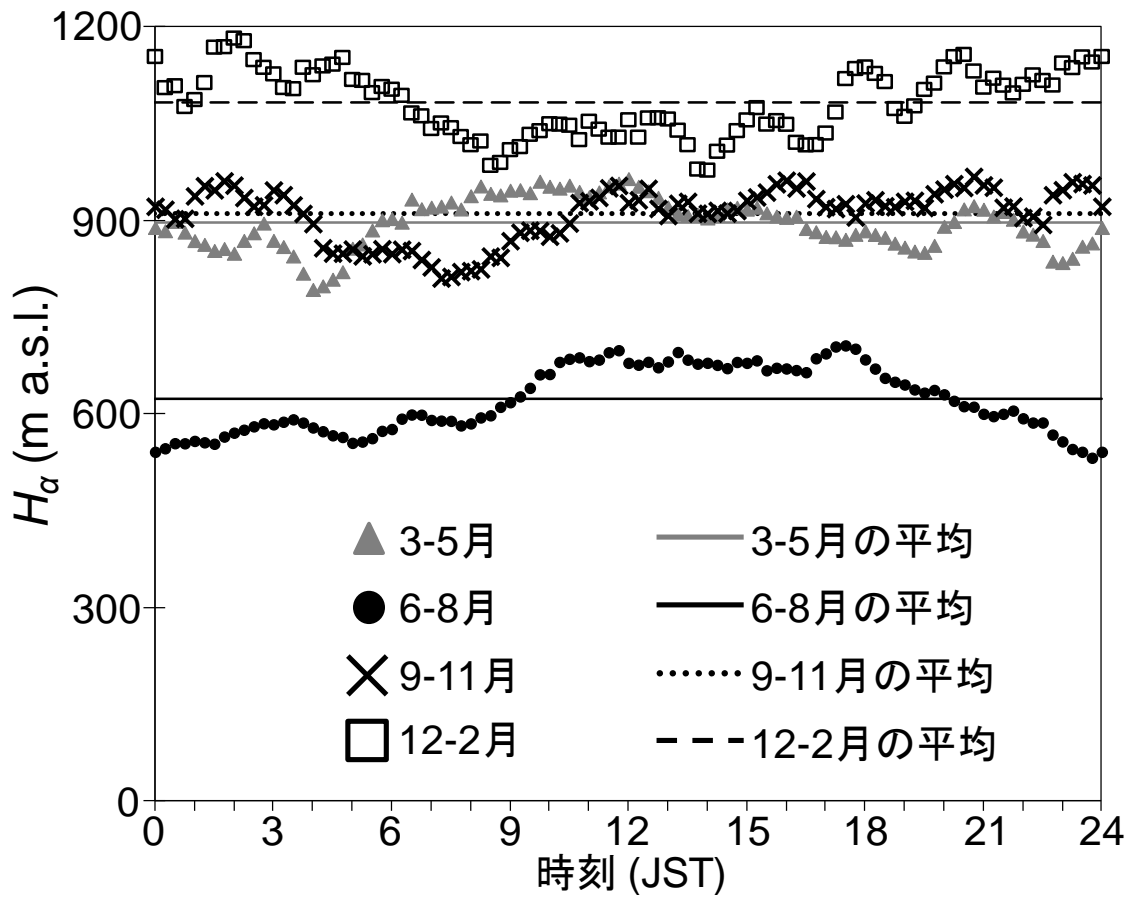


図 3.8 沖縄辺戸岬のライダーによる季節別の MAML 高度の日変化。

### 3. 4. まとめ

東シナ海上の MAML は年間通して 80%以上の確率で存在しており、MAML 高度は夏季に低く(約 600 m)冬季に高い(約 1100 m)季節変化をしていることが明らかとなった。MAML 高度と関わりの深い因子として、海水面から大気への顕熱フラックス、大気と海水面の摩擦、海水面から自由大気の下下部までの環境場、MAML 内と自由大気の間での水平風の鉛直シアーなどが考えられ、 $SST$ や MSM の解析値から  $F_H$ ,  $u^*$ 、高度 1000hPa 面-850hPa 面間の  $R_B$ ,  $S_{t_{900}}$ ,  $S_{t_{850}}$ ,  $S_{t_{800}}$  を計算して  $H_a$  との相関係数を比較した。この結果、どの気象要素も  $H_a$  と有意な相関関係が認められたが、特に、 $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の間には相関係数 0.81 と他の気象要素に比べてより高い正の相関があることが明らかとなった。このことから、海水面から自由大気の下下部までの環境場が、MAML 高度の支配因子として最も影響が大きいことが示唆された。 $SST$  の季節変化幅よりも高度 850hPa 面気温の季節変化幅の方が大きいため、東シナ海における MAML 高度の季節変化は  $SST$  よりも高度 850hPa 面気温の季節変化により強く依存する。すなわち、夏季は高度 850hPa 面気温が高いために  $S_{t_{850}}$  が小さくなり MAML 高度は低くなるのに対し、冬季は高度 850hPa 面気温が低いために  $S_{t_{850}}$  が大きくなり MAML 高度は高くなる。

$S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の間の線形回帰式から、 $S_{t_{850}}$  が 1 K 上昇すると  $H_a$  が 75.4 m 高くなることが分かった。季節別の  $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の間の相関関係と線形関係は、夏季を除いて相関係数が 0.75 以上、かつ、回帰係数が年間の値(75.4)に対して ±20 以内の値であり、夏季以外の季節は  $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の関係に大差はなかった。なお、夏季は  $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の間の相関係数や回帰係数が他の季節に比べて小さかったが、夏季以外の各季節の  $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の間の線形回帰式は、夏季の平均的な  $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  に対しても成り立つ。つまり、夏季だけ  $S_{t_{850}}$  と  $H_a$  の間の相関関係

や線形関係が成り立たないわけではなく、夏季は他の季節に比べて  $S_{t,850}$  や  $H_a$  の変動が小さいために相関関係が不明瞭なだけである。様々な海域において行われた先行研究の結果に関しても、MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の線形関係を解析して本研究と比較した。この結果、本研究が示した MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の線形関係は他海域においても成り立ち、東シナ海以外の海域でも適用できるようなある程度の一般性をもつことが明らかとなった。

沖縄辺戸岬のライダーが捉えた MAML 高度と、地域気象モデル RAMS により計算された乱流運動エネルギーから定義される MAML 高度、および、RAMS の計算した温位の鉛直勾配から診断的に計算した MAML 高度を比較した。この結果、RAMS が計算した MAML 高度は、どちらの定義でも夏季に低く冬季に高い季節変化を再現した。しかし、ライダーが捉えた MAML 高度に比べて乱流運動エネルギーから定義される MAML 高度は約 370 m の過大評価で、温位勾配から診断的に計算した MAML 高度は約 470 m の過小評価だった。ライダーと RAMS でこのような差が生じる原因として、RAMS の鉛直分解能の粗さが考えられ、今後はモデルの解像度を高めて計算を行い、ライダーと比較する必要がある。

季節毎の MAML 高度の日変化について、辺戸岬のライダーデータを解析した結果、春季と秋季は日周期が不明瞭であるが、冬季は昼間に比べて夜間の方が 205 m 高く、夏季は昼間に比べて夜間の方が 174 m 低い日変化を示した。先行研究の結果を参考にすると、夏季は  $SST$  の日変化が MAML 高度の日変化を生じさせている可能性がある。すなわち、夏季は夜間に比べ昼間に  $SST$  が高くなるため、 $S_{t,850}$  が夜間よりも昼間に大きくなり、MAML 高度も夜間より昼間に高くなると考えられる。一方、冬季の日変化の原因は不明であり、今後の課題である。



## 第4章 海上混合層高度の水平分布

### 4. 1. はじめに

海上は陸上に比べて観測データが非常に少ない反面、地形的な複雑さはないため、MAML 高度の水平分布は陸上の混合層高度の水平分布に比べて一様であることが予想される。Leduc-Leballeur *et al.* (2011)は、ギニア湾における船舶からのゾンデ観測結果とヨーロッパ中期予報センターの再解析データによる温位の鉛直勾配から、7月のギニア湾における MAML 高度の水平分布を推定した。この結果、冷水塊と暖水塊がぶつかる *SST* の勾配が大きな海域(水平 300 km で *SST* が 3 K 程度変化)において、*SST* の低い海域に比べて *SST* の高い海域の方が MAML 高度が 150 m 程度高いことを示した。このように、地形的に一様な海上においても、MAML 高度は気候的な条件により水平数百 km の範囲内で数十 m から数百 m 程度の水平分布をもつ。東シナ海においても、第 1.1.3 節で述べたように、冬季に限れば AMTEX など航空機や船舶を用いた大規模な観測が行われ、寒気吹き出し時には MAML 高度が済州島から南西諸島にかけて徐々に高くなることが示されている(Agee and Lomax, 1978)。しかしながら、東シナ海における全季節の MAML 高度の水平分布は明らかになっておらず、唯一報告がなされている冬季でさえも事例解析により示された結果のみのため、気候学的な値としての MAML 高度の水平分布は明らかになっていない。

本研究では、沖縄辺戸岬と福江島におけるミー散乱ライダーを用いた通年観測結果を比較して、東シナ海の南北で MAML 高度の季節変化にどのような違いがあるのかを考察した。さらに、季節毎に平均した *SST* と高度 850hPa 面気温の水平分布から  $S_{L,850}$  の水平分布を算出し、第 3 章で明らかになった季節別の MAML 高度と  $S_{L,850}$  の間の線形関係に基づいて、MAML 高度の水平分布を推定

し、その特徴に関して考察した。

## 4. 2. 使用データと方法

東シナ海における MAML 高度の地域差を解析するため、沖縄辺戸岬(第 2.2.2 節を参照)と東シナ海北部の福江島(東経 128.682°、北緯 32.752°、標高 82 m) に設置されたミー散乱ライダーで測定された波長 532 nm のレーザーによる球形粒子消散係数のデータを使用した(図 4.1)。福江島の観測サイトは島の北西部の半島に位置しているため、時計回りに南西から東北東までの方位を海側と定義し、地上から高度 850hPa 面までの高度で海側から 1 m s<sup>-1</sup> 以上の風が吹いている事例のみを解析対象とした。沖縄辺戸岬での解析対象事例は第 2.2.3 節と同様で、MAML 高度の推定方法も第 2.2.3 節に記述した方法と同様である。

MAML 高度の水平分布を推定するために、第 3.3.1.1 項で示した季節別の MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の回帰直線(表 3.5)を使用した。 $S_{t,850}$  は *SST* から高度 850hPa 面の気温を引いた値で定義されるので、MAML 高度の空間分布を推定するためには *SST* と高度 850hPa 面の気温の空間分布が必要となる。*SST* の空間分布は、熱帯降雨観測衛星(TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission)搭載のセンサーである可視赤外観測装置(VIRS: Visible Infrared Scanner)により観測されている。TRMM は軌道高度が 402.5 km であり、1 日に地球を 16 周する。太陽非同期で軌道傾斜角が約 35 度の円軌道であるため、東シナ海は観測範囲の北端に近い。VIRS の観測波長は 0.64、1.6、3.75、10.8、12  $\mu$ m で、観測幅は 720 km である。本研究で用いた *SST* のデータセットは、米国航空宇宙局ゴダード宇宙飛行センターより配布の TRMM/VIRS レベル 1(1B01)標準プロダクトから計算され、宇宙航空研究開発機構地球観測センターが水平分解能 0.125°、時間分解能 1 日のデータ(下記 URL)として提供しているものである。

[ftp://hokusai.eorc.jaxa.jp/pub/TRMM/TRMM\\_nrt/VRS\\_nrt/sst/](ftp://hokusai.eorc.jaxa.jp/pub/TRMM/TRMM_nrt/VRS_nrt/sst/)

このデータは雲があると欠測になるため、本研究では1日毎の *SST* を格子毎に季節平均することにより各季節の *SST* 平均値の水平分布を作成した。なお、本研究の対象期間は2008年3月から2010年2月までの2年間であるため、季節平均値は6ヶ月分のデータを平均することにより作成した。

