

沖縄本島残波海域における潮流および内部波に関する研究

北村康司¹・仲座栄三²・津嘉山正光³・玉城幸治⁴・Shak RAHAMAN⁵

¹学生会員 工修 琉球大学理工学研究科 生産エネルギー工学専攻
(〒903-0213 沖縄県西原町千原1番地)

²正会員 工博 琉球大学工学部助教授 環境建設工学科 (同上)

³正会員 工博 琉球大学工学部教授 環境建設工学科 (同上)

⁴琉球大学理工学研究科 環境建設工学専攻 (同上)

⁵工修 琉球大学理工学研究科 生産エネルギー工学専攻 (同上)

複雑な沿岸地形を有すると共に、急勾配の陸棚斜面を有する沖縄本島残波海域における潮流および内部波の特性が現地観測により明らかにされている。順圧的な潮流成分は水表面潮汐波とほぼ同位相をとり、沿岸方向の往復流となっている。これに対し、岸沖流速成分は主として傾圧モードとなっていることなどが示されている。また、水温および塩分の観測データや特性曲線を用いた理論解析により、残波海域の流れが陸棚斜面で作りだされる内部波の影響を大きく受けた流れであることなどが明らかにされている。

Key Words: tidal current, internal wave, upwelling, tidal ellipse, coral reef

1. はじめに

沖縄本島残波海域周辺は、岬や水深約100mの陸棚斜面の存在、サンゴ礁の存在、さらには水深コンターが複雑に入り組んでいるなど、地形的特異性を有している。こうした地形特性を有する残波海域は、鯨やジンベイザメなど大型回遊魚の回遊域となっているなど、好漁場として知られている。

残波海域が好漁場となっていることの要因としては、沿岸のサンゴ礁の役割や河川などを通じての陸域からの栄養塩の流入に加えて、複雑な地形特性が引き起こす局所的湧昇流の発生などが想定される。

ところで、沿岸域が人間活動の影響を受け大きく変貌しつつある中で、沿岸域の生態系保全は人類の緊急の課題といえよう。特に、残波海域のように、大型魚等の回遊域となっているような海域はなおさらその保全が求められていると言える。

沿岸の流れや水質特性などの物理環境の把握は、沿岸の生態系を把握するために必要不可欠と言える。本研究は、現地観測を通じ、この海域の流れの物理特性や水質特性を明らかにし、海域保全へ貢献しようとするものである。

沿岸における比較的深いところの流れや水質を取り扱った最近の研究として、例えば、藤原ら¹⁾、阿保ら²⁾による熊野灘に面する五ヶ所湾内の海水交換に関する研究などがある。これらの研究成果は、海水交換に成層の程度、湾内外の密度差や風による吹送流が引き起こす沿岸湧昇現象が深く関わっていることなどを示している。

また、杜多・阿保³⁾、上野ら⁴⁾は、湾口付近にシルと呼ばれる浅瀬がある場合として三重県英虞湾における水理特性や水質特性を詳細な現地観測で明らかにしている。こうした研究成果により局所的に発生する内部潮汐や湧昇流が湾内水質変化に大きな影響を及ぼすことなどが明らかにされつつある。

日比野ら⁵⁾は東京湾への外洋水の流入について調べ、それに前線などに伴う気圧低下が強く関係していることを示している。また、Fujiwara & Yamada⁶⁾も東京湾における成層状態や外洋水の流入について調べ、密度の水平バランスや黒潮系暖水塊の影響が東京湾の循環や水質特性に強く関係していることを示している。

こうした研究の多くは、閉鎖性海岸を対象としたものである。これに対し、開放性海岸に関する研究は意外と少ない。開放性海岸における潮流や内部波の観測

事例として、川崎⁷⁾の報告があげられる。この報告では、内部潮汐として半日周期の波のみでなく、慣性周期を越える一日周期の波の存在も見出され、シア一効果で内部慣性重力波の存在範囲が広がる可能性のあることが示されている。

一方、八木ら⁸⁾も鹿島灘沖の大陸棚上の内部潮汐波について調べ、半日周潮の周期を持つ内部波が大陸棚斜面上で励起され、それが非線形性を帯びながら岸に進行性内部波として伝播することなどを示している。

このように、沿岸における水理特性や水質特性は、極めてローカルな地形特性や気象・海象の影響を強く受けたものと言える。しかしながら、複雑な流れの中にも規則的な流れの存在や普遍的な物理法則の存在が見出される可能性もある。こうした一般的な現象を見出すことは、他の海域における流れ特性の把握に対しても有用な知見を与えるものと考えられる。

本研究で、複雑な地形を有する残波海域における流れの現地観測が行われ、その海域の流れ特性が明らかにされると共に、複雑な流れの中に潜む物理法則が見出される。

灘岡ら⁹⁾は、慶良間諸島でのサンゴの幼生の放出が流れに乗り沖縄本島の残波海域周辺に到達し、沖縄本島西海岸のサンゴ礁の発達に寄与している可能性を指摘している。本研究結果は、こうしたサンゴの幼生の移流分散の把握にも貢献するものと期待される。

2. 観測位置および方法

図-1に観測位置を取り巻く海域の概要を示す。また、図-2に観測データを整理し求められた日本海および太平洋上の半日周潮 (M_2 潮) の等潮時線 (co-phase line) の分布を示す¹⁰⁾。

観測対象とした沖縄本島周辺には、太平洋上にある無潮点を中心として日本東沿岸を右手に見て南下後、鹿児島南岸と台湾北岸間的水域を中国東沿岸に西進する等潮時線が走っている。沖縄本島はちょうどその南北に走る等潮時線に沿った形に位置している。したがって、沖縄本島周辺の総観的潮汐の運動は、南北方向の沿岸に位相差が殆どなく、島を横断する方向、すなわち沖縄本島南岸で南東一北西の方向に位相差が存在する流れとなって現れることが推定される。また、観測対象海域は、約北緯 26.3 度に当たり、理論的に求められる慣性振動周期は、27.0 時間である。

図-3(a) (b) に、観測位置付近の水深の平面図および鳥瞰図を示す。図示のとおり、観測海域の沿岸には、水深 100m の等深線に沿って海底勾配が緩やかで陸棚とみなせる棚状海底地形が存在する。この陸棚の前面上には、水深 500m から約 1/5 勾配で立ち上がる急斜面が

存在する。さらに、海域の南側には水深 100m の水深コンターが沿岸付近まで凹形に入り込んでいるなど、海底地形のギャップも存在する。後に、この海底地形のギャップの存在、陸棚および密度成層の存在が冷水の沿岸部への局所的な貫入の発生など複雑な流れの形成に関わっていることが明らかにされる。

写真-1に、対象海域沿岸におけるサンゴ礁の発達状況を示す。残波海域におけるサンゴ礁は、残波岬の先端から南側に発達しており、特にサンゴ礁エッジのラインは、サンゴ礁の形成に岬先端からの剥離流れが深く関わっていることを思わせる形となっている。本研究結果は、こうしたサンゴ礁形成過程の解明等へも有用な知見を与えるものと期待される。

流れや水質の観測には、超音波式流速計 6 台と水温・

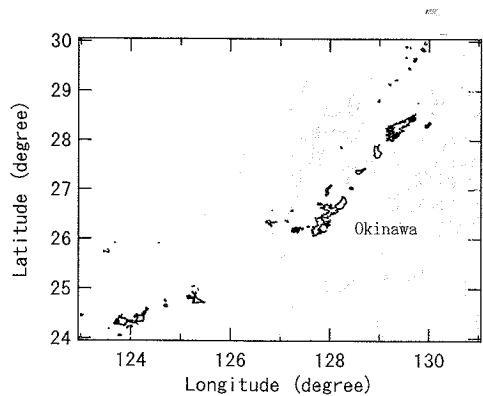


図-1 沖縄諸島周辺海域

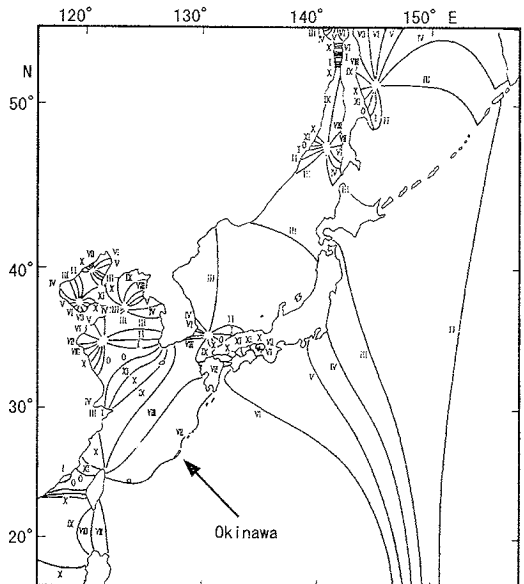


図-2 日本近海の半日周潮の同時潮図 (M_2 潮)¹⁰⁾

塩分・クロロフィルa測定器2台, 小型水温計90個が用いられた。流速および水質の観測位置を図-4に示す。図中○および●印は, 流速の定点観測位置を示す。また, △および▲印は, 小型水温計による水温の定点観測位置を示す。さらに, 図中に破線で示すラインは, 小型船舶を用いた流速および水質の移動計測の際の船舶の航跡を示す。移動計測ラインに沿う×印は, 船上から計測器を投入し塩分・水温・クロロフィルaなどの水深分布を測定した位置を示す(以下, この観測をSTCD観測と呼ぶ)。

観測は2000年から2001年にかけて行われた。2000年に行った観測位置については, 観測位置を表す各印を黒塗りにしてある。×印で示すSTCD観測および船舶を用いた移動計測は基本的に2001年に行われているが, 移動計測ラインに沿う最も沖側のSTCD観測位置においては, 2000年にも観測が行われている。

