

トカラ海峡で観測された内部潮汐と近慣性内部重力波に関する研究

高取, 大知
九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/4372196>

出版情報：九州大学, 2020, 修士, 修士
バージョン：
権利関係：



令和 2 年度
九州大学大学院総合理工学府
大気海洋環境システム学専攻修士論文

トカラ海峡で観測された内部潮汐と
近慣性内部重力波に関する研究

氏名 高取大知

指導教員名 千手智晴

目次

1. 序論	2
2. 観測とデータ	6
2.1 航海・係留観測	6
2.2 観測期間の天候	6
3. 結果	15
3.1 流速の時間変動	15
3.2 黒潮の分離.....	16
4. 潮汐周期の流速変動	22
5. 考察	25
5.1 上向き/下向きに伝わる内部波の分離	25
5.2 内部波のエネルギー伝播の様子.....	26
8. 付録	33
8.1 回転系の連続成層流体中での内部波の伝播方向.....	33
8.2 CTD 観測の結果	37
9. 参考文献.....	39
10. 謝辞	40

1. 序論

トカラ海峡は、鹿児島県南部の薩南諸島に位置する、東シナ海と太平洋をつなぐ海峡である (Fig.1-1)。この水域の海底地形は起伏が激しく、潮流が海底の起伏に衝突することによって内部潮汐が発生する。例えば、Niwa and Hibiya (2004) は、東シナ海の大陸棚縁周辺を対象とする三次元数値シミュレーションを行い、ルソン海峡、トカラ海峡、琉球列島の海嶺、東シナ海の大陸棚斜面などの突出した海底地形において、 M_2 分潮による内部潮汐が効果的に発生していることを明らかにしている。またトカラ海峡やその周辺海域では、台風の通過頻度が高いため、大気擾乱による内部波も発生する (例えば Cao et al., 2019)。

潮汐や大気擾乱が原因で発生する $O(100\text{km}) \sim O(1\text{km})$ の大規模～中規模スケールの内部波は、非線形相互作用を通じたエネルギーカスケードダウンにより、 $O(10\text{m}) \sim O(1\text{m})$ のファインスケールの内部波にエネルギーを伝達する。さらにこのファインスケールの内部波が碎波することで $O(1\text{m}) \sim O(1\text{cm})$ のマイクロスケールの乱流混合を引き起こす (Garrett, 2003, Fig.1-2)。このように、乱流の生成過程において内部波は非常に重要な役割を果たしている。

一方、トカラ海峡には東シナ海から北太平洋へ抜ける黒潮が流れているが (Fig.1-1)、黒潮の上流域である南西諸島海域は貧栄養な海域として知られている (長井, 2015)。貧栄養の黒潮は生物生産が低いにもかかわらず、日本近海に生息する回遊性の魚類が、なぜ黒潮流域で索餌回遊・繁殖するのかという問題は「黒潮パラドックス」と呼ばれ、研究の対象とされている (Kobari et al., 2017)。しかし近年、黒潮の亜表層は周辺の同じ密度の海水より栄養塩を多く含むことが明らかとなり、黒潮は栄養塩を亜熱帯から亜寒帯へ輸送する栄養塩ストリームであると考えられるようになってきた (Nagai and Clayton, 2017)。鉛直混合により亜表層の栄養塩が有光層に運ばれることで生物生産に影響を与えることは、以前から指摘されていたが (Guo, 2011)、トカラ海峡における鉛直混合の一因として、Nagai et al. (2017) は、この海域で発生した近慣性内部波が非常に強い乱流を亜表層で引き起こし、栄養塩を表層へ供給していることを示した。このことは、内部波が亜表層の栄養塩を有光層へ供給する重要なプロセスであることを示している。

黒潮源流域から親潮の流れる東北沖を中心とした北太平洋・縁辺海での鉛直混合の実態とその影響を明らかにするため、新学術領域研究「海洋混合学の創

設：物質循環・気候・生態系の維持と長周期変動の解明」(OMIX)が2015年度から5年間にわたり実施された。OMIXの研究計画のうち九州大学が参画するA02-4班では、内部潮汐が発達する東シナ海やトカラ海峡に注目し、内部波が鉛直混合を強化し、黒潮に栄養塩を供給する過程を明らかにするための研究を行ってきた。

本研究は、OMIXの一環としてトカラ海峡に係留した流速計のデータの解析を通して、トカラ海峡で発生する内部波の特徴を明らかにすることを目的とする。

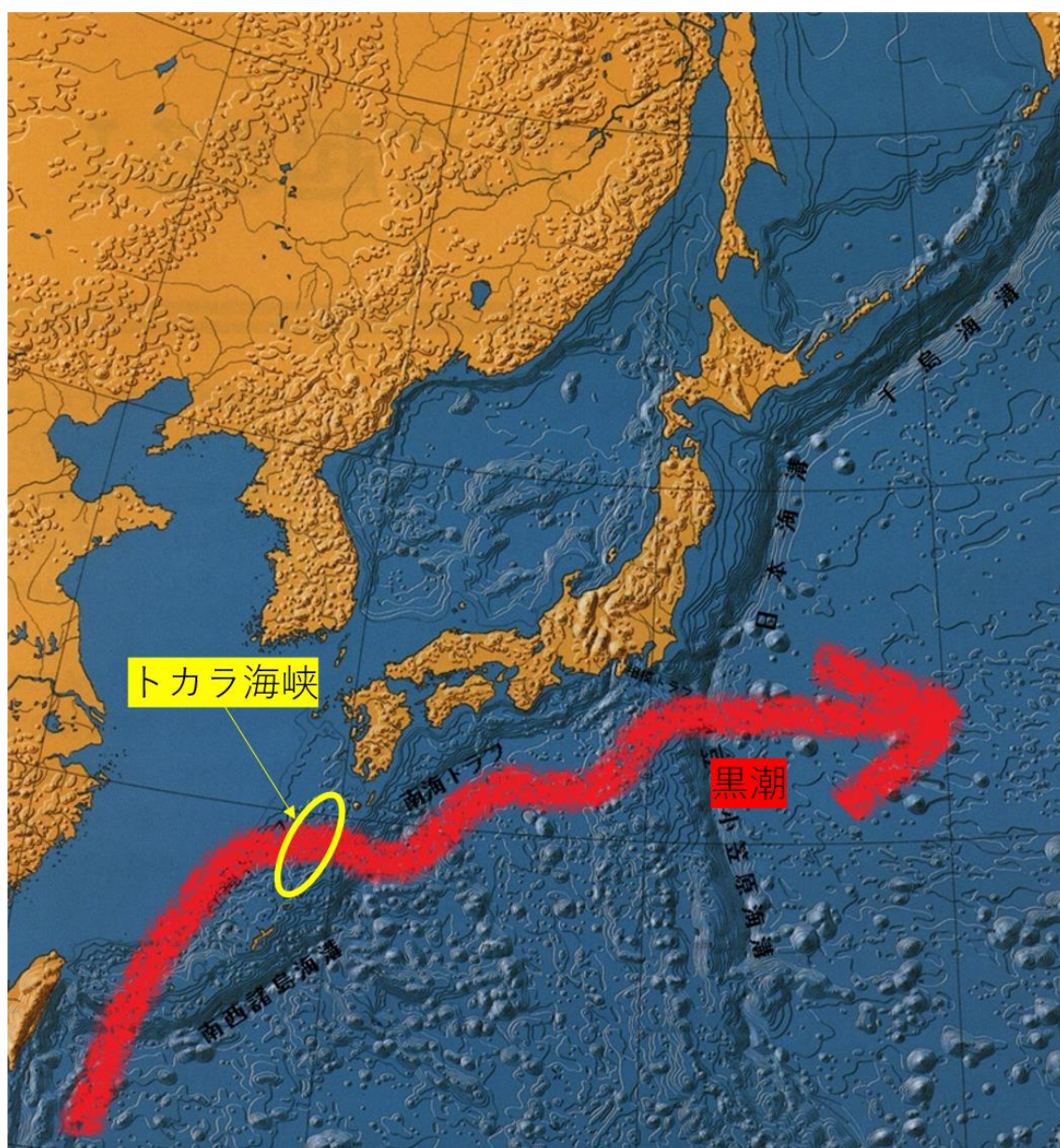


Fig.1-1 トカラ海峡の位置と海底地形。（地震調査研究推進本部ウェブページ「日本付近の海底地形図」(<https://www.jishin.go.jp/>) を一部改変)。図中の赤線は黒潮の流路を模式的に示す

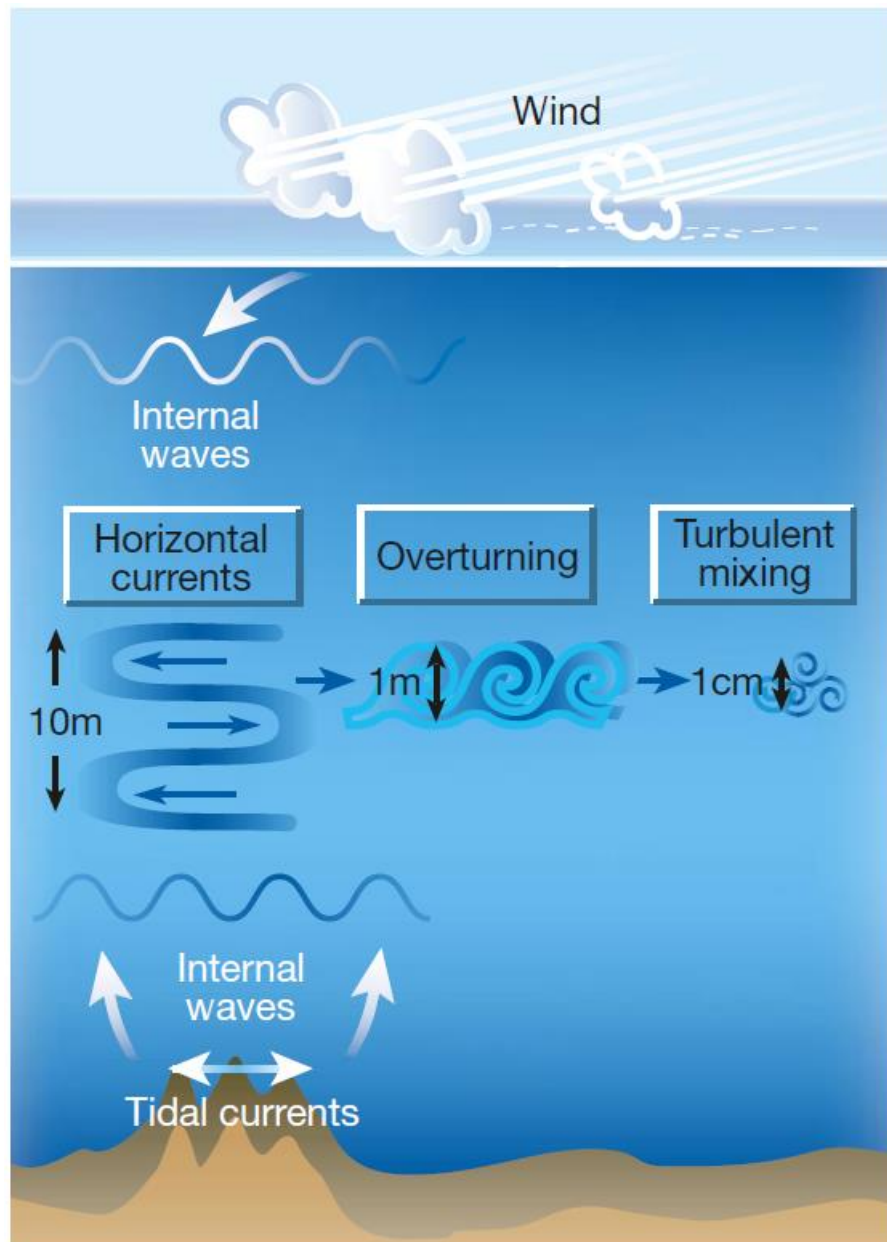


Fig.1-2 海洋内部の波と海洋混合のスケールの模式図 (Garrett, 2003)

2. 観測とデータ

2.1 航海・係留観測

観測は2018年6月9日から6月24日にかけて、鹿児島大学水産学部練習船「かごしま丸」を用い、Fig.2-1に示す海域で行った。6月9日21時に、超音波多層流速計(Acoustic Doppler Current Profiler ; ADCP)を観測点 M01 (30° 21.00'N, 129° 51.00'E、水深622m、Fig.2-1の赤丸)の海底に係留し、6月22日13時に回収した。係留系の概念図をFig.2-2aに示す。

使用したADCPはWorkhorse Long Ranger (Teledyne RD Instruments 社製、75kHz)で(Fig.2-2b)、ADCPから12.8m上方の第1層目から、4m間隔で128層目までの流速を計測した。ADCPのサンプリング間隔は2分とした。

ADCPに取り付けられた圧力センサーの時間変動をFig.2-3aに示す。観測点付近の検潮所(中之島)の毎時潮位(Fig.2-3b、気象庁ウェブサイト「潮汐・海面水位に関する診断表、データ」(https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_tide.html)より作成)との比較からわかるように、潮汐周期で水深(圧力)が変動している。そこで計測水深(海面からの深さ)を一定にするために、ADCPの係留水深を588.4m(観測期間中のADCPの平均水深)に固定し、この水深を基準として、取得した流速データの水深を線形内挿法により補間した。ただし、最上層の128層目のデータは欠測があったため、1層目から127層目までのデータを使用して補間を行った。この作業により、水深80mから576mまで4m間隔の流速データセットを作成した。この観測水深のレンジは観測点の全水深の約80%をカバーしている。

2.2 観測期間の天候

観測期間中の天気図をFig.2-4、観測点M01付近の気象庁の観測所(鹿児島、枕崎、屋久島、種子島、中之島、名瀬; Fig.2-1の青丸)における風の時間変動をFig.2-5、気圧の時間変動をFig.2-6に示す。これらの気象データは気象庁のウェブサイト「日々の天気図」(<https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/hibiten/index.html>)および「過去の気象データ検索」(<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>)から得た。6月8日に発生した台風1805号(MALIKSI)が6月10

日から 11 日にかけて、観測点の東側を通過している (Fig.2-4)。気圧の変動をみると (Fig.2-6)、10 日から 11 日にかけて、すべての地点で低下しているが、観測点に近い中之島での風速は 4 m/s 程度であり (Fig.2-5e)、観測期間中の他の日の風速と比べても風速は小さいため、係留観測点では台風 1805 号の影響は大きくなかったと考えられる。その後、6 月 16 日に台風 1806 号 (GAEMI) が沖縄本島付近を通過している。天気図では観測点付近を通過する時期には温帯低気圧に変わっているが、名瀬では 16 日から 17 日にかけて気圧が大きく低下し (Fig.2-6)、観測点に最も近い中之島では 6 月 17 日の風速が 10m/s 以上と非常に大きくなっている。本研究ではこれらの台風の流速への影響についても検討する。

