

成層化した浅海域における島のまわりの潮流の鉛直構造

Vertical Structures of the Tidal Current around an Island in a Stratified Shallow Sea

九州大学応用力学研究所 正員 金子 新

1 はじめに

潮流は、海洋において全球的な規模で生起している現象であるが、特に大陸棚上の浅海域での水質混合¹⁾～4)や海底地形変化^{5)～8)}等を規定する主因となっている。最近では、気象衛星による海面の赤外線映像によって、水温成層期に島や岬の周辺あるいは大陸棚縁辺域(continental margin)に沿って顕著な冷水域が生起することが明らかにされ、潮流との関係が議論され始めている^{9)～11)}。このような冷水域は、表層水と深層水との混合によって形成されるものであり、また深層の栄養塩類が表層に供給されるため表層に植物性プランクトン(phytoplankton)が豊富に発生し好漁場の原因にもなっている。しかしながら、潮流によって島・岬・大陸棚縁辺域等の特徴的な地形の周辺に誘起される鉛直混合の機構は未だほとんど解明されてなく、今後の課題として残されている。

本研究では、島のまわりの潮流の鉛直混合機構を明らかにするための第一歩として、北部九州沿岸の玄海灘に孤立して存在する杓ノ島(福岡県)でなされた潮流・水温・濁度の観測結果と、島の代りに円錐を用いそれを静水中で水平振動させる実験によって補足的に得られた実験結果とを報告する。

2 計測装置および計測方法

海上での計測は、本研究所有の小型観測船「だんりゅう」(排水量2.3 t)を使用して行われた。船位は、陸上の四固定局から発振された電波の時間差を利用するロランC航法装置(光電製作所製)によって決定された。この装置により船位は約15 mの精度で決定できるが、陸地の近くでは、電波が地形の影響を受けるため測定船位に一定の補正を施す必要がある。計測中の船位の固定は、船首と船尾の双方からアンカー(合計重量約20 kg)を海底に投下することによってなされた。アンカーによる船位の固定は、海上での風速が強くなると困難となり、また風浪による船の動揺は精度よい流速の計測を困難にするため、計測は穏やかな気象条件をもつ日時を選んで行われた。流速は、0.6 cm/sの微流速まで計測可能な電磁流速計(マーシュマクバーニ社製)を使用して測定された。図1に示すように、流速計の測定部は、磁極を埋め込んだ硬質ポリウレタン製のプローブ(probe)、方向翼(wing)および5 kgの錘(weight)からなり、それらはまた船上からロープ(rope)により海中へ降下される。方向翼の使用により流速計プローブは流れの方向を向き、また錘によってロープの鉛直からの傾きは小さくなる。海面近くの潮流の方向は、方向翼の向きをコンパスで船上から測ることによって決定した。水温・濁度・水位の計測は各プローブを一体化して収納したプローブハウジングを船上からケーブルで海中へ降下することによってなされた。濁度の計測には、貯水池・港湾などの水質管理用に開発された後方散乱方式濁度計(北斗理研製)を使用した。散乱光方式濁度計は、1 mg/l以下の低濁度水の測定に最も適することが知られており¹²⁾、本濁度計も1 mg/l前後の濁度に十分反応することが確かめられている¹³⁾。