図-5に, 流速および水温の定点観測方法の概要を示す。図示のとおり, 流速の定点観測には, 切り離し装置を経由して海底にアンカーで固定した超音波流速計をブイで立ち上げるといった方法が用いられた。超音波流速計としては, ADCPに周波数600および300kHzが



写真-1 残波海域沿岸及びサンゴ礁の発達状況

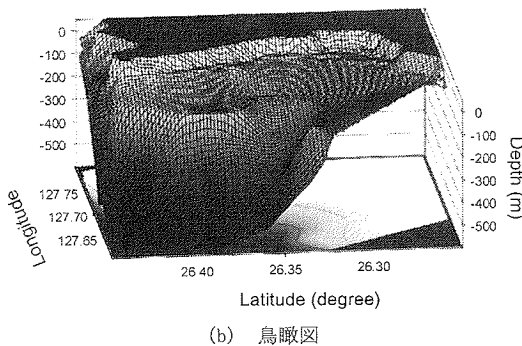
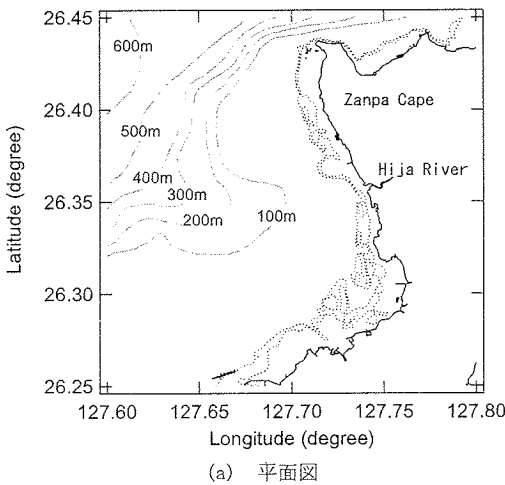


図-3 観測位置付近の深淺図

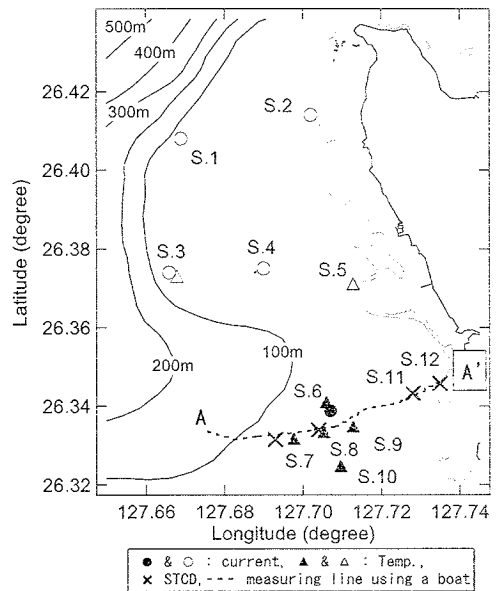


図-4 流速および水質の観測位置

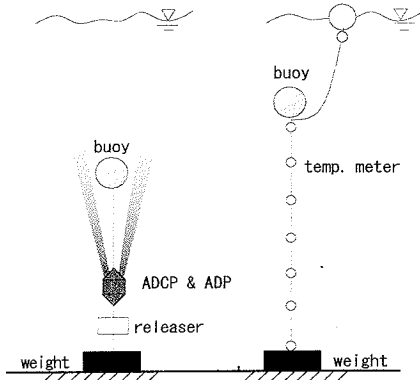


図-5 流速および水温の定点観測方法の概要

用いられ、ADPには500kHzが用いられた。流速計の測定は10分間隔の1分間測定とし、層厚1m(2000年度観測)および2m(2001年観測)にわたる流速の平均値を層の中間点における測定値とした。水温の観測には、図-5に示すように小型水温計を係留ブイの係留ロープに約10m間隔で設置し、3分間隔でデータのサンプリングを行った。

3. 観測結果および考察

図-6に、2000年度の観測で得られた潮位及び流速の鉛直方向分布の経時変化を示す。観測位置はS.6である。ここに示すデータは、10月14日から16日にかけて得られたものである。

流速のデータは、水表面下10mから海底面より約10m上部までを10m間隔で示してある。潮汐変動を示す●印は実測値(水圧値)であるが、実線は実測値をもとに主要分潮の内の8成分(M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1)を合成して得られた推算潮位を表す。厳密にいうと、水圧値は潮位に対応するものでないが、図中△印で示す観測地点近く的那覇港で観測された実測潮位の変動とほぼ対応しており、ほぼ潮位変動を表しているものと判断される。以下、推算潮位としては、ここに示す水圧値から得られた推算値を用いる。

流速については、海底から水表面へ向けて超音波が発射される時、海表面付近でエコーバックの影響を受けて流速値が強調される傾向にあるため、基本的に水面下10m以下のデータのみを示してある。また、南北流成分および東西流成分において、北流および東流をそれぞれの正值としている。

図示のとおり、得られた生流速波形は、当初の予想どおり極めて複雑なものとなっている。南北(N-S)成分流速には潮汐と連動する流れが見られるものの全体的に非常に複雑な流れとなっている。特に、東西(E-

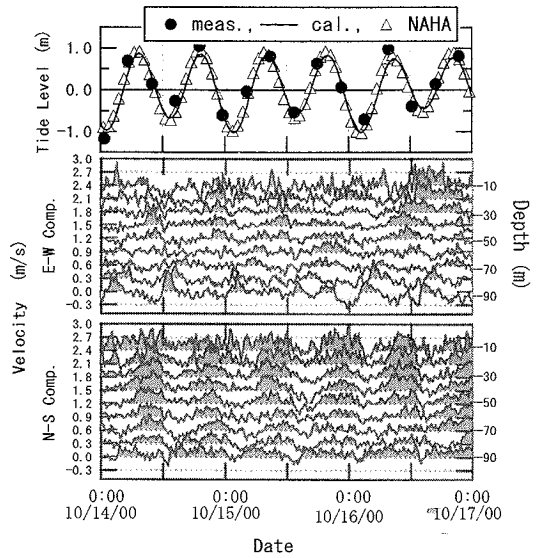


図-6 潮位・流速の鉛直方向分布の経時変化(S.6)

W) 成分流速については、全体的に周期性があまり認められない。しかしながら、注意深く底面付近の流れを見ると、潮汐に連動するような周期的流れも認められる。

図-6に示す流れの生波形を眺めるだけでは、対象海域に生じる支配的な流れやその発生メカニズムを探ることは難しい。当然ながら、図-6に示す流速の生波形には、潮流以外の海流や吹送流など様々な流れが重合しているものと思われる。こうした生波形に平均操作や調和解析を施すことで調和潮流成分が引き出され、複雑な流れの中にも規則的で普遍的な流れが引き出される。

図-7は、流速を水深方向に平均することで得られた順圧的な流速の経時変化を示す。図には主要8潮汐成分を用いた推算潮位をも示してある。図示のとおり、沿岸にほぼ沿う南北成分流速は、水表面の潮汐波とほぼ同じような変動を示している。また、クロス相関の計算結果から位相差は1時間程度となっていることが確認されている。したがって、この海域における順圧的な潮流のパターンは、図-2に示す潮汐波の等時線分布から予測した概略的な進行波的潮汐流のパターン「潮流はほぼ南東—北西流となる」に近いものとなっていることが示される。

これに対し、岸沖方向の成分である東西成分流速は、南北成分流速の変化とは逆に小潮から中潮にかけての位相で流速変動が最も大きくなっている。また、流速値の大きさは南北成分の約20%程度である。東西成分流速の波形が南北成分流速波形と大きく異なる問題に関しては、後に詳しく述べることにする。

図-8および9に、水温の鉛直分布の経時変化を示す。

図-8では、海の中で水温変化がどのように伝播しているかが把握できるように、観測点S. 7, 8および9で得られたデータを沖から岸に向けて順に表示してある。図-9には、観測位置S. 6, 8, および10で得られた水温データを北側から南側の順に並び、温度変化が沿岸方向に伝播する様子が捉えられるようにしてある。

水温変動については、水深60m以深で温度の鉛直方向変化が著しく、温度躍層の存在を示している。さらに、水温変動の波形は、水温低下が生じる所でかなり前傾化しており、水温の時間変化に強い非対称性が見られる。

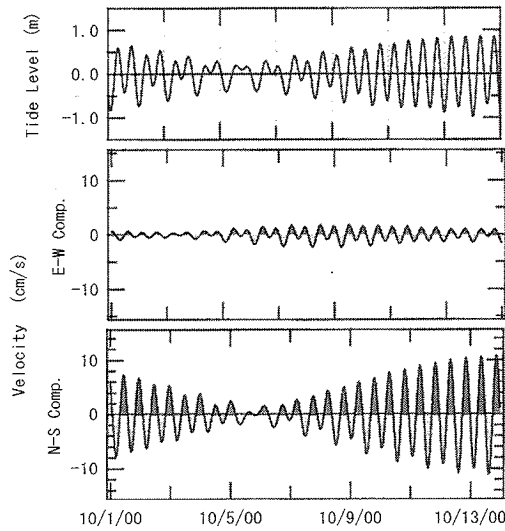


図-7 順圧的な流速の経時変化

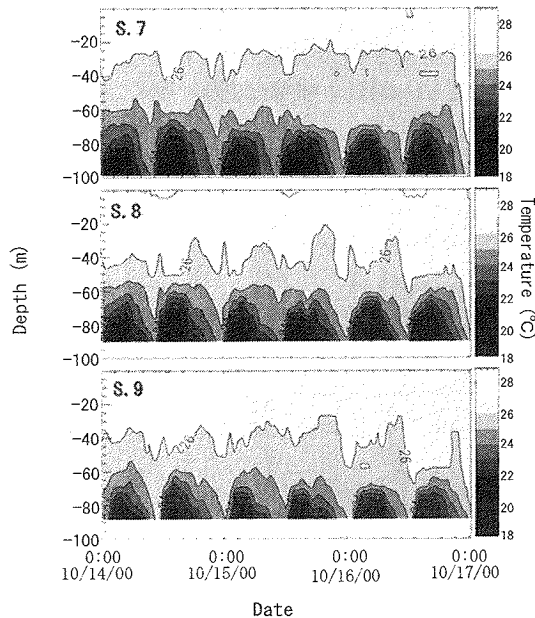


図-8 水温の鉛直分布の経時変化

このことを図-6に示す底面付近の流速波形と対比して見ると、南北流成分が比較的緩やかな変動を示しているのに対し、東西流成分は、水温が低下する時間帯に強い岸向き流れとなっていると同時に、波形もかなり切り立った非線形の強いものとなっていることが分かる。

