

閉鎖性汽水域における流れ場の観測

Measurement of currents in enclosed blackish waters

日比野 忠史^{*}, 池内 幸司^{**}, 福岡 捷二^{***}

By Tadashi Hibino, Koji Ikeuchi, Shoji Fukuoka

In lake Nakaumi, a blackish lake with enclosed waters, the velocity and salinity were measured. The measurements are made for a flow field and distributions of water temperature and salinity using ADCP and other equipments. Through these measurements, the following results are obtained. (1) The currents in enclosed waters depend on not only the change in tide level and water level at the center and inlets of the lake but also the thickness of pycnocline. (2) The pycnocline is subjected to tidal changes over a long time scale. (3) Some internal gravity waves changing their oscillation period with tides and wind direction were observed.

KEYWORDS : *Enclosed waters, Acoustic Doppler Current Profiler, Velocity and Salinity field, Pycnocline*

1. はじめに

河口付近にある閉鎖性の水域では海水と淡水が混合し、密度躍層が形成されている。躍層を有する水域では、底層水塊の貧酸素化や富栄養化物質の滞留等、水質環境にとって好ましくない現象が起りやすくなっている¹⁾が、このような水域での富栄養化の問題は化学的、生物的な解析のみならず、水理的な解析が必要とされる。本研究で対象とする中海は水深が浅く、閉鎖性の汽水域であり、潮汐、風浪、吹きよせ等によって流れが複雑に生じているため、富栄養化問題を検討していくには流れ場を詳細に予測していくことが重要である。最近では観測機器の発達により連続的な流動観測が行われ流れ場を予測するのに必要な諸量の測定も可能となってきた。しかし、湖沼と言えども10kmスケールの拡がりをも有しており、水理量を全域にわたって観測するのは今なお、非常に困難である。本研究は比較的小スケールの水域、すなわち、中海内部に位置する米子湾を対象とした数kmスケールの閉鎖性の水域で面的な流れと塩分、水温を連続的に詳細に観測し、その流動機構を明らかにすることを目的としている。

2. 中海の地形と躍層の特性

図1に中海付近の概略地形を示している。中海は大橋川(幅約100m)及び境水道(幅約500m)によって穴道湖と美保湾に連結された閉鎖性の水域である。米子湾は中海奥に細長く入り込んでおり、湾口は大橋川、境水道と三角形の頂点の關係に位置している。湖底地形は中浦水門付近で最も深く(最深部15m,湖心水深6.5m)、中浦水門から米子湾方向に谷地形が形成されている。米子湾を除くと中海は約7km四方の正方形を形成しており、米子空港沖(中海北東側)から大橋川方向に向かって勾配約1/3000で浅くなっている。

塩分、水温、密度躍層の位置は年間を通じて大きく変化せず、湖内全域において水面下3~4mにある。中海下層の塩分濃度は約30‰であり、季節の影響はほとんど受けていないが上層の塩分濃度は季節的に約5~25‰の範囲で変動をしている。上下層の塩分濃度差は上層塩分濃度が変化すること

* 正会員 工博 広島大学助手 工学部第4類地域環境工学講座 (〒739 広島県東広島市鏡山1-4-1)

