

平成 23 年度 卒業論文

高頻度ラジオゾンデ観測によって捉えられた
台風 1105 号中心近傍の鉛直微細構造

Detailed structure of the typhoon 1105 core by the
frequent radiosonde observation

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

地球環境気候学研究室 508392

吉岡 七緒

指導教員：立花義裕教授

要旨

2011 年 6 月下旬、長崎大学所有の練習船長崎丸で台風 1105 号 (T1105) 中心近傍の高頻度ラジオゾンデ観測を行った。台風に関する先行研究のほとんどはモデルや間接観測であり、高頻度な直接観測の例はほとんどない。しかし、人間活動に多大な影響をもたらす台風の構造を生データによって解明することは非常に重要である。本研究では、直接観測でしか知り得なかったであろう、T1105 中心近傍の鉛直構造を明らかにすることを目的とし解析を行った。

解析結果から、台風の目に存在するといわれる高温・乾燥のウォームコアを捉えていた。風は、下層において低気圧回転にもかかわらず台風中心から外に向かって吹き出している箇所が多くみられた。また、台風中心付近の対流圏中層で中心に向かって風が特に強く収束している部分を確認された。様々な解析結果をもとに、この収束が台風中心付近の風の循環を維持、もしくは強化しているのではないかと、またはこの収束が上層と下層に分かれ下降流によってウォームコアが形成されたのではないかと、いう 2 つの可能性を示唆した。

目次

要旨	2
1 章 序論	5
1-1 背景	5
1-1-1 台風	5
1-1-2 東シナ海	6
1-2 本研究のねらい	7
2 章 ラジオゾンデ	8
3 章 T1105 概要	9
4 章 観測	12
4-1 観測時の様子	12
4-2 観測概要	13
5 章 使用データ	15
5-1 観測データ	15
5-1-1 観測地域	15
5-1-2 ラジオゾンデ観測データ	15
5-2 台風中心決定	15
5-2-1 気象庁ベストトラック	15
5-2-2 気象庁アメダス	15
5-2-3 気象庁レーダー	16
6 章 解析手法	17
6-1 ラジオゾンデの軌跡作成	17
6-2 大気鉛直断面図の作成	17
6-2-1 温位鉛直断面図の作成	17
6-2-2 風の内向き成分，反時計回り成分の鉛直断面図の作成	18
6-2-3 風の鉛直流	19

7 章 解析結果	20
7-1 ラジオゾンデの軌跡	20
7-2 鉛直断面図	22
8 章 考察と結論	26
8-1 全体の考察	26
8-2 中心付近の考察	26
8-2-1 中心付近下層に弱上昇流が存在すると仮定した場合(Fig.17-1)	26
8-2-2 中心付近下層に下降流が存在すると仮定した場合(Fig.17-2)	27
8-3 結論	27
謝辞	30
参考・引用文献	31

1 章 序論

1-1 背景

1-1-1 台風

熱帯の海上で発生する低気圧を「熱帯低気圧」と呼ぶが、このうち北西太平洋（赤道より北で東経 180 度より西の領域）または南シナ海に存在し、なおかつ低気圧域内の最大風速（10 分間平均）がおおよそ 17m/s（34 ノット，風力 8）以上のものを「台風」と呼ぶ（気象庁¹⁾）。

台風は暖かい海面から熱エネルギーを供給し、激しい雨風を伴いながら移動する。台風が上陸，あるいは接近すると，暴風，暴雨，高潮，高波，落雷などを引き起こし，それにより建物の倒壊，洪水，浸水，土砂崩れ，地すべりなどの災害が発生する。日本は世界的に見ても台風による災害が多く，昔からその対策に悩まされている。甚大な被害をもたらしたとして知られる 1959 年 9 月下旬に起きた伊勢湾台風は，死者 4697 名，行方不明者 401 名，負傷者 38,921 名もの被災者を生んだ。

このような台風による甚大な被害を減らすためには，発生過程や構造，進路予測など，台風の実態を知ることが必要不可欠である。そのため世界では台風について多くの研究がなされている。しかし，その激しさのため近くからの観測は困難であり，数値モデルによる計算や，衛星，レーダー等を用いた間接観測(Teshiba et al.²⁾, 2005)が多い。直接観測としては航空機から台風に向かって落とすドロップソンデがよく用いられる(Chou et al.³⁾, 2010)。この観測方法は，地上観測より安全で台風を狙いやすいという利点があるが，航空機の飛行高度が 8~13km と限られたり，投下後着水するまで投下できない，航空機が時速 700km くらいで移動するので密に観測できない，そして何より航空機チャーター代や観測機自体の値段が高額であるという欠点がある。このように，台風の密な直接観測を行うことは難しいというのが現状である。

1-1-2 東シナ海

東シナ海は日本の南西、およそ北緯 24 度から 32 度、東経 123 度から 130 度に位置する縁辺海である。北は韓国、東から南にかけ九州、南西諸島、台湾、西は中国大陆によって囲まれている。また、北西は黄海、北東は対馬海峡を通じ日本海、東は南西諸島を挟んで太平洋と接し、南は台湾海峡を通じ南シナ海と結ばれている(Fig.1)。

東シナ海は複数の海域と接するため、外洋と縁辺海、ないしは縁辺海どうしの相互作用が生じている。また、東シナ海は主として水深 200m より浅い大陸棚で構成されている。そのため大気の影響を受けやすく海と大気の相互作用が生じる非常に変化に富んだ海域である。

また、東シナ海は台風がよく通過する海域として知られる。台風は暖かい海面から熱エネルギーを供給し成長していく。そのため、東シナ海はその供給源となり、台風の発達、衰退を決める重要な要因となる。

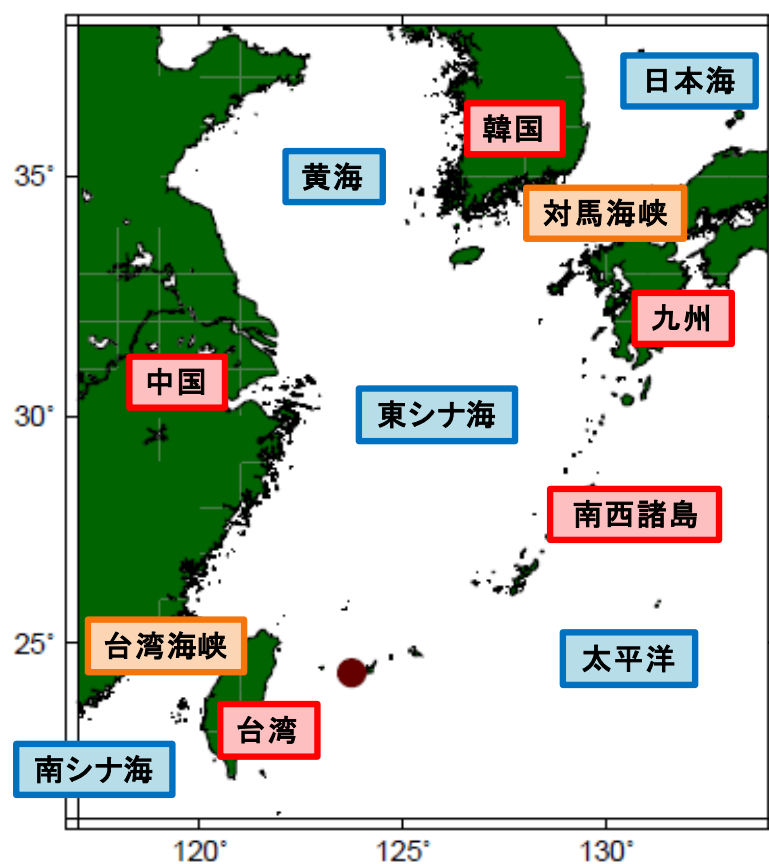


Fig.1 東シナ海とその周辺
赤丸は観測点を表す。

1-2 本研究のねらい

台風に関する研究のほとんどは、計算によるシミュレーションや間接観測、時間・空間間隔の粗い直接観測である（1-1-1 台風）。それに対し本研究では、東シナ海上において台風の真下、中心付近でラジオゾンデという直接観測を用いて 1 時間間隔の非常に密な観測を行った。ラジオゾンデはドロップゾンデに比べ扱いやすく、安価である。また地上から放球するため、うまく飛ばばドロップゾンデよりも上空をとらえることができる。実際に我々は高度 20km 付近の圏界面上まで詳細なデータを取ることに成功した。そこで、本研究を通じ、台風という激しい現象に対してもラジオゾンデでの観測が実現可能であるということを提唱したい。また、間接観測や計算での台風研究が多い中、このような高頻度な直接観測によって観測した例は他にみられない。さらに、観測場所が地上ではなく台風のエネルギー供給源である暖かい海上であり、勢力を保ったままの台風を捉えられたという点で価値がある。従って非常に貴重なデータを取得したといえる。いくら素晴らしい計算による台風のシミュレーションでも、観測による生データに勝るものはない。この生データによって、台風の構造についての新しい発見や、今まで推定でしかわからなかった事柄を検証することができる。そしてそれは後の台風研究につながり、台風災害に備えるうえで重要なものとなるだろう。本研究では、高頻度直接観測によって捉えられた T1105 中心近傍の鉛直微細構造を解析し、明らかにしていくことを目的とする。

2 章 ラジオゾンデ

ラジオゾンデは、気圧、気温、湿度等の気象要素を測定するセンサーを搭載し、測定した情報を送信するための無線送信機を備えた気象観測機である(Fig.2)。温度計、湿度計、無線送信機は、ラジオゾンデの外側に取り付けてあり、GPS、電池等はラジオゾンデの本体（白色発砲スチロール製の収容箱）内部にある。ラジオゾンデをゴム気球に吊るして飛ばし、地上から約 30km までの大気の状態（気圧、気温、湿度、風向・風速等）を観測している。観測を終えたラジオゾンデは、パラシュートによってゆっくり降下する。

ラジオゾンデによる気象観測は、世界各地で毎日決まった時刻（日本では標準時 09 時・21 時）に行われている。ラジオゾンデによる高層気象観測で得られたデータは、天気予報の基礎である数値予報モデルや、気候変動・地球環境の監視、航空機の運航管理などに利用されている。（気象庁⁴⁾）



Fig.2 ラジオゾンデ測器

3 章 T1105 概要

2011 年 6 月 21 日 3JST, フィリピンの東海上で熱帯低気圧が発生し, 22 日 6JST に台風となった. 22 日 21JST に大型の台風となり, 勢力を保ちながら北上した(Fig.3). 24 日 18JST から 25 日 6JST に中心気圧が最低の 975hPa となり, その後 27 日 15JST に温帯低気圧となり消滅した. 観測地である西表島には 24 日 21JST~25 日 0JST ごろに最接近していた(Fig.4, Fig.5).