内部波に伴う水温変動波形に前傾化など強い非線形が見られることは良く知られており、例えば、鹿島灘沖の大陸棚上の水温および流速観測を行った八木ら⁸⁾の観測結果にもここで見られるような現象が捉えられている。八木らはこうした現象が、陸棚斜面で発生した内部潮汐波である可能性が高いこと、さらにそれが強いせん断流の影響を受けた流れであることなどを示している。

図-10に、観測点S. 7の沖側で船上より投下測定した水温と塩分、さらに水温と塩分より求めた密度(σ_t)の鉛直分布を示す(2000年10月12日, 13時40分)。この観測時間帯は、水温の躍層位置が高潮に向かう時間帯に対応する。

図-10に示す水温・塩分・密度の鉛直分布は、水深60mから100mにそれらの躍層が存在することを示しており、上層と下層との温度差は5°Cにも達し、密度差は2.0kg/m³に達している。

図-8および9に示す水温波形の比較では、水温波形の伝播の様子が分かりづらいため、図-11に海底付近の水温波形を拡大し示してある。図-11には、はっきりと水温低下が沖側から岸方向に伝播する様子が見られる。また、図-11においては、観測点S. 8から観測

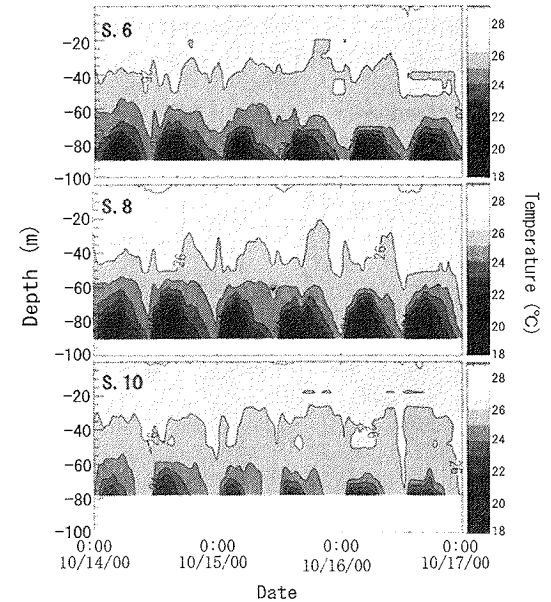


図-9 水温の鉛直分布の経時変化

点S. 6および10の両方向に伝播する様子が見られ、沖側からの冷水が沿岸方向に広がる形で進入している可能性を示している。図-6に示す流速波形と照らし合わせて見ると、海底面付近におけるこうした冷水の移動は、海底面付近で得られた流速の東西成分の変動とほぼ連動し、流れが岸向きの時間帯に水温低下、沖向きの時間帯に水温上昇という関係にあることが分かる。

こうした水温波形の伝播パターンや傾圧的水平流速の鉛直分布パターンは、内部波の存在を強く示唆するものである。以下では、こうした現象を内部波としての観点から徐々に明らかにしていくが、まず最初に、二成層内部波の伝播として説明できるかどうかを検討したうえで、連続成層場としての検討を行う。

図-11に示す破線は、二成層内部波の伝播速度から求めた同位相線を表している。二層内部波の伝播速度は、次式で求めた¹¹⁾。

$$C = \sqrt{g h_1 (h_0 - h_1) / h_0} \quad (1)$$

ここに、水深 $h_0=100\text{m}$ 、温度躍層厚 $h_1=60\text{m}$ 、 ϵ は上底層の密度差(2.0kg/m^3)と海水の密度 1024.5kg/m^3 の比である。式(1)により、波速 $c=68.0\text{cm/s}$ が得られ、対する波長は $\lambda=31.1\text{km}$ と与えられる。

藤原ら¹⁾は、五箇所湾の海水交換について調べ、内部潮汐が湾内へ進行波として伝わり、それが式(1)で与えられる波速を有していることなどを報告している。これに対し、図-11に示す結果は、二層内部波の伝播速度が実測された水温波形の伝播速度より大きいことを示しており、二層内部波の伝播では説明できないことが示される。

一方、図に実線で示す同位相伝播線は観測データの変化の様子を良く説明するものとなっている。これ

は、密度分布を連続成層として取り扱った場合の群速度を用いて求めた同位相線を表すものであるが、説明の都合上、詳細は後に行うことにする。

図-10に示すように、水温や塩分などのデータから温度および海水密度の躍層位置が60mから80m付近に位置し、密度は水深方向に比較的連続的に変化することが明らかになったことから、流速データについて再度水深別に検討してみる。

図-12に、観測点S. 6の表層(水深10m)・中層(水深40m)・底層(水深80m)における流速(南北成分、東西成分)のパワースペクトル密度を示す。図の横軸は周期(時間Hour)を表している。先に述べたように、この海域の緯度はほぼ北緯 26.3° であり、慣性振動周期は27.0時間である。

流速の南北成分については、何れの層においても周期12時間程度(semi-diurnal mode)で振動する流れが卓越していることを示している。また、表層においては、周期12時間程度の振動に加えて、周期が30~100時間の長周期振動が目立っており、中層では30~40時間程度の周期を有する長周期振動が卓越している。しかしながら、底層においては、表・中層で見られた30時間以上の長周期振動のパワーはかなり低下している。

一方、岸沖方向の流速成分のパワースペクトルは、底層で12時間振動周期の流れが卓越しており、さらにその整数分の一に対応する周期位置でパワー値が大きくなっているところを特徴としている。こうした現象は、同じ底層であっても、南北成分スペクトルには現れていない。先に説明したように、図-6に示す東西流速成分と南北流速成分とを底層で比較してみると、両者には波形に著しい違いが見られる。この東西成分波形に見られる著しい前傾化や非対称性で特徴付けら

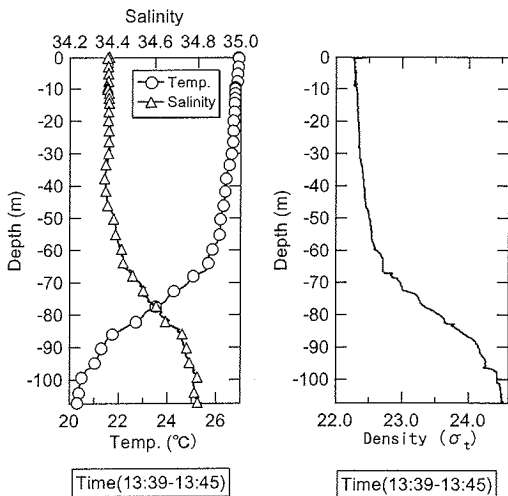


図-10 水温、塩分及び密度(σ_t)の鉛直分布

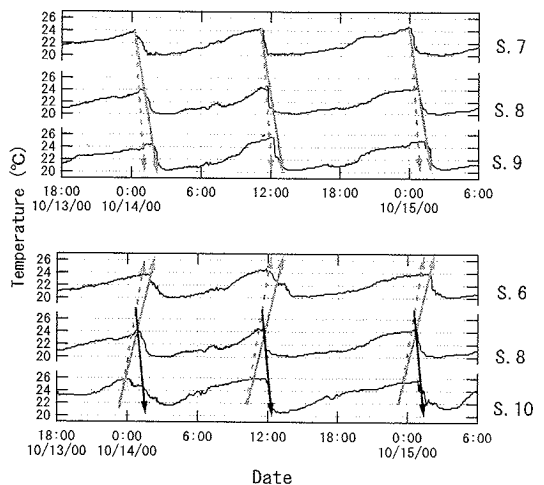


図-11 海底付近の水温変化

れる非線形性が、図-12においては、半日周期の整数分の一という高次振動数における明瞭なスペクトルの極大値となって現れているものと判断される。

表層では、底層ほど明瞭なパワーのピークはみられないものの、周期12時間と24時間さらに65時間に対応する位置でパワースペクトルの極大が見られる。また、中層では周期12時間から50時間にパワースペクトルが比較的大きくなっている。東西流速成分・南北流速成分共に、表層ほど長周期変動のパワースペクトルが大きくなっている。したがって、表層で顕著となる周期30時間を越える長周期流れについては風による吹送流の影響を受けたものでないかと推測される。