850hPa 面気温の空間分布に関しては第3.2節で述べたMSMの解析値を使用した。これは経度方向に  $0.125^\circ$ 、緯度方向に  $0.1^\circ$  の水平分解能で3時間間隔のデータとして提供されている。MSMの解析値による高度850 hPa 面気温も *SST* データと同様に格子毎に季節平均することにより、各季節の高度850 hPa 面気温の平均値を作成した。これらの各季節の *SST* と高度850 hPa 面気温の空間分布を基に  $S_{L850}$  の空間分布を推定し、各季節のMAML高度と  $S_{L850}$  の間の線形回帰式(表3.5)に代入することでMAML高度の空間分布を水平分解能  $0.125^\circ$  格子で推定した。このような方法で推定されたMAML高度の水平分布の妥当性に関して、第4.3.2節において沖縄辺戸岬と福江島のライダー、および、南大東島のゾンデにより観測されたMAML高度の月平均値と各月の推定値を比較することによって検証した。

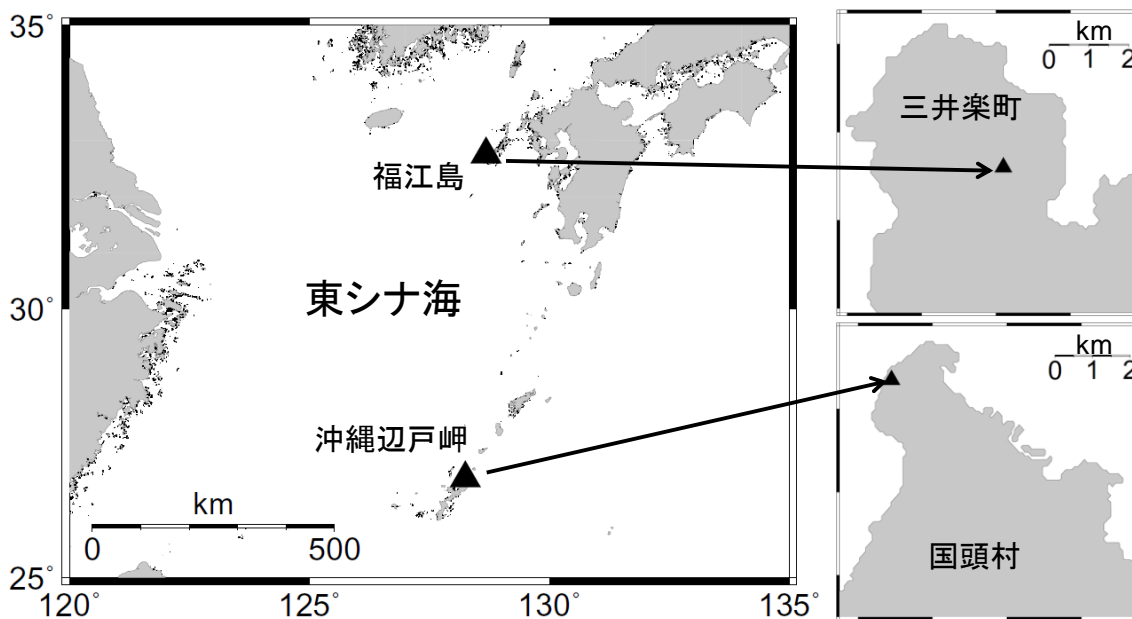


図 4.1 福江島と沖縄辺戸岬のライダー観測地点。灰色は陸地を示す。

#### 4. 3. 結果と考察

##### 4. 3. 1. 沖縄辺戸岬と福江島の比較

沖縄辺戸岬と福江島におけるライダーを用いて、MAML 高度を推定し比較した結果を図 4.2 に示す。図 4.2(a)によると、風向や雲の有無により辺戸岬と福江島で観測事例数が 2 倍以上異なる月もあるが、対象期間全体としては辺戸岬と福江島の事例数は同程度であり、地域差や季節変化の特徴を議論する上で大きな問題はない。福江島と辺戸岬の各季節の  $H_a$  を比較すると、福江島は辺戸岬に比べて、春季は 152 m、夏季は 75 m、それぞれ低い傾向を示したが、逆に、秋季は 51 m、冬季は 35 m、それぞれ高い傾向を示した(図 4.2(b))。このように、辺戸岬と福江島で  $H_a$  は同様な変化を示したが、福江島では  $H_a$  の低い夏季により低く、 $H_a$  の高い冬季により高い傾向があり、季節変化幅は辺戸岬よりも福江島の方が 100 m 程度大きい。この  $H_a$  の季節変化幅が辺戸岬よりも福江島でより大きいことは、図 4.2(c)に示した  $S_{t,850}$  の季節変化幅が辺戸岬よりも福江島でより大きいことと

整合する。

$S_{t,850}$  の季節変化幅が辺戸岬よりも福江島でより大きい理由を考察するため、 $SST$ と高度 850hPa 面気温の季節変化幅に関して、辺戸岬と福江島で比較する。まず、 $SST$ の季節変化幅は、辺戸岬が 8.5 K であるのに対して福江島が 14.0 K である。次に、高度 850hPa 面気温の季節変化幅は、辺戸岬が 16.0 K であるのに対して福江島が 23.5 K である。よって、 $SST$ と高度 850hPa 面気温の両方とも、季節変化幅は辺戸岬よりも福江島の方が大きい(図 4.2(c))。もし、 $SST$ と高度 850hPa 面気温の季節変化の周期が完全に一致していれば、辺戸岬と福江島における  $S_{t,850}$ の季節変化幅の違いは、高度 850hPa 面気温の季節変化幅の地域差(23.5−16.0 で 7.5 K)から  $SST$ の季節変化幅の地域差(14.0−8.5 で 5.5 K)を引いた値で 2.0 K となるはずである。しかし、実際は辺戸岬における  $S_{t,850}$ の季節変化幅が 10.0 K で、福江島における  $S_{t,850}$ の季節変化幅が 15.0 K と、両者の違いは 5.0 K である(図 4.2(c))。この理由として、 $SST$ に比べて高度 850hPa 面気温の方が約 1 ヶ月先行して変化していることが挙げられる。極端な例として、 $SST$ と高度 850hPa 面気温の季節変化幅が共に 10 K で同位相の変化をしている場合、 $S_{t,850}$ の季節変化幅は 0 K となるが、これらが逆位相の変化をしている場合、 $S_{t,850}$ の季節変化幅は 20 K となる。このように、 $SST$ と高度 850hPa 面気温の季節変化の周期がずれていることで、 $S_{t,850}$ の季節変化幅が大きくなる。このため、辺戸岬よりも  $S_{t,850}$ の季節変化幅が大きい福江島においては、辺戸岬よりも  $SST$ と高度 850hPa 面気温の位相のずれに伴う  $S_{t,850}$ の季節変化幅の増分が大きく、結果として  $S_{t,850}$ の季節変化幅に関する辺戸岬と福江島の地域差は拡大する。

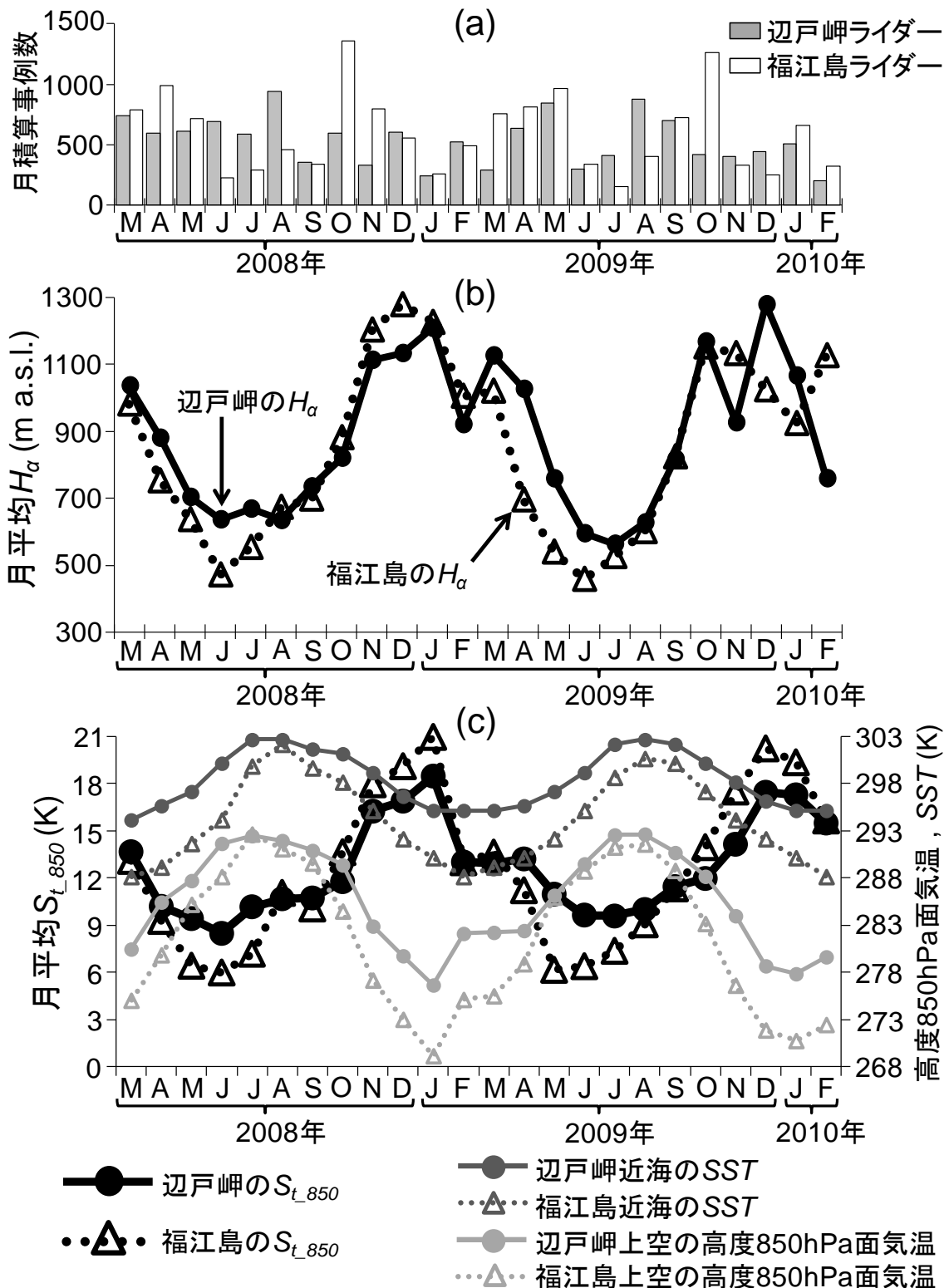


図 4.2 沖縄辺戸岬と福江島のミー散乱ライダーによる観測結果の比較。(a)月積算観測事例数，(b)月平均  $H_\alpha$  の季節変化，(c)月平均  $S_{t_850}$  (黒)、 $SST$  (濃い灰色)、高度 850hPa 面気温(薄い灰色)の季節変化。

福江島においても  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関関係を解析し、辺戸岬の結果と比較した結果を図 4.3 に示す。これによると、辺戸岬に比べて福江島の方がばらつきが大きいですが、辺戸岬と同様に福江島においても  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間に相関係数 0.77 の高い正の相関が認められた。これは、 $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関関係が辺戸岬だけでなく福江島においても成り立つことを示唆している。また、辺戸岬における  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の回帰直線の傾きが 75.4 であるのに対して、福江島における回帰直線の傾きは 58.8 とやや緩やかであった。しかし、この両者の回帰直線の傾きの違いは、必ずしも  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の線形関係に関する辺戸岬と福江島の地域差を示しているとは限らない。なぜなら、福江島では冬季や春季に回帰直線から大きく外れたプロットがいくつか存在し(図 4.3(b))、これは何らかのノイズを捉えている可能性があるためである。このノイズとしては、福江島におけるライダーの設置地点がやや内陸に入っているため、陸面の影響を受けやすいことなどが考えられる。表 3.5 では、辺戸岬における夏季の  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の相関係数(0.27)は危険率 0.1%で有意ではないことを示したが、福江島における夏季の  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関係数(0.60)は、t 検定の結果、危険率 0.00001%で有意であることが明らかとなった(図 4.3)。このことは、第 3.3.1.1 項で議論した夏季の  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関関係に関して、夏季も他の季節と同様にこの両者の相関関係が成り立つことを裏付けている。

