

夏季および秋季における浦の内湾の水理環境と 海水流動機構について

宗 景 志 浩*・木 村 晴 保**

1. ま え が き

浦の内湾は、土佐湾中央部に位置し、閉塞性の強い内湾である。同湾は沿岸における増養殖の立場からも重要な海域で、水理学的な内湾環境の解明が急がれている。

前報¹⁾では、夏季、湾内の下層部に密度躍層が形成される場合、湾口部の Sill 上を流入する潮汐流によって界面波が励起され、これに支配された海水流動が存在することを報告した。

今回は、1982 年 8 月から 10 月まで観測を継続し、前年度観測された内部波動の現象が再現され得るか否かを確かめるとともに、台風（8 月 26、27 日）を挟む夏から秋にかけての水理環境の変化を明らかにし、秋季に見られる内部波動と水温フロント現象について考察した。

2. 観 測 内 容

浦の内湾の地形と観測定点を図-1に示す。湾内全域にわたる 7 定点で次の項目の観測を行った。

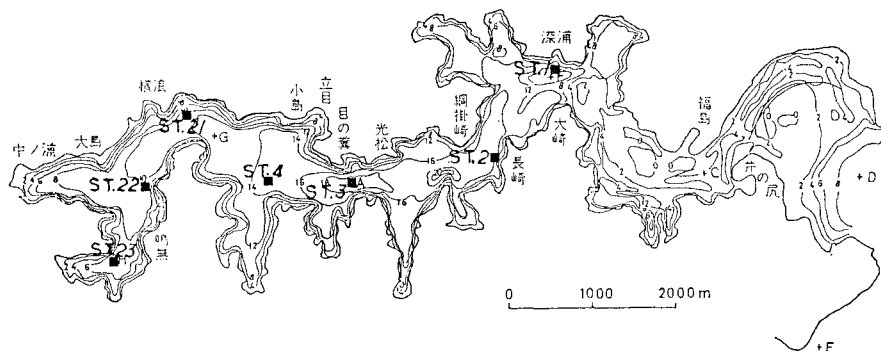


図-1 浦の内湾の地形と観測点

(1) 水温各層観測； ST. 2（底上 2m より 2m 間隔）および ST. 21（底上 0.5m より 1.5m 間隔）では、それぞれ 6 層の水温を、1982 年 8 月 17 日から 10 月 13 日にわたって 10 分間隔で計測した。

(2) 水温、塩分、流向・流速の同時観測； 8 月 18 日には ST. 4 を除く 6 で、干潮～満潮～干潮の間約 1

時間おきに、10 月 13 日は湾内全域で干潮～満潮の間約 1.5 時間おきに観測した。9 月 9 日および 9 月 20 日にはいずれも満潮時に水温、塩分のみについて調査した。これらの測定はすべて水面下 1m より 2m 間隔で行ない、各定点での観測時刻をなるべく一致させるよう注意した。

3. 観 測 結 果

(1) 水温各層観測； ST. 2 および ST. 21 における水温変化と潮位の記録の一部を図-2に示した。台風（8 月 26 日）前には、

① ST. 2 では、中層以深の水温変化が卓越し、この変化は潮位と同一位相で、漲潮時上昇し、落潮時低下する。

② ST. 21 での水温変化は、全層にわたって潮汐と（従って、ST. 2 に対しても）逆の位相をもつ。この水温変化は、ST. 2 の場合と異なり、むしろ表層で著しい。などの特徴が見られ、台風の通過により次の変化が起る。

③ 強風に伴い湾口部上層から水温低下が始まる。比較的短時間のうちに湾全域ではほぼ様な水温場となる。

④ 数日後には、再び弱い水温成層が形成されるが、台風前に見られた界面波による水温変動は生じない。

(2) 台風前の密度構造と流速分布； 図-3 には、8 月 18 日の密度水平分布と流速の鉛直分布（流入出成分）を示した。

① 湾内は密度の成層化が著しく、特に水面下 3m 付近には強い躍層が形成されている。

② 等密度線を細かくとると、下層部の $\sigma_t=19.80$ 付近にも弱い躍層が存在する。湾口側では、この躍層は、満潮時水面下 15m まで降下するものの、干潮時 11m 付