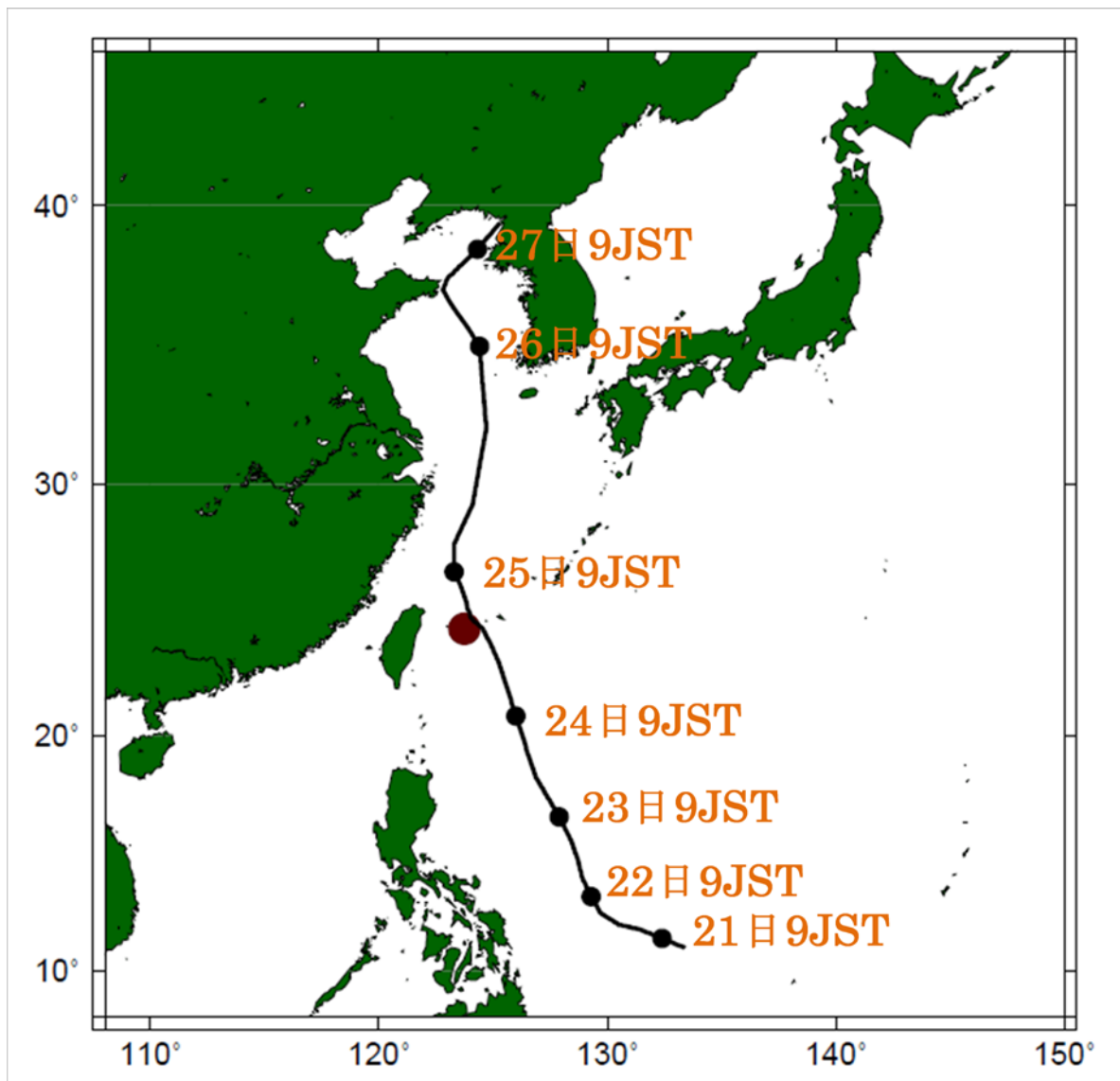


Fig.3 T1105 の移動経路と時刻 (気象庁ベストトラック)

赤丸は観測点, 線は台風中心位置の移動経路,
黒丸と横の時刻は台風中心がその位置に到達したときの時刻を表す.

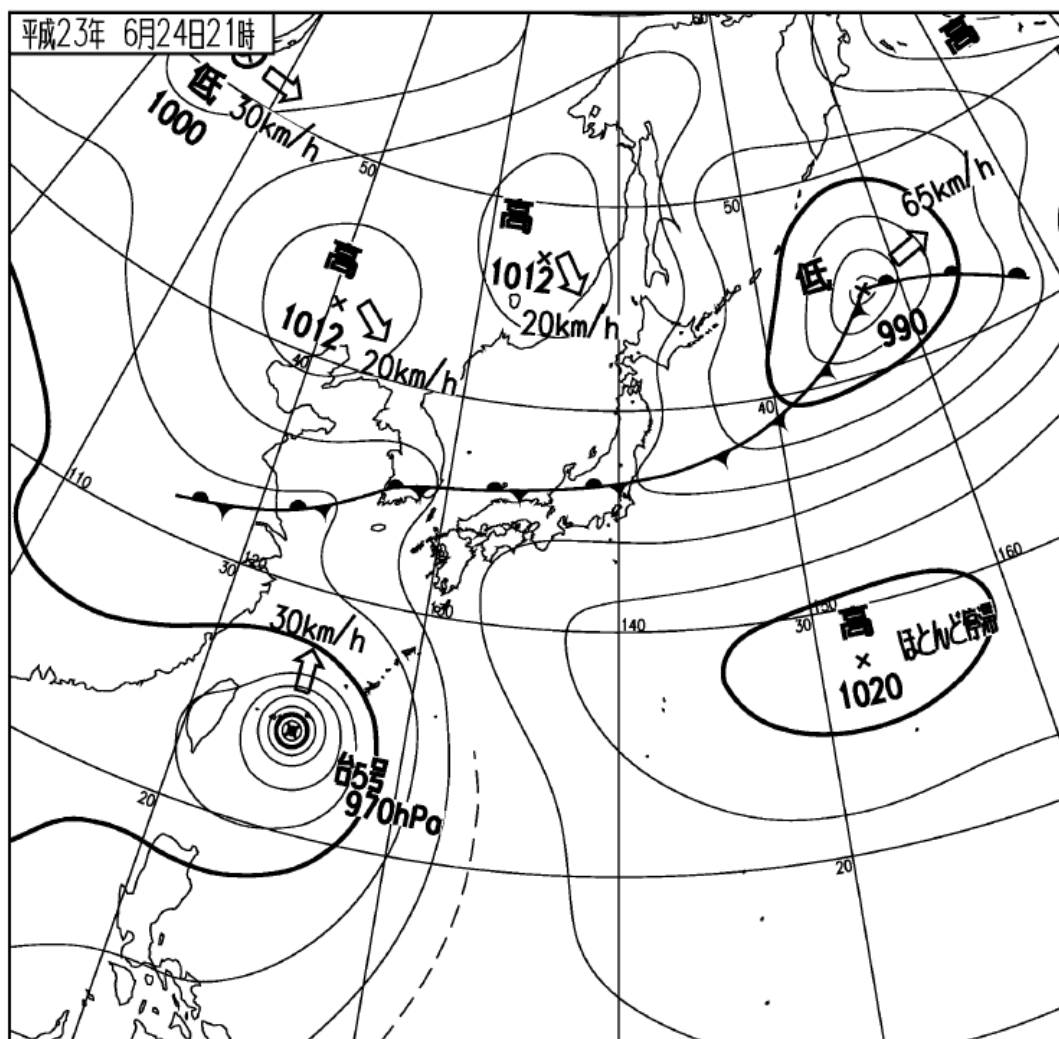


Fig.4 2011 年 6 月 24 日 21JST 地上天気図 (気象庁)

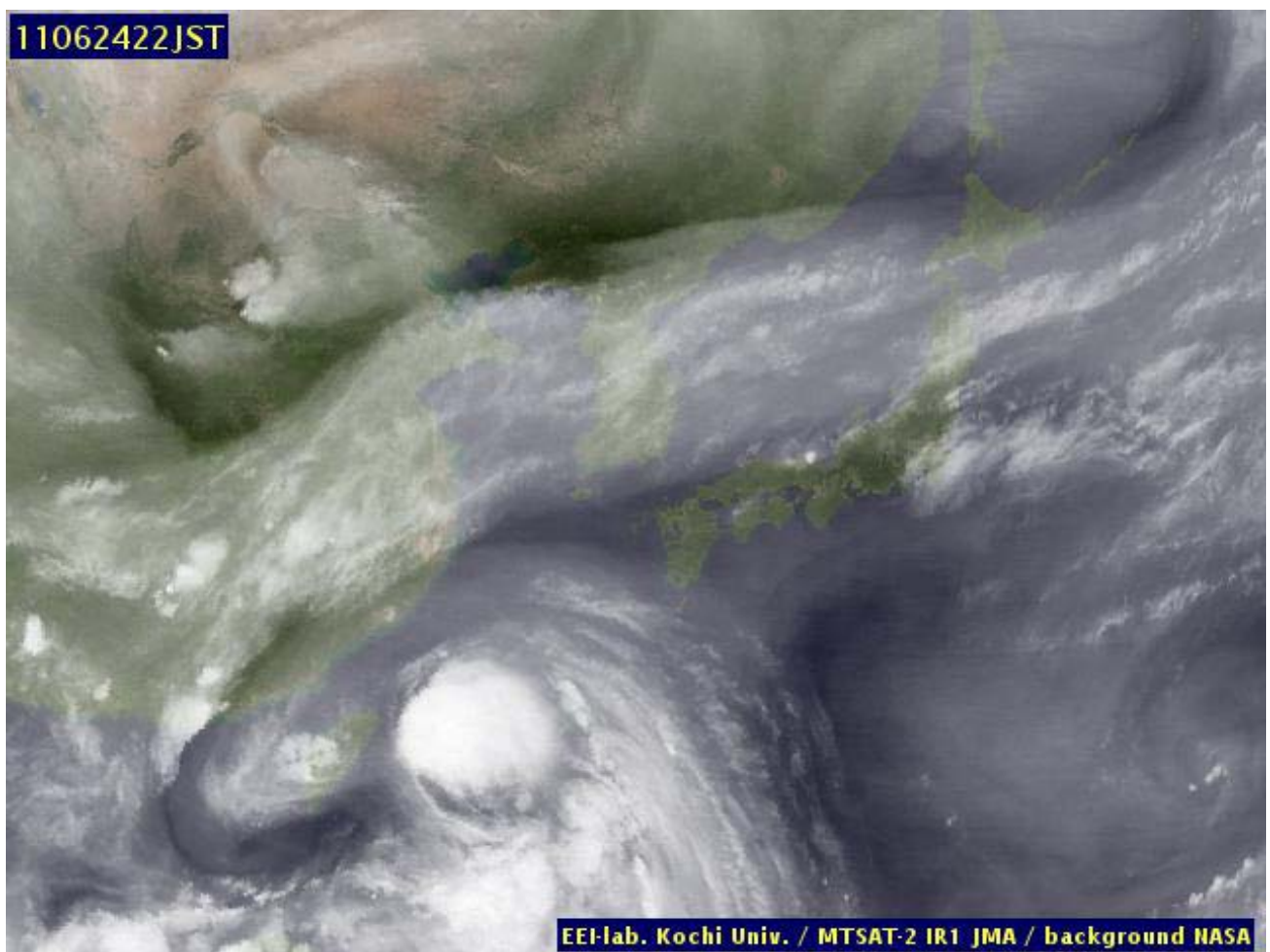


Fig.5 2011 年 6 月 24 日 22JST 水蒸気画像（高知大気象情報頁⁶⁾）
T1105 が観測点に最接近していた時間の画像.