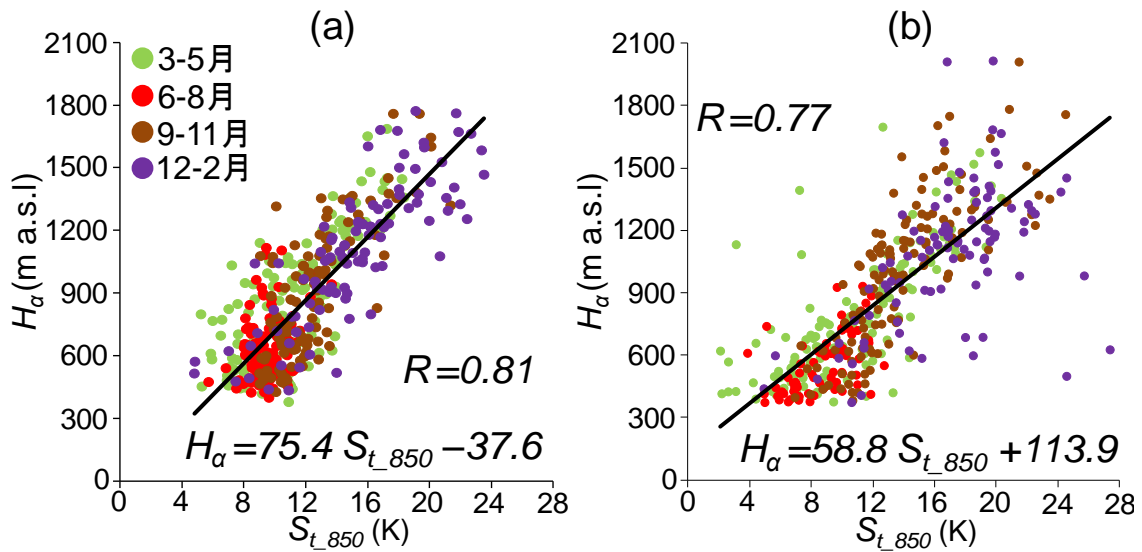


図 4.3 沖縄辺戸岬と福江島における  $H_\alpha$  と  $S_{t_{850}}$  の相関関係。(a)沖縄辺戸岬 , (b) 福江島。黒い実線は回帰直線を示す。 $R$ は相関係数。

#### 4. 3. 2. 海上混合層高度の推定値の検証

第 4.2 節で示した  $SST$  の空間分布と高度 850hPa 面気温の空間分布、および、MAML 高度と  $S_{t_{850}}$  の間の線形回帰式を用いた方法によって、月平均 MAML 高度の空間分布を推定し、辺戸岬と福江島のライダー、および、南大東島のゾンデによる月平均 MAML 高度の観測値と比較した散布図を図 4.4 に示す。これによると、沖縄辺戸岬、南大東島、福江島の全地点で相関係数 0.88–0.92 の高い正の相関を示す。推定値から観測値を引いた値の平均値(平均偏差)は、辺戸岬で  $-56.3$  m、南大東島で  $-52.9$  m、福江島で  $50.0$  m であり、どの地点も  $\pm 50$  m の精度で整合した。一方、推定値は辺戸岬において 2009 年 10 月に 441 m の過小評価、福江島において 2010 年 2 月に 501 m の過大評価をするなど、十分なデータ数を確保できない月には観測値と差が大きいことが明らかとなった。そ



ここで、本研究では 2008 年 3 月から 2010 年 2 月までの 2 年間を対象としているので、季節毎にそれぞれ 6 ヶ月分のデータを平均して季節平均値を計算した。福江島における季節別の平均偏差は、春が 80.1 m、夏が 32.5 m、秋が -90.4 m、冬が 115.3 m であり、季節平均値としての MAML 高度の推定値は、±100 m 程度の誤差範囲で観測値と整合する。なお、辺戸岬、南大東島、福江島の位置関係から、MAML 高度の推定値は南北方向の変化に対してはある程度信頼できるといえるが、東西方向の変化については現時点では推定値を検証できず不確実性が高い。今後、CALIPSO(Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)衛星搭載のライダーデータ(Winker *et al.*, 2003)を解析するなどして推定値の検証を行う必要がある。

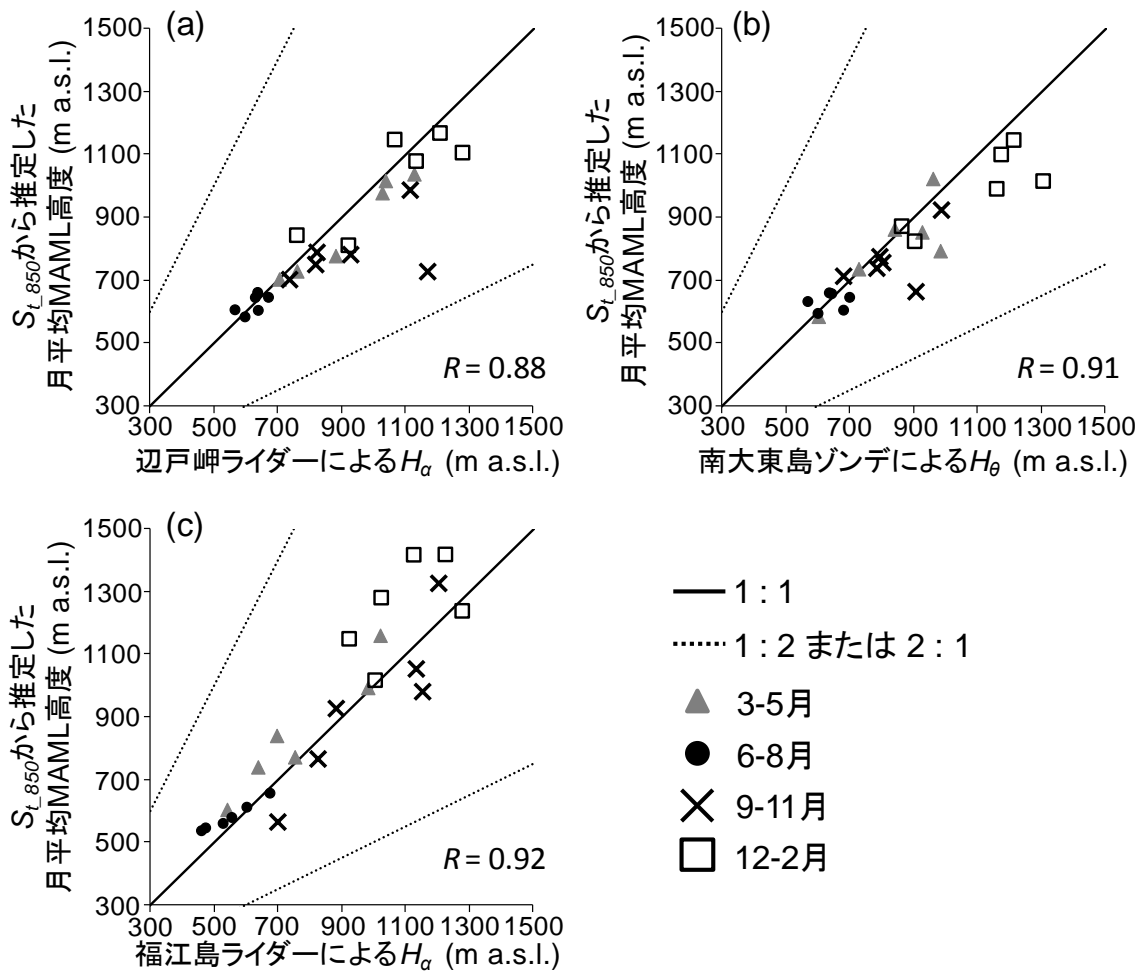


図 4.4  $H_\alpha$  と  $S_{L850}$  の間の回帰直線から推定される月平均 MAML 高度と、沖縄辺戸岬と福江島のライダー、および、南大東島のゾンデにより観測された月平均 MAML 高度の比較。(a) 沖縄辺戸岬、(b) 南大東島、(c) 福江島。実線は 1 対 1。点線は 1 対 2 または 2 対 1。 $R$  は相関係数。

### 4. 3. 3. 各季節の海上混合層高度の水平分布

第 4.2 節で示した  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の線形回帰式を用いた方法により推定された東シナ海における各季節の平均 MAML 高度の空間分布、および、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の水平分布を図 4.5 に示す。まず、春季の MAML 高度の水平分布に関して着目すると、MAML 高度は東シナ海西部で 600 m 程度であるのに対し、東部で 900 m 程度であることが分かる(図 4.5(a))。特に、南西諸島北側の黒潮流域において MAML 高度は最も高く 1000 m 程度である。このような春季の東シナ海における水平分布は、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の水平分布から特徴づけられる。春季の MAML 高度の水平分布を推定する線形回帰式(表 3.5)から、MAML 高度の正の勾配は、 $SST$  の正の勾配と高度 850hPa 面気温の負の勾配を合成して得られる  $S_{t,850}$  の正の勾配に 75.5 をかけたものとなる。 $SST$  は黒潮流域である南西諸島北側で最も高く東シナ海北西部で最も低いため、全体的に  $SST$  の正の勾配は南東を向いている(図 4.5(e))。これに対して、高度 850hPa 面気温は緯度線にほぼ平行に分布しているため、全体的に高度 850hPa 面気温の負の勾配は北を向いている(図 4.5(e))。このため、仮に  $SST$  と高度 850hPa 面気温の勾配の大きさが等しい場合、全体的な MAML 高度の正の勾配は、 $SST$  の正の勾配(南東)と高度 850hPa 面気温の負の勾配(北)の合成で東北東を向くと考えることができる。ただし、実際には勾配の大きさで重み付けされ、勾配の方向も場所により異なるため、図 4.5(a)には MAML 高度の正の勾配が東北東を向かない領域も存在する。

夏季に着目すると MAML 高度の水平分布は東シナ海全体で 600 m 程度でほぼ一様であるが、僅かながら北西部で低い(図 4.5(b))。このような水平分布の要因としては、図 3.4 の夏季の回帰直線の傾きが緩やかなことに加え、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の勾配が他の季節に比べて緩やかであることが挙げられる(図

#### 4.5(f)。

秋季の MAML 高度の水平分布は、東シナ海の南西部から北東部へ行くに従って緩やかに MAML 高度が高くなる傾向を示す(図 4.5(c))。秋季は  $SST$  の正の勾配が南東方向を向いているのに対して、高度 850hPa 面気温の負の勾配が北北西を向いていてほぼ反対方向であることが大きな特徴といえる。また、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の勾配の大きさもほぼ同程度であるため、 $SST$  の正の勾配と高度 850hPa 面気温の負の勾配を合成すると相殺され、東シナ海全体として  $S_{t_{850}}$  の勾配は非常に緩やかになる。結果として、秋季は  $SST$  と高度 850hPa 面気温の両方がある程度の勾配を持つにも関わらず、MAML 高度の水平分布は夏季と同様にほぼ一様となっている。

最後に冬季の MAML 高度の水平分布に着目すると、春季と同様に東シナ海西部で低く東部と南西諸島北側で高い傾向がある(図 4.5(d))。冬季の高度 850hPa 面気温の負の勾配は北、 $SST$  の正の勾配は南東を向いており、勾配の大きさが同程度であれば  $S_{t_{850}}$  の勾配は東北東を向き春季と同じになる。しかし、冬季は  $SST$  と高度 850hPa 面気温の南北傾度が最大となる季節で、特に、高度 850hPa 面気温の勾配が他の季節に比べて急である(図 4.5(h))。このため高度 850hPa 面気温の勾配の大きさは  $SST$  の勾配の大きさに比べてより大きく、 $S_{t_{850}}$  の勾配は北東を向く。このために MAML 高度の空間分布としては東シナ海北東部において最も MAML 高度が高くなる。

東シナ海における MAML 高度の水平分布に関して、各季節の空間平均値に対する割合として季節毎の比較を行った場合は、春季が最も MAML 高度の空間的な非一様性が大きい(図 4.5(a)-(d))。春季の MAML 高度は、黒潮流域において空間平均値に対して 20%程度高いのに対し、東シナ海北西部において空間平均値に対して 20%以上低い(図 4.5(a))。この春季の空間的な非一様性は他の季節と比

較してとても大きい。逆に、夏季は大部分の海域の MAML 高度が空間平均値に対して±10%以内で MAML 高度は空間的にほぼ一様である(図 4.5(b))。

以上のように、春季と冬季の東シナ海における MAML 高度は、西部の方が東部に比べて低い特徴が示され、特に、空間平均値に対する割合で考えると空間的な非一様性は春季に最大であることが示された。ただし、第 4.3.2 節で議論したように東西方向の変化に関しては不確実性が大きい。今後、CALIPSO 衛星搭載のライダーデータを用いて本研究で示された水平分布の検証を行う必要がある。そのためには、まず CALIPSO のライダーにより推定される MAML 高度と辺戸岬や福江島の地上ライダーにより推定される MAML 高度の整合性を確認し、CALIPSO のライダーデータの有用性を評価することが重要である。また、夏季以外は、朝鮮半島東岸海域や四国南岸海域において MAML 高度が顕著に高いが、これに関しても不確実性が大きい(図 4.5(a),(c),(d))。これらの海域は沿岸域であるため、第 3.3.1.1 項で示した  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の関係式の適用範囲(陸から十分に離れたほぼ定常状態の海上大気において成り立つ)を超えている。今後は、MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の相関係数が離岸距離に応じてどうに変化するのかを示し、MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の線形回帰式の適用範囲がどの程度の離岸距離なのか明確に示すことが必要である。