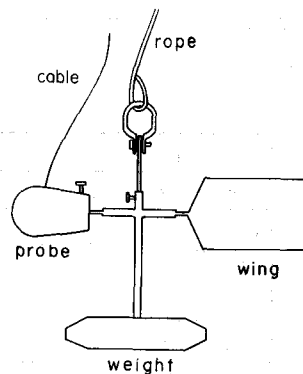


図1 電磁流速計測定部

3 計測海域および計測日時

計測は、図2に示されるような北部九州の津屋崎・新宮海岸（福岡県）の沖合約7 Kmの日本海（玄海灘）上に位置する相ノ島の周辺でなされた。相ノ島は周囲約5 Kmの孤立した島であり、北側の海岸は冬期の暴浪によって顕著な海食崖を形成している。付近の筑前海岸一帯では、岬のほとんどは島の背後に発達したトンボロによって形成されており、その結果として海岸線は、図2にみられるような顕著なカスプ状地形(cusplate foreland)¹⁴⁾を構成する。相ノ島の北東側海域には、20 m等深線で判別できる浅瀬(bank)が渡半島から続いて存在するが、これもトンボロの一種と考えられる。筑前海岸一帯はまた、近年著しい海岸侵食が発生していることでも注目を集めている。周辺海域では、渡漁船によって海砂利が継続して採取されていること、また強勢な潮流も存在することから、これらのことと海岸侵食現象との関連性にも留意する必要がある。計測は相ノ島をはさんでほぼ反対側に位置するA、B二地点でなされた。A、B点の位置はそれぞれ(130°23.9'E、33°46.6'N)および(131°21.1'E、33°43.8'N)であり、平均水深はそれぞれ27 m、29 mであった。相ノ島とその周辺海域を測線a-bで切断した時の縦断面図を図3に示している。島の海面下の斜面に注目すれば、外洋側斜面が陸側斜面に比べてかなり急峻になっていることがわかる。

計測は、1982年7月27日の第1回から同年9月16日の第9回までの間に計9回行われた。表1には、計測日時と博多湾における潮汐の満潮・干潮時とが併記されているが、各計測は潮汐の種々の位相で行われていることがわかる。

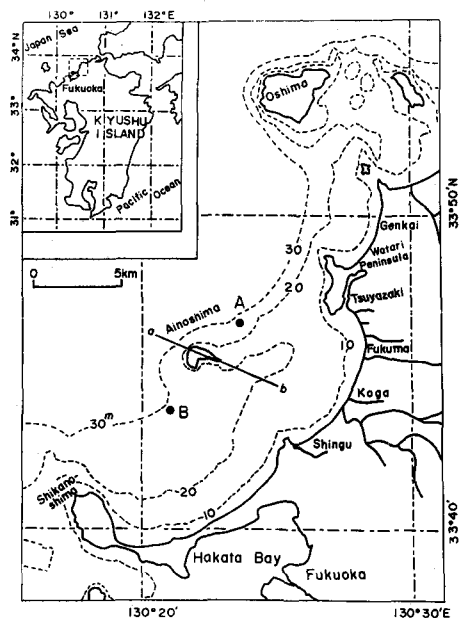


図2 計測海域

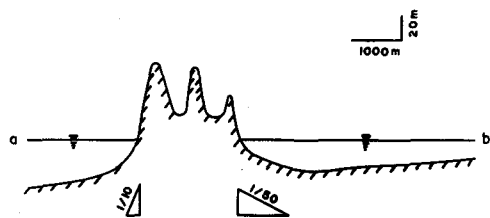


図3 測線a-bの縦断面図

表1 計測日時と潮汐の満潮・干潮時

計測番号		1	2	3	4	5	6	7	8	9
日付		7/27	7/29	8/4	8/10	8/20	8/30	9/1	9/9	9/16
計測時刻	測点A	11:00	11:00	10:55	10:50	11:05	10:50	—	11:00	10:40
	測点B	—	—	—	—	—	11:50	11:10	11:50	—
潮	満潮時	14:28	17:20	9:03	12:44	10:18	6:36	8:09	13:17	8:41
汐	干潮時	8:19	10:50	15:46	6:29	16:53	13:46	14:53	6:57	15:11

4. 計測結果および考察

測点A、Bにおいて得られた水温分布の経時変化がそれぞれ図4(a), (b)に示されている。水温成層は、8月中旬頃まで発達し続けるものと考えられるが、測点Aにおける8月4日の第3回計測の結果は前後の計測結果と比較する時、成層構造を著しく消失していることがわかる。一方、図5に各計測において得られた海面近くの潮流の流速および流向が示されているが、潮流

流の方向からみて第3回計測にお

ける測点Aは、相ノ島の後流領域(wake region)