4 章 観測

4-1 観測時の様子

2011 年 6 月 20 日～30 日に、長崎大学所有の練習船長崎丸で東シナ海において大気海洋同時観測航海に参加した。この航海中、西表島船浮湾停泊予定の 24 日 22:00JST ごろに西表島上空を T1105 中心域が通過することが判明した。当初の観測計画にはなかったが、台風中心の真下で観測できるかもしれない、という興奮に掻き立てられ、皆の協力を得て急遽台風観測を行うことを決定した。しかし、予定外の観測であったため使用できるラジオゾンデの数が限られていた。そこで、中心を密に捉えられるようにと、ニュースや気象庁の予報を頼りに、始めは 2 時間間隔、最も中心付近で 1 時間間隔になるよう放球時間の間隔や放球回数を決定した。

観測は、湾に停泊中の船上から真上を通過していく台風を固定点で観測した。観測開始時は、晴天時には見えていたはずの周囲の島々が霧ではなく激しい雨風によって見えなくなっていた。立っているのがやっとで、暴れるバルーンを抑えながらの放球準備は過酷なものであった。またラジオゾンデの GPS 電波も受かりにくく、ゾンデが濡れたり飛んで行ってしまうためデッキでそのまま電波の受信確認をすることはできなかった。そのためプラスチックの透明な衣装ケースにラジオゾンデを入れ、ケースを紐でデッキに頑丈に固定し電波受信を行った。初めは 100g バルーンで放球を試みたが、風に対してバルーンの浮力が弱すぎて上に飛んで行かず、周囲にぶつかったり真横に飛んで海に着水し何度か失敗してしまった。そこで途中から 350g バルーンに変え、浮力をよりつけて飛ばしていった。観測開始時は激しかった雨風も、途中おだやかになり、その後再び強くなっていた。今思えば、おそらく台風の入った時に雨風が穏やかになっていたのであろう。波は初め小さかったが、時間がたつにつれ大きくなり観測終了時には激しい横揺れとなっていた。北に向いて開けた湾と台風の進路、風向きに関係していたのだと思う。

この観測は、台風中心の真下で高頻度にラジオゾンデをあげるという、今までの常識では考えられないような破天荒な観測であった。しかし、夕方から翌日の朝方まで、何時間も寝ずに厳しい気象条件の中立ち向かってくれた仲間のおかげでこの観測は成功した。仲間の大切さを身にしみて感じた観測であった。

4-2 観測概要

西表島船浮湾停泊中の長崎丸の船上から、西表島上空を通過していく T1105 に対してラジオゾンデを放球した。観測期間は 24 日 16:30JST から 25 日 05:30JST であり、観測番号 1~3 は 2 時間間隔、3~12 は 1 時間間隔の計 12 回放球した(Table.1)。観測番号 1,11,12 は 100g バルーン、観測番号 2~10 は 350g バルーンを使用した。

T1105 は観測点の西表島上を南東から北西へと通過した(Fig.6)。観測期間中の 24 日 16:30JST から 25 日 05:30JST は、気象庁ベストトラックによると中心気圧は 975hPa を示していた。これは、T1105 が発生してから消滅するまでの期間で最低値である。

Table.1 観測番号と放球時間

観測番号	放球時間(JST)	
1	24 日	16:30
2		18:30
3		20:30
4		21:30
5		22:30
6		23:30
7	25 日	0:30
8		1:30
9		2:30
10		3:30
11		4:30
12		5:30

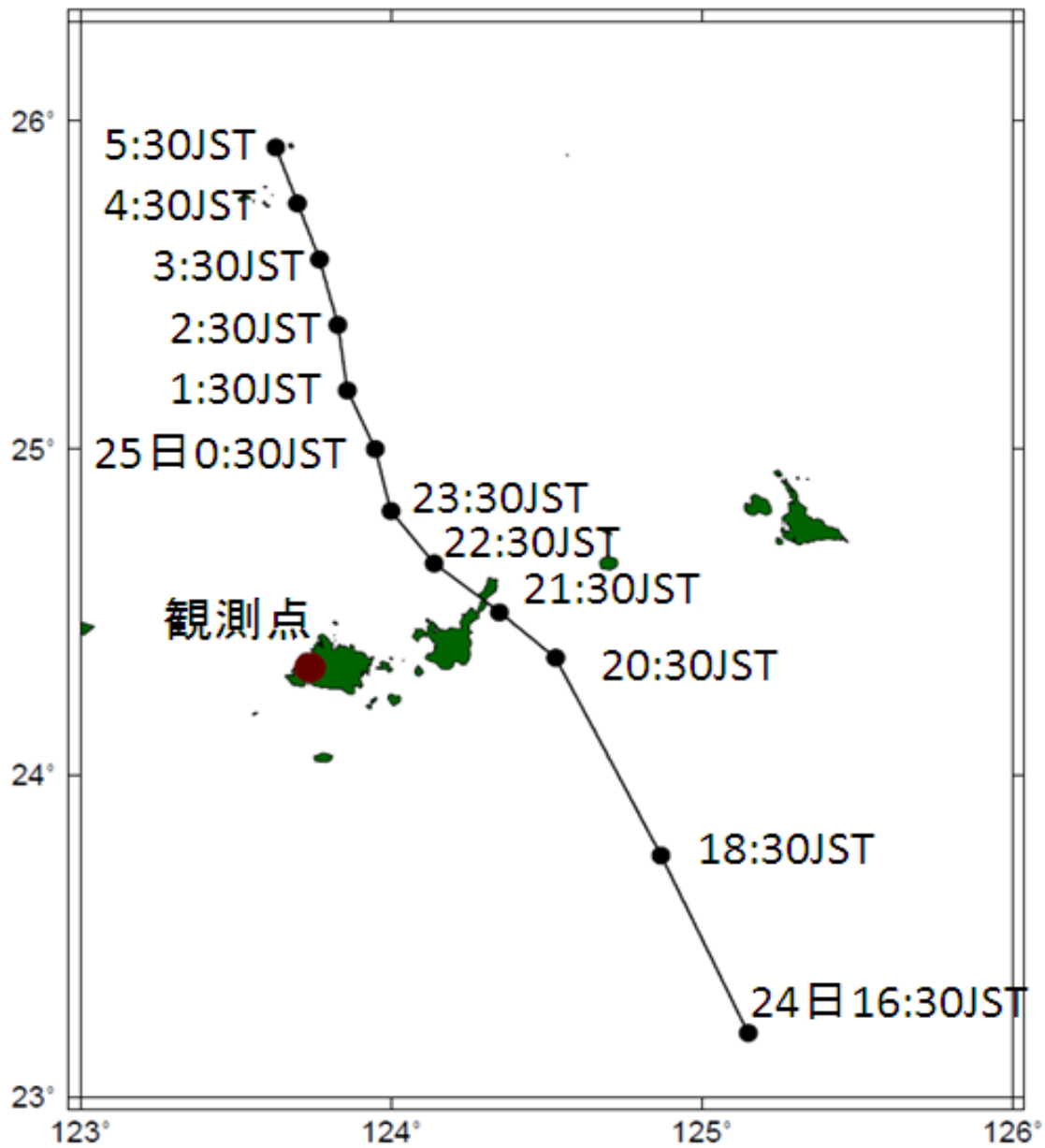


Fig.6 観測点と T1105 の移動経路

赤丸は観測点，線は T1105 の中心位置の移動経路，黒丸と時刻は中心位置の到達時刻を表す．
時刻は放球時刻に対応している．

5 章 使用データ

5-1 観測データ

2011 年 6 月 24 日, 25 日にかけて, 長崎大学所有練習船長崎丸で我々が行った観測データを使用する.

5-1-1 観測地域

観測地域は東シナ海の北緯約 24.2 度から 24.5 度, 東経約 123.6 度から 124 度の西表島周辺地域である. 観測は西表島船浮湾に停泊中の長崎丸上から, 南西から北東へと進む台風をその真下で定点観測により捉えた.

5-1-2 ラジオゾンデ観測データ

本研究で用いられたラジオゾンデは, 明星電気社のラジオゾンデである. 2 秒ごとにデータを記録している.

ラジオゾンデ観測は, 6 月 24 日 16:30JST から 25 日 05:30JST まで, 約 1 時間間隔の計 12 回行われた.

5-2 台風中心決定

本研究中で使用する台風の中心は, 以下に示す 3 種類のデータを使用し決定した. ベストトラックは大まかな経路をみるには最適だが, 本研究は 1 時間間隔という狭い時間スケールでの観測のため 6 時間ごとのデータでは不十分であった. そのため, 様々なデータをもとに詳細に決定していった.

5-2-1 気象庁ベストトラック

6 時間ごとの台風の中心位置や中心気圧, 最大風速などをまとめたもの.

本研究では, T1105 の観測期間を含む 6 月 24 日 15JST から 25 日 06JST の中心位置, 中心気圧データを使用した.

5-2-2 気象庁アメダス

アメダス (AMeDAS) とは「Automated Meteorological Data Acquisition System」の略で, 「地域気象観測システム」という. 雨, 風, 雪などの気象状況を時間的, 地域的に細かく監視するために, 降水量, 風向・風速, 気温, 日照時間の観測を自動的におこない, 気象災害の防止・軽減に重要な役割を果たしている. アメダスは 1974 年 11 月 1 日から運用を開始し, 現在, 降水量を観測する観測所は全国に約 1,300 ヶ所ある. このうち, 約 840 か所 (約 21km 間隔) では降水量に加えて, 風向・風速, 気温, 日照時間を観測しているほか, 雪の多い地方の約 300 か所では積雪の深さも観測している. (気象庁⁵⁾)

本研究では, 台風中心を決定する際に, 西表島周辺島々 17 地点の 10 分毎風向・風速データを参考にした.