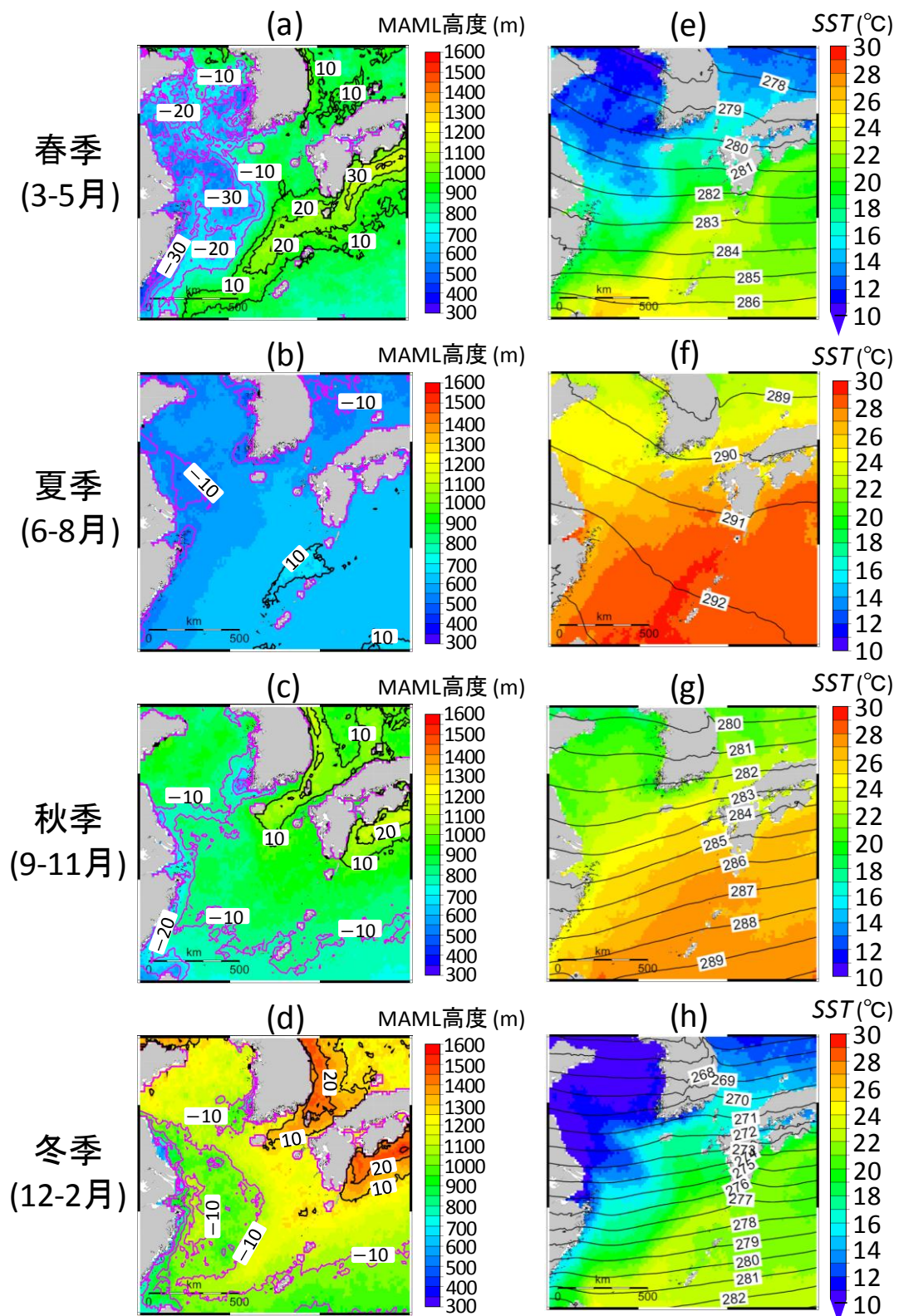


図 4.5 東シナ海における季節別の MAML 高度(図(a)-(d)の色)とその空間平均に対する割合(図(a)-(d)の等値線; 単位は(%)で紫線は負の値)、および、*SST*(図(e)-(h)の色)と高度 850hPa 面気温(図(e)-(h)の等値線; 単位は(K))の水平分布。

#### 4. 4. まとめ

東シナ海における MAML 高度の地域差について、沖縄辺戸岬(東シナ海南部)と福江島(東シナ海北部)のライダーデータを解析して比較した。この結果、両方の地点で  $H_a$  は、夏に低く冬に高い季節変化をしていた。また、福江島は辺戸岬に比べて、春季は 152 m、夏季は 75 m、それぞれ低いが、逆に、秋季は 51 m、冬季は 35 m、それぞれ高い傾向を示した。すなわち、福江島の方が辺戸岬よりも  $H_a$  の季節変化幅が 100 m 程度大きかった。これらの特徴は、辺戸岬と福江島における  $S_{t,850}$  の季節変化の違いに類似している。福江島の方が辺戸岬よりも  $S_{t,850}$  の季節変化幅が大きい理由は、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の季節変化幅が共に辺戸岬に比べて福江島で大きく、かつ、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の季節変化の周期が 1 ヶ月程度ずれていることに起因する。次に、辺戸岬と福江島における  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関関係と線形関係を比較した結果、福江島においても辺戸岬と同様に  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間に高い相関関係が認められた。また、 $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の線形関係が辺戸岬だけでなく福江島においても成り立つことが明らかとなった。

観測サイトの立地条件がよい辺戸岬の方が福江島よりも  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関係数が大きく、 $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の回帰直線は辺戸岬の方が信頼できる。そこで、辺戸岬における各季節の  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の線形回帰式に、TRMM の VIRS センサーによる  $SST$  の水平分布と MSM の解析値による高度 850hPa 面気温の水平分布を代入することで、東シナ海における MAML 高度の水平分布を推定した。このようにして推定された MAML 高度の月平均値を、辺戸岬、福江島、南大東島で観測された MAML 高度の月平均値と比較した結果、どの地点も相関係数 0.88–0.92 の高い正の相関を示した。また、1 地点における 1 ヶ月毎の平均偏差(推定値－観測値)は最大で±500 m 程度あるが、2 年間の対象期間内で季節(6 ヶ

月分)毎に平均した MAML 高度の平均偏差は最大で±100 m 程度であった。

線形回帰式から推定された東シナ海における各季節の MAML 高度の水平分布は、春季と冬季は東シナ海西部に比べて東部の方が 300 m 程度高いことが示された。特に、春季は東シナ海の北西部において MAML 高度の空間平均値に対して 20%以上低いのに対し、黒潮流域においては MAML 高度の空間平均値に対して 20%以上高く、他の季節に比べて MAML 高度の水平分布は非一様であった。一方、夏季と秋季の MAML 高度の水平分布は、春季と冬季に比べて一般的な分布をしていた。MAML 高度の正の勾配は  $S_{t,850}$  の正の勾配に比例し、 $S_{t,850}$  の正の勾配は  $SST$  の正の勾配と高度 850hPa 面気温の負の勾配を合成したものである。よって、各季節の  $SST$  と高度 850hPa 面気温の水平分布の違いから MAML 高度の水平分布の特徴を解釈できる。このように考察すると、 $SST$  に比べて高度 850hPa 面気温の方が勾配の向きや大きさの季節変化が大きいため、MAML 高度の水平分布に大きく影響している。ただし、東シナ海における MAML 高度の水平分布に関しては、観測データが少ないために十分な検証ができておらず、特に東西方向の水平分布に関しては不確実性が大きい。また、第 3.3.1.1 項で示した  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の線形回帰式は陸の影響が入らないという条件のもとに成り立つので、沿岸域はこの関係式の適用範囲を超えている。今後は CALIPSO 衛星に搭載されたライダーのデータを利用するなどして、本研究で示された推定結果の妥当性を議論していくと共に、MAML 高度と  $S_{t,850}$  の相関係数と離岸距離の関係を定量的に評価して、本研究で得た経験式の適用範囲を明確に示す必要がある。



## 第5章 海上混合層の鉛直構造

### 5. 1. はじめに

海上に輸送された汚染物質は MAML 内で鉛直拡散されるが、MAML より上空の自由大気では大気の安定度が MAML に比べて大きいため、汚染物質の鉛直輸送量は MAML 内に比べて非常に小さい。このため、MAML 内から自由大気へ鉛直輸送される汚染物質はごく一部に限られる。しかし、一旦、自由大気まで輸送された汚染物質は、基本的に等温位面を水平輸送されると考えられ、乾性沈着に伴う除去過程が作用しない分だけ汚染物質の大気中での寿命が長くなり、より長距離を輸送されると考えられる。ゆえに、MAML 上端における自由大気への物質輸送構造を解明し、鉛直方向の物質輸送量を定量的に把握することは重要な研究課題である。

陸上における一般的な混合層に関する知見によると、混合層内においては熱対流や地表面との摩擦による力学的混合により物質が鉛直輸送される。また、混合層上端付近においては熱対流のオーバーシュートやこれに伴う自由大気からのエントレインメントが発生して、混合層内と自由大気の物質交換がなされている(Stull 1988)。このような、混合層上端付近における物質輸送構造に関しては、これまでにライダーや航空機などを用いた観測により明らかにされた(e.g., Mahrt and Paumier, 1982; Boers and Eloranta, 1986)。海上においても MAML 上端付近の鉛直構造は、陸上に形成される混合層上端付近の鉛直構造と類似していると考えられる。しかし、観測事例数が少ないため MAML 上端付近における鉛直方向の物質輸送構造に関する普遍的な知見はない。

そこで、本章ではまず MAML 高度と有意な正の相関をもつ  $S_{t,850}$  が大きい事例(2009年1月6日 21:30(JST))と小さい事例(2009年5月9日 8:15(JST))に関

して、沖縄辺戸岬におけるライダーを用いて高分解能で記録された後方散乱強度データから MAML の鉛直構造を詳細に解析する。次に、 $S_{t,850}$  と MAML 上端付近における後方散乱強度の時間変化の間の一般的な関係性を、 $S_{t,850}$  の大きさを全事例を 3 つにグループ分けして統計的に解析を行うことにより示す。

## 5. 2. 使用データと方法

### 5. 2. 1. 高分解能ライダーデータ

MAML の鉛直構造を解析するために、これまで使用してきた辺戸岬のライダーにより 2008 年 12 月下旬から 2009 年 6 月上旬まで記録された高分解能(鉛直分解能 6 m、時間分解能 10 秒)の後方散乱強度データを用いる。第 2.2.2 節で記述した通り、このライダー観測は連続的に 5 分間行われるので、1 回の観測で 10 秒毎の後方散乱強度プロファイルを 30 データ取得できる。よって、時間スケールが 10 秒以上 5 分以下、かつ、空間スケールが 6 m 以上の現象を捉えるのに有効である。ただし、このデータは第 2.2.2 節の式(2-1)の左辺  $P(r)$  に相当し、散乱体から後方散乱されてきたレーザー光の強度そのものであるため、送信レーザーの出力(式(2-1)の右辺  $P_0$ )の変化やライダーシステムの光学的な効率(式(2-1)の右辺  $\eta_0$ )により値が変わる。つまり、各後方散乱強度データは必ずしも均質ではない。1 つの観測結果(時間的に連続な 5 分間)に関して解析する上では、観測された後方散乱強度プロファイルをそのまま使用して問題ないが、時間的に不連続な複数の観測結果を比較または統計的に解析する上では、まずこのデータを均質なデータに加工する必要がある。そこで、本研究では各観測の 10 秒毎の後方散乱強度プロファイルを、この時刻の MAML 上端高度における 5 分間の平均後方散乱強度で割り規格化した。