に位置していることがわかる。また、測点Aの第6回計測の結果には、全水深にわたって水温成層が認められない。これは、8月27日9時に周防灘を通過した台風13号にともなう暴浪によって水温成層が破壊されたためと考えられる。しかし、同日の測点Bの結果には底層付近に水温成層が存在することから、A、B两点のような近接した測点間でも地形的要因によってこのような差異が生ずるものと考えられる。躍層の消滅過程においてなされた測点Bの第7回計測の結果が、前回の結果よりむしろ顕著な水温成層を20 m深度にもつことは注目に値する。この水温成層の形成機構については、データが少ないため詳しくは議論できないが、潮流と海岸・海底地形との相互作用に起因するものと推定される。

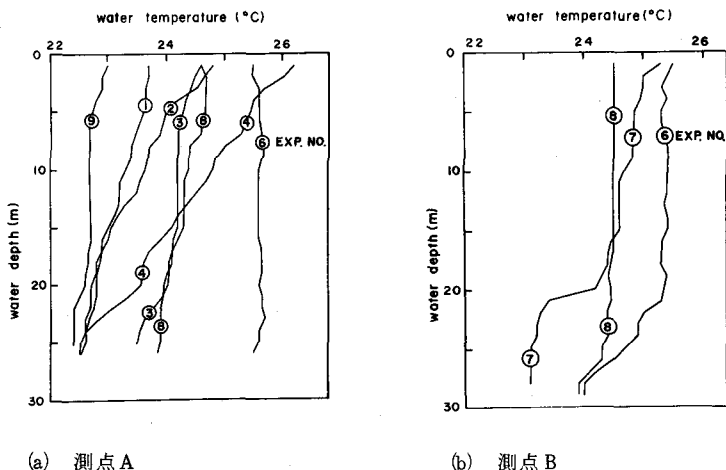


図4 水温分布の経時変化

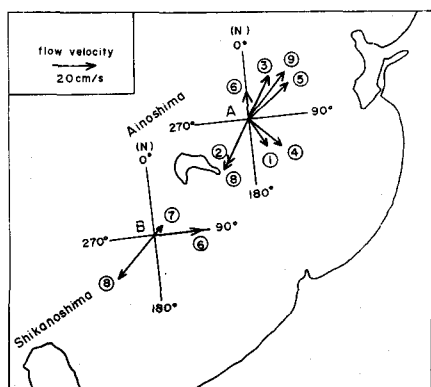


図5 潮流の表面流速および流向

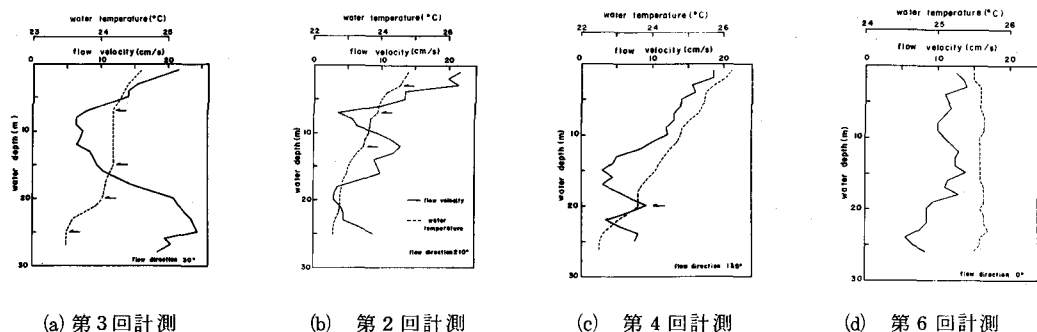


図6 流速と水温の鉛直分布の比較(測点A)

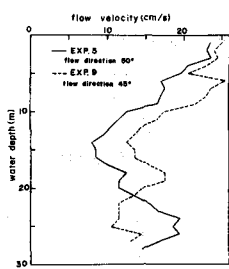
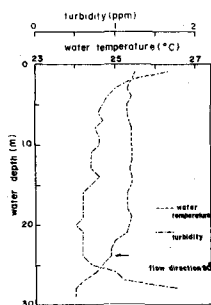
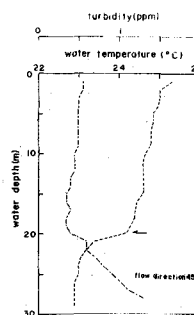


