

瀬戸内海の気象と海象



発行所
海洋気象学会

海洋気象学会

〔表紙写真〕

(上図)

春風丸から揚げたバルーンに備えたカメラから写した春風丸。

霧の発生予測には下層の気温の鉛直分布（逆転層の検出）や風の資料が重要なため係留気球が有効な観測手段となっています。

(下図)

神戸海洋気象台の春風丸が、瀬戸内海の霧発生予測に関して調査観測をしている様子。

係留気球（赤色のカイツーン）を揚げて風向風速、気温の鉛直分布を観測中。

瀬戸内海の気象と海象

巻頭言

第1部 瀬戸内海地方の気象	1
第2部 瀬戸内海の海象	37
第3部 瀬戸内海の災害	101
第4部 瀬戸内海の水産	145
第5部 瀬戸内海の地誌	161
第6部 瀬戸内海の水先案内	195

目 次

第1部 瀬戸内海地方の気象

第1章 瀬戸内海地方の風	1
1. 海陸風	1
(1) 海陸風はどこから吹き始めるのか	1
(2) 陸風の収束による積雲列	2
2. 瀬戸内海の局地強風	4
(1) 肱川(ひじかわ)あらし	5
(2) やまじ風	7
(3) 宮島弥山おろし	9
(4) 広島風	10
(5) 六甲おろし	12
(6) 女木島オトシ	13
(7) わたくし風	14
(8) ホッチョ風(包丁風)	15
3. 空港の特異な風	16
(1) 松山空港の風	17
(2) 大分空港の風	17
(3) 関西国際空港の風	18
(4) 広島西飛行場の風	18
第2章 瀬戸内海の滞留冷気	20
1. 滞留冷気と航空機事故に関して	20
2. 滞留冷気と霧、船舶の事故に関して	22
3. 滞留冷気と春一番、吹き抜け	23
4. 滞留冷気と南岸低気圧の雨雪判別	25
第3章 瀬戸内海の霧	26
1. 霧と天気	26
2. 低く流動する霧と水蒸気の供給源	28
3. 逆転層と霧発生メカニズム	29
4. 来島海峡における霧の概要	29
5. 瀬戸内海の霧の季節変化と日変化	30
第4章 瀬戸内海地方の都市化による昇温	31
1. 気温資料の比較	31
第5章 瀬戸内海の波浪	33

第2部 瀬戸内海の海象

第1章 瀬戸内海の水温・塩分と海況変動	37
1. 瀬戸内海の地形	37
2. 水溫・塩分・栄養塩の季節変動	38

3. 夏の瀬戸内海	39
(1) 水温と塩分	39
(2) エスチュアリー循環流	40
(3) 栄養塩の分布	41
4. 冬の瀬戸内海	42
(1) 冬の風	42
(2) 水温と塩分	42
(3) 関門海峡の通過流	43
5. 瀬戸内海と外海の相互作用	43
(1) 瀬戸内海水と外海水の海水交換時間	43
(2) 紀伊水道と豊後水道	45
(3) 日本を取り巻く海	48
(4) 外海水の瀬戸内海への流入	49
6. 貧栄養化する瀬戸内海	54
第2章 瀬戸内海の潮汐・潮流	61
1. 潮汐	61
2. 潮汐の予報	62
3. 潮汐は長大な波	63
4. 潮流	64
5. 海峡部の潮流と潮流エネルギー	65
(1) 鳴門海峡	65
(2) 関門海峡	65
(3) 来島海峡	65
6. 潮流の往復流量	65
7. 潮汐における豊後・紀伊の役割	66
8. 潮流による輸送	66
9. 巨大な潮流渦	67
(1) 明石海峡と大阪湾	67
(2) 鳴門海峡と播磨灘	70
(3) 巨大渦と海底地形、移流・分散	71
第3章 瀬戸内海の渦潮	73
1. 渦潮	73
2. 鳴門海峡の潮流	73
(1) 鳴門海峡の潮流流速	73
(2) 鳴門海峡で強い潮流が流れる理由	73
(3) 強い潮流と渦潮	74
3. 世界の渦潮	76
第4章 瀬戸内海のプランクトン	76

1. 植物プランクトン	76
2. 動物プランクトン	80
3. 幼生	82
第5章 瀬戸内海の歴史と海象の関わり	84
1. 潮汐・潮流の特性	84
2. 縄文丸木船	84
3. 熟田津の歌	87
4. 屋島の戦い	89
5. 壇ノ浦の合戦	91
6. 村上水軍の潮汐表	92
7. 汐時計—江戸時代の潮汐表	96

第3部 瀬戸内海の災害

第1章 瀬戸内海の赤潮	101
1. はじめに	101
2. 有害藻類ブルーム (HAB) とは?	102
3. HABの発生メカニズム	104
4. HABの分布拡大と環境変動	105
5. HABの対策	106
6. 瀬戸内海におけるHABの発生状況	106
(1) 赤潮	107
(2) 貝毒	110
7. 瀬戸内海で新たに顕在化したHAB種の生物特性	111
(1) <i>Chattonella ovata</i> Y. Hara et M. Chihara	111
(2) <i>Pseudochattonella verruculosa</i> (Y. Hara & M. Chihara) S. Tanabe - Hosoi, D. Honda, S. Fukaya, Y. Inagaki & Y. Sako	113
(3) <i>Cochlodinium polykrikoides</i> Margalef	114
(4) <i>Heterocapsa circularisquama</i> Horiguchi	116
(5) <i>Eucampia zodiacus</i> Ehrenberg	118
(6) <i>Alexandrium tamiyavanichii</i> Balech	118
8. おわりに	120
第2章 瀬戸内海の油汚染	124
1. はじめに	124
2. 水島のタンク破損による原油流出事故	124
3. おわりに	125
第3章 台風と高潮	125
1. はじめに	125
2. 昭和の三大台風とジェーン台風	125

(1) 室戸台風	125
(2) 枕崎台風	126
(3) 伊勢湾台風	126
(4) ジェーン台風	127
3. 近年に瀬戸内海を襲った台風	127
(1) 2008年台風13号	127
(2) 2007年台風4号	128
(3) 2007年台風5号	128
(4) 1991年台風19号	129
(5) 2004年台風16号 (高潮被害大)	130
4. おわりに	131
第4章 地震・津波	132
1. はじめに	132
2. 阪神・淡路大震災	133
3. 東日本大震災と巨大津波	134
4. 南海トラフ沿いの地震と津波	137
(1) 南海地震	137
(2) 安政南海地震	138
(3) 宝永地震	139
5. その他の地震・津波	140
(1) 2001年芸予地震	140
(2) 明治芸予地震	140
(3) チリ地震津波	141
6. 地震調査委員会による長期評価	142

第4部 瀬戸内海の水産

第1章 瀬戸内海の漁業、養殖業の特徴と近年の動向	145
1. 養殖が盛ん、漁業は多様!	145
2. 瀬戸内海における漁獲量、養殖生産量の減少	147
第2章 瀬戸内海的主要な漁業と養殖業	150
1. 瀬戸内海で最大の漁獲を誇るイワシ類	150
2. 瀬戸内海に春を告げるイカナゴ漁	151
3. 瀬戸内海におけるノリ養殖の温故知新	153
4. 瀬戸内海のカキ養殖は日本一!	155
第3章 瀬戸内海の漁業、養殖生産量はなぜ減少?	157
1. 水温の上昇	157
2. 栄養塩負荷量の減少と低次生産力の低下	157
3. 藻場・干潟などの浅海域の消失	158

4. 漁獲圧、養殖密度の増加	158
----------------	-----

第5部 瀬戸内海の地誌

第1章 概要	161
1. 範囲と海域区分	161
2. 水深	162
3. 潮汐と潮流	162
第2章 瀬戸内海の生い立ち	163
1. 瀬戸内海の骨格の形成	163
2. 最終氷期最盛期の瀬戸内海	164
3. 瀬戸内海の沈水過程及び海底地形発達史	164
第3章 瀬戸内海の島および海底地形	166
1. 瀬戸内海の島	166
2. 瀬戸内海の海底地形	166
3. 瀬戸内海の海底堆積物	167
第4章 海域別の概要	170
1. 紀伊水道	170
2. 大阪湾	170
3. 播磨灘	170
4. 備讃瀬戸	170
5. 備後灘	170
6. 燧灘	171
7. 安芸灘	171
8. 広島湾	171
9. 伊予灘	171
10. 周防灘	171
11. 豊後水道	172
第5章 海釜	172
1. 従来の海釜研究と新たな視点	172
2. 海釜の形態と分布の特色	173
3. 主要な海釜の概要	173
(1) 友ヶ島水道 (紀淡海峡)	173
(2) 明石海峡	174
(3) 鳴門海峡	175
(4) 備讃瀬戸	176
(5) 来島海峡	178
(6) 芸予諸島東部	179
(7) 諸島水道・怒和島水道・クダコ水道・釣島水道	179

(8) 速吸瀬戸（豊予海峡）	179
(9) 関門海峡	180
(10) 豊後水道鶴御埼	182
(11) 燧灘	184
4. 海釜の成因と形成時期	184
(1) 従来の見解の問題点	184
(2) 潮流による海底の侵食	184
(3) 単成型・双子型海釜の形成因子	186
(4) 成因と形成時期	188
第6章 砂堆とサンドウェーブ	189
1. 砂堆（海底砂州）	189
(1) 明石海峡周辺の塊状砂堆	189
(2) 備讃瀬戸の帯状砂堆	190
(3) 砂堆の成因	191
2. サンドウェーブ	192
第7章 瀬戸内海の人為的改変	193
1. 埋め立て	193
2. 海砂採取	193
3. 地盤沈下	193

第6部 瀬戸内海の水先案内

第1章 瀬戸内海の水先	195
1. 瀬戸内海とは	195
2. 水先案内とは	195
3. 水先人の歴史	196
第2章 水先業務の概要	198
1. 水先業務の流れ	198
2. 実際の水先業務の流れ	199
(1) 水先要請の受付	199
(2) 水先乗船位置に進行中	199
(3) 水先艇が要請船に接近中	199
(4) 水先人が要請船の水先人専用ラダーで乗船中	199
(5) 船橋での嚮導	200
(6) 水先人の七つ道具	200
(7) レーダーなどの航海計器を十分に利用し航行情報を得る。	200
(8) 水先人の嚮導	200
(9) 接岸操船中	201
(10) 下船	202

第3章 瀬戸内海の水先航路	202
第4章 水先案内への影響要素	204
1. 漁業	204
(1) こませ網漁業	204
(2) サワラ流し網漁業	205
(3) 機船船びき網漁業	206
(4) 定置網・養殖施設	206
2. 潮流・潮汐	206
(1) 友が島水道	207
(2) 明石海峡	207
(3) 来島海峡	207
(4) 釣島水道	207
(5) クダコ水道	207
(6) 速吸瀬戸	208
3. 気象	208
(1) 霧	208
(2) 風	208
(3) 台風	208
(4) 大西風	208
(5) 突風	208
(6) 局地風	208

コラム

夕風と食文化・雲の三差路	4	地震のマグニチュード	136
落下暴風と神社の防災対策	10	漁獲統計は海洋生物の貴重な長期	
鬼とオトシ、屋島にもオトシ?	14	モニタリングデータ!	148
夕日が立ち止まる町	16	マイワシの海、再び?	151
春一番は防災情報	25	イカナゴ漁の解禁と終漁	152
衛星で見るクロロフィル分布	58	珪藻はノリ養殖の敵!?	155
太平洋に面する海の海水の起源と栄養	60	瀬戸内海の島の数	167
2次元乱流	72	瀬戸内海の瀬戸、海峡、水道	168
高潮の要因	131	灘	168
一休み♪瀬戸内海	131	瀬戸内海の浅瀬名称	190

はじめに

瀬戸内海は、北の中国山地や、南の四国山地など1,000m級の山に挟まれて、東西に長く広がっており、陸地に囲まれた閉鎖性海域となっています。このため、冬の北寄りの風や夏の南寄りの季節風など、一般風が遮蔽されて、穏やかな気象特性が現れがちと想われますが、海が東西方向に開けているため、冬の強い北寄りの風は西風に、夏の南寄りの風は東風に変流されて、島などに強く吹きつけることが有ります。また、小島など島嶼部の多いことや、海を取り巻く複雑地形の影響で、時には大きな気象災害に結びつくことも有ります。複雑地形には興味深い局地的な現象が数多く秘められています。

ここでは、これら瀬戸内海特有の現象を数多く取り上げ紹介します。

第1章 瀬戸内海地方の風

中田 隆一

1. 海陸風

瀬戸内海の沿岸地域では、晴れて一般風が弱い日には、日中は海から陸へ向かう風が吹き、夜間は陸から海に向かう風が図1-1-1のように吹きます。前者を「海風」といい、後者を「陸風」といいます。このように1日を周期とした海風と陸風が交代する風系を「海陸風」といいます。

海陸風の強さは、海陸の温度差に依存し、海陸風の最大風速は海陸の最大温度差が1℃増すごとに約0.8ms⁻¹増大します。海陸風は上空では反流を伴い循環流となっています。

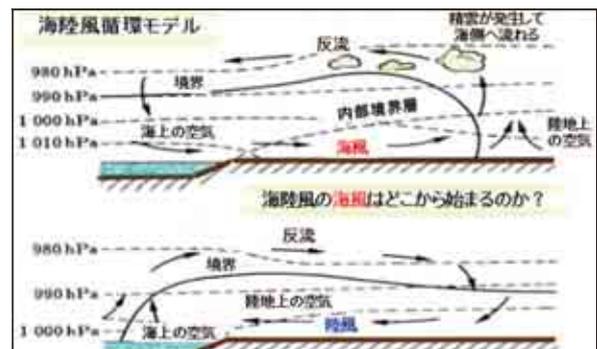


図1-1-1 海陸風循環のモデル

(Barry, R. G. and Chorley, R. J.: Atmosphere, Weather and Climate, Methuen, 1987)

(1) 海陸風はどこから吹き始めるのか

海陸風については、古くから観測・解析や理論面での研究が行われ、海陸風循環に関する理論モデルや数値シミュレーションなども進められて、「海風は、海岸付近から始まる」ということはすでに知られています。海岸付近は海陸風の交代時ころには、気温や気圧の水平勾配が大きくなり、風が発生しやすくなるためです。

海風の観測には、陸上の観測点は利用できますが、海上の観測点がないため海風の詳細な始発場所が分かりませんでした。ここでは図1-1-2に示

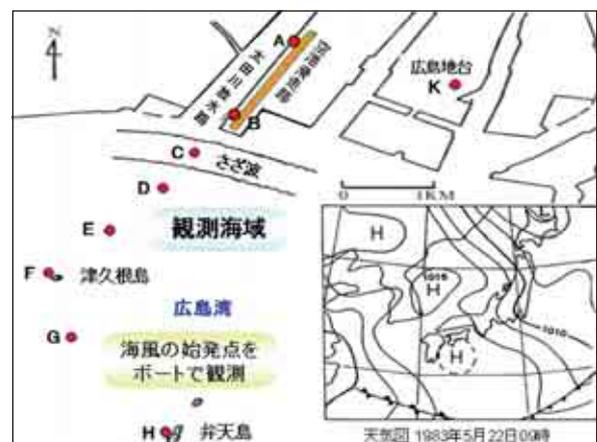


図1-1-2 小型船を使用した海陸風観測調査(中田)

すように広島湾で小型船を使用して観測した事例を紹介します。

海上観測によると、朝の陸風が衰え海面が鏡のように穏やかに見えた後、海岸線から約1km以内に「さざ波」が発生して弱い南風（海風）が観測されました。それより沖は静穏状態となっており、少し沖で待つと「さざ波」が立ち海風が吹きはじめ、海風が海岸線から順次沖の観測点（C～H）に拡大されることが確認されました。観測結果を基に、海風が始まる初期状態モデルを作成しました。

図1-1-3は、これら海風循環が始まる初期状態のモデルを実況値と組み合わせて示したものです。日出後、夜間からの陸風が陸上の昇温で衰え始めますが、陸風の慣性力で海陸風の気圧傾度の大きくなる所は少し海上にずれ込みます。このため図のように海上に陸風反流の上昇域（海面は鏡のように穏やか）が出来、この上昇流を補うために沖の低層から海風が始まります。この海風が「さざ波」を発生させますが、「さざ波」の沖は静穏であるため、海風を維持するには上空からの下降気流が必要となり、海風小循環が形成されます。海風による小循環は、時間の経過とともに、水平方向や鉛直方向へ拡大して、午後には広域な海風循環へと成長します。

瀬戸内海北部の海風は山谷風と合流して北上し、日本海側から南下してきた海風とぶつかる形（収束）で、中国山地に東西に連なる積雲列を形成することがあります。この他、松山空港北端で目視観測を続けた結果、海岸付近の「さざ波」が発生

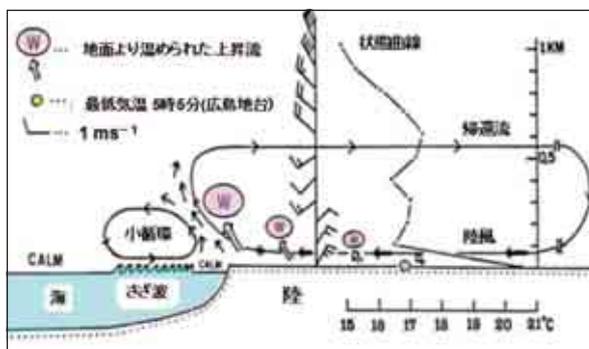


図1-1-3 海風循環が始まる初期状態モデル(中田)
1983年5月22日08時20分頃

した後、海風が滑走路方向に侵入してくることが確かめられました。

(2) 陸風の収束による積雲列

瀬戸内海は、陸に囲まれているため、陸風は四方から海上に吹き、向い合うような風系を形成します。通常、陸風は約10km沖に達する程度ですから、対岸の陸風とはぶつからず積雲列は形成されません。瀬戸内海の対岸までの平均距離は約40kmあるためです。

晩秋に西日本が移動性高気圧に覆われて穏やかに晴れると、夜間の放射冷却で陸上気温が大きく下がります。この頃は海水温度が比較的高いため、海上と陸上の温度差が大きくなり、気圧傾度も強まります。このため、図1-1-4に示すように通常より陸風が強まり、瀬戸内海の中央付近まで吹走し、途中の海面から水蒸気の補給を受けます。対岸からも同様な陸風が吹くため、両者はぶつかり、上昇域に長大な積雲列を形成します。筆者はこの積雲列を「陸風収束雲」と名付けました。

図1-1-5は、小型航空機観測による07時頃の

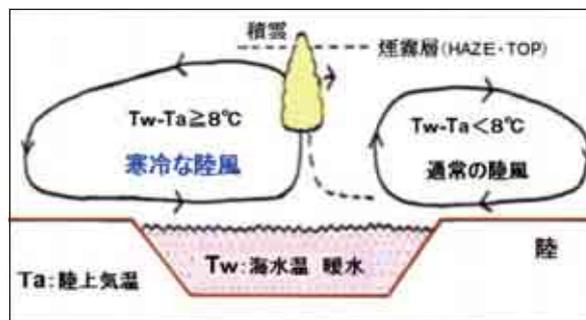


図1-1-4 寒冷な陸風が慣性力で通常より沖合に吹走する模式図(中田)



図1-1-5 陸風・気温分布と陸風収束雲 1981年11月19日(中田)

「陸風収束雲」の状況です。地上の気象観測値は09時、海水温度は09時に松山空港付近で観測した値です。海水温度と内陸の気温差は15℃以上もあります。陸風はそれぞれ海域の中央部付近に向かって吹き、収束して積雲列を形成していることが伺えます。

写真1-1-1は、ランドサットから見た瀬戸内海西部海域の「陸風収束雲」の様子です。豊後水道、伊予灘、周防灘に雲列があり、佐田岬付近を中心に「雲の三差路」が形成されています。広島県の三次盆地と愛媛県の大洲盆地には放射冷却霧が観測されています。

「陸風収束雲」の雲低は約500m、雲頂は1,000m程度です。雲列の発生には海水温度と海岸付近の気温差約8℃以上になる10月下旬から12月ですが、近年は温暖化の影響もあり、発生時期が遅れぎみとなっています。「陸風収束雲」は、時には豊後水道北の佐田岬付近や、紀伊水道北の淡路島付近で特徴的な「雲の三差路」を形成することがあります。

図1-1-6は、海岸からの目視、ランドサット、小型航空機などの観測に基づいて図示した瀬戸内海に発生する「陸風収束雲」です。このように瀬戸内海には長大な積雲列のできることを筆者が確かめました。

この積雲列を最初に発見したのは松山空港からです。1981年の10月、移動性高気圧に覆われた快晴の早朝、他に雲一つ認められない状況の中、空港沖にだけ長大な積雲列が壁のように観測されたのです。何故このような積雲列が発生するのかを確かめるために調査を開始しました。松山や広島では瀬戸内海西部海域を観測し、瀬戸内海東部では、神戸海洋気象台から大阪湾の「陸風収束雲」を、その後和歌山地方気象台から紀伊水道の観測を行い、数年間の観測により、瀬戸内海の広域にわたって「陸風収束雲」が現れることが確かめられました。

写真1-1-2は、後に紹介する「肱川あらし」とほとんど同時現象で発生している「陸風収束雲」です。肱川河口から吹きだす霧「肱川あらし」の沖

の上空に、横一線の雲が見られますが、これが「陸風収束雲」です。快晴の空に線状の積雲列が長大に延びています。

瀬戸内海の陸風の境界を確かめることは、大気

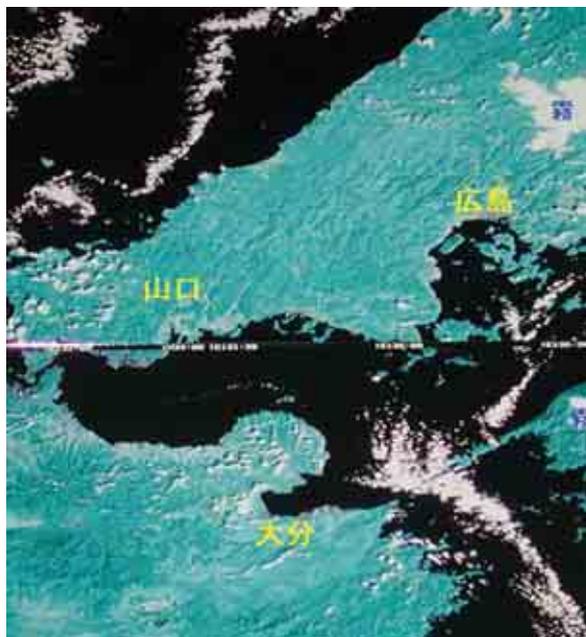


写真1-1-1 瀬戸内海の陸風収束雲(ランドサット)



図1-1-6 瀬戸内海両端の雲の三差路(陸風収束雲)の模式図(中田)



写真1-1-2 愛媛県長浜沖の「肱川あらし」と陸風収束雲
写真:肱川あらし研究会

汚染に関して海上に輸送された汚染物質の動向や濃度、汚染物質滞留による霧粒（雲）の酸性化などの解明にも役立ちます。更に瀬戸内海の霧の発生に関して海陸風が関与しており、霧による海難事故が多発していることから、霧の発生や予測に関しても、陸風の境界などを把握することが重要です。

参考文献

- 浅井富雄著：ローカル気象学、気象の教室2、東京大学出版会。
 寺田寅彦（1960）：海陸風と夕なぎ、「寺田寅彦全集 第3巻」岩波書店。
 中田隆一（1985）：海風循環発生時の一形態、天気、32、167-173。
 中田隆一（1983）：瀬戸内海西部に発生する陸風収束雲について、天気、30、476-482。
 川瀬宏明・木村富士夫（2004）：A113紀伊水道から伸びる筋状雲の発生メカニズム、日本気象学会大会講演予稿集、86、38。

コラム

夕風と食文化・雲の三差路

夕風と食文化：海陸風は夏の瀬戸内海に多く発現しますが、有名な瀬戸の夕風のように日が暮れると風がぴたりと止まり、耐え難い蒸し暑さをもたらします。そのような時には食欲も落ちますが、喉越しの良い食べ物として讃岐うどんや小豆島の素麺が食べられ、必然的に麺類を好む食文化が生まれました。麺類には醤油も必要なため小豆島を始め醤油産業が栄えました。さらに讃岐平野では良質の麦がとれ、海ではカタクチイワシ（ダシの原料のイリコ）が大量に漁獲できたことも麺類を好む食文化隆盛に寄与したと想われます。

雲の三差路：1982年に陸風収束雲を観測するため、自費でセスナ機をチャーターして広島空港から愛媛県の佐田岬沖に向かいました。予測した通り積雲列が目の前に現れた時の感動。雲列に達した時、思わず窓から手を差し出して雲に触れました。筆者が発見した雲に触れることが出来たのです。中国新聞社も1982年11月3日、セスナ機で観測して4日の1面トップ記事で、「珍しい気象現象解明」秋晴れの瀬戸内海に「雲の三差路」と報じました。

2. 瀬戸内海の局地強風

瀬戸内海は四方山に囲まれた盆地状地形、外部からの強風は山でブロックされ、一見穏やかに見えますが、意外に地形による局地強風の吹く所が数多くあり、「肱川あらし」のように、世界に類

例のないものもあります。これらの局地強風を図1-1-7、図1-1-8に示すように順次紹介します。



図1-1-7 瀬戸内海の局地強風(中田)



図1-1-8 瀬戸内海の局地強風発生地域(中田)

(1) 肱川 (ひじかわ) あらし

陸風収束雲発生時期と同じくして、愛媛県西部の大洲市長浜で秋から冬にかけての風物詩「肱川あらし」が写真1-1-3のように吹き荒れます。

「肱川あらし」の発生する所は、図1-1-9に示す瀬戸内海西部の伊予灘に面した肱川河口付近の狭い範囲です。

「肱川あらし」とは晴天の穏やかな日の夜間、肱川上流の大洲盆地で放射冷却により発生した霧を伴った冷気が川に沿って流れ始め、下流のV字状の峡谷で収束し、加速されて、河口から一挙に沖に向けて発散する強風の事です。「肱川あらし



図1-1-9 肱川あらし発生地域



写真1-1-3 肱川あらし航空写真(芥川善行氏撮影)



図1-1-10 観測場所付近の地形と1981年11月19日の気象状況 C,D点はアメダス観測点(中田)

し」の風速は、肱川河口の長浜大橋で普通10ms-1くらいですが、時には20ms-1に達することがあり、水滴をたっぷり含んだ冷たい強風が通学や出勤を急ぐ人たちに襲いかかり、肌突き刺すような痛みや、水滴で衣服がびしょり濡れることがあります。

図1-1-10は、1981年11月19日の「肱川あらし」の観測事例です。18日の夕刻から19日の早朝にかけて大洲盆地から肱川に沿う各地点の気象状況と肱川河口から海上に広がる霧を、航空写真を基に示したものです。19日の朝、西日本は移動性高気圧に覆われて、快晴となりました。このため大洲では18日の夕刻から翌朝にかけて夜間の放射冷却で気温が4℃下がり、肱川の水温も1℃下がって水温と気温の差が9℃以上になりました。(06時頃の水温12.6℃、気温3.2℃)。放射冷却による盆地の霧は、午前1時30分ごろ発生し、早朝の肱川からは別の蒸気霧が風呂の湯気のように盛んに立ち上がっていました。

大洲盆地の放射霧の高さは、盆地内319mの富士山(とみす山)の山頂より高く、航空写真によると350mくらいでした。盆地内の霧を伴う風は弱く、川下にゆっくり流れますが、峡谷付近に達すると収束して加速し、河口の長浜大橋では11ms-1となり、伊予灘に扇状に発散します。流下してきた放射霧は河口付近で消えます。河口から海上に扇状に広がる霧は強風と冷気により暖かい水面から発生した蒸気霧です。

海上に見事な蒸気霧の扇形を発生させるためには、満潮に伴って暖かい海水が河口から遡上して肱川の水温を高めることが必要です。潮が満ちると川面や海面から盛んに蒸気霧が発生して、海に広がるためです。蒸気霧の発生が少ないと、盆地で発生した放射霧は河口付近でほとんど消えるため、海上に霧が整列して広がるという見応えのある肱川あらしにはなりません。放射霧が河口で消える理由は、兩岸の山に挟まれ高度を保っていた霧が、河口で崩れて下降気流になるため断熱昇温することや、霧粒が海上の暖かい空気に触れ、蒸発するためです。

(ア) 気象学の縮小版「肱川あらし」

「肱川あらし」がもたらす気象と海象を列挙すると次のようになります。

- ①盆地にはそのスケール(受け皿)にあった形で放射霧が溜まります。大洲盆地では霧頂(冷気湖の高さ)は300~350m程度です。
- ②盆地や峡谷の放射霧(濃霧)は地上より、30mくらい上空に浮いていることが多く、道路は視程300~500mで自動車は通行可能です。
- ③川面から蒸気霧が発生し、上面を流れる放射霧と二段構造となっています。水温と気温の差が8℃以上で、差が大きいほど蒸気霧が多量に発生します。
- ④霧(冷気)は、重力流となり低地に流出します。盆地内では速度が遅く、峡谷で収束して加速し、相対的に暖かい海上へ発散します。
- ⑤風速は海上気温と盆地の気温差(気圧差)に比例して強まります。
- ⑥峡谷の一部では気流が落下してハイドロリックジャンプが見られます。
- ⑦河口付近では下降流で霧頂が低下し、高度が150mくらいに半減します。同時に放射霧は断熱昇温して滝雲のように消えます。
- ⑧河口で放射霧が消えた後、冷気が相対的に暖かい海面を吹走し、蒸気霧を扇状に発生させます。海面の波紋(風浪)も扇状に広がります。
- ⑨海上の蒸気霧は筋状になり、冬季日本海の筋状雲発生に相似しています。
- ⑩「肱川あらし」の沖合には陸風収束雲が伴っています(同時現象)。

以上、「肱川あらし」は、種々の現象が内蔵されていて、気象学の多くの示唆に富んでおり、気象学諸過程の縮小版ともいえます。

余談ですが、大洲盆地に放射霧(冷気)が溢れるほど溜まると、図1-1-10に示した肱川下流で合流する大和川を霧が遡り、200mの峠を越えて須沢に落下(滝雲)します。放射霧は消えますが、落下した冷気(ボラ)が小あらしとなり、海面を吹走して扇状に蒸気霧を発生させます。

一方、大洲盆地の西側に溢れた放射霧（冷気）は300mの「夜昼峠」を越えて宇和海側の八幡浜市に落下します（図1-1-9参照）。ここでも滝雲となり、放射霧が消えて冷気流だけが市内を吹きぬけます。面白いことに「夜昼峠」の呼び名の由来は、大洲盆地の霧が峠に寄る。霧が滝雲となって干（ひる）、消える様子から付けたとの説があります。

「肱川あらし」は世界に類例のない素晴らしい現象です。愛媛県のローカルに留まらず、最近では全国的に放送され、海外にも紹介されるようになりました。ぜひ見に行ってください。

参考文献

- 浅井富雄著：ローカル気象学、気象の教室2、東京大学出版会。
 寺田寅彦（1960）：海陸風と夕なぎ。「寺田寅彦全集 第3巻」岩波書店。
 中田隆一（1985）：海風循環発生時の一形態。天気，32，167-173。
 中田隆一（1983）：瀬戸内海西部に発生する陸風収束雲について。天気，30，476-482。
 川瀬宏明・木村富士夫（2004）：A113紀伊水道から伸びる筋状雲の発生メカニズム。日本気象学会大会講演予稿集，86，38。

(2) やまじ風

「やまじ風」は、瀬戸内海に面した愛媛県中央市の伊予三島付近に吹く山越えの強い「おろし風」で突風を伴い、走行中のトラックを横転させ、電柱や鉄塔などもなぎ倒す恐ろしい風です（図1-1-11）。

1945年（昭和20年）9月17日の枕崎台風通過時、「やまじ風」の暴風で1.7トンもあるコンクリート作りの防空壕の蓋が吹き上げられ、5間（9m）ほど隔たった牛小屋の屋根の上にそのまま落下したとの報告があります（旧豊岡村長談）。

「やまじ風」は、発達した低気圧や台風が黄海から朝鮮半島付近、日本海を東に進む時に発生します。「やまじ風」は、海上数キロメートルにおよび、沖では反時計回りの風が吹き、漁師は「どまい」と呼んでいます。猛烈に発達した低気圧の事例として、1993年6月2日の「やまじ風」があります。

図1-1-12は、「やまじ風」最強時の地上天気図

です。猛烈に発達した低気圧が朝鮮半島の西海岸にあって閉塞前線が南に延び、四国地方は閉塞前線の前面で等圧線が密集しています。この日の突風で飛ばされたコンクリートパネルが人に当たり1名死亡、11トントラックが突風で接触事故を起こし、4トントラックが転落、電柱10本が根本から折損と言った被害がありました。ちなみに折れた電柱は40ms-lに耐えられる設計になっていました。

この低気圧による「やまじ風」の開始時は、低気圧が中国上海の北東海上に出た付近から始まり、低気圧が発達しながら黄海を北東に進み朝鮮半島の中ほどに達した時に終了しています。丁度この時、閉塞前線が伊予三島を通過し、北寄りの風に変わったためです。



図1-1-11 やまじ風発生地域

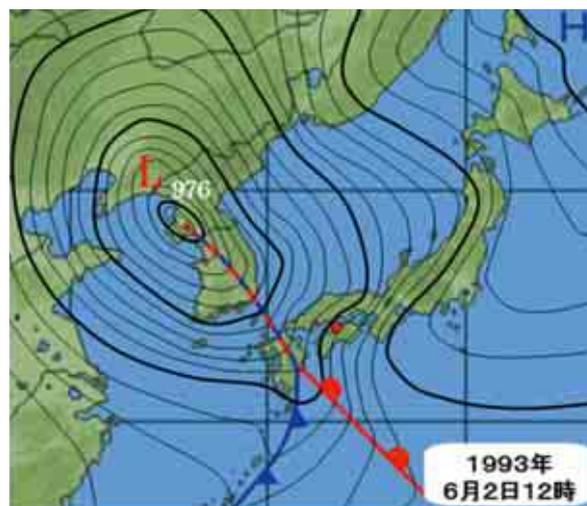


図1-1-12 やまじ風 最強時の天気図
●地点は四国の伊予三島(中田)

風は悪さをするだけでなく、時には気紛れに罪滅ぼしをします。この日の突風で2トントラックが横転し、運転手が近くの安全な所へ避難して車を見張っていると、逆風が吹き、車が起き上がったので、これ幸いと車に乗り急いで現場を離れたとのことでした。

台風や低気圧に向かう南風は四国山地を越え、法皇山脈の北の中央構造線の崖や谷筋に沿って落下するように吹き、麓に突風をもたらします(図1-1-13)。

顕著な「やまじ風」が吹いた時の現地の気圧を見ると、竜巻通過時のような急激な気圧降下が見られます(図1-1-14)。

図1-1-15は、山脈の頂上付近にできるロール状の桁雲が、鞍部で途切れ、鉛直渦となって落下し、麓に旋回性の突風をもたらす模式図です。急激な気圧降下はこのようなメカニズムにより発生する

のではないのでしょうか。強風の前触れで山鳴りもしますが、ロール状の桁雲の伸縮が空気を膨張・圧縮し、振動するためかも知れません。今後は鉛直渦や山鳴りの検証が必要です。

写真1-1-4は、「やまじ風」の被害を防ぐため、民家の屋根に重石を載せたものです。

屋根に漁網をかぶせたものもありました。如何に「やまじ風」の暴風が強烈なものであるか、この写真からも伺えます。近年、暴風地域では、屋根の重石に変わり、コンクリート家屋の比率が高くなっています。

現地では、「やまじ風」の前兆現象である「桁雲」・「誘い風」・「山鳴り」を捉えて「やまじ風」を予測しているとのことでした。

このほか、愛媛県には、「石鎚おろし」南予の一本松盆地では「篠山おろし」の局地風があります。



図1-1-13 やまじ風 山越え気流(中田)

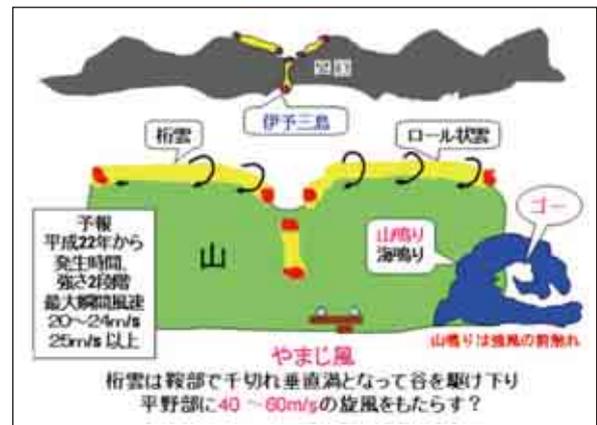


図1-1-15 やまじ風概念モデル(中田)



図1-1-14 顕著なやまじ風 発生時の気圧変化



写真1-1-4 古民家の防風屋根(石の数225個:180貫)

参考文献

- 大阪管区気象台 (1958) : 「やまじ風総合調査報告」.
白鳥 勇 (2000) : やまじ風の発生頻度について, 香川大学教育学部平成11年度卒業論文, 49pp.
高見佳浩 (1991) : 「やまじ風」の調査-やまじ風の発生頻度について-, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 58, 18-21.
中田隆一 (2001) : 1993年6月2日の「やまじ風」. 天気予報のための局地気象の見方, 東京堂出版. p29-33.