* 正会員 農修 高知大学講師 農学部栽培漁業学科

** 正会員 農博 高知大学教授 農学部栽培漁業学科

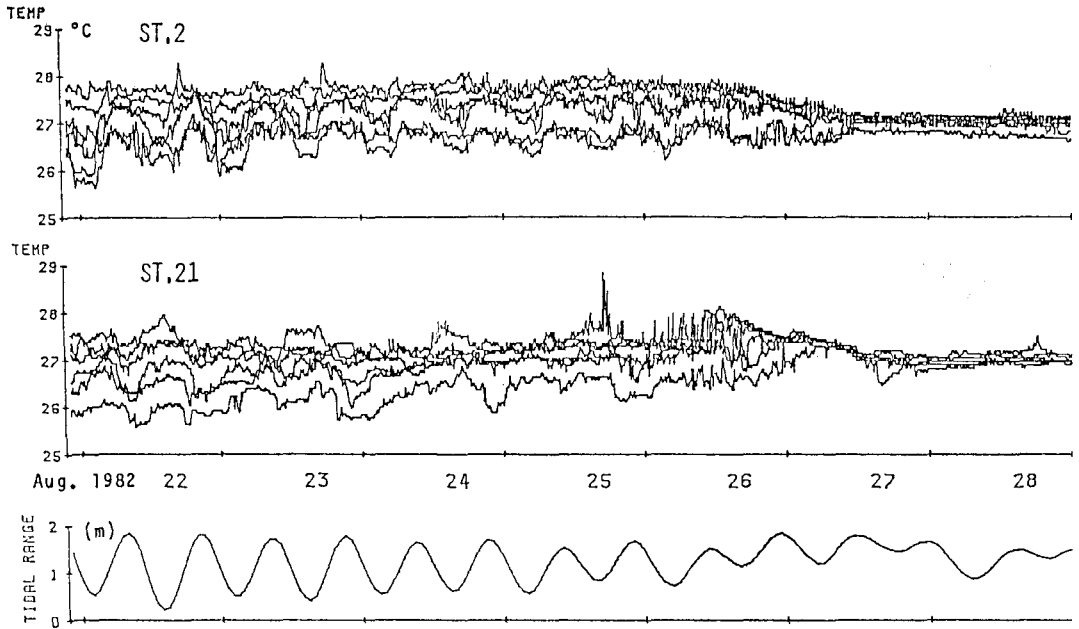


図-2 ST. 2 および ST. 21 における水温変動と潮位

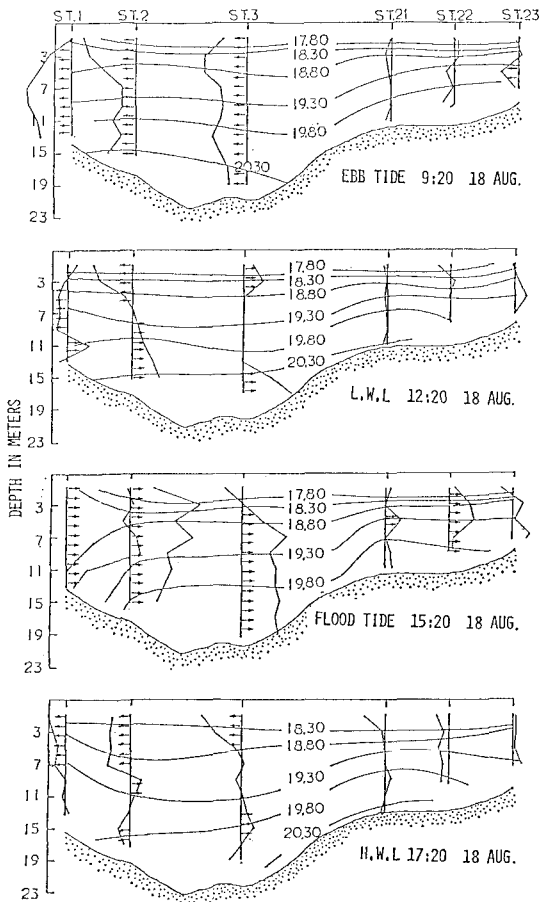


図-3 等密度線の水平分布と流速の鉛直分布 ('82.8.18)