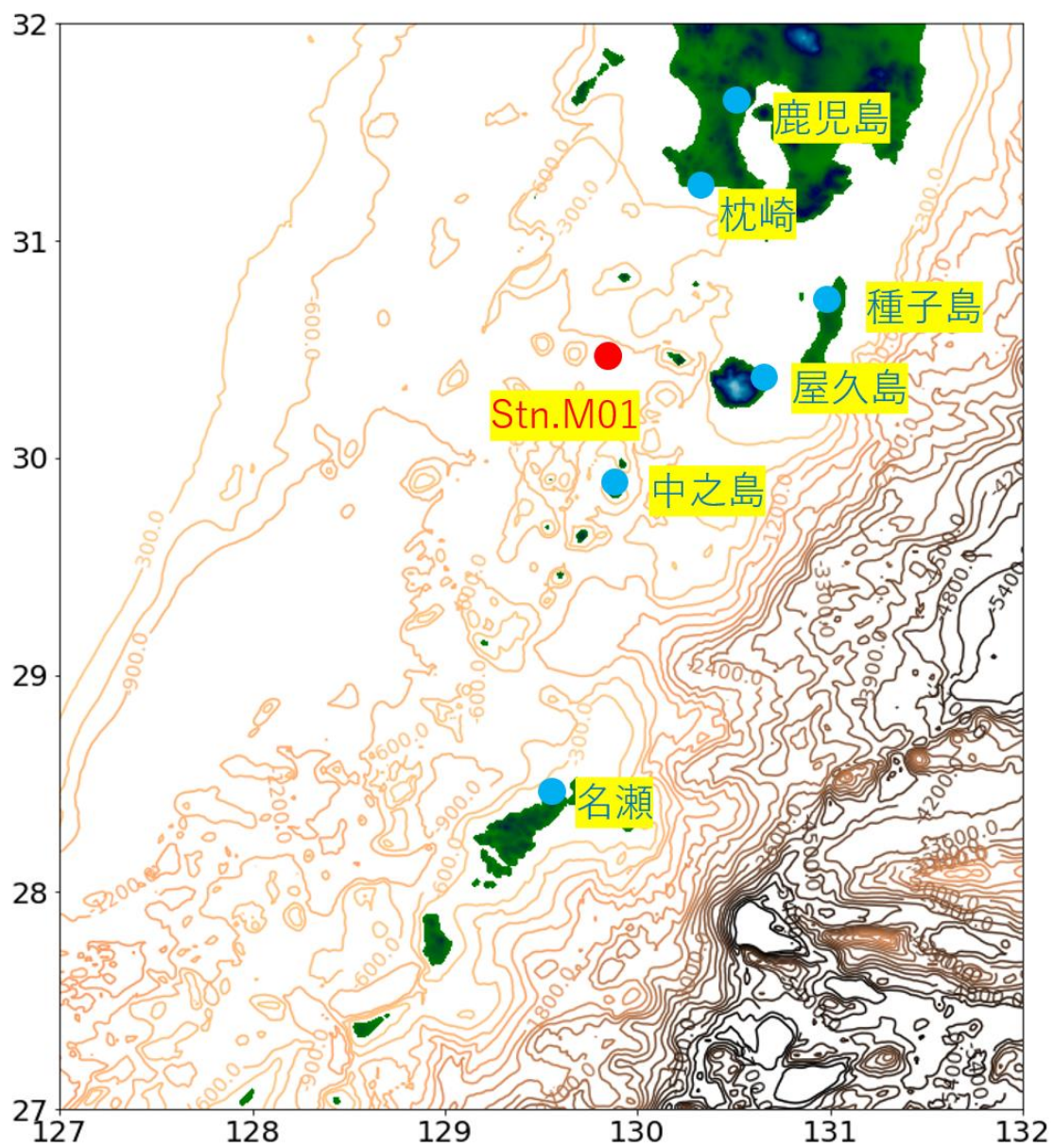
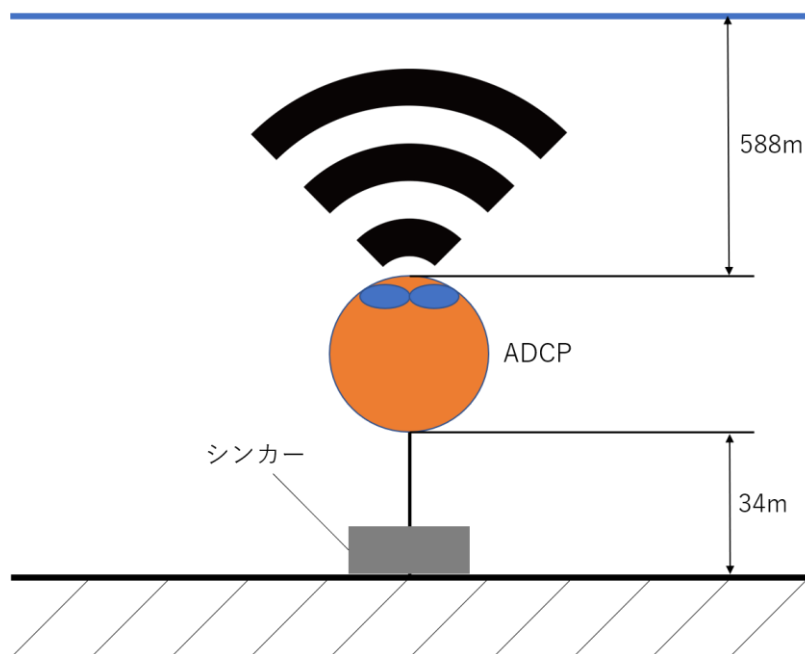


Fig.2-1 観測点周辺の海底地形。図中の赤丸は係留観測点、
青丸は気象庁の観測所

(a)

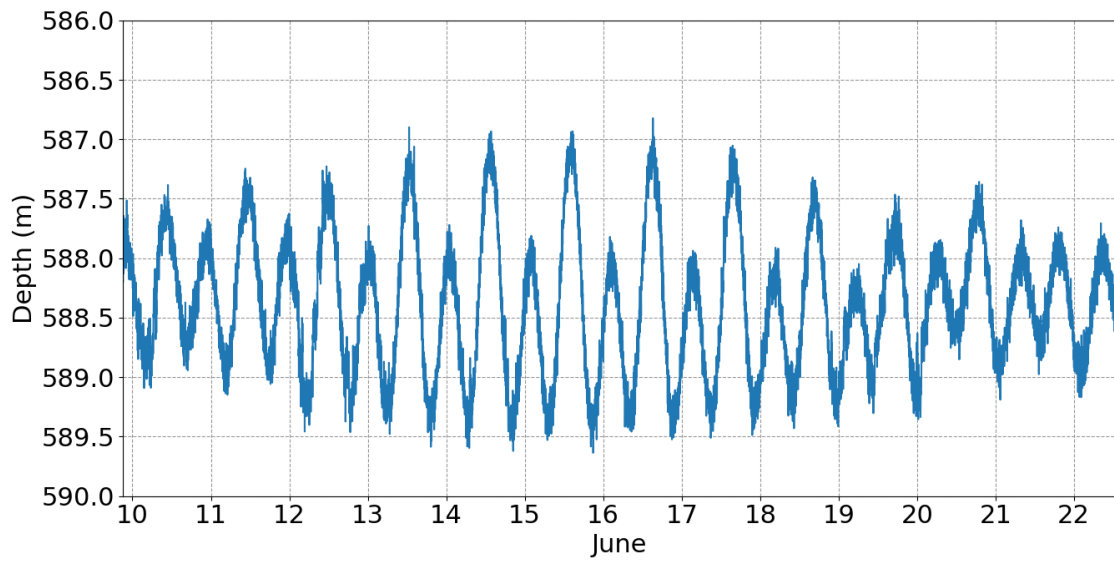


(b)



Fig.2-2 ADCP の係留の概念図(a)と ADCP を投入する様子(b)

(a)



(b)

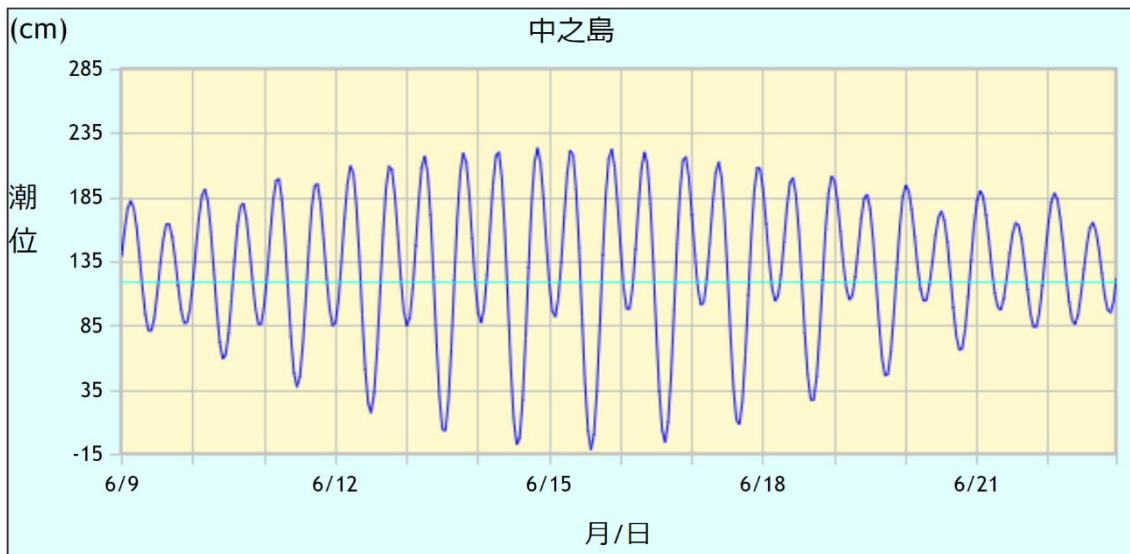
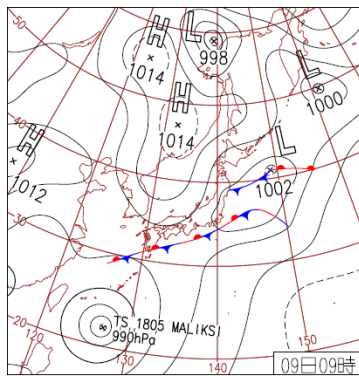
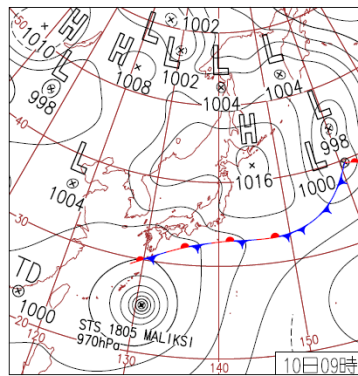


Fig.2-3 ADCP の水圧の時間変動(a)と中之島の潮位(b)
(出典： <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>)



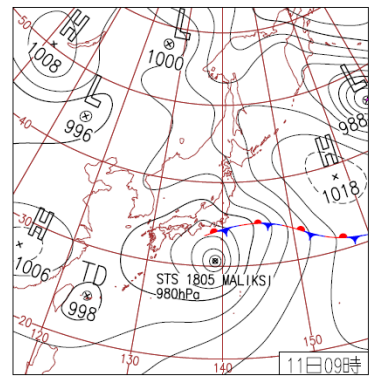
9日(土)東京で今年初の真夏日

沖縄・奄美は台風第5号の雨雲接近。西日本～東北は北から高気圧が張り出し日中は概ね晴れ。北海道は湿った冷たい空気により曇りや雨。最高気温が関東で真夏並、北海道4月並。



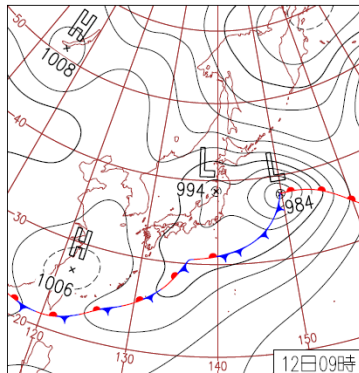
10日(日)北陸など梅雨入り発表

台風第5号や本州の南に停滞する前線の影響で沖縄～東北は曇りや雨。北海道は概ね晴れ。鹿児島県屋久島で57.5mm/1hの非常に激しい雨。北陸、東南北部で梅雨入り発表。



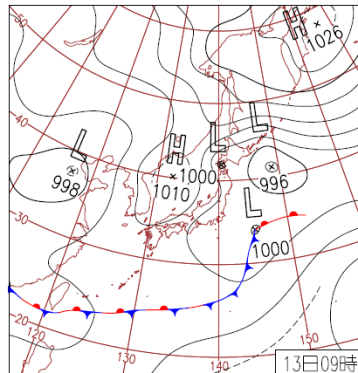
11日(月)東北北部梅雨入り発表

台風は夜には関東の東を北東進。また、寒気を伴った上空の気圧の谷が接近、全国的に曇りや雨。沖縄県下地60mm/1hは6月1位。東京都三宅島では日降水量150mm超の大雨。



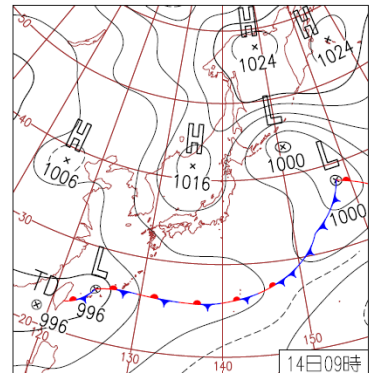
12日(火)北日本気温上がらず

台風第5号は未明に温帯低気圧に。西～北日本は気圧の谷となり日本海側中心に広い範囲で雨。東北北部や北海道は寒気が入り、最高気温が平年より10℃以上低い所も。



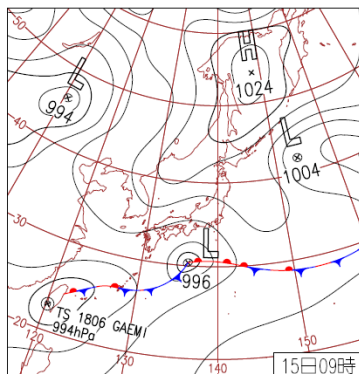
13日(水)北日本は4月並の気温

低気圧や寒気の影響で、北日本や北陸では曇りや雨。前線に近い沖縄は所々で雨。その他は高気圧に覆われ概ね晴れ。北日本の最高気温が平年より10℃以上低い状況続く。



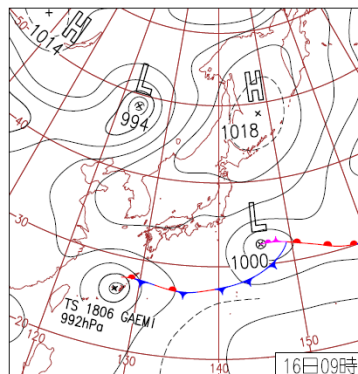
14日(木)西～東日本天気下り坂

前線や低気圧の影響で南西諸島はほぼ終日雨。西～東日本も天気下り坂で、宮崎県延岡で49.5mm/1hの激しい雨。北海道の最高気温はオホーツク海側などで4月上旬並みが続く。