(3) 宮島弥山おろし

広島県西部の瀬戸内海に位置する宮島は、台風の通過コースによっては厳島神社に甚大な被害をもたらすことがあります。

2004年9月7日、台風18号は世界遺産である厳島神社に暴風による甚大な被害をもたらしました。

図1-1-16は、台風18号の経路図と7日09時の天気図です。台風18号は、九州北部から山口県西部をかすめ、加速しながら山陰沖を北東に進みました。当日広島地方気象台では最大風速33.3ms-1、最大瞬間風速60.2ms-1の南暴風を観測しました(歴代1位更新)。

写真1-1-5は、暴風で左楽坊や回廊が破壊された厳島神社を海側から見たものと、神社裏山の大きな木の被害の様子です。

厳島神社は、島の北側の海岸に鎮座しています。台風の南風の背後の山が遮蔽するはずですが、なぜこのような被害が発生したのでしょうか。

図1-1-17は、暴風により大木が倒れた状況を示しています。谷筋の大木はほとんど北向きの下流方向へ倒れており、海岸付近では東西に広がるように倒れていました。

台風が広島県の西や、山陰沿岸を通過する場合、台風の南寄りの風が、豊後水道の地形で収束されて、広島県西部に強力に吹きつけます。

この南寄りの暴風が宮島の地形に対して風向が真南になった時に、山越え気流が神社まで落下して被害を与えます。島の南側では海面付近の重たい空気が南風で斜面上を強制的に押し上げられ、島の二つのピーク、弥山と駒が林の鞍部で束ねられ、山を越え、谷筋を一気に落下します。途中、谷筋で大木をなぎ倒し、厳島神社を破壊し、海面

で跳ねあがるように吹き荒れます(ハイドロリックジャンプ、図1-1-18)。

谷筋にある大聖院の坊さまの目撃談によると、庭で作業中に突然、上流から何か塊状の風(玉のような風)がバシヤンと大きな音を立てて、落下してきたので屋内に飛び込み難を逃れました。後



図1-1-16 台風18号の経路図と7日09時の天気図



写真1-1-5 台風18号の宮島被害状況



図1-1-17 宮島の見取り図と樹木の倒折状況(中田)

述する山越え気流の「広戸風」の場合でも、山から落下してくる突風が塊状に見えることがあり、「玉風」と呼んでいます。「玉風」が目撃されるのは、突風の先端部で木の枝葉などが引き千切られ、雨の飛沫と共に突風の回転渦に取り込まれ落下してくるためと想われます。

図1-1-19は、宮島の地形図です。宮島の南側では気流が島にぶつかるため、空気が圧縮されて高圧部に、北側は低圧部になります。また、島の側面を吹く気流で、低圧部の神社付近に向かう渦が発生するため、山越え落下風を、より強力なものにすることが考えられます。

1991年（平成3年）9月27日の台風19号の時も、この台風18号とほぼ同じコースを通過したため、山越え落下風（宮島須山おろし）が吹き、神社などに甚大な被害をもたらし、塩風害で大規模な停電も発生しました。

参考文献

丸山 敬・河井宏充・益田健吾・田村幸雄・松井正宏(2005)：
台風0418号による巖島神社周辺の強風被害について、
京都大学防災研究所年報, 48, B.



図1-1-18 山越え気流(ハイドロリックジャンプ)(中田)



図1-1-19 宮島の地形図と台風の気流(中田)

コラム

落下暴風と神社の防災対策

巖島神社は伊勢神宮や出雲大社などに比べ、社殿の高さが低い構造となっていますが、平安時代から地形の影響で幾度かの「宮島弥山おろし」の被害を受けていたため、経験則から社殿を低くしたと想われます。山から海面に落下した気流は空気を圧縮し、海面で跳ね上がると膨張します。この空気振動が神社付近の海面の波をより高める効果があります。神社の回廊は海の上であり波の影響を受けます。波の効果を軽減するため、回廊の板張りにはスノコ状の隙間を設けています。下から突き上げる波は板の隙間から上に抜け、波のエネルギーを分散軽減するのです。先人の知恵はすばらしいですね。

台風18号による被害の直後に筆者が現地調査を行い、その結果（山越え落下暴風）をNHKが全国放送をしました。これまで宮島弥山からの落下暴風に名前がありませんでしたが、筆者が2004年台風18号の被害調査から「宮島弥山おろし」と命名しました。

(4) 広戸風

「広戸風」は、岡山県北東部の那岐山(1,240m)の南麓、奈義町、勝北町一帯に吹く猛烈な北寄り

のおろし風で、狭い範囲に大きな被害をもたらします(図1-1-20)。観測データの豊富な内陸の現象ですが、瀬戸内海沿岸から観測の少ない瀬戸

内海でも似た現象が起きていると考えられます。

「広戸風」は、主として四国の室戸岬から近畿、東海地方を通る台風や発達した低気圧に向かって吹く北よりの風が、那岐山系を越えるときに発生します（図1-1-21）。8～10月に最も多く、稲が実るころ吹くので被害が大きくなります。

ドーンという音と共に山から強風が吹き降り、鉄砲水が通った痕跡のような道を作り吹き荒れます。風の息が荒く、最大瞬間風速は40ms-1を越えることがあり、2004年の台風23号では54ms-1、ほかに60ms-1の記録もあります。

台風による北寄りの風が、日本海から那岐山北斜面の千代川（鳥取県）を遡り、山頂付近から那岐山南麓の崖や急峻な谷筋に落下して、山麓の平野部を吹き抜けます。

1974年（昭和49年）9月10日、高知県に上陸した台風23号による「広戸風」は、長さ数百メートルの4本の風の道ができ、1本は12kmに達しました。風の道には、巨大なブルドーザーが通った跡のように樹木や竹やぶが押し倒され7軒の納屋が倒壊し、稲は引き千切られました。

ここで4本の風の道が出来た原因を類推すると、東西に連なる那岐山系の南面に流下する複数の谷筋が関与していたと想われます。頂上付近の鞍部を越えた気流は谷筋に収束して落下するためです（図1-1-20、写真1-1-6参照）。

「広戸風」は、昔の現地村落によって、呼び方が異なり、「那岐おろし」、「横仙風（よこぜかぜ）」、

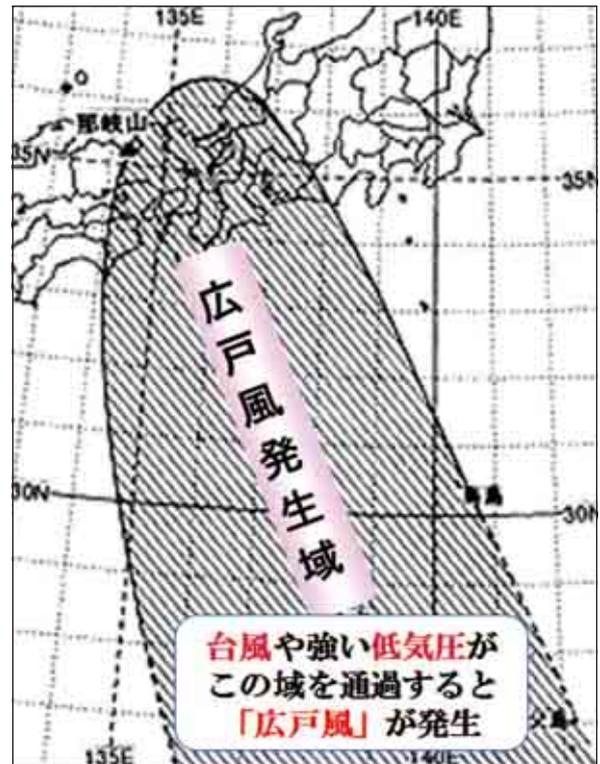


図1-1-21 台風や発達した低気圧の通過エリアと「広戸風」



写真1-1-6 那岐山にかかった雲(風枕) (津山市公式サイト)



図1-1-20 「広戸風」地域の地形図



図1-1-22 2004年台風23号で発生した「広戸風」

「まつぼり風（他人の知らぬ風）」、広戸村では「広戸風」、あるいは「ほところ風（他人の知らぬ風）」と呼んでいます。広戸村の北東約3kmの所に「風の宮」と言う風穴があって、古くはここから風が吹き出すと信じられ、風を弱めてもらうため「風の宮」が祀られています。

ア、広戸風に関する言い伝え

- ① 広戸風は、小雨を伴う
- ② 雨多いときは風弱く、雨少ないと強風。
- ③ 広戸風は夜に多く、夜中強い。
- ④ 夕方から吹く風が強く、昼から吹きだす風は弱い。
- ⑤ 山鳴りして1時間、地域によっては3～4時間後に吹きだす。
- ⑥ 風枕が渦運動をはじめ、ドードーと鳴りだし、それにつれて吹く。
- ⑦ 風枕は、乳白色の雲で、山頂の8～6合目くらいまで垂下する。
- ⑧ 風枕が動かないと山鳴りは始まらない。
- ⑨ 広戸風は北～北北東のときが最強。

イ、広戸風の機構

- ① 発生には、大気の下層が安定で、地面付近の下層に比べて山頂付近上層の風速が著しく強いこと、北よりの風であること。
- ② 広戸風が夜間に現れ易いのは、日没と同時に大気下層の安定度が増すため。
- ③ 風下の地面に落下して跳ね上がるような気流（ハイドロリックジャンプ）。
- ④ V字峡谷や崖、風下は平野で開けている（気流の収束・発散）。

写真1-1-6は、那岐山にかかった「風枕」と呼ばれる「広戸風」が発生するときの雲です。この「風枕」が激しく回転運動を始め、山鳴りがした後に強風や暴風が山麓に落下してきます。

図1-1-22は、2004年台風23号による「広戸風」の観測事例です。10月20日15時、アメダス奈義では他の観測点に比べ突出した北風28ms⁻¹の局地強風が吹いています。

参考文献

- 岡山地方気象台（1967）：広戸風の研究報告（昭和42年度実施の分）。13PP
 大阪管区気象台（1956）：広戸風 総合調査報告, 1-58.
 佐橋 謙（1988）：広戸風（岡山県の局地強風）に伴うロール雲. 天気, 35, 497-499.

(5) 六甲おろし

「六甲おろし」は、神戸市の北側の東西に伸びる六甲山から山麓の神戸市付近に吹き下りる、山越え気流のおろし風です。強い北よりの風が六甲山に吹き付けると発生します。

図1-1-23は、1965年の台風24号の北風と、六甲おろしによる大阪湾付近の風の分布です。大阪湾に停泊している船舶の観測から、50ms⁻¹の暴風が海上でも観測されています。

台風24号は和歌山県の潮岬から、紀伊半島の東岸に沿って東海地方に進みました。このため六甲山には北よりの風が吹き、地形の影響でおろし風が発生したのです。

1982年9月12日の台風18号では、紀伊半島のはるか南から台風が北上して静岡県に上陸。この台風で神戸では最大瞬間風速N36.1ms⁻¹の六甲おろしが吹き荒れました。釣り船が転覆して死者が出、市内の街路樹が50本倒れ、看板が吹き飛ばされて人に当たるなど多数の負傷者が出ました。

六甲おろしは、西高東低の強い冬型の気圧配置でも吹きます。この場合は、前者ほど風速は強くありません。また、北風の風下になる六甲山南麓では気圧が下がるため、明石海峡で収束した西よりの強風が山麓の南面に引き寄せられるように吹



図1-1-23 台風と六甲おろしの風速分布



図1-1-24 六甲山付近の地形とアメダス風の実況図

きます。このため神戸市内の風がおろし風と相まって強まることになります。

次に、六甲おろしとは異なりますが、大阪方向からのやや強い東風が六甲山の南面に吹き付けた場合にも山麓に風が収束して神戸市街や神戸空港などでは強風になります（図1-1-24）。

参考文献

海洋気象学会（1967）：六甲おろし。瀬戸内海の気象と海象，13，136-138。

(6) 女木島オトシ

香川県高松市の高松港沖に、写真1-1-7に示す鬼が島伝説で有名な女木島があります。この島の東浦集落では「オトシ」という局地強風が吹きます。

気圧配置が西高東低の強い冬型になると、瀬戸内海では、海が東西に開けているため西寄りの風が卓越します。強い西風が女木島に当たると「オトシ」が吹きます。

「オトシ」は、東浦では南西強風となり、波しぶきを伴い集落に吹きつけます。調査によると最大風速は20ms-1を越え、最大瞬間風速は35ms-1を越える時もあります。風向の変動幅は小さくて、風速の突風率が大きく、フェリーも接岸できないことがあります。

写真1-1-8は、東浦にある頑丈な石垣囲い（オーテ）です。海岸沿いの家では南西強風で波しぶきが家を襲います。さらに霧状になった海水が家



写真1-1-7 高松港沖の女木島



写真1-1-8 女木島の石垣囲い(オーテ)



図1-1-25 東浦の石垣囲い(オーテ)配置図 家は東向き

の中まで入るため、民家は東向きに建てて、屋根の妻に面した南側に屋根の高さほどの石垣囲いを築いています。

図1-1-25は、南側の海岸付近を中心に集落を取り囲むように作られたオーテです。このオーテの形体から見て、冬季はオトシの風が如何に集落を苦しめているか伺えます。オトシの継続時間は短い時で数時間、冬型の気圧配置が持続すると4日間程度吹くことがあります。オトシのメカニズム

を考えてみます。

図1-1-26は、冬季、卓越した西風が女木島の西側に吹きつけた時、東浦で南西強風が吹くメカニズムを示した気流モデルです。島の西側では、島が気流をブロックするため気圧が上昇し高圧部になります。島の西斜面では、海面付近の重たい空気（通常、空気は成層状態のため、重い空気は下になる）が強制上昇させられ山越えし、重力流で島の東側に落下します。

一方、東側は西風に対して島影になるため、気圧が下り低圧部になります。気圧低下に伴い山越え気流の落下風はより強力になると考えられます。さらに西風は島の南端を迂回する時、コーナー風で強まると共に、島の東側の低圧部に向かう南西気流も発生します。山からの落下風も加わり南西気流と一体化して東浦に飛沫を伴う強風や暴風が吹きつけるのではないのでしょうか。



図1-1-26 西風が山越えや迂回し「オトシ」を発生させる模式図(中田)

参考文献

吉田真純・森征洋：女木島における局地強風「オトシ」の数値シミュレーション. P159
Meteorological Society of Japan. 313.
渡邊匡央・森 征洋（2004）：女木島における局地的強風「オトシ」について. Mem. Fac. Educ., Kagawa Univ. II, 54, 75-101

コラム

鬼とオトシ、屋島にもオトシ？

女木島は別名「鬼が島」とも呼ばれ、島の中央、鷲ヶ峰の中腹に広さ4,000平方メートル、奥行き450メートルの大洞窟があり、鬼や海賊の住家だとも言われています。昔はオトシの暴風を鬼の仕業と想っていたのではないのでしょうか？ この暴風は島に人や船を寄せ付けないほどの効果があると想われます。石垣囲いオーテについて、広島市内のお年寄りに聞くと広島でもオーテと呼んでいたことが分かりました。オーテとは、各地にある大手町から見て、城の正門の石垣囲いが大手（オーテ）を左右に広げて防衛している形から呼ばれたと考えられます。

女木島のオトシとは別に高松港の東に源平合戦で有名な屋島があります。ここでも強い冬型の気圧配置のとき、西寄りの強風が屋島に当たると、屋島の北側を迂回した気流や山越え気流が関与して、屋島の東海岸にしぶき（飛沫）を伴う北よりの強風が吹きます。

(7) わたくし風

「わたくし風」は愛媛県宇和島市に吹く、山越え気流の落下風です。落下風の最大瞬間風速は35ms-1前後に達する場合があります、台風とともに恐れられています。地元では「麦の収穫ころに多い」と言われており、春先から初夏にかけて多発し、特に3～4月は被害の出ることもあります。

図1-1-27は、「わたくし風」の概念モデルです。

東よりの風が宇和島市背後の鬼ガ城山系を山越えして笠雲を作り、一気に落下して市内に強風をもたらします。少し雨もパラツキます。

愛媛県西部の海岸地域は出入の多いリアス式海岸で、その一つの宇和島市は谷底平野のため、背後の急峻な鬼ガ城山系からは、落下風の発生しやすい地形となっています。

図1-1-28は、「わたくし風」が発生しやすい天



図1-1-27 愛媛県宇和島市の「わたくし風」概念モデル

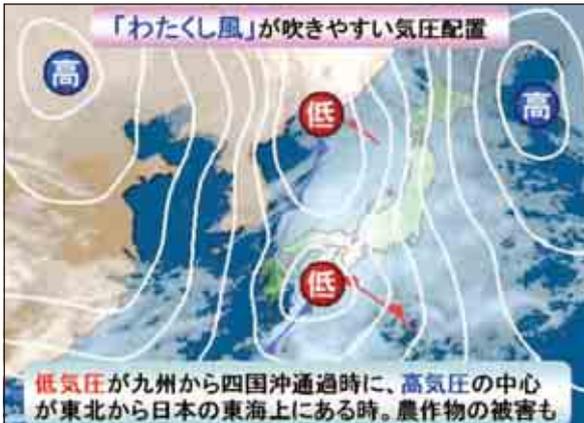


図1-1-28 「わたくし風」が吹きやすい気圧配置

気図です。発達中の低気圧が九州南岸から四国沖に接近すると、低気圧の南東風が、四万十川沿いに遡上して収束し、鬼ガ城山系を山越えするためです。

(8) ホッチョ風 (包丁風)

冬季、北西の季節風が伊予灘に吹きつけると愛媛県伊予市双海町の翠(みどり)小学校付近で、包丁で身を切られるような冷たくて強い風が吹きます。地元ではこの局地強風を「ホッチョ風」と呼んでいます。

図1-1-29は、「ホッチョ風」が吹く瀬戸内海の伊予灘に面した愛媛県伊予市双海町の海岸から翠小学校付近の地図です。海岸から翠小学校にかけては峡谷となっています。海から小学校(写真1-1-9)までは、車で3分ほどの距離です。

峡谷の様子を図1-1-30のグーグル地形図で見ると、翠小学校付近で強風になるメカニズムが、より理解しやすくなります。海からの冬季季節風が、



図1-1-29 「ホッチョ風」が吹く地域



写真1-1-9 伊予市立 翠(みどり)小学校



図1-1-30 地形図と風の流れ矢印

地形収束して、峡谷を吹きぬけます。これに急峻な山の両斜面の風が流速の速い下層に引きずられるように下降して、より流速を強化し、翠小学校東側の地形的に広がった所に発散するためと考えられます。流速が速くなると圧力が下がるため、流れの中心に気流が集まります。

夕日が立ち止まる町

北西季節風が吹きつける双海町は、夕日が美しく、「沈む夕日が立ち止まる町」としても有名です。また、翠小学校は愛媛県で最も古い木造校舎で建築学会やマスコミからも脚光を浴びたため「赤い屋根のかわいい小学校」として見学者も多いとのこと。ロマンを求めて、美しい夕日の立ち止まる姿を確かめ、風の通り道や、古い木造校舎を訪ねてみてはいかがでしょうか。ここから少し足を延ばせば、「肱川あらし」が吹く長浜で、冬は沖で獲れたトラフグなどが比較的安価に食べられる穴場です。

瀬戸内海の局地強風について述べましたが、ほとんどの場合、山からの「おろし風」が原因となっています。常識的に考えれば、風は山の両側の峠や谷の部分から強く吹き、山の風下では弱くなって良さそうなものです。その風が弱そうに思える部分、例えば宮島の厳島神社のごく狭い部分に「おろし風」が強く吹くのです。

「おろし風」を起こす山の特徴をまとめますと次のようになります（図1-1-31）。

- ア、山の高さ：1,000～1,500m
- イ、風上側：斜面が比較的緩やか、山に直角に風が吹く
- ウ、風下側：斜面が急である。平野部・海などがある
- エ、大気：大気の成層が安定で上層が強風である安定層（逆転層）が山の少し上の時が最強

この他、瀬戸内海の水先案内（第6部）に風の呼び名「そばえ」、「まぜ」の記述があります。「そばえ」は、安芸灘などで呼ばれている突風ですが、「そばえ」とは、目まぐるしく変わりやすい天気「狐の嫁入り」などとも呼ばれます。その中で注意・警戒が必要なものとして、上空5,000m（500hPa）付近に強い寒気が入り、地上付近の気

温との差が40℃を超えると、大気の状態が非常に不安定になります。その結果、対流が盛んになり積乱雲が急発達して、突風（ダウンバースト、竜巻等）や短時間豪雨をもたらす、海難事故等が発生させます。一般には、瞬発性気象災害として恐れられています。

次に、「まぜ」ですが、まじ（真風）とも呼ばれ、通常は主に瀬戸内海から伊豆地方などにかけて、春から夏に吹く、弱い南寄りの風のことで、しかし、発達した低気圧や台風が日本海を進むと南に開けた紀伊水道や豊後水道では南風が地形収束して風下地域に強風をもたらします。特に、淡路島沿岸から明石にかけての「まぜ」は地元の人たちに恐れられる程の強風になることがあります。

2012年4月3日、日本海を急発達しながら北東に進んだ低気圧（21時964hPa）の影響で、紀伊水道北端の友ヶ島で最大瞬間風速 SSE 41.9ms⁻¹、兵庫県の明石で最大瞬間風速 SSE 33.0ms⁻¹の「まぜ」が吹いています。

参考文献

松山地方気象台（1990）：わたくし風、愛媛の気象百年、58-59。
海洋気象学会（1967）：内海の局地風と突風、瀬戸内海の気象と海象vol.13, No.1・2合併号

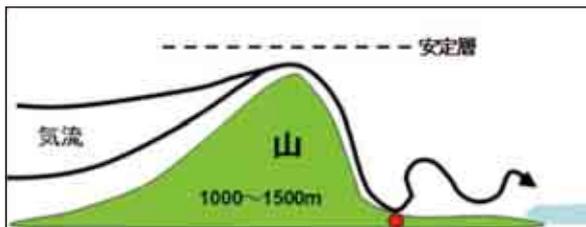


図1-1-31 「おろし風」の模式図 ●最風地点

3. 空港の特異な風

瀬戸内海沿岸部には、いくつかの空港があり、風向によっては地形の影響を受けて局地的に特異な風の吹く所があります。特異な風は、ウインドシャー（乱気流）をもたらす航空機の離着陸に関して、着陸をやり直すなどの影響を与えることが

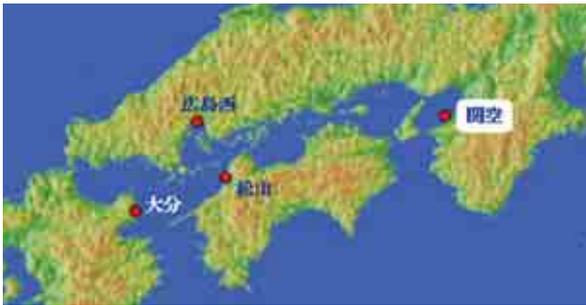


図1-1-32 瀬戸内の4空港(飛行場)と特異な風

あり、注意が必要です。

図1-1-32は、ここで紹介する特異な風の吹く空港の配置図です。松山空港から順次紹介します。

(1) 松山空港の風

図1-1-33は、松山空港の位置と周辺の地形です。空港の東側には1,000m級の高縄山があり、山は円錐形でスリ鉢を伏せたような形で高縄半島を形



図1-1-33 松山空港と周辺地形図

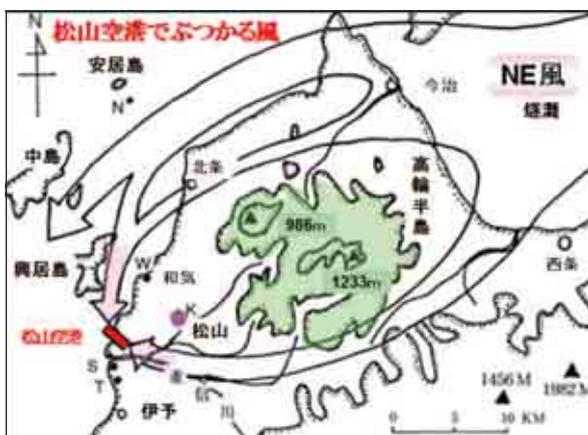


図1-1-34 高輪半島を迂回して松山空港でぶつかる風(中田)

成しています。

高縄半島の南側は東から中央構造線の断層が延びてきており、東西方向の風の通り道となっています。

図1-1-34は、高縄半島を南北に迂回した気流が風下の松山空港付近でぶつかり合う様子を示しています。四国沖を低気圧や台風が通過する時、瀬戸内海は東よりの風が吹きます。この風が高縄半島に当たると、2方向に分流しますが、両迂回気流の勢力差で空港付近のぶつかり地点が変動します。着陸機が着陸やり直し(復行)した時、滑走路に沿って風を観測したところ、両方向から吹く風のぶつかり地点が移動、あるいは滑走路付近で渦巻くことが確かめられました。

航空機は離着陸時、安全のため向かい風を受け揚力を高めます。着陸時は失速寸前の状態で滑走路に進入しますが、突然、向かい風が追い風に変化すると揚力を失い航空機が危険な状態になります。咄嗟にエンジン出力をパワーアップして事なきを得ますが、結局着陸のやり直しを余儀なくされることになります。滑走路付近でぶつかり合う気流(ウインドシャー)の継続時間は、1~2時間が多く、気圧配置によっては10時間くらい続くこともあります。空港の特異な風をもたらす主な原因は高縄半島ですが、空港直近の小高い山や丘の影響も乱気流の原因となっています。

(2) 大分空港の風

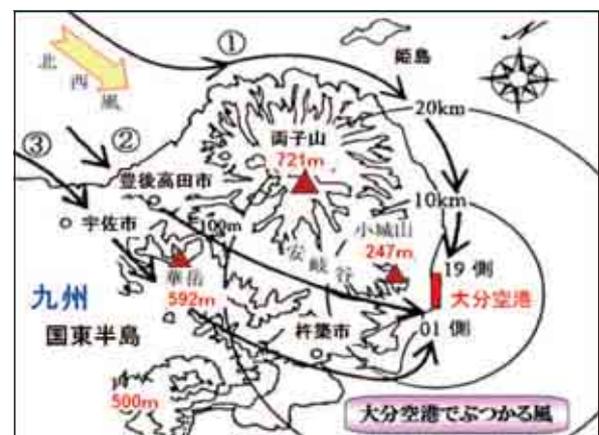


図1-1-35 大分空港でぶつかる風(ウインドシャー)

図1-1-35、大分県国東半島の南東に位置する大分空港と、冬季北西季節風時の気流分布を示しています。国東半島も前述した愛媛県の高縄半島同様に両子山が円錐形の「すり鉢」を伏せた形のため、気流が分流して風下でぶつかりやすくなっています。このため、空港付近が乱流域になりやすいのです。北西側では山が北西風をブロックするため気圧が上昇します。風下の空港側では逆に気圧が低下するため、迂回した気流は空港方向に流れます。このため風がぶつかる場合や、渦ができるなどの乱流域が発生しやすくなります。

(3) 関西国際空港の風

図1-1-36は、関西国際空港付近でぶつかる気流をアメダスの風資料で示したものです。紀伊半島規模の迂回気流ですが、気圧配置により一般風が



図1-1-36 南東風時関西国際空港付近でぶつかる気流(アメダス)

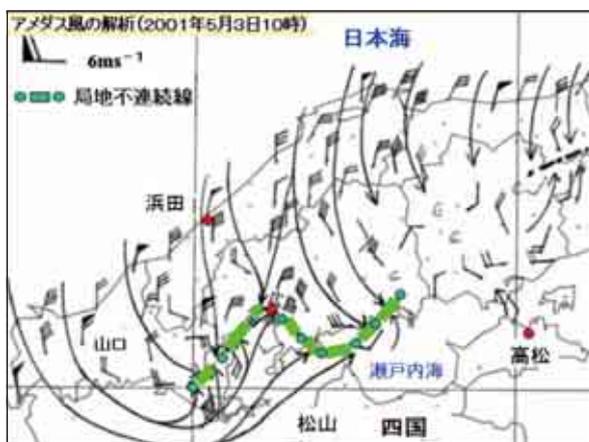


図1-1-37 アメダスや空港の風と局地不連続線

南東の場合、南東風は伊勢湾を北上迂回して大阪湾に流れ込みます。一方、紀伊水道を北上した気流は、南東風に対して半島の風下で低圧部になる大阪湾に向かいます。その結果、空港周辺で風がぶつかるなど、乱流域が形成されます。乱流域が滑走路上に形成されると、離着陸機に影響を及ぼすことになります。

(4) 広島西飛行場の風

広島湾に面した広島西飛行場で小型ジェット機が着陸時に低層ウインドシャワーに遭遇した事例について紹介します。

一般風が北東風の場合、日本海の北東風が中国山地を越え瀬戸内側に吹き降ります。気流はフェーン気味となるため、瀬戸内沿岸陸上部では気温が上昇します(図略)。

図1-1-37は、アメダスや空港の風を解析したものです。広島市付近では沿岸陸上部の高温域に向かう海風が発生して、山地からの北東風とぶつかる形になり、局地不連続線ができます。北東風の風下になる広島市付近は気圧が低下します(風上の山陰側で気圧上昇)。山口県は山地が低いため北東風は迂回して瀬戸内海の低圧部の方に変流する気流も発生します。

図1-1-38は、広島西飛行場に着陸する小型ジェット機(以下機)の飛行経路と気象状態を示したものです。機は向かい風(北風)の中、広島湾上空を北上して飛行場の東側の場周コース(滑走路と平行な飛行コースで航空機の交通整理などに利用される)に入り、高度1,500ftでタービュレンスに遭遇しました。高度を下げ左旋回中も山からのおろし風が加わったタービュレンスに遭い、滑走路に直進する状態になると強い追い風を受けました。機は着陸寸前の減速時に対地速度の増加を受けると同時に、強い追い風のため、揚力が減少する状況となりました。機が滑走路北端1~1.5kmに達した時、局地不連続線に突入し、プラス20ktの強いウインドシャワーに遭遇しました。その後、1,800m滑走路に着陸しましたが、通常の着陸地点よりかなり中央寄りに着陸しました。シビアー

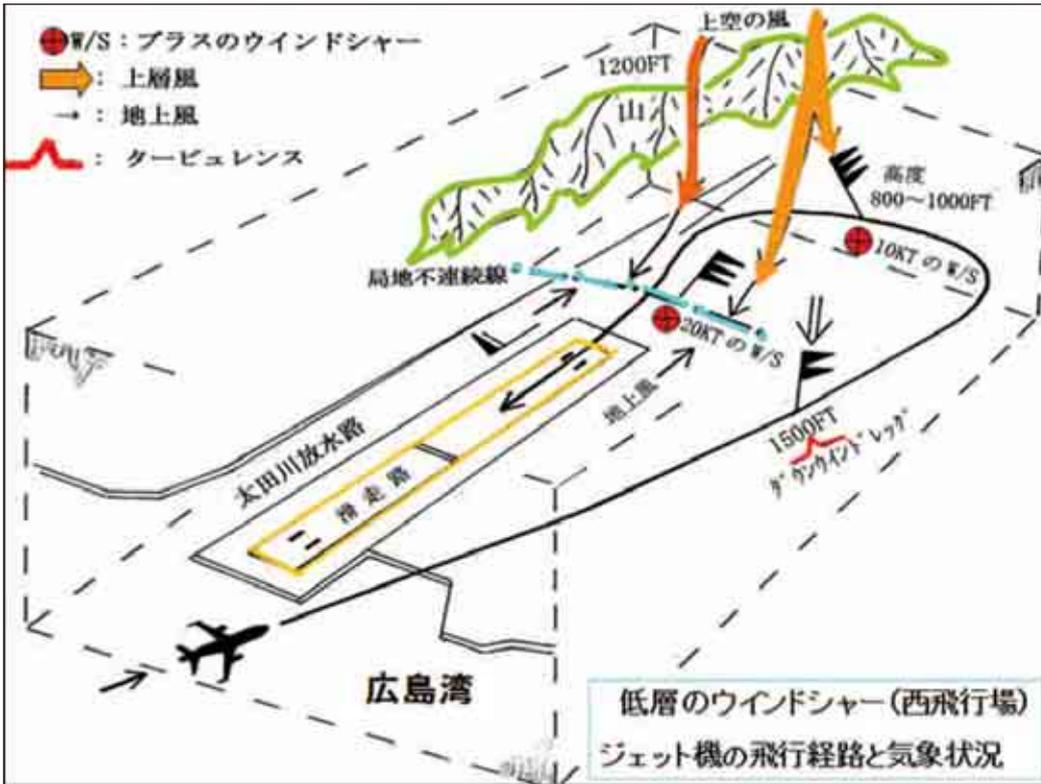


図1-1-38 小型ジェット機の飛行経路と気象状況(中田)