近まで上昇する。

③ 漲潮時、流入海水の密度は、湾内中層部のものと等しく、湾口付近では、中層部への流入が卓越している。一方、落潮時には上層からの流出が優勢である。

④ 潮汐流の停止すると考えられる干潮および満潮時にも、ST. 2, ST. 3 では無視できない流速 (10 cm/sec) がみられる。

(3) 密度の鉛直分布と躍層の鉛直変動； 図-4は、ST. 2 および ST. 21 における密度の鉛直分布の時間的な変化を示した。縦軸は海底を基準にした水深を、横軸は

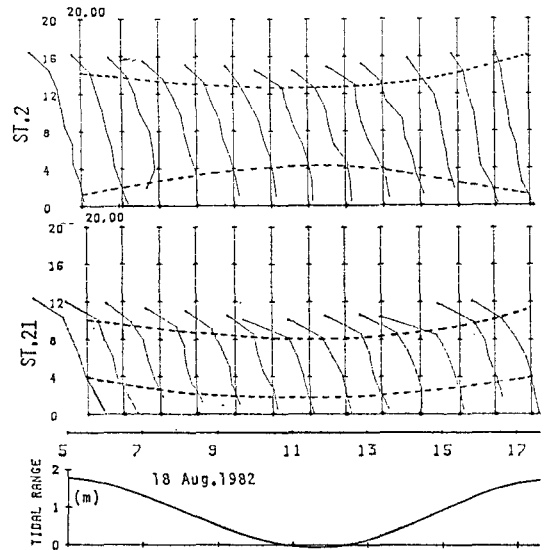


図-4 等密度面の時間的な変化

$\sigma_t=20.00$ を中心に密度をとった。

① いずれの海域でも、水面下3m付近の躍層面は、位相と振幅において潮位変化とよく一致している。

② 下層部に存在する躍層は、ST. 2 (ST. 3 の場合も) の湾口側では潮位と逆位相で変動しており、干潮時上昇し、満潮時降下する。一方、ST. 21 では潮位と同一位相、従って湾口側とも逆位相の鉛直変化が見られる。

(4) 秋季の密度構造と流速分布； 10月13日の密度水平分布と流速流入出成分を図-5に示した。

① 上下層における密度差は小さいものの成層が形成されている。

② いずれの潮時にも、中層以浅の等密度線には湾奥に向かって負の様な傾斜がある。

③ 満潮時における $\sigma_t=20.80$ の等値線には急激な傾斜が見られ、外海水の底層への流入がある。

④ 干潮時、 $\sigma_t=20.30, 20.60$ の等値線には ST. 2 および ST. 21 付近を1波長とする波動的变化があり、満潮時のそれは半波長位相の進行した場合の変化と見ることが出来る。

⑤ 満潮時に見られる $\sigma_t=20.20$ と 20.40 の等値線の間隔では、ST. 4 および ST. 23 では上下に広がり、ST. 2 および ST. 21 では狭ばまる。しかし、 $\sigma_t=20.40$ と 20.60 の間ではこれと逆の分布を示す。また、干潮時にも同様の特徴が見られる。

⑥ 満潮時 ST. 2 では上下逆方向の流速があり、ST. 3 および ST. 4 における流速値 (15~20 cm/sec) は観測

期間中もっとも優勢で、その主流は互いに逆方向である。

⑦ 漲潮時における流速の卓越成分は、ST. 2 で中～下層に、ST. 3, 4 で上層に、ST. 21~23 では下層部に見られる。これは $\sigma_t=20.30\sim 20.60$ の等密度線の波動的な変化に一致する流速分布である。

4. 考 察

4.1 台風前の水理環境と流動機構

(1) 台風前の水理環境； 台風前 (8月26日)、ST. 2 の水温変化の特徴は、'81 年度の場合とよく類似している。このことは、前報で示したと同様の現象が再び生じていることを意味している。台風前の水理環境の特徴を、81 年度との類似点で示すと、