** 正会員 工修 建設省中国地方建設局出雲工事事務所所長 (〒693 島根県出雲市塩冶有原町5-1)

*** 正会員 工博 広島大学教授 工学部第4類地域環境工学講座 (〒739 広島県東広島市鏡山1-4-1)

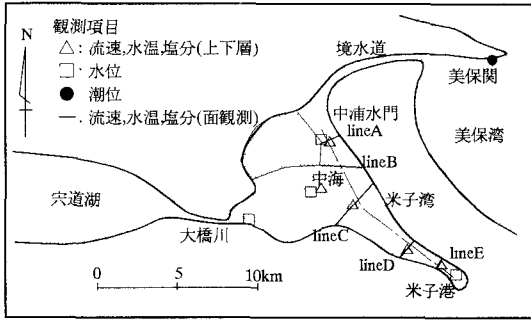


Fig.1 中海の地形

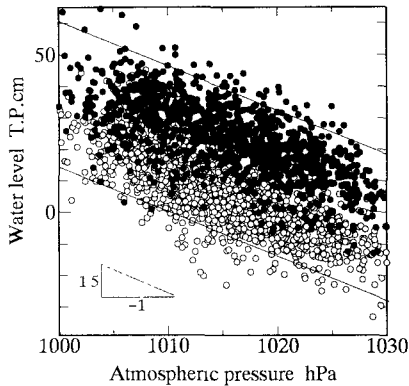
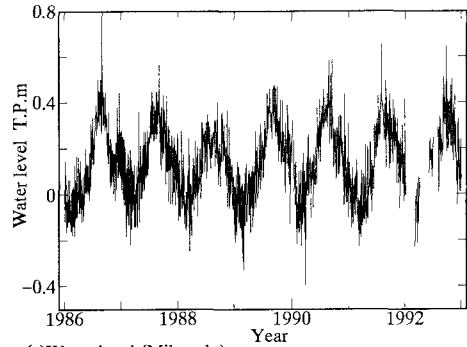


Fig.3 気圧と潮位変動の関係(日平均データ)

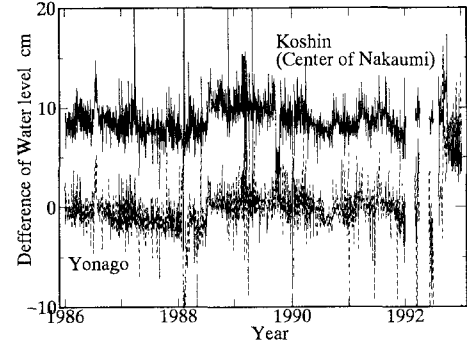
によって、春先に最大(15~25‰)になり、晩夏に最小(約10‰)となる。水温は湖底で約10~28℃、水面で約6~30℃まで変化するが、上下層での水温差は最大で5℃程度である。春と秋には上下層の水温の逆転が起こり、これに要する時間は2カ月程度である。夏に上層で水温が高く、冬になると下層で水温が高くなる。このため、密度躍層は夏に明瞭になり、冬になると上下層の塩分混合が活発になる傾向にある。

3. 長期及び短期の水位変動特性

図2(a)は1986~1992年の美保関での日平均潮位(1時間毎のデータで平均,以後潮位は美保関での観測結果をいう)、図2(b)は湖心と美保関(実線)、米子港と美保関(破線)の日平均水位の差の経時変化を示したものである。水位は冬から夏に向かって上昇し、夏から冬に向かって降下しており、夏と冬では約0.7mの潮位差を有している。しかし、図2(b)に示すように美保関との水位差は湖心、米子港とも5cm程度であり、1年周期の無いほぼ一定の値を示している。これは湖内水位が潮位の変動に対して敏感に応答していることを示している。図3は日平均した潮位と気圧の関係を示したものである。○は潮位の上昇期である1~6月、●は下降期

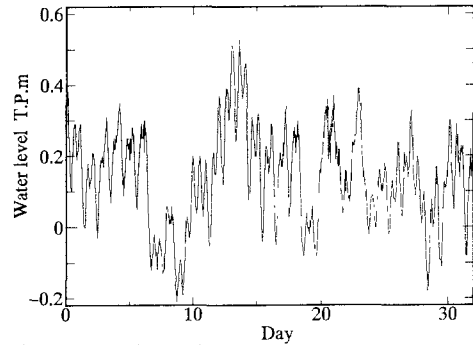


(a) Water level (Mihozeki)

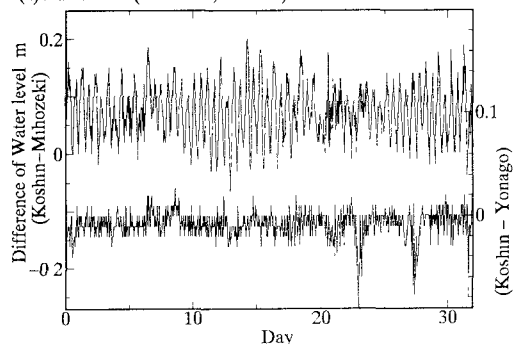


(b) Difference of water level from Mihozeki

Fig.2 長期的な水位の変動(日平均データ)