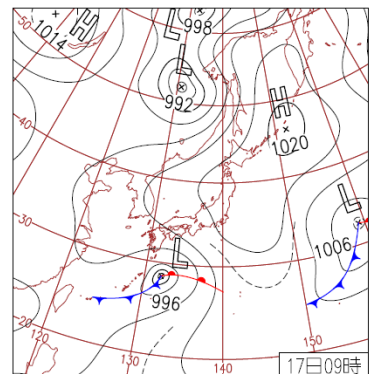
15日(金)台風第6号発生

前線上の低気圧が伊豆諸島付近へ東北東進。オホーツク海高気圧は南に張出す。西～北日本日本海側と九州～四国で晴れた他は曇りや雨。沖縄県奥で53.5mm/1hの非常に激しい雨。



16日(土)沖縄・奄美で記録的大雨

台風は沖縄本島付近を通過。沖縄県粟国の103mm/1h、伊是名の日降水量312mmは共に観測史上1位の値。鹿児島県与論島の90.5mm/1hと日降水量285.5mmは共に6月1位の値。



17日(日)群馬県で震度5弱

北日本～関東はオホーツク海高気圧に覆われ気温上がらず。最高気温は4月下旬～5月上旬並となり、北海道では平年より8℃以上低い所も。台風第6号は9時、温帯低気圧に。

Fig.2-4 観測期間の天気図 1

(出典： <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/select/prefecture00.php>)

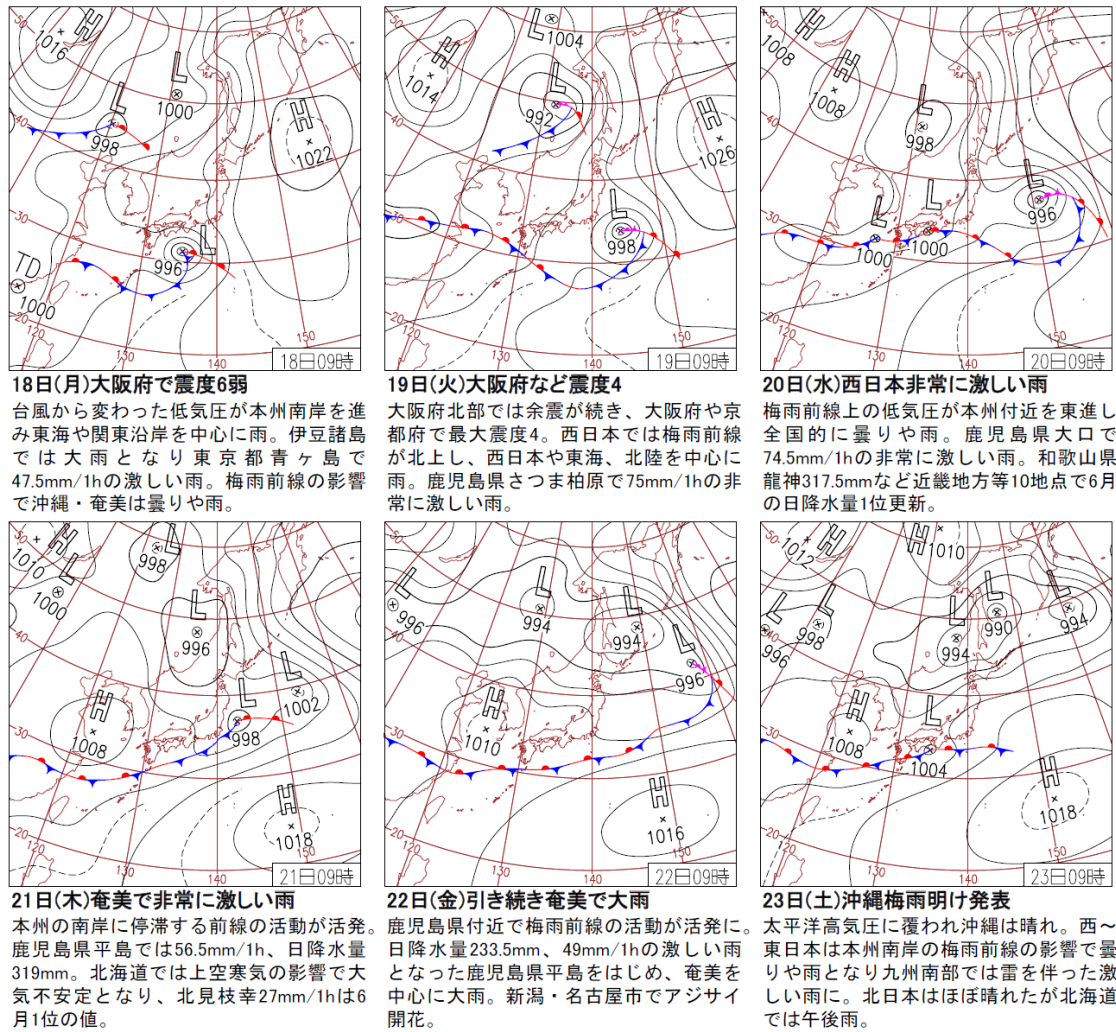


Fig.2-4 観測期間の天気図 2

(出典： <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/select/prefecture00.php>)

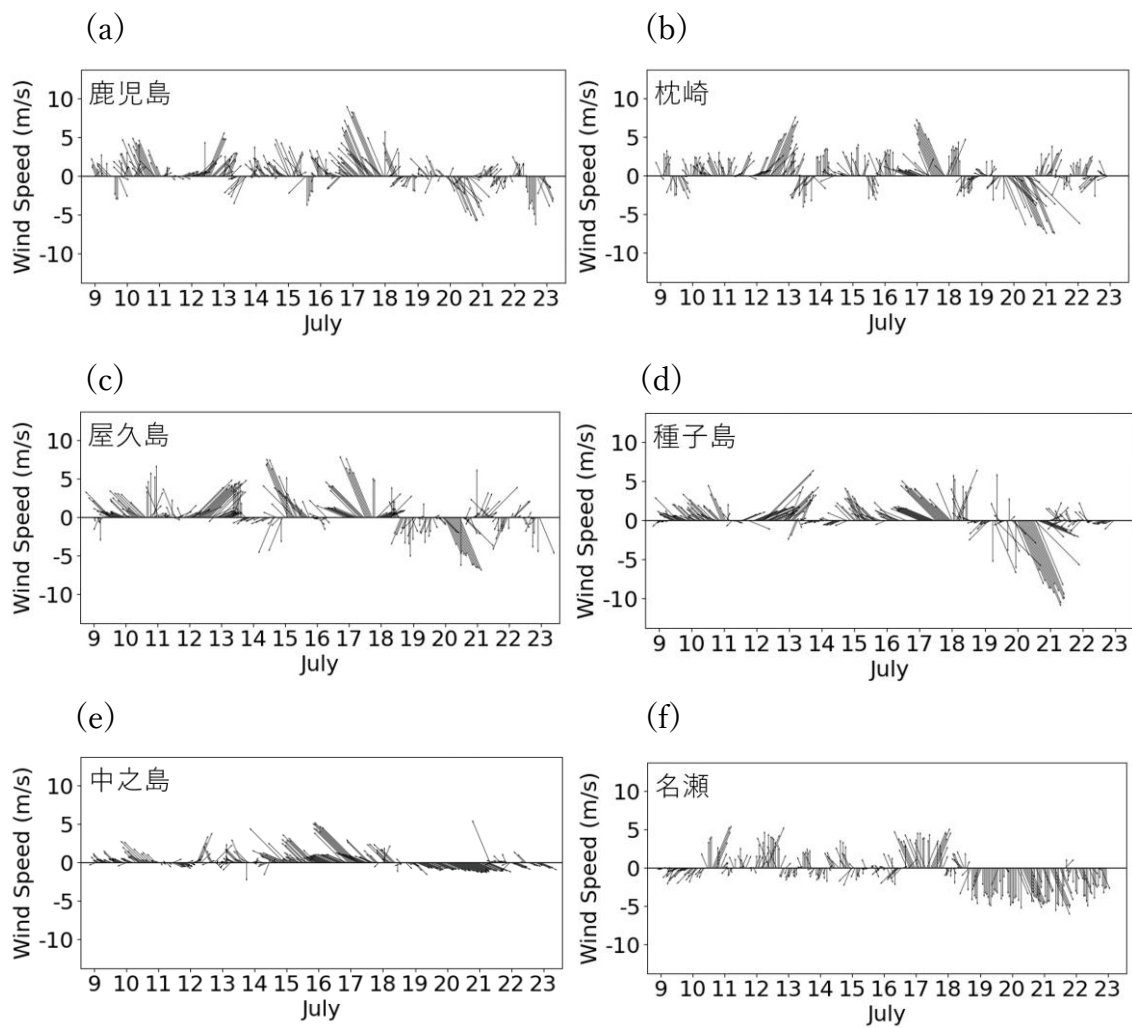


Fig.2-5 (a)鹿児島、(b)枕崎、(c)屋久島、(d)種子島、(e)中之島、(f)名瀬の風速と風向の時間変化。気象庁の web ページ(<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>) より作成。

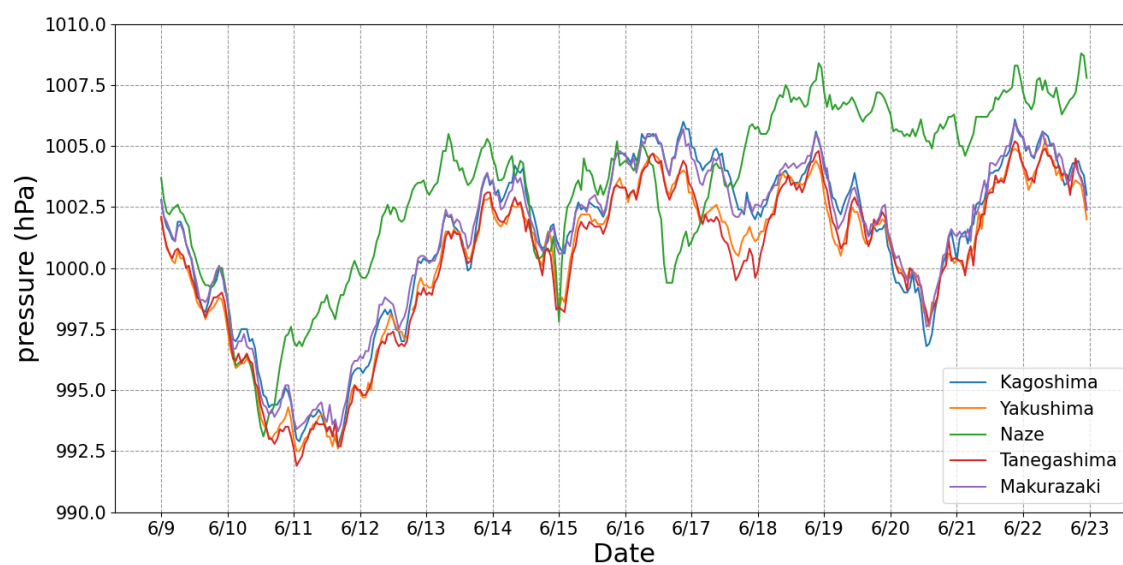


Fig.2-6 観測点付近(鹿児島,屋久島,名瀬,種子島,枕崎)の気圧の時間変動。
 気象庁の web ページ(<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>)
 より作成。

3. 結果

3.1 流速の時間変動

観測点 M01 で得られた流速の時間変動を Fig.3-1 に示す。東西流速の時間変動では、観測期間の中期（6 月 15 日から 18 日）で西向きの流れが一部みられるが、前期（6 月 10 日から 14 日）と後期（6 月 19 日から 6 月 22 日）では観測期間を通して東向きの流れが支配的であった（Fig.3-1a）。また、全期間にわたって半日から 1 日の周期変動がみられる。一方、南北流速の時間変動をみると、水深 300m より上層では観測期間前期には北向きの流れが支配的であったが、後期では南向きの流れが強化されていた（Fig.3-1b）。水深 300m より下層では、前期は南向きの流れが、後期は北向きの流れがみられ、上層と下層で流向が逆になる傾圧性の大きい流速構造になっている。また、東西流速と同様に半日から 1 日の周期変動がみられる。

東西流速、南北流速のどちらも半日から 1 日周期の変動が全期間にわたってみられることから、変動の卓越周期を明らかにするために、水深 100m、200m、300m、400m、500m の流速の周波数スペクトルを FFT によって求めた（Fig.3-2）。東西流速、南北流速のどちらの周波数スペクトルにおいても、日周期帯（図中の K_1 ）と半日周期帯（図中の M_2 ）にピークがみられることから、観測海域では潮流が卓越していたことがわかる。半日周期帯では、南北方向のシグナルの強度はどの水深でも $10^5 \text{cm}^2/\text{s}^2/\text{cph}$ 程度で差異はないが（Fig.3-2b）、東西方向のシグナルの強度は $10^3 \sim 10^5 \text{cm}^2/\text{s}^2/\text{cph}$ で、水深 500m におけるシグナルが最も小さくなっている（Fig.3-2a）。一方、日周期帯においては、東西方向のスペクトルではどの水深でも明瞭なピークがみられるが、南北方向のスペクトルでは水深 400m ではピークがみられなかった。なお、この海域の慣性周期は 23.85 時間と日周期帯にあるため、日周期帯のスペクトルのピークには近慣性周期変動のエネルギーも含まれている。また、潮汐周期帯より長い周期帯に着目すると、東西方向、南北方向のどちらも 10^{-2}cph （100 時間）より長い周期帯で $10^4 \text{cm}^2/\text{s}^2/\text{cph}$ より強いシグナルが認められる。