## 5. 2. 2. 鉛直構造の推定手法

本研究では、第 5.2.1 節で述べたように規格化した 10 秒毎の後方散乱強度を高度別に 5 分間平均した値を  $\mu$ 、標準偏差を  $\sigma$ 、変動係数を  $\sigma/\mu$  と定義する。近似的に  $\mu$  は粒子濃度、 $\sigma$  は粒子濃度の時間変動の大きさを示し、 $\sigma/\mu$  は粒子濃度に対するその時間変動の大きさを意味する。

MAML の鉛直構造に関する事例解析をするにあたり、図 5.1 に解析対象日の天気図を示す。図 5.1(a) は典型的な冬季の事例( $S_{t_{850}}$ : 16.5 K)で、図 5.1(b) は高気圧に覆われた 5 月の事例( $S_{t_{850}}$ : 7.1 K)である。後者は、春季や夏季にしばしば現れる気圧配置である。

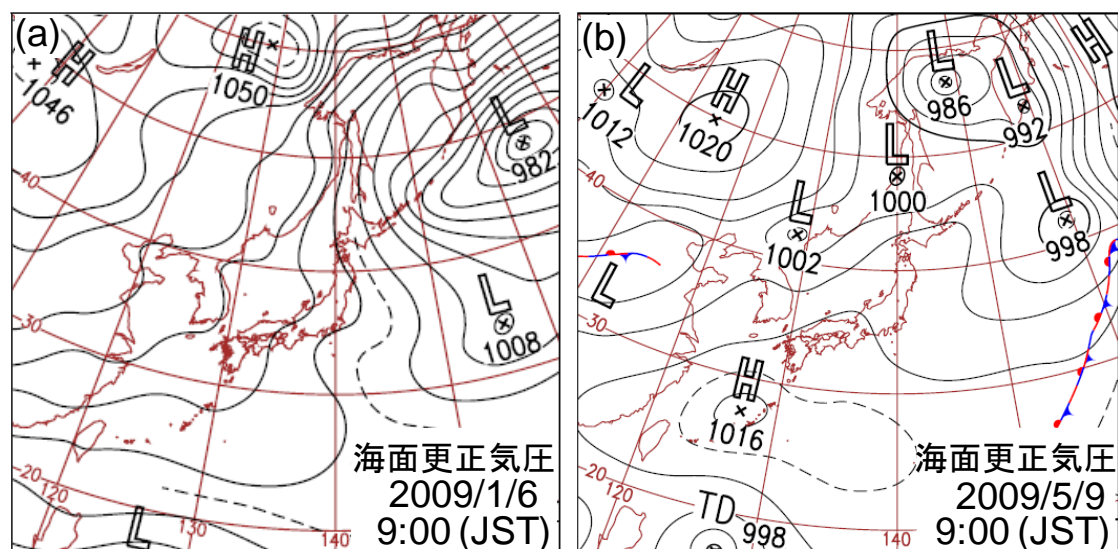


図 5.1. 解析対象事例の海面更正気圧配置。(a)2009 年 1 月 6 日 9:00(JST)。(b)2009 年 5 月 9 日 9:00(JST)。共に気象庁編集。

次に、観測期間の全事例を対象として統計的な解析をするにあたり、事例数

がほぼ同程度となるように  $S_{t,850}$  の範囲を 3–12 K、12–15 K、15–24 K の 3 グループに分割した。事例毎に  $H_a$  は異なるので高さを  $H_a$  で規格化し、グループ毎に無次元高度別の  $\mu$  の平均や  $\sigma/\mu$  の中央値を計算して、グループ間での鉛直プロファイルの違いについて比較考察した。また、MAML 上端付近の物質輸送構造に着目した解析として、高さを無次元化せずに  $H_a \pm 250$  m の高度範囲における各グループの  $\sigma/\mu$  の中央値に関して比較した場合のグループ間での違いについて考察した。

$\sigma$  はライダー装置からの距離 ( $z$ ) の 2 乗に比例して大きくなるノイズを含むため、粒子濃度が時間変動していない場合でも高高度では  $\sigma$  が増大していくことに注意する必要がある。この  $\sigma$  が増大していく割合は、送信レーザーの出力やライダーシステムの光学的な効率などに依存する。複数の事例を抽出し、高度 1500 m 以上の自由大気で  $\mu$  がほとんど変化していない高度範囲における  $\sigma$  と  $z$  の関係を解析して平均した結果、 $\sigma = 4.6 \times 10^{-9} z^2$  という関係が示された。すなわち、 $z$  が 1000 m では  $\sigma$  は 0.0046、 $z$  が 2000 m では  $\sigma$  は 0.0184、 $z$  が 3000 m では  $\sigma$  は 0.0414 となる。MAML 上端付近における  $\sigma$  の極大値 (95% 以上は粒子濃度の時間変動によるもの) に関する各事例の平均が 0.084 であることから、 $z$  が 1000 m では  $\sigma$  に含まれるノイズが 5%、 $z$  が 2000 m では  $\sigma$  に含まれるノイズが 21%、 $z$  が 3000 m では  $\sigma$  に含まれるノイズが 49% となり無視できない。そこで、 $H_a \pm 250$  m の高度範囲における  $\sigma/\mu$  の中央値に関して、 $S_{t,850}$  の範囲で分割したグループ間で比較する際は、各グループの高度  $H_a + 200$  m における  $\sigma/\mu$  の中央値を各高度の  $\sigma/\mu$  の中央値から差し引くことでノイズを除去した。

## 5. 3. 結果と考察

### 5. 3. 1. 事例解析

#### 5. 3. 1. 1. 冬季の事例

2009年1月6日21:30(JST)の事例( $S_{t_{850}}$ : 16.5 K、 $H_{\theta}$ : 1098 m、 $H_a$ : 980 m)は、比較的 $S_{t_{850}}$ が大きく $H_a$ も高い。図5.2に、(a)20:30(JST)放球の南大東島ゾンデによる温位、混合比、風向、風速の鉛直プロファイル、(b)21:30–21:35(JST)の辺戸岬ライダーによるMAML上端付近( $H_a \pm 250$  m)における後方散乱強度の時間高度断面図、(c)21:30–21:35(JST)の辺戸岬ライダーによるMAML上端付近( $H_a \pm 250$  m)における後方散乱強度の平均( $\mu$ )と変動係数( $\sigma/\mu$ )の鉛直プロファイルをそれぞれ示す。

はじめに図5.2(a)によると、 $H_a$ 付近の温位(290.8 K)に比べ $SST$ (293.4 K)の方が高いことから、海水面からの顕熱によりMAMLは高く成長していると考えられる。ただし、高度69 m以下では安定成層となっており、ゾンデ放球地点付近に形成された局所的な接地逆転層を捉えている可能性が高い。一方、陸面の影響のない海洋上においては $SST$ が高いことから、このような接地逆転層は存在しないと考えられる。混合比は、全体として約6–7 g kg<sup>-1</sup>で変動幅は小さく、水蒸気はMAML内でよく鉛直拡散され自由大気との差も小さい。また、この時のゾンデによる南大東島上空の高度1100 m以下(MAML内)における風は北東の風が5–6 m s<sup>-1</sup>であり、MSMの解析値による21:00(JST)の辺戸岬上空の高度900 hPa面以下の風(北東の風5.4–5.8 m s<sup>-1</sup>)と整合的であった。

図5.2(b)より、21:30–21:35(JST)の後方散乱強度はMAML上端付近で大きく変動しており、これはサーマルのような鉛直対流が混合層内からオーバーシュートする様子がエアロゾルを介して捉えられたと思われる。図5.2(c)より、 $H_a$

から  $H_a+150$  m の高度範囲で  $\sigma/\mu$  が他高度に比べて大きく、 $H_a+78$  m の高度で極大となっている。  $\sigma/\mu$  の大きい高度範囲は MAML 上端付近に形成された遷移層と解釈でき、仮にこの現象がサーマルだとすると、21:31–21:34(JST)の約3分間にオーバーシュートして  $H_a+150$  m まで到達していることになる。水平方向の等方性を仮定して、風速からサーマルの水平規模を推定すると約1 km となり、 $H_a$  と同程度である。このように、 $S_{t,850}$  が大きく  $H_a$  の高い冬季の東シナ海上では、日中に陸面の放射加熱により形成される陸上の混合層と同様の現象が発生していると考えられる。

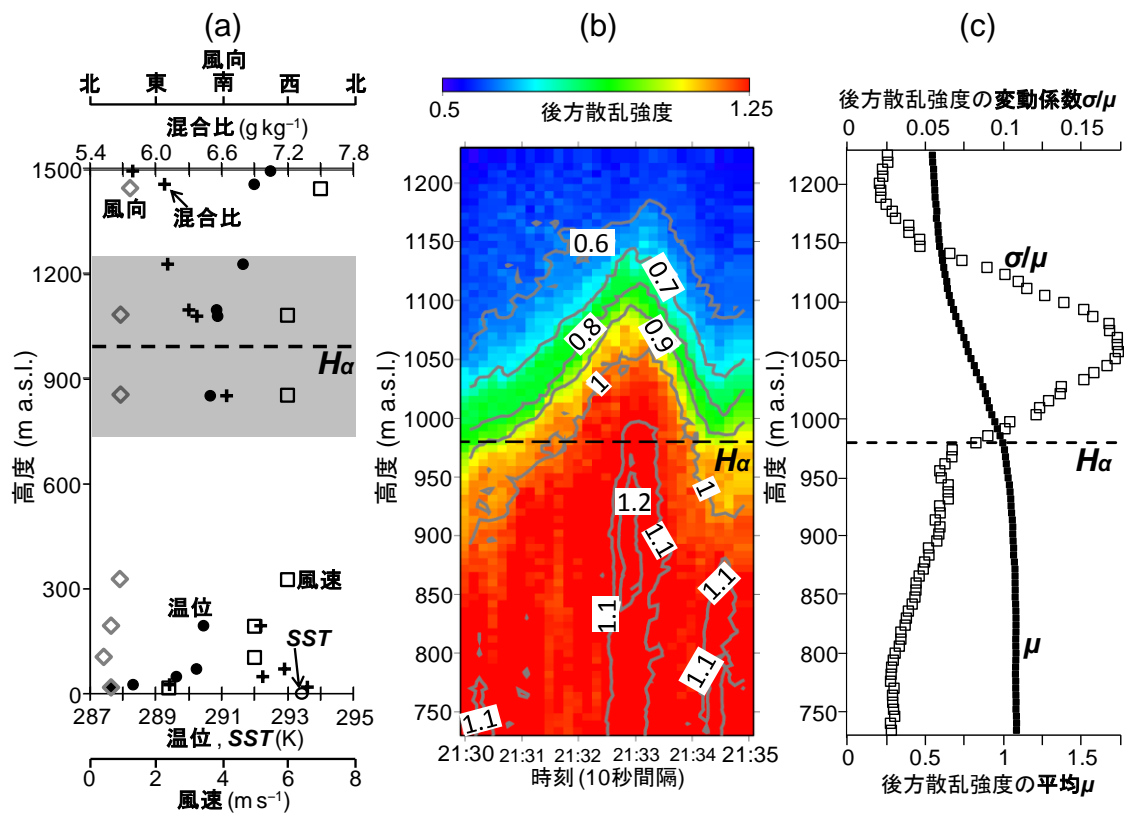


図 5.2 大気海面温度差( $S_{t,850}$ )が大きな事例に関する MAML の鉛直構造。(a) 2009 年 1 月 6 日 20:30(JST)放球の南大東島のゾンデによる温度、混合比、風向、風速。ただし、 $SST$  は気象庁ホームページに公開された日別値を温度に換算。灰色の網掛けはグラフ(b)とグラフ(c)の対象高度範囲を示す。(b) 2009 年 1 月 6 日 21:30–21:35(JST)の沖縄辺戸岬のライダーによる後方散乱強度の時間高度断面図。(c) グラフ(b)の後方散乱強度の平均( $\mu$ )と変動係数( $\sigma/\mu$ )。

### 5. 3. 1. 2. 夏季の事例

2009年5月9日8:15(JST)の事例( $S_{t_{850}}$ : 7.1 K、 $H_{\theta}$ : 594 m、 $H_a$ : 500 m)は、比較的  $S_{t_{850}}$  が小さく  $H_a$  も低い。図 5.3 に、(a)8:30(JST)放球の南大東島ゾンデによる温位、混合比、風向、風速の鉛直プロファイル、(b)8:15–8:20(JST)の辺戸岬ライダーによる MAML 上端付近( $H_a \pm 250$  m)における後方散乱強度の時間高度断面図、(c)8:15–8:20(JST)の辺戸岬ライダーによる MAML 上端付近( $H_a \pm 250$  m)における後方散乱強度の  $\mu$  と  $\sigma/\mu$  の鉛直プロファイル、をそれぞれ示す。