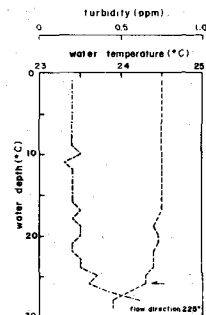
図7 測点Aが潮流の後流域に入るときの流速分布の他の計測例



(a) 第6回計測



(b) 第7回計測



(c) 第8回計測

図8 水温と濁度の鉛直分布の比較(測点B)

図6には、潮汐の種々の位相において得られた測点Aの流速および水温分布が示されている。同図より、容易に測点Aにおける潮流の鉛直構造が、潮流の方向と水温成層の有無とによって著しく変化することがわかる。特に、図6(a)のように測点が潮流の方向からみて相ノ島の後流域に入る場合には、底層に表層に匹敵する強い流れが生起する。この時、後流域における流体の激しい鉛直混合のため、水温も流速分布とよく対応した鉛直構造を示す。また、分布形に含まれる勾配の急変点(矢印)も両者でよく一致していることから、流れは層構造をなしているようにもみえる。図6(b)は、潮流が渡半島を掠めてくる時に得られた結果であるが、複雑に屈曲した流速分布形を示している。この場合にも、水温分布の屈曲点(矢印)は流速分布のそれとしばしば一致している。潮流が、外洋水を計測地点に流入させるような方向の時には、図6(c)に示されるように変動の少ない調平な流速分布が得られる。潮流の流速は表層から中層にかけて直線的に減少しているが、それは水温の同様な傾向とよく対応している。一方、図6(d)のように水温成層が全水深にわたってほとんど存在しない場合には、流速も底層近くまで一定値を保つ。図7には、図6(a)と同様に、測点Aが潮流の後流域に入る時に得られた流速分布の他の計測例を示している。水温成層のよく発達した時期になされた8月20日の第5回計測の結果は、図6(a)と同様に強い底層流の存在を示している。これに対して、水温成層の微弱な9月16日の第9回計測の結果には、底層で流速が増加するような明らかな傾向は認められない。このことから、水温成層の存在が強い底層流の発生と密接に関連していることが示唆される。島のまわりの流れは、円錐まわりの流れによって一応近似できるものと考えられる。このような強い底層流の発生機構を説明するには、温度躍層の存在下での円錐まわりの振動流れを研究することが必要のようにみえる^{15) 16)}。図8には、測点Bで得られた水温と濁度の計測結果を示している。いずれの計測においても底層付近の水温分布は濁度分布とよく対応しており、躍層の位置も両者で一致している。このような底層付近での水温と濁度の強い相関は、従来から大陸棚上でしばしば観測されてきた現象であるが、その機構については未だ十分に理解されていない^{13) 17) 18)}。水温躍層の存在が、海底から浮遊した濁質の上方への拡散を妨げているのかもしれない。特に、図8(b)の20 m深度に存在する水温と濁度の躍層は際立っており注目に値する。底層付近の水温躍層は、測点AよりBにおいてより明瞭に形成されているが、これは測点AよりBの周辺の海域の方が風浪が穏やかであることに原因しているようだ。

次に、島のまわりの潮流の構造を調べる一手段としてなされた、室内実験の結果について報告する。実験は、図9に示されるように、水平な振動台上に固定された円錐を静止水中で水平振動させることによってなされた。そして、円錐の周辺に誘起される定常二次流れの立体構造を水槽側面と上方とから写真撮影した。流れの可視化は、円錐表面に貼り付けた薄いハンダ板を陽極として電気分解し、陽極から溶出するハンダをトレーサーとして用いる電解沈殿法および水中に懸濁したアルミ粉をトレーサーとして用いるアルミ粉法に