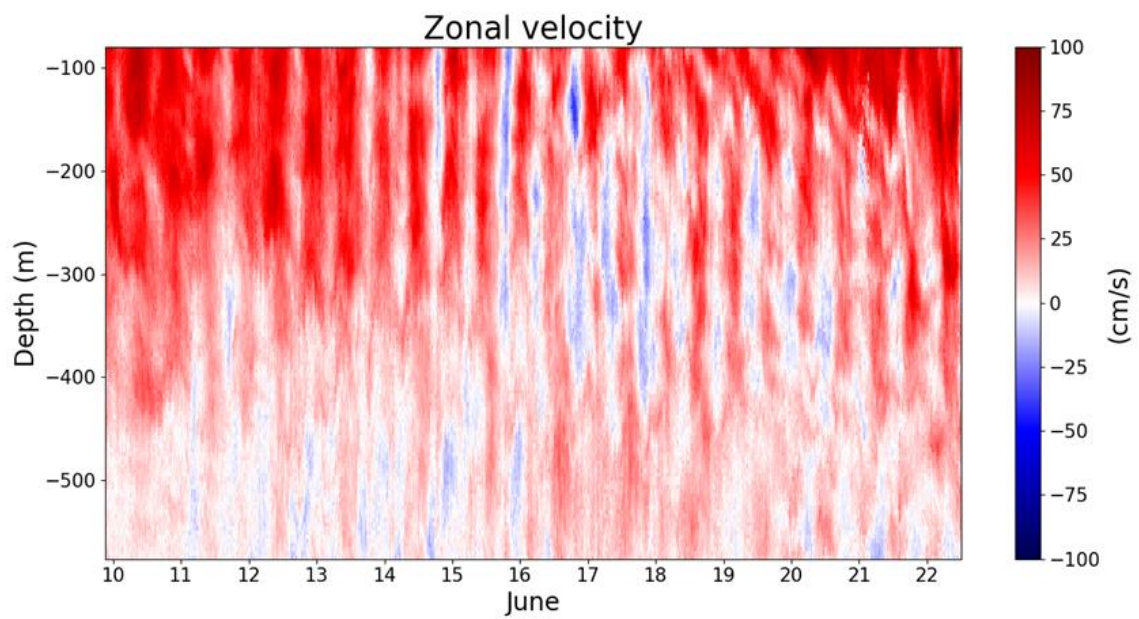
3.2 黒潮の分離

東西流速、南北流速の周波数スペクトル(Fig.3-2)では、どちらも 10^{-2} cph (100 時間) より長い周期帯で強いシグナルを示していた。そこで流速データに 25 時間移動平均を施すことで長周期の流速変動を抽出した。東西流速の時間変動では (Fig.3-3a)、水深 300m より上層において、観測期間前期 (6 月 10 日から 13 日) では東向きの流速が大きい、中期 (6 月 14 日から 17 日) になると流速は小さくなり、後期 (6 月 18 日から 22 日) に再び東向きの流れが強化されている。一方、南北流速の時間変動では (Fig.3-3b)、水深 300m より上層において、観測期間前期では北向きの流れが支配的であった。しかし、次第に流れは弱くなり、観測期間後期は南向きの流れが強化されていた。

25 時間移動平均を施した流速の全期間の平均値の鉛直分布をみると (Fig.3-3c、Fig.3-3d)、東西方向、南北方向のどちらも水深が深くなるほど流速が小さくなる傾向を示している。黒潮は、温度風バランスの関係から温度傾度の大きい表層で流速が大きくなる。このことから、Fig.3-3 に示す長周期の流速変動は、観測点を通る黒潮の変動を表していると考えられる。

水深 100m での流速変動 (Fig.3-4) を例に黒潮流軸の変動を推測した (Fig.3-5)。観測期間前期では 50cm/s を超える強い流れが観測されたことから、観測点付近では黒潮が北東方向に流れていたと推測される (Fig.3-5a)。観測期間中期では、東西・南北流速とも流速が小さくなっていることから、この期間は黒潮流軸が観測点からはずれ、南下していたと考えられる (Fig.3-5b)。そして 6 月 17 日以降、再び流速は南東方向に強化されていたことから、この期間には再び黒潮の流軸が北上して観測点付近を流れるようになったと推測される (Fig.3-5c)。

(a)



(b)

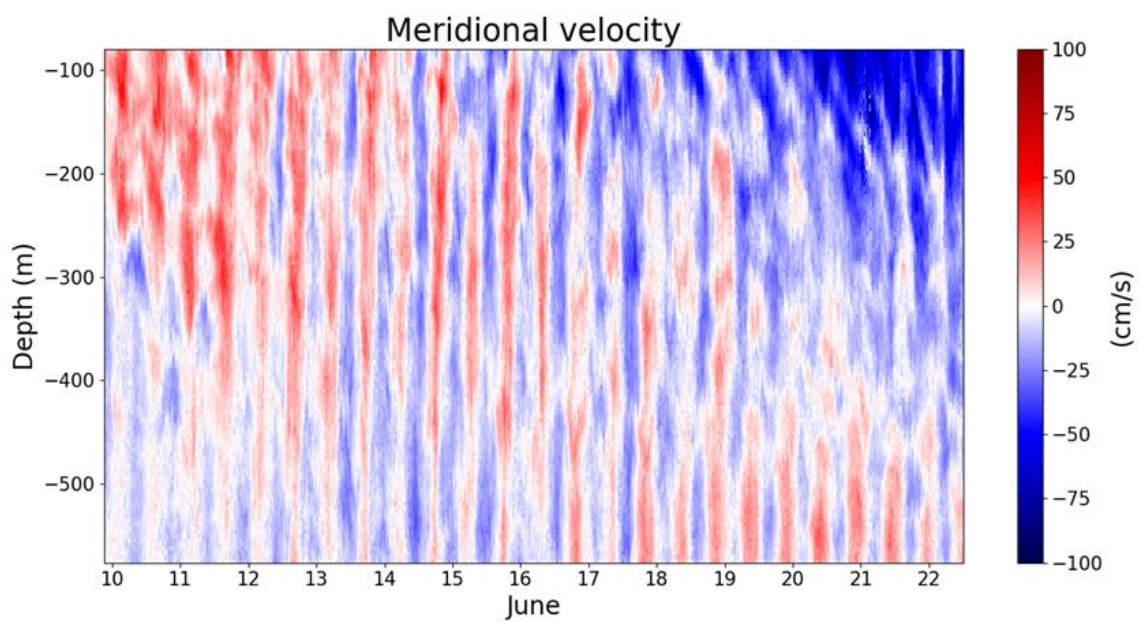
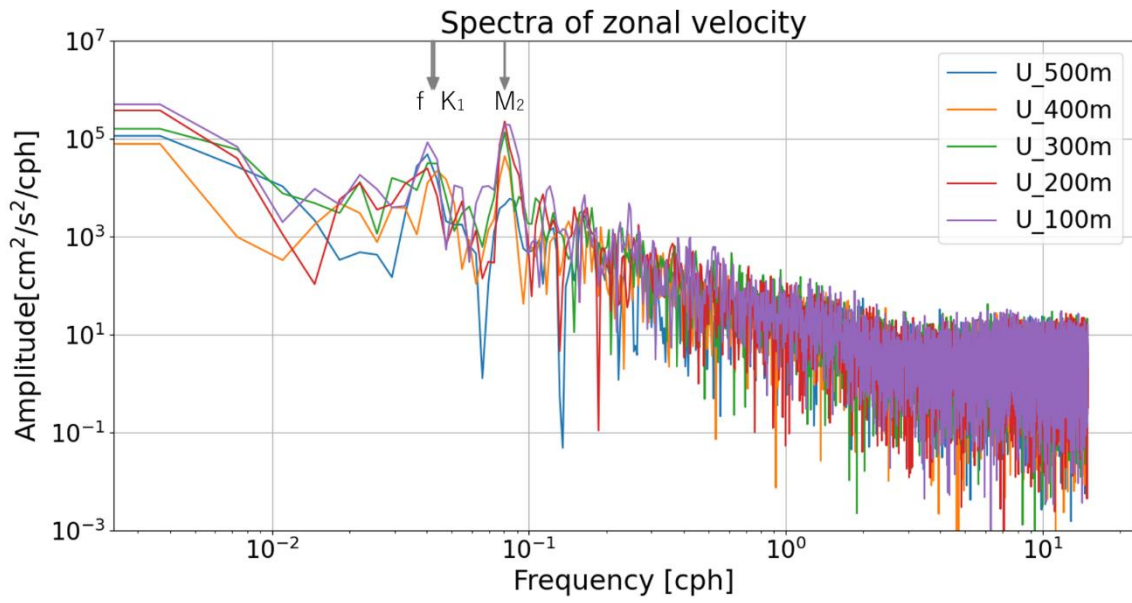


Fig.3-1 流速の時間－深度ダイヤグラム。(a)は東西流速成分（東向きが正）。
(b)は南北流速成分（北向きが正）。

(a)



(b)

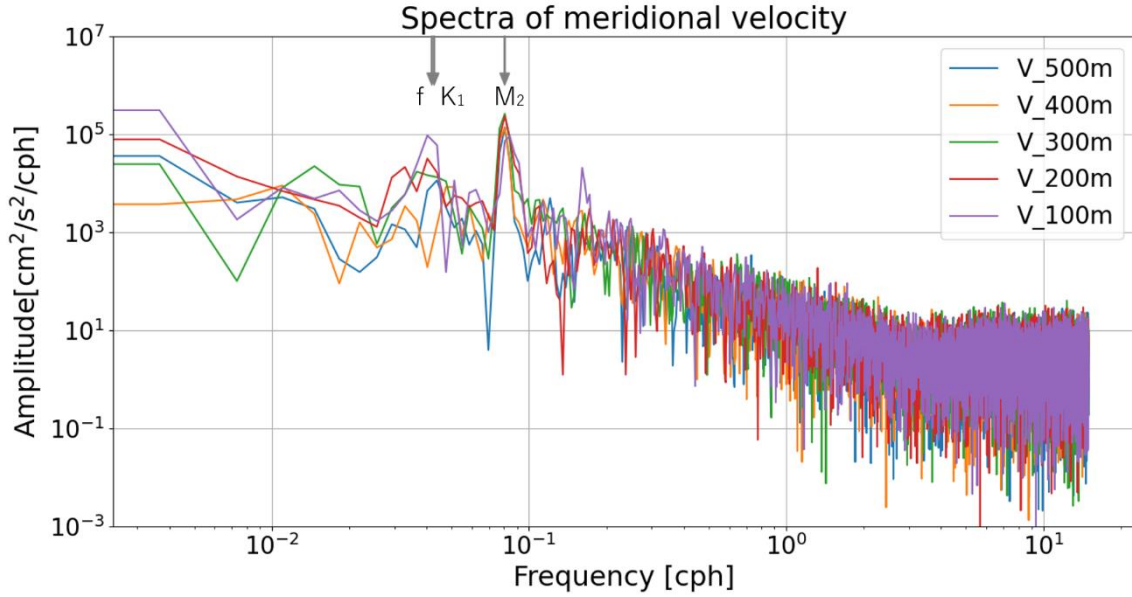
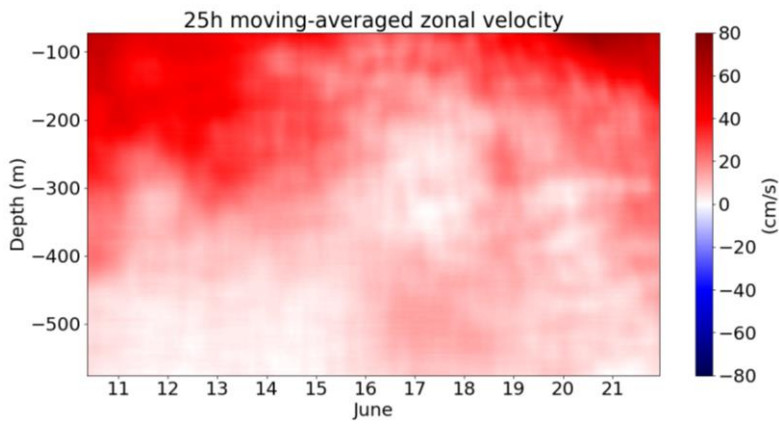
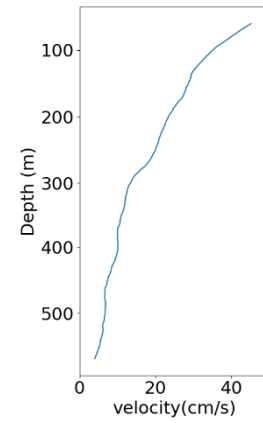


Fig.3-2 流速の周波数スペクトル。(a)が東西成分、(b)が南北成分。図中の f は慣性周波数、K₁、M₂ は K₁ 分潮、M₂ 分潮の周波数を表す。

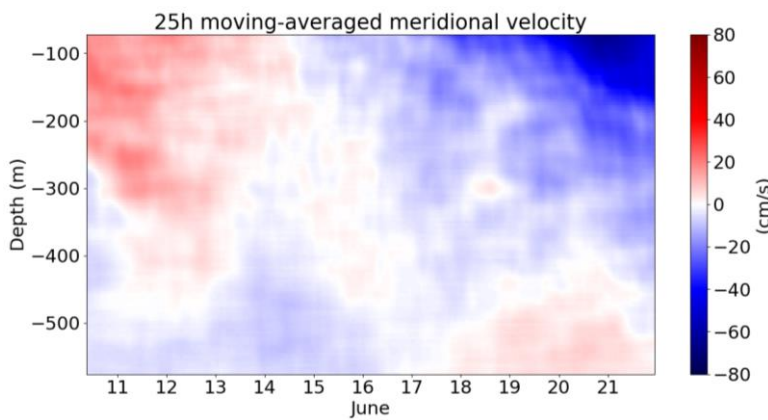
(a)



(c)



(b)



(d)

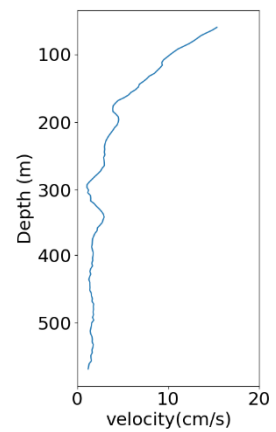


Fig.3-3 長周期の水平流速の時間－深度ダイアグラム (a)は東西流速成分（東向きが正）。(b)南北流速成分（北向きが正）。(c)は全期間で平均した東西流速の鉛直分布（東向きが正）。(d)は全期間で平均した南北流速の鉛直分布（北向きが正）