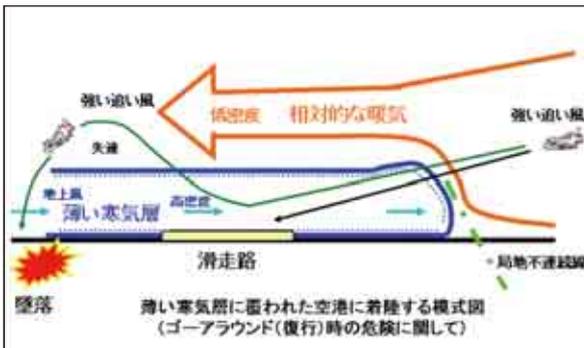


図1-1-39 薄い寒気層に覆われた空港に着陸する模式図(中田)

な気象状況でしたが機長の適切な判断で機は無事着陸できました。

図1-1-39は、空港付近に薄い寒気層があり、その上に暖気移流がある場合を示し、着陸機が強い追い風を受けながら着陸態勢に入っている模式図です。着陸機が強い追い風により加速されて、揚力を失いながら空港の薄い寒気層に突入していますが、着陸寸前の航空機（以下機）はパワーを絞り、機速を落とすため、揚力が減少して、ほとんど失速に近い状況になります（着陸機は滑走路末端50ft以上の高さを失速速度の1.3倍で通過しなけ

ればならない）。このような中、追い風で機が流されると（大型機ほど慣性力が大きいので遠くへ流されやすい）通常の着陸地点に着陸できなくなり、機長はパワーアップして着陸復行（ゴーアラウンド）を行います。しかし、この時が機にとって最も危険な状態になります。機が薄い寒気層に入ると弱い向かい風と空気密度の上昇で揚力は増加しますが、復行のためパワーアップで上昇し、薄い寒気層を抜け出すと、急に強い追い風と低密度空気層に突入して揚力が失われます（代表的なジェット機では、追い風1ktにつき、1.3%の揚力減）。また、薄い寒気層の上面付近では、風の急変で強い乱流（ケルビン・ヘルムホルツ波）が発生しています。さらに、復行時のジェット機が加速するまでに、6～8秒かかることや、低密度層内ではエンジンの効率も下がります。このような状況で機が失速状態になると、地上からの高度が低いため、機体を立て直す余裕がなく、最悪の場合は墜落に至る場合もあります。

ここでは、瀬戸内海の4空港（飛行場）について、空港の特異な風を紹介しました。日本全国で

見ると、ほかにも特異な風が吹く所はたくさんあります。特に、島嶼部の空港は火山島が多く、円錐形のお碗を伏せたような山裾に空港があるため、風向きによっては空港が乱流域となりやすいためです。例えば利尻、隠岐、福江、屋久島、石垣島、伊豆諸島の各空港などです。

航空関係者は、各空港の地形の影響や特異な気象状況がどのような気圧配置の時に発生しやすいかを予め熟知して、安全運航や運行管理に注意することが必要です。

まとめ

第1章では、海陸風から陸風収束雲、瀬戸内の多くの特徴的な局地強風や、地形により沿岸空港

で変流される風を紹介し、そのメカニズムを解説しました。

穏やかな風、激しい風、風は日々、瀬戸内の人々に影響を与え、その中でも生活や操船上重要な風には呼び名をつけて暮らしの中に生かされてきました。

しかし、ここで紹介した外に、瀬戸内海の津々浦々には、まだ一般的に知られていない呼び名の風が埋もれています。今後、瀬戸内海を旅してこれらの風を調査するのも楽しい研究になるのではないでしょうか。

この章で紹介した瀬戸内の特徴的な風の存在を知ることにより、少しでも海難事故や航空機事故などの防災に役立てれば幸いです。

第2章 瀬戸内海の滞留冷気

中田 隆一

瀬戸内海は周囲を陸に囲まれて開口部が少ない閉鎖性海域のため、外洋水の出入りが限られており、寒候期は外海と比べて水温が低くなります。このため、一般風が弱い場合、低水温の影響で海面付近の空気が冷却されて下層に滞留冷気層が形成されます。また、河川からの冷水や陸風の流入も滞留冷気層の形成に関与します。

ここでは滞留冷気に関与したと思われる航空機事故や、滞留冷気と霧・船舶の事故、滞留冷気と春一番・吹き抜け、滞留冷気と南岸低気圧の雨雪判別について述べます。

1. 滞留冷気と航空機事故に関して

1966年11月13日20時30分頃、愛媛県松山空港沖に大阪空港発533便のYS-11機が墜落して、50名の搭乗者全員が死亡すると言った痛ましい事故が発生しました。

機は午後8時28分に着陸したが、滑走路1,200mの半ば（滑走路端から460m地点）付近に接地してオーバーランの危険が生じたため、着陸をやりなおす着陸復行をしました。ところが、フラッ

プと主脚を格納した533便の上昇は通常より鈍く高度230～330ft（70～100m）まで上昇した後、降下に転じ、左旋回の姿勢のまま、松山空港沖2.2kmの伊予灘（瀬戸内海）に墜落しました。

瀬戸内海の滞留冷気の調査研究が進むとともに、松山空港の航空機事故は瀬戸内海特有の滞留冷気に関与していたのではないかと推察されます。

写真1-2-1は、現在の松山空港と、当時の国産旅客機YS-11機です。滑走路の北西方向は瀬戸内



写真1-2-1 現在の松山空港と、事故機と同型の国産YS-11機

海の伊予灘で、空港の東1km付近に小高い丘があります。事故当時の滑走路は1,200mと短いものでした。

図1-2-1は、事故当日の09時の天気図です。前線を伴った低気圧が朝鮮半島西海上にあって、発達しながら北東に進んでいます。この低気圧に向かって暖かい南東風が吹いていますが、四国南岸（土佐清水：21℃）や山陰側の気温に比べ、瀬戸内側では、5℃～7℃気温が低くなっています。

図1-2-2は、11月13日21時の天気図です。低気圧は09時と比べ12時間で10hPaと急発達して日本海に進んでいます。寒冷前線が山口県の西端付近にあるため、事故時の松山上空は暖かい南寄りの風です。しかし、地上天気図では瀬戸内は周囲に比べ気温が低く（15～16℃）、下層には滞留冷気層が存在しています。霧雨もあり、霧雨の蒸発効果も下層の気温低下に寄与します。着陸時の滑走路

の風は、北北東6ktで一般風の南風でないため、滞留冷気層内の風と考えられます。

850hPa（上空1,500m）の天気図によると、松山上空は西風40kt。発達中の低気圧や前線接近の影響で、地上（北北東6kt）から上空の風の鉛直シア（乱流）が強まっていたことが推測されます（図1-2-3）。

これら事故当時の気象状況を纏めると次のようになります。

着陸時の気流は水平・鉛直的に複雑、下層の滞留冷気層も関与したと考えられます。

- ①低気圧が半日（09～21時）で10hPa急低下
- ②顕著な寒冷前線が関門海峡付近～接近中
- ③850hPa（上空1,500m）西風40ktの強風
- ④900hPa（上空1,000m）以下 南寄りの風
- ⑤雲底600m、空港付近は霧雨（下層の冷氣形成に寄与）

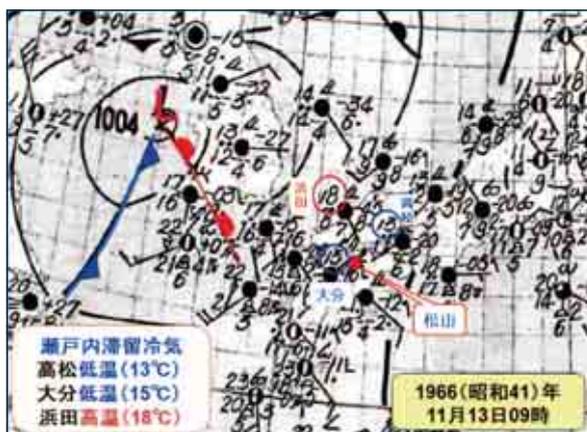


図1-2-1 1966年11月13日09時の天気図

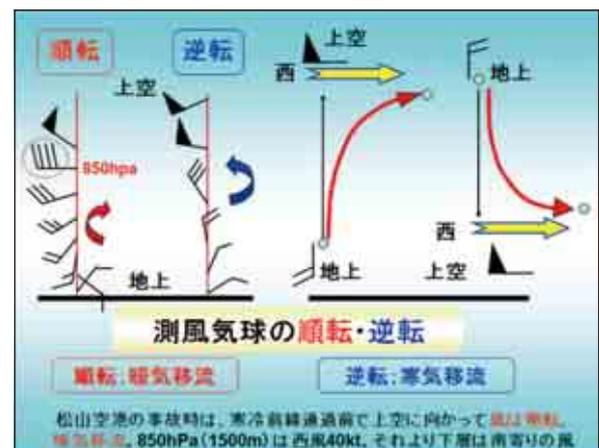


図1-2-3 850hPa西風40kt、地上北東6kt、暖気移流模式図

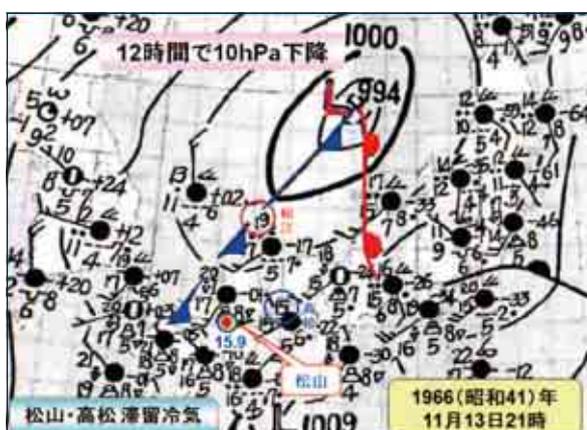


図1-2-2 11月13日21時の天気図(松山15.9℃)

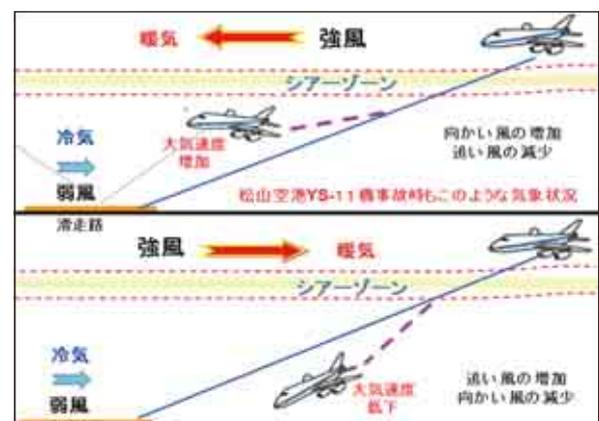


図1-2-4 着陸機と気象状況(中田)

- ⑥瀬戸内海に滞留冷気層（高度約50m）
- ⑦空港の風は北北東6Kt（滞留冷気層内）
- ⑧冷気の上は南寄り20ktの風（復行時追い風）
- ⑨地形の影響で複雑なウインドシャーも

図1-2-4は、低い層に滞留冷気があり、追い風や向かい風の中、空港に着陸する航空機の様子を示したものです。

上図は、上空は暖かく強い追い風、空港は冷たく弱い向かい風の場合です。航空機は、シアーズーンを降下すると、向かい風の増加、追い風の減少で対気速度が増加します。滑走路をオーバーランする危険があるため、着陸をやり直し、上空に向かいます。ところが上空のシアーズーンを抜けた途端、強い追い風を受けて対気速度が急減（揚力低下）し、危険な状態になります。冷気層の高さが低いほど機を立て直す余裕がないため、最悪の場合は墜落することになります。

下図は、上空は暖かく強い向かい風、空港は冷たく弱い向かい風の場合です。航空機はシアーズーンを下降すると、向かい風の減少で対気速度が低下し、滑走路の手前に、着陸しそうな状況に置かれます。この場合も滞留冷気層の高さが低いと、機を立て直す余裕が無くなり、危険な状態になります。航空機の着陸に関して、下層に滞留冷気があり、その上空には比較的強い風が吹いている場合は注意が必要です。シアーズーン付近は乱気流もあります。

2. 滞留冷気と霧、船舶の事故に関して

1955年（昭和30年）5月11日06時56分、四国高松港発の宇高連絡船の紫雲丸（写真1-2-2）と岡山宇野港発の第三宇高丸（写真1-2-3）が、高松港沖の女木島西海上（図1-2-5）で濃霧の中衝突し、紫雲丸が沈没、168名もの犠牲者が出ました。

高松地方気象台は11日05時30分「濃霧注意報」を発表しています。「本日沿岸の海上で局地的な濃霧が発生する恐れがあり、視程は50m以下の見込み」。

紫雲丸が06時40分高松港出発時は曇りで視程は400～500m、女木島217mの頂上が見えていま

したが、霧は次第に濃くなり、06時52分、周囲の海は全く見えないほどになり、06時56分に衝突しました。

第三宇高丸が岡山県宇野港出発時は、曇りで霧はなく風や波も穏やかでしたが、航路の中央付近を過ぎた頃から前方2海里(3.7km)の方向に立ち



写真1-2-2 衝突前の紫雲丸(高松地方気象台)



写真1-2-3 衝突した第三宇高丸と救助船(高松地方気象台)

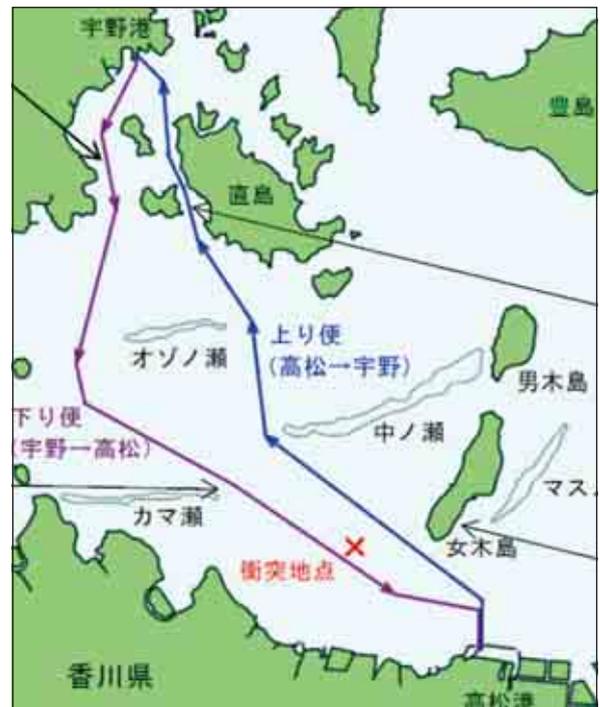


図1-2-5 宇高航路と紫雲丸衝突地点



図1-2-6 1955年5月11日03時の天気図

込める霧の壁を観測し、06時51分に濃い霧の中に入り、56分に衝突しました。衝突寸前、紫雲丸の煙突は見たが船体は見えなかったとのこと。

図1-2-6は、1955年（昭和30年）5月11日03時の天気図です。日本の南海上には勢力の強い高気圧があり、黄海には前線を伴った低気圧があります。高気圧の縁辺からこの時期としては高温多湿な気流が日本海の前線に流入する様子が伺えます。前日10日の高松は高気圧に覆われて晴天でした。

11日の朝、瀬戸内海に隣接する気象台では、ごく弱い雨を観測した所もありましたが、高松地方気象台は曇りで、11時から弱い雨を観測し、日雨量は1.1mm程度でした。

この時期、瀬戸内海の水温はあまり上昇しておらず、水面近くの空気が低水温や周囲からの陸風の影響で冷やされ、薄い層に滞留冷気が形成されます。そこに紀伊水道や四国山地を越えた暖湿気流が流入し、滞留冷気と接触して低い霧を発生させたことが考えられます。

瀬戸内海では、低層の滞留冷気の上に南寄りの暖気が覆いかぶさると、逆転層が形成され、水蒸気が蓄積されます。水蒸気が飽和に達すると移流霧が発生します。但し霧の高さは低いものが多く

観測されます。いわゆる「船は見えねどマストは見える」霧です。

3. 滞留冷気と春一番、吹き抜け

立春から春分にかけて、低気圧が発達しながら日本海を北東に進むと暖かくて強い南寄りの風が吹き、春一番が発表されます。

図1-2-7は、各地で春一番が発表された時の天気図です（2009年2月13日18時）。発達中の低気圧が日本海を時速55kmで北東に進んでいます。

図1-2-8のアメダスによると、日本海側に比べ瀬戸内海側の点線で囲まれた地域では気温が7～8℃も低くなっており、瀬戸内海側に滞留冷気が見られます。

図1-2-9によると瀬戸内海側の風は弱く風向も区々ですが、日本海側では沖の低気圧に向かう南風が強く吹いています。これは、暖かい強風が瀬

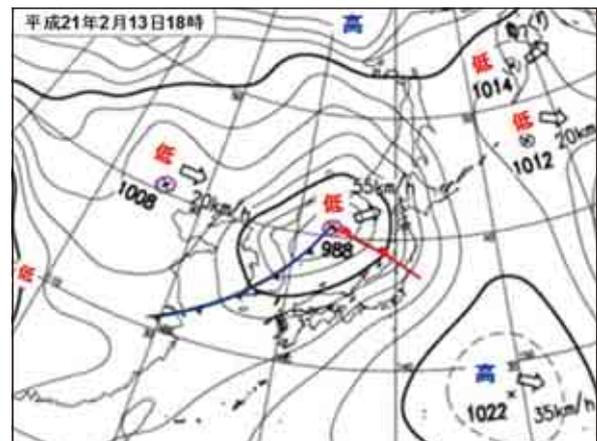


図1-2-7 2009年2月13日18時の天気図



図1-2-8 アメダスによる気温分布 2月13日12時



図1-2-9 アメダスによる風向風速 2月13日12時



図1-2-11 アメダスによる気温分布 2月13日17時



図1-2-10 アメダスによる風向風速 2月13日17時

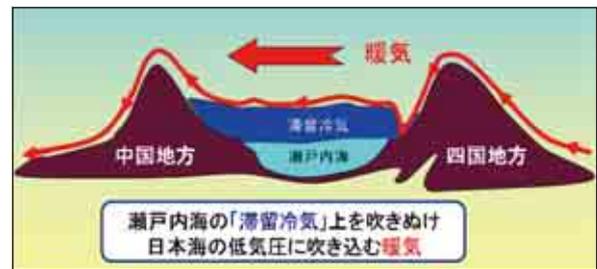


図1-2-12 瀬戸内海の吹きぬけ模式図(中田)

戸内海側の滞留冷気の上空を吹きぬけ、中国山地を越えて日本海側にフェーンとなり吹き下りているためです。九州北部や、山口県、愛媛県では暴風・波浪警報が発表されていますが、滞留冷気のある所では、弱風域となっています。

図1-2-10によると17時になって、ようやく広島市付近が南寄りの強風になっていますが、これは豊後水道からの南風が次第に伊予灘や広島湾の滞留冷気を北上させたからです。

図1-2-11によると南風の侵入と共に広島市付近の気温も上昇しています。しかし、四国山地で南風が遮蔽された瀬戸内側では気温の低い状態が持続しています。

滞留冷気と春一番の吹きぬけに関して、纏めますと

- ①日本海に発達中の低気圧が予想される
- ②強い南風・大雨・気温の上昇予想(春一番)

- ③強風(暴風)・波浪・大雨・雷注意報の準備
- ④しかし、瀬戸内海では強風が吹かない
- ⑤何故吹かない?瀬戸内海に滞留冷気(安定層)
- ⑥滞留冷気の上を南強風が吹きぬけるため
- ⑦南強風が四国・中国山地を越え日本海側に下降強風
- ⑧豊後水道の南強風は徐々に滞留冷気を北上させる
- ⑨夕方まで強風ないと、夜は安定層上を強風が吹きぬける

図1-2-12は、瀬戸内海の滞留冷気上を吹きぬけ、日本海の低気圧に吹きこむ暖気の様子です。太平洋側から四国山地を越えた暖気は、瀬戸内側に吹き下り、滞留冷気に食い込む形で、一部の地域に強風や気温上昇をもたらしますが、密度の相違で混合せず跳ねあがる形で瀬戸内海の滞留冷気上を北上します。ふたたび中国山地を越え、滞留冷気の無い日本海側の地上に吹き下り強風や高温をもたらし、中国地方の春一番となります。

発達した低気圧が日本海を進むと、南強風が瀬戸内にも予想されますが、強風が吹かない場合や、

春一番は防災情報

春一番の発表は、立春から春分までの期間に、発達した低気圧が日本海に入り、初めて南よりの8ms-1以上の強い風が吹き、気温が前日より上昇する場合に発表しますが、四国地方では少し基準が異なります。

四国地方の春一番は、高松地方気象台が発表しますが、高松のように地形の影響で南風が吹きにくい所もあるため、特に数値を決めずに、総合的に判断して発表します。

中国地方の春一番は、広島地方気象台が発表しますが、前述したように滞留冷気の影響で、同台で基準に達しない場合でも、島根県の浜田など山陰側で基準に達すると、中国地方の春一番を発表します。歌の春一番“もうすぐ春ですね”の陽気さルンルンとは異なり、気象の春一番は、海山などが大荒れになり、遭難が多発するため注意・警戒を呼びかける重要な防災情報となっています。

遅れて夕方などに吹くことがあります。原因は瀬戸内海の滞留冷気です。2月の瀬戸内海の海水温度は年の最低値となるため、滞留冷気が形成されやすくなります。沿岸部の強風や気温の上昇には、南からの暖気強風が滞留冷気を何時押しよけるかにかかっています。

4. 滞留冷気と南岸低気圧の雨雪判別

1月の半ばころから春先にかけて、低気圧が九州南岸から四国沖を東に進むと、瀬戸内海側に湿った重たい雪を降らすことがあります。低気圧の通過コースの微妙な違いで、雨または雪になり、予報判断が難しくなります。雪になるかについては、瀬戸内海の滞留冷気（海水温低い）も関与します。

南岸低気圧による雪の比重は0.1程度と大きく、積雪1cmを雨量に換算すると1mm位になります。このため1m²に10cm積もると10kgもの重さになり、樹木やビニルハウスの倒壊、送電線の切断など特有な被害をもたらします。

積雪状況は、東～南東風が吹きつけるため、普段雪の積もらない、島の山の南面などに雪化粧することがあります。

図1-2-13は、2010年3月9日09時の地上天気図です。低気圧は発達しながら宮崎県沖を北東に進んでおり、10日09時には三陸沿岸に達しました。

9日は、この南岸低気圧の影響で瀬戸内の気象台で「みぞれ」（霰）や雨を観測しました。

瀬戸内の気象台により「みぞれ」の所、雨の所

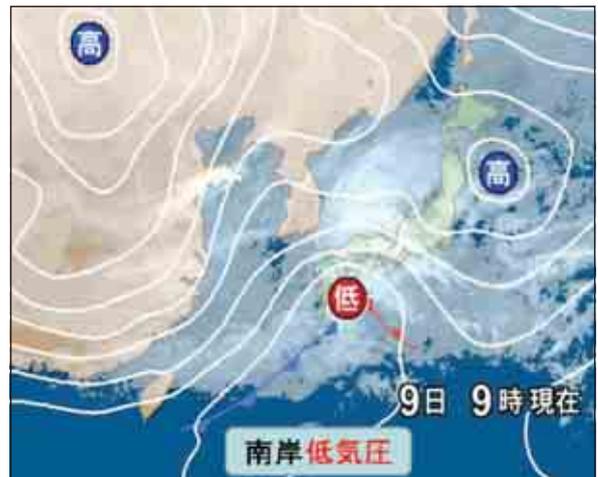


図1-2-13 2010年3月9日09時天気図

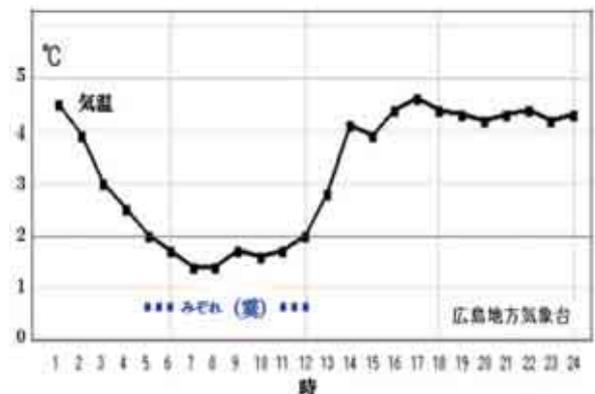


図1-2-14 みぞれ(霰)の時間帯と気温の変化(2010年3月9日)

に分れたのは、瀬戸内海の滞留冷気によるところが大きく、気温が約2℃以下になると「みぞれ」や雪になります。

図1-2-14は、広島地方気象台における3月9日の気温の観測値です。未明から気温が下がり、05時に2℃になり12時まで2℃以下の低温になっています。

雨が「みぞれ」に変わったのは05時10分で、再び雨になったのは12時過ぎでした。丁度グラフの2℃以下に対応していることが分かります。

広島、岡山、高松などは、滞留冷気の影響で「みぞれ」が降りましたが、大分、松山、和歌山、神戸などでは、低気圧による暖気が豊後水道や、紀伊水道から流入した影響でやや気温が高くなり、雨になりました。

南岸低気圧の雨雪判別の予報の目安として、沿岸部のアメダス気温が2℃以下の地域に着目します。滞留冷気は重くて低所に溜まるためです。

次に南岸低気圧の進むコースによっても雨雪判別に大きく影響します。低気圧が、北緯30度線より北を通ると、低気圧の暖気が下層温度を上昇させて雨になることが多くなります。低気圧が南に離れて通ると降水（雪や雨の材料）が伴わなくなりますので、降水域が低気圧の北側のどこまで広がるかが問題になります。また湿度も関係するため、比較的乾燥していれば、気温が3～5℃くら

いでも、「みぞれ」や雪になることもあります。雪片が落下中、乾燥空気層を通ると、昇華して雪片の温度を下げるため、融けにくくなるためです。

南岸低気圧の雪の目安として、850hPa（上空1,500m）の予想気温も重要です。瀬戸内海上空で0℃位が目安です。これ以下になると雪になることが多くなります。南岸低気圧は、各要素の微妙な相違で雨雪判別が異なるため、予報官泣かせの低気圧とも言えそうです。

まとめ

第2章では、過去の重大な航空機や船舶事故に関して、瀬戸内海の滞留冷気が関与していたこと、春一番が瀬戸内海では吹きにくい理由や、南岸低気圧通過時の瀬戸内海の雨雪判別についても滞留冷気に関与していることを紹介しました。

滞留冷気層上面の境界層ではウインドシャー（乱気流）が、滞留冷気層内では風が淀み、霧が発生しやすくなります。また、滞留冷気層の上を暖かい南強風が吹き抜け、南岸低気圧通過時には、滞留冷気のみぞれ（曇）や雪をもたらす要因にもなっています。

参考文献

- 高松洋平（1990）：「悲劇の紫雲丸」, 成山堂書店。
- 中田隆一（2001）：天気予報のための局地気象の見方, 東京堂出版。

第3章 瀬戸内海の霧

中田 隆一

瀬戸内海は島や峡水域が多く、この複雑な海域を大型船や小型船が東西や南北方向に入り乱れて航行しているため、常に船舶による海難事故が発生しやすい海域となっています。近年は、操船設備（レーダーなど）や操船技術が向上していますが、これらを駆使しても、濃霧が発生すると視界不良で、衝突事故や乗揚げ事故が絶えない状態が続いているのが現状です。ここでは、海難事故を誘発する瀬戸内海の様々な霧について、その特徴

を紹介し、海難事故防止に役立てたいと思います。

1. 霧と天気

霧は発生した時の天気によって、雨霧、晴霧の二つに大別できます。

(1) 雨霧は、低気圧や前線が九州や四国・中国地方にあり、瀬戸内海には相対的な冷気層があって、上空から比較的暖かい雨滴が落下する時に発生する霧です。雨滴は冷気層を落下中に蒸発

して下層の水蒸気を飽和させます。この霧は前線などが関与しているため広範囲に発生して継続時間も長くなります。

(2) 晴霧は、瀬戸内海が高気圧に覆われて風が弱く、比較的晴天時に発生する霧です。特に前日は雨で夜間晴れると、翌朝は霧が発生しやすくなります。

一般に霧は降雨を伴うものが多く、降雨と無関係に発生するものは25~35%位です。

図1-3-1は、豊後水道の佐田岬における月別の霧発生回数を示したものです。これによると、晴霧の発生が53%と雨霧より多くなっており、地域によっては発生の方が異なることを示しています。

写真1-3-1は、2010年2月24日、明石海峡大橋にかかった晴霧です。上空は青空ですが霧が発生しています。大橋の主塔の高さは298.3m、航路高は65mとなっており、霧頂は高い所で100mくらいありそうです。写真1-3-2は、明石海峡と海峡大橋です。潮流や気流の収束で海峡付近は霧が

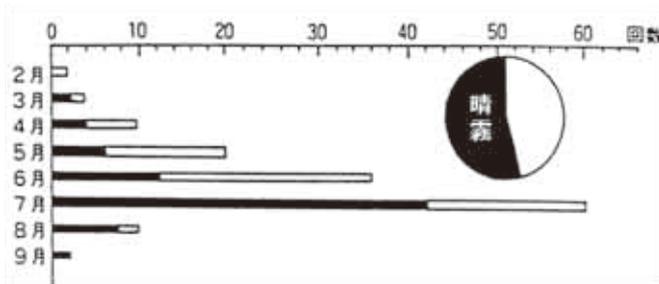


図1-3-1 佐田岬における月別の霧発生回数(山田)

発生しやすくなります。

図1-3-2は、2010年2月24日09時の天気図と雲の分布です。日本付近は大きな移動性高気圧に緩やかに覆われており、瀬戸内海は晴天域となっています。

明石海峡の南、淡路島の南東部にある元洲本測候所(標高100m)から眼下に霧の海が見えることがあります。このような時には、洲本測候所の気温が海面温度より、2~3℃高くなって逆転層が形成されていました。また、神戸のシンボルとも言えるポートタワー付近では、タワーの中間、60mの高さくらいまでの霧が観測されることがあります。

写真1-3-3は、2008年12月10日、山口県下関市と北九州市門司区に懸かる関門海峡大橋付近の霧です。橋桁の下に海面を這うような低い晴霧が見られます。06時30分頃、濃霧の中、関門港早鞆の瀬

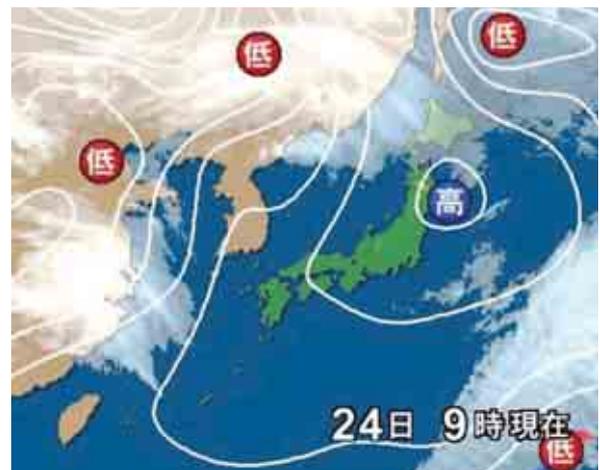


図1-3-2 2010年2月24日09時天気図



写真1-3-1 明石海峡大橋の晴霧(神戸市提供)



写真1-3-2 明石海峡大橋全景



写真1-3-3 晴霧の関門海峡で貨物船乗り揚げ事故
(門司海上保安部)



写真1-3-4 豊後水道北部 保戸島の晴霧(漁師・桂丸船長)

戸を北東進中の貨物船が先行船を避けようとして橋の近くの門司側に乗り上げました。事故船は橋の手前で前方が全く見えなくなったとのこと。

これとは別に、霧は玄海灘方面から流れてきて、海面から橋上の道路を覆い、橋脚の上部だけが見えるほどの高さになることもあります。

写真1-3-4は、豊後水道北部の保戸島付近の晴霧(潮霧)です。地元の漁師によると、豊後水道北部は「潮霧」の発生が多いとのこと。北部は瀬戸内海から流下する低塩分海水の温度が低いため、南寄りの弱い風が海面をこすると、冷やされた空気が潮霧(濃霧)となって海面を這います。逆に暖かい海面を冷気がこすると急に低くて濃い霧(潮霧)が発生します。発生時期は5~7月の好天風の時で、海難事故を誘発しやすくなります。

2. 低く流動する霧と水蒸気の供給源

写真1-3-5では、大型フェリーが背の低い霧を切り裂くように航行しています。このような霧を、昔から「船は見えねどマストは見える」といった具合に、瀬戸内海の霧の高さは20~60m程度と背

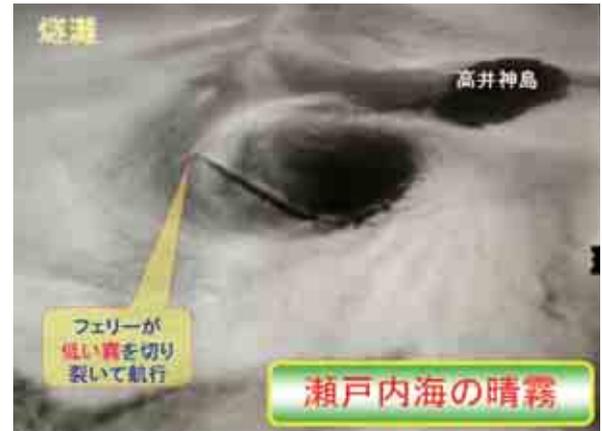


写真1-3-5 燧灘 高井神島の晴霧の航空写真(倉本)
1973年4月1日14時20分 船が霧を裂いて航行



図1-3-3 島固有の海陸風小循環内に水蒸気が蓄積される模式図
(中田)