よってなされた。簡単のために、今回の実験は円錐表面から流れが剥離しないような微小振動条件のもとでなされた。また、実験では定常二次流れの構造におよぼす円錐形状の効果に注目しているため、極端に異なる斜面勾配を有する二種類の円錐が用いられている。表 2 には、各実験で用いられた円錐の形状寸法と振動条件とが示されている。実験 1 において得られた二次流れの構造が、写真 1 に示されている。鉛直構造についてみれば、写真 1 (a)~(c) のいずれにおいても底面の上方約 6 cm 位置に強い二次流れが形成されていることがわかる。これは、また写真 1 (d)、(e) にみられるような水平構造の差異としても現われている。円錐周辺のアルミ粉の軌跡に注目すれば、円錐表面から左右に放出される二次流れは、写真 1 (e) より (d) においてより強く、また対をなす定常渦の中心は写真 1 (d) においてより円錐表面から離れている。写真 2 は、実験 2 において得られた二次流れの構造を示す。実験 1 の鉛直構造にみられるような強い二次流れは、実験 2 では底面に沿って現われる。このことから、二次流れの鉛直構造は、円錐の斜面勾配によって強く影響されることがわかる。相ノ島の海面下の斜面が、実験 2 で用いられた円錐の斜面より緩勾配であることを考慮すれば、相ノ島の後流域で観測された強い底層流も、一部このような斜面勾配の効果によるかもしれない。

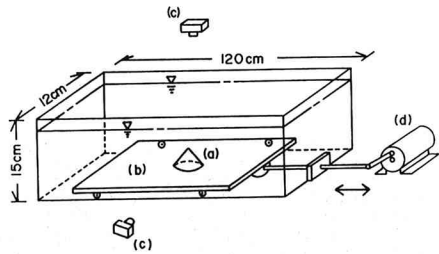
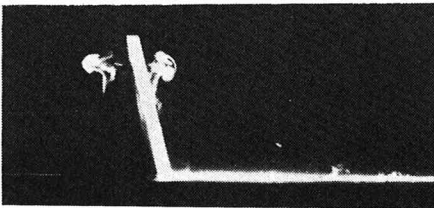


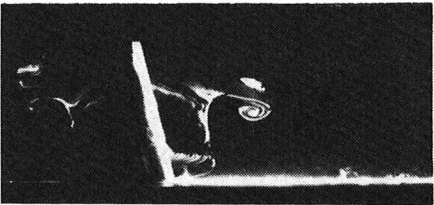
図 9 実験水槽 (a) 円錐 (b) 振動台 (c) カメラ (d) モーター

表 2 実験条件

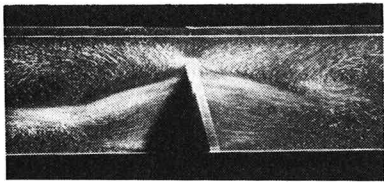
実験	円錐寸法 (cm)		振動振幅 (cm)	振動数 (Hz)
	底面直径	高さ		
1	4	8	0.4	2.2
2	4	2	0.5	2.8



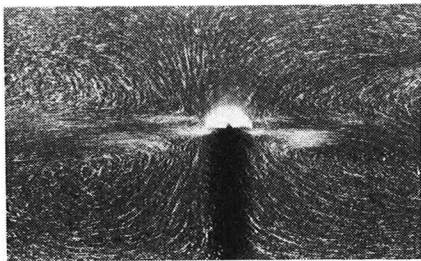
(a) 鉛直構造 (電解沈澱法、7 秒後)



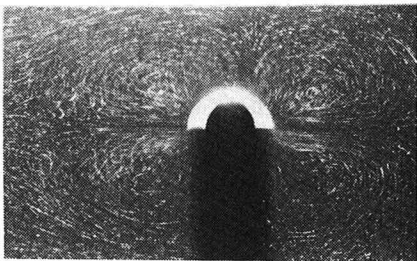
(b) 鉛直構造 (電解沈澱法、25 秒後)



(c) 鉛直構造 (アルミ粉法)



(d) 水平構造 (アルミ粉法、底面から 6 cm 位置)

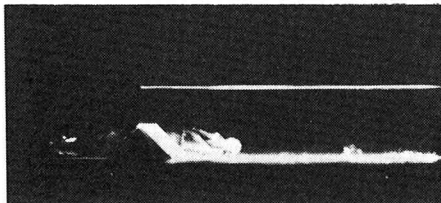


(e) 誓平構造 (アルミ粉法、底面から 2 cm 位置)