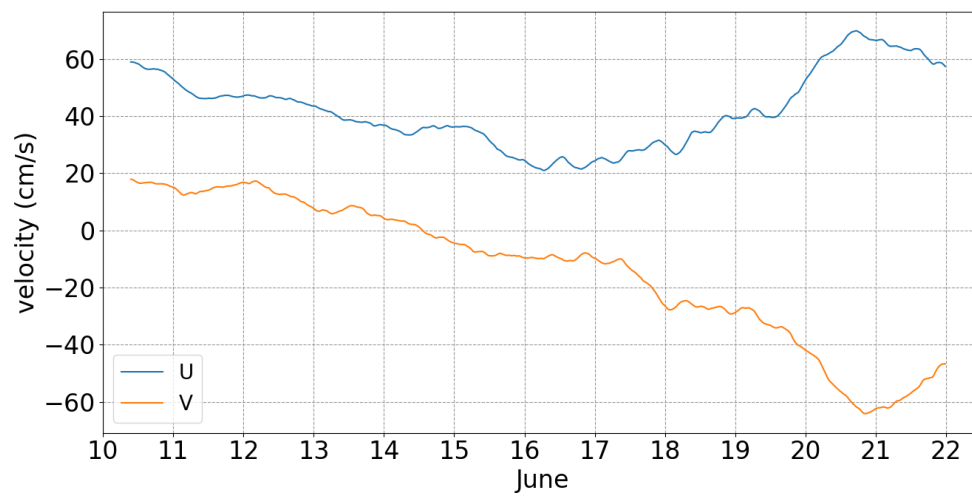


Fig.3-4 水深 100m における 25 時間移動平均を施した流速の時間変化。
青線が東西流速 U、オレンジ線が南北流速 V

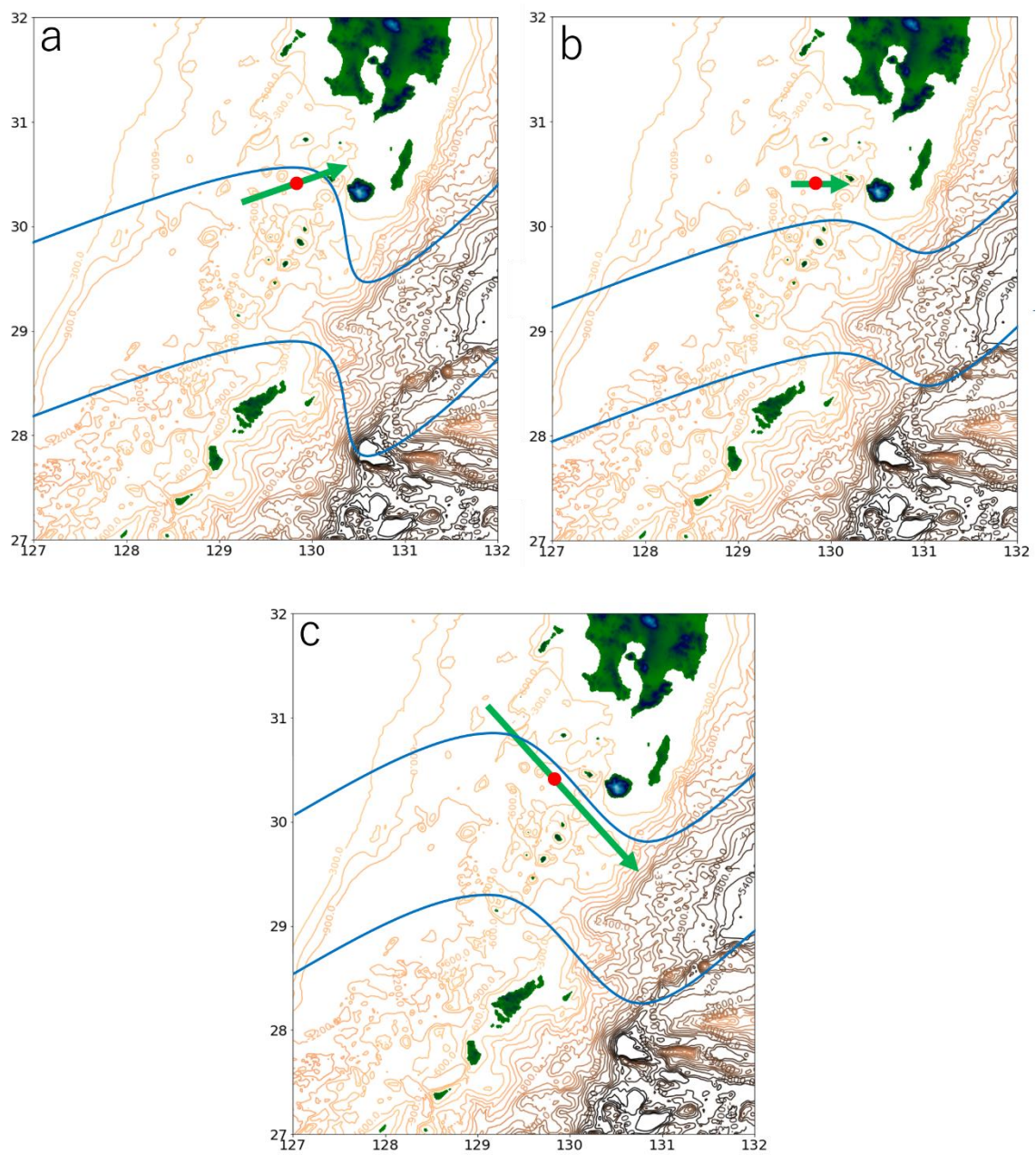


Fig.3-5 流速計の結果から推測される黒潮の流軸変動の模式図。図中の赤点は観測点。緑矢印は観測点の流向と流速を、青線で黒潮を模式的に表している。

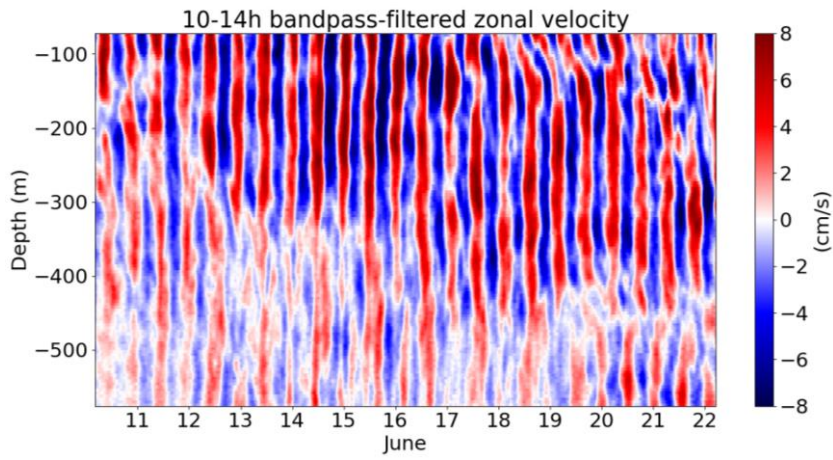
4. 潮汐周期の流速変動

前節の周波数スペクトル (Fig.3-2) には、半日周期帯と日周期帯にエネルギーピークがみられた。そこで流速のデータに 10–14 時間および 22–26 時間バンドパスフィルターを施すことで、半日周潮帯、日周期帯の成分を抽出した (Fig.4-1, Fig.4-2)。

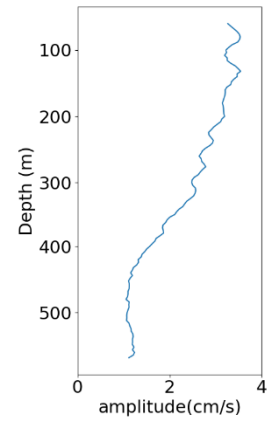
まず、半日周期帯の流速変動の特徴を示す。東西成分の時間変動では (Fig.4-1a)、観測期間を通して水深 300~400m を境に、上層に比べて下層の方が流速の小さい構造がみられる。全期間の平均によって求めた振幅の鉛直分布をみると (Fig.4-1c)、東西成分では水深 300m より下層の流速は、上層の流速の約 1/3 となっている。東西流速のスペクトル (Fig.3-2a) で水深 400~500m のピークが相対的に小さいのは、このためであると考えられる。一方、南北成分の時間変動では (Fig.4-1b)、観測期間後期 (6 月 19 日から 22 日) で水深 300~400m を境に傾圧的な構造がみられるが、観測期間前期~中期 (6 月 11 日から 18 日) は上層から下層まで順圧的な流れが支配的である。このため南北成分の振幅の鉛直分布では (Fig.4-1d)、上層と下層との振幅の差は小さく、上層から下層まで 2~3cm/s の流速を示している。南北成分の周波数スペクトル (Fig.3-2b) のシグナル強度が全水深で同じであったのは、このような順圧的な構造を反映したものと推察される。

次に日周期帯の流速の変動について述べる。東西成分では水深 300~400m を境に上層と下層で流速が大きく異なる (Fig.4-2a)。一方、南北方向の流速変動では、観測期間前期~中期に順圧的な流速変動が支配的で、後期では傾圧性が大きくなっていた (Fig.4-2b)。振幅の鉛直分布をみると (Fig.4-2c, Fig.4-2d)、半日周潮帯の振幅の鉛直分布と同様に、東西成分で傾圧的で、南北成分では順圧的な特徴を示している。また、Fig.4-2c、Fig.4-2d で黄色い円で示す領域では、部分的に流速が大きくなるような構造がみられる。このような構造の原因として、複数の内部波が干渉していることが考えられる。

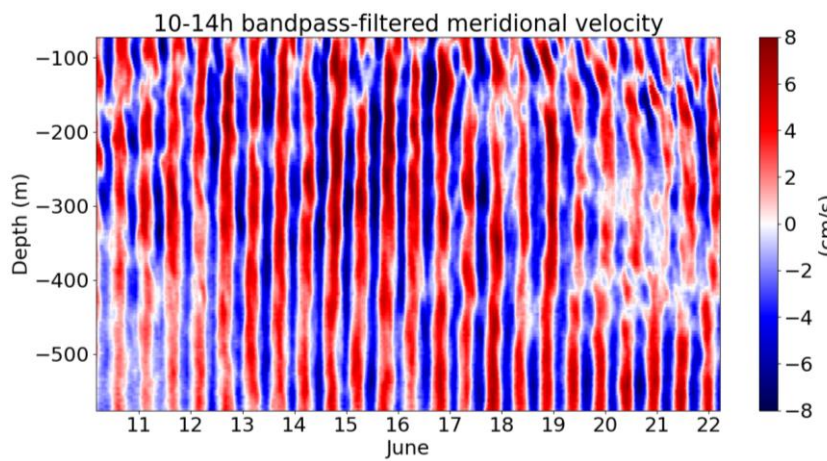
(a)



(c)



(b)



(d)

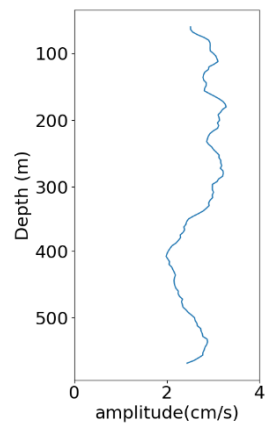
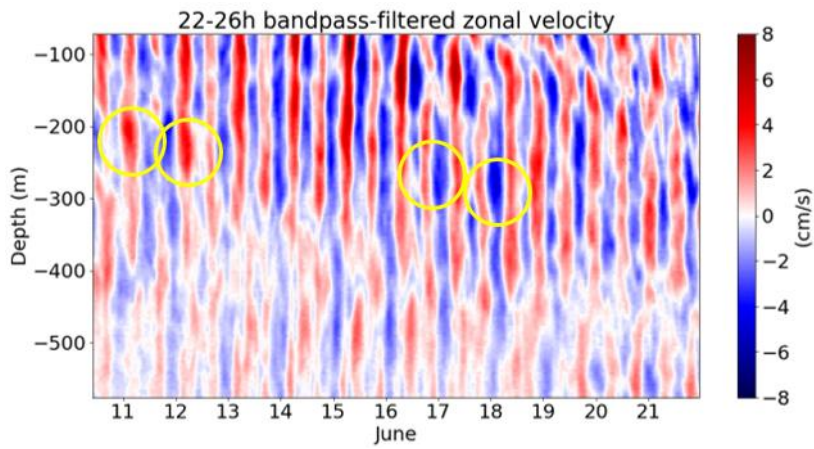
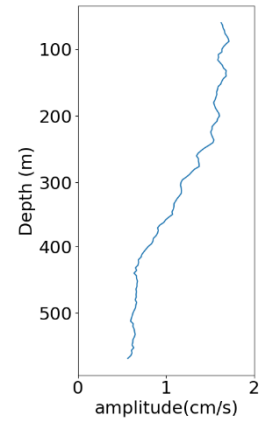


Fig.4-1 10－14時間バンドパスフィルターを施した流速の時間－深度ダイアグラム(a)は東西流速成分（東向きが正）。(b)は南北流速成分（北向きが正）。(c)は全期間の平均によって求めた東西成分の振幅の鉛直分布（東向きが正）。(d)は全期間の平均によって求めた南北成分の振幅の鉛直分布（北向きが正）

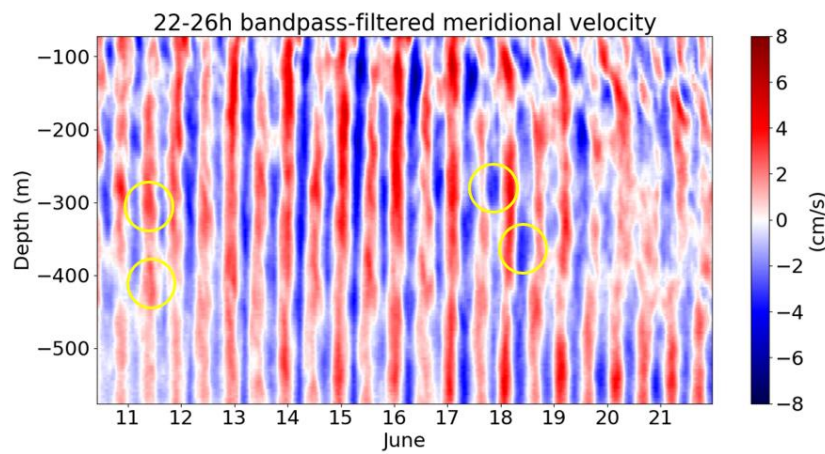
(a)



(c)



(b)



(d)

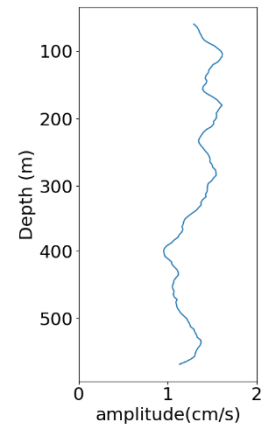


Fig.4-2 22-26 時間バンドパスフィルターを施した流速の時間-深度ダイアグラム(a)は東西流速成分 (東向きが正)。(b)は南北流速成分 (北向きが正)。黄色い円で囲った領域は複数の内部波が干渉していると考えられる部分。(c) は全期間の平均によって求めた東西成分の振幅の鉛直分布 (東向きが正)。(d) は全期間の平均によって求めた南北成分の振幅の鉛直分布 (北向きが正)

5. 考察

5.1 上向き/下向きに伝わる内部波の分離

前節の東西成分の時間－深度ダイアグラム (Fig.4-1a、Fig.4-2a) では、上下層で流速の異なる傾圧性がみられた。このような傾圧性の原因として、内部潮汐が考えられる。内部潮汐は、順圧的な潮流が海嶺や複雑な海底地形にぶつかることで励起される潮汐周期の内部波である。連続的に密度成層している流体中では、内部波は斜め方向に伝播する (付録参照)。このような内部波では位相速度と群速度は直交するため、位相が斜め上方(斜め下方)に伝播する波の場合、エネルギー (群速度) は斜め下方 (斜め上方) に伝播する。したがって、内部波の挙動を調べるには、波動の伝播方向に着目し、上向き及び下向きに伝播する波動を分離することが有効である。この分離に 2 次元高速フーリエ変換を利用した (Lien et al., 2013)。