の低いものが多いと言われています。煙突やブリッジが見えるが船体は見えない。もちろん小型船は見えないのです。写真では航行する船が霧を切り裂いていますが、逆に、低く流動する霧が本四連絡橋の橋脚で楔状に切り裂かれ海面が覗いていることもあります。

霧は一様ではなく、濃い所、薄い所、一部霧の無い所と、非常に変化に富んでおり、海面を這うように流動します。流動速度は、海面付近の風速を1~3 ms⁻¹とすると、時速10km以下程度となります。

また、霧は島影や海峡付近などでは、団塊状や縞状になった濃霧の所があり、20~30m先が見えなくなるため、航行はきわめて危険な状態になります。

水蒸気の供給源は、暖湿な一般場の南西気流に負うことが多く、春先から初夏にかけて瀬戸内海の低水温時に流入する場合、霧発生に寄与します。

一方、このような比較的大きなスケールとは別に、瀬戸内海固有の灘や海峡などから水蒸気が供給され、複雑な島などの地形も関与した海陸風循環など小スケールの現象が、この水蒸気を輸送あるいは蓄積して、局地的に霧を発生させます。

図1-3-3は、多島海である瀬戸内海の島固有の局地小循環内に蓄積される水蒸気の模式図です。島影などに小スケールの濃霧が発生しやすいのはこのような循環も関与しているのではないのでしょうか。

3. 逆転層と霧発生メカニズム

図1-3-4は、気温の逆転層の発達と霧発生を模式的に示しています。上段は放射冷却と共に接地逆転層内の水蒸気の湿潤化が進んだ結果、湿潤層上面からの灰色放射が顕著になり、上面がより冷却される模式図です。灰色放射が進むと水蒸気が飽和して層雲が発生します。下段は、層雲が発生した後、層雲の雲低が下がり霧になる模式図です。層雲ができると雲頂からは黒体放射に変わり、より冷却が進みます。その結果、層雲とその下方で不安定性を増し、冷たい空気と雲粒の下向き乱流輸送を促します。層雲から落下した霧雨は雲低下で蒸発し、そこを冷却して湿らせます。この二つの過程が雲低の低下をもたらす、海霧などの発生へと移行します。

本四連絡橋では、橋上の道路付近で濃いモヤ(霧)から層雲になり、次第に雲低が下がり、海面に達する霧が見られます。このことから、交通に影響をきたす橋の道路上や海上の霧の発現を橋上視程から順次、上→下へと予測することが可能になり、船舶の安全航行情報として提供できそうです。

4. 来島海峡における霧の概要

月別発生では、3～7月の間に集中し、西口付近よりも備後灘方面に多く、概ね夜半過ぎに発生し、日の出前4～6時間の間が最も多く、午前11時頃までには消滅する傾向があります。継続時間は、夏季は比較的短く、春季は6～12時間、それ

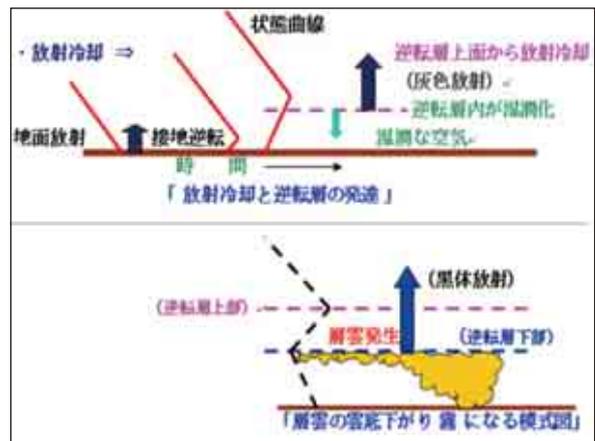


図1-3-4 気温の逆転層と霧発生を模式的に示す図(中田)



図1-3-5 来島海峡付近の地形と霧発生を模式的に示す図

以上にも。来島海峡の霧は、複雑な地形及び海象の影響を受け、短時間に局地的に発生し、馬島周辺では、航路のごく一部が視界50m以下になることも多々あります。特に来島海峡の狭い所では霧が発生しやすく消えにくい傾向があります。

また、複雑な潮の流れが海水を鉛直混合し、冷水が湧昇して海面を冷やします。海水温度は燧灘より3～4℃低くなり、局所的に濃霧が発生し長続きします。航路の西口付近で1マイル(1.852m)先が見えても、水道付近や来島大橋付近にくと、突如視界が50m以下になることがあります。このため操船者がパニックになり、衝突・乗揚げ事故が発生します。来島海峡の危険な霧の特性を十分認識し、操船することが必要です(図1-3-5)。

5. 瀬戸内海の霧の季節変化と日変化

瀬戸内海は霧の発生が多い海域です。その中でも年間霧発生日数が20日以上を記録する海域として、大阪湾、備讃瀬戸、燧灘、安芸灘及び伊予灘などの海域があげられます。主に霧発生の条件は高気圧の圏内か、移動性高気圧の後面で、高気圧の縁辺から暖湿気流の流入が顕著な時です。また、夜間における放射冷却も霧発生の要因として重要です。

霧の発生は局地的なことが多く、その季節変化も場所、年により、必ずしも一定しませんが、春先から梅雨期にかけての4～7月に多発します。備讃瀬戸海域では、視程が3月ころから悪くなり始め5～6月が最悪となり、8月以降は比較的良くなります(図1-3-6)。

霧の発生の日変化は各地によって複雑ですが、一般に早朝に発生して、その後数時間を経て午前中には消散するのがほとんどです。ただし、低気圧や前線に伴う雨霧など背の高い霧は広範囲に濃く発生し、継続時間も長く日中に発生することもあります。

まとめ

瀬戸内海に発生する様々な霧について、その特徴を紹介しました。瀬戸内海は周囲を陸に囲まれた盆地状地形を呈しているため下層は一般風と切り離された空気が滞留しやすくなります。また、閉鎖性海域のため外洋水との熱交換が少なく、霧

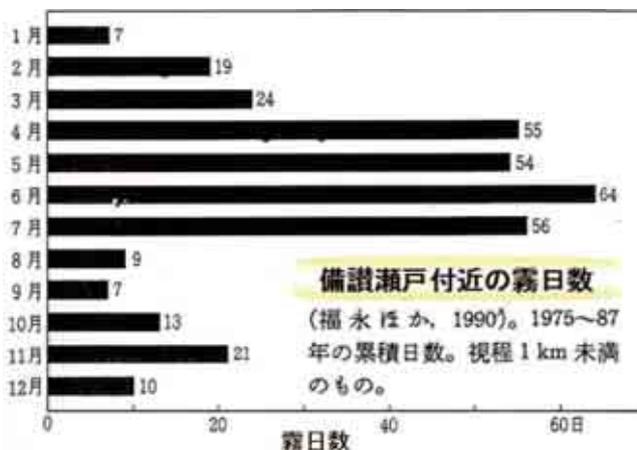


図1-3-6 備讃瀬戸付近の月別霧日数



帆船時代の瀬戸内海 船頭小唄(中田)

のシーズンは気温より海水温度が低いため、海面付近の空気が冷やされて、海上に背の低い逆転層が形成されやすくなります。逆転層内では、水蒸気が蓄積冷却されやすいため霧発生の大きな要因となっています。逆転層の形成には、一般風の暖湿気塊の山越え下降気流も関与します。下降断熱昇温気塊が密度の相違で冷氣層の上を覆うため逆転層がより強化されるためです。

また、瀬戸内海は海陸風が発達しやすく、海岸から山が近いこと山谷風の関与もあり、これらの循環内に水蒸気が保存され易いことや、陸からの冷気も海霧発生の要因となっています。

多くの島嶼部や海峡付近では、気流の収束による持ち上げ効果で断熱冷却があること、急潮流に誘発された気流や海水の湧昇による、冷・暖水温との海気熱交換があり、これら多くの要因が瀬戸内海の霧の発生に複雑に絡み合っています。

霧は海難事故を誘発するため船舶の航行にとっては厄介な存在ですが、眼下に広がる晴霧などを見ると、感動することがあります。連絡橋の下を流動する霧、島を取り巻く霧、肱川あらしの霧など、幻想的で優美さも見せてくれるのです。

参考文献

- 中田隆一：大阪湾の晴れ霧観測 1987年6月4日 研究時報41巻4号 145
- 中田隆一：蒸気霧と海水温について 海と空 海洋気象学会 第57巻 第4号 187
- 辻中俊之・中田隆一：小豆島坂手湾における係留気球を使用した晴れ霧の観測調査 神戸海洋気象台彙報 第205号

近年、都市化の影響などで、瀬戸内海地方にも昇温傾向が現れるようになり、気温の上昇に伴い、瀬戸内特有の気象に様々な変化が見られます。

特に気温高低のブレ幅や降水量多寡のブレ幅が極端に大きくなった影響で、島嶼部の山の松枯れが顕著となり、庭木の枯れている状況も多々見られます。

30年程前に小さな島を覆っていた松の緑は無く、今は島の岩肌丸出しの寂しい状況となっている所もあります。

1. 気温資料の比較

表1-4-1は、瀬戸内で海に近い気象観測点の1981～2010年の10年平均気温の比較をしたものです。ほとんどの観測点で30年前に比べ気温が1℃近く上昇していることが分かります。

温暖化の影響は、1-1-2で述べた「肱川あらし」にも及んでいます。「肱川あらし」の初発生日についても、筆者が観測調査した1981年頃は10月下旬から見られ、最盛期は11月頃で、冬は比較的に発生数が少ない状況でした。しかし、近年では初発生日が遅くなり、最盛期は12月から1月頃と遅れ気味となっています。

次に、瀬戸内気象官署（移転の少ない長期観測地点）やアメダス観測地点の年平均気温の変化傾向を比較したものを示します。

図1-4-1は、瀬戸内東部の高松と多度津を比較したものです。グラフから、1940年代は多度津が高松より1℃近く気温が高くなっていますが、その後、高松の気温の上昇傾向が強まり、1995年ころからは多度津を上回っています。

図1-4-2は、瀬戸内西部の松山と宇和島を比較したものです。宇和島の気温の上昇傾向は小さいですが、松山の気温の上昇傾向が大きく、2020年ころには南国の宇和島を上回る勢いを見せています。

これら、両グラフが示す傾向を考察すると、多

度津は高松に比べ海に近く、都市の規模が小さいこと、宇和島は松山に比べ海に近く都市の規模が小さい。1900年の初めころは海の影響を受けやすい観測地点の気温が高い状態でしたが、その後は工業化が進みエネルギーの浪費、都市化による人口増により、比較的規模の大きい都市で熱が蓄積されやすくなったものと思われます。その他、神戸と洲本、広島と呉などの比較でも、高松や松山

表1-4-1 気温の比較(気象庁資料から中田作成)

	1981-1990	1991-2000	2001-2010	気温差
長浜	15.3	15.7	16.1	+0.8℃
松山	16.0	16.5	16.9	+0.9℃
呉	15.7	16.4	16.6	+0.9℃
玉野	15.6	16.0	16.1	+0.5℃
姫路	14.7	15.3	15.7	+1.0℃

30年前に比べ、ほとんどの所で
気温が1℃近く上昇している

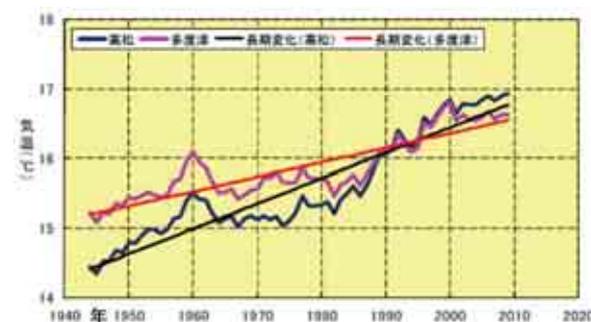


図1-4-1 高松・多度津の年平均気温の変化(気象庁)

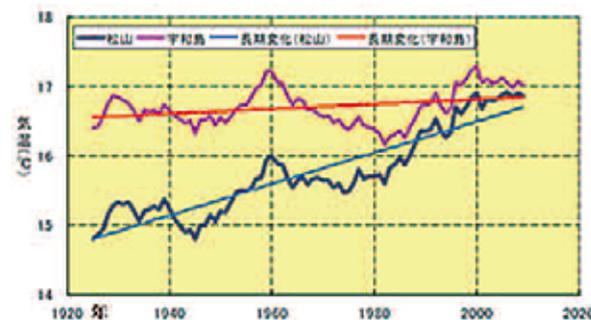


図1-4-2 松山・宇和島の年平均気温の変化(気象庁)

などと同様な変化傾向がみられます。

図1-4-3は、中四国地方の瀬戸内海を取り巻く、アメダス地点の10年ごとの年平均気温の分布を示したものです。温暖化を論ずるには時間スケールが短いですが、1980年代の沿岸部の15℃（黄色）以上のエリアが次第に内陸部へ拡大し、山地の気温の低いエリアが30年後にはかなり縮小していることが見られ、沿岸部から山地にかけて、温暖化が進行しているように見られます。大阪湾周辺など、瀬戸内東部も15℃（黄色）以上のエリアが沿岸部から内陸部へと拡大しています（図略）。

瀬戸内の気温の上昇に伴い、香川県では、近年の8月下旬～9月上旬の気温が上昇し、稲の登熟（穂が実る）期間の高温化が原因で、米の品質が悪影響を受けています。収穫された米の品質は、

1～3等米に分類されますが、以前の香川県の1等米の比率は70%台でしたが、1998年に50%に下がり、1999年以降は30%、2003～2005年は10%未満になっています（台風被害も影響）。

図1-4-4は、広島県福山市の熱帯夜日数の経年変化を示しています。熱帯夜（最低気温25℃以上）日数は、10年で2.6℃のペースで増加していることがわかります。

ブドウ（安芸クイーン）の着色には、「着色開始後8～21日目の気温が重要で、この期間に夜間の気温が25℃未満に低下する時間が長いほど、着色が良好となりますが、近年は熱帯夜の増加に伴い着色不良の悪影響が出ています。

図1-4-5は、大阪の猛暑日（最高気温が35℃以上の日）の年間日数の経年変化です。黒い曲線の

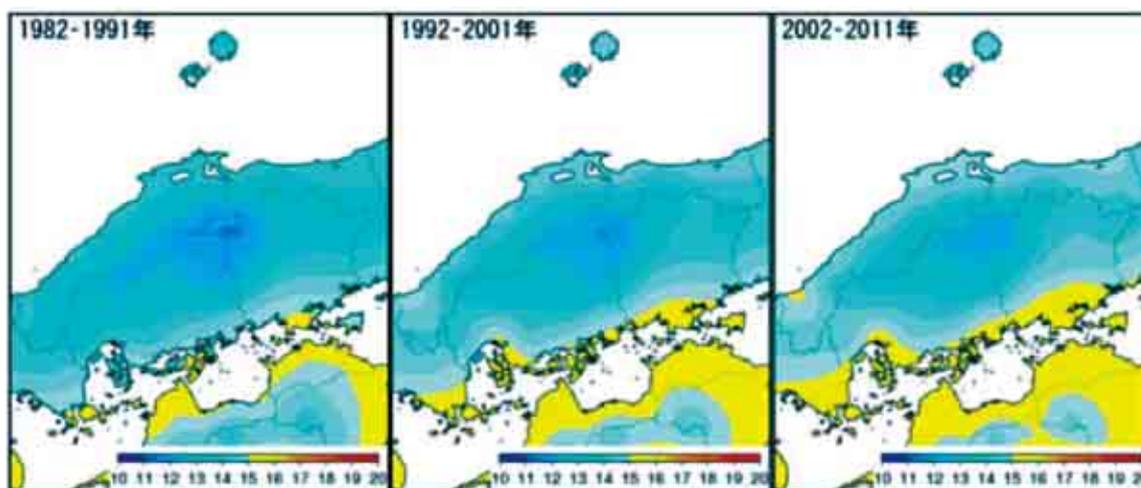


図1-4-3 10年ごとの年平均気温分布(°C) (気象庁)

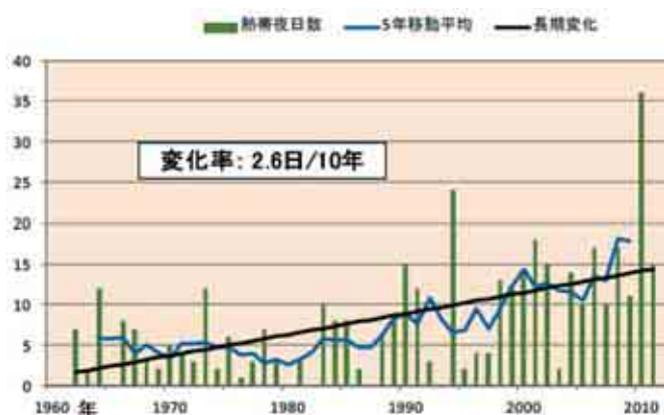


図1-4-4 福山特別地域気象観測所の熱帯夜日数の経年変化(気象庁)

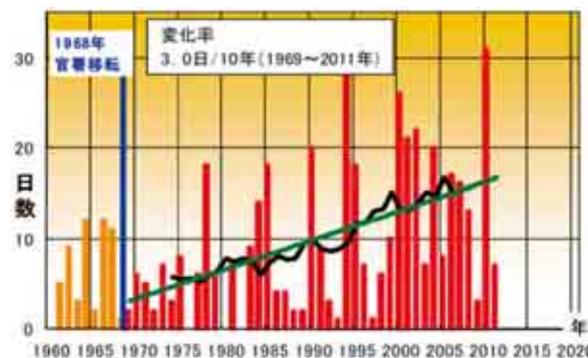


図1-4-5 大阪の猛暑日(最高気温35℃以上)の年間日数の経年変化(気象庁)

11年移動平均や、緑の直線の長期変化傾向から見ても猛暑日の日数が増加していることがわかります。

まとめ

瀬戸内の昇温傾向を気象庁のデータをもとに示しました。瀬戸内の各観測点では30年で約1℃上昇していることが分かり、最低気温が25℃を超える熱帯夜や、最高気温が35℃を超える猛暑日の日数なども増加していることが確かめられました。

このような昇温傾向の影響は動植物にも影響を及ぼしており、瀬戸内海の環境破壊の一因になっています。

今後は、エネルギーの節約や効率的な使用法、太陽光発電など自然エネルギーの活用で昇温傾向を少なくし、環境破壊を食い止めねばなりません。

参考資料

(地方版) 気候変動に関するレポート (気象庁)

第5章 瀬戸内海の波浪

西山 勝暢

十分に広い、滑らかな海面上で風が吹き始めると最初は小さな“さざ波”が発生し、時間が経過するに従って絶えず風からエネルギーを受けながら風が吹いてゆく方へ波は進行し、次第に大きな波浪へと発達します。波浪は風速が大きいほど成長は早く、大きな波ができますが、風の吹き続ける時間が短いと大きな波にならないうちに発達は止まります。

また、波は進行しながら大きくなるので、狭い海ではあまり発達しないうちに対岸に行きついてしまいます。つまり波浪の発達には、風速と吹走距離（ほぼ一定の方向と強さを持った風が吹きわたっている海域の長さ）、および吹続時間（ほぼ一定の方向と強さを持った風が海面上で吹き続けている時間、連吹時間とも言う）の3要素で定まります。

瀬戸内海は陸地に囲まれているため、風の吹走距離は短く制限されます。したがって南寄りの風による吹走距離の影響が大きい豊後水道や紀伊水道以外では、大きな波浪の発達はなく、5mを越える波浪はめったにみられません。また、うねりも発達しません。

図1-5-1は、海岸から沖に向かって一様に風速15ms⁻¹の風が吹き始めた時の充分広い海での波浪の発達を示したものです。縦軸に有義波高、上

の横軸は吹続時間、下の横軸は吹走距離を示しています。有義波高とはある時間内（20分程度）の波浪計の観測記録のうち波高の高いほうから順に、3分の1を取りだした平均値です。この有義波高は目視による波浪観測の値に近いので、一般に波高とは有義波高のことを言います。

ここで沖に向かって15ms⁻¹の風が10時間吹き続けた後の沖合40km地点と、340km地点の波浪の様子を考えてみます。前者はT=4、すなわち風が吹き始めて4時間後に波高は1.8mになりますが、ここで波浪の発達は止まり、10時間たっても波高1.8mという同じ状態が続きます。後者の

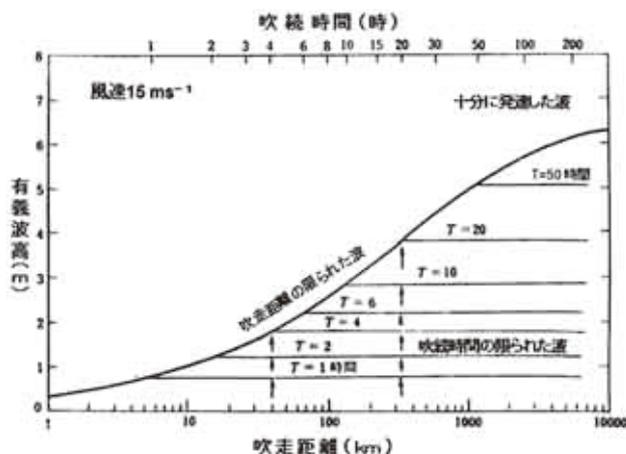


図1-5-1 十分に発達した波浪

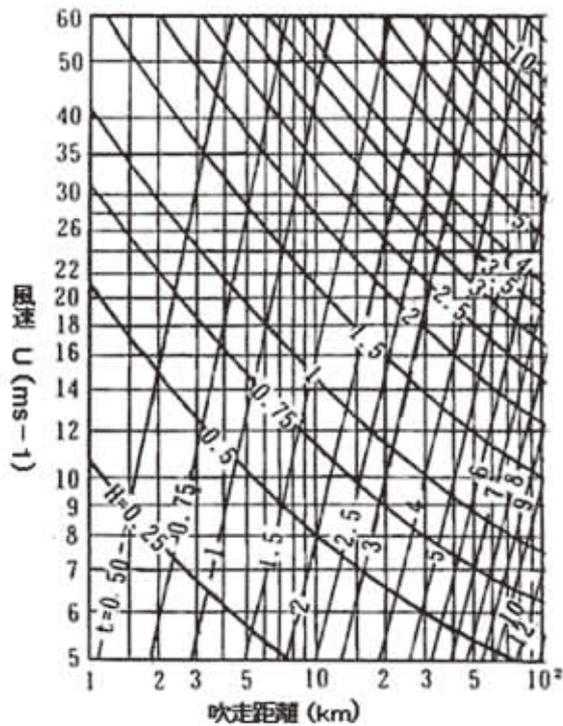


図1-5-2 風速、吹走距離、吹続時間から求める波高
 斜線：t=吹続時間 曲線：H=波高

場合 $T = 4$ の時は前者と同じ波高1.8mです。 $T = 10$ のとき波高は2.8mで、 $T = 20$ では3.8mになり、これ以上吹き続けても波高の3.8mは変わりません。

図1-5-2には、風速、吹走距離、吹続時間から有義波高を求める方法を示しています。例えば縦軸の20ms-1の風が横軸の50kmの吹走距離の場合、交点から2.8mの波高が求められます。しかしこの高さまで波が発達するには吹続時間は斜線の4時間15分ほど必要です。したがってこれ以上風が吹き続けても波高は変わりません。そして4時間15分でなく、この風が3時間吹き続けた時の波高は縦軸の20ms-1と、斜線の交点から2.3mになります。

次に、図の右上の波高5mに注目すると、吹走距離100kmでは風速26ms-1で吹続時間はほぼ6時間、また吹走距離13kmでは風速60ms-1で吹続時間は1時間となります。したがって瀬戸内海は長径100km未満の湾・灘が多いため、よほど条件が整わない限り、5m以上の波高は発達しにくい

といえます。

海の波は風によって励起され、波高は風速の2乗に比例し、波の成長は風速、吹走距離、吹続時間で決まることや、さらに有義波高の概念の導入により、これらが体系的にまとめられて、このような図が利用されるようになりました。

このような風と波の関係は線形関係にあるといえます。これを基にして風向を北・東・南・西に分割し風速も10ms-1、15ms-1、20ms-1、25ms-1の4段階に分け、瀬戸内海東部、瀬戸内海中部、瀬戸内海西部別の波高予想をしたものが、1967年発行の本誌190～205ページに示されています。また、1998年日本気象協会発行の「港湾気象海象シリーズ⑩ 気象海象要覧 瀬戸内海」の189～325ページには台風の前線別に風と波の予測図が示されています。

いずれにしろ、瀬戸内海の波浪は太平洋のように大きな風波は発達することはなく、航行船舶が比較的安全な航海ができる海です。しかし、台風が来襲するときなどの高潮の上に5m近くの波浪が重なると大きな災害をもたらす恐れがあるため、波浪にも留意する必要があります。このほか、瀬戸内海は潮の干満による強い潮流が発生します。潮の流れに対向する風が吹くと潮波が高まり、風が強いと波高はより高くなります。河口付近も川の流れや干満の水の流れに対向する風（一般風・海陸風）が吹くと波が高まり、小型船などの航行に影響します。さらに1章の2、瀬戸内海の局地強風で前述した六甲おろし、宮島弥山おろし、やまじ風、女木島オトシによる落下風などにより、局所的に飛沫を伴うような波も発生するためこのような波についても考慮が必要です。

このような風と波の関係は非線形関係といい、瀬戸内海ではこの非線形効果は小さいのですが、太平洋など広い海では三角波など、波と波の相互作用や波と海流の作用など大変危険な波浪が発生し、船舶の航海に注視する必要があります。

瀬戸内海の波浪としてここでは波高のみについて取り上げましたが、波浪には波の周期や、波長など波に関して重要な要素があります。これらの

ことなどについては参考文献に挙げた教科書を参照してください。

参考文献

磯崎一郎 (1994) : 波浪概論、日本気象協会。
磯崎一郎 (2000) : 波浪学のABC、成山堂書店。

おわりに

第1部の「瀬戸内海地方の気象」について、第1章から第5章まで記述しました。

第1章：瀬戸内海地方の風では、現地での特別観測事例や、局地強風を主に、一般にあまり知られていない特徴的なものをできるだけ紹介しました。

第2章：滞留冷気では、滞留冷気が過去の痛ましい航空機墜落事故や船舶の衝突事故等に関与していたこと、春一番に影響を与え、南岸低気圧の雨雪判別に関与していることを述べました。

第3章：瀬戸内海の霧では、雨霧、晴霧、低く流動する霧、低水温との関係、海峡の霧などについてその特徴を述べました。

第4章の瀬戸内海地方の都市化による昇温では、気象庁の統計資料を用いて紹介しました。各地点で30年前に比べ約1℃上昇していること、海辺の観測点より少し内陸の都市部で昇温傾向が高いことが分かりました。

第5章の瀬戸内海の波浪では、瀬戸内海は海域が狭いため、風浪による5m以上の高波はめったに発生しない。瀬戸内海の急潮流に対して向かい風が吹けば潮波が高まること、山越え落下風などの局地強風が局所的に高波を発生させることを紹介しました。

第1部では、事例的なものを主に紹介したため、統計的な資料については、気象庁HPの「ホーム>気象統計情報>過去の気象データ検索」(瀬戸内隣接気象台や、アメダス観測点)の資料を、また、古いですが、本四連絡架橋建設に基づく観測地点の風の統計資料、1967年に発行された海の気象特集号「瀬戸内海の気象海象」vol.13を参照してください。

はじめに

瀬戸内海は東西に大きな開口部を持って外海とつながる特異的な形状をしている。このため、内海の最も奥まった部分（備讃瀬戸）においても2ノット（1 m/s）を越える大きな潮流がある。また外海との海水交換も大きい。一般に、陸棚の上の海はcoastal seaとよばれ、河口海域はestuary（エスチュアリー）とよばれる。瀬戸内海は両者の性格を持っているが、coastal seaとしての性格が強い。

この20年を振り返ると、沿岸海洋の観測機器や調査方法にめざましい進歩があった。CTDにより鉛直の水温・塩分やクロロフィル濃度・溶存酸素濃度（DO）の鉛直分布が現地で測定できるようになった。また、ADCP（Acoustic Doppler Current Profiler）による流れの鉛直分布、あるいは水平分布の測定も一般的なものになった。外海では、ARGOフロートが海中の海象の3次元分布を常時モニターし、衛星からは表面水温・クロロフィル濃度（植物プランクトン量）のみならず、海面高度変化を常にみている。数値モデルと現地調査で測られた値の同化と再解析も進み、GPV（Grid Point Value）によって過去から現在、将来予測の気象・海況データも提供されている。

社会的な大きな変化のひとつは、これらの値や解析された知識がインターネットによって誰でも簡単に手に入れることができるようになったことである。一方、瀬戸内海についてみると、この20年間の進歩が十分に社会に提供できる形にはなっていない。第2部では、おもに現地観測で得られた図をビジュアルに提供すること、瀬戸内海の科学を理解し、楽しむことを心がけた。ここでは、瀬戸内海の水温・塩分や栄養塩、潮汐・潮流およびプランクトンについて記す。

第1章 瀬戸内海の水温・塩分と海況変動

藤原 建紀

1. 瀬戸内海の地形

瀬戸内海の地形を図2-1-1に示す。瀬戸内海の大部分は水深30m程度であり、高さで言うと7～10階建てのビルの高さに相当する。東の開口部である紀伊水道中央部は水深70m、西の豊後水道は約100mである。図中の赤い点線から海岸までの平坦な台地は陸棚（shelf）と呼ばれる。陸棚の外縁の、急に深くなる肩の部分は、shelf breakであり、水深は120～150mである。これより沖合の斜面の部分は陸棚斜面（shelf slope）と呼ばれる。陸棚斜面の下部は、北上するフィリピン海プレートに押し、南海トラフにたまった堆積物が陸側（北西）へ押し付けられてできた付加体である。ここにはいくつもの断層が平行に走り、階段状の

地形となっている。また、1946年南海地震などの震源域ともなっている。

海洋学では陸棚の上の海をcoastal seaと呼ぶ。

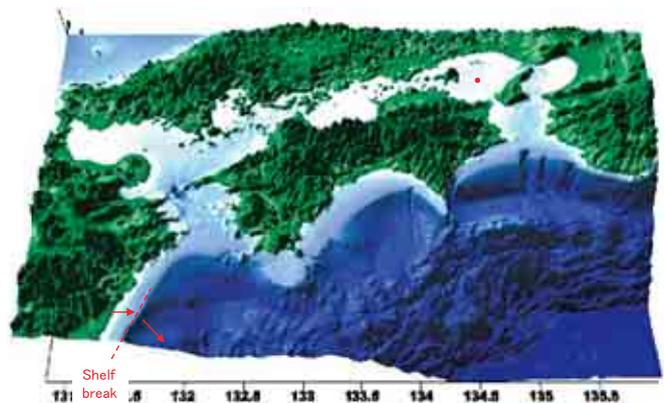


図2-1-1 瀬戸内海の地形

日本語では沿岸海域と訳されるが、日本語の沿岸海域はより広い使い方をされることも多い。また、estuary（エスチュアリー）は河口から河川内に塩水が遡上する上限、あるいは潮汐が伝搬する上限までであり、河川感潮域と訳される。エスチュアリーはcoastal seaには含まれない。ただし、欧米の河川の多くのもが溺れ谷地形（drown river valley）で、徐々に川幅が広がるくさび形であり、河口の位置が地形上明瞭でないものが多い。一方、日本の河川は河口位置が明瞭なものが多い。

瀬戸内海は地形上、奥まった、あるいは陸地に囲まれた陸棚海域（enclosed coastal sea）ということができる。このような地形は欧米では珍しい。瀬戸内海とよく比較される米国東海岸のチェサピーク湾は、多くの支流からなる河川地形をしており、水深7mほどの浅い平らな海底の中央部に水深20~30mの深み（みお筋）が続く、溺れ谷地形をしている。また塩分も10~20であり、瀬戸内海の約30よりもずっと低塩分であり、感潮河川の性質が強い。

瀬戸内海と外海・黒潮との相互作用をみると、shelf breakをたどる線の形状が重要である。足摺岬は海岸線でみるよりもはるかに大きな広い陸棚が海中に突き出している。室戸岬、潮岬は海岸地

形とshelf breakでみる地形は、ほぼ一致している。

2. 水温・塩分・栄養塩の季節変動

播磨灘中央（図2-1-1中の赤丸）における水温・気温（姫路）、塩分、溶存酸素（DO）、栄養塩（溶存無機態窒素：DIN）の季節変動を図2-1-2に示す。

気温は1月が最低であり、8月が最高である。表層水温は3月に最低となった後、気温の上昇を追いかけるように上昇する。6月頃には1週間に約1℃上昇する。このとき中層および底層の水温上昇は遅れ、水温成層が発達する。9月には気温の下降が始まり、10月には水温が表層から底層まで一様となり、成層はなくなる。水温下降期の著しい特徴は、水温が気温よりもずっと高いことであり、12月には11℃も高い。

塩分は4月から9月まで表層の方が中層よりも低い。一方、10月以降、一様となる。水温の季節変動とあわせてみると、10月から翌年の3月までが対流期、4月から9月までが成層期といえる。

成層期になると底層のDOが低下をはじめ、9月に最低となる。なお、表層のDOの季節変化（4月から9月の低下）の大部分は、水温上昇による酸素溶解度の低下によるものである。底層DOの低下に対応し、底層DINは上昇する。底層では上層から沈降してくる有機物が酸素消費をともなって分解され、無機化されている。一方、成層期の表層の栄養塩（DIN）は植物プランクトンに取り込まれ、枯渇している。この表層のDOと栄養塩の季節変動は、陸棚海域の典型的なパターンである。ただ底層の季節変動パターンは、その測点の水深（海深）によって変わる。冷却期の混合層の下限が海深によって変わるからである。

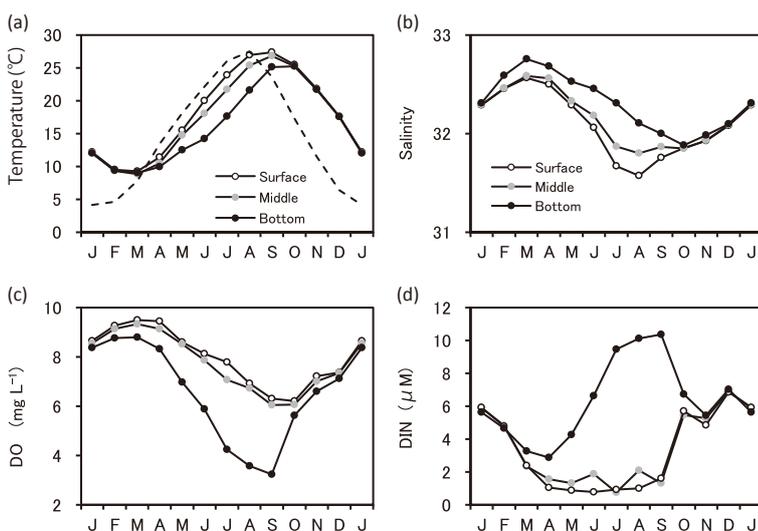


図2-1-2 播磨灘中央における(a)水温・気温、(b)塩分、(c)溶存酸素(DO)、(d)無機態窒素濃度の季節変化。中層の水深は10m。測点位置は図2-1-1中の赤丸。(兵庫県浅海定線調査H10測点, 1998~2006年の平均)