① 湾内底層部には低温な高密度水が滞留しており、上部水塊との間に密度躍層を形成している。

② 漲潮時、外海水は高密度水塊の上部 (中層) へ流入し、落潮時、上層～中層から流出する。

③ 湾口部に急深部をもつ。

一方、'82 年には水面下3mに強い密度躍層が存在するため、図-3では、上記①に示した特徴は明瞭ではない。しかし、密度鉛直分布に見られる下層部の躍層面の上下での密度差は、 $\Delta\rho\approx 0.001\text{ g/cm}^3$ で81年度 ($\Delta\rho\approx 0.0005$) より大きく、②で示したような流動形式が続く限り、この躍層はむしろ密度界面としての特徴を保つと考えられる。このような水理環境の特徴を持つ場合、湾口急深部を潮汐波が伝播する際、界面波が生じることをすでに報告し、実験によっても再現した。

(2) 界面波に伴う現象； 潮汐に対応して界面波が励起した場合、水温、塩分、密度などには特徴ある変化が見い出される。界面波によって説明可能で、'81 年度の観測結果と類似する現象を示す。

① ST. 2 では下層の躍層付近の水温変化が卓越する。位相、振幅とも潮汐と対応し、かつ ST. 21 (界面波の半波長の位置) では互いに逆位相の水温変化となる (図-2)。

② 下層の密度界面は、潮汐に対し湾口側では逆位相、湾奥側では同位相の鉛直変化が見られる (図-4)。

③ 夏季、密度分布を支配する水温においても、下層部の水温等値線は、潮汐に対応して逆の傾斜を示す。

浦の内湾の海域特性を用いて、潮汐周期に対応する界面波の波長を求めると約8kmとなる。ST. 2 と ST. 21 の間 (約4km) を半波長とする界面波 (振幅 $\eta=2\text{m}$) を考え、潮位変化と対応させて見ると、

④ 上記①～③の現象が矛盾なく説明される。

⑤ 長波近似による上下層の流速は、それぞれ4, 6 cm/sec となり、干潮および満潮時 (転流時) に観測される (例えば ST. 2 の) 流速を説明することができる。

⑥ 漲潮および落潮時における ST. 3 (界面波の峰お

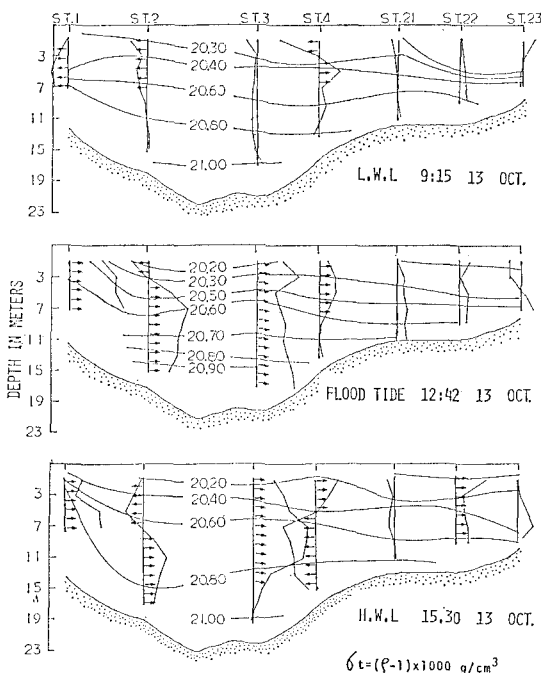


図-5 等密度線の水平分布と流速の鉛直分布 ('82.10.13)

よび谷の位置)の流速は、一般流(潮汐流)と界面波による流速との和として与えられる。

これらの結果は、'82年度にも、夏季成層期に、'81年度と同様の現象が再現されたことを示している。

一方、水面下3mの密度躍層は潮位面と同一変化を示していることから界面波とは直接関係しない。

4.2 台風後の水理環境と流動機構

(1) 台風後の水理環境の特徴：図-6には、ST. 3の上層(3m)、中層(11m)、下層(17m)における水温、塩分および Väisälä 振動数の季節的变化を示した。

① 3. (1), ③ で指摘した様に台風の通過によって、湾内は強い mixing を受け、水温は一様化する。その後わずかに成層が形成されるが、水温は低下し続け 10月13日には水温差はほとんど見られなくなる。