バンドパスフィルターにより抽出した潮汐周期の流速データを時間 t と鉛直座標 z の関数 $\psi(t,z)$ と考えると、 $t-z$ 空間で下方/上方に位相が伝播する波は次の関係を満たす。

$$\psi(t,z) = \psi^{down}(t,z) + \psi^{up}(t,z) \quad (5.1)$$

この $\psi(t,z)$ に対して 2 次元フーリエ変換を適用する。これによって t と z の関数であった流速は、フーリエ空間で周波数 ω と波数 m で表現される。

$$\psi(t,z) = \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^{\infty} dm \hat{\psi}(\omega, m) e^{i(\omega t - mz)} \quad (5.2)$$

フーリエ空間において、周波数成分が正 (負) で波数成分が負 (正) の波は、 $t-z$ 空間においては下向きに位相が伝播する波を表す。

$$\psi^{down}(t,z) = \int_0^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^0 dm \hat{\psi}(\omega, m) e^{i(\omega t - mz)} + \int_{-\infty}^0 d\omega \int_0^{\infty} dm \hat{\psi}(\omega, m) e^{i(\omega t - mz)} \quad (5.3)$$

一方、フーリエ空間で周波数成分が正 (負) で波数成分も正 (負) の波は、 $t-z$ 空間においては上向きに位相が伝播する波を表す。

$$\psi^{up}(t,z) = \int_0^{\infty} d\omega \int_0^{\infty} dm \hat{\psi}(\omega, m) e^{i(\omega t - mz)} + \int_{-\infty}^0 d\omega \int_{-\infty}^0 dm \hat{\psi}(\omega, m) e^{i(\omega t - mz)} \quad (5.4)$$

そこでフーリエ空間において上向き伝播成分は又は下向き伝播成分のみを抽出し、フーリエ逆変換を施すことで各成分の時空間変動を調べることができる。

5.2 内部波のエネルギー伝播の様子

バンドパスフィルターで抽出した流速変動に対して 5.1 節の手法を適用し、上向き/下向きに伝播する内部波の分離を行った。

半日周期帯の東西、南北成分の時間－深度ダイヤグラムをみると (Fig.5-1, Fig.5-2)、各成分とも時間と共に位相が上方、又は下方に伝播している様子がわかる。このことから、5.1 節の手法による内部波の分離は適切に行われているといえる。上向き (下向き) 位相伝播成分の位相速度は $10.4\sim14.4\text{m/s}$ ($13.9\sim23.2\text{m/s}$)、振幅は $0.83\sim3.03\text{cm}$ ($0.54\sim2.80\text{cm}$) であった。

下向き位相伝播成分の時間－深度ダイヤグラムをみると、等値線を横切るように、振幅の大きい(小さい)領域が上方に伝播する様子がみられる (一例を Fig.5-1b, Fig.5-2b の黄色矢印で示す)。これに対して上向き位相伝播成分の時間－深度ダイヤグラムには同様な領域の伝播の様子はみられない (Fig.5-1a, Fig.5-2a)。このことから、この振幅の大きい (小さい) 領域の上方伝播は、順圧的な半日周潮流が海底地形に衝突することで励起された内部潮汐が上向きにエネルギー伝播する様子を捉えたものと推察される。この内部潮汐の群速度は東西成分で $0.10\sim0.11\text{cm/s}$ 、南北成分で $0.04\sim0.16\text{cm/s}$ であった。

一方、日周期帯の東西、南北成分の時間－深度ダイヤグラムをみると (Fig.5-3, Fig.5-4)、各成分とも位相が上方、または下方に伝播していることから、内部波の分離は適切に行われていることがわかる。上向き (下向き) 位相伝播成分の位相速度は、 $9.3\sim13.5\text{m/s}$ ($10.4\sim23.2\text{m/s}$)、振幅は $0.48\sim1.57\text{cm/s}$ ($0.30\sim1.34\text{cm}$) であった。

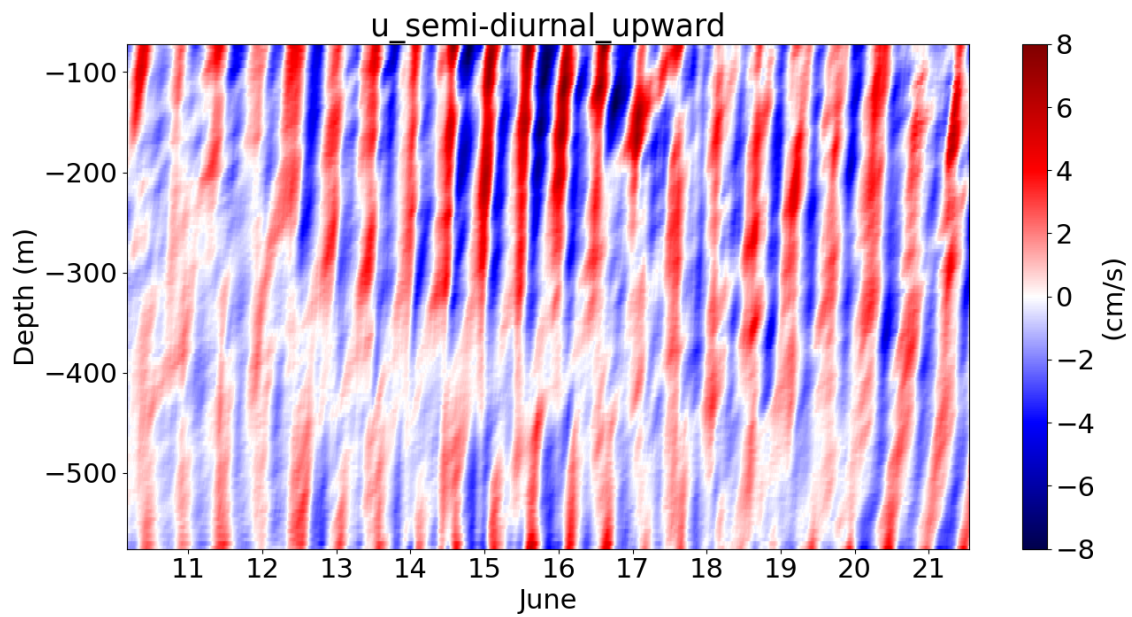
下向き位相伝播成分の時間－深度ダイヤグラムにおいては (Fig.5-3b, Fig.5-4b)、振幅の大きい(小さい)領域が下層から上層に向かって伝播する様子が認められる。これは海底で励起された日周期の内部潮汐によるものと考えられ、その群速度は東西成分で $0.11\sim0.16\text{cm/s}$ 、南北成分で $0.10\sim0.15\text{cm/s}$ であった。

注目すべき点は、6 月 17 日以降、日周期帯の上向き位相伝播成分の時間－深度ダイヤグラムに (Fig.5-3a, Fig.5-4a)、半日周期帯の変動 (Fig.5-1a, Fig.5-2a) にみられなかった、上層から下層に向かって振幅の大きい(小さい)領域が伝播する様子がみられることである。

第2章で述べたように、6月17日には観測点の東側を台風1806号が通過していた (Fig.2-4)。観測点に最も近い中之島の風向・風速の時間変化 (Fig.2-5e) をみると、台風が観測点付近を通過する6月15日～22日の期間に、風向が北西から南東に向かって時計回りに回転していることがわかる。この時計回りの回転方向は、北半球における近慣性重力波に伴う流れの回転方向と一致している。このことから、Fig.5-3a, Fig.5-4a で振幅の大きい(小さい)領域が伝播する様子は、観測期間中に台風によって励起された近慣性内部重力波によるものと考えられる。半日周期帯の上向き位相伝播成分の時間－深度ダイヤグラム (Fig.5-1a, Fig.5-2a) にこの伝播の様子がみられなかったのは、観測点の慣性周期は23.85時間であるためである。

一方、台風1805号が通過した6月10日～12日にも、中之島の風向は、北西から南東に時計回りに変化している (Fig.2-5e)。しかし、台風1805号通過後に近慣性重力波が伝播する様子は明瞭にはみられなかった (Fig.5-3a, Fig.5-4a)。その理由として、台風1805号通過時に時計回りに風が吹く期間が短かったため、大気から十分なエネルギーを与えられなかったと推察される。また、台風1806号通過前後で風速は7m/s 変化したのに対し、台風1806号通過時には2m/s しか変化しなかった。台風1806号の場合には風速が大きく変化したため、近慣性内部重力波が効果的に励起されたのに対して、台風1805号通過時には風速が大きく変化しなかったため、近慣性内部重力波が十分に発達しなかったと考えられる。

(a)



(b)

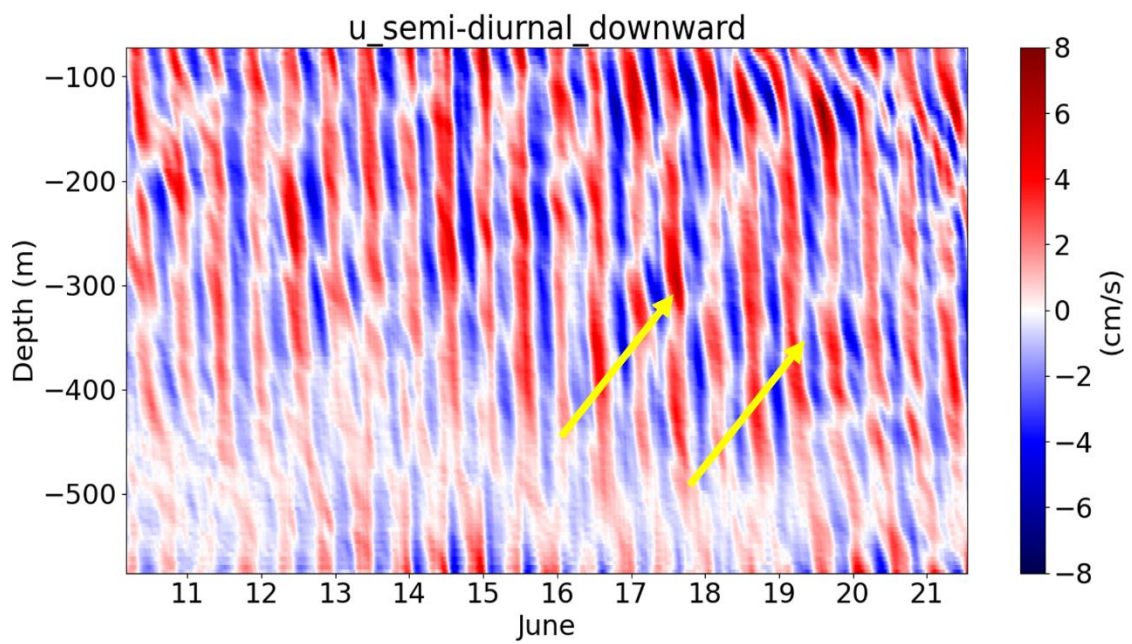
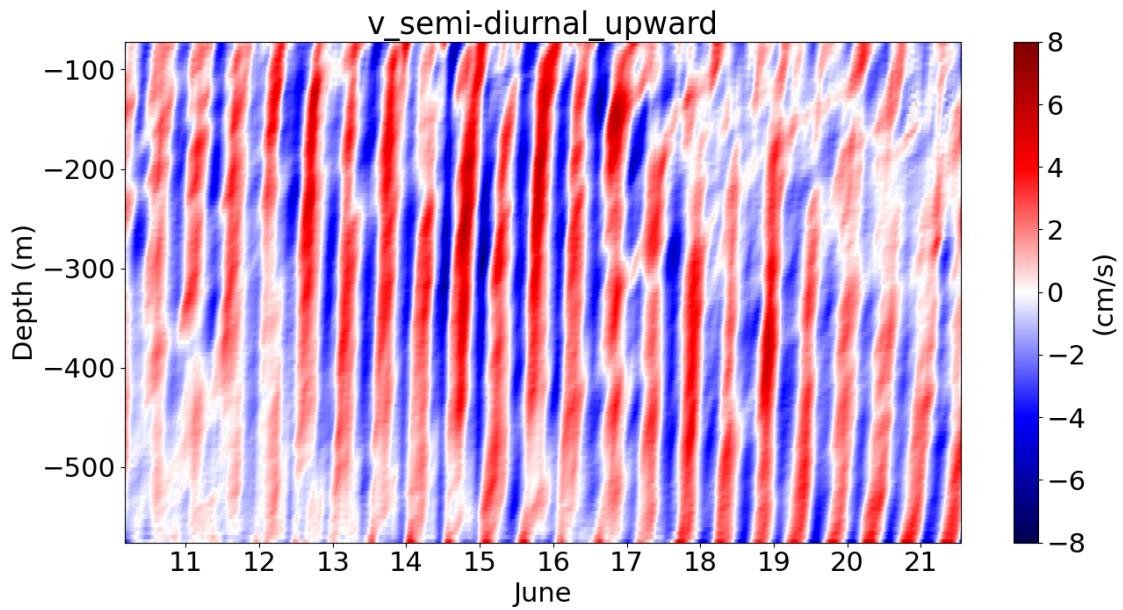


Fig.5-1 半日周期帯における位相が上向き/下向きに伝わる流速成分の時間－深度ダイヤグラム（東西成分、東向きが正）(a)は上向き位相伝播成分。エネルギーは下向きに伝播する。(b)は下向き位相伝播成分。エネルギーは上向きに伝播する。黄色の矢印はエネルギーの伝播方向を表す。

(a)



(b)