(a) Water level (Mihozeki, 1993.11)



(b) Difference of water level (1993.11)

Fig.4 月スケールの水位変動(1時間データ)

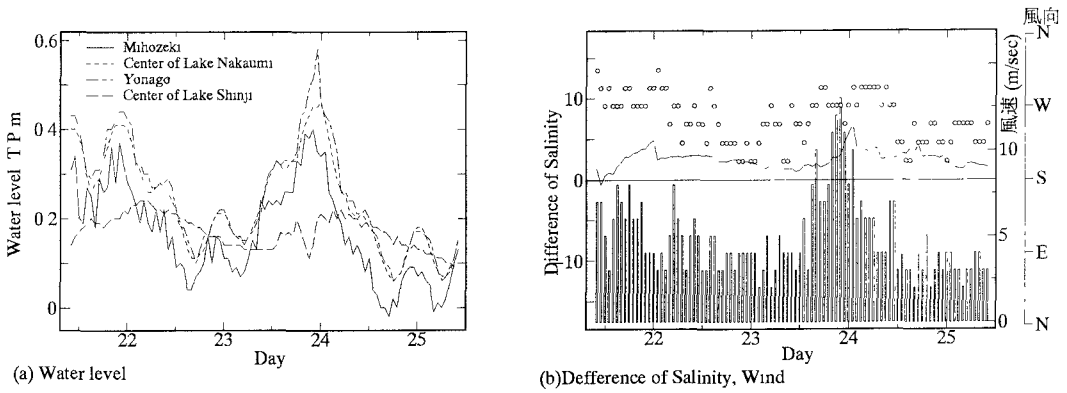


Fig.5 風による水位と塩分濃度の変化 (1993.11/21-25の観測結果)

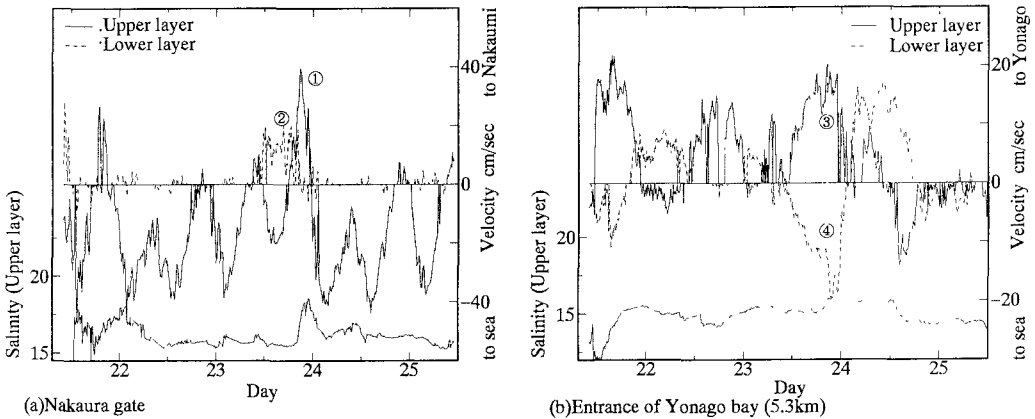


Fig.6 中浦水門(lineA中央)及び米子湾口(lineC中央)での流向・流速および上層塩分濃度 (図中の数値は図7に記す流れを示している)

の7~12月の観測値を示している。気圧の変化に対して潮位は非常に敏感に変化しているが、その変化過程はヒステリシスを描いている。夏季(6-8月頃)及び冬季(12-2月頃)には気圧に対する潮位の変化率が大きくなる。このため、この期間の潮位の変動が湖内の流動に与える影響が大きいことが予想される。図4には11月(1993年)の潮位(図(a))、湖心と潮位との水位差(図中上段)、湖心と米子港との水位差(図中下段)(図(b))が1時間毎のデータで示されている。流動観測を行った11月は潮位の下降期であり、年間を通じて平均的な潮位高をとっている。潮位の変動量は約0.7mあり、季節による変動量と同程度の振幅がある。さらに、中海海外にある美保湾が湾構造を成していることから潮位は気圧、風等の風浪の影響を強く受けており、大潮、小潮期を明確に特定できるほどの天文の影響が顕著には現れていない。しかし、図4(b)に示すように中海湖心と美保関との水位差で整理すると約2週間毎に腹が現れてくる。節は小潮期、腹は大潮期に対応している。小潮期、大潮期にこのような形状になるのは、潮位変動に対して中海水位の応答が早いこと、天文の影響により大潮期に潮位の変動速度が速いことによる。短期的に潮位が上昇し、米子港の水位が湖心より高くなっているが、これは気象、特に風によるもので(図5(b)参照)、吹きよせが湖内流動に与える影響は大きい。