図 5.3(a)によると、温位は海水面から  $H_a$  まで 294–295 K でほぼ鉛直一様な中立状態で、 $H_a$  より上で急激に増加している。また、混合比も MAML 内では  $10 \text{ g kg}^{-1}$  程度でほぼ鉛直一様であるが、 $H_a$  より上で急激に減少し、高度 934 m では  $0.3 \text{ g kg}^{-1}$  と非常に乾燥していた。MSM の解析値による 9:00(JST)の高度 850hPa 面における鉛直風速は、 $0.19 \text{ m s}^{-1}$  の下降流であることから、この事例では海水面から大気への顕熱フラックスにより形成された MAML が、上空の断熱加熱に伴う沈降性逆転層の形成により、高度 500–600 m までに抑えられている状態と考えられる。また、この時の南大東島上空の高度 121 m(MAML 内)では北北東の風が  $4 \text{ m s}^{-1}$  で吹いており、MSM の解析値による 9:00(JST)の辺戸岬上空の高度 950 hPa 面以下の風(北北東の風  $4.1\text{--}4.6 \text{ m s}^{-1}$ )と一致していた。

図 5.3(b)からは、ライダーが 8:16–8:18(JST)に  $H_a$  付近において約 30 秒の周期で後方散乱強度が小刻みに変動している様子を捉えていることが分かる。この後方散乱強度の時間変動は、図 5.2(b)で示した後方散乱強度の時間変動に比べると変動の周期が短く、変動の大きな高度範囲も狭い。この小刻みな後方散乱強度の変動の要因が何なのかは明らかではないが、おそらく  $H_a$  付近に存在する乱流の影響と思われる。仮に  $H_a$  付近に三次元等方性の乱流が存在する考えた場

合、 $H_a$ 付近における後方散乱強度の変動をもたらしている乱流の水平規模は風速と周期から 130 m 程度と推定される。

また、 $\sigma/\mu$ の中央値の大きさに関して冬季の事例(図 5.3(c))と夏季の事例(図 5.2(c))を比較すると、その極大値は夏季の事例は冬季の事例に比べて 3 分の 1 程度であった。このことは、 $H_a$ 付近における鉛直方向の物質輸送は、 $S_{t,850}$ の大きい冬季に比べて  $S_{t,850}$ の小さい夏季の方が弱いことを示唆している。

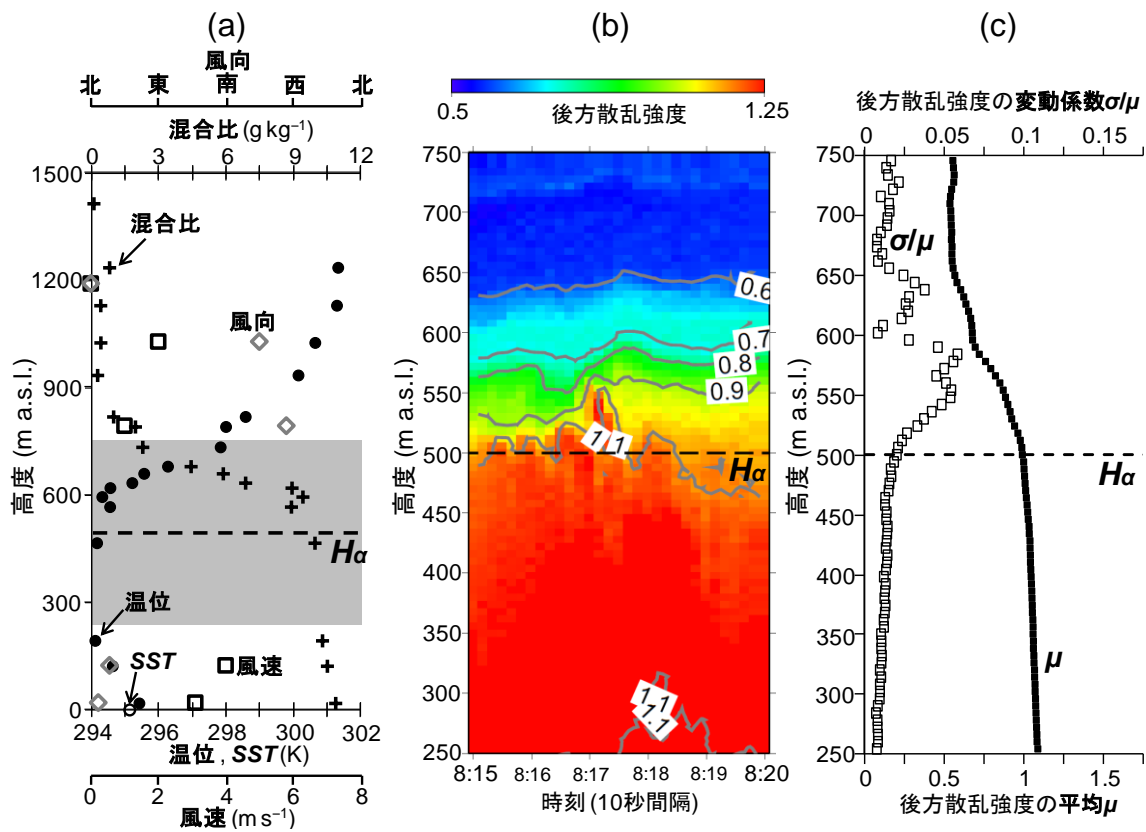


図 5.3 大気海面温度差( $S_{t,850}$ )が小さな事例に関する MAML の鉛直構造。(a) 2009 年 5 月 9 日 8:30(JST)放球の南大東島のゾンデによる温位、混合比、風向、風速。ただし、 $SST$  は気象庁ホームページに公開された日別値を温位に換算。灰色の網掛けはグラフ(b)とグラフ(c)の対象高度範囲を示す。(b) 2009 年 5 月 9 日 8:15–8:20(JST)の沖縄辺戸岬のライダーによる後方散乱強度の時間高度断面図。(c) グラフ(b)の後方散乱強度の平均( $\mu$ )と変動係数( $\sigma/\mu$ )。



### 5. 3. 2. 大気海面温度差別の鉛直構造の違い

第 5.3.1 節では、 $S_{t_{850}}$  が大きい事例と小さい事例について  $H_a$  付近における鉛直方向の物質輸送構造の違いを比較した。しかし、これは 2 事例の比較に過ぎないため両者の違いが必ずしも  $S_{t_{850}}$  の違いを反映したものとは言えない。 $S_{t_{850}}$  の違いが MAML 内から自由大気への物質輸送の強さやその鉛直層厚にもたらす影響を評価するためには、より多くの事例に関して統計的な解析を行う必要がある。本節では各事例を  $S_{t_{850}}$  に応じて 3–12 K、12–15 K、15–24 K の 3 グループに分けて統計的な解析を行うことにより、 $S_{t_{850}}$  と MAML 上端付近のエントレインメント構造の間の一般的な関係を示す。

後方散乱強度に関して、図 5.4(a)は  $S_{t_{850}}$  のグループ別の  $\mu$  の平均値の鉛直プロファイル(縦軸は  $H_a$  で無次元化)、図 5.4(b)は  $S_{t_{850}}$  のグループ別の  $\sigma/\mu$  の中央値の鉛直プロファイル(縦軸は  $H_a$  で無次元化)、図 5.4(c)は  $S_{t_{850}}$  のグループ別の  $\sigma/\mu$  の中央値の鉛直プロファイル(縦軸は  $H_a \pm 250$  m の高度範囲)、をそれぞれ示す。まず、図 5.4(a)より、 $\mu$  は  $S_{t_{850}}$  によらず MAML 内ではほぼ鉛直一様であり、MAML より上の自由大気において急激に減少する傾向を示す。これは、MAML 内では粒子がよく混合されているが、粒子の鉛直拡散は  $H_a$  で抑えられ自由大気においては上空ほど粒子濃度が低いことを示している。

次に、図 5.4(b)より、どの  $S_{t_{850}}$  のグループでも  $H_a$  付近で  $\sigma/\mu$  が高い。仮に  $\sigma/\mu$  が 0.05 以上の高度範囲を MAML 上端付近に形成された遷移層と考えることにすると、 $S_{t_{850}}$  のグループが 3–12 K では 0.90–1.15 の高度、12–15 K では 0.89–1.14 の高度、15–24 K では 0.86–1.15 の高度、がこの遷移層に相当する。すなわち、 $H_a$  付近の  $H_a$  に対して 25–29%の厚さの鉛直層において MAML 内から自由大気への物質輸送が発生していると考えられ、これは Stull (1988)が主張している一般的な混合層上端付近におけるエントレインメントの影響範囲

(40%)よりも小さい。ただし、本研究の図 5.4(b)に示した  $\sigma$  には、第 5.2.2 節で述べたノイズが含まれることに注意を要する。

そこで、図 5.4(c)には  $H_a \pm 250$  m の高度範囲において、 $S_{t_{850}}$  の各グループの高度  $H_a + 200$  m における  $\sigma/\mu$  の中央値を、各高度の  $\sigma/\mu$  の中央値から差し引いてノイズを除去した  $\sigma/\mu$  の鉛直プロファイルを示す。高度  $H_a + 200$  m を基準とした理由は、この高度においてはどの  $S_{t_{850}}$  のグループも  $\sigma/\mu$  の中央値の鉛直プロファイルがほぼ鉛直一様だからである(図 5.4(c))。つまり、高度  $H_a + 200$  m は、MAML 上端付近の遷移層より上の自由大気に属していると考えられ、この高度を基準として差をとることに大きな問題はない。

図 5.4(c)より、 $\sigma/\mu$  が極大となる高度は  $H_a$  よりも 12–36 m 上空に存在し、この高度が遷移層の中心と考えられる。この結果は Lammert and Bosenberg (2006)による後方散乱強度の分散により定義した MAML 高度が勾配により定義した MAML 高度よりも 20 m ほど高い結果と整合する。また、第 4.3.1 節で示した 2 事例のように大きな差はないが、 $S_{t_{850}}$  が大きいほど  $\sigma/\mu$  の極大値も大きくなる傾向を示す。このことから、MAML 上端付近の遷移層における鉛直方向の物質輸送の強さは、 $S_{t_{850}}$  が大きいほど増大することが示された。

仮に、図 5.4(c)の横軸(高度  $H_a + 200$  m の  $\sigma/\mu$  からの差)が 0 以上の高度範囲を MAML 上端付近の遷移層と考えると、 $S_{t_{850}}$  のグループが 3–12 K では  $H_a$  付近の 336 m、12–15 K では  $H_a$  付近の 366 m、15–24 K では  $H_a$  付近の 378 m、がそれぞれ遷移層に相当する。これは、MAML 上端付近の遷移層の鉛直層厚は、 $S_{t_{850}}$  が大きくなり不安定度が増大するに従って厚くなることを示している。