5-2-3 気象庁レーダー

気象レーダーは、アンテナを回転させながら電波（マイクロ波）を発射し、半径数百 km の広範囲内に存在する雨や雪を観測するものである。発射した電波が戻ってくるまでの時間から雨や雪までの距離を測り、戻ってきた電波（レーダーエコー）の強さから雨や雪の強さを観測する。また、気象ドップラーレーダーは、雨や雪の強さに加え、戻ってきた電波の周波数のずれ（ドップラー効果）を利用して、雨や雪の動きを観測することができる。

本研究では 2011 年 6 月 24 日 21JST のレーダー(Fig.7)を参考にした。

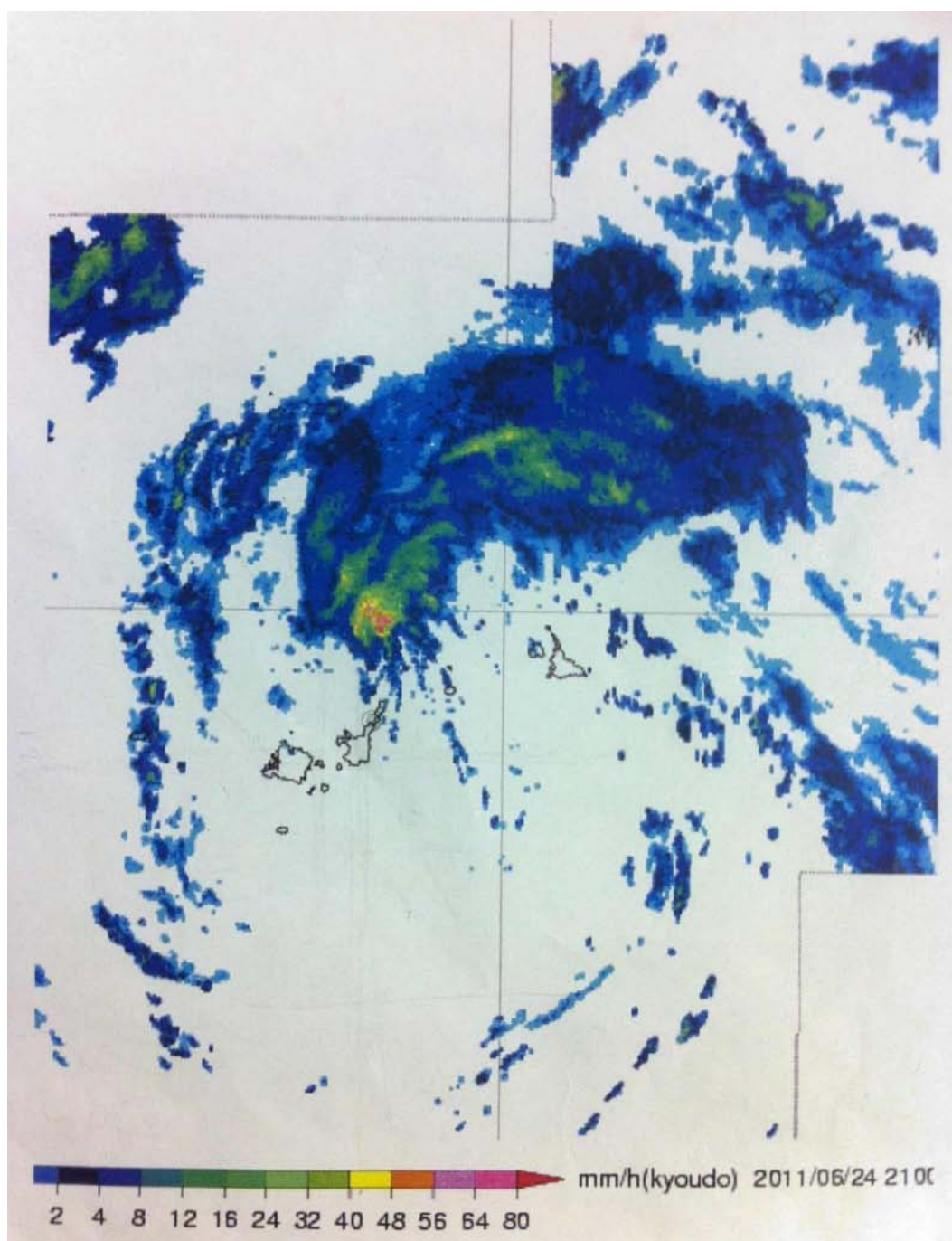


Fig.7 気象庁レーダー 2011 年 6 月 24 日 21JST 西表島周辺

6 章 解析手法

6-1 ラジオゾンデの軌跡作成

各ゾンデの緯度，経度，高度のデータを用いて 3 次元的にプロットした．

各ゾンデの軌跡と T1105 の相対位置を示す図(Fig.9-2)は，ゾンデがたどった軌跡の緯度経度から，そのゾンデの放球時における台風中心の緯度経度をそれぞれ引いてプロットした．台風中心は，気象庁ベストトラック，気象庁レーダー，西表島周辺島々17 地点のアメダスの風向，風速データをもとに決定した．

6-2 大気鉛直断面図の作成

ラジオゾンデ観測データは，2 秒ごとに記録されており，各観測点でのデータの高度はばらばらである．そのため，縦軸を高度に，横軸を観測点となるような鉛直断面図を作成するには高度の間隔をそろえる必要がある．本研究では線形補間法を用いて全 63 点のデータを地上 0m から上空 20000m まで，20m 間隔のデータを作成した．このデータを用いて，温位高度偏差，湿度，風の内向き成分，風の反時計周り成分，風の鉛直流の鉛直断面図を作成した．湿度の鉛直断面図はこのデータを用いてそのまま図を作成したが，そのほかの断面図は計算をして出した．以下に計算方法について記載する．

また，このデータを用いて各観測点の気温鉛直プロファイルの作成した．

6-2-1 温位鉛直断面図の作成

温位とは，空気塊を断熱的に標準気圧（1000hPa）のところまでもってきたときの空気塊がもつ温度である．温位は次式（式 4-1）より求めた． θ は温位， T は気温， P_0 は地上気圧， P はその高度における気圧， R_d は乾燥空気に対する気体定数（ $287\text{m}^2/\text{s}^2 \cdot \text{K}$ ） C_p は定圧比熱（ $1005\text{J}/\text{K} \cdot \text{kg}$ ）である．温位高度偏差は，温位から温位の高度平均をそれぞれ引き，その高度において平均からどれだけずれているかを示した．

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \quad \dots \text{ (式 4-1)}$$

6-2-2 風の内向き成分，反時計回り成分の鉛直断面図の作成

水平方向の風を次式（式 4-2a, 4-2b）を用いて台風の中心に向かう成分（内向き正，外向き負）と接線方向成分（反時計回り正，時計回り負）に分解した（Fig.8）. V は水平風速， wd は風向， φ は台風中心から真南を 0 度とし，時計回りに何度かの位置にあるかを表す．台風そのものの移動速度も考慮するため，この計算を台風の移動速度に対しても行い，（水平風の内向き，反時計）－（台風移動速度の内向き，反時計）として差し引いた値を用いて図を作成した．

$$\text{内向き成分} = -V\cos(wd - \varphi) \quad \dots (\text{式 4-2a})$$

$$\text{反時計回り成分} = -V\sin(wd - \varphi) \quad \dots (\text{式 4-2b})$$

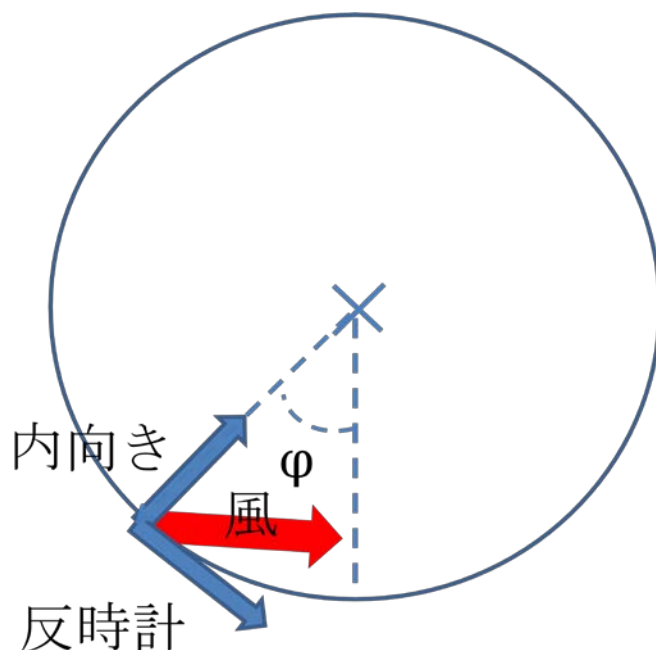


Fig.8 風の内向き成分，反時計回り成分 模式図

円は台風，×は台風中心， φ は台風の中心から真南を 0 度したときのその位置での角度（時計回りに増加）を表す．赤矢印を実際の風とし，実際の風を青矢印のように台風中心に向かう成分（内向き正）と接線方向成分（反時計回り正）に分解する．

6-2-3 風の鉛直流

鉛直流は、2つの方法を用いて計算した。

① 台風が軸対象，風が収束した分だけ上に上がる，と仮定した計算

台風が軸対象であり，風が収束した分だけ上昇流になると仮定し，次式（式 4-3）により計算した． r はその位置における台風中心からの距離， v は式 6-2-2 で求めた水平風の内向き成分を用いた．この方法は，半径 r の円の中に入った風を円の面積で割ることで，円全体での平均的な鉛直流を計算している．従って，局所的な鉛直流ではなく，台風全体でのシステムとしての鉛直流を計算していることになる．

$$\text{鉛直流} = \frac{2\pi r v}{\pi r^2} \quad \dots \text{（式 4-3）}$$

② ゾンデ上昇速度を用いた計算

ゾンデの相対的な鉛直流を次式（式 4-4）より計算した．ゾンデの上昇速度は上昇した距離をそれにかかった時間で割って計算した．地上から上空までのゾンデの上昇速度の平均を引くことで，各ゾンデのバルーンへのヘリウムガス量の差による浮力の影響をなくしている．上昇速度の高度平均を引くことで，高度による上昇速度の差をなくしている．これら 2 つをゾンデのそのままの上昇速度から引くことで，絶対値ではないが，相対的な鉛直流の強弱を計算した．100g バルーンを使用した観測番号 1, 11, 12 は除外し，350g バルーンを使用した観測番号 2~10 について計算した．

$$\begin{aligned} \text{相対鉛直流} = & (\text{ゾンデの上昇速度}) - (\text{地上から上空までの上昇速度の平均}) \\ & - (\text{上昇速度の高度平均}) \quad \dots \text{（式 4-4）} \end{aligned}$$

7 章 解析結果

7-1 ラジオゾンデの軌跡

同じ位置から放球したゾンデでも、台風の影響を受け各ゾンデ様々な軌跡をたどった(Fig9-1). 観測番号 4~6 のとき、放球位置は全放球の中で最も T1105 の中心に近く中心から約 55km 付近であり、ゾンデの軌跡は中心から約 30~50km 内を通った(Fig.9-2). 観測番号 3~12 は T1105 中心付近から後方を 1 時間間隔に捉えている.