4. 湖内での流動特性

(1) 潮位と宍道湖、中海内水位の関係

図5には1993.11.21~25(小潮期)の湖内と美保関の水位(図(a))、水面下1mの塩分濃度差、風向・風速(図(b))の観測結果が示されている。図(b)中の実線は米子港と湖心での塩分濃度差、○は風向、実棒は風速を表わしている。図5(a)から中海内水位は潮位に約2時間の遅れて応答していることがわかる。これに対して、宍道湖水位は中海水位に追従できず、潮汐の高周波成分の影響が小さいことから周期24時間、振幅約0.1mで振動している。このため、潮位の上昇期には中海との水位差は増大し、下

降期には水位の逆転が生じている。また、中海内水位についてみると、中海湖心と米子港は10数km離れているが、それぞれの水位変化を1時間毎のサンプリングスケールで比較してもその差は明確ではなく、湖心、米子湾でほぼ同時に水位が上昇していることがわかる。

(2) 風による湖水の流動

風向・風速と湖心、米子港の水位の長期データから米子湾水位は西風によって上昇し、東風によって低下する傾向にあることがわかっていてる。図5に示した21~25日(小潮(23日)の前後)の期間は5m/secを越える西風が連続的に吹いており、これに伴って米子湾での水位の上昇、湖心上層での塩分濃度の上昇が観測されている。特に、23日12時頃からの強い西風(10 m/sec)と潮位の上昇(約0.2 m)にともない、湖心と米子湾の水位差が増大し始め、23時頃水位差のピークが現れている。湖心での塩分濃度のピークはそれから約2時間遅れて現れている。図6は図5と同時期に中浦水門及び米子湾口(lineC中央)で固定観測された流向・流速および上層塩分濃度の経時変化を示したものである。図には湾奥方向(+)と外海方向(-)のみの流れを示した。実線は上層(水面下1m)、破線は下層(湖底上1m、水深7m)の流速を表わしている。上層塩分濃度が図中下段に実線で示されている。中浦水門から米子湾口(図1, lineC)までの距離は5.3kmである。風速が強くなるにつれて米子湾奥に向かう上層の流れ、湾外に向かう下層の流れが速くなっている。23日は低高潮位と高高潮位が重なっており、潮位は24時間上昇傾向にあるが、吹きよせの影響により中浦水門では高高潮位になるまで湖内に向かう上層の流れは生じていない。しかし、下層からの海水の流入は上層からの湖水の流出中も観測されている。

これらの流れの状態を図示すると図7のようになる。図7には23日23時付近の流れが示されている。米子湾奥に向かう湾上層の流れ(吹きよせ)③によって湾奥方向に水面勾配が形成され、米子湾内下層では風向きと逆方向の圧力勾配が発生するため上層と逆向きの湾外に向かう流れ④が誘起されている。この流れによって米子湾内での水の交換が起こり、米子湾下層④および外海②からの塩分は湖心方向に集中し、湖心上層の塩分濃度は上昇している。