② 台風に伴って大量の外海水が流入し、高塩分化するが、その後は変化しない。上下層における塩分差には季節的变化はなく、塩分成層が保たれている。

③ Väisälä 振動数でみた成層強度は、夏季の場合は水温差によって強く、台風直後急激に弱くなる。しかし、秋季には密度の支配要因が水温から塩分に変わり($T-S$ 分布からも指摘される)、10月13日には $N \approx 0.02 \text{ sec}^{-1}$ 程度の値を保ち、密度成層は弱いながらも形成されている。

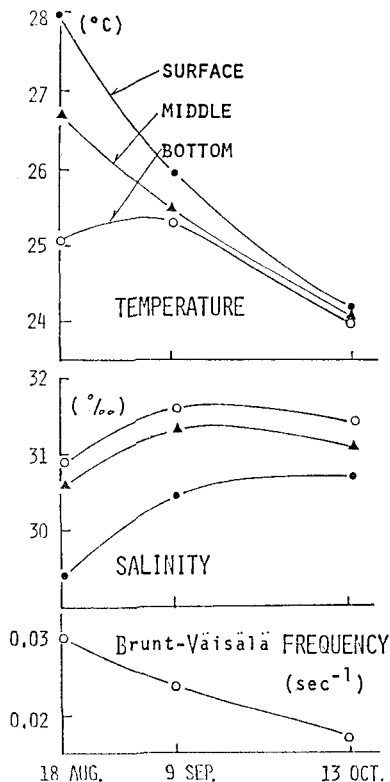


図-6 水温、塩分、バイサラ振動数の季節的变化 (ST. 3)

④ 湾内の鉛直密度分布は、 $\rho = \rho_s \cdot \exp(N^2 \cdot z / 2g)$ で表わされ、連続的で、密度躍層は見られなくなる。

水温(図-7)および密度(図-5)の水平分布によると、

⑤ 湾中央部の水温フロントを境に湾奥側で表面水温が低い。この水温差は、湾奥からの大量の低温淡水の供給によるもので、湾奥部海岸付近で地下水がきわめて豊富であることから指摘される。

⑥ 秋季に見られる等密度線の傾斜は、湾奥表層部への低温度淡水の流出とそれに伴う湾口からの海水の侵入あるいは湾奥に向う吹送流の存在を示唆している。

(2) 秋季に見られる内部波：密度鉛直分布が連続的である場合には、複数のモードをもつ内部波の形成される可能性がある。海域特性から計算される内部波長(表-1)と、等密度線の形状(図-5)から推定した観測波長との比較の結果、内部波によると思われる特徴を示す。

① 満潮時の各等値線に見られる波長(3.1~3.3km)は、ST. 2~ST. 4の海域で慣性周期を考慮した Mode-2 の計算値に近いが、水深の浅い湾奥部では、波長の増大、波形の変化(Mode-3 と思われる)が見られる。

② 満潮時における $\sigma_t = 20.20, 20.40$ および 20.60 の等密度線のなす形状は、Mode-3 の内部波の発達した場合の密度分布に類似し、干潮時のそれは、半周期位相の異なった場合の分布に類似している。しかし、等密度線から推定される波長は、Mode-3 の場合の計算値に比較しかなり大きい。

③ 3. (4), ⑦ で指摘した漲潮時の上層部の等密度線の波動的变化は、Mode-1 のものに類似し、波長(4~5.5km)も計算値に近い。卓越流速の水平的分布は、一般流(潮汐流)を考慮すれば、説明し得る。

④ 干潮および満潮の転流時にも強い流速がある。例えば ST. 2 における流速分布は、満潮時(漲潮後期)、湾口斜面上を流入する密度流と Mode-2 の内部波による流速との和とみることができる。

⑤ 定常的にみられる等密度線の傾斜から湾奥方向の吹送流、河川水の流出に伴う塩水の侵入(エントレインメント)などが考えられる。満潮時 ST. 3 における流速分布は、これら一般流と Mode-2 の内部波による流速

表-1 内部波長の計算値

Station	ST.2	ST.3	ST.4	ST.21	ST.22	ST.23
Distance(Km)	1.75	1.00	1.25	1.00	1.00	
H (sec ⁻¹)	0.022	0.023	0.021	0.022	0.022	0.024
Depth (m)	17	17	17	11	9	7
Mode-1 (Km)	6.47	6.76	6.17	4.18	3.42	2.90
Mode-2 (Km)	3.23	3.38	3.07	2.09	1.71	1.45
Mode-3 (Km)	2.16	2.25	2.06	1.39	1.14	0.97