次に、天文現象に支配される流れ、すなわち流れの調和的潮汐成分について検討を行う。

図-13に、流れについて調和解析し求めた主要分潮の内の8成分($M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$)を合成して得た流速(以下、主要8分潮と呼ぶ)の経時変化を示す。図の最下段の流速波形は、中段に示す南北成分流速から図-7に示す水深方向平均流速を差し引くことで得られた傾圧的な流れを示している。東西成分については、図-13に示すように順圧成分値がかなり小さく、図示の波形に殆ど影響を与えないので、ここに示す波形をそのまま傾圧的流速の波形と見なせる。

図より、調和的潮流成分としては、全水深に亘ってほぼ沿岸に沿う順圧的な南北流速成分が主成分となっ

ていることが読み取れる。しかしながら、海底面近傍(水深90mの底層)の流れについては、傾圧成分がかなり大きくなっている。また、東西流速成分についてみると、図中破線で示すように、海底より水表面に向けて進む位相の伝播が明瞭に現れており、連続成層場を伝播する内部波特有の伝播特性を示している。

実測された水温データに対し、流れについて行ったと同様な調和解析を施し得られた主要8成分($M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$)を合成して求めた温度の経時変化を図-14に示す。冷水の進入位相は、底面付近の東西流速成分が岸向きとなる位相にほぼ対応し、水温変化が内部波伝播に伴う現象となっていることを示唆している。

これまでの議論では、主に、観測点S.6で行われた2000年の観測データを基にしてきた。調和的潮流成分については、それが天文現象に引き起こされていると考えるならば、ほぼ普遍的な流れともいうことができ、観測年が異なっても観測月日に大きな違いがないので理論的にはそれぞれ比較の対象となり得る。

しかしながら、はじめに紹介した文献1)や2)でも指摘されているように、傾圧的な流れは風の影響を受けている可能性もある。そこで、以下に議論する主要8分潮の流れについて、東西方向流速成分と風(那覇気象台の実測値)との相関を調べた。その結果、2000年度の観測(S.6)については相関係数の最大値が0.10、2001年度の観測(S.1)については0.13と求まった。したがって、当海域における半日周期および一日周期の傾圧の流れは、風の影響をあまり受けていないものと判断される。

こうした判断に基づき、現象の平面的な把握を行うため、2001年に観測された観測点S.1および3、さらに観測点S.2および4における主要8分潮の流速の鉛直分布を図-15及び16に示す。観測点S.3については、水温観測も実施されているので、そのデータも同時に示してある。

陸棚のエッジ部に当たる観測点S.1および3についても、傾圧的な流れの主方向はほぼ沿岸に沿った南北流となっている。南北成分流速の大きさに比較し、東西成分流速は非常に弱くなっているものの規則的な流れが見られる。破線で表す同位相線の伝播が示すように、波動現象が表面から海底方向に向けて伝播しており、海底よりも海表面付近の変動の位相が進んでいる。ここに、図-13に示す東西成分流速の場合に見るのと全く逆の伝播方向となっている点は注目されよう。

観測点S.1における水温波形は、潮汐波の波形とほぼ対応しているものの、水温が高まる位相は、水表面から海底に向けて走る同位相線が到達する時間帯に一致している。

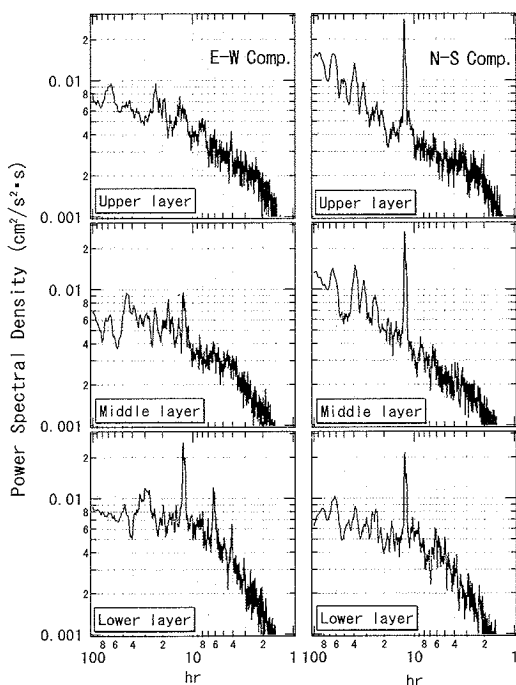


図-12 流速のパワースペクトル密度(S.6)

観測点S.2および4は、陸棚斜面から沿岸方向にかなり入った所にあり、ここでの流れは沿岸の影響を相当受けているものと想定される。図-16に示すように、流れは殆ど南北流となっている。また、内部波の伝播を表すような変化もあまり見られず、流れは殆ど順圧的流れとなっている。

次に、これまで見てきた水温変化や東西流速成分、すなわち岸沖方向の流速成分の変動が内部波として存在し、それらの現象が既存の内部慣性重力波理論で説明できることを示す。

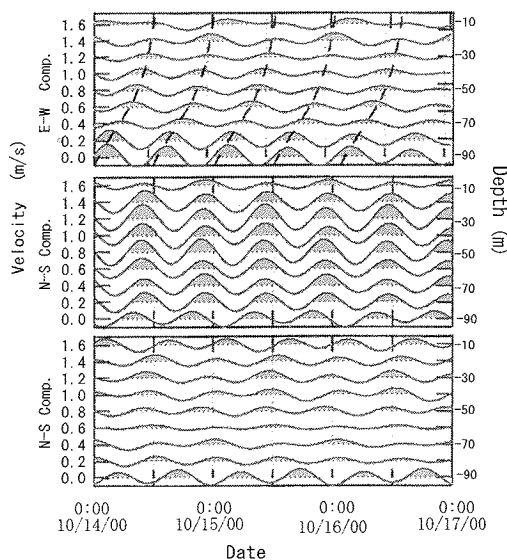


図-13 主要8分潮の合成により求めた流速変化

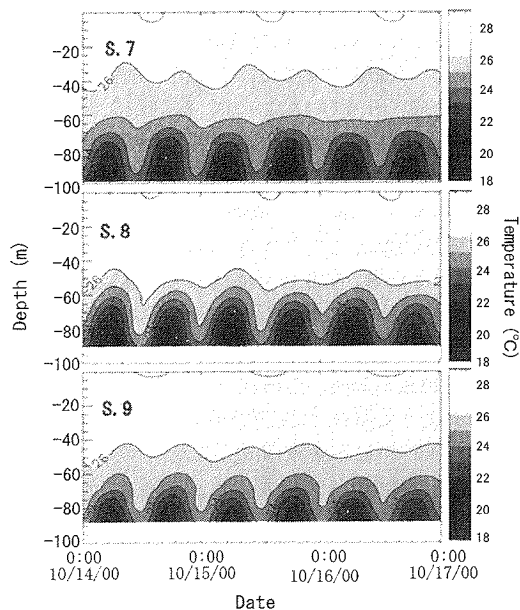
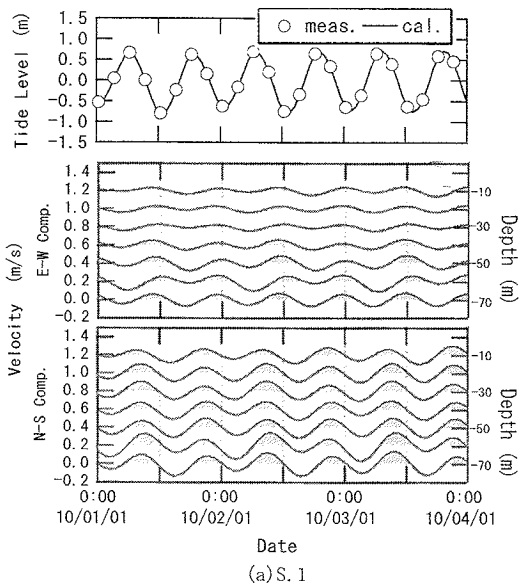
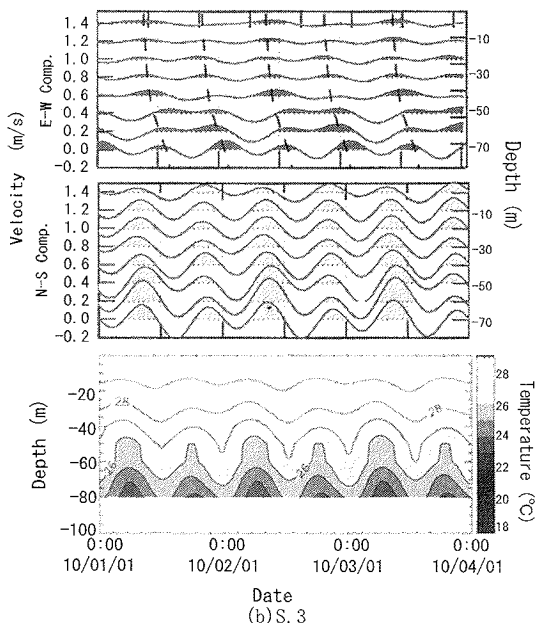


図-14 主要8分潮の合成により求めた水温変化

図-17に、観測点S.6で得られた東西流速成分の水深分布の経時変化を示す。図には参考のために潮汐変動および密度の水深分布も示してある。図中、黒塗りの部分は、沖側への流れを表し、グレーの部分は岸向き流速を表す。流速分布図(b)内の実線で表す曲線は、内部波が一樣水深場を凍結的に東西方向に伝播するものと仮定し、時間平均した密度の水深分布(図の右側にその分布を示してある)から理論的に求めた内部波のエネルギー伝播を表す特性曲線である。解析手法は、



(a) S.1



(b) S.3

図-15 主要8分潮の合成流速と水温の鉛直分布の経時変化(S.1, S.3)