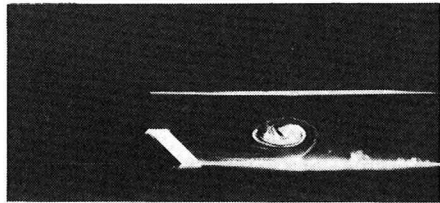
写真 1 円錐の周辺に誘起される二次流れの構造 (実験 1)

5. おわりに

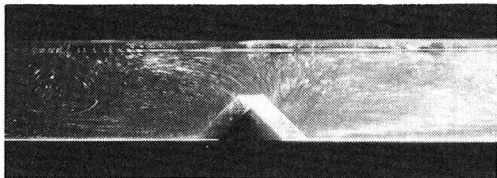
観測の結果、島の背後で潮流が強い底層流を含む顕著な鉛直構造を示すことがわかった。今後、潮流の長期連続測流や水温成層を考慮した室内実験をとうして、現象のより一層の解明に努める必要がある。



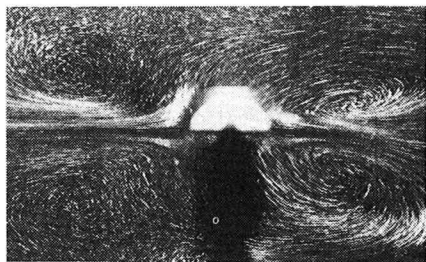
(a) 鉛直構造 (電解沈殿法、14 秒後)



(b) 鉛直構造 (電解沈殿法、45 秒後)



(c) 鉛直構造 (アルミ粉法)



(d) 水平構造 (アルミ粉法、底面から1cm位置)

写真2 円錐の周辺に誘起される二次流れの構造 (実験2)

参考文献

- 1) Pritchard, D.W. : Proc. ASCE, Vol. 95, HY1, pp. 115 - 124, 1969.
- 2) Sugimoto, T. : J. Oceanographical Soc. Japan Vol. 31, pp. 1 - 14, 1975.
- 3) Yanagi, T. : J. Oceanographical Soc. Japan, Vol. 32, pp. 199 - 208, 1976.
- 4) 西村司・大西外明・田中総太郎 : 第25回水理講演会論文集, pp. 553 - 560, 1981
- 5) Ferrentions, G. and Collins, M. : J. Sedimentary Petrology, Vol. 50, pp. 1081 - 1094, 1980.
- 6) McCave, I. N. and Langhorne, D. N. : Sedimentology, Vol. 29, pp. 95 - 110, 1982.
- 7) Butman, B., et. al. : J. phys. Oceanography, Vol. 12, pp. 569 - 591, 1982.
- 8) Lavelle, J. W. and Swift, D. J. P. : J. Geophys. Res. Vol. 87, pp. 4190 - 4194, 1982.
- 9) Simpson, J. H. : Phil. Trans. R. Soc. Lond. A302, pp. 531 - 543, 1981.
- 10) Pingree, R. D. and Mardell, G. T. : Phil. Trans. R. Soc. Lond. A302, pp. 663 - 678, 1981.
- 11) Simpson, J. H., et. al. : Continental Shelf Res., Vol. 1, pp. 15 - 31, 1982.
- 12) Thorndike, E. M. : Ocean Engng., Vol. 3, pp. 1 - 15, 1975
- 13) 本地弘之・金子新 : 九州大学応用力学研究所所報第56号, pp. 59 - 71, 1982.
- 14) Shepard, F. P. : Geological Oceanography, Heinemann, pp. 61 - 76, 1978.
- 15) 佐藤浩, 他 : 東京大学宇宙航空研究所報告第9巻, pp. 675 - 687, 1973.
- 16) 泉耕二・種子田定俊 : 九州大学応用力学研究所所報第42号, pp. 63 - 71, 1975.
- 17) Pak, H. and Zaneveld, J. R. V. : J. Geophys. Res., Vol. 82, pp. 3921 - 3931, 1977.
- 18) Newberger, P. A. and Caldwell, D. R. : Marine Geology, Vol. 41, pp. 321 - 336, 1981.