(3) 躍層界面の挙動

図8には図1に示したlineA-Eの5断面で実測された塩分濃度と水温分布から求めた密度躍層の位置が示されている。密度躍層は $\sigma_t = 16.5(\text{kg/m}^3)$ の等値線で表わしており、大潮期、中潮期とも上下層の密度差は約 $3\text{kg/m}^3/0.5\text{m}$ である。観測点は中浦水門(lineA:0km)~米子湾口(lineC:5.3km)~米子港口(lineE:13km)に至るまでの5地点(図1中のlineA-Eの中心)である。米子湾長は約10km、その先端部は米子港で、その奥行きは約2.5kmである。図9は中浦水門(lineA)と米子湾中央(lineD)での躍層界面位置の経時変化を示したものである。実線は米子湾での水位変化、○、●は中浦水門、□、■は米子湾中央での躍層位置を示しており、●、■は3時間の移動平均をかけたものである。図中の矢印は米子湾中央、上下層での流向を示しており、右向きが湾奥方向(流入)、左向きが湾口方向(流出)の流れを示している。図8,9とも(a)には1994.11/4-5(大潮)、(b)には11/7-8(中潮)の観測結果が示されている。図10には1994.11/10-11(小潮)に図1に示したライン中央で観測された躍層位置の経時変化が示されている。最上段の図は湖水面高、図中の数値は中浦水門(lineA)からの距離を表わしている。躍層位置は図8,9と同様の方法で求めた。図11には大潮,中潮,小潮期の米子湾中央での水位変動が示されている。

a) 大潮期、中潮期に観測された内部セイシュ

図8と9に示すように大潮期、中潮期とも米子湾口(lineC)付近が節となる内部定在波が観測されている。境界面の振幅は約2m、湖面の振幅は約0.2mである。流向は上下層で逆方向を向いており、境界面下層では波高の上昇期に流入、下降期に流出している。内部セイシュが発生すると湾内では湖水の往復が主となり、湾外への湖水の流出量は小さくなる。大潮時には米子湾中央で振幅が最大と

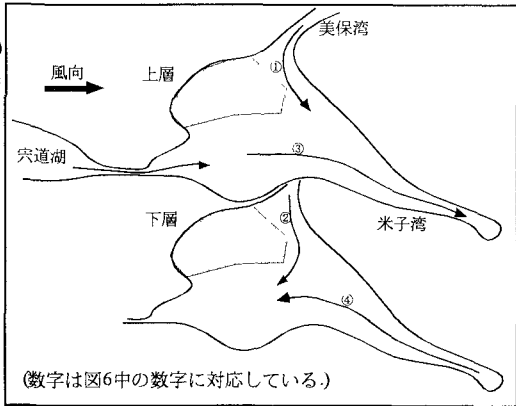
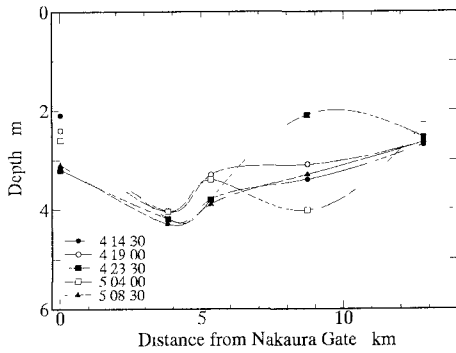
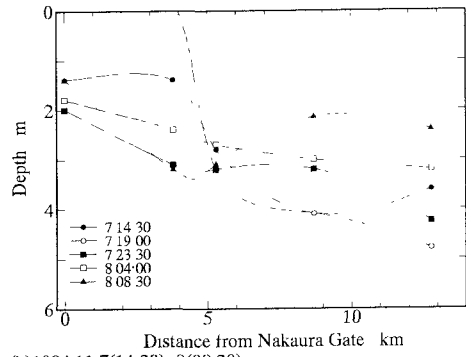


Fig.7 吹きよせに伴う湖内流動
(低高潮位から高高潮位になる約6時間の流れの模式図。矢印は流向を示す。)

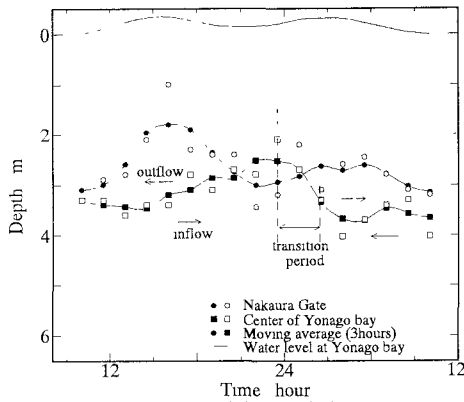


(a)1994.11.4(14:30)~5(08:30) (Spring tide)