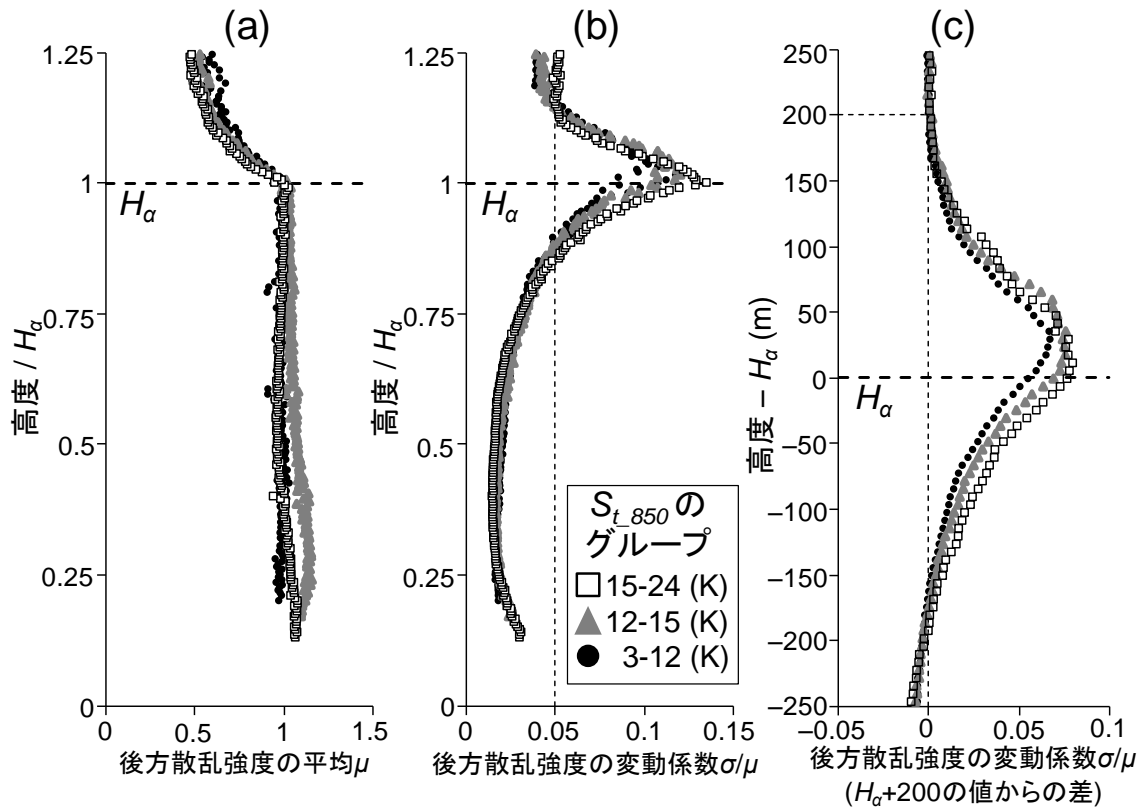


図 5.4 辺戸岬のライダーによる  $S_{t,850}$  のグループ別の後方散乱強度の平均 ( $\mu$ ) と変動係数 ( $\sigma/\mu$ ) の鉛直プロファイル。(a) 平均 ( $\mu$ ) に関する  $S_{t,850}$  のグループ別の無次元高度別平均値。横軸は  $H_\alpha$  における  $\mu$  で正規化した。(b) 変動係数 ( $\sigma/\mu$ ) に関する  $S_{t,850}$  のグループ別の無次元高度別中央値。(c) MAML 上端付近における  $\sigma/\mu$  に関する  $S_{t,850}$  のグループ別の高度別中央値。ライダー装置からの距離の 2 乗に比例したノイズ除去のため  $H_\alpha + 200$  m の値からの差として比較した。

## 5. 4. まとめ

MAML 上端付近における鉛直方向の物質輸送構造と  $S_{t,850}$  の関係について普遍的な知見を得るために、 $S_{t,850}$  の大きさに応じて事例を分類して MAML の鉛直構造に関する事例解析と統計解析を行った。事例解析の結果、 $S_{t,850}$  が大きい事例では MAML 上端付近においてサーマルのオーバーシュートと思われる現象が捉えられた。これは、海上においても  $S_{t,850}$  が大きい場合には、一様な放射加熱のある日中の陸面と同じように熱対流が発生して MAML を形成し、その上

端付近においては MAML 内と自由大気の間で活発な空気の交換がなされていることを意味する。一方、 $S_{t,850}$ が小さい事例では MAML が上空の下降流に伴う沈降性逆転層に蓋をされた構造が捉えられ、この MAML 上端付近において乱流と思われる現象により後方散乱強度(粒子濃度)が小刻みに時間変化している様子が捉えられた。

観測された全ての事例を  $S_{t,850}$ の大きさに応じて3つのグループに分割して統計的な解析を行った結果、 $S_{t,850}$ が大きいほど MAML 上端付近の遷移層において粒子濃度の時間変動が大きいことが示された。これは、遷移層における鉛直方向の物質輸送の強さは、 $S_{t,850}$  が大きいほど増大することを意味する。また、粒子濃度の時間変化が最も大きい高度は、 $H_a$ より 12–36 m 上空に存在した。さらに、 $S_{t,850}$ が大きいほどこの遷移層の鉛直層厚も厚いことが示された。この鉛直層厚は、平均的には  $H_a \pm 180$  m の高度範囲であった。MAML 内では  $S_{t,850}$  に関係なく粒子濃度はほぼ鉛直一様であることが確認された。

## 第6章 まとめと結論

アジア大陸から我が国への越境大気汚染が深刻化する中、海上における汚染物質の輸送過程は観測データが少ないために十分に明らかにされてこなかった。特に、東シナ海における海上大気混合層(MAML)の高度は、汚染物質の鉛直拡散高度を支配する重要因子であるにも関わらず、その気候学的値や季節変化、季節別の日変化に関する知見は乏しい。また、東シナ海における MAML 高度の水平分布や MAML の鉛直構造に関する研究もなされていない。このため、海上における鉛直輸送機構の理解や物質輸送モデルの検証をする上で、年間通した MAML の観測に基づいてその時間変動や鉛直構造を明らかにすることは重要な課題である。そこで、本研究では沖縄辺戸岬のミー散乱ライダーを用いて MAML の通年観測を行い、東シナ海における MAML 高度の気候学的値を評価し、季節変化とその要因、季節別の日変化に関して解析した。また、東シナ海上の MAML 高度の水平分布を季節別に推定して、その空間的特徴に関して議論した。さらに、辺戸岬のライダーにより高分解能で記録された後方散乱強度データを用いて、MAML 上端付近のエントレインメントに着目した鉛直構造の解析を行った。

まず、南大東島の現業ゾンデにより観測された温位の鉛直勾配から推定された MAML 高度と、沖縄辺戸岬のライダーにより波長 532 nm のレーザーを用いて観測された球形粒子消散係数の鉛直勾配から推定された MAML 高度( $H_a$ )を比較した。この結果、両手法で推定された MAML 高度の月平均値は±150 m の範囲内で一致した。また、東シナ海上の MAML は年間通して 80%以上の確率で存在しており、MAML 高度は夏季に低く(約 600 m)冬季に高い(約 1100 m)季節変化をしていることが明らかとなった。この MAML の季節変化の特徴は、東シナ海における海水面から大気への顕熱フラックスの季節変化と類似していた。

MAML 高度の支配因子として、海水面から大気への顕熱フラックス、海水面

と大気の摩擦、海水面から自由大気の最下部までの環境場、MAML内と自由大気との間の水平風の鉛直シアなどが考えられ、それぞれの影響を代表する物理量と  $H_a$  の間の相関関係を解析して比較した。この結果、SSTから高度 850 hPa 面の気温を引いた大気海面温度差 ( $S_{t,850}$ ) と  $H_a$  の間に相関係数 0.81 の有意な正の相関があり、海水面から自由大気の最下部までの環境場が MAML 高度の支配因子として最も影響が大きいことが示唆された。この  $S_{t,850}$  と  $H_a$  の間の線形回帰式 ( $H_a = 75.4 \times S_{t,850} - 37.6$ ) から、 $S_{t,850}$  が 1 K 上昇すると  $H_a$  が 75.4 m 高くなることが明らかとなった。また、季節別に解析しても  $S_{t,850}$  と  $H_a$  の間の相関関係や線形関係は成り立つ。さらに、 $S_{t,850}$  と  $H_a$  の間の線形回帰式は他海域における先行研究の結果ともある程度整合したため、この式は東シナ海以外の海域においても適用可能な一般性をもつと考えられる。ただし、 $S_{t,850}$  と  $H_a$  の間の線形関係は陸地から十分に離れた海上においては成り立つが、陸地の影響が大きい沿岸域においては不確実性が大きい。

地域気象モデル RAMS の乱流運動エネルギーから定義される月平均 MAML 高度と温位の鉛直勾配から定義される月平均 MAML 高度を、辺戸岬のライダーが捉えた月平均  $H_a$  と比較した。この結果、RAMS により計算された MAML 高度は、どちらの定義でも夏季に低く冬季に高い季節変化を再現した。しかし、乱流運動エネルギーから定義される MAML 高度は平均的に約 370 m の過大評価で、温位の勾配から定義される MAML 高度は平均的に約 470 m の過小評価であった。この原因として、モデルの鉛直分解能の粗さが考えられるので、今後は解像度を高くして評価する必要がある。

辺戸岬のライダーが捉えた各季節の  $H_a$  の日変化に関して、春季と秋季は日周期が不明瞭であった。一方、冬季は昼間に比べて夜間の方が最大 205 m 高く、逆に、夏季は昼間に比べて夜間の方が最大 174 m 低い日変化を示した。先行研

究の結果と比較すると、夏季の  $H_a$  は  $SST$  の日変化に応答して変化している可能性が考えられる。一方、冬季の  $H_a$  の日変化に関する原因は不明であり、今後の課題である。

沖縄辺戸岬と福江島に設置されたライダーにより捉えられた  $H_a$  の季節変化を比較した結果、両方の地点で  $H_a$  は、夏に低く冬に高い季節変化をしていた。また、福江島の  $H_a$  は、辺戸岬に比べて春季と夏季に低く、秋季と冬季に高い傾向があり、福江島の方が辺戸岬よりも  $H_a$  の季節変化幅が 100 m 程度大きかった。これらの特徴は、辺戸岬と福江島における  $S_{t,850}$  の季節変化の違いに類似していた。福江島の方が辺戸岬よりも  $S_{t,850}$  の季節変化幅が大きい理由は、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の季節変化幅が共に辺戸岬に比べて福江島で大きく、かつ、 $SST$  と高度 850hPa 面気温の季節変化の周期が 1 ヶ月程度ずれていることに起因する。辺戸岬と福江島における  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の間の相関関係と線形関係を比較した結果、福江島においても辺戸岬と同様に MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間に高い相関関係が認められた。

辺戸岬における各季節の  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の線形回帰式を基に、東シナ海の MAML 高度の水平分布を推定した結果、東シナ海における各季節の MAML 高度の水平分布は、春季と冬季は東シナ海西部に比べて東部の方が 300 m 程度高いことが示された。特に、春季の MAML 高度の水平分布は、東シナ海北西部において空間平均値に対する割合が 20%以上低く、黒潮流域において空間平均値に対する割合が 20%以上高かった。一方、夏季と秋季の MAML 高度の水平分布は、春季と冬季に比べて一様な分布をしていた。各季節の MAML 高度の正の勾配は  $S_{t,850}$  の正の勾配に  $H_a$  と  $S_{t,850}$  の線形回帰式の回帰係数をかけたもので、この  $S_{t,850}$  の正の勾配は  $SST$  の正の勾配と高度 850hPa 面気温の負の勾配を合成したものである。 $SST$  の水平分布に比べて高度 850hPa 面気温の水平分布は大きな

季節変化をしており、MAML 高度の水平分布には  $SST$  に比べて高度 850hPa 面気温の水平分布の季節変化がより大きく影響していた。

辺戸岬のライダーが高分解能で記録した後方散乱強度データを用いて、MAML 上端付近における鉛直方向の物質輸送構造と  $S_{t,850}$  の関係に関して解析した。この結果、MAML 上端付近の遷移層における鉛直方向の物質輸送の強さは、 $S_{t,850}$  が大きいほど増大することと、この遷移層の鉛直層厚は、 $S_{t,850}$  が大きいほど厚いことが示された。この遷移層は、平均的には  $H_a \pm 180$  m の高度範囲で、最も粒子濃度の時間変動が激しい遷移層の中心は  $H_a$  より 12–36 m 上空に存在した。このような MAML 上端付近における鉛直方向の物質輸送には、サーマルのオーバーシュートや、これに付随して発生する乱流などが主に影響していると考えられる。

本研究の今後の課題としては、まず冬季の MAML 高度の日変化の原因を明らかにする必要がある。次に、季節毎に熱・水収支解析を行うことにより、東シナ海上の高度 850 hPa 面気温の決定要因を放射加熱、断熱圧縮、移流などに分けて物理的に解釈することも、MAML 高度の決定要因をより明確にする上で重要な課題である。また、海上のデータが乏しいため容易ではないが、MAML 高度と  $S_{t,850}$  の間の相関係数と離岸距離の関係を定量的に示し、本研究が示した経験式の適用範囲を明確にすること、離岸距離や風速、 $S_{t,850}$  などの要素と MAML 高度の重回帰分析を行った場合に MAML 高度と  $S_{t,850}$  の単回帰よりも高い相関関係が得られるか解析することも重要である。さらに、現時点では東シナ海における MAML 高度の水平分布の信頼性が十分でないため、CALIPSO 衛星搭載のライダーデータを用いて各季節の MAML 高度の水平分布を評価し、本研究が見積もった推定値を検証する必要がある。このためには、まず CALIPSO のライダーデータから推定される MAML 高度と、沖縄辺戸岬や福江島に設置された