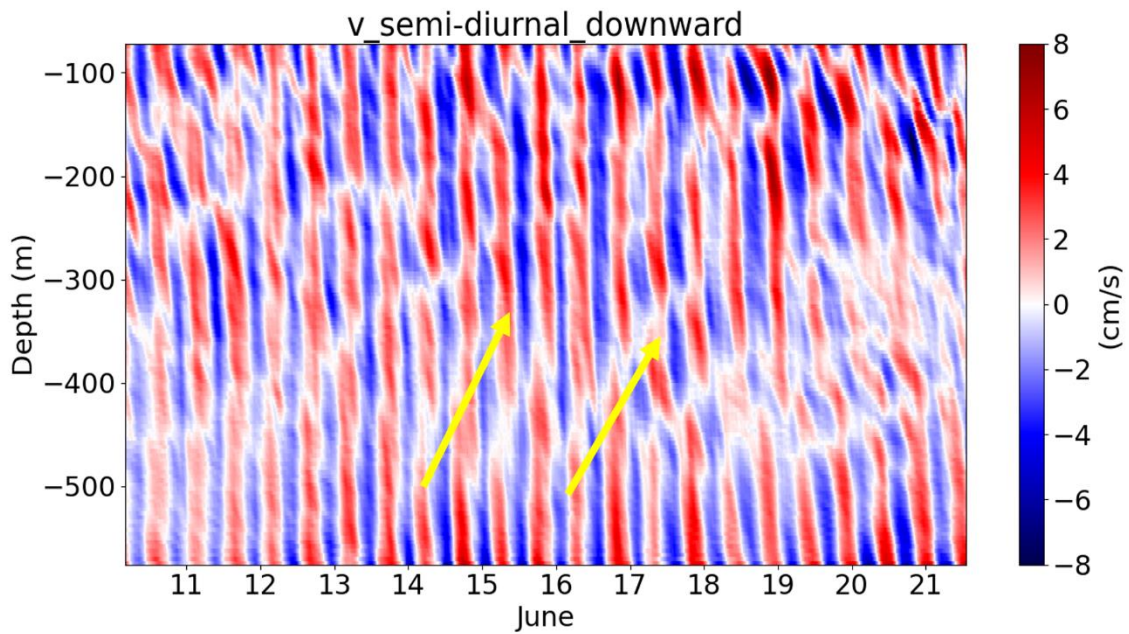
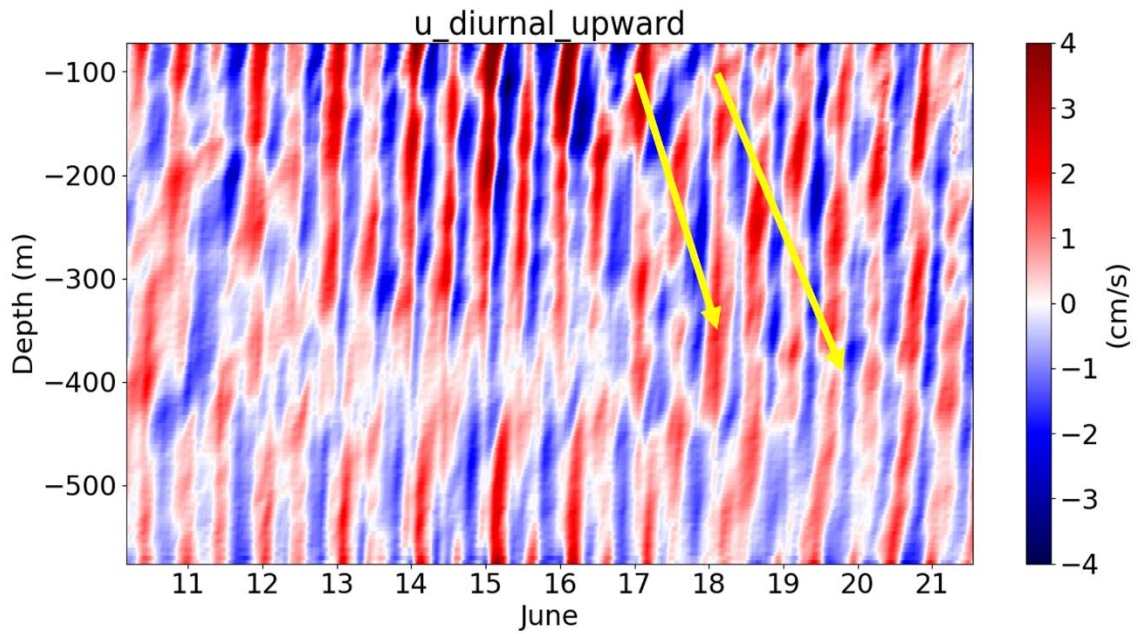


Fig.5-2 半日周期帯における位相が上向き/下向きに伝わる流速成分の時間－深度ダイヤグラム（南北成分、北向きが正）(a)は上向き位相伝播成分。エネルギーは下向きに伝播する。(b)は下向き位相伝播成分。エネルギーは上向きに伝播する。黄色の矢印はエネルギーの伝播方向を表す。

(a)



(b)

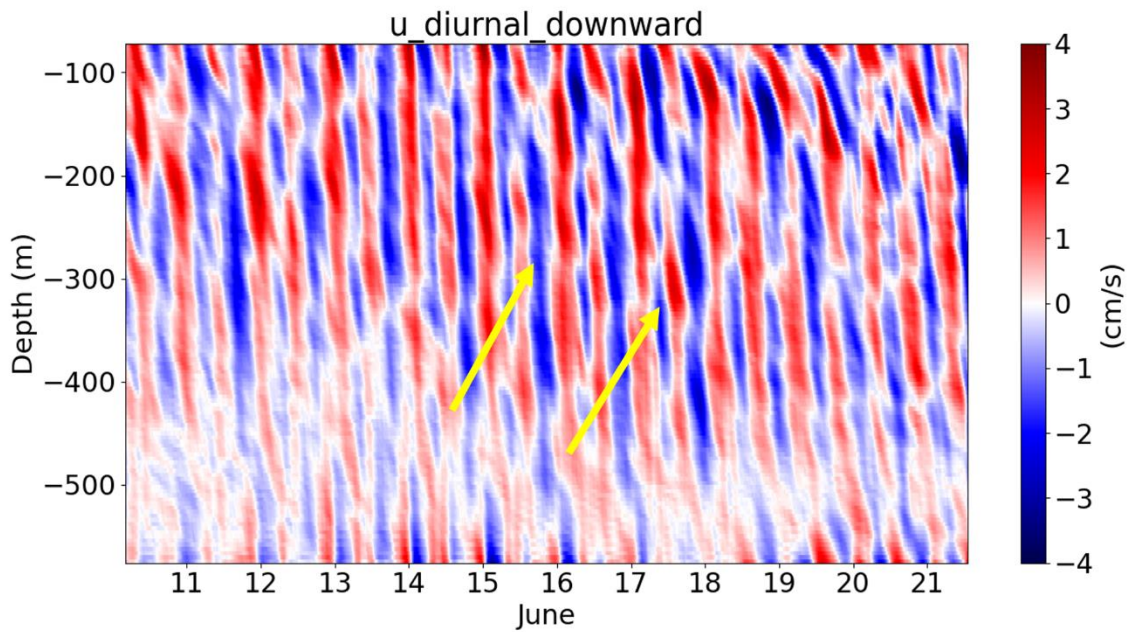
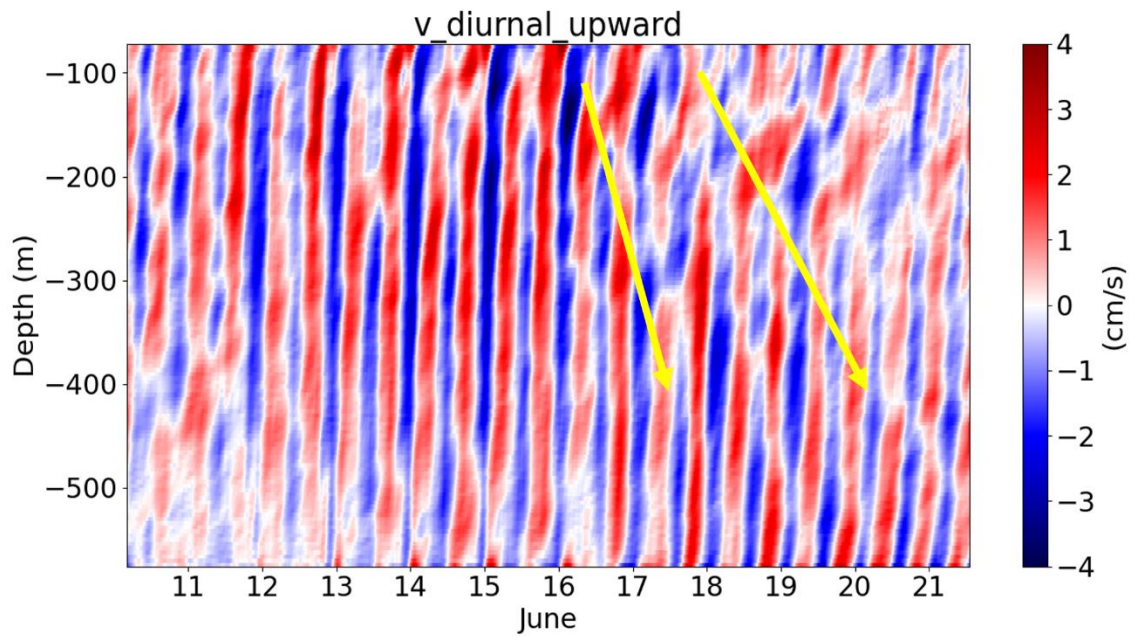


Fig.5-3 日周期帯における位相が上向き/下向きに伝わる流速成分の時間－深度ダイヤグラム（東西成分、東向きが正）(a)は上向き位相伝播成分。エネルギーは下向きに伝播する。(b)は下向き位相伝播成分。エネルギーは上向きに伝播する。黄色の矢印はエネルギーの伝播方向を表す。

(a)



(b)

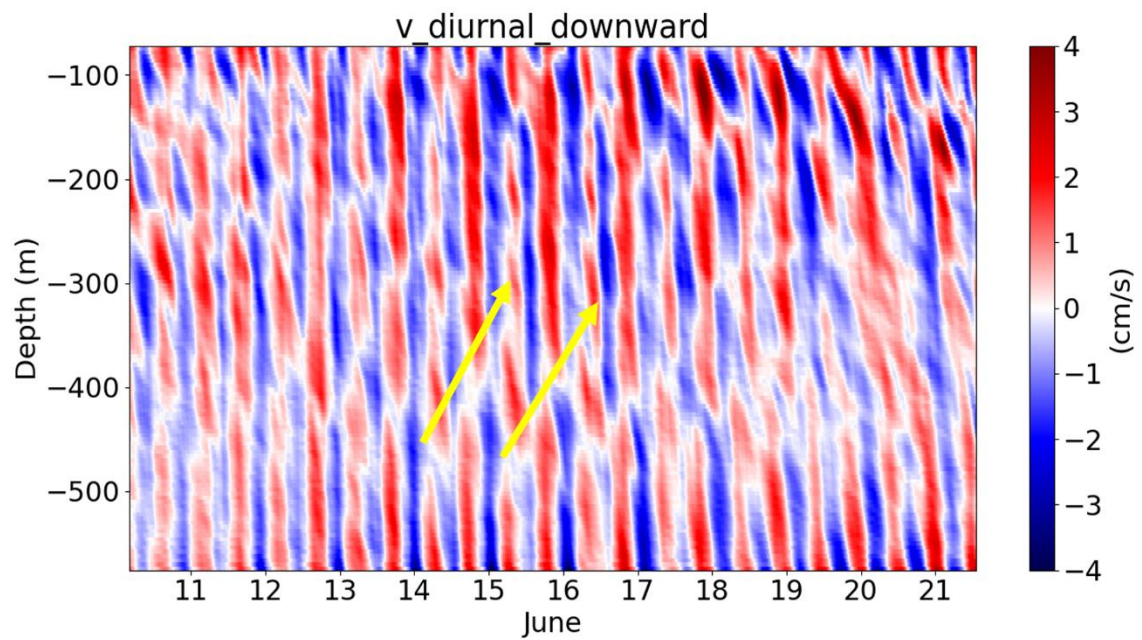


Fig.5-4 日周期帯における位相が上向き/下向きに伝わる流速成分の時間－深度ダイヤグラム（南北成分、北向きが正）(a)は上向き位相伝播成分。エネルギーは下向きに伝播する。(b)は下向き位相伝播成分。エネルギーは上向きに伝播する。黄色の矢印はエネルギーの伝播方向を表す。

7. 結論

トカラ海峡で発生する内部波の特徴を捉えるために OMIX 観測で得られた ADCP による係留観測データを解析した。解析の結果、以下のことが示された。

- ・観測期間前期では黒潮が観測点を通過していたが、中期は黒潮の流軸が南下し、観測期間後期で流軸が再び北上して黒潮が観測点を通過するようになったと推測された。
- ・スペクトル解析の結果から、半日周期帯と日周期帯のエネルギーが卓越していることが示された。ただし、水深 300m~400m を境に上層と下層でエネルギーピークの強度が異なっていた。
- ・潮汐周期帯の流速データに対して、上向き/下向きに伝わる波の分離を行ったところ、エネルギーが下層から上層に向かって伝播している様子がみられた。これは順圧的な潮流が海底地形に衝突することで生じた内部潮汐であると考えられる。
- ・日周期帯の上向き位相伝播成分において、観測点付近を通過した台風によって励起された近慣性内部重力波のエネルギーの上層から下層への伝播がみられた。
- ・台風通過時の中之島の風向が時計回りに回転していたことから、近慣性内部重力波が台風によって効果的に励起されたと考えられる。

本研究では係留流速計のデータを用いて、トカラ海峡で発生する内部波の伝播方向、発生の原因について議論した。しかし、内部波の正確な伝播速度や鉛直混合への影響を調査するには、水温・塩分の分布を観測する必要がある。また、本研究で用いた流速データは単一の観測点で得られたものであるため、内部波の水平的な構造や流速分布を把握できていない。今後は複数点での流速、水温、塩分の観測を行うことで、トカラ海峡で発生する内部波に関する議論を深める必要がある。

8. 付録

8.1 回転系の連続成層流体中での内部波の伝播方向

Gill(1982)に従って、回転系における連続成層流体中での内部波の伝播について説明する。 x - y - z 直交座標系（原点を海面とし、 z 軸は上向きを正とする）において、ブシネスク近似のもとでの運動方程式、連続の式、密度保存の式は以下のようになる。

$$\frac{\partial u'}{\partial t} = f v' - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (8.1)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} = -f u' - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (8.2)$$

$$\frac{\partial w'}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g \quad (8.3)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (8.4)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w' \frac{\partial \rho_0}{\partial z} = 0 \quad (8.5)$$

ここで u' 、 v' 、 w' は x 、 y 、 z 方向の流速 u 、 v 、 w の平衡状態からの擾乱、 t は時間、 f はコリオリパラメータ、 g は重力加速であり、密度 ρ と圧力 p はそれぞれ、基本場と変動成分の和として $\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t)$ 、 $p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t)$ で表されたとする。

(8.5)を(8.3)に代入して ρ' を消去し、ブラントバイサラ振動数 $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z}$ を用いて表すと

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial t^2} + N^2 w' = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 p'}{\partial z \partial t} \quad (8.6)$$

となる。

(8.1), (8.2)を(8.4)に代入し、相対渦度 $\zeta = \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y}$ を用いて表すと、

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 \rho'}{\partial z \partial t} &= -f \left(\frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) p' \\ &= -f \zeta + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) p'\end{aligned}\quad (8.7)$$

となる。

ところで、相対渦度 ζ は(8.1), (8.2)と連続の式(8.5)から

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -f \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial^2 p'}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 p'}{\partial x \partial y} \right) = f \frac{\partial w'}{\partial z} \quad (8.8)$$

となる。

(8.7), (8.8)から ζ を消去して

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + f^2 \right) \frac{\partial w'}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) p' \quad (8.9)$$

(8.6)と(8.9)より、 p' を消去すると、

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) + f^2 \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} + N^2 \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (8.10)$$