3. 夏の瀬戸内海

(1) 水温と塩分

瀬戸内海を縦断する測線における、夏季の水温・塩分の分布を以下に記す（小林ら(2006)）。
 図2-1-3に赤丸で測線位置を示す。大阪湾では、西部の強混合域を通っており、東部の成層域には入っていない。本調査は国立弓削商船高等専門学校と著者らの共同調査であり、以降、「弓削丸調査」とよぶ。大阪から別府をむすぶ線は、国立環境研究所がフェリーを用いて水温・塩分、栄養塩

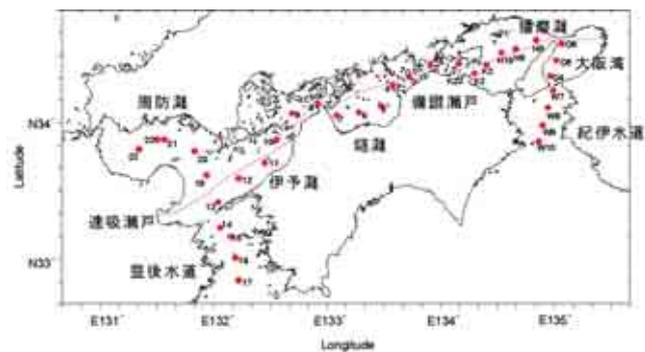


図2-1-3 瀬戸内海縦断調査, 測点位置.
 (弓削丸調査, 2002年8月1日からの調査)

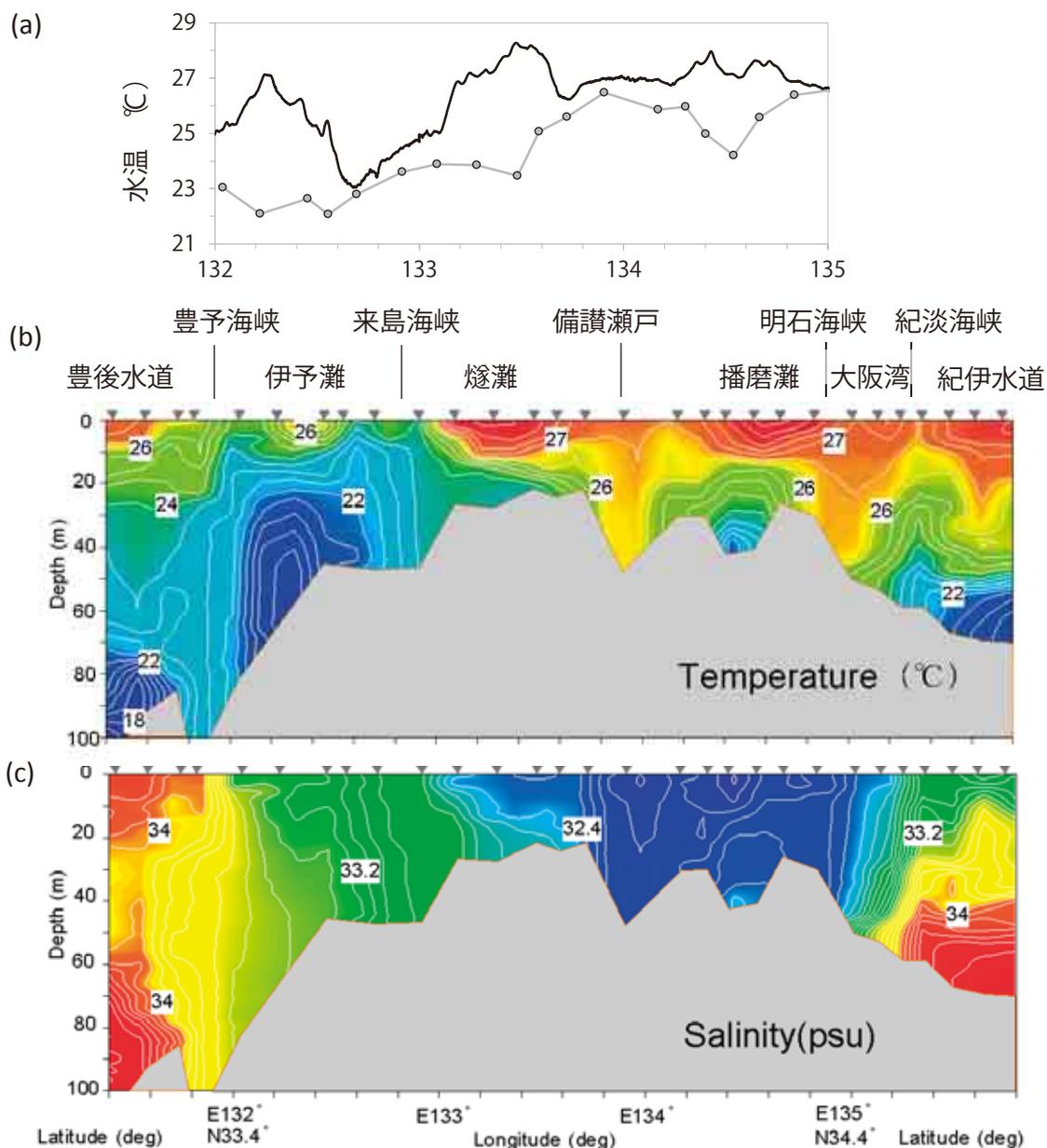


図2-1-4 縦断線上の(a)表層と水深20m水温, (b)水温, (c)塩分.(2002年8月初旬)

などを測定した観測線である。

図2-1-4は2002年8月上旬における水温・塩分である。塩分(c)は、備讃瀬戸から播磨灘西部が最も低く、ここから西に豊後水道、東に紀伊水道に向かって徐々に上昇している。紀伊水道の底層には外海の高塩分水が進入している。一方、豊後水道では表層と底層に外海からの高塩分水があり、中層(水深20~60m)では内海の低塩分水(塩分34以下)の海水が流出している。この低塩分水は中層をさらに沖合にまで伸びている(愛媛県の調査による)。

塩分分布では、水平的な違いが目立つのに対し、水温(b)では上下の違いが顕著である。上層の水温は高く、灘部では27℃以上になっている。一方、灘部の下層には低温の水塊がある。この低温水塊はcold poolと呼ばれる。伊予灘下層には大きなcold poolが見られる。

図(a)はフェリーで測定した表層水温と、水深20mの水温(下層水温)である。下層水温は、備讃瀬戸が最も高く、ここから西に行くほど低温である。この水温の違いは表層水温にも反映されており、全体に東高西低である。大きく見ると浅い海域は高温となっている。

海峡部では表層と下層の水温差が小さい。これは、海峡部の強い潮流によって、強混合となっているからである。下層で見ると、海峡部の水温は、灘部の水温より高い。この違いは海水の密度にも反映され、海峡部の強混合水が灘部の「中層」に密度流として進入していくことになる。

表層で見ると、海峡部の水温は、隣接する灘部よりも2℃ほど低い。また栄養塩濃度も灘部よりも高い。これは灘部下層の冷水が上がってきているからであり、夏の海峡部は湧昇海域と類似の性質を持っている。後に述べるが、表層が低温の海域は栄養塩も豊富であり、夏季にも海藻が繁茂し、アワビやサザエがよく育つ。

このときの表面水温の分布を図2-1-5に示す。海峡部の低水温の特徴がよく現れている。潮流の弱い燧灘(ひうちなだ)の水温は高いのに対し、海峡部が連なる安芸灘・伊予灘は広い範囲にわた

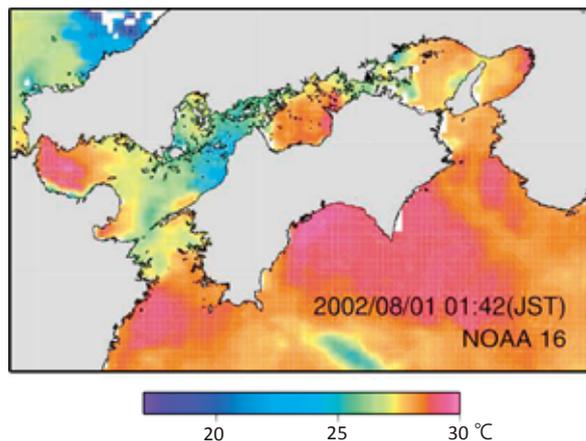


図2-1-5 海面水温。(2002年8月1日, NOAA衛星による)

って低温である。また豊後水道南部には高温水があり、これは図2-1-4 b, cの左端にみられた外海の高塩水である。成層の強い周防灘や播磨灘、大阪湾東部も高温である。

(2) エスチュアリー循環流

湾奥部に河川水が流入する内湾では、エスチュアリー循環流という湾全体規模の流れが発達する。この流れは、淡水である河川水(軽い)と、外海の高塩分水(重い)の間の密度差によって起きる流れ(密度流、重力対流とも呼ばれる)である。湾の上層では湾奥(河口)から湾口(外海)に向かって流れ、下層では逆に、湾口から湾奥に向かって流れる。河川感潮域のエスチュアリー循環流は古くから知られ、河口循環流と呼ばれていた。エスチュアリー循環流が湾・灘規模でも卓越する流れであることは比較的最近になって分かってきた。ただし、湾・灘規模のエスチュアリー循環流は地球自転効果の影響を強く受けた密度流であり、河口循環流とはかなり性質が異なる(藤原(2007)、Fujiwara et al.(1997)、Fujiwara(2003))。

瀬戸内海縦断面上のエスチュアリー循環流を図2-1-6に示す(小林・藤原(2006))。まず海底地形をみると、瀬戸内海中央部(備讃瀬戸)が浅く、東の紀伊水道、西の豊後水道に向かって深くなっている。今から2万年前の水氷時代(人類の石器時代)には、海面が現在より約100m低く、瀬戸内海は陸地であった。このころ瀬戸内海は、現在

の備讃瀬戸がもっとも高く、ここから西に向かう川と、東に向かう川があった。その後、温暖化が進み、海水面が上昇すると、瀬戸内海は東部瀬戸内海の入り江と、西部瀬戸内海の入り江になり、最後に備讃瀬戸が海となって二つの入り江につながり、現在の形となった。現在でも備讃瀬戸に大きな河川（吉井川・旭川・高梁川）が注ぎ、春から秋の間、備讃瀬戸が最も低塩分となっている。

この塩分の水平分布を反映し、瀬戸内海には、二つの大きなエスチュアリー循環流が背中合わせになっている。ひとつは、紀伊水道底層から流入し備讃瀬戸に向かい、ここで上昇し、表層をまた紀伊水道に向かって戻っていくエスチュアリー循環流である。もうひとつは、豊後水道底層から流

入し備讃瀬戸に向かい、備讃瀬戸で上昇し、豊後水道に戻っていくエスチュアリー循環流である。瀬戸内海の各所に海峡部の強混合域があり、エスチュアリー循環流は若干複雑になっている。

豊予海峡から伊予灘への流入層は比較的浅いところにある。このため、この進入層の下に、春から夏季の海面加熱から取り残され、孤立した冷水塊（伊予灘のcold pool）ができる。

紀伊水道の底層に流入した外海水は、紀淡海峡で一部混合された後、大阪湾西部底層を北上し、明石海峡において鉛直的に一様となり、表層に達する。一方、豊後水道の底層に流入した外海水は豊予海峡において鉛直的に一様となり表層に達する。

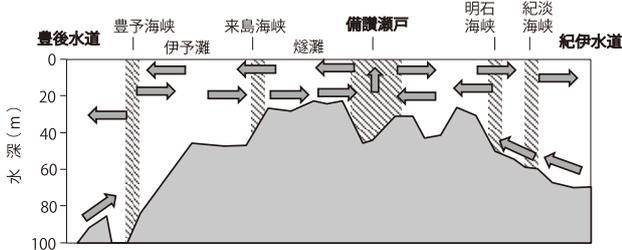


図2-1-6 瀬戸内海のエスチュアリー循環流。陰影部は強混合域。(小林・藤原(2006)を一部改変)

(3) 栄養塩の分布

夏季の栄養塩の分布を図2-1-7に示す（小林ら(2006)）。ここでは硝酸態窒素（NO₃-N）の濃度を示している。なお、リン酸態リンの分布形状も類似している（ただしケイ酸の分布形状はかなり異なっていた）。図aはフェリーで採水された表層海水の硝酸態窒素濃度である。この図は図2-1-4と同時に観測されたものである。栄養塩の

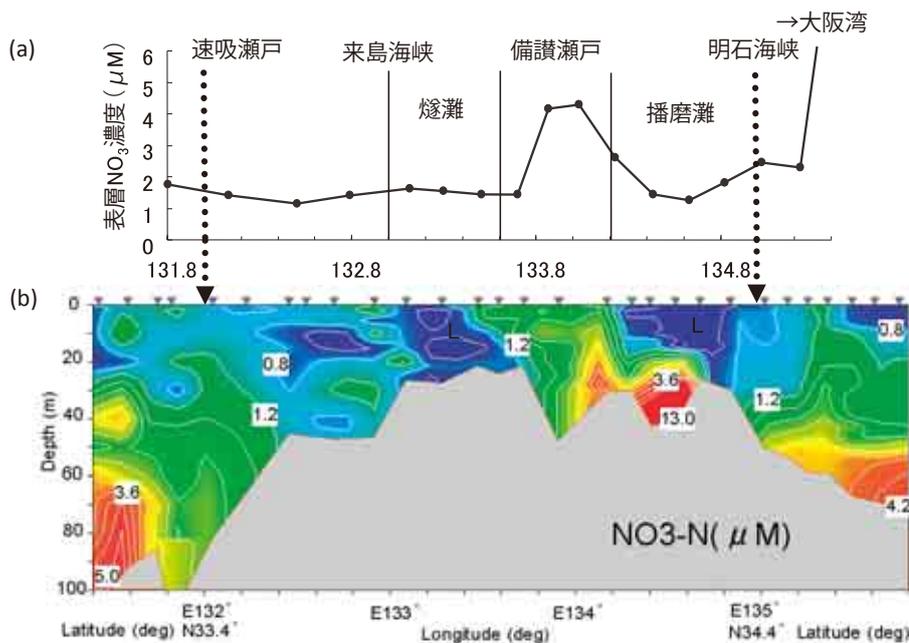


図2-1-7 縦断線上の硝酸態窒素濃度(μM)。(a)表層, (b)鉛直断面。(2002年8月初旬)

分布をみると、水温の分布と比較しながらみると分かりやすい。

紀伊水道と豊後水道の底層には、外海の低温・高栄養塩水が見えている。また播磨灘底層には低温・低DO・高栄養塩の水塊（cold poolに対応）がある。一方、燧灘底層にはこれに対応する水塊が見られない。播磨灘中央は水深が40mあるのに対し、燧灘は20mと浅く、海底まで有光層となっている。また、燧灘の下層水は来島海峡付近からくる海水である。燧灘東部にも小規模のcold poolができるが、この調査の測点はこれを捉えていない（測点5の東にあった）。

夏の海峡部は、表層水温が低く、栄養塩濃度も高いことが特徴となっている。特に備讃瀬戸は湧昇海域となっており、表層栄養塩濃度が高くなっている。

この観測期間中は、快晴の日続いた。このときに人工衛星でとらえられた表層のクロロフィル濃度分布（植物プランクトン濃度分布に相当）などを【コラム：衛星で見るクロロフィル分布】に示す。

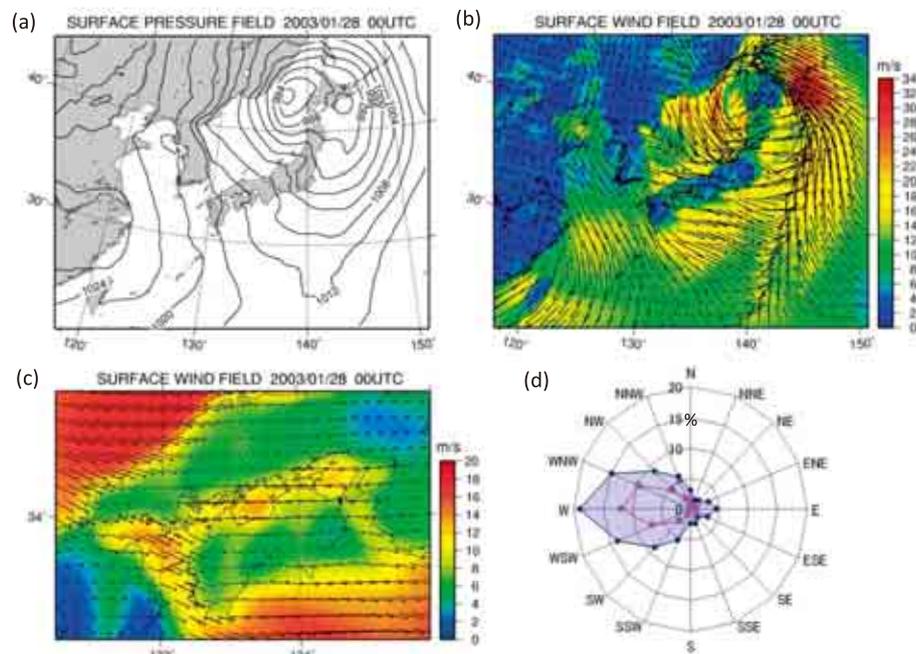


図2-1-8 強い冬型の日の(a)海面気圧、(b)地表風、(c)瀬戸内海の地表風、(d)周防灘西部の海上風の風配図(冬季:12月から2月)、赤は風速5m/s以上の風。
(風配図:北九州空港の海上観測塔における1983年から2003年のデータから作成)

4. 冬の瀬戸内海

(1) 冬の風

12月になると、しばしば冬型の気圧配置が現れるようになる。図2-1-8は強い冬型となったときの気圧配置と地表風である。また図dには周防灘（北九州空港MT局）の海上風の冬季（12月から2月）の風配図を示す。瀬戸内海の等圧線は北西から南東に向かっているのに対し、地上風は西から西北西風である。21年間のデータから得られた海上風の風配図においても、西寄りの風が卓越している。この特徴は河村（1977）の解析結果と同じである。

冬季の西寄りの風によって、瀬戸内海には東に向かう通過流（豊後水道から瀬戸内海を通過して紀伊水道に向かう流れ）が発生する。この流量は、1ヶ月間に備讃瀬戸の体積一杯分が東に移動するほどの流量である（12月から2月の間の平均流量は $4.3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ ）（藤原・中田（1987））。

(2) 水温と塩分

冬になると海水は上下混合され、表底の水質に

違いがなくなる。図2-1-9に瀬戸内海の塩分分布の季節変動を示す（中国工業技術試験所（1986））。11月までは備讃瀬戸が最も低塩分であるのに対し、冬季（12月から2月）になると塩分極小域が東に移動し、明石海峡付近が最低域となる。このため、大阪湾では3月に塩分が最低となる特異的なことが起きる。

瀬戸内海を縦断するフェリーで水温・塩分をモニターしていると、強い西風が吹くたびに塩分分布が東にシフトし、風が止むとシフトも止まるこ

とが観察される。備讃瀬戸に産卵されたイカナゴは12月末に一斉に孵化する。季節風による通過流によって、イカナゴの稚魚群が東に流されている様子もよく観察される (Fujiwara et al.(1990))。また、一般に西部瀬戸内海の海水は貧栄養である。このため、季節風が吹くと貧栄養塩・高塩分の海水が燧灘から備讃瀬戸に流入し、備讃瀬戸のノリ漁場の栄養塩濃度を下げる。

冬季(2月)の瀬戸内海から外海間の水温分布と、沿岸各地の気温を図2-1-10に示す。冬季の特徴として、海水温は気温よりもずっと高い。水温と気温の差は、播磨灘では5℃であるのに対し、太平洋および日本海で大きく8℃に達する。冬季には、水温は気温より高く、また海上風も強く、空気も乾燥しているため、大きな蒸発と海面冷却を生む。さらに、冬の瀬戸内の降水量は少ないため、瀬戸内海の塩分は冬に上昇する。

冬季は、塩分と水温の間に正の相関があり、低塩分は低温、高塩分は高温となっている。このため瀬戸内海中央部と豊後水道・紀伊水道との間での海水密度差は小さく、冬季のエスチュアリー循環流は弱いものとなっている。

紀伊水道南部には水温の不連続(前線:フロント)があり、不連続線が鮮明なときには、幅が1km以下になり、フロントをはさんだ水温差は3~5℃にもなる。このフロントの南側は、北側に比べ高塩分・高温であるが、密度差はほとんどない。このような特徴を持つものを熱塩フロントと呼ぶ。

同様な熱塩フロントが伊予灘と周防灘の間(姫島付近)にも存在する。一方、周防灘西部と関門海峡水と間の不連続線は密度差を伴った不連続線であり、日本海側の海水は周防灘の海水に比べて高温・高塩分であると同時に高密度である。豊後水道には顕著な熱塩フロントはなく、内海から豊後水道に向けて水温が高くなり、海水密度が減少していく。

(3) 関門海峡の通過流

冬季の季節風で、豊後水道から紀伊水道への通

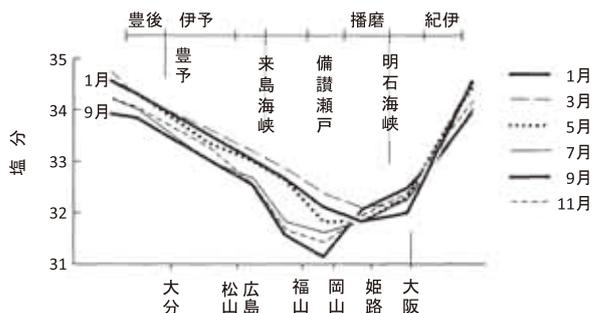


図2-1-9 塩分の季節変化.

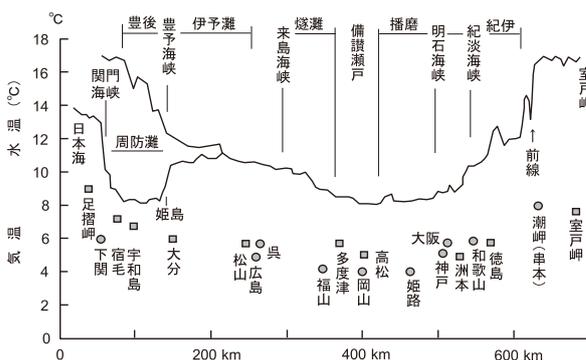


図2-1-10 2月下旬の海水温(実線)と、各地の2月の平均気温(平年値). ■:四国, ●:本州.

(1982年2月25~26日, 大阪湾から室戸岬は日本カーフェリー, 神戸から下関は阪九フェリー, 下関から響灘は関釜フェリーによる。伊予灘から豊後水道は愛媛県沿岸定線調査による。気温は1951年から1980年間の平年値)

過流が発生するのと同じ機構で、関門海峡にも大きな通過流が発生する。この通過流の発生機構を図2-1-11に示す。冬の西よりの強い季節風の応力(まさつ力)により、関門海峡西側の水位は上昇する。一方、関門海峡の東側の水位は大きく低下し、両者の水位差は40cmにもおよぶ。このため日本海の海水が周防灘西部に流入し、その流量は $1.4 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ に達する(12月から2月の平均値)。これは備讃瀬戸の同時期の通過流量($4.3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)の33%に相当する(藤原(1986))。冬季は周防灘西部に日本海の高塩分・高温海水が流入している。

5. 瀬戸内海と外海の相互作用

(1) 瀬戸内海水と外海水の海水交換時間

瀬戸内海の海水は、どのくらいの時間で外海水と入れ替わるのだろうか。瀬戸内海に流入する

汚濁負荷量を減らしたときに、その効果が海に現れる時間を予測するためには、この時間を知ることが重要である。また種々の海況・水質変動においても、その影響が履歴として残る時間は、瀬戸内海をダイナミックシステムとして捉えるときに基本的なパラメータである。

速水・宇野木（1970）は、瀬戸内海の塩分分布と、淡水流入量から瀬戸内海を1次元水路としたときの分散係数として $1 \times 10^3 \text{m}^2/\text{s}$ と、通過流量（東流） $2,200 \text{m}^3/\text{s}$ を求めた。藤原（1983）は、これらの値を用いて瀬戸内海水と外海水の間の交換時間（内海水の平均滞留時間）：0.5年（6ヶ月）を初めて求めた。当時、「瀬戸内海水が外海水と入れ替わるには50年から60年かかると“言われている”」とされており、小学校の社会科教科書にもそのように書かれていた。

同様な方法、体積Vと河川水流入量Qから求められた琵琶湖の平均滞留時間（ V/Q ）は5年である。これと比較すると瀬戸内海の交換時間の短

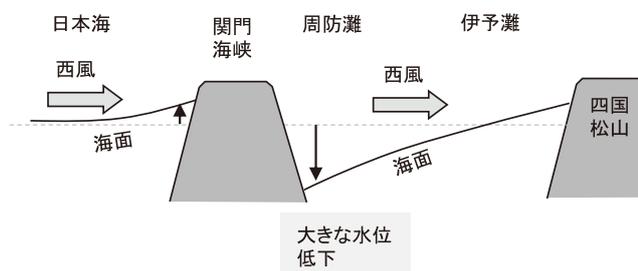


図2-1-11 西風によって生じる関門海峡の通過流。

さが分かる。東京湾や伊勢湾の交換時間も1、2ヶ月であり、沿岸の海水は外海と比較的短い時間で入れ替わっている。

藤原（1986）は、淡水流入量と風による通過流量の季節変動を考慮し、図2-1-9にみられる塩分分布の季節変動を再現する数値モデルを作成し、海水交換の季節変動を求めている。1次元に換算した分散係数は、夏季（7月）に $1,350 \text{m}^2/\text{s}$ 、冬季（1月）に $250 \text{m}^2/\text{s}$ であった。冬季の値は、年中強さの変わらない潮汐・潮流による海水交換によるものと考えられ、夏季と冬季の差： $1,100 \text{m}^2/\text{s}$ が夏季の密度対流（エスチュアリー循環流）によるものとみられる。これらの値には年による変動や誤差も含まれるが、密度対流による海水交換が、潮汐による海水交換よりもずっと大きいことは確かである。

図2-1-12に瀬戸内海水（豊後・紀伊水道を含む）が外海水と交換していく状況を示す（藤原（1983））。陰影部が滞留している割合である。滞留水は最初、急速に減少し、0.3年が半減期、0.5年が平均滞留時間であり、1.4年後には90%の海水が交換している。減衰はほぼ指数関数であるので、 $1.4 \times 2 = 2.8$ 年後には $0.1 \times 0.1 = 0.01$ 、つまり99%が交換している。1年後でみると、紀伊水道を通じた交換は26%であり、豊後水道は55%である。海水交換において、豊後水道の寄与は、紀伊水道の寄与の約2倍の大きさである。

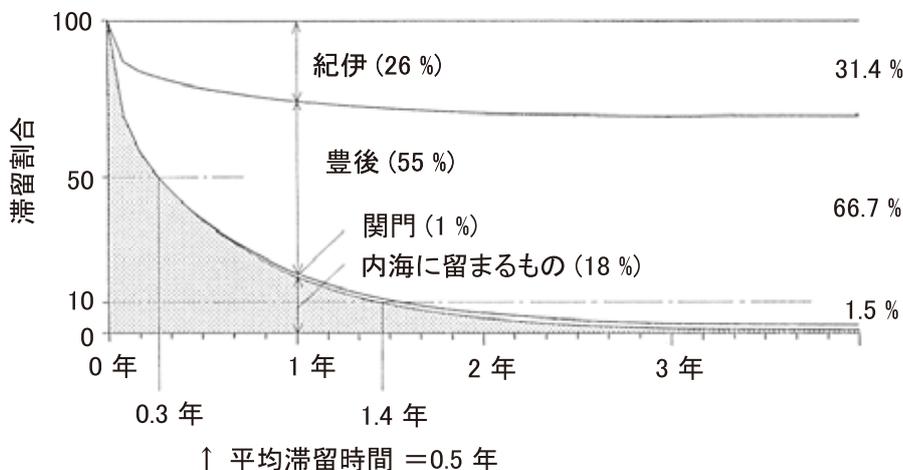


図2-1-12 瀬戸内海水（陰影部）が外海水（白色）と交換して減少していく時間変化。（時刻0における瀬戸内海水は、豊後水道・紀伊水道を含む）

1993年の日本は著しい多雨年であり、梅雨が明けず、米が不作となり、タイ米を輸入した年である。翌年1994年は小雨となった。このときの播磨灘中央の測点における塩分の経時変化を図2-1-13に示す。1993年8月には表底とも急激に低塩分となったが、翌年3月には塩分32に回復し、その後、急上昇し1995年3月には33.5という高塩分になった。つまり瀬戸内海の水には長期的な履歴は残らない。

(2) 紀伊水道と豊後水道

紀伊水道と豊後水道は、瀬戸内海と外海を結ぶ海域であり、瀬戸内海の水質や水位をも決める重要な海域である。ここを通じての外海水の流入、内海水の流出について述べる。紀伊水道と豊後水道の流れを決める基本的な法則は、「岸を右に見て流れる」と「等密度進入」の二つである。

「岸を右に見て流れる」のは、地球自転効果により、(北半球では)動く方向に向かって右に向かう力(コリオリ力)が働くためである。このため水路の中の海水は、岸を右に見て、岸に沿って流れることになる。日本南岸に位置する内湾では、紀伊水道・豊後水道だけでなく、東京湾・伊勢湾でも東岸に沿って外海水は流入し、湾内水は西岸に沿って流出する。

等密度進入とは、進入海水は、自身と密度が等しい層に入っていくことである。もし内海水が外海水よりも軽ければ、内海水は外海水の表層に広がっていく。逆に、重ければ底層に進入する。一般に、内海水は低塩分であり、外海水よりも軽いことが多い。

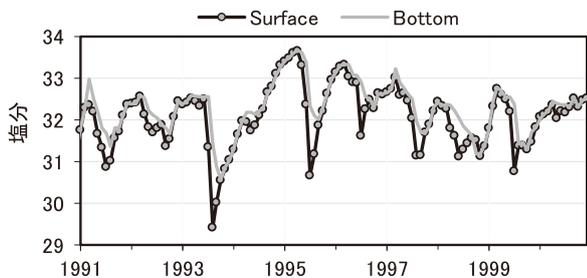


図2-1-13 播磨灘中央における塩分の変動。
(兵庫県浅海定線調査H10測点)

紀伊水道は、河川流入量の多い東部瀬戸内海に位置しており、1年を通じて内海水の方が軽い。春から夏・秋は大きく軽く、冬季には密度差は小さくなる。このため内海水は一年を通じて西側上層を流出する。豊後水道は、河川流入量の少ない西部瀬戸内海に位置しており、内海水は夏季に西側中層を流出することが多く、冬季には西側底層を流出する。

1) 紀伊水道

紀伊水道の通年の流動構造を図2-1-14に示す。また夏季の横断面の残差流(面に垂直方向、流入が正)を図2-1-15に示す。外海の高塩分水は、紀伊水道の東側を通過して北上し、紀淡海峡の下層を通過して通過し、大阪湾西部下層に至る。一方、内海水は、西岸に沿って南下し、蒲生田岬を超えて海部沿岸へと岸沿いに伸びていく。この途中、鳴門海峡から来た海水、吉野川・那賀川等からの河川水と混ざり合う。

冬季の紀伊水道を特徴づけるのは、紀伊水道南部を横断する熱塩フロントの存在である。この不連続線は11月末から12月初めに発生し、1・2月に最も強くなり、4月から5月初め頃には消滅する。フロントの構造を模式的に図2-1-16に示す。

フロントは、大阪湾から伸びるエスチュアリー循環流(EC)の外縁に位置し、フロント(陰影部)をはさんで外海水に接する。フロント部の海

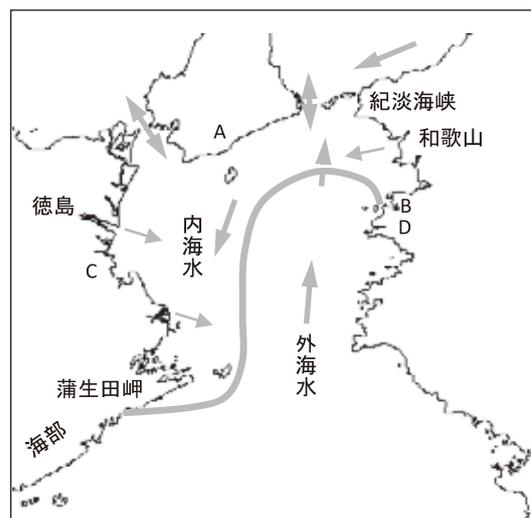


図2-1-14 紀伊水道の水塊構造と流れ。

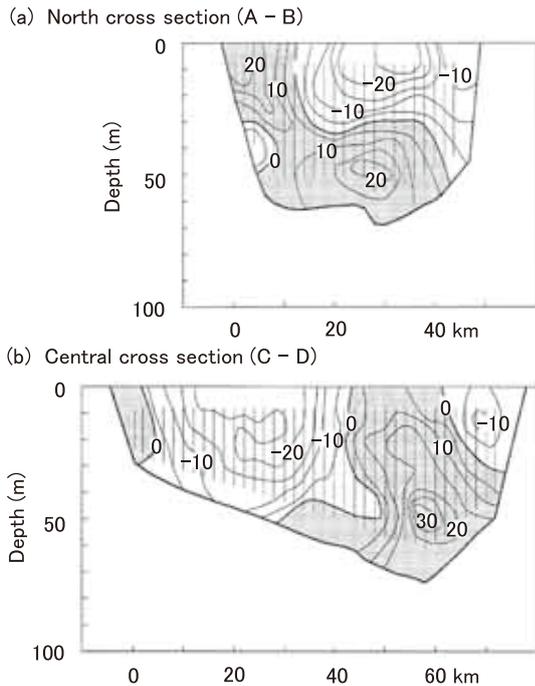


図2-1-15 紀伊水道を横断する断面の残差流。断面に垂直成分。流入(北向き)が正。
 (断面の端, A, B, C, Dは図2-1-14中に示す。中央断面:1996年8月6, 7日, 北断面:8月7, 8日。弓削丸のADCPによる調査)