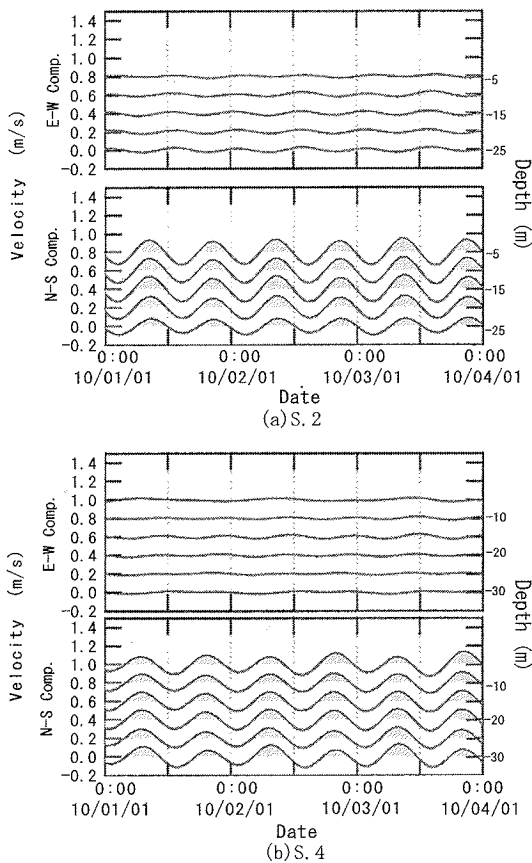


図-16 主要8分潮の合成流速の鉛直分布の経時変化 (S.2, S.4)

日比谷¹²⁾, Matsuno¹³⁾, 宇野木¹¹⁾, Rattray, Dworski and Kovala¹⁴⁾, Sandstrom¹⁵⁾らに従っている。流速の変動は、定性的には特性曲線で示す内部波のエネルギー伝播パターンと良く一致しているものの位相のズレが大きい。

この位相のズレは密度の時間変化による波速の推定値の悪さに起因するものと思われる。よって、密度変化を水温躍層の高潮時と低潮時とに分け、それぞれの時間帯における平均的な密度の水深分布から波速を推定し直すことにした。図-17(c)にこうして得られた内部波の伝播特性曲線を破線および実線で表す。密度分布図中に示す破線は沖向き流速時に対応し、実線は流速が岸に向かう最大流速時に対応する。

図示のとおり、内部波の伝播曲線は、流速分布の変動パターンと良く一致しており、傾圧的流速成分である東西流速成分の水深分布が内部波の発生によって作られていることが示される。

さらに、図-17に示す流速の水深分布を注意深くみると、先ほど説明した伝播特性曲線の変動パターンと

は異なるノイズ的な流速変動も見られる。これは、観測点に様々な特性曲線に乗る遠方場からの内部波の到達があることを示すものと考えられる。

ところで、図-13および15において同位相線として説明されてきた曲線は、実は、ここに示す特性曲線を用い、内部波の群速度を理論的に求め、それを基に引いたものである。

具体的には、内部波の群速度の関係式と一次モードの内部波の伝播速度の式とを連立し、エネルギー伝播特性曲線の傾きと現場密度の傾きとを利用し、両式から波数を消去した上で、群速度を求めている。ここに、内部波は一次モードの内部波が卓越しており、さらに M_2 成分が卓越しているとする条件が用いられている。

こうして、群速度が $C_g=0.23\text{m/s}$ 、一次モードの内部波の波速が $C_{w1}=0.38\text{m/s}$ と求まり、先に求まっている二成層内部波の波速 $C=0.68\text{m/s}$ と比較すると、 $C > C_{w1} > C_g$ の関係にある。

図-13および15で示すように、内部波のエネルギー伝播として求めた群速度による同位相線は、主要8分潮の合成による東西流速成分波群の位相伝播を良く表している。

図-17に示すように、内部波の存在を仮定し求めたエネルギー伝播特性曲線は、東西流速成分の水深分布を良く表すものであるが、図-13および15(b)に示す内部波の同位相伝播を表す特性曲線の傾きとにはそれぞれ逆の関係が見られる。こうした現象がなぜ起こるかについての検討を次に行う。

内部波は沖側から伝播して来たものであることを想定し、それぞれの観測点に到達し得る内部波の伝播方向を、図-18に3本の直線で示すように仮定した。基本的には内部波の平面伝播方向を等深線にほぼ直角方向になるものと仮定してある。

図-20にそれぞれの伝播線上の海底地形および内部波のエネルギー伝播特性曲線を示す。また、図-19に計算に用いた密度の水深分布を示す。密度の水深分布は、約120mまでが実測されており、それより以深については、実測最深位置付近のデータの勾配を用い直線的に伸ばすことで推定してある。

観測点1および3を通るライン1及び2と観測点S.8を通るライン3上の陸棚縁外側の海底勾配には大きな違いがある。図示のとおり、観測点S.8を通るラインに沿う海底勾配は他の場合に比較し緩やかである。一方、陸棚上の斜面勾配は何れのラインに沿う場合でもほぼ同じものとなっている。

図示の実線で示す内部波のエネルギー伝播特性曲線は、内部波がうまい具合に観測点を通り、陸棚斜面へ伝播する場合に対応する。一方、破線で示す伝播特

性曲線は、陸棚前面の急斜面で反射するような場合に
対応している。

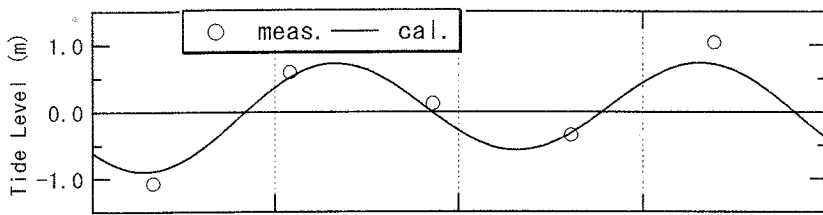
観測点 S. 1 および 3 の方向に伝播する内部波は、陸
棚前面の急斜面上で反射され沖側に戻されている。これ
らの観測点に沖合から進入できる内部波は、図示の
実線で示す特性曲線に乗る場合に限られる。

一方、観測点 S. 6 を通過する内部波の場合、遠方場
からの内部波は一旦陸棚前面の斜面上ではほぼ斜面に沿
う角度で岸向きに反射されている (super critical な反
射)。また、近場から進入する内部波についても観測
点の斜面勾配とほぼ平行になる角度で伝播し得ること
が分かる。さらに、図示の通り、観測点付近を通る内

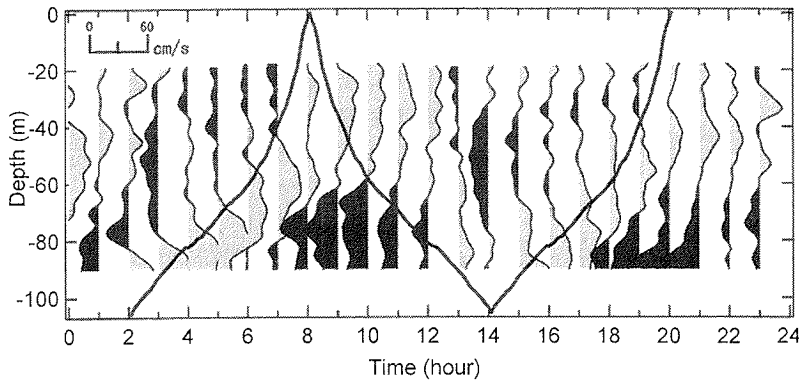
部波の伝播方向は、海底面から海表面方向であること
が示される。

密度の水深方向分布構造が決まると内部波の伝播す
る方向は理論的に決定される (Rattray et al¹⁴⁾)。図-20
に示すように、実測密度分布をもとに推定した
密度場を伝播する内部波の特性曲線は、ライン 3 の場
合に陸棚縁前面の斜面勾配とほぼ平行になっている。
したがって、ライン 3 の場合は、反射波のエネルギー
が海底面近くに集中し、斜面に沿って運動が発達する
ような反射 (near critical) となっている^{13), 16)}。

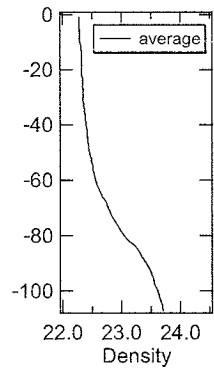
したがって、ライン 3 を伝播する内部波は、かなり
その強さを強めて沿岸近くまで進入するものと推定さ



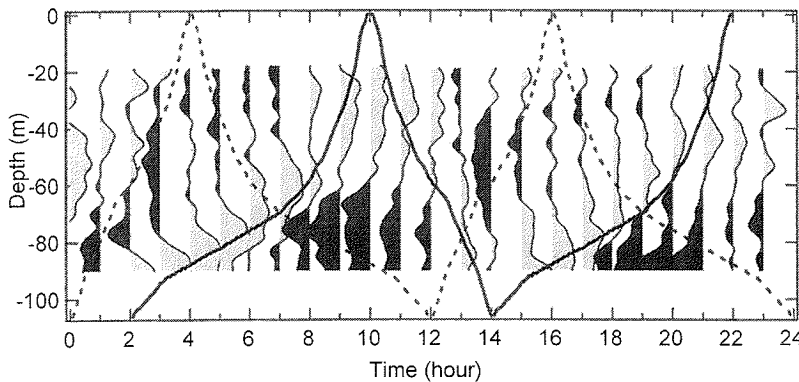
(a) 潮位の経時変化



(b) 時間平均密度を用いた場合



密度の鉛直分布



(c) 密度変化を変えた場合 (実線: 岸向流速時, 破線: 沖向流速時)