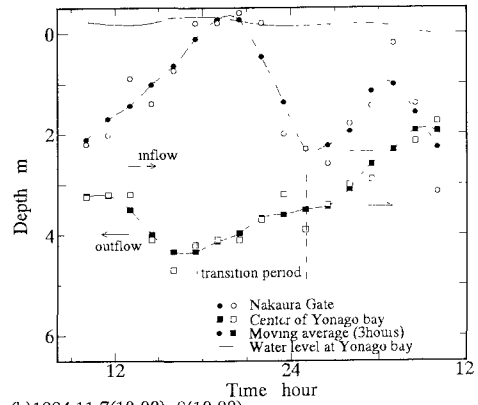


(b)1994.11.7(14:30)~8(08:30)

Fig.8 中浦水門～米子湾における密度界面の挙動



(a)1994.11.4(10:00)~5(10:00) (Spring tide)



(b)1994.11.7(10:00)~8(10:00)

Fig.9 中浦水門(lineA)と米子湾中央(lineD)での躍層界面位置の経時変化

なり、界面の振動と湖面の振動は逆位相である。これに対して、中潮時は米子湾で振幅が最大(腹)となっており、界面と湖面はそれぞれ独立に振動している。また、大潮期に発生した内部波は半日周期の潮流、中潮期の内部波は日周期の潮流によって起こっていることがわかる。

b) 小潮期に観測された進行性内部波

図10から内部波が米子湾口～湾奥に向って進行しているのがわかる。この内部波の周期は約6時間、波速は0.2~0.25m/sec、波長は約4kmである。米子湾中央まで振幅は約1mであるが、米子湾口(lineE)では減衰している。湾中央での流れは境界面下層で流入、上層で流出しており、波の山で流速が約10cm/sec、谷で数cm/secである。

c) 理論値との比較

微小振幅波を仮定し、摩擦を無視して内部波の運動方程式を解くと、内部波の波速、内部セイシュの振動周期は次式で与えられる。

$$C = \sqrt{\epsilon g \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (1) \quad T_m = \frac{4L}{(2m-1)C} = \frac{4L}{2m-1} \sqrt{\frac{h_1 + h_2}{\epsilon g h_1 h_2}}, \quad m=1,2,\dots \quad (2)$$

ここに、 h_1 は界面上層水深、 h_2 は界面下の水深、 L は湾長、 $\epsilon = \Delta\rho/\rho$ である。 m の値は節の数に対応しており、湾内の節の数から大潮期は $m=2$ 、中潮期は $m=1$ をとる。 $h_1=3.5\text{m}$ 、 $h_2=4.5\text{m}$ 、 $\epsilon=1/100$ とすると内部波の波速は0.44m/sec、米子湾長は約10kmであるから、これを(2)式に代入すると大潮期の振動周期($m=2$)は9時間、中潮期の振動周期($m=1$)は25時間となる。大潮、中潮期の理論値は実測値をよく表わしているが、小潮期の内部波の波速は約0.2m/secであり、理論値の1/2の値となっている。

d) 表面波(潮流)との関係

内部セイシュの振動周期は9,25時間となっており、潮汐の周期のみでなく、他の影響も受けてい

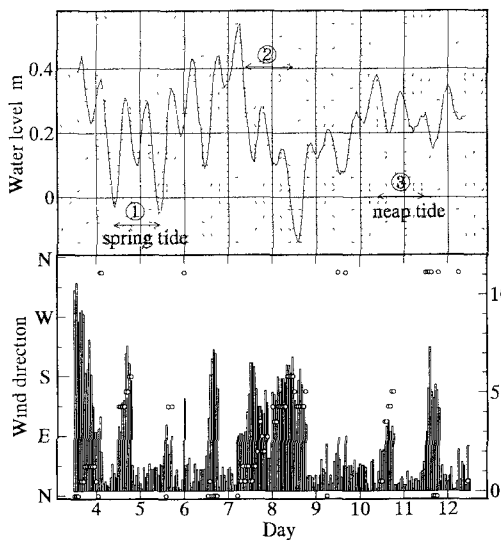


Fig.11 水位及び風向・風速変化(米子湾口)