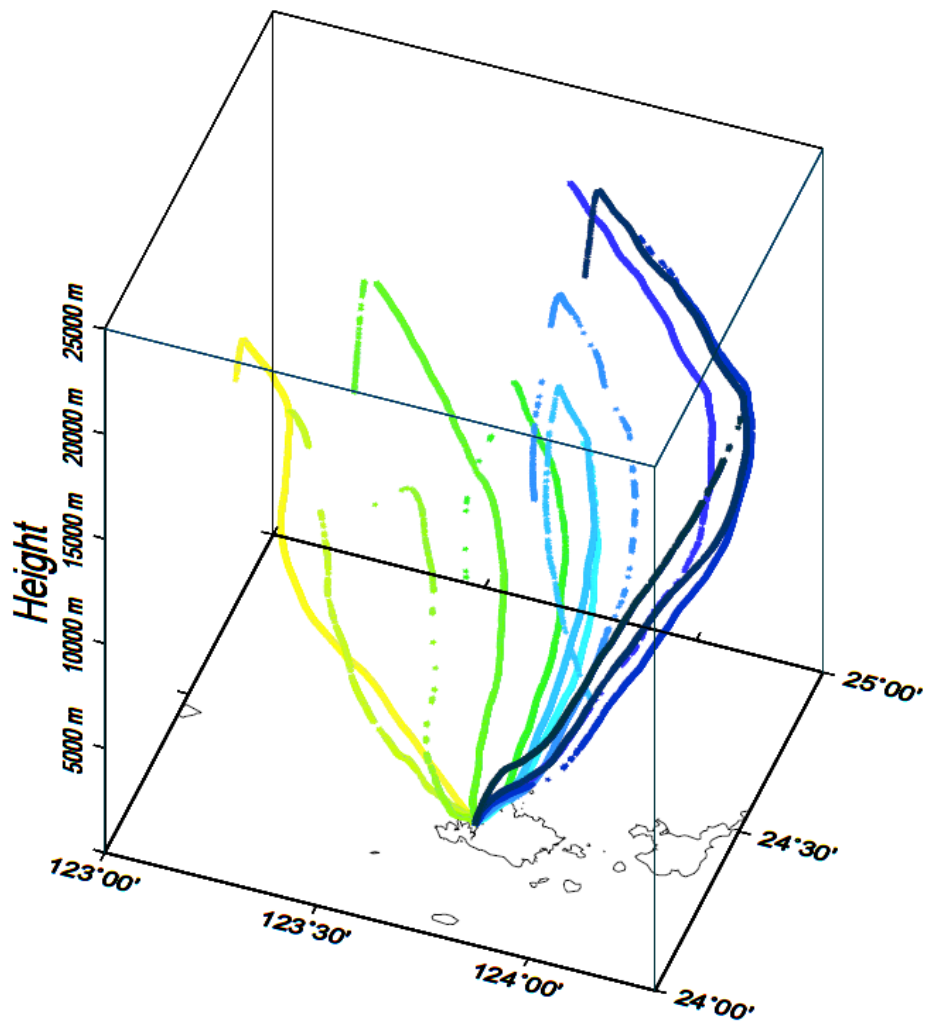


Fig.9-1 ラジオゾンデの軌跡

太線はゾンデの軌跡を表す. 黄色太線が 1 回目の放球で、色が青色になるほど時間が経過.

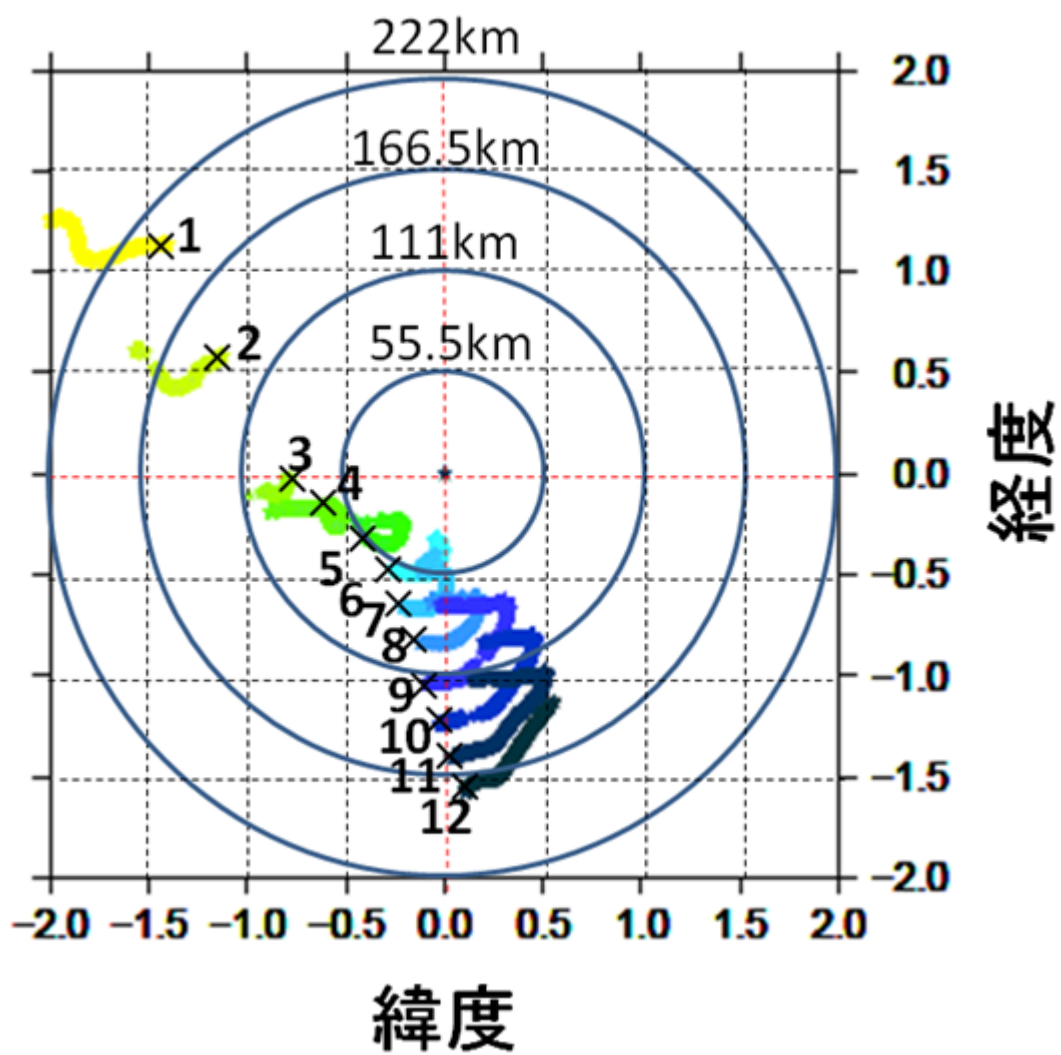


Fig.9-2 T1105 とラジオゾンデの軌跡の相対位置
 図中コンターで台風中心からの距離，番号は観測番号(Table.1 に対応)，
 ×は地上の放球点位置で，太線は各ゾンデの軌跡を示す．

7-2 鉛直断面図

7-2 で作成した各図を見て行く．

各観測点の気温鉛直プロファイルの圏界面付近を拡大した図を Fig.10 に示す．中心付近である観測番号 4, 5 の圏界面は、他の圏界面と比べ高度が高くなっていた．また、中心付近ほど圏界面を超えてすぐの地点での気温の上がり方が急であった．

各観測点の大気の大気鉛直断面図を Fig.11 から Fig.16 に示す．温位高度偏差(Fig.11)は中心付近が地上から上空まで周りに比べ温位が高く、また丸で囲んだ高度約 2~4km に顕著な暖域が見られた．湿度(Fig.12)もこの丸で囲んだ領域が顕著に乾燥していた．雲頂高度は約 10km であり、高度 10~12km 付近まで乾燥、それより上空で再び湿度が上がるという、3 層構造をしていた(Fig.12)．風の内向き成分(Fig.13)は、下層は中心付近が内向き成分、それ以外は外向き成分であった．圏界面付近は 12 番以外すべての観測において外向き成分がみられた．中心付近は地上から高度約 14km まで内向き成分であった．四角で囲んだ領域では強い内向き成分がみられた．風の反時計回り成分(Fig.14)は、下層で強い約 30m/s の反時計回り成分がみられた．下層から中層にかけ反時計回り成分であり、その反時計回り成分の弱まる高度は、中心ほど低く、中心から離れるに従い高くなっていた．内向きに強く風が吹き込んでいる領域 (Fig.13 四角で囲まれた領域) と、反時計回り成分の弱まる境界 (Fig.14 四角で囲まれた領域) が一致していた．圏界面高度を境に反時計回り成分が強まっていた．鉛直流(Fig.15)は、全体として約 $\pm 0.4\text{cm/s}$ であった．相対鉛直流(Fig.16)は、中心付近は高度約 9km 付近を境に上で鉛直流強め、下で弱めとなっていた．