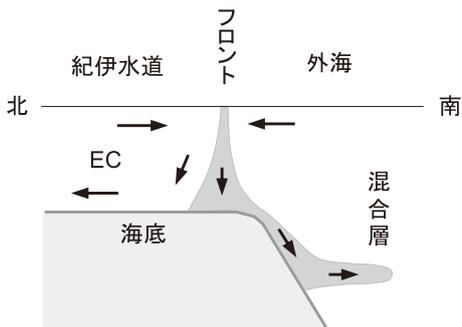


図2-1-16 冬季の紀伊水道フロントの模式図。

水は、その両側の海水よりは重いため、沈降し、外海の混合層の底部（深いときで水深120m付近；参考図2-1-21）を流出する。

内海水と外海水の密度差は、紀伊水道を横断する西岸（小松島）と東岸（和歌山）の水位差（海面高度差）にも影響する。和歌山を基準としてみると、小松島の水位は、密度差の大きな夏は、小さな冬季に比べ、約2cm高くなる。

2) 豊後水道

豊後水道の通年の流動構造を図2-1-17に示す。

また夏季の表層温度分布を図2-1-18に、図中の赤い点線に沿った横断面の残差流（面に垂直方向、流入が正）を図2-1-19に示す。豊後水道の南北断面の水温・塩分・密度を、夏季と冬季について、それぞれ図2-1-20, 21に示す。

豊後水道の水塊構造と流れは、紀伊水道に類似しているが、内海水の密度が、外海の表層の密度よりも、ほぼ一年を通じて大きい（重い）ことが、紀伊水道との違いである。内海水の流出は西側（大分県）からであり、夏季は中層から下層を通過して流出し、冬季は底層を通過して流出する。外海水は東側（愛媛県）から流入する。流入には、表層に入る暖水と、底層に進入する低温・高塩分水がある。後に示すように、底層に冷水が進入すると愛媛沿岸の水位は下がり、暖水が入ると上昇する。

図2-1-20は、底層の冷水進入が特に著しいときであり、8月であるのに水温18℃以下の海水が豊後水道底層を占めている。このとき豊後水道の潮位は20cm近くも低下した。最も沖合の測点では黒潮流軸の指標（水深200mの水温が15℃）に近い水温となっており、水深100m付近には塩分34.8のモード水（NPSTMW、図2-1-24参照）の一端がみえ、その下は深いところほど低塩分である。つまり黒潮が近くにあるときである。冬季には豊後水道北部は低温・高密度である（図2-1-21）。南沖合では、混合層が水深120mに達している。

豊後水道の内海水（豊予海峡水）が外海水よりも重いことが多いのは、水温が低いことと、比較的高塩分であることによる。豊予海峡は瀬戸内海の中でも最も深く（水深400mを越える深みがある）、潮流流量が大きく、強混合であり、ここでは夏季でも底層の低水温の重い海水が表層にまで分布している（図2-1-5など）。塩分については、西部瀬戸内海に流入する河川流量が比較的小さいことと、外海との海水交換が大きいことによって、外海との塩分差が（紀伊水道の場合と比べて）小さいものとなっている。

紀伊水道や豊後水道では、定線調査で毎月CTD観測が行われている。また、横断および縦断線での毎月の各層栄養塩調査が、豊後水道では

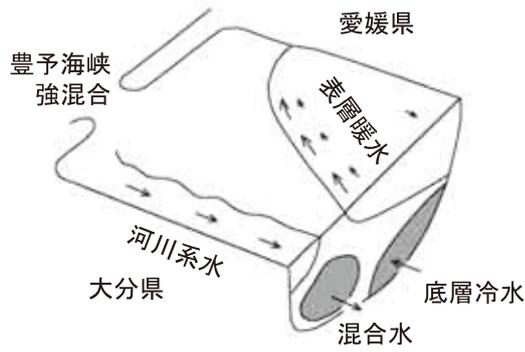


図2-1-17 豊後水道の水塊と流れ。

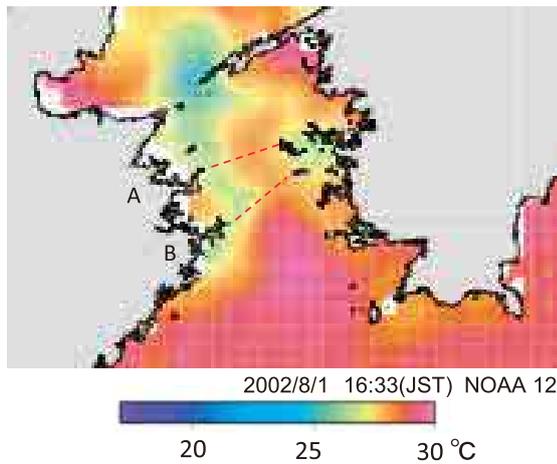


図2-1-18 豊後水道の表面水温。
(2002年8月1日, NOAA衛星による)

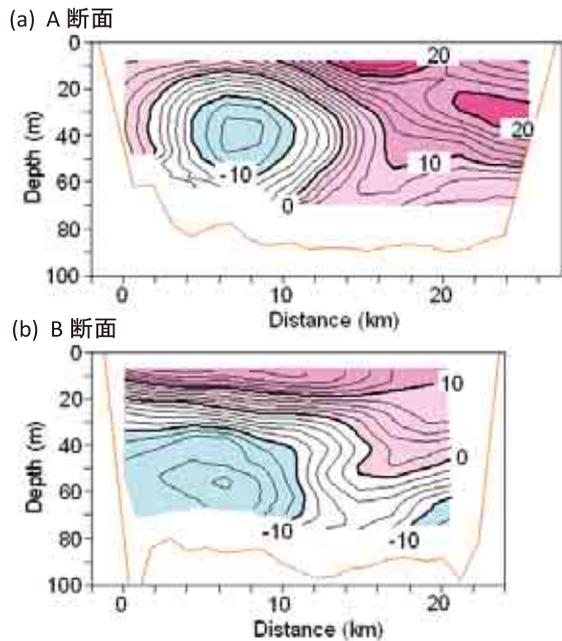


図2-1-19 豊後水道を横断する断面の残差流。断面に垂直成分。流入(北向き)が正。
(A, B断面は図2-1-18中に示す。A断面:2000年8月7日, B断面:8月7, 8日。弓削丸のADCPによる調査)

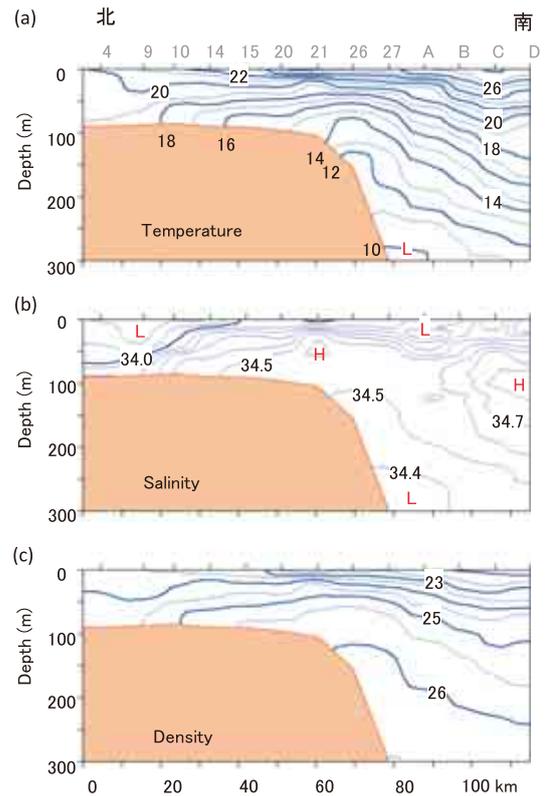


図2-1-20 豊後水道の縦断面, 夏. (a) 水温, (b) 塩分, (c) 密度 σ_t
(1995年8月1, 2日. σ_t は密度から1000kg/m³を引いた値)

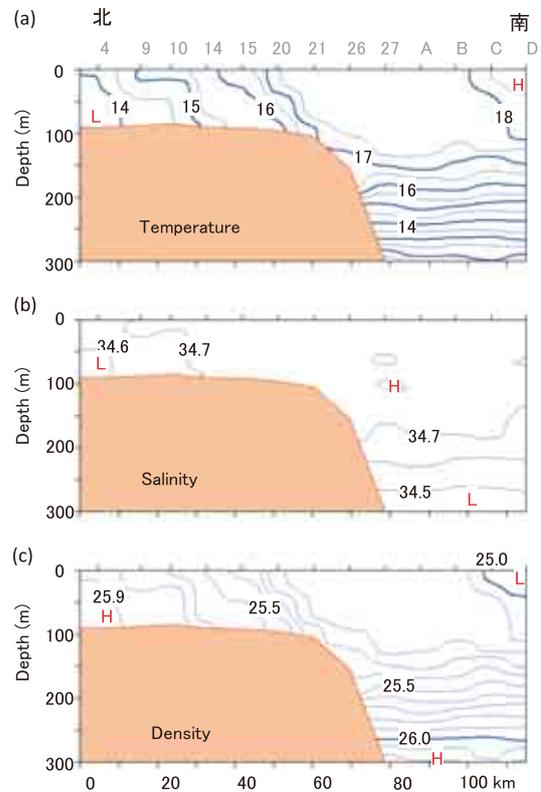


図2-1-21 豊後水道の縦断面, 冬. (a) 水温, (b) 塩分, (c) 密度 σ_t
(1995年2月22, 23日)

2年間、紀伊水道では3年間行われた。本節の模式図は、これらのデータも参考にして、平均的なイメージとして模式図を作成した。

(3) 日本を取り巻く海

瀬戸内海に入ってくる外海水と、それに含まれる栄養塩（無機態の窒素・リン）の起源を知るため、日本を取り巻く海（北太平洋）の水塊構造について広くみわたす。図2-1-22は水深30mにおける塩分と硝酸態窒素濃度の年平均値である。図a中の点線は図2-1-23に示す南北断面（北海道から赤道まで）の測線である。

北太平洋の塩分分布（図2-1-22a）で、高塩分の海域（黄色）は、亜熱帯循環であり、時計方向に回っている。これの西縁では流れが強く、日本南岸に沿って西から東に流れている。この流れが黒潮と呼ばれ、その流速は速いところでは2m/s以上に達し、強流帯の幅は100kmにも及ぶ。房総半島を過ぎるあたりから陸岸を離れ、東方に向かうが、東経160度付近までは狭い強流帯を保持し

ており、この東流部分は黒潮続流と呼ばれる（気象庁HP）。

塩分分布図で低塩分の海域（青色）は、亜寒帯循環であり、反時計方向に回っている。これの西縁が親潮であり、北から南に流れている。親潮は流れとしては弱く、流速は速いときでも0.5m/sを超える程度であるが、深いところまで流れがあるため流量は大きく、最近の調査では黒潮に匹敵する流量になりうることも分かってきた。親潮の名は、栄養塩が多く、魚類や海藻類を養い育む親にあたることに由来すると言われている。黒潮が青や紺色（貧栄養で、植物プランクトンがほとんどいないことを意味する）をしているのに対し、親潮は緑や茶色がかかった色（植物プランクトンが多いことを意味する）をしている（気象庁HP）。

南北断面（図2-1-23）で見ると、水温の表層は、黒潮続流の北（亜寒帯循環域）で低く、南（亜熱帯循環域）で高くなっている。黒潮続流の南側の表層には、高温・高塩分で鉛直的な一様性の高い水塊がある。この水塊はNPSTMW(North Pacific

Subtropical Mode Water：北太平洋亜熱帯モード水）と呼ばれ、黒潮続流のすぐ南側の海域で、黒潮水が冬季に冷やされてきた水塊である。

この水塊の下には、周囲よりも塩分の低い海水が水深800mを中心としてある。この水塊はNPIW（North Pacific Intermediate Water：北太平洋中層水）と呼ばれ、これは本州東方で低温・低塩分である親潮と黒潮が表層で混合し、海洋内部に沈みこんだ海水が輸送されてきたものと考えられている。図では塩分極少位置を赤い点線で示し、他の水質項目の図中にも記入してある。この塩分極少層の硝酸態窒素濃度は30 μ mol/kgである。NPIWの下には北太

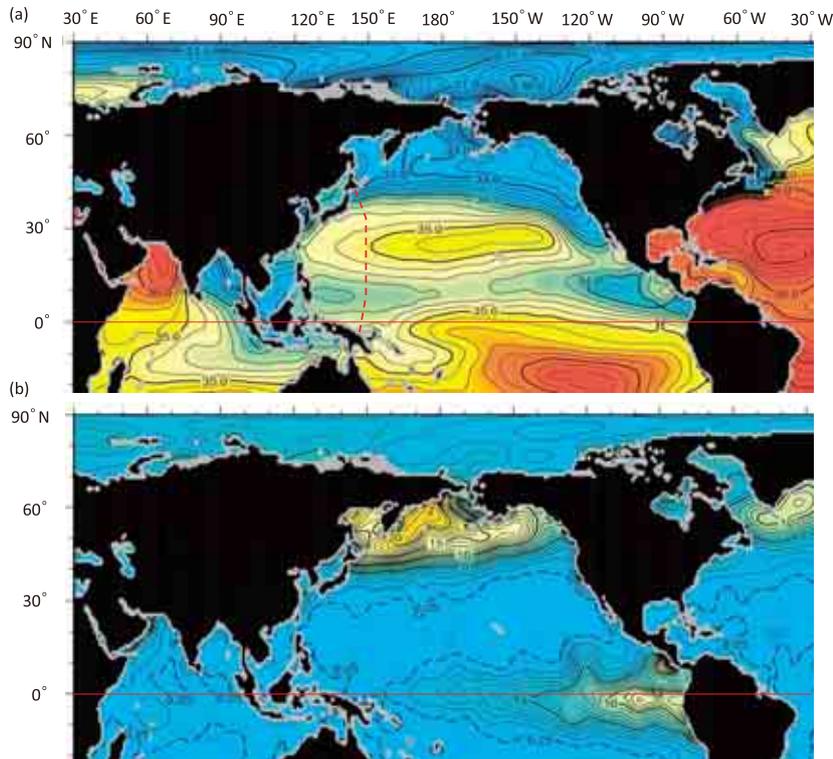


図2-1-22 太平洋の(a)塩分、(b)硝酸態窒素濃度(μ mol/kg). いずれも水深30mの年平均値.
(NOAA, World Ocean Atlas, HP: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09F/pr_woa09f.html)

平洋深層水があり、溶存酸素濃度が低く、高栄養塩となっている。

日本南岸、三重県尾鷲市の東方沖 (34° N, 137° E) から南に延びる測線における塩分を図2-1-24に示す。黒潮より南は図2-1-23と同じであり、水深800m付近に塩分極少がある。一方、黒潮と本州の間（水産学の分野では黒潮内側域と呼ばれる）では、塩分極少が水深約400mになっている。ここでも硝酸態窒素の濃度は約30 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ である。日本沿岸各地の深層水利用施設で採水しているのは、おもにこの塩分極少層の海水である。

詳しくは【コラム：太平洋に面する海の海水の起源と栄養】を参照

(4) 外海水の瀬戸内海への流入

瀬戸内海で植物が育ち、それを元に豊かな生態系が維持され、その一部をわれわれが海の恵みとして得ることができてきたのは、瀬戸内海がもともと肥沃な海であったからである。その豊かさを支える海の肥料分（窒素・リン）はどこからくるのであろうか。

瀬戸内海の窒素・リンの起源として大きなものは二つある。ひとつはおもに河川を通じて陸上から来るものである。もうひとつは、外海から来るものである（藤原ら(1997a)、藤原ら(1997b)）。

外海からの栄養塩は、NPIWからもたらされ、さらにその元は亜寒帯循環域からきたものである（親潮由来、図2-1-22b）。外海から瀬戸内海への栄養塩供給量には大きな変動がある（藤原ら(2006)、藤原ら(2009)）。以下にその変動を記す。

なお、沿岸海域（瀬戸内海など）を対象としたとき、外部（陸や外海）から供給される窒素・リンは異地性(allochthonous)とよばれ、内部で循環している窒素・リンは現地性(autochthonous)と呼ばれる。海底から溶出してきた窒素・リンは内部循環の一部であり、系外からの供給としては扱われない。

1) 陸棚斜面と水位変動・通過流

陸棚斜面の海況変動は、陸棚上（瀬戸内海）の

水位・海況（水温・塩分・流れ）・栄養状態を大きく変える。黒潮内側域の陸棚斜面水は、NPIWとNPSTMWの混合水であった（【コラム：太平洋に面する海の海水の起源と栄養】を参照）。前者は栄養豊富であるのに対し、後者には栄養塩が

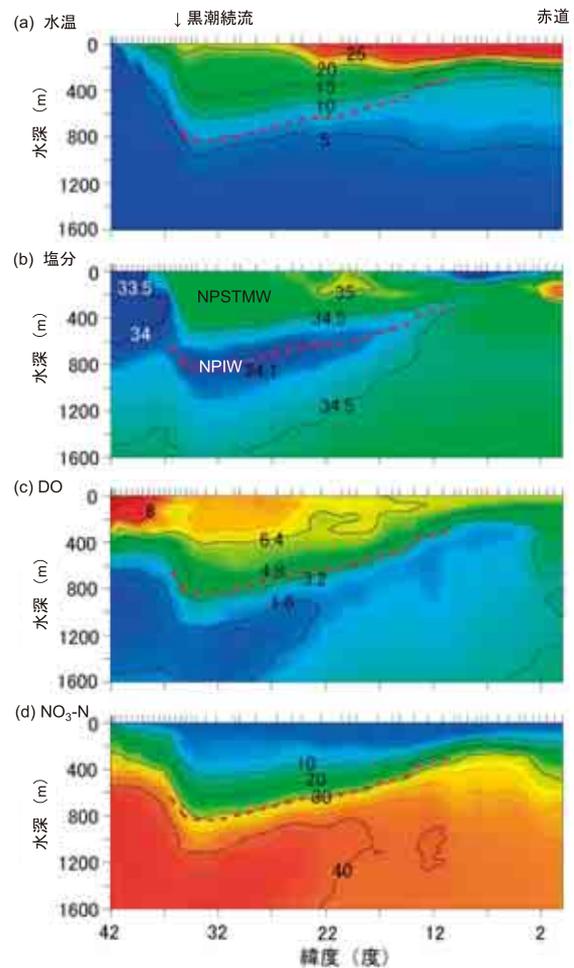


図2-1-23 北海道から赤道までの南北断面。(a)水温、(b)塩分、(c)DO(mg/L)、(d)硝酸態窒素($\mu\text{mol}/\text{kg}$)。 (2005年5, 6月, JAMSTECみらいMR05-02航海)

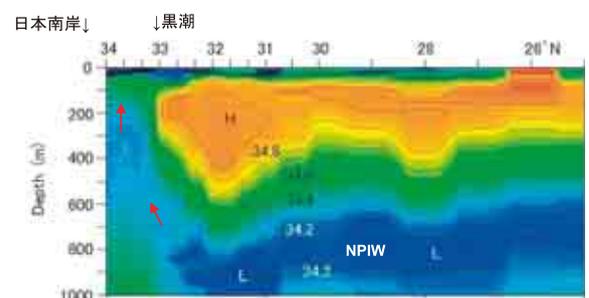
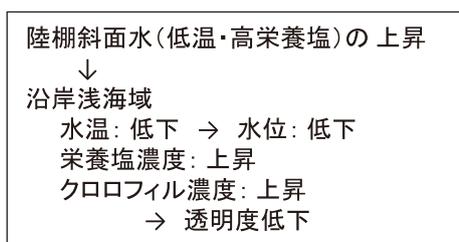


図2-1-24 熊野灘から南に向かう断面,塩分。(34°N, 137°Eから南へ, 2006年7月16, 17日, 気象庁凌風丸0606航海)

ほとんど含まれていない。このため、陸棚斜面水の栄養塩濃度は、その海水がNPIW由来の海水をいくら含んでいるのかによって決まる。

NPIWを多く含んだ海水（低温・高栄養塩）が上昇してきたとき、陸棚上に起きる一連の出来事を図2-1-25に示す（藤原ら（2009））。まず水位が低下する。これは水温低下により海水が熱収縮しているからである（力学的海面高度の低下と一致する。藤原ら（2004））。また上層の栄養塩濃度が上昇し、植物プランクトンが増え、クロロフィル濃度が上昇する。植物プランクトンは、懸濁物でもあるので、透明度が低下する。

図2-1-26は、熊野灘における水位（平年偏差）と水深100mの水温（平年偏差）である。前者は10日間の平均値、後者は月に1回の観測であり、測



陸棚斜面水=NPIWとNPSTMWの混合水

図2-1-25 陸棚斜面水の上昇で沿岸海域に起きること。

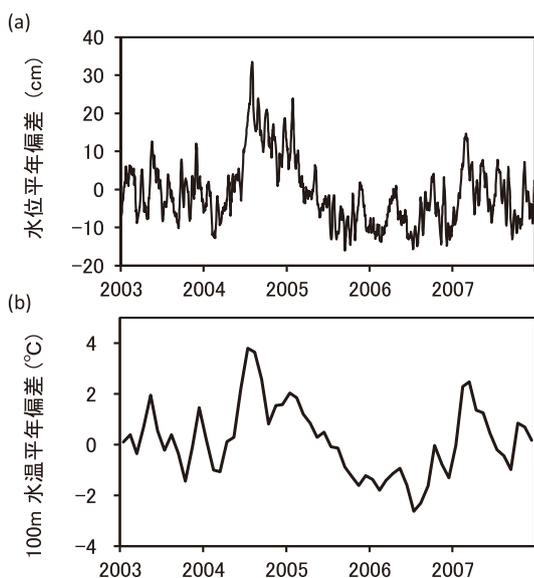


図2-1-26 熊野灘(尾鷲)の(a)水位平年偏差と、(b)100m水深平年偏差。
(三重県熊野灘沿岸定線調査,全測点平均)

定間隔が異なっているにもかかわらず、両者に高い相関がみられる。水温の3℃の変化が、30cm近い水位の変化となっている。2004年夏はとくに高い。一方、2005年、2006年の夏は水位が低下した。

瀬戸内海は、東西に開口部のある水路状の地形をしている。このため、他海域にはない現象（通過流）が生じる（図2-1-27）。この図は、紀伊水道の陸棚斜面で低温水の大きな上昇があり、一方、豊後水道では小さな上昇があったときを示している。豊後水道に比べ、紀伊水道の水位は大きく低下する。このため豊後水道から紀伊水道に向かう通過流ができる（國井・藤原（2006））。

図2-1-28には、熊野灘と紀伊水道・豊後水道の水位を示す。3海域ともおおまかには連動して上

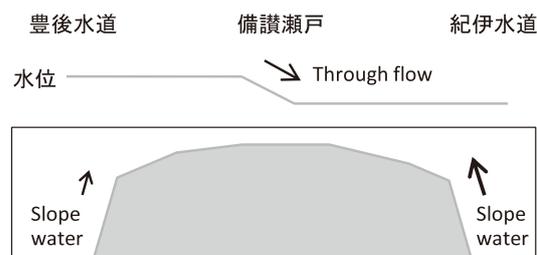


図2-1-27 瀬戸内海の通過流の発生機構。紀伊水道で大きな陸棚斜面水の上昇が起きたとき。

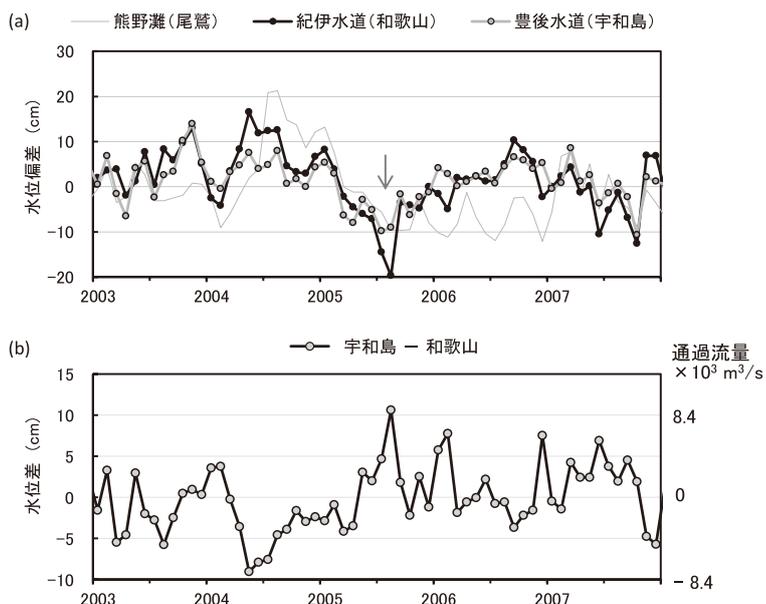


図2-1-28 (a)水位偏差と(b)水位差(宇和島-和歌山), 通過流量は右軸。

下している。しかしよくみると紀伊水道の変動は、豊後水道の変動よりも大きいため、両者の間に水位差が生じる。図bは豊後水道（宇和島）と紀伊水道（和歌山）の水位差である。紀伊水道側の水位がより大きく上昇した2004年春には水位差が低下し、水位が低下した2005年夏には水位差は大きく上昇した。水位差の振幅は10cmにおよぶ。これは通過流量の振幅 $8.4 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ に相当する。

この水位が大きく低下したとき（2005年8月）の日本南岸の100m水温・流速と、海面高度・流速を図2-1-29に示す。これはFRA-JCOPE2モデルにより、実測値にデータ同化した再解析データ

である。黒潮は都井岬（宮崎県）では岸に近く、潮岬（和歌山県串本）ではやや離岸しており、豊後水道・紀伊水道ともに陸棚斜面水が進入しやすい条件になっている（次節、2-1-5-(4)-2参照）。しかし、紀伊水道の方が、豊後水道よりも低温である。このことは水位にも反映されており、紀伊水道の水位の方がより低くなっている。このため備讃瀬戸を境として西高東低となっており、東向きの通過流が発生している。なお、モデルでは関門海峡は閉じているが、備讃瀬戸・明石海峡・紀淡海峡・鳴門海峡は開いている。

長期間にわたる水位差（豊後水道－紀伊水道）

と、通過流量（東流が正）を、黒潮の離岸距離とともに図2-1-30に示す（國井・藤原(2006)）。ここで、水位差と流量の関係式は、瀬戸内海の潮汐・潮流をよく再現する水理モデルおよび数値モデルによって求めた。興味深いのは、同じ水位差であっても、潮流（交流）があることによって通過流（直流）の流量が低下する（海底の抵抗が増す）ことである。これは海底摩擦が流速の2乗に比例し、非線形であるためである。

図a、bともに灰色線は月平均値、黒色線は年平均値である。月スケールでは大きな変動がある。また年でも違いがあり、冬季の季節風による流量（ $4,300 \text{ m}^3/\text{s}$ ）に匹敵するような大きな値となることもある（藤原ら(2006)）。黒潮離岸距離（図b）とも対応がみられ、黒潮が大きく蛇行した1960年代初めや1970年代後半には通過流は小さくなっており、2004年にも小さくな

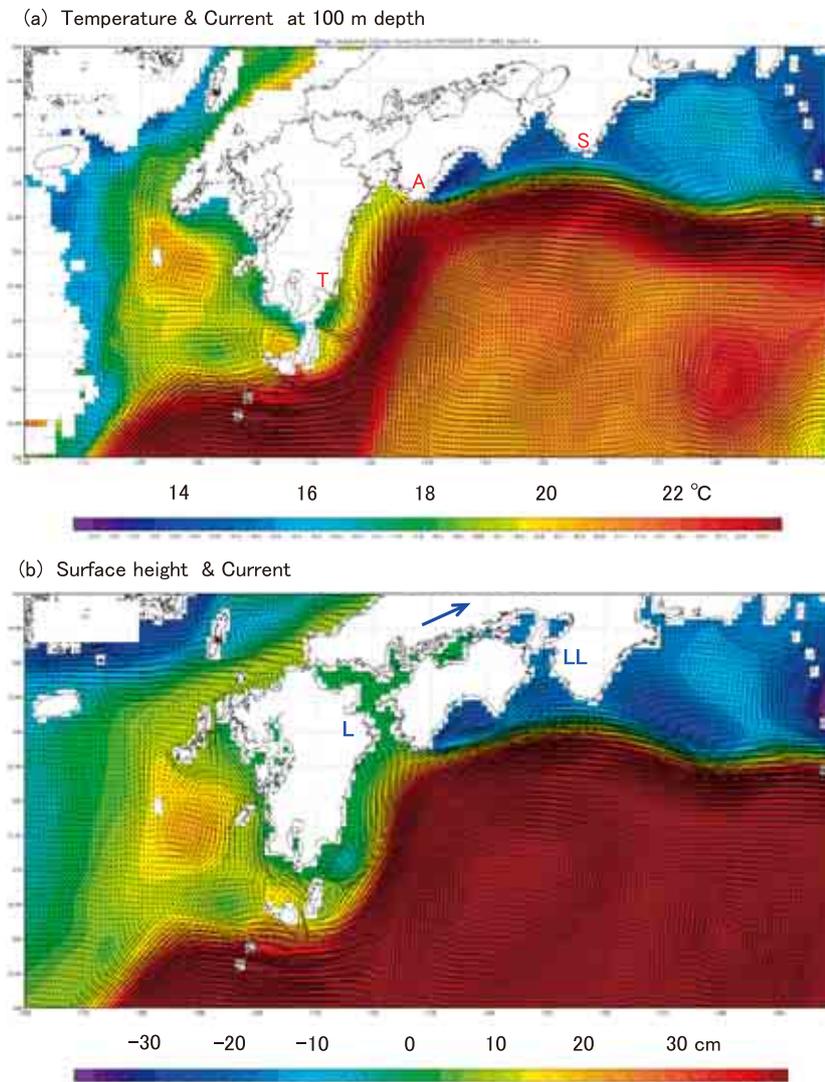


図2-1-29 日本南岸の水位低下時の(a)水深100mの水温と流れ、(b)海面高度(水位)と表層流。2005年8月15日。T:都井岬, A:足摺岬, S:潮岬。
(JAMSTECによる再解析FRA-JCOPE2による。<http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jcope/vwp/>)

っている。

このような通過流量の変化によっても、瀬戸内海内部の塩分や栄養塩濃度の分布の違いが生じる。特に備讃瀬戸は断面積が小さいため、通過流量の変動の影響が大きい。この変動により備讃瀬戸に

流入する河川水の行方が異なるため、低塩分域（高栄養塩域でもある）が移動することになる（國井・藤原(2006)）。固定点で観察している場合は、特に注意が必要なことである。

2) 外海水進入のあるとき、ないとき

紀伊水道および豊後水道の陸棚斜面には、低温で高栄養塩の海水がある。これが上昇し、陸棚上に進入することと、黒潮の流路（離岸距離）の関係が調べられている。紀伊水道では、潮岬南方の離岸距離が大きいとき（離岸）、あるいは接岸から離岸が変わるときに上昇することが指摘されている（竹内ら(1997)、高志ら(2002)）。一方、豊後水道では接岸時に上昇することが示されている（鎌田(2002)）。なお熊野灘では潮岬に接岸時に上昇する（竹内ら(1997)）。

図2-1-31には紀伊水道を縦断し南方に伸びる測線の水温分布と栄養塩（硝酸態窒素濃度）を示す。陸棚斜面と黒潮の間では、黒潮の南側に比べ、低温・高栄養塩の海水が浅いところに位置している。この海水が陸棚斜面水（slope water）であり、下に行くほど低温・高栄養塩で、NPIW由来の海水を多く含んでいる。一方、水温22℃以上の海水は栄養塩をほとんど含んでいない。

黒潮が離岸したときと、接岸したときの紀伊水道の縦断図を図2-1-32に示す。図aでは水温22℃以下の海水が大きく上昇し、冷水が紀伊水道の底層に進入している。このとき和歌山の潮位偏差は-13cmである。

2ヶ月後（図b）には黒潮は接岸し、22℃面は低下し、紀伊水道には高温の海水が全層に入っている。水温15℃線は、陸棚斜面に向かって深くなっている。このときの潮位偏差は+15cmである。

この図にほぼ対応する時期の、紀伊水道内の栄養塩分布を図2-1-33に示す。8月には低温で高栄養塩の海水が底層に大きく入っている。一方、1

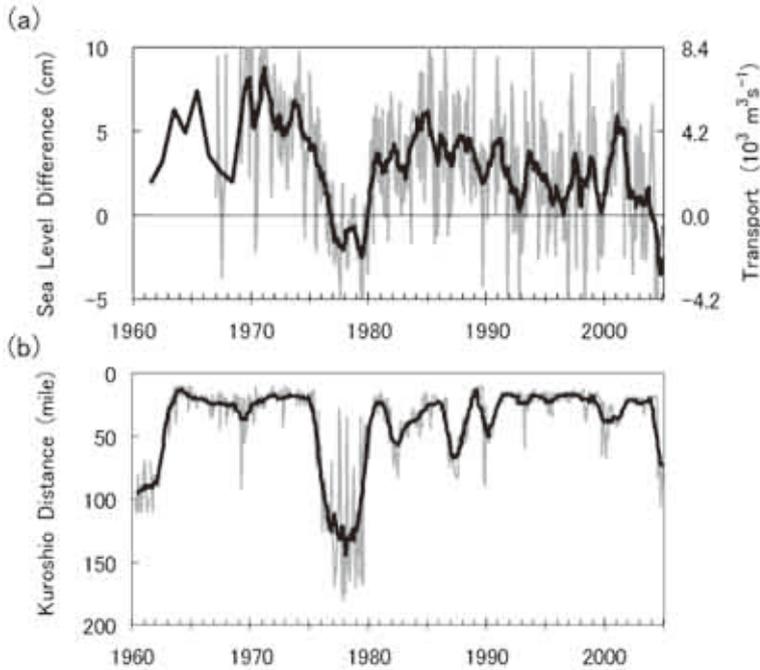


図2-1-30 瀬戸内海の東西の(a)水位差(宇和島一和歌山)と通過流量(右軸), (b)黒潮離岸距離(潮岬南方, 海里). 灰色線:月平均値, 黒色線:年平均値. (國井・藤原(2006))