地上ライダーから推定される MAML 高度の整合性を確認し、CALIPSO のライダーデータの有用性を評価する必要がある。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、国立環境研究所の大原利真地域センター長(筑波大学生命環境系教授)には、博士論文の方向性に関する打ち合わせの際に懇切丁寧なご指導ご鞭撻を賜りましたことと、発表や博士論文執筆の際に有意義なご意見を賜りましたことを厚く御礼申し上げます。また、国立環境研究所の清水厚主任研究員にはライダーデータをご提供頂いた上、研究内容に関する有益なご助言と有意義なご指摘を賜りましたことを深く御礼申し上げます。さらに、筑波大学生命環境系の林陽生教授、田中博教授、日下博幸准教授、国立環境研究所の菅田誠治主任研究員(筑波大学生命環境系准教授)には、博士論文の査読をはじめ公開発表会や口頭試問などの際に、建設的かつ論文の核心をつく重要なご指摘を頂いたことに厚く御礼申し上げます。また、独立行政法人海洋研究開発機構の木村富士男プログラムディレクター(前筑波大学生命環境系教授)には研究室ゼミを通じて有益なご助言と有意義なご指摘を賜りましたことと、研究打ち合わせの際に博士論文の方向性に関して建設的なご意見を賜りましたことを厚く御礼申し上げます。

持続環境学特別演習や大気分野ゼミにおける発表の際には、筑波大学生命環境系の上野健一准教授、植田宏昭准教授、若月泰孝助教、井上知栄研究員、および、気象研究所の藤部文昭室長(筑波大学生命環境系教授)に建設的なご意見を賜りましたことを深く御礼申し上げます。また、先行研究の検索、解析作業、論文執筆の際には、国立環境研究所の永島達也主任研究員(筑波大学生命環境系准教授)、森野悠研究員、原由香里特別研究員、西澤匡人特別研究員、中村哲特別研究員、アジア大気汚染研究センターの黒川純一研究員、筑波大学陸域環境研究センターの鈴木智恵子研究員、筑波大学計算科学研究センターの寺崎康児研究員、独立行政法人海洋研究開発機構の青木幸穂研究員、富士通 FIP の池上

久通氏より有益なご助言を賜りましたことを厚く御礼申し上げます。

さらに、同期生として日々研究活動に勤しみ、情報交換や研究に関する議論をする中で切磋琢磨してきた筑波大学生命環境科学研究科の宇野史睦氏、岡田将誌氏、釜江陽一氏には心より感謝申し上げます。最後に、大原研究室、林研究室、および、木村研究室の皆様方にも大変お世話になったことを深く御礼申し上げます。

なお、本研究で使用した VIRSSST (Ver. 1.0)は、宇宙航空研究開発機構地球観測研究センターにおいて作成されており、同センターより提供を受けました。

## 参考文献

Aikawa, M., T. Ohara, T. Hiraki, O. Oishi, A. Tsuji, M. Yamagami, K. Murano, and H. Mukai, 2010: Significant geographic gradients in particulate sulfate over Japan determined from multiple-site measurements and a chemical transport model: Impacts of transboundary pollution from the Asian continent, *Atmospheric Environment*, **44**, 381–391, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.10.025.

Agee, E. M., and R. P. Howley, 1977: Latent and sensible heat flux calculations at the air-sea interface during AMTEX 74, *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 443–447.

Agee, E. M., and F. E. Lomax, 1978: Structure of the mixed layer and inversion layer associated with patterns of mesoscale cellular convection during AMTEX 75, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 2281–2301.

Betts, A. K., C. S. Bretherton, and E. Klinker, 1995: Relation between mean boundary-layer structure and cloudiness at the R/V *Valdivia* during ASTEX, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52** (16), 2752–2762.

Boers, R., and E. W. Eloranta, 1986: Lidar measurements of the atmospheric entrainment zone and the potential temperature jump across the top of the mixed layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **34** (4), 357–375, doi:10.1007/BF00120988.

Chen, C., and W. R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **25** (3), 289–321, doi:10.1007/BF00119541.

Cooper, D. I., W. E. Eichinger, S. Barr, W. Cottingame, M. V. Hynes, C. F. Keller, C. F. Lebeda, and D. A. Poling, 1996: High-resolution properties of the Equatorial Pacific marine atmospheric boundary layer from lidar and radiosonde observations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53** (14), 2054–2075.

Cotton, W. R., R. A. Pielke Sr., R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnelly, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Carrio, and J. P. McFadden, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **82**, 5–29, doi:10.1007/s00703-001-0584-9.

Druilhet, A., A. Herrada, J. -P. Pages, and J. Saissac, 1982: Etude experimentale de la couche limite interne associee a la brize de mer, *Boundary-Layer Meteorology*, **22** (4), 511–524, doi:10.1007/BF00124709.

Fernald, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: Some comments. *Applied Optics*, **23**, 652–653.

Guan, L., and H. Kawamura, 2004: Merging satellite infrared and microwave SSTs: methodology and evaluation of the new SST, *Journal of Oceanography*, **60**, 905–912.

Hennemuth, B., and A. Lammert, 2006: Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter, *Boundary-Layer Meteorology*, **120** (1), 181–200, doi:10.1007/s10546-005-9035-3.

Hsu, S. A., 1986: A note on estimating the height of the convective internal boundary layer near shore, *Boundary-Layer Meteorology*, **35** (4), 311–316, doi:10.1007/BF00118561.

Hsueh, Y., 2000: The Kuroshio in the East China Sea, *Journal of Marine System*, **24**, 131–139, doi:10.1016/S09247963(99)00083-4.

石井哲雄, 近藤純正, 1993: ボツ海・黄海・東シナ海における海洋運搬熱の季節変化, *天気*, **40**, 33–44.

JAXA, TRMM VIRS センサーの SST モニタリングデータ,  
[http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/data/monitoring/day\\_vrs/index\\_j.htm](http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/data/monitoring/day_vrs/index_j.htm)  
(2011.10.10 閲覧)

Johnson, R. H., P. E. Ciesielski, and J. A. Cotturone, 2001: Multiscale

variability of the atmospheric mixed layer over the Western Pacific warm pool, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 2729–2750.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471.

兼保直樹, 高見昭憲, 佐藤圭, 畠山史郎, 林政彦, 原圭一郎, 河本和明, 山本重一, 2011: 九州北部の離島および大都市部における PM<sub>2.5</sub> 濃度の通年での挙動, *大気環境学会誌*, **46**, 111–118.

気象庁, 「海洋の健康診断表」の SST 日別値, <http://www.data.kishou.go.jp/shindan/> (2011.10.10 閲覧)

Kistler, R., W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, E. Kalnay, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. V. D. Dool, R. Junne, and M. Fiorino, 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 247–267.

国立環境研究所, ライダーの 532 nm 球形粒子消散係数, <http://www-lidar.nies.go.jp/> (2011.10.10 閲覧).

近藤純正, 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 350pp.

Lammert, A., and J. Bosenberg, 2006: Determination of the convective boundary-layer height with laser remote sensing, *Boundary-Layer Meteorology*, **119** (1), 159–170, doi:10.1007/s10546-005-9020.

Leduc-Leballeur, M., L. Eymard, and G. de Coetlogon, 2011: Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 992–1003.

Lee, T. J., 1992: The impact of vegetation on the atmospheric boundary layer and convective storms, *Atmospheric Science Paper*, **509**, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins.

Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary-Layer Meteorology*, **17** (2), 187–202, doi:10.1007/BF00117978.

Mahrt, L., and J. Paumier, 1982: Cloud-top entrainment instability observed in AMTEX, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 622–634.

Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Reviews of Geophysics and Space*



*Physics*, **20** (4), 851–875.

Ninomiya, K., 2007: Synoptic-scale variations in the polar air-mass transformed over the Japan Sea, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85** (2), 171–186.

Ogawa, Y., and T. Ohara, 1985: The turbulent structure of the internal boundary layer near the shore, *Boundary-Layer Meteorology*, **31** (4), 369–384, doi:10.1007/BF00120836.

大原利眞, 鵜野伊津志, 黒川純一, 早崎将光, 清水厚, 2008: 2007年5月8,9日に発生した広域的な光化学オゾン汚染—オーバービュー—, *大気環境学会誌*, **43**, 198–208.

Osada, K., T. Ohara, I. Uno, M. Kido, and H. Iida, 2009: Impact of Chinese anthropogenic emissions on submicrometer aerosol concentration at Mt. Tateyama, Japan, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 9111–9120.

Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee, and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system – RAMS, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **49**, 69–91, doi:10.1007/BF01025401.

Sasano, Y., A. Shigematsu, H. Shimizu, N. Takeuchi, and M. Okuda, 1982:

On the relationship between the aerosol layer height and the mixed layer height determined by laser radar and low-level radiosonde observations, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60** (3), 889–895.

Sempreviva, A. M., M. E. Schiano, S. Pensieri, A. Semedo, R. Tome, R. Bozzano, M. Borghini, F. Grasso, L. L. Soerensen, J. Teixeira and C. Transerici, 2010: Observed development of the vertical structure of the marine boundary layer during the LASIE experiment in the Ligurian Sea, *Annales Geophysicae*, **28**, 17–25.

Seidel, D. J., C. O. Ao, and K. Li, 2010: Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis, *Journal of Geophysical Research*, **115** (D16113), doi:10.1029/2009JD013680.

Shimizu, A., N. Sugimoto, I. Matsui, K. Arao, I. Uno, T. Murayama, N. Kagawa, K. Aoki, A. Uchiyama, and A. Yamazaki, 2004: Continuous observations of Asian dust and other aerosols by polarization lidars in China and Japan during ACE-Asia, *Journal of Geophysical Research*, **109** (D19), D19S17, doi:10.1029/2002JD003253.

Shinoda, T., A. Higuchi, K. Tsuboki, T. Hiyama, H. Tanaka, S. Endo, H. Minda, H. Uyeda, and K. Nakamura, 2009: Structure of convective circulation in the atmospheric boundary layer over the northwestern Pacific

Ocean under a subtropical high, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **87**, 979–996, doi:10.2151/jmsj.87.979.

Smedman, A. -S., and U. Hogstrom, 1983: Turbulent characteristics of a shallow convective internal boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **25** (3), 271–287, doi:10.1007/BF00119540.

Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary-Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.

Sugimoto, N., I. Uno, M. Nishikawa, A. Shimizu, I. Matsui, X. Dong, Y. Chen, and H. Quan, 2003: Record heavy Asian dust in Beijing in 2002: Observations and model analysis of recent events, *Geophysical Research Letters*, **30** (12), 1640, doi:10.1029/2002GL016349.

Tremback, C. J., 1990: Numerical simulation of a mesoscale convective complex: Model development and numerical results, *Atmospheric Science Paper*, **465**, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins.

Uno, I., X. M. Cai, D. G. Steyn, and S. Emori, 1995: A simple extension of the Louis method for rough surface layer modeling, *Boundary-Layer Meteorology*, **76** (4), 395–409, doi:10.1007/BF00709241.

Uno, I., T. Ohara, K. Yamaji, and J. Kurokawa, 2007: Recent trends and future projections in Asian air pollution, *Journal of Disaster Research*, **2**, 163–172.

Venkatram, A., 1977: A model of internal boundary-layer development, *Boundary-Layer Meteorology*, **11** (4), 419–437, doi:10.1007/BF02185869.

Walko, R. L., W. R. Cotton, M. P. Meyers, and J. Y. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme, *Atmospheric Research*, **38**, 29–62, doi:10.1016/0169-8095(94)00087-T.

Warner, T. T., M. N. Lakhtakia, J. D. Doyle, and R. A. Pearson, 1990: Marine atmospheric boundary layer circulations forced by Gulf Stream sea surface temperature gradients, *Monthly Weather Review*, **118**, 309–323.

Webster, P. J., C. A. Clayson, and J. A. Curry, 1996: Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the Tropical Western Pacific, *Journal of Climate*, **9**, 1712–1730.

Winker, D. M., J. Pelon, and M. P. McCormick, 2003: The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, *Proceedings of SPIE*, **4893**, 1–11, doi:10.1117/12.466539.

Yin, B., and B. A. Albrecht, 2000: Spatial variability of atmospheric boundary layer structure over the Eastern Equatorial Pacific, *Journal of Climate*, **13**, 1574–1592.

Zeng, X., M. A. Brunke, M. Zhou, C. Fairall, N. A. Bond, and D. H. Lenschow, 2004: Marine atmospheric boundary layer height over the Eastern Pacific: Data analysis and model evaluation, *Journal of Climate*, **17**, 4159–4170.