を得る。

波数ベクトル $\mathbf{k}=(k, l, m)$ (k, l : 水平波数、 m : 鉛直波数) を用いた w' の波動解

$$w' = w_0 e^{-i(kx+ly+mz-\omega t)} \quad (8.11)$$

を(8.10)に代入すると

$$\begin{aligned}\omega^2(k^2 + l^2 + m^2) - f^2 m^2 - N^2(k^2 + l^2) &= 0 \\ \therefore \omega^2 &= \frac{f^2 m^2 + N^2(k^2 + l^2)}{k^2 + l^2 + m^2}\end{aligned}\quad (8.12)$$

を得る。(8.12)は内部波の分散関係式である。

波数ベクトル $\mathbf{k}$ の各成分は波数空間において、波数ベクトルの大きさ κ を用いて以下のように表される (Fig.8-1 参照)。

$$k = \kappa \cos \Phi' \cos \lambda' \quad (8.13)$$

$$l = \kappa \cos \Phi' \sin \lambda' \quad (8.14)$$

$$m = \kappa \sin \Phi' \quad (8.15)$$

(8.13), (8.14), (8.15)を(8.12)に代入して

$$\omega^2 = f^2 \sin^2 \Phi' + N^2 \cos^2 \Phi' \quad (8.16)$$

ここで、内部波の周波数 ω は水平面と波数ベクトルの成す角 Φ' に依存するので、 ω のとり得る範囲は $f < \omega < N$ である。

また、群速度 $\mathbf{c}_g$ は

$$\mathbf{c}_g = \left(\frac{\partial \omega}{\partial k}, \frac{\partial \omega}{\partial l}, \frac{\partial \omega}{\partial m} \right) \quad (8.17)$$

であることから、(8.13), (8.14), (8.15), (8.16), (8.17) より

$$\mathbf{c}_g = \frac{(N^2 - f^2)}{\omega \kappa} \cos \Phi' \sin \Phi' (\sin \Phi' \cos \lambda', \sin \Phi' \sin \lambda', -\cos \Phi') \quad (8.18)$$

ここで、波数ベクトル $\mathbf{k}$ と群速度ベクトル $\mathbf{c}_g$ の内積をとると

$$\mathbf{k} \cdot \mathbf{c}_g = \frac{N^2 - f^2}{\omega} \cos^2 \Phi' \sin^2 \Phi' \times (\sin^2 \lambda + \cos^2 \lambda - 1) = 0$$

となる。すなわち、位相速度の方向 (波数ベクトルの方向) と群速度は直交する。

以上のことから、波数ベクトルが上向き (下向き) であるとき、群速度は下向き (上向き) に進行する (Fig.8-1)。波数ベクトルの方向は位相の伝播方向を、群速度の進行方向はエネルギーの伝播方向を表すため、位相が上向き (下向き) に伝播するとき、エネルギーは下向き (上向き) に伝播する。

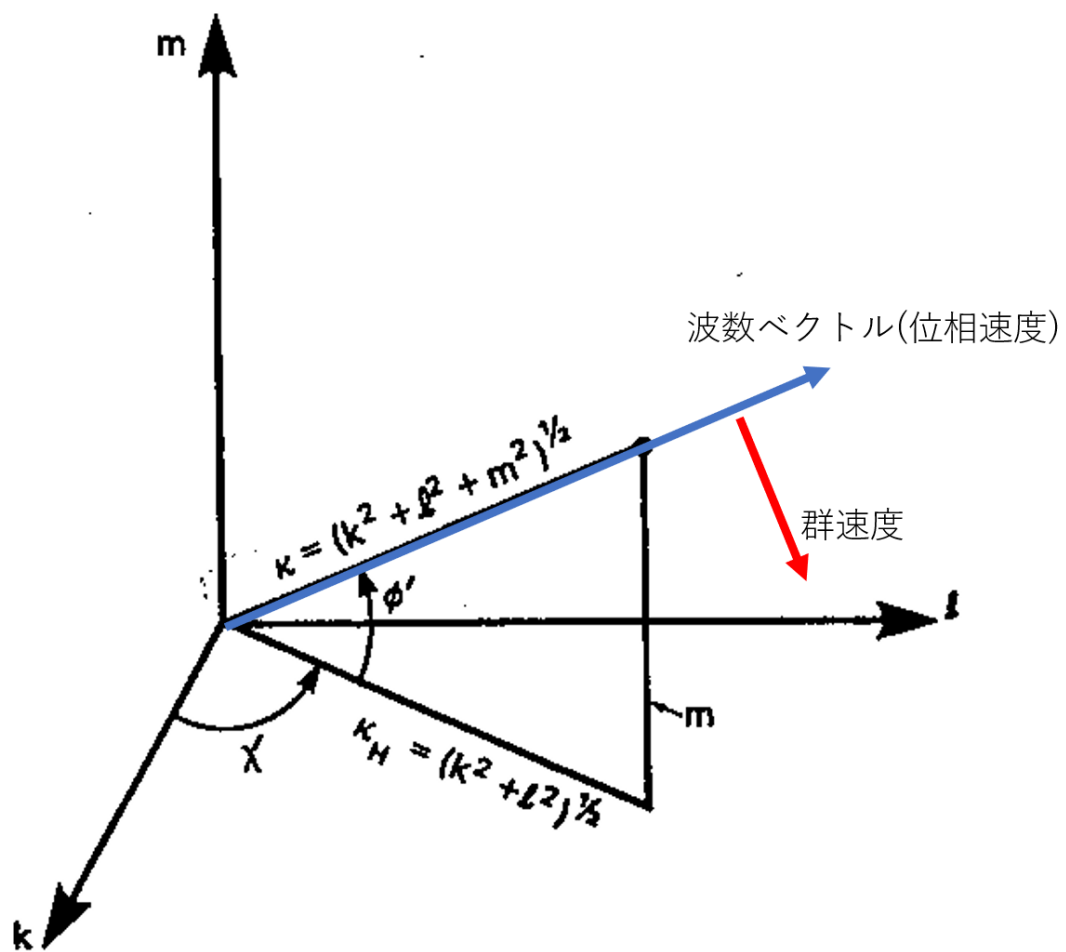


Fig.8-1 波数空間の直交座標系。赤線は位相速度の進行方向、赤線は群速度の進行方向を表す (Gill, 1982 を一部改変)

8.2 CTD 観測の結果

本観測では、電気伝導度、水温、深度センサを備えた水中機器(Conductivity-Temperature-Depth profiler, CTD)を用いて、ADCP 投入時の 6 月 9 日と、回収前日の 6 月 21 日に塩分と水温の鉛直分布を計測した。CTD 投入時の緯度・経度の座標は、6 月 9 日の観測では 30° 23.72'N, 130° 18.91'E で、6 月 21 日では 30° 20.58N, 129° 52.51'E であり、いずれも ADCP の観測点付近であった。ただし、6 月 9 日では水深 643m、6 月 21 日では水深 501m までの観測を行った。

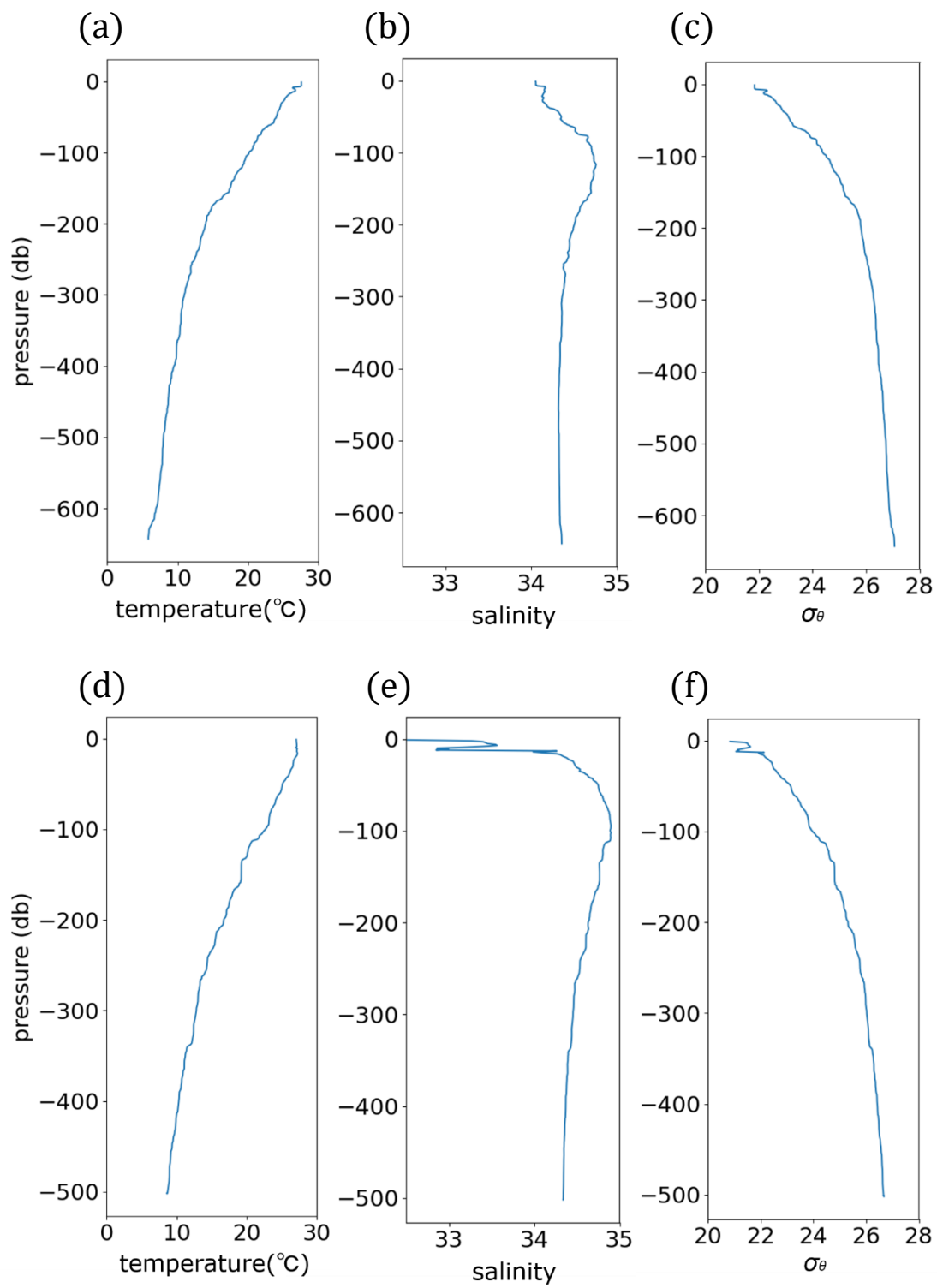


Fig.8-2 水温 (a,d)、塩分 (b,e)、密度 (c,f) の鉛直プロファイル。(a),(b),(c) は 6 月 9 日、(d),(e),(f) は 6 月 21 日の観測結果。

9. 参考文献

Cao, A., Guo, Z., Wang, S., Xu, C., Lv, X., Song, J.(2019) : Upper ocean shear in the northern South China Sea, *Journal of Oceanography*, 75, 525-539.

Garret,C.(2003) : Mixing with latitude, *Nature*, 422, 477.

Gill, A. E. (1982) : *Atmosphere-ocean dynamics.*, Academic Press, Inc., 662.

Guo, X.(2011) : 東シナ海における外洋起源栄養塩の輸送量と低次生態系への影響, *水環境学会誌*, 34(9), 293-296.

Kobari, T., Makihara, W., Kawafuchi, T., Sato, K., Kume, G.(2017) : Geographic variability in taxonomic composition, standing stock, and productivity of the mesozooplankton community around the Kuroshio Current in the East China Sea, *Fisheries Oceanography*, 27, 336–350.

Lien, R. C., Thomas, B. S., Jan, S., Chang, M., Barry, B. M. (2013) : Internal tides on the East China Sea Continental Slope, 71, 151-185.

長井健容. (2015) : 黒潮フロント域の栄養塩供給, *沿岸海洋研究*, 53(1),11-14

Nagai, T.and Clayton, S. (2017) : Nutrient interleaving below the mixed layer of the Kuroshio Extension Front, *Ocean Dynamics*, 67, 1027–1046.

Nagai, T., Hasegawa, D., Tanaka, T., Nakamura, H., Tsutsumi, E., Inoue, R., Yamashiro, T. (2017) : First Evidence of Coherent Bands of Strong Turbulent Layers Associated with High-Wavenumber Internal-Wave Shear in the Upstream Kuroshio, *Scientific Reports*, 7(1), 14555.

Niwa, Y. and Hibiya, T. (2004) : Three-dimensional numerical simulation of M2 internal tides in the East China Sea, *Journal of Geophysical Research*, 109, 533-542.

10. 謝辞

本研究を進めるにあたり、研究の端緒を与えられるとともに、終始懇切なるご指導・ご鞭撻を賜った九州大学応用力学研究所の千手智晴准教授に心より厚く御礼申し上げます。また、適切なご助言・ご指導を賜った松野健名誉教授、研究室内や観測航海でご厚意を賜りました遠藤貴洋准教授に深く感謝の意を表します。

また、異なる研究室であるにも関わらず、ご助言と激励をいただきました応用力学研究所の市川香准教授、横井孝暁博士、塩崎公大博士に深く感謝いたします。応用力学研究所の時長宏樹教授、高山勝巳博士、古本なおみ様、吉川百合香様、高田典子様、同じ研究室の酒井秋絵さん、塩田幸平くん、銭玉くんには日頃より大変お世話になりました。大学入学時から現在に至るまで変わらず仲良くしてくれた小林健太くん、松浦浩巳くん、福島総士くん、本島太郎くん、Carrillo Canizalez くん、森塚哲仁くん、平田智暉くん、古川将大くん、日下部佑樹くん、長野鉄矢くんにもこの場を借りて御礼申し上げます。学外生活においては、長崎大学水産学部「長崎丸」の観測航海では、森井康宏船長をはじめ、乗組員の皆様、2019 年度・2020 年度の A' 班の皆様、富山大学理学部生物圏環境科学科の皆様、国立環境研究所の荒巻能史博士、海洋研究開発機構の熊本雄一郎博士、大慶則之博士には、船上・帰港地での生活でお世話になるとともに、大変勉強になるお話を伺いました。The 16th Korea-Japan Joint Seminar では応用力学研究所の皆様をはじめ、長崎大学海洋物理学研究室の滝川哲太郎准教授、公州大学の申弘烈教授とご一緒に非常に楽しく過ごせましたことを厚く御礼申し上げます。

同じ研究室の廣岡拓也くんとは日頃から胸襟を開いて語り合い、観測航海や学会発表、就活などを共に乗り越えてきました。研究を進めるうえでも多くの助言をしてもらいました。ここに甚大なる感謝を致します。

本研究を遂行し、九州大学大学院で生活する上でご指導・ご助力いただいた皆様に多大なる感謝を衷心より感謝申し上げます。

この研究の一部は「海洋混合学 (OMIX)」プロジェクトの一環として行われました。