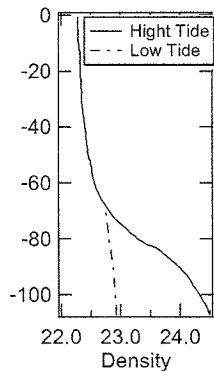


図-17 内部波のエネルギー伝播特性曲線 (2000年9月30日, St. 6)

れる。これに対し、ライン1や2に沿って伝播する内部波は、陸棚前面の急斜面上で大半が沖側に反射される。観測点を通過できる伝播波は実線で示すような特性曲線に沿って伝播到達する波に限られ、その伝播方向はライン3の場合と逆であり、海表面から底面に向けた方向であることを示している。

次に、内部波の発生源について検討する。図-21は、沖縄本島近海の水深分布図である。海水の密度構造を図-19に示すように仮定するとき、図-20の考察から

near critical な反射は海底勾配が約1/25となる斜面上で生じることが分かった。

図-21には、海底勾配が1/100～1/25程度となる(すなわち、subcritical から near critical な反射となるような)斜面を選び、内部波の伝播方向に矢印を付けて示してある。残波海域周辺で内部波が発生し、それが沖縄本島へ向けて伝播し得る箇所は、矢印番号①～④の箇所となっている。

ところで、図-7に示す順圧の南北成分流速と潮汐波との位相差は殆ど生じていないことがすでに確認され

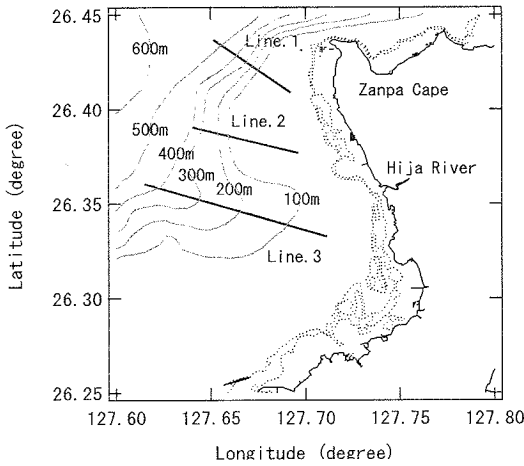


図-18 代表測線上における内部波の伝播方向

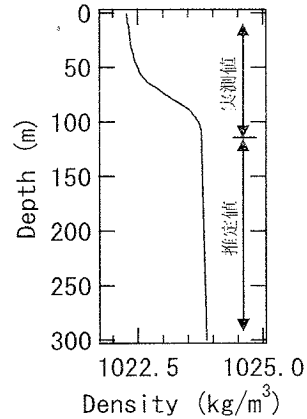


図-19 計算に用いた密度の水深分布

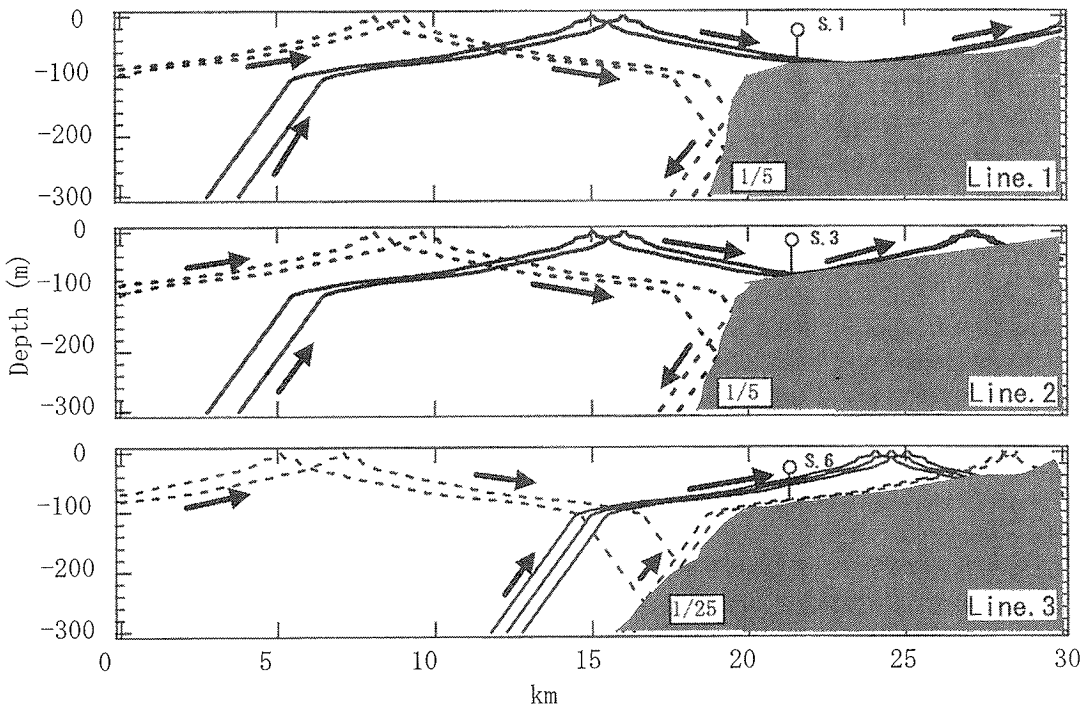


図-20 内部波のエネルギー伝播特性曲線

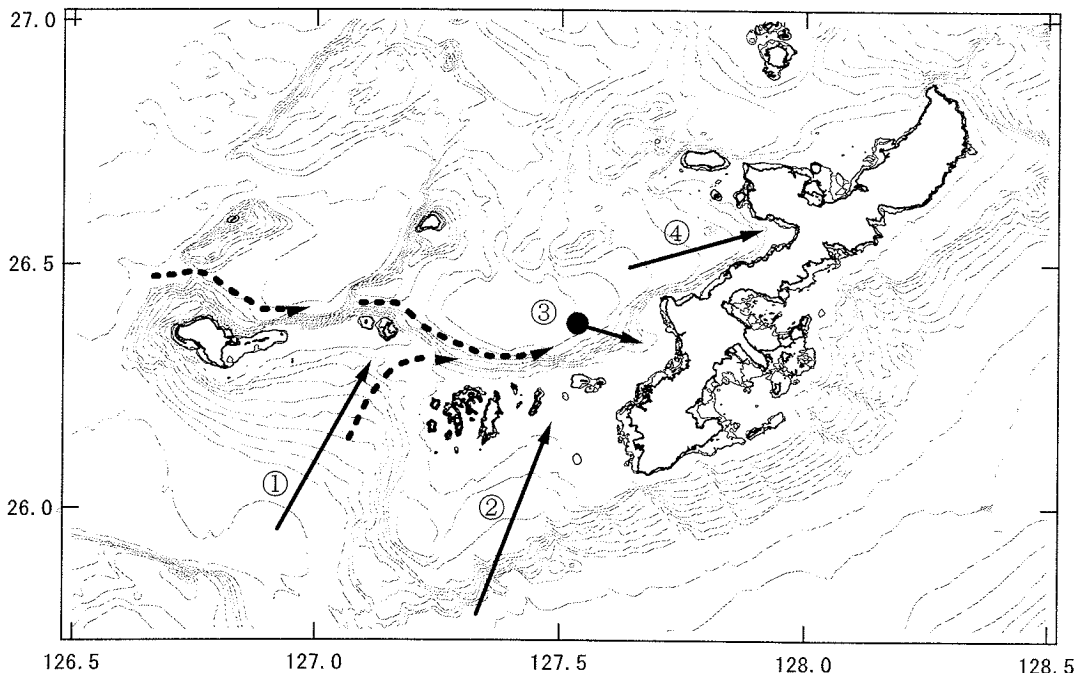


図-21 残波海域周辺における内部波の発生と伝播方向

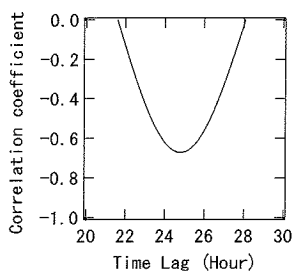


図-22 順圧の流速成分と傾圧の流速成分との相関係数 (St. 6, 底面付近の流速)

ている。しかし、順圧的南北成分流速と東西成分流速とには、図-22に示すように、約1日の位相のズレが確認できる。また、順圧的な南北成分流速は水表面の潮汐に伴う流速変動と見なせることが図-7に示す結果からすでに示されている。さらに、傾圧的流速分布を示す東西流速が内部波に伴う流速であることも図-13で確認された。したがって、潮汐に伴う南北流が海底にぶつかりそれが内部波の発生を引き起こしているものと推定される。

内部波の群速度が、すでに0.23m/sと与えられていることから、観測点S. 6で観測された表面潮汐波と内部波との位相遅れを1日とすると、その位相差は内部波の伝播距離20Kmに値する。この距離を図-21に示すライン③方向に観測点から沖側に伸ばすと、図-21に●印で示す位置に当たる。したがって、そこに内部

波の発生源があるものと推定される。

図-20に示す伝播特性曲線では、さらに遠方からの内部波の到達も可能であることを示していることから、可能性としては、例えば、図-21の①および②の矢印で示す斜面上で発生した内部波の到達も十分考えられる。これらの地点で発生した内部波は、岸にエネルギーをトラップされた形で岸を右手に見ながら伝播することが可能となることから、内部ケルビン波となって観測点に伝播到達している可能性も十分考えられる(図中破線矢印参照)。このとき、ロスビーの内部変形半径は、約11Kmとなる。

図-21に示すように、観測海域の沖側に存在する海盆地では、陸棚前面の急斜面上で反射された内部波のエネルギーが収束する(溜まる)可能性があり、いわゆる内部波の巣となっている可能性が示唆される。この点は、内部波が引き金となる水質変化や内部波の平面的な挙動解明と合わせ今後の検討課題と考えている。