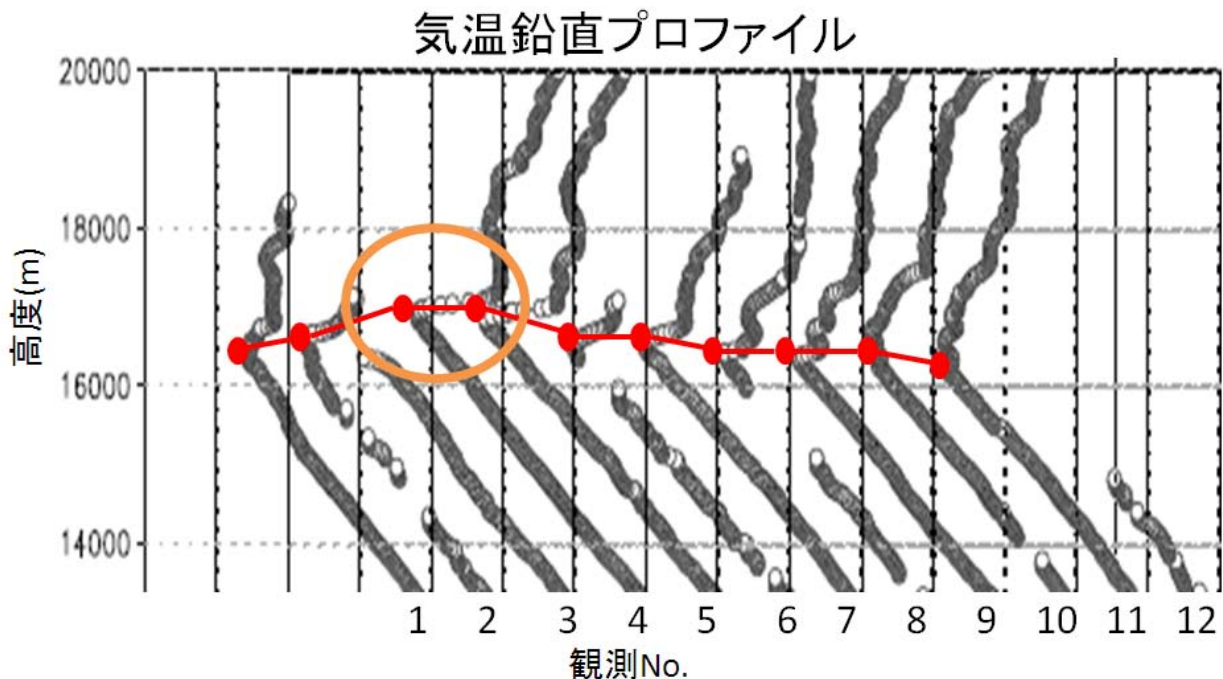


Fig.10 圏界面高度付近の気温鉛直プロファイル

気温鉛直プロファイルを観測番号順に横に並べ、高度 14~20km を拡大した．

赤丸は圏界面高度にプロットし、赤線をつないだ．丸で囲んだ観測番号 4, 5 の圏界面は、他の圏界面と比べ高度が高くなっている．

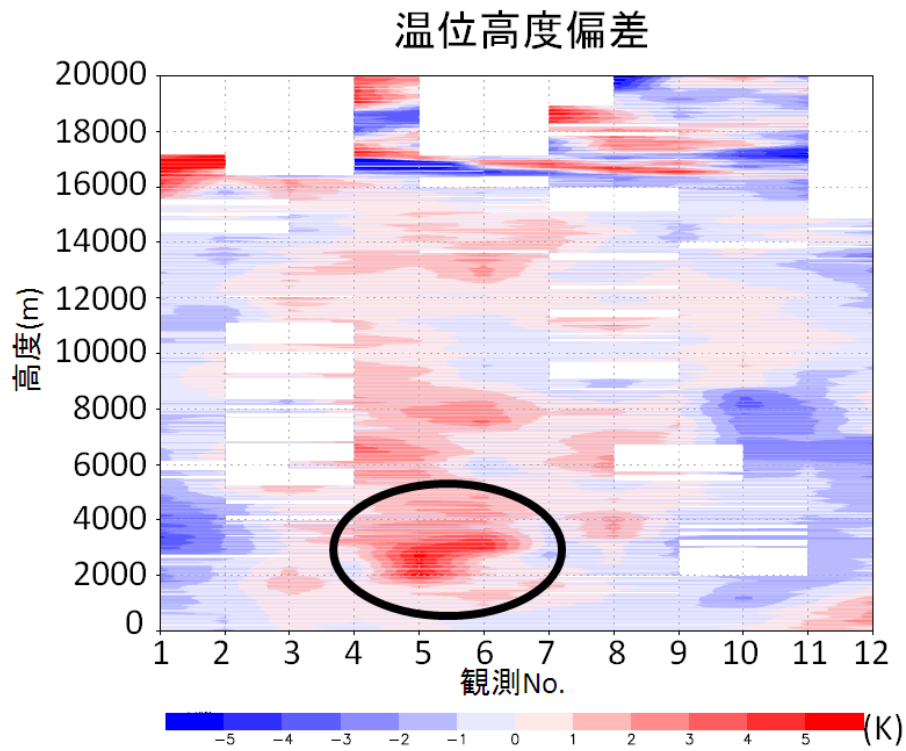


Fig.11 温位高度偏差鉛直断面図

黒丸で囲った範囲に顕著な暖域がみられる (Fig.12 の黒丸に対応) .

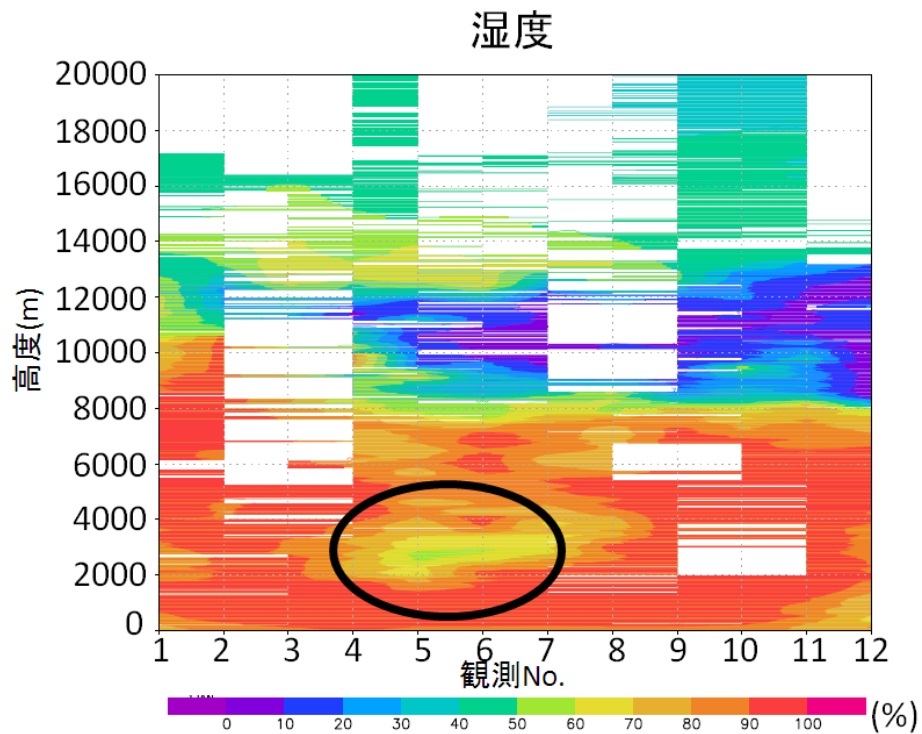


Fig.12 湿度鉛直断面図

黒丸で囲った範囲に顕著な乾燥域がみられる (Fig.11 の黒丸に対応) .

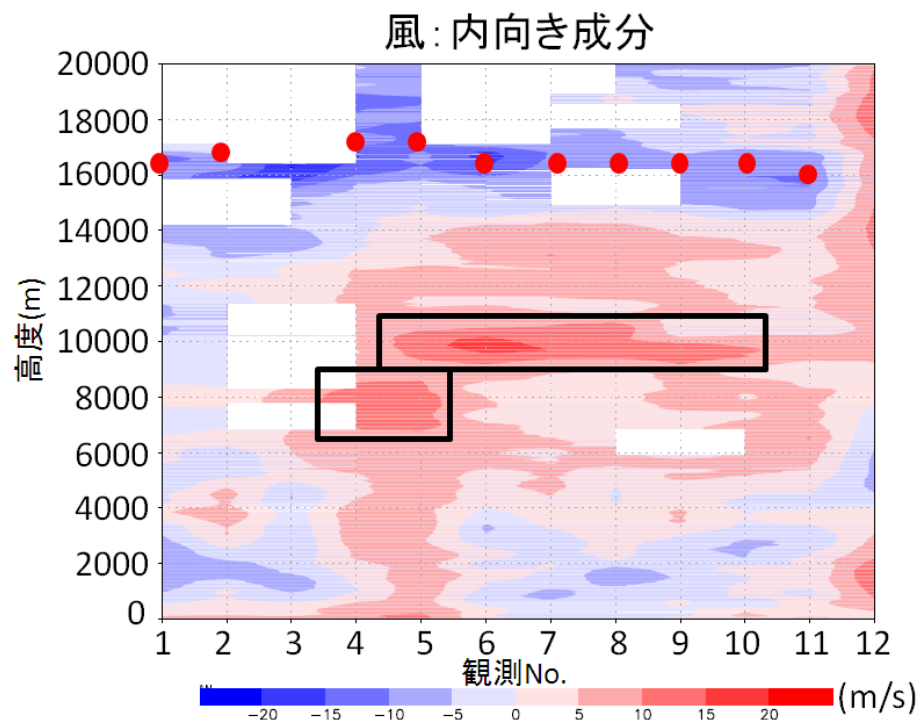


Fig.13 風の内向き成分鉛直断面図

赤色が内向きの風の成分，青色が外向きの風の成分，赤丸が圏界面高度を表す．黒四角で囲った範囲に顕著な強風域がみられる（Fig.14 の黒四角に対応）．

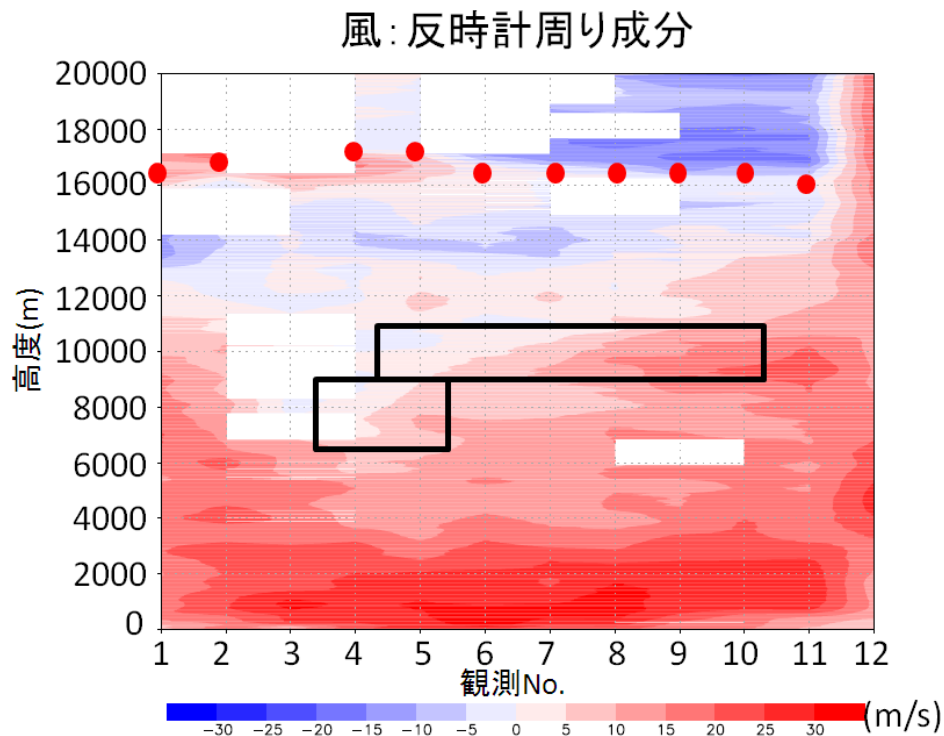


Fig.14 風の反時計回り成分鉛直断面図

赤色が反時計回りの風の成分，青色が時計回りの風の成分，赤丸が圏界面高度を表す．黒四角で囲った範囲は Fig.14 の黒四角に対応しており，反時計回り成分の弱まる境界と一致している．