る。図11には米子湾における水位と風向・風速を示した。美保湾(中海外海)の潮位は気圧の影響を強く受けることから図11に示すように湖内水位に天文潮は顕著には現れておらず、気象潮も天文潮と同様に内部波の周期や振幅に影響を与えると予想される。内部波が観測された時には米子湾の長軸方向成分の風が吹いており、特に内部セイシュが現れた大潮、中潮期(図11①と②)には、5m/sec以上の風が吹いている。観測以前には約0.4mの水位低下がある。進行性の内部波が現れた小潮期には大潮、中潮期と異なり湖面の振幅が小さく、宍道湖との水位差も小さい。中浦水門での境界面の振動は水面波と逆位相となっている。潮汐に加え、中海、宍道湖水位の関係、風向・風速(気圧)が内部波発生要因であると考えられるが、どのような境界条件で内部波が発生し、その振動形態が変わるのかについては今後更に検討する予定である。

5. まとめ

- (1) 長期的スケールでみると中海内の水位は1年周期で変動しており、年毎の際立った変化はない。
- (2) 密度躍層は年間を通じて大きく変化せず、水面下3~4mにある。
- (3) 中海内水位は潮位に比較して約2時間遅れて変動するが、潮位の変化に対して水位は中海内全体ではほぼ一様に変化する。
- (4) 湖心と美保関との水位差には、明確な節と腹の期間が存在する。節の期間は小潮期、腹の期間は大潮期である。これは潮位変動に対して中海水位の応答が早いこと、天文による振動成分の影響により大潮期に潮位の変動速度が速いことによる。
- (5) 西風が吹く(低気圧)と潮位が上昇し、宍道湖水位は相対的に低下する。この結果、米子湾では吹き寄せによる上層の流れとこれにともなう下層の湾外に向かう流れが生じ、米子湾の水交換が促進される。
- (6) 米子湾において潮汐によって内部波が励起される現象を観測できた。これらの内部波は潮汐の状態によって振動周期が異なり、定在波となる場合、進行波となる場合がある。

謝辞：本研究は河川環境管理財団河川整備基金助成(代表:日比野忠史)の援助を受けている。ここに記して謝意を表すものである。

参考文献 1)例えば国立公害研究所調査報告第18号;第2回富栄養化問題シンポジウム,1981.,2)宇野木早苗著,沿岸の海洋物理学,東海大学出版会,1993.,3)橋谷博:宍道湖・中海水質月報,島根大学理学部化学科環境分析科学研究室,1994.,4)桑島知哉:網走湖における塩淡水二成層の形成とその変動特性に関する研究,中央大学大学院研究年報[24],pp.119-122,1994.,5)福岡捷二,松本直也,溝山勇,山根伸之:汽水湖における閉鎖性水域の流動観測と流動モデルの適合性,水工学論文集[39],pp.243-248,1995.

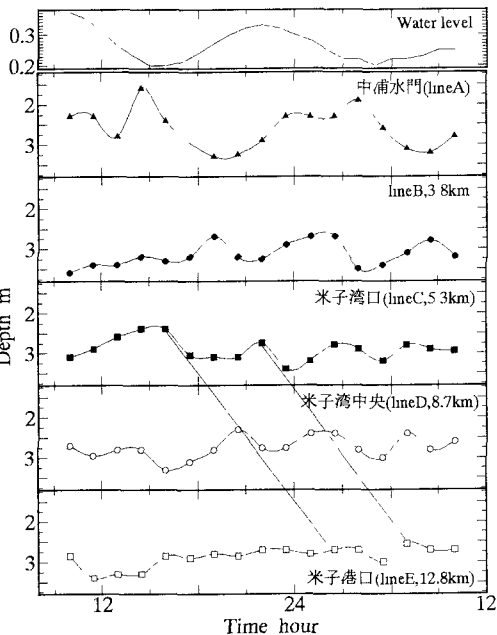


Fig.10 内部波の境界面変位(小潮,1994.11/10-11)