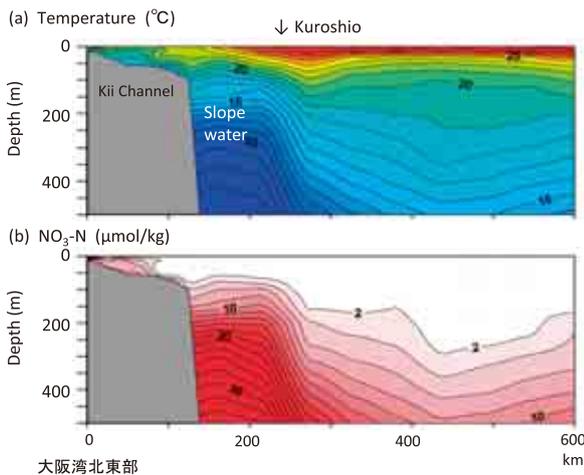


図2-1-31 大阪湾から紀伊水道を経て、潮岬から南に延びる測線における(a)水温, (b)硝酸態窒素濃度(μmol/kg). 1990年7月. (気象庁春風丸SH9007航海, 大阪湾・紀伊水道・G線データより作成, 1990年7月6日から14日)

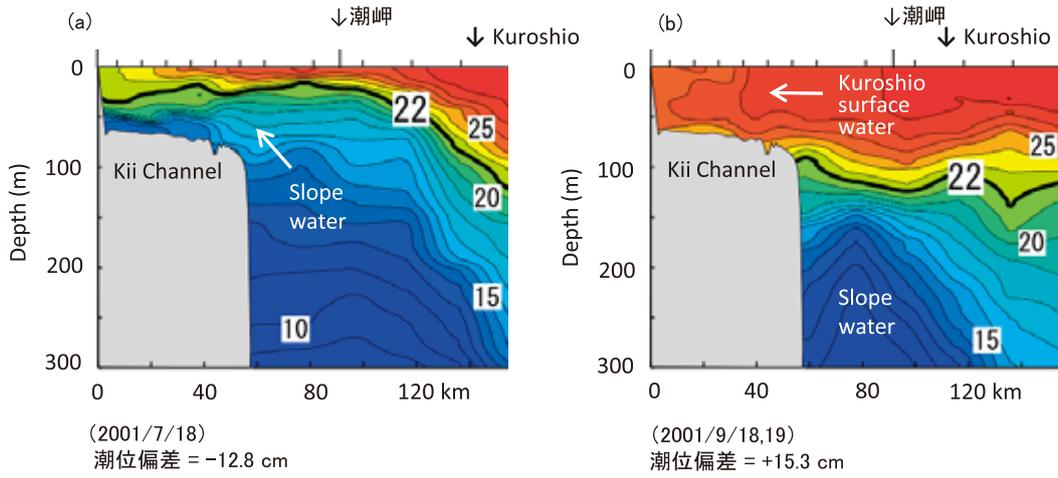


図2-1-32 陸棚斜面水の紀伊水道への進入。紀伊水道から南に延びる測線の水温。(a)冷水が進入したとき、(b)暖水が進入したとき。(a)2001年7月18日、(b)2001年9月18、19日。和歌山県紀伊水道沖合定線データより作成)

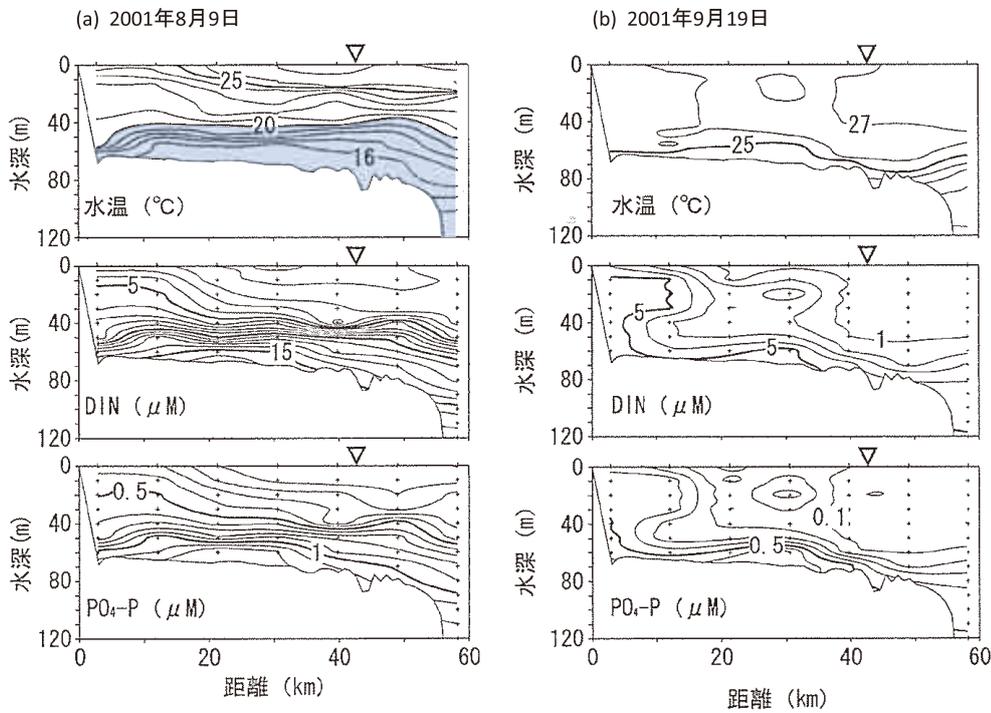


図2-1-33 紀伊水道の水温、栄養塩。(a)2001年8月9日、(b)2001年9月19日。(徳島県、海洋構造変動パターン解析技術開発試験)

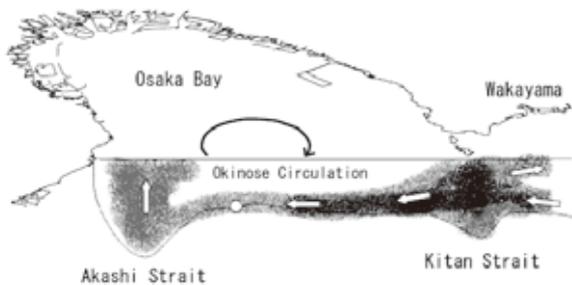


図2-1-34 高栄養塩・低温水の大阪湾への流入。

ヶ月後には、25°C以上で貧栄養な海水が水道を占めている。

紀伊水道北部に達した低温水は、紀淡海峡を経て、大阪湾西部底層に進入し、明石海峡において表層に達する(図2-1-34)。紀淡海峡では、下層に入り(図2-1-15)、一部拡散されて大阪湾に向かうものと、紀伊水道上層に戻るものに分かれる(藤原ら(2003))。図2-1-33にもその一端がみられる。

豊後水道において、冷水進入があったとき（図2-1-20、1995年8月1日）と、なくなったとき（1995年9月11日）の、縦断線上の密度分布と、診断モデルで求めた流れを図2-1-35に示す。この図で、上に向かう流れは、北東向きの流れを表す。

冷水進入時には、陸棚斜面では強い東流となっており、等密度面は陸棚に向かって上昇している。一方、冷水進入がないときは、弱い西流となっており、等密度面は陸棚に向かって低下している。

それぞれに対応する、四国南方海域の水深100mにおける水温と流動を、図2-1-36に示す。これは実測データにもとづいて同化モデルにより再解析されたものである（FRA-JCOPE2、<http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jcope/vwp/>）。

8月の黒潮は、日向灘においては陸棚斜面に沿って流れ、豊後水道沖では北東流となり、足摺岬沖で陸棚に当たっている。以降、陸棚を離れやや沖合を東に流れている。

9月には、日向灘から陸岸を離れて流れ、潮岬において陸棚に当たっている。このとき黒潮内側域（shelf breakから黒潮北縁）全体が高温となっている。豊後水道沖では反時計回り循環であり、足摺岬から暖水が豊後水道にむかって伸びている。

ここでみられるように冷水の上昇は、黒潮離岸距離だけで決まっているわけではなく、黒潮内側域のダイナミックな変動の一部として捉えるべきであろう。

6. 貧栄養化する瀬戸内海

瀬戸内海は、かつては汚濁した富栄養の海としてとらえられていた。しかし富栄養化状態は1980年代中頃には解消し、陸棚の海としての特性を取り戻したようにみえる。陸棚の海は、本章でその一端を示したように、外海の海況変動・栄養塩供給量変動の影響を強く受ける。

2000年以降、瀬戸内海では栄養塩濃度の低下が著しく、貧栄養とも言えるようになってきた。大阪湾のある東部瀬戸内海は、西部瀬戸内海より栄養塩濃度がもともと高かったが、この海域での濃度低下が著しい。備讃瀬戸や播磨灘でのノリ養殖や、鳴門海峡でのワカメ養殖に栄養塩不足による被害が生じるようになってきた。またカキ養殖においても、カキの餌となる植物プランクトン量の不足がしばしば起きるようになった。

大阪湾東部と西部の全窒素（TN）濃度の変化を示す（図2-1-37）。大阪湾東部は河川水が流入し、陸域の影響を強く受ける海域である（図2-2-15）。一方、西部は外海水の通り道であり、外海の影響が顕著に現れる海域である（図2-1-34）。

1993年ごろから、大阪湾東部のTNが著しく低下し、西部との差も縮まっている。このことは陸域からの窒素負荷が減ったことを意味している。また西部のTNにも低下がみられる。

瀬戸内海の海域ごとのTNを西から順にならべて示す（図2-1-38）。なおこの図では、播磨灘北

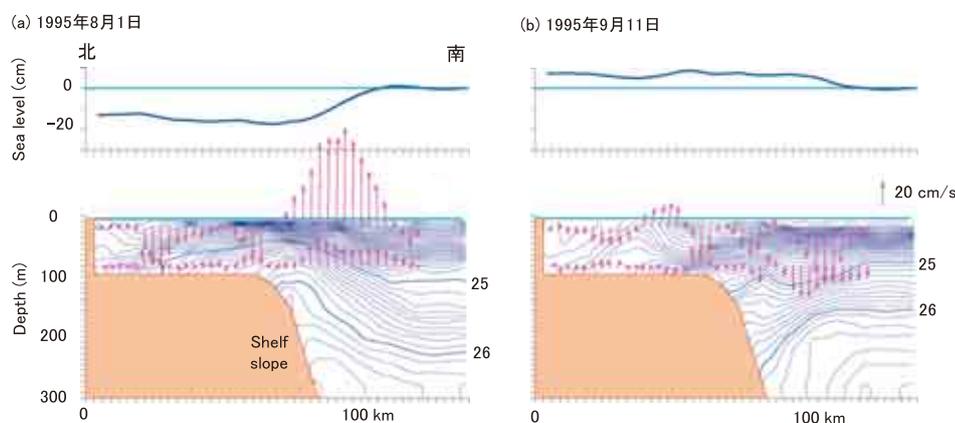
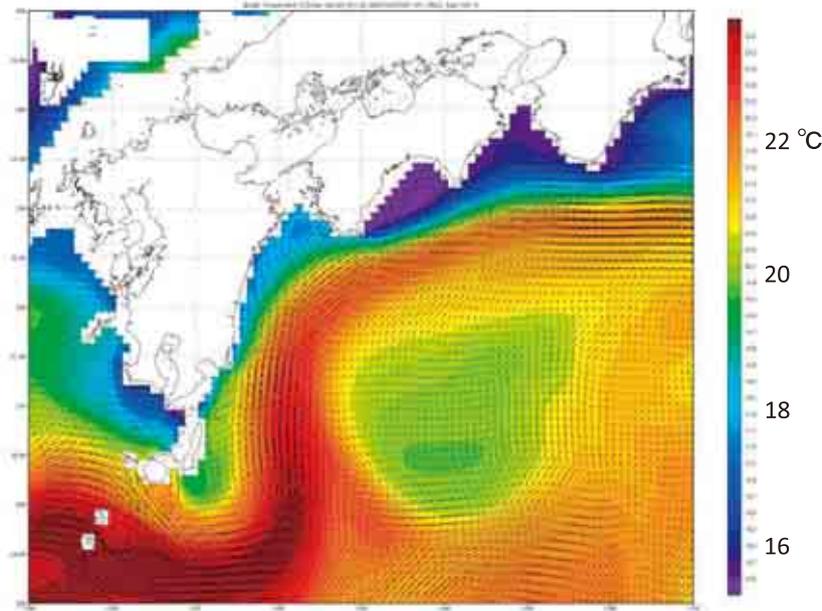


図2-1-35 豊後水道縦断面における(上)水位、(下)密度分布および流れ。流れは上向きが北東流。

(a) 1995年8月1日、(b) 1995年9月11日。(愛媛県豊後水道沖合定線調査で測定した密度分布から診断モデルにより同化した)

(a) 1995年8月1日



(b) 1995年9月11日

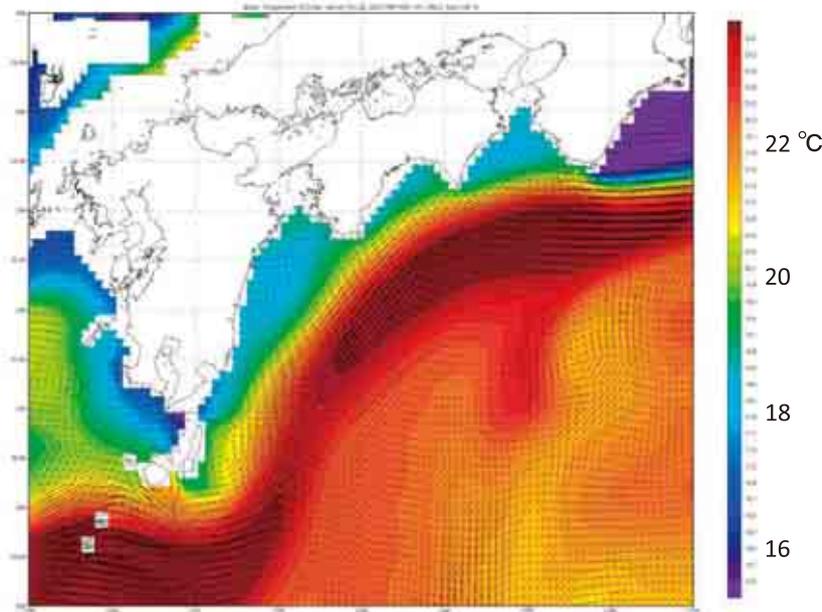


図2-1-36 日本南岸の水深100mの水温と流れ。(a)1995年8月1日, (b)1995年9月11日。
(JAMSTECによる再解析FRA-JCOPE2による)

部から大阪湾西部を通り、紀伊水道東部に至る順で示している。矢印は大阪湾東部との接続場所である。瀬戸内海には、大阪湾東部と、備讃瀬戸(岡山県)に大きな河川水流入がある。

TNでは、1990年代までは大阪湾にピークがあった。しかし、このピークは小さくなって、2009年には備讃瀬戸をピークとする形に変化した。つ

まり、瀬戸内海の縦断線上では、TNは備讃瀬戸を流入点とし、ここから東西に広がる形に変わっている。

東部瀬戸内海で大きなTN濃度の低下があった。一方、備讃瀬戸以西では変化が小さく、低下がみえにくい。また、ここでは通過流の変化などによるTN濃度変動がある。このことは、海域(灘)ごとに水質変動をみる場合には、特に気をつけなければいけないことである。

また図では、0.1mg/L以下に陰影を施した。この値は、難分解性窒素がこれ以上はあるとみられる値である。難分解性窒素は、溶存有機態の形をしており、微生物を含むあらゆる生物が利用できない成分である(溶存有機態窒素には易分解性のものもある)。このため、現在の豊後水道、紀伊水道では、生物が使える形の窒素分は水中には少ない。

なお瀬戸内海の多くの海域のTNは0.2mg/L程度であるが、この値は、東京湾でいうと、浦賀水道より南の、外海に面する房総(館山沖の内房とか外房)の海の値である。

図2-1-39は東部瀬戸内海の、小海域ごとのTN濃度の変遷である。赤線は紀伊水道の値(徳島県)である。瀬戸内海内部の高い値は低下し、外海の値に近づきつつある。

各海域の透明度の変遷を図2-1-40に示す。全体として上昇がみられる。ただ、紀伊水道は異なっており、1980年代に高く、1990年代に低くなり、その後ゆるやかに上昇している。これは外海の

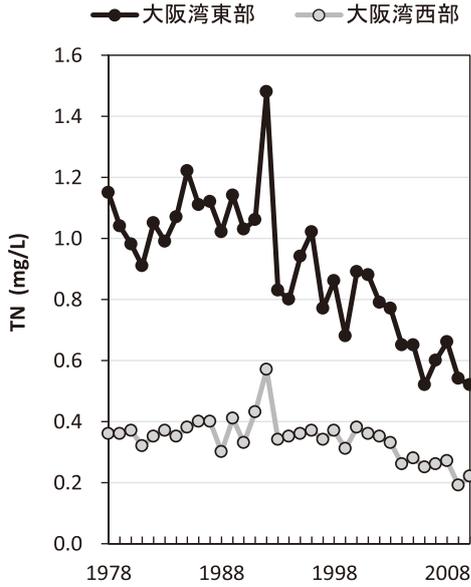


図2-1-37 大阪湾東部、西部の全窒素(TN)の変化。2010年度まで。
 (環境省広域総合水質調査,上層・下層の平均値の年度平均,瀬戸内海の環境保全-資料集-(瀬戸内海環境保全協会)中の表から作成。元資料では大阪湾東部・西部は,それぞれ大阪湾北部・南部)

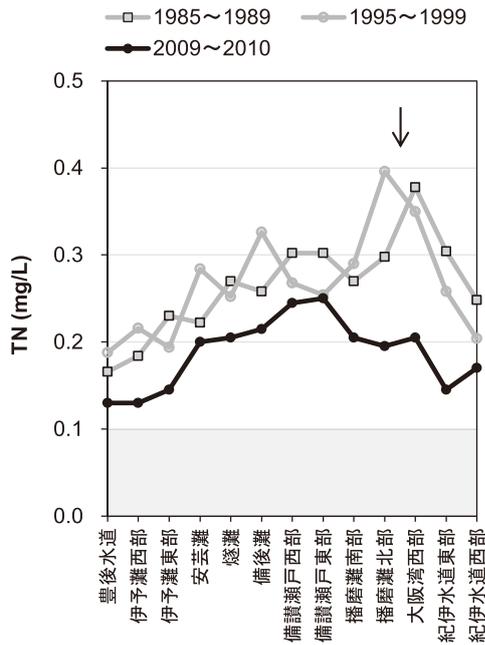


図2-1-38 瀬戸内海の全窒素の縦断分布。
 1985~1989, 1995~1999, 2009~2010年平均。
 (出典は前図と同じ)

TN変動と対応していると思われる。

紀伊水道以外の海域は、重ね合わせてみると上昇傾向が明らかである。一方、ひとつの海域だけでみると、変動が大きく上昇はさほど明瞭にはみ

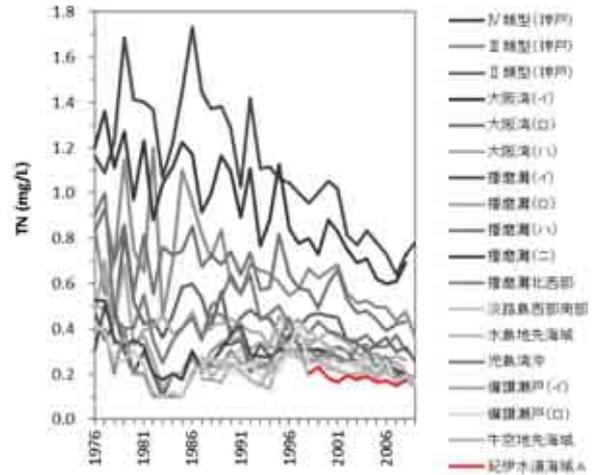


図2-1-39 東部瀬戸内海の全窒素の変化。赤色線:紀伊水道。
 (兵庫県, 岡山県, 徳島県の公共用水域水質調査)

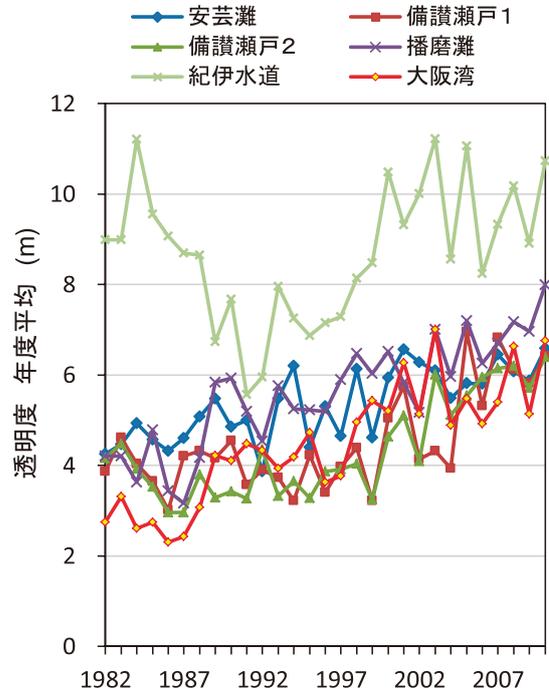


図2-1-40 海域ごとの透明度の変化。
 (国交省瀬戸内海総合水質調査データから作成)

えない。海域によっては1980年から1990年代に海砂採取が盛んであり、これによる濁りの上昇、透明度の低下などがあった(藤原(2004))。また通過流の変動がさらに複雑にしている。本調査は、8km間隔の格子点で測定する観測であり、播磨灘だけでも36測点があり、これを数日間かけて測定しているの、ある程度平均化されているのであろう。なお、海域ごとの透明度の変遷は、使用

するデータセットによってかなり異なったものになるが、その原因はよく分かっていない。

図2-1-41は夏季の透明度分布である。河川水流入のある北岸の透明度は低いのにに対し、播磨灘中南部では10mを越えている。この海域の表層では、植物プランクトンが栄養塩を利用し尽くし、栄養塩は枯渇して、濃度はほぼ0となっている（図2-1-2）。これは貧栄養な海の特徴である。また潮流の遅い燧灘東部では、透明度が15mを越えている。海底の水深が18m程度であるので、海底に達しそうな値である。また有光層の厚さは透明度の2.7から3倍であるので、海底まで有光層に入り、クロロフィル極大層は海底面上にできている。このことは図2-1-7で燧灘底層に栄養塩プールができない理由ともなっている。

陸からの栄養塩供給が減ると、外海からの栄養

塩に依存する海となり、外海からの栄養塩供給量の増減が、瀬戸内海の栄養状態に大きく影響するようになる。水位（細島）から陸棚斜面の水温を求め、また水温から栄養塩濃度を推定することができる。豊後水道沖（南部）、水深100m層の水温、栄養塩濃度を図2-1-42に示す。水深100m水温は、実測水温とよく一致している。特にCTDを使用しだしてからの当てはまりがよい。

表層水温は、40年間で0.8℃上昇しており、気温より6℃高い状態で気温に並行して上昇している。しかし、周期的な変動はみられない。一方、100mの水温には、振幅3℃に達する約20年周期の変動がある。1950年の高水位（したがって高水温）は日本全体でみられる現象である（気象庁HP）。低水温は高栄養塩に対応する（右下軸）。1970年代から1990年にかけて栄養塩濃度が上昇し、以降は低下傾向が続いている。

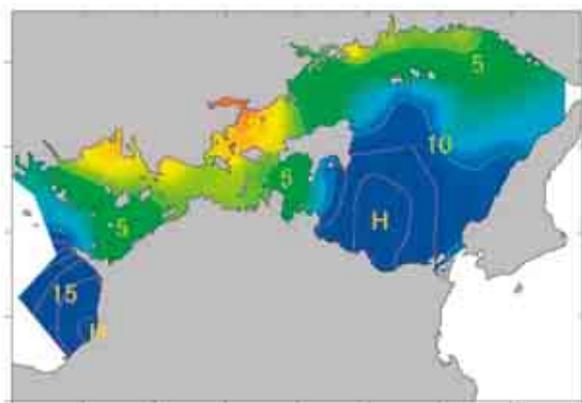


図2-1-41 瀬戸内海中央部の透明度，夏，2009年8月。
(兵庫県，岡山県，香川県の浅海定線調査)

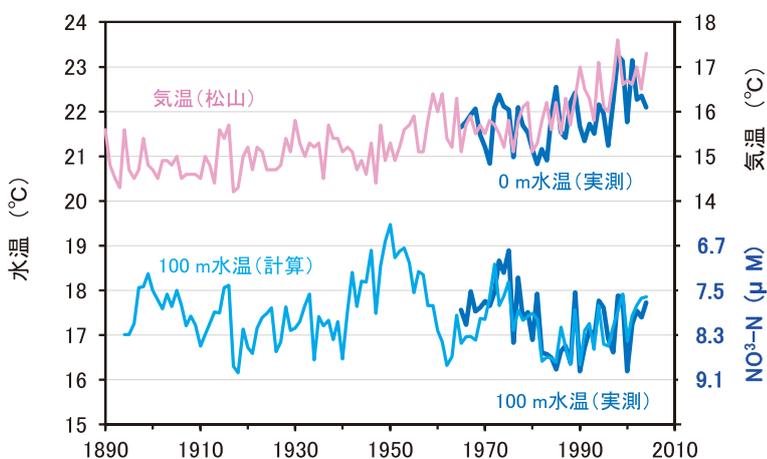


図2-1-42 豊後水道南部の水深0m，100mの水温，気温（松山）の長期記録。
(愛媛県豊後水道沿岸定線調査)

謝辞

本章で用いた図の多くは国立弓削商船高等専門学校（愛媛県）と京都大学農学研究科の共同調査で得られたものである。多田光男教授をはじめ弓削商船高専の皆さま、京都大学大学院農学研究科海洋生物環境学分野の小林志保助教および卒業生の皆さまに感謝します。多くの県の水産研究所（大分・愛媛・香川・徳島・岡山・兵庫・大阪・和歌山・三重県）の方々にも大変お世話になりました。

記して謝意を表します。また、執筆にあり、気象庁HPから多くのデータおよび解説を利用させていただきました。

参考文献

- Fujiwara, T., L. P. Sanford, K. Nakatsuji and Y. Sugiyama (1997): Anti-cyclonic circulation driven by the estuarine circulation in a gulf type ROFI. *J. Marine Systems*, 12, 83-99.
- Fujiwara, T. (2003): Buoyancy driven current during cooling periods in Ise Bay, Japan. *J. Geophysical Research*, 108, No. C8, 3276, doi:10.1029/2002JC001521.
- Fujiwara, T., H. Nakata, M. Tanda, and J.

- Karakawa (1990): Biological and physical parameters of the population dynamics of sand eel larvae in the eastern Seto Inland Sea. *Bull. Japan. Soc. Sci. Fish.*, 56, 1029-1037.
- 國井麻妃・藤原建紀 (2006): 瀬戸内海の東西の水位差による通過流. *海と空*, 81(2), 63-72.
- 小林志保・藤原建紀 (2006): 瀬戸内海における海峡部混合水の灘部への進入深度の季節変化. *海と空*, 82(1), 1-11.
- 小林志保・藤原建紀・多田光男・塚本秀史・豊田利彦 (2006): 成層期の瀬戸内海における各態窒素・リンおよびケイ素と栄養塩元素比の分布. *海の研究*, 15(3), 283-297.
- 兼田淳史・乗松桂輔・渡辺浩三・小泉善嗣・武岡英隆 (2002): 黒潮の離接岸が豊後水道の水温に与える影響. *沿岸海洋研究*, 39(2), 181-188.
- 河村 武 (1977): 全国地上風分布図. *気象庁技術報告*, (99), 76 pp.
- 高志利宣・藤原建紀・住友寿明・竹内淳一 (2002): 外洋から紀伊水道への窒素・リンの輸送. *海岸工学論文集*, 49, 1076-1080.
- 竹内淳一・中地良樹・小久保友義 (1997): 紀伊水道に進入する表層暖水と底層冷水. *海と空*, 73, 81-92.
- 中国工業技術試験所 (1986): 瀬戸内海における海水交換及び負荷量影響度の研究報告書. pp.444.
- 速水頌一郎・宇野木早苗 (1970): 瀬戸内海における海水の交流と物質の拡散. *第17回海岸工学講演会論文集*, 385-393.
- 藤原建紀 (1983): 瀬戸内海と外洋水の海水交換. *海と空*, 59, 7-17.
- 藤原建紀 (1986): 瀬戸内海における物質の輸送と収支. 学位論文 (東京大学), pp.124.
- 藤原建紀・中田英昭 (1987): 瀬戸内海における物質の輸送と収支. *水産海洋環境論*, 杉本隆成・石野誠・杉浦健三・中田英昭編, 恒星社厚生閣, 201-214.
- 藤原建紀・宇野奈津子・多田光男・中辻啓二・笠井亮秀・坂本亘 (1997a): 紀伊水道の流れと栄養塩輸送. *海と空*, 73(2), 63-72.
- 藤原建紀・宇野奈津子・多田光男・中辻啓二・笠井亮秀・坂本亘 (1997b): 外洋から瀬戸内海に流入する窒素・リンの負荷量. *海岸工学論文集*, 44, 1061-1065.
- 藤原建紀・小林志保・高志利宣 (2003): 瀬戸内海の窒素・リンの輸送と起源の現地観測. *海岸工学論文集*, 50, 951-955.
- 藤原建紀 (2004): 瀬戸内海の水質と生態系の長期変動—海砂採取による濁り・CODの上昇とイカナゴ資源の減少—. *海と空*, 80(2), 91-97.
- 藤原建紀・國井麻妃・宇野奈津子 (2004): 海水位の変動機構. *海岸工学論文集*, 51, 376-380.
- 藤原建紀・小林志保・國井麻妃・宇野奈津子 (2006): 瀬戸内海に存在するリン・窒素量の経年変動. *沿岸海洋研究*, 43(2), 129-136.
- 藤原建紀 (2007): 河口域および内湾域におけるエスチュアリー循環流. *沿岸海洋研究*, 44, 95-106.
- 藤原建紀・山田佳昭・久野正博・上田幸男 (2009): 日本南岸海域への栄養塩供給と一次生産. *黒潮の資源海洋研究*, No.10, 1-7.