次に流れの平面的な様子について検討する。

図-23に、2001年10月3日の大潮時における流速ベクトルの平面分布を約1潮汐間に亘り3時間間隔で示す。ここに示す流速値は、観測された流速データに調和分解を施し求めた主要8分潮について再合成して得られた推算値である。流速ベクトルは、水表面下10mの層を表層とし、各観測箇所における水深の中間点付近を中層、海底面付近を底層として示してある。

図の見方としては、例えば、図に示すupper layer

の列を上から下の方向に見る時、表層における流速ベクトルの時間的な変化を見ることが出来る。逆にある行に並ぶ図のみを横方向に見るとき、ある時間における流速ベクトルを表層・中層・底層と断面で切ってそこで流速ベクトルの平面分布を見ることになる。

図に示す流速ベクトルは、主要8分潮で構成される潮流が全体的に右回転であり、慣性振動的な振舞いとなっていることを示している。最大潮流時の流速ベクトルは沿岸方向にほぼ沿った流れとなっており、沿岸地形の影響を強く受けた流れとなっている。

3時における流速ベクトルを見ると、陸棚上の流れが全地点でしかも何れの水深層でも南下流となっているのに対し、水深ギャップ部の観測点S.6における流れは、底層で岸に向き、内部波の岸への進行を示している。逆に、陸棚上の流れが全地点でしかも何れの水深層でも北上流となっている時(9時の流れ)、観測点S.6における底層流れは、沖に引く様子を示している。

次に、沿岸付近の流れとサンゴ礁の発達の関係について若干の考察を行っておく。観測位置が最もリーフエッジに近い観測点S.2の流れは、南下流の最強時(3:00時)でもほぼ沿岸方向を向いており、残波岬先端からの剥離流れが不明瞭な流れパターンとなっている。

通常、大潮時の流れの最強時には尖った岬の先端付近から剥離渦列層が形成され、それが気泡などで可視化されて白い筋となって観測される場合が多い。こうした渦列層内は強いせん断流の存在で物質拡散も著しいものと推測される。また、湧昇流の発生が目視される場合も多い。

写真-1に示すサンゴ礁の礁縁(reef edge)は、こうした渦列層の生成位置を想像させるような位置に形成されている。サンゴ礁の中で最も発達の進んだ箇所が礁縁であり、海岸と礁縁との間の発達の遅れた箇所は礁池(lagoon)となっている。したがって、尖った残波岬から剥離する渦列層に沿うようにサンゴ礁が発達し、それが現在のサンゴ礁を縁取っている可能性が高い。

また、元々尖っていた岬がサンゴ礁の発達によって、サンゴ礁も含めた形状で見ると、かなり緩やかな曲率を描く地形となり、それが流れの剥離を抑えることにつながっていることも想定される。その結果、現在のサンゴ礁がさらに沖側へ発達する速度も抑えられているのではないかと推定される。しかし、これらのことは現在の所全くの仮説であり、今後この点に関する研究進展がサンゴ礁の形成メカニズムの解明という観点からも望まれる。

最後に、観測点S.6および3におけるM₂分潮の潮流

楕円の鉛直方向変化を図-24および25に示す。図中に示す矢印の方向は、潮流の回転の方向を表す。図示のとおり、観測点S.6における潮流楕円は、水深60m付近を境に上層になるにつれて南北方向に長軸を持つ扁平な楕円となり、回転方向は時計回りとなっている。それに対し、海底付近の潮流楕円は岸沖に長軸を持つと共に、海底に近づくにつれて潮流楕円の扁平率は小さくなっている。さらに、潮流の回転方向も反時計方向に変わっている。潮流楕円の大きさや扁平率が、海底摩擦の影響で水深方向に変化することについては、柳¹⁹らが示している。しかし、ここに示す流れは、摩擦の影響で底層に行くにつれて流れの大きさが減少するという傾向は示さず、逆に海底面近傍で流速が大きくなるなど、内部波の影響を強く受けたものとなっている。

一方、図-25に示す観測点S.3における潮流楕円は、水深方向に変化するものの、観測点S.6ほどではなく、また潮流楕円の長軸方向もほぼ水深全体に亘って南北方向を向いている。この場合も、底層付近が摩擦の影響で流速値が小さくなる様子は見られない。

観測点S.3は、図-4および20に示すように、ちょうど陸棚の縁付近に位置する。したがって、例えば丘を越える気流が丘の頂上付近でその風速を強化されるように、観測点S.3の流れも断面の変化による影響(すなわち、断面急縮効果)を受けているものと考えられる。

図-26に、観測点S.3において、流れが観測点前面の斜面を陸棚に向けて駆け上がる位相での流れの鉛直分布を示す。図示のとおり、海底面付近の流れは、摩擦による減速が見られると共に、海底面から20m上部にピークを持つ流速の増大域が認められる。したがって、観測点S.3における海底面付近の流速増大は、観測点S.6の場合と異なり、内部波の影響というより、陸棚外縁斜面の影響、すなわち陸棚外縁斜面の急縮効果による影響が大きいのではないかと判断される。

4. おわりに

本研究では、沖繩本島残波海域において流れの観測を行い、得られたデータを主として調和的現象という観点から検討した。得られた主な知見は以下のとおりである。

- (1) 沿岸方向の流速成分は殆ど順圧的な運動形態を取っており、水表面の潮汐波と位相を同じくしている。
- (2) 一方、東西成分流速、すなわち岸沖方向流速成分は、傾圧的な運動形態となっている。
- (3) 水深70m付近に温度および密度の躍層が存在す

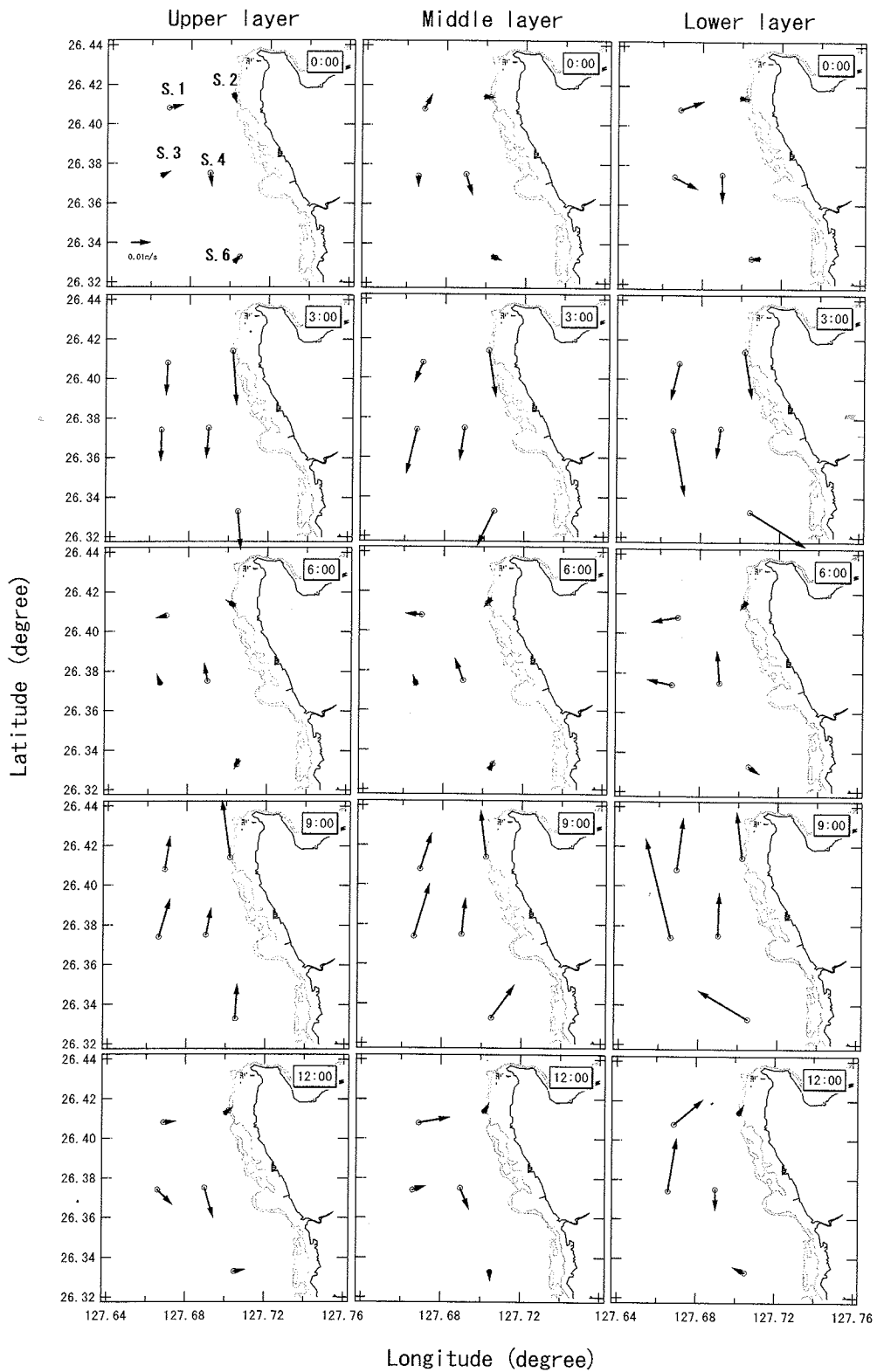


図-23 流速ベクトルの平面分布(2001年10月3日, 流速スケール: 10 cm/s)