の和と考えられる。

⑥ ST. 3 の主流と逆方向を示す ST. 4 の流速分布は、ST. 3 との距離 (1.5km) が、Mode-2 の内部波の半波長と一致することによとも考えられる。

⑦ 満潮時 $\sigma_t=20.20\sim20.40$ の等密度線に見られる間隔の広がり、湾奥部で内部波動が砕波し上下層の水塊を mixing し、その結果生じた新たな水塊が ST. 23 の中層に流入したことによとも考えられる。

秋季の浦の内湾では弱いながら塩分による密度成層が発達しており、密度分布、流速分布には内部波によると思われる特徴が数多く見出される。しかし、限られたデータの中ではさまざまな内部波が考えられ、潮時によっても異なる内部波が発達したり、種々のモードの内部波が同時に形成されることも考えられる。

(3) 浦の内湾に見られる水温フロント；台風後、低温水の流入によって、湾口付近の表面に水温の不連続が生じる。流入水と表面からの冷却によってさらに発達し、10月13日には明瞭な水温フロントを形成する(図-7)。しかしフロントの両側では密度の連続性が保たれて

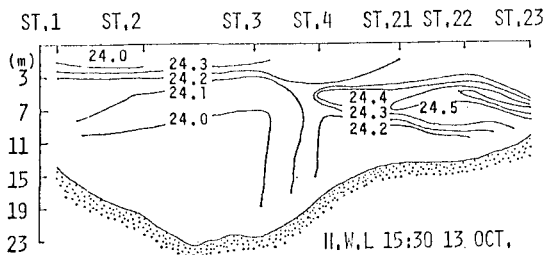


図-7 水温水平分布と水温フロント('82.10.13)

おり、これは、吉岡ら²⁾の観測した冬季の紀伊水道に発達するフロントの特徴と一致するが、形成機構には異なる点が見られる³⁾。

漲潮時、中層～下層からの流入が卓越し、満潮後期には高密度低温水塊が底層部に流入する。これらの水塊は湾奥底層部の水塊を押し込むことになるが、湾奥までは到達できず、湾中央部で中層部の高温水塊によって温め

られる。両者の塩分差がないことから、温められた海水は浮力を獲得する。さらに、湾奥表層からの淡水の供給と、落潮時の上層からの流出の効果によって、フロント付近での上昇流の形成が考えられる。

夏季の密度界面の破壊と底層からの流入の開始、豪雨による淡水の供給などが重なり、このような流動が形成された場合、無酸素水の上昇、栄養塩の補給が関与する海洋環境の悪化を引き起すであろう。

5. む す び

浦の内湾の水理環境と海水流動機構を把握するため、'82年8月18日から10月13日まで、定期的な海洋調査を行なった。

(1) '82年度も台風前の浦の内湾では、湾内下層部に密度躍層が形成され、湾口部 Sill 上を流入する潮汐流によって、界面波が発達しており、'81年度の同時期にみられた現象が再現された。

(2) 台風の通過に伴う外海水の流入によって、湾内は高塩分化し、かつ水温の一樣化が起る。秋季に向って徐々に、塩分に支配された密度成層が形成されてくる。

(3) 秋季、弱いながら密度成層があれば、密度水平分布には内部波動と思われる変化が見られる。

(4) 観測される流速分布は、潮流流、吹送流などの一樣流と内部波による流速との和として与えられる。

(5) 秋季、やや高温な水塊が湾奥中層部から湾口方向に、舌状に取り残された形で広がり、その先端部で水温フロントが形成される。これは、湾口底層から流入する外海水と表面からの冷却、湾奥からの淡水の供給が関与し、フロント付近で上昇流の形成される可能性がある。

参 考 文 献

- 1) 宗景志浩・木村晴保・宮本一之：成層の発達した場合の浦の内湾の海水流動機構について、第29回海岸工学講演会論文集，pp. 560～564，1982。
- 2) 吉岡 洋：各期紀伊水道に発生する Oceanic front について，海と空，46 (2)，pp. 31～44，1971。
- 3) 寺本俊彦編；海洋物理学 I，東京大学出版会，p. 248，1974。