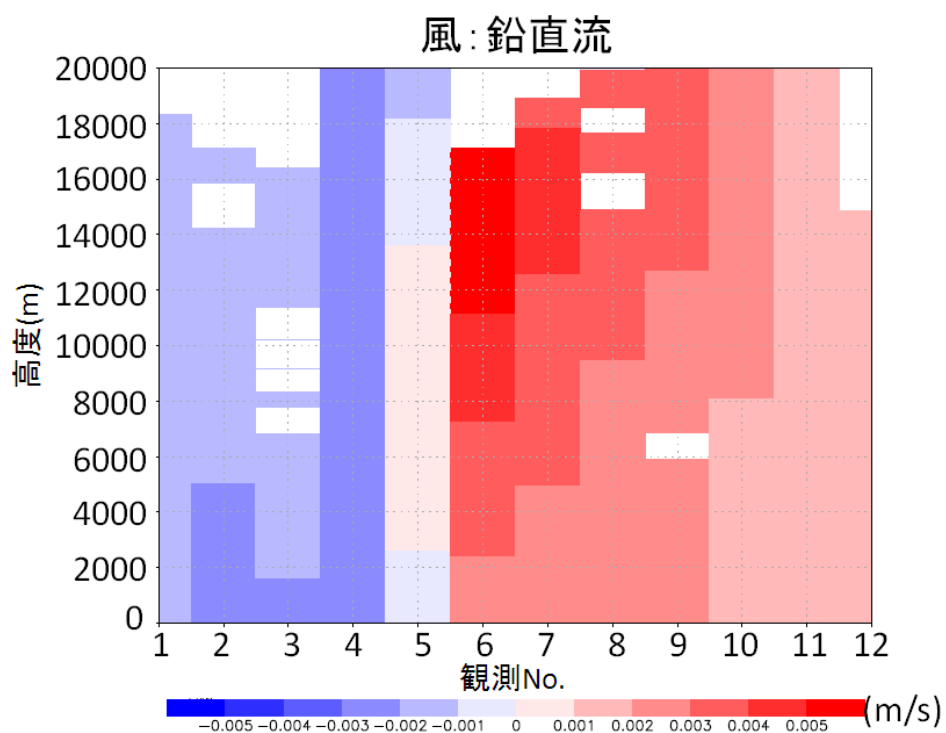


Fig.15 風の鉛直流 (6-2-3①の計算方法を用いた)

赤が上昇流, 青が下降流を表す.

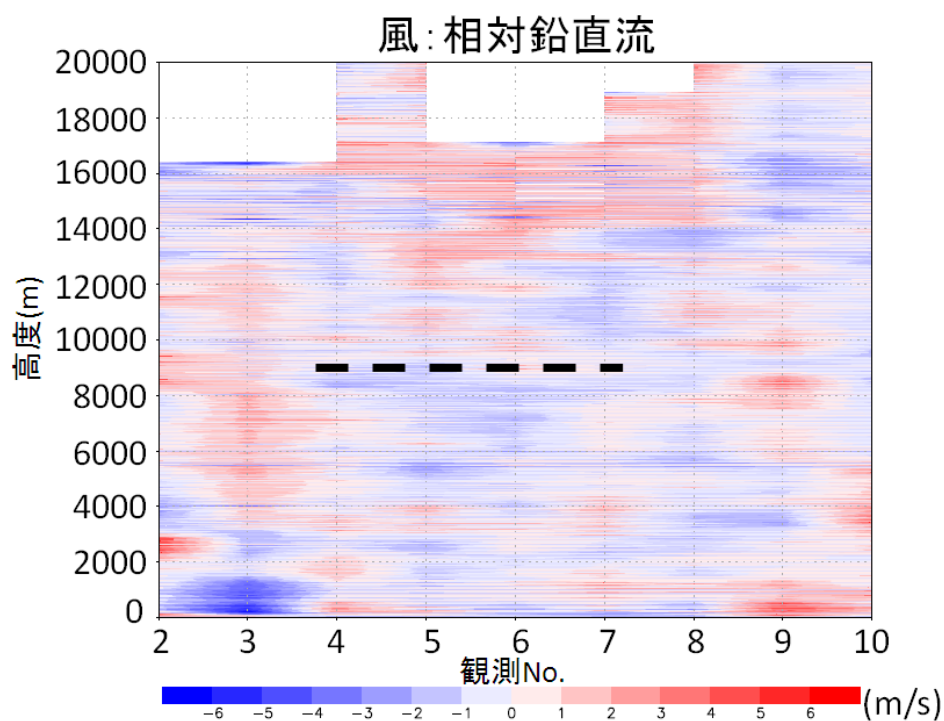


Fig.16 風の鉛直流 (6-2-3②の計算方法を用いた)

赤が鉛直流強め, 青が弱めを表す. 350g バルーンを使用した観測番号 2~10 について示した.

中心付近は黒い点線を境に上が鉛直流強め, 下が弱めとなっている.

8 章 考察と結論

8-1 全体の考察

約 1 時間隔の高頻度なラジオゾンデ観測により、T1105 中心付近の微細な鉛直断面図を捉える事が出来た。観測番号 3~12 は中心付近から後方を 1 時間間隔に捉えており、およそ時間発展ではなく位置構造として考えることができる。

雲頂高度は高度約 8km であった。これは、一般的な台風に比べ雲頂高度が低い。Teshiba et al.²⁾, 2005 で衛星により捉えられた雲頂高度は約 17km であった。これより、T1105 の雲頂高度が低かったか、もしくは衛星では Fig.12 にあるような上空の湿度層を捉えた可能性が考えられる。

中心付近に高温・乾燥の領域がみられた。これは台風の目の中にあるといわれるウォームコアであると考えられる。従って、ウォームコアのみられた観測番号 5,6 は、台風の目の中の様子を捉えたと思われる。また、高温・乾燥のウォームコアは発達時の台風にみられる(Jordan⁷⁾,1961, Franklin et al.⁸⁾1988, Willoughby⁹⁾,1998)ので、本研究の観測では T1105 の発達時を捉えていたと考えられる。

中心付近は、下層から上層まで温位高度偏差が高く、圏界面高度が上昇していた。従って、中心付近の温度が高いために圏界面高度が上昇したと考えられる。

風は、下層は反時計回りに強く風が吹いていたにもかかわらず、中心付近は内向きであるが中心から離れたところでは外向きに風が吹いていた。一般に反時計回りの低気圧性回転では風は収束し、時計回りの高気圧性回転では風は発散すると考えられるが、解析結果ではその通りの結果を示さなかった。

圏界面付近は観測番号 6~12 は時計回りに外向きに風が吹き、きれいに高気圧性回転をしていた。

高度約 10km で中心に向かって内向きに強く風が収束している領域がみられた。この風の位置と、反時計回りの風の境界が一致していた。また、この位置は Fig.16 で示した鉛直流の強め、弱めの境界とほぼ一致する。従って、この 3 つは関係していると考えられる。しかし、このような特に強く収束している領域の存在や、それとの関係についての先行研究はなされていない。

鉛直流は、Fig.15 より台風全体のシステムとして約 $\pm 0.4\text{cm/s}$ であると考えられる。この値は小さいように思えるが、半径 100km もの大きな円でこれだけの上昇、下降があるのは驚くべき結果である。局所的にはこれより強い上昇流、下降流があると考えてよい。

8-2 中心付近の考察

8-1 を踏まえ、T1105 中心付近の構造について 2 つの考察を立てた。特に、高度 10km 付近で中心に向かって強く風が収束している領域に着目する。

8-2-1 中心付近下層に弱上昇流が存在すると仮定した場合(Fig.17-1)

中心付近下層に弱い上昇流があると仮定した時の考察を立てた(Fig.17-1)。

中心付近の高度約 10km で台風中心に向かって内向きに強く風が収束し、その位置を境に風がそれより下層で弱い上昇流、上層で下層より強めの上昇流が吹いている。上層での上昇流が圏界面付近へ達すると、中心から外向きに発散する。高度約 10km で中心に向かって強く内向きに吹き込んだ風は、この循環を強める、もしくは維持する働きを持っている。

8-2-2 中心付近下層に下降流が存在すると仮定した場合(Fig.17-2)

中心付近下層に下降流があると仮定した時の考察を立てた(Fig.17-2).

中心付近の高度約 10km で台風中心に向かって収束した風が下層へ下降流, 上層へ上昇流となり別れる. 下層では下降流による断熱圧縮によって高温で乾燥したウォームコアが形成され, 上層では圏界面付近で外向きに発散する. 高度約 10km で中心に向かって強く内向きに吹き込んだ風は, ウォームコアの形成に関わっている.

8-3 結論

本研究では, T1105 中心近傍の鉛直構造について解析を行ってきた. 以上の解析結果と考察から, 観測によって台風中心近傍の鉛直微細構造を捉える事ができた. また, 中心付近で風が強く収束している領域に着目し, 台風中心付近の構造について 2 つの考察を立てた. 一つ目は, 強収束域が中心付近の循環の強化, 維持を担っているというもの. 二つ目は, 強収束域が下降流を生み出しそれによりウォームコアが形成されている, というものである. このような強収束域と台風中心の仕組みについては, おそらく今まで確認されていない, もしくは着目されていないだろう. 一つのゾンデデータや, 時間間隔の大きなデータのみではたどり着くことのできなかった, 全く新しい考察であるといえる.