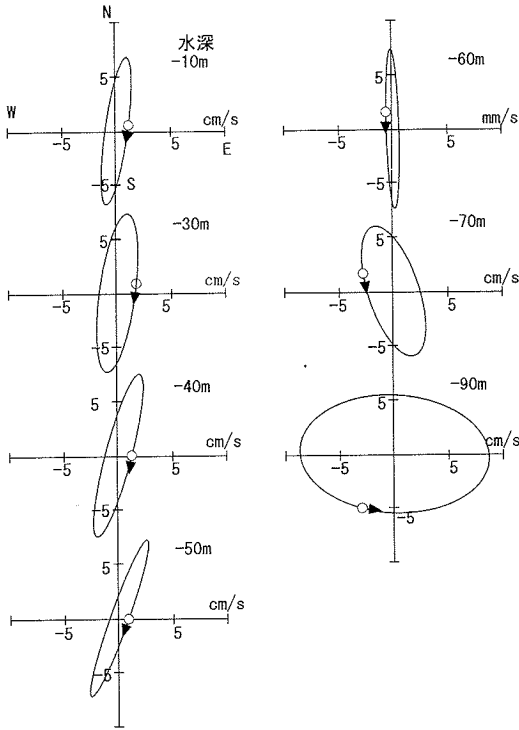


図-24 M₂分潮の潮流楕円 (S. 6)

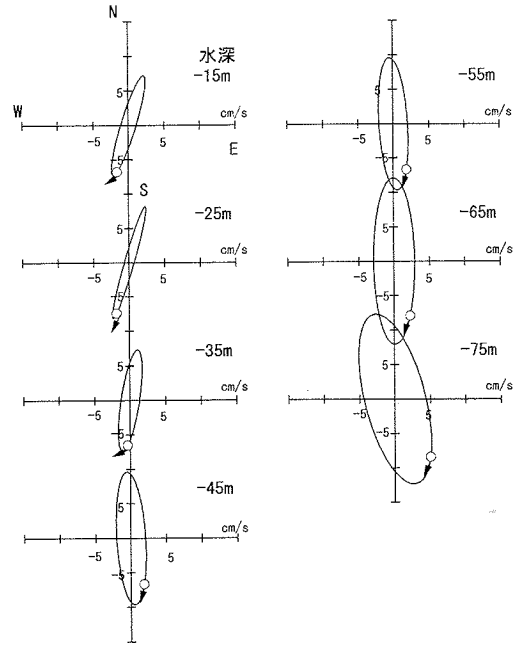


図-25 M₂分潮の潮流楕円 (S. 3)

る。

(4) 傾圧的な運動形態を取る東西流速成分の鉛直分布に現れる内部波的な振る舞いは、密度の鉛直分布の時間変動を考慮した内部波のエネルギー伝播特性曲線が示す伝播パターンと極めて良く一致した。

(5) 内部波のエネルギー伝播特性曲線を利用し、観測された内部波が主として陸棚縁前面の急斜面先端付近で発生している可能性が示された。

(6) 等深線のギャップ部が凹形になり沿岸部に入り組んでいる部分の海底勾配は、内部波が海底面で反射される角度とほぼ同じとなっており、その部分を通し海底付近で強化された内部波の沿岸部への伝播が生じている。

(7) 陸棚縁前面の急勾配斜面 (勾配が1/25を越えるような斜面) では、沖側から到達する内部波が殆ど沖側へ反射されるため、内部波が斜面上を伝わり、陸棚上へ伝播することは制限される。逆に、勾配が1/25程度となる斜面勾配は、実測密度分布に対し、near criticalな内部波の反射条件に当たり、海底面付近にエネルギーを集中させた内部波の伝播が存在し得る。

複雑な地形特性をもつ海域に発生する複雑な流れであっても、天文現象に支配される流れは比較的規則的であり、既存の潮汐や内部波の基礎理論を持ってその

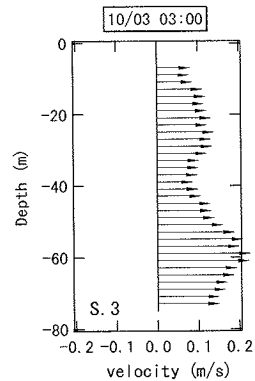


図-26 流速ベクトルの鉛直分布 (St. 3)

殆どの特性を説明できるものであった。したがって、ここに示す知見は他の海域における地形や流れとの普遍的な関係を予測する際にも利用できるものと考えられ、少ない観測データなどから幅広い流れの知見を得ることを可能ならしめることに貢献するのではないかとと思われる。

海水交換や湧昇流の解明には、平均流など非周期的流れの解析が重要と思われる。また、内部波の発生源や集中箇所などの詳細な把握には、内部波の平面的な挙動解明が重要となることは論を待たない。この点に関しては、数値計算結果と合わせ、別の機会に紹介する予定である。

謝辞:本研究を行うにあたり、琉球大学工学部研究室のメンバーの協力を得た。観測に際しては、沖縄県読谷漁協、嘉手納漁協、真生丸船長の古謝次徳氏に多大なご協力を得た。本研究の一部は、文部省科学研究費(地域連携研究費(1):研究代表者 仲座栄三, 課題番号:11792023)の援助を受けて行われた。また、沖縄県亜熱帯総合研究所主任研究員鹿熊信一郎氏、沖縄亜熱帯計測技術センター長藤井智史博士には、研究分担者として終始ご協力を得た。

北海道大学大学院水産学研究科磯田豊助教授には、本論をまとめるに際し、貴重なご助言とご指導を賜った。さらに、本論の査読者からも貴重なご助言と示唆に富む課題を与えられ、本論がまとめられるに至った。ここに記し心からの感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 藤原建紀, 高橋鉄哉, 阿保勝之, 杜多 哲: 内部潮汐による五ヶ所湾の海水交換, 土木学会, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 1111-1115, 1995.
- 2) 阿保勝之, 杜多 哲, 藤原建紀, 武内智行: 五ヶ所湾における中層貧酸素水塊の発生と予測, 土木学会, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 971-975, 1998.
- 3) 杜多 哲, 阿保勝之: 内部潮汐の sill 越えによる英虞湾への湾外低水温の侵入, 土木学会, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 1168-1170, 1997.
- 4) 上野成三, 灘岡和夫, 高山百合子, 片倉徳勇, 岡田美穂, 関根義彦, 勝井秀博: 水質環境の動的変化に着目した英虞湾の現地観測, 土木学会, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 1051-1055, 1999.
- 5) 日比野忠史, 中山恵介, 岡田知也: 東京湾における成層期の流れ, 土木学会, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 1056-1060, 2000.

- 6) Fujiwara, T., and Yamada, Y.: Inflow of oceanic water into Tokyo Bay and generation of a subsurface hypoxic water mass, *J. Geophys. Res.*, Vol.107, No.C5, 10.1029/2000JC000749, 2002.
- 7) 川崎清: 水産海洋研究会 25 周年記念誌, pp. 320-327, 1988.
- 8) 八木宏, Azhar Mohad, 日向博文, 灘岡和夫, 中山哲蔵, 足立久美子: 大陸棚縁近海域における非線形内部波の基本特性について, 土木学会, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 396-400, 2000.
- 9) 灘岡和夫, 波利井佐紀, 三井順, 田村仁, 花田岳, Enrico Paringit, 二瓶泰雄, 藤井智史, 佐藤健治, 松岡建志, 鹿熊信一郎, 池間健晴, 岩尾研二, 高橋孝昭: 小型漂流ブイ観測および幼生定着実験によるリーフ間広域サンゴ幼生供給過程の解明, 土木学会, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 366-370, 2002.
- 10) Ogura, S.: The tides in the sea adjacent to Japan, *Bull. Hydrogr. Dept.*, Vol.7, pp.1-189, 1933.
- 11) 宇野木早苗: 沿岸海洋の物理学, 東海大学出版会, pp. 655, 1993.
- 12) 日比谷紀之: 内部潮汐波の発生・伝播機構, 沿岸研究ノート, Vol. 25, pp. 177-190, 1988.
- 13) Matsuno, T.: Propagation of Semi-Diurnal Tides Observed off Fukushima, along the East Coast of Japan, *J.O.S.J.*, Vol.47, pp.138-151, 1991.
- 14) Rattray, M. Jr, Dworski, J. G. and Kovala, P. E.: Generation of long internal waves at the continental slope. *Deep-sea Res.(suppl.)*, Vol.16, pp.179-195, 1969.
- 15) Sandstrom, H.: Effect of topography on propagation of waves in stratified fluids. *Deep-sea Res.*, Vol.16, pp.405-410, 1969.
- 16) 柳哲雄: 沿岸海洋学—海の中でのものはどう動くか—, 恒星社厚生閣, pp. 146, 1989.

(2003. 9. 22 受付)

CHARACTERISTICS OF THE TIDAL CURRENTS AND INTERNAL WAVES IN ZANPA-SEA AREA OF OKINAWA ISLAND, SOUTH OF JAPAN

Yasushi KITAMURA, Eizo NAKAZA, Seikoh TSUKAYAMA, Kouji TAMASHIRO
and Shak RAHAMAN

Comprehensive observations of tidal currents and water properties (temperature, salinity and density) have been conducted in Zanpa Sea of Okinawa. This sea area has very complicated bottom sea topography, coastal configuration and shelf. Getting the eight significant components of the harmonic tide-current from the raw current data, the characteristics of barotropic tide current and internal waves are clarified. The characteristic-curve analysis of internal wave groups reveals the generating and transmitting mechanisms of the internal waves that mainly control the East-westward current in the sea are identified. These results may contribute to the understanding of the currents around islands of Okinawa.