コラム

衛星で見るクロロフィル分布

海域のクロロフィル濃度を人工衛星から測ることができる。図2-1-43は2004年10月6日の分布である。前日は秋雨前線上の低気圧により、太平洋側は日雨量100mmを越える大雨であった。クロロフィル濃度が高いところが赤色であり、低いところが青色である。瀬戸内海のクロロフィル濃度は外海よりも高く、豊かに植物プランクトンが育っていることを示している。黒潮水はきわめて貧栄養であり、クロロフィル濃度は非常に低く、この画像では濃い青（群青色：ultramarine blue）となっている。この色は、船上から見る黒潮の実際の色に近い。このときの黒潮は、四国沖から南下し、大きく蛇行していた。豊後水道沖（宮崎県東沖）海域では、陸岸近くの高クロロフィル水が渦となって沖合に伸びている。

図2-1-7観測時のクロロフィル映像を図2-1-44に示す（2002年8月1日から6日）。7月25～27日に台風により九州地方に大雨が降った後、晴天が続き、8月になってからも晴れが続き、衛星画像をほぼ毎日得ることができた。これによって、四国南岸の流れと、河川水が海を越えて思わぬ遠方にまで届くことが可視化できた。

画像では宮崎県の大淀川の沖合には緑色の部分が伸びており、これが黒潮の北側に沿って運ばれ、数日間で四国の足摺岬沖に達している。豊後水道の南縁と、黒潮の北縁に囲まれる海域の表層塩分が低いことが多い（例：図2-1-20）。梅雨時や台風時に流量の多い九州からの河川水がここにトラップされて影響しているのかもしれない。



図2-1-43 日本近海のクロロフィル分布.衛星画像,白い部分は雲.2004年10月1日. (MODIS:http://kuroshio.eorc.jaxa.jp/ADEOS/mod_nrt/)

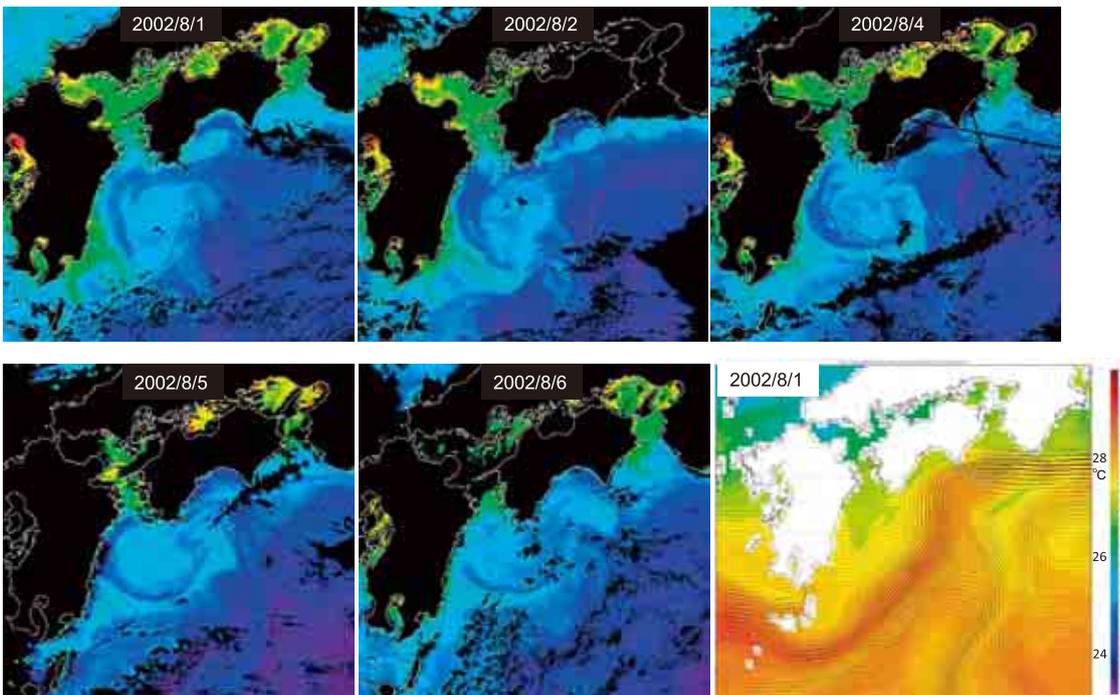


図2-1-44 四国沖のクロロフィル分布, 1日ごと.2002年8月1日~6日. 右下は表層水温と流れ.(クロロフィル:SeaWiFS, 流れ:FRA-JCOPE2)

太平洋に面する海の海水の起源と栄養

黒潮と本州南岸の間は、黒潮内側域と呼ばれる。黒潮内側域（熊野灘、水深1,000m地点）の7月の塩分、水温、硝酸態窒素濃度の鉛直分布を図2-1-45示す。塩分は、表層が降水あるいは河川水の影響で低塩分となっている。その下には塩分極大層がある。極大層から下では、年による鉛直プロファイルの違いはあっても、水深が増すと塩分が低下しており、水深400m付近で塩分極小となっている。また深度が増すにしたがって水温は低下し、栄養塩濃度は上昇する。

黒潮内側域では、表層の季節躍層（水深約100mまで）より下から、塩分極少層より上までの海水は、二つの海水（NPIWとNPSTMW）の混合でよく表される。熊野灘の水深150~350mのデータから、塩分とポテンシャル水温（ θ ）^{*1}、塩分と硝酸態窒素濃度の散布図を描いた（図2-1-46）。相関係数Rは、それぞれ0.976、0.955と非常に高く、二つのエンドメンバー^{*2}（NPIWとNPSTMW）の保存的な混合^{*3}で表されることを示している。それぞれのエンドメンバーの塩分を34.20、34.80として、硝酸態窒素、リン酸態リン、ポテンシャル水温、溶存酸素濃度のエンドメンバー値を求めた（表2-1-1）。

ここで注目したいのは、塩分極少層の海水（塩分：~34.25）の90%以上がNPIW起源であり、ほぼNPIWと言えるということである。また、NPSTMWには栄養塩がほとんどない。したがって、季節躍層より下では、栄養塩濃度は、その海水に含まれるNPIWの量だけでほぼ決まる。表層の海水（黒潮表層水）もほとんど栄養塩を持っておらず、極めて貧栄養である。なお、NPSTMWは黒潮表層水が冬季に冷やされてできた水塊である。一般に、日本南岸の沖合では、水温22℃以上の海水には栄養塩がほとんど含まれていない（図2-1-22, 23, 31）。

また、図2-1-45は2004、2005、2006年の7月の鉛直分布であり、2004年はNPIWの上昇が少なく、2005年には上昇が大きく、2006年にはさらに大きくなった（藤原ら（2009））。2006年は2004年に比べ、水深50mの水温は8.7℃低下し、硝酸態窒素濃度は2.6から12.2 μM に増加した。海岸に近い英虞（あご）湾口の水深20mでは、2006年は2004年に比べ6℃低く、高クロロフィルが続き、透明度も小さくなった。

*1 ポテンシャル水温：海水を断熱的に海面（1気圧）にまで持ち上げたときの水温。

*2 エンドメンバー：ふたつの（またはそれ以上の海水）を混ぜ合わせるときの、もとの海水。端成分とも呼ばれる。

*3 保存的な混合：ふたつの（またはそれ以上の）海水を、単純に混ぜ合わせただけであり、溶存物質の消費・生成などのない混合形態。

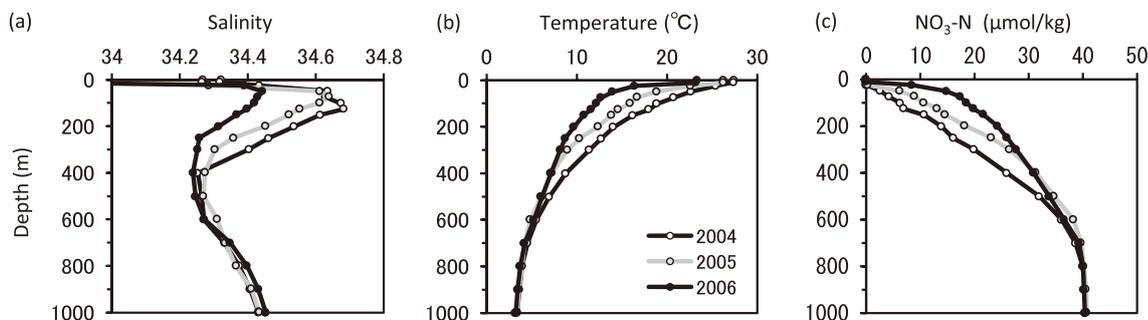


図2-1-45 黒潮内側域(熊野灘)の(a)塩分、(b)水温、(c)硝酸態窒素濃度(μmol/kg)の鉛直分布.2004、2005、2006年の7月.
(34°N 137°E, 気象庁凌風丸RF0406, RF0506, RF0606航海.それぞれ2004/7/18, 2005/7/23, 2006/7/17)

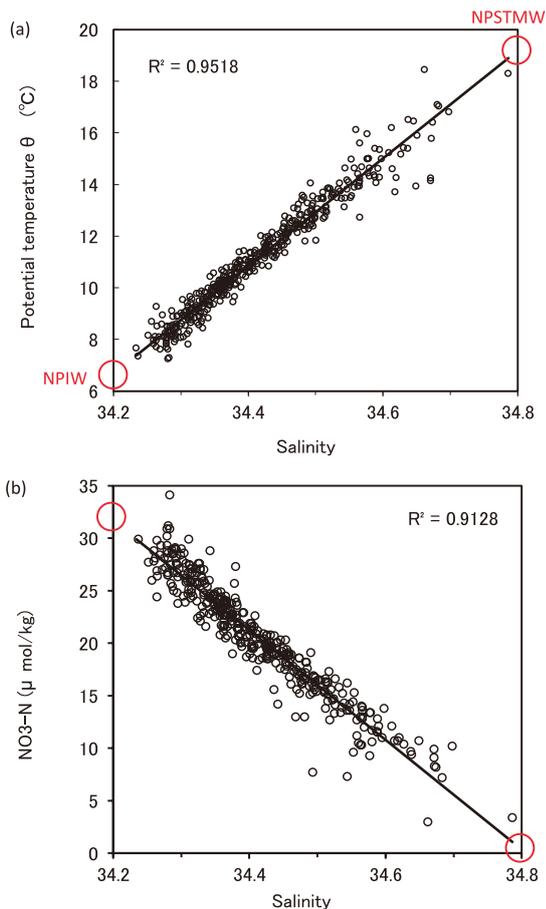


表2-1-1 北太平洋中層水(NPIW)と北太平洋亜熱帯モード水(NPSTMW)のエンドメンバー値.P.T.はポテンシャル水温.

Name	Salinity	NO ₃ -N	PO ₄ -P	P. T. (θ)	DO
		μ mol/kg	μ mol/kg	°C	μ mol/kg
NPIW	34.200	31.639	2.256	6.681	115.6
NPSTMW	34.800	0.327	0.030	19.186	228.5

図2-1-46 黒潮内側域(熊野灘)のポテンシャル水温・硝酸態窒素濃度と塩分. 赤丸がエンドメンバー.
(前図と同じ測点における水深150~350mのデータ, 1978年1月から2008年11月)

第2章 瀬戸内海の潮汐・潮流

藤原 建紀

1. 潮汐

瀬戸内海を特徴づける潮汐と潮流について示す。ここで「潮汐」とは月や太陽の力によって起こされる周期的な水位の上昇・下降のことであり、「潮流」は潮汐に伴う海水の流れである。月や太陽の力によらず、一方向の大規模な流れである黒潮・親潮などは「海流」とよばれ、潮流とは区別される。

広島港において実際に測定された水位の記録を図2-2-1に示す。以下に述べる潮汐の特徴は特に断りのないかぎり、瀬戸内海の各地に共通するものである。この図は2012年の7月の水位の記録で

あり、白丸は満月を、黒丸は新月を表す。図2-2-2は冬・春・夏・秋の満月の日の1日間(25時間)の水位記録である。

1日の間には普通2回の満潮と2回の干潮が含まれる。満潮と干潮の水位差は「潮差」とよばれる。新月(朔:さく)や満月(望:ぼう)から1~2日後に潮差が最も大きくなり大潮となる。月の上弦・下弦のころは小潮である。大潮から大潮までの周期は14.7日、つまり2週間である。もし今週の日曜日が大潮であれば、来週の日曜日は小潮、そして再来週の日曜日はまた大潮となる。

同じ大潮期であっても1日の間の水位変化の様

子は季節によって異なる。図中の太い横線は夜間を表し、横線の高さは1日の平均水位を表す。いずれの大潮も、午前と午後の4時に干潮になっている。この4時という値は広島に固有の値である。外洋に近い紀伊水道・豊後水道ではおおよそ0時であり、瀬戸内海の内部に行くほど遅くなり岡山では5時となる。

冬の大潮では、午前の干潮が大きく引くのに対して午後の干潮はあまり引かない。このため、海岸に立てたカキ棚では、朝まだ日の出ないうちから寒風にさらされながらの厳しい取入れ作業となる。

春になると午前と午後の干潮の違いはなくなる。日ごとに1日の長さも長くなり、潮干狩のシーズンの始まりとなる。夏は冬とはちょうど逆に、午後の干潮の方が午前よりもはるかによく引く。秋になるとまた午前の干潮と午後の干潮の違いは小さくなる。

1日のうちにそれぞれ2回ある満潮または干潮の水位が、午前と午後で違うことを「日潮不等」と呼ぶ。つまり冬・夏の大潮では日潮不等が大きいのにに対し、春・秋の大潮では日潮不等が小さい。こうしてみると、日のあるうちに潮が大きく引く時間は一年を通じてあまり多くはない。このこ

とは潮干狩でアサリを取り尽くしてしまうことを防いでいるのかも知れない。

季節による水位の違いは、日平均潮位にも表れる(図2-2-2の横線の高さ)。夏には冬よりも約30cm平均水位が高くなっている。これは日本近海全域に共通した現象である。これの原因のひとつは、夏になって水温が上昇し、海水が膨張することであり、もうひとつの原因は、日本付近の夏の気圧が冬よりも低いことである。気圧が1hPa低下すると水位は1cm上昇する。例えば岡山では、7月の平均海面気圧は1,008hPa、12月は1,021hPaであり夏の方が13hPa低い。夏は平均水位が高く、これに台風や強い低気圧が重なると、吹き寄せや低気圧による水位上昇が重なって高潮となる。

海辺の街の新聞には明日の(当日の場合もある)潮汐の予報値が載っている。満潮・干潮の水位予報値がセンチメートル単位で記載されている新聞もある。この数値はたいていの場合正の値となっている。この数値の0となる高さは略最低低潮面(基準水準面とも呼ばれる)といて、おおむねこの高さ以下にはならない水位として、海域ごとに定められている。従って干潮時の水位がマイナスになるのは太平洋岸では年に十数日しかなく、しかも冬季に集中している。

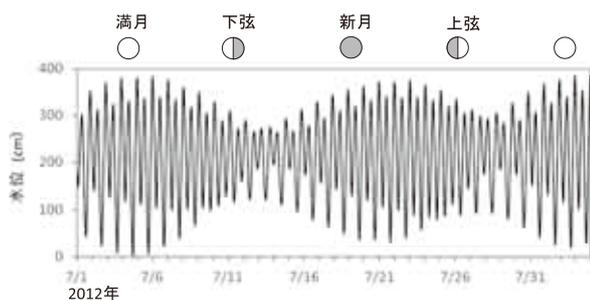


図2-2-1 水位の約1ヶ月間の記録と月齢の関係。

2. 潮汐の予報

規則正しく変化する水位の曲線はいくつかの正弦曲線(サインカーブ)の足し算として表される。長い歴史を持つ潮汐の研究では、それぞれの正弦曲線(分潮と呼ばれる)に名前がついている(表2-2-1)。M₂潮(エムツーちょう)は月が起こす水位変動であり周期は12時間25分である。日本の太平洋岸ではこの成分が最も卓越している。この

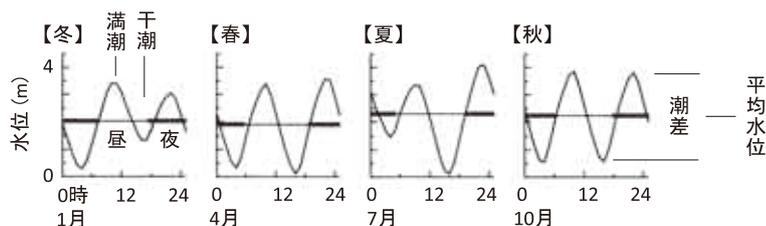


図2-2-2 四季の水位記録。

表2-2-1 潮汐の成分。

分潮名	周期	起潮天体
M ₂	12時間 25分	月
S ₂	12時間 0分	太陽
K ₁	23時間 56分	月と太陽
O ₁	25時間 49分	月

周期の約2倍つまり25時間が潮汐や潮流を測る上でのひとつの単位である。図2-2-2で25時間分の水位変動を示したのもこのためである。分潮名について添字1と2は、それぞれ周期が1日および2分の1日であることを示す。

わずかに周期の違うM₂潮とS₂潮は重なり合うと“うなり”を生じる。この“うなり”の腹が大潮であり、節が小潮である。K₁潮・O₁潮は1日周期の潮汐であり、これらも重なりあって“うなり”を生じる。1日周潮が“うなり”の腹となると1日周期の変動成分が増し、日潮不等が大きくなる。

潮汐を起こす起潮天体の位置は正確に予測できるので、これらの分潮の振幅と位相が分かれば潮汐の予報が可能である。各分潮の振幅・位相（起潮天体からの位相遅れ角）は調和定数とよばれる。新聞などに記載される潮汐の予報は、40から60分潮の調和定数を用いて計算されたものである。精度は劣るが、表2-2-1に示した4種の分潮だけでも、おおまかな予測を行うことはできるので、これらは主要4分潮とよばれる。

潮汐の調和定数は各地に固有のものであり、大規模な埋め立てや海岸地形の変化がない限り、ほとんど変化しないものである。このため、現在の調和定数を用いて歴史時代の潮汐や潮流を算定することもできる。

3. 潮汐は長大な波

潮汐は月や太陽の引力によって起こされる。しかし瀬戸内海は地球の大きさに比べるとはるかに小さいので、月や太陽の引力が瀬戸内海の海水に直接作用して起こす潮汐は無視できるほど小さい。瀬戸内海の潮汐は紀伊水道・豊後水道・関門海峡を通じて外洋から伝わってきたものである。

瀬戸内海には潮汐は波として

伝わる。ただ周期が12時間25分、波長が約900kmと、きわめて長大な波である（潮汐波、潮浪（ちようろう）とも呼ばれる）。時間と空間を縮小してみれば、波を見るように潮汐を観察することができる。水槽の中の波を横から覗くように、瀬戸内海の潮汐を縦断線沿いに示したのが図2-2-3である。この図は水位の分布、つまり波の形が1時間ごとによって変わってゆく様子を示した図である（藤原(1981)）。

この図は満月や新月の日の半日周期の変化を示しており、午前の12時と午後の12時では同じ水位分布である。また、この図は大潮期に相当するものであり、小潮期の潮差（満潮と干潮の水位差）はこの図の約2分の1になる。

0時の水位分布を見ると岡山・福山は満潮になっており、平均水面より1.3m高い。水位の形は、福山を峰とし左右を谷とする形になっている。このとき大阪より外側および、松山より外側は干潮となっている。

福山から東側の水位は、明石をシーソーの支点とするような動きである。福山から明石海峡までは6時にいっせいに干潮になり、明石海峡より外海側では満潮となる。一方、福山より西側では、波は進行波として進行し、下げ潮から上げ潮に転

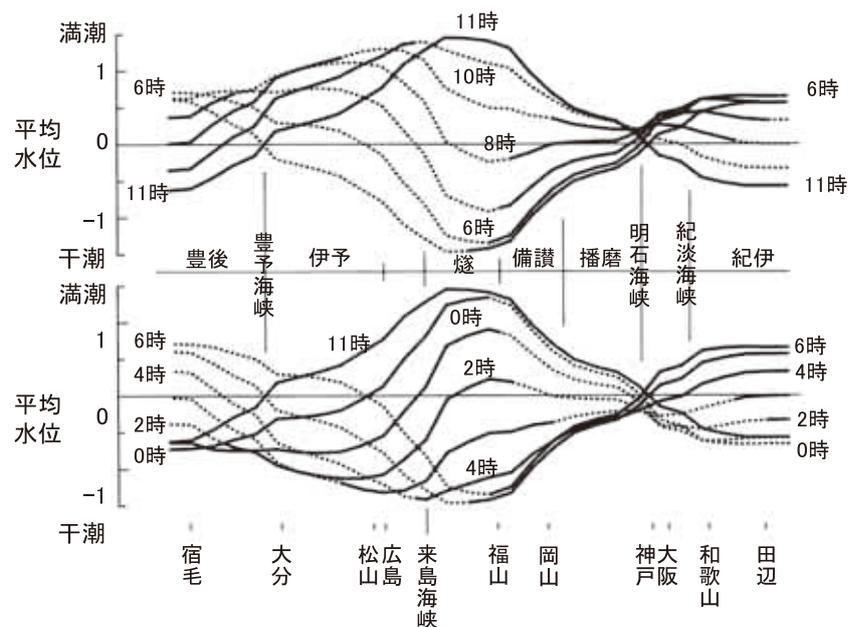


図2-2-3 瀬戸内海の水面形状(潮汐波)の時間変化.朔望期.(藤原(1981)より)

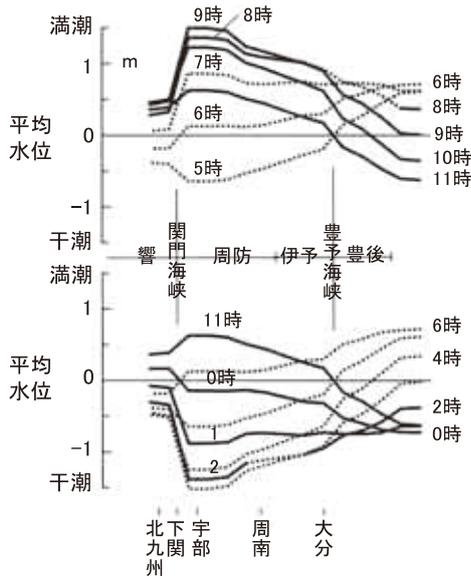


図2-2-4 瀬戸内海西部の水面形状(潮汐波)の時間変化.朔望期.

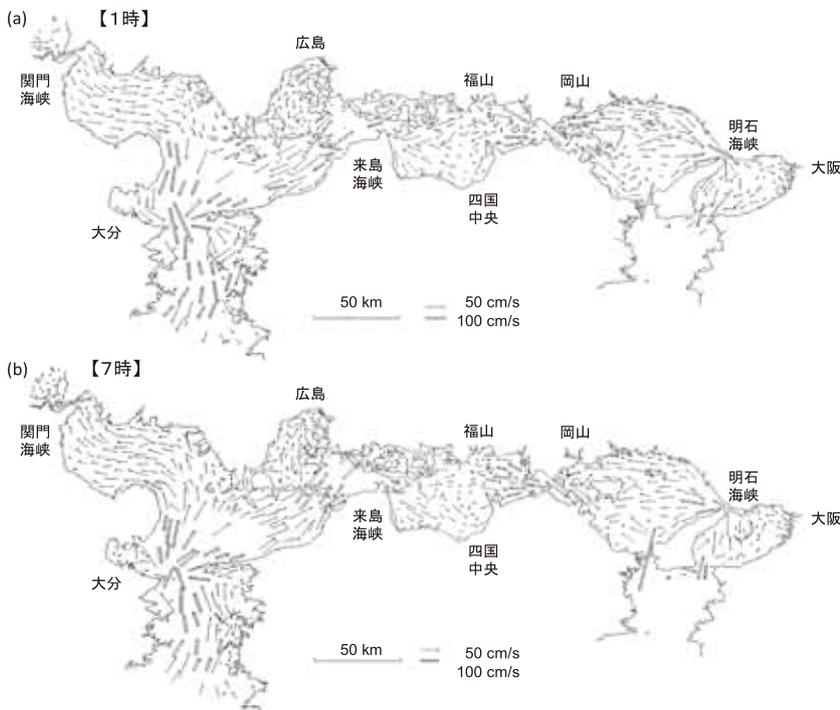


図2-2-5 瀬戸内海の潮流.朔望期の(a)午前および午後1時,(b)午前および午後7時.
(藤原(1981)より)

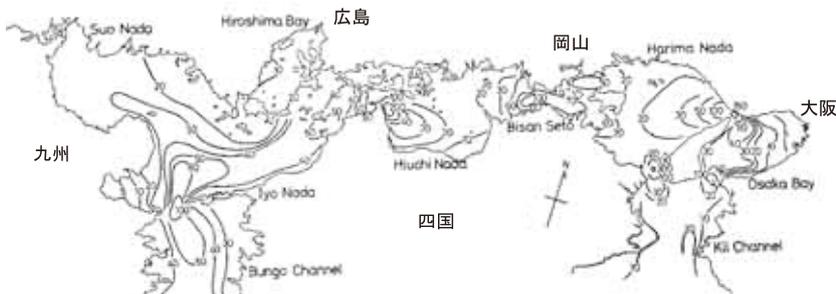


図2-2-6 瀬戸内海の潮流流速(cm/s). M2潮流の潮流楕円の長軸振幅.

じる位置が外洋から内部に向かって順次伝わっていく。

各地の潮差をみると、豊後水道や紀伊水道では1.3mであり、瀬戸内海の中央部では3mにもなっている。一方、シーソーの支点となっている明石海峡の潮差は極めて小さい。

豊後水道から周防灘・関門海峡を通り日本海に通じる縦断線上の水位変化を図2-2-4に示す。周防灘では全域がほぼ同時に満潮(9時)・干潮(3時)になり、周防灘の一番奥にある宇部の潮差は豊後水道の約2倍になる。一方、関門海峡を隔てた日本海側の潮差は小さい。

日潮不等のもととなる日周潮成分はこれらの図には含まれていないので、実際の潮汐は図2-2-3,

4に日周潮成分が加えられたものである。しかし日周潮成分の場所的な違いは小さく、日周潮による水位は、瀬戸内海全域ではほぼ一様に上下する。

4. 潮流

潮汐によって起きる流れを潮流という。大潮期(新月および満月)の潮流を図2-2-5に示す(時刻は図2-2-3, 4に対応する)。1時は瀬戸内海中央部が満潮から2時間後である。このとき福山から四国中央市を結ぶ線より東は東流(東に向かう流れ)、西は西流となり、この線を中心に発散する流れとなっている。7時は、瀬戸内海中央部は干潮後2時間であり、福山-四国中央市線に収束する流れとなっている。

瀬戸内海の潮流流速を図2-2-6に示す。これはM₂潮流の振幅であり、平均的な潮流振幅の大きさを表す。海峡部で速く、灘部で遅く、両者の間に10倍以

上の違いがある。燧灘東部の潮流が最も遅く、10cm/s台の流速である。

5. 海峡部の潮流と潮流エネルギー

(1) 鳴門海峡

鳴門海峡の急流は、海峡をはさむ特異的な水位差によって生まれる。淡路島と四国からはそれぞれ細長い岬が伸び合っており、その間はずか1.5kmである。この海峡の北側は播磨灘、南側は紀伊水道である。図2-2-3に見られるように、この2つの海は明石海峡を支点とするシーソーの反対側にそれぞれ位置している。片方が満潮の時はもう一方は干潮、片方が干潮の時は満潮となっている。

鳴門海峡を挟む高さ1mの水位差は、時速14km（秒速4m）の急流を生む。大潮期に鳴門の水位差が最大となるのは0時と6時である（図2-2-3）。鳴門海峡では水位差が最大のとき流れが最も強くなる。6時の北流は早朝か夕方になるので、満月や新月の日の渦潮見物に都合がよい時刻は昼の0時、つまり南流時である。

大潮の最強流時の鳴門海峡では、青く澄んだ海水が大河のような激流となって段差を流れ落ち、泡立ち渦巻く。この様はすさまじく、膨大なエネルギーを感じさせる。鳴門海峡の潮流の運動エネルギーは、潮流の流量と断面積から簡単に計算で

きる（表2-2-2）。鳴門海峡・大潮最強流時のエネルギー流量を電力の単位で表せば約70万キロワットとなる。黒部川第四発電所（水力）は34万キロワット（最大出力）、徳島県阿南市の阿南発電所（石油火力、4号機）は45万キロワット、伊方発電所（原子力、3号機）は89万キロワットの出力である。これらと比べると潮流のエネルギーは意外に小さい。逆に言えば発電所のエネルギーは、我々の実感できる範囲を越えるほど巨大である。

ここで示した鳴門海峡の潮流エネルギーは、月に2回ある大潮期の、潮流最強時の鳴門海峡断面全体のエネルギーである。しかも鳴門海峡の潮流を起こす水位差は1m以下である。もしこれから潮流エネルギーを取り出そうとすると、ここで示したエネルギーよりも遙かに小さなエネルギーしか取り出すことができない。

(2) 関門海峡

瀬戸内海の西の端、関門海峡の流れは鳴門海峡とはまた違った起こり方をする（図2-2-4）。海峡の東側（周防灘；宇部）が満潮のとき西側（響灘；北九州）も満潮である。しかし両者の振幅は大きく異なる。満潮時の東側の水位は2mであるのに対し、西側は0.3mである。このため海峡を挟んで大きな水位差が生じ、流れが起こる。周防灘が満潮となってから1時間後（満月および新月の日の、午前および午後10時）に水位差は最大となり、関門海峡は西流最強時となる。

(3) 来島海峡

図2-2-3を見ると、来島海峡では水位が大きく傾いており、この勾配が来島海峡の急流を生む。来島海峡の流れは3時に北流最強となり、9時に南流最強になる。大潮期の潮流は時速13km（秒速3.5m）に達する。

6. 潮流の往復流量

東京湾のように出口が一つの湾では、湾口部の潮流の流量を水位から求めることができる。湾内の水位が上がれば、上がった高さに湾の面積をか

表2-2-2 潮流の往復流量（藤原（1986）より）

断面名	M ₂ 潮流 億 m ³	K ₁ 潮流 億 m ³	断面積 km ²
紀伊水道南部*1	38	39	1.7
豊後水道南部*2	200	87	4.9
関門海峡*3	1.7	1.3	0.010
紀淡海峡	35	30	0.37
明石海峡	39	25	0.24
鳴門海峡	11	3	0.026
備讃瀬戸西部*4	14	8	0.25
来島海峡*5	43	16	0.64
豊予海峡	190	75	0.84

瀬戸内海の体積：8000 億 m³

*1 蒲生田岬一日ノ御崎 *2 芹崎一高茂岬

*3 早鞆瀬戸 *4 笠岡一多度津

*5 東予一三原をむすぶ断面全部

けただけの海水（タイダルプリズムと呼ばれる）が湾内に入ったことになる。湾口を通る潮流の往復流量は、潮差（図2-2-2）に湾の面積をかけた値である。

瀬戸内海には多くの出入口があるので、水位だけから流量を求めることはできない。このため、いくつかの断面で流量を実測し、あとは水位と面積から順次計算していく。このようにして求めた、主な海峡部の潮流往復流量を表2-2-2に示す（藤原(1986)）。

往復流量とは半周期の間に通過する流量であり、M₂潮流では6.2時間、K₁潮流では12.0時間の積算流量である。実際の往復流量、例えば鳴門海峡では、北流が始まってから終るまでに海峡を通過する海水の量は日によって違う。しかし長期間平均してみればM₂潮流の往復流量に近くなる。なお、大潮期の往復流量はM₂潮の約1.4倍である。

豊予海峡では、伊予灘・安芸灘方面の流れと周防灘からの流れが合わさって大きな流量となる。豊後水道南部の流量は、紀伊水道南部の流量の約5倍である。瀬戸内海には豊後水道と紀伊水道の両方から海水が入ってき、両者を合わせた流量は瀬戸内海の体積の約36分の1になる。つまり半日ごとに瀬戸内海の体積の36分の1の海水が出たり入ったりしている。また、明石海峡と鳴門海峡の流量比は3対1である。

瀬戸内海の潮流は福山沖を境に東西に分かれるので、この部分の断面の流量は極少となり14億m³である。関門海峡の流量はきわめて小さく、ここが閉じていると考えても瀬戸内海の潮汐にはほとんど影響しない。

7. 潮汐における豊後・紀伊の役割

瀬戸内海を水路と考え、これに波の運動方程式と海水の保存則を当てはめて、一定時間ごとの水位の分布を順次計算していく。この数値モデルで計算した結果を図2-2-7に示す。一番上は現地を再現したものであり、豊後と紀伊から潮汐が伝わっている。二番目は豊後水道のみから伝わり、紀伊水道の沖合では水位変動がないとした場合、三

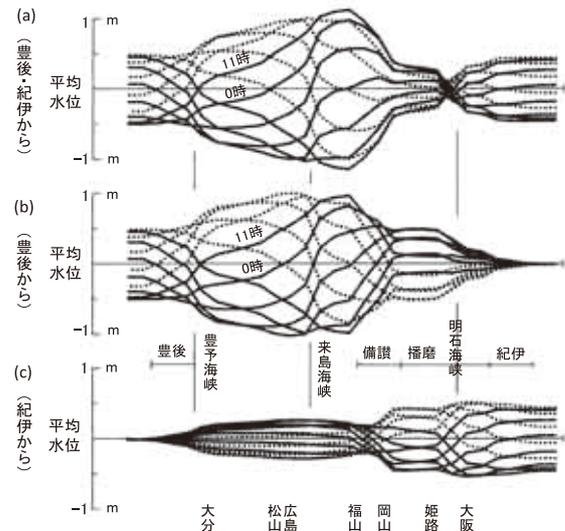


図2-2-7 豊後水道から伝わる潮汐と、紀伊水道から伝わる潮汐。
(a) 豊後水道と紀伊水道に潮汐を与えたときの瀬戸内海の潮汐波、(b) 豊後水道のみに潮汐を与えた場合、(c) 紀伊水道のみに潮汐を与えた場合。

番目はこれとは逆に、紀伊水道のみから伝わるとした場合である。なお、関門海峡の潮流流量は豊後水道や紀伊水道の潮流流量よりもはるかに小さいので、計算には取り入れていない。図の表し方は図2-2-3と同であり、12時間分の水位をひとつの図の中に記入してある。また潮汐は、M₂潮で計算している。

豊後水道からの潮汐は、備讃瀬戸を越えて播磨灘にも伝わり、かなり大きな潮差を起している。一方、紀伊水道からの潮汐は、備讃瀬戸より西では弱まっている。

明石海峡では、両方からの潮汐が同じ振幅になる。しかし位相は逆、つまり片方が満潮のとき片方が干潮となっている。このため、豊後水道からと紀伊水道からの潮汐波が明石海峡では打ち消しあい、潮差は極少となる。

8. 潮流による輸送

瀬戸内海で最も潮流の遅い燧灘（ひうちなだ）東部において、海水はどのように動いているのか調べるため、ブイ追跡調査を行った。8個のレーダーブイと4個のアルゴスブイ（人工衛星による追跡）を燧灘東部に投入して2日間（50時間）追

跡した（1987年11月）。それぞれのブイが描いた軌跡を図2-2-8に示す。白丸が投入位置であり、2つの黒丸は投入後25時間と50時間の位置である。点線はアルゴスブイの軌跡である（藤原(1988)）。

それぞれのブイが螺旋（らせん）形を描いている。この螺旋は、1日に2つの楕円を描く潮流に、一定方向の流れ（残差流とよばれる）が加わったものである。左側のブイのように、同じ所を行ったり来たりしているものもあるし、右上のように

どんどん北に進んで行くものもある。わずかな距離の差によって動きが大きく異なっている。

伊吹島の周りには、反時計方向に回る流れが覗かれる。これを明瞭にするため、残差流成分を示したのが図2-2-8である。この図はブイの軌跡のうち、25時間ごとの位置（白丸と黒丸）を矢印で結んだ図である。つまり各矢印は2日間の進行距離である。この様になると、1日より長い時間でのブイの動きがよく分かる。

図の中の点線は、1984年12月4日に放流したアルゴスブイの軌跡であり、15日間かかって新居浜沖から三崎まで進んでいる。伊吹島の北西から、島の南から東を回って三崎にもどる流れもはっきりと現れている。豊浜には新居浜からと魚島からの流れが集まっている。豊浜の漁業者の話によると、ここはいろいろな漂流物が流れ着くところだそうである。1974年12月の水島からの油流出事故のときも、燧灘東岸で最初に油膜が来たのはここである。

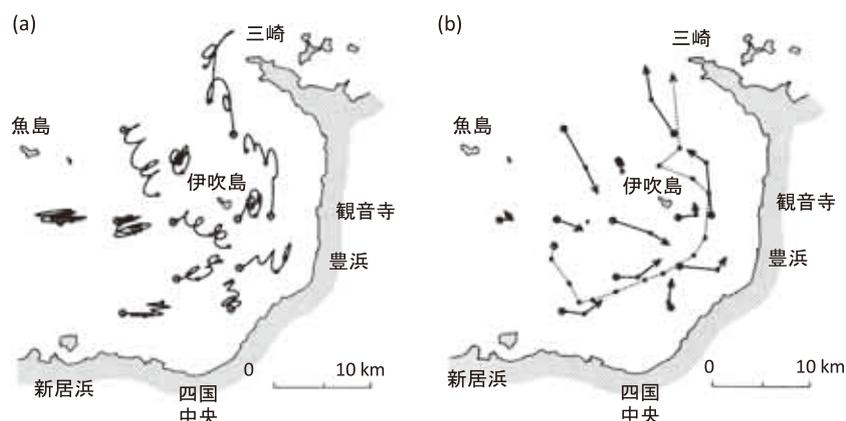


図2-2-8 (a)燧灘におけるブイの2日間の流跡。白丸:ブイの放流点,黒丸または矢印:25時間ごとの位置。(b)残差流。(藤原(1988)より)



図2-2-9 明石海峡の巨大渦対;人工衛星「だいち」の映像(2006年10月19日)。

9. 巨大な潮流渦

(1) 明石海峡と大阪湾

瀬戸内海では、海峡部の流速は速く、灘部の潮流と比べると、流速は10倍、流れの運動エネルギーは100倍以上である。このため、海峡部から灘部に流入する潮流ジェットが巨大な渦対に発達するという、世界的にもかなり珍しい現象が生じる。この渦の直径は10kmにおよぶ。直径がせいぜい20m程度の鳴門の渦とは別のものである。

巨大渦は、海水の塊を灘部内部へ高速で運ぶので、海の特急便でもある。燧灘南部でみられたよう

な、潮流と残差流の重ね合わせという、ゆっくりとした輸送機構とは異なった輸送形態である。動力船がなかった時代には、このような高速で動く水塊は漁業者にも知られ、航行にも利用され、名前も付けられていた。現在はその名前も忘れられていたが、人工衛星画像によって、移動する巨大渦が再発見された。

この巨大渦は、流体力学の言葉でいうと、2次元乱流のコヒーレント構造、渦対の自己推進機構、地球自転効果の元でのテイラーカラムによるものである【コラム：2次元乱流】。ここここでは、地上からは見ることでできない巨大渦を衛星画像で示す(図2-2-9、JAXA人工衛星「だいち」による)。この図は明石海峡西流時のものである。図2-2-10aは、明石海峡東流時の流れを、ADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)を装備した4隻の船で測定したものである。明石海峡から大阪湾に向かって潮流ジェットが吹き出している。このジェットは渦対(うずついで)へと発達し(図