中心付近の構造 考察①

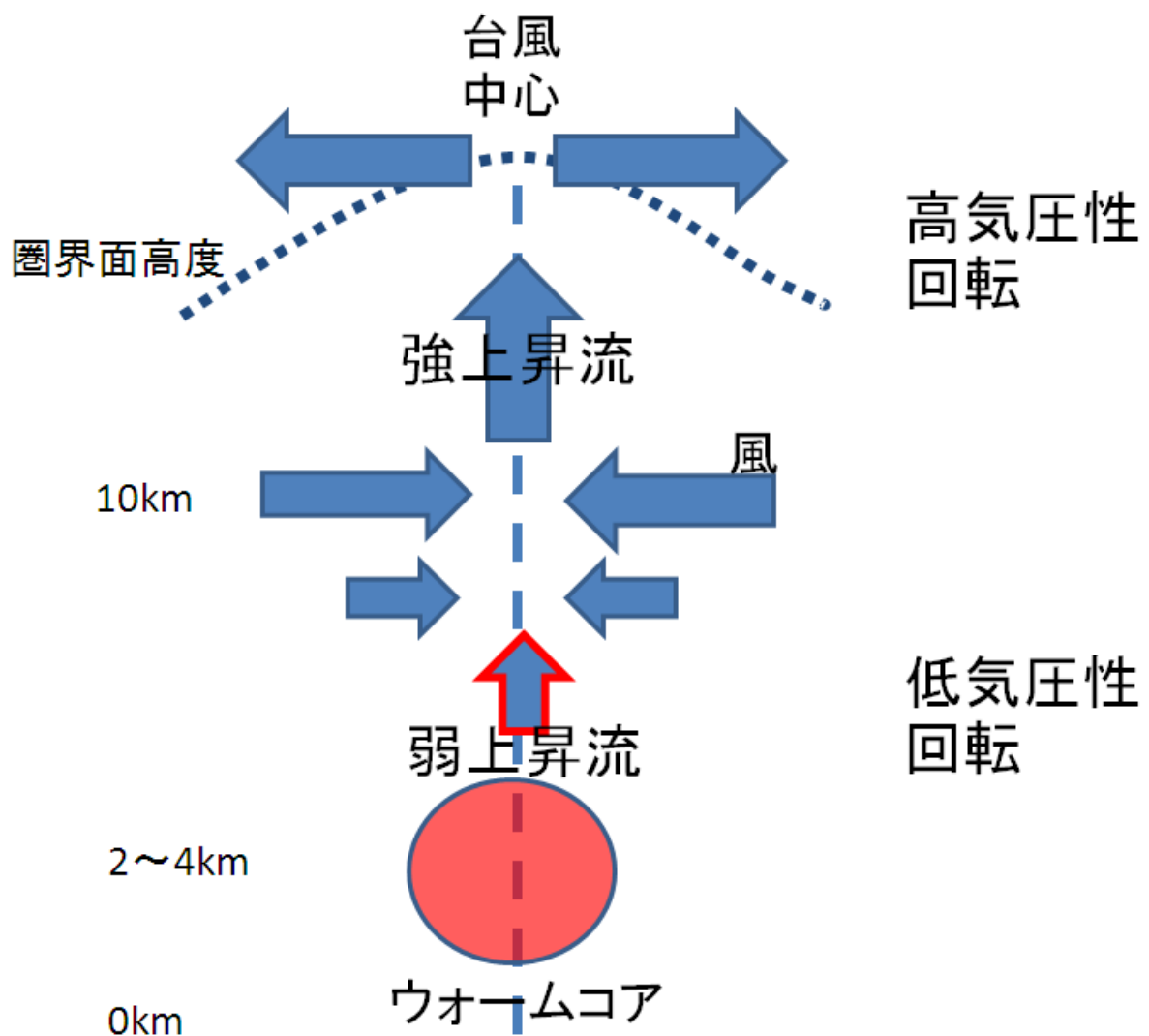


Fig.17-1 中心付近の構造 考察①

中心付近の構造 考察②

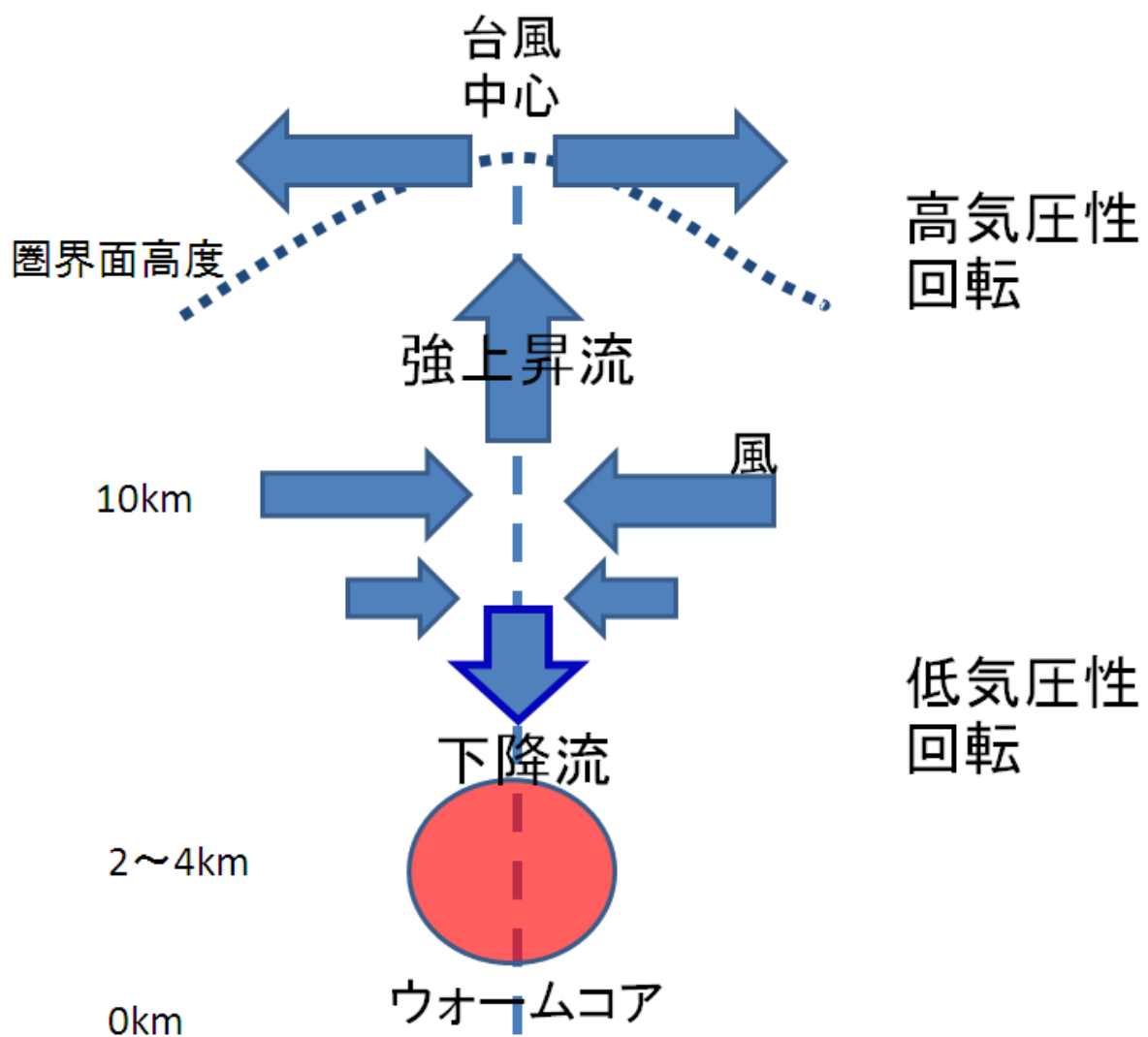


Fig.17-2 中心付近の構造 考察②

謝辞

本研究を始めるにあたって、観測航海を計画してくださった JAMSTEC 川合義美氏，茂木耕作氏，弘前大学児玉安正教授，長崎大学万田敦昌教授，三重大学立花義裕教授に感謝の意を表します。また，非常に大変な観測にも関わらず協力してくださった JAMSTEC 茂木耕作氏，長崎大学三井拓氏，万田敦昌教授，三重大学ディアワラ・アリマ氏，緒方香都氏，西川はつみ氏，大鹿美希氏，安藤雄太氏，東北大学山田恭平氏，弘前大学佐藤和敏氏，久野木梓織氏，黒瀧あゆみ氏，関真理子氏には深く感謝いたします。

研究を進めるにあたっては，立花義裕教授には気象に関する専門的知識のみならず，解析手法，発表の仕方など細かく丁寧にご指導いただきました。気象学会や研究会等では，各大学，各機関の方々に貴重なご意見やご指導，励ましをいただきました。三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の先生方には，合同ゼミ等でご指導いただいたことはもちろん，研究において非常に重要となる様々な知識をたくさん学ばせていただきました，地球環境気候学研究室の皆様には，研究の仕方を教えていただいたり，要旨を添削していただいたりと，大変お世話になりました。ここまで苦楽を共にし，励ましあってきた 4 年生をはじめとする学生の皆様，深く感謝いたします。皆様のおかげで本研究を進めることができました。心より感謝の意を表します。

参考・引用文献

- 1) 気象庁, 台風とは (2012 年 2 月 13 日アクセス)
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/typhoon/1-1.html>
- 2) Teshiba,M.Fujita,H.Hashiguchi, H.Shibagaki, Y. Yamanaka, M. and Fukao,S.(2005), Detailed structure within a tropical cyclone “eye”, *Geophys. Res.*,**32**, L24805
- 3) Chou, K.-H., C.-C. Wu, P.-H. Lin, and S. Majumdar(2010),Validation of QuikSCAT wind vectors by dropwindsonde data from Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance Near the Taiwan Region (DOTSTAR), *Geophys. Res.*,**115**, D02109
- 4) 気象庁, ラジオゾンデによる高層気象観測について (2012 年 2 月 13 日アクセス)
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/upper/kaisetsu.html>
- 5) 気象庁, アメダス (2012 年 2 月 13 日アクセス)
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/amedas/kaisetsu.html>
- 6) 高知大気象情報頁 (2012 年 2 月 13 日アクセス)
<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/sat/gms.fe-wv/2011/06/24/fw.11062422.jpg>
- 7) Jordan, C. L. (1961), Marked changes in the characteristics of the eye of intense typhoons between the deepening and filling stages, *J. Meteorol.*, **18**, 779– 789.
- 8) Franklin, J. L., S. J. Lord, and F. D. Marks Jr. (1988), Dropwindsonde and radar observations of the eye of Hurricane Gloria (1985), *Mon. Weather Rev.*, **116**, 1237– 1244.
- 9) Willoughby, H. E. (1998), Tropical cyclone eye thermodynamics, *Mon. Weather Rev.*, **126**, 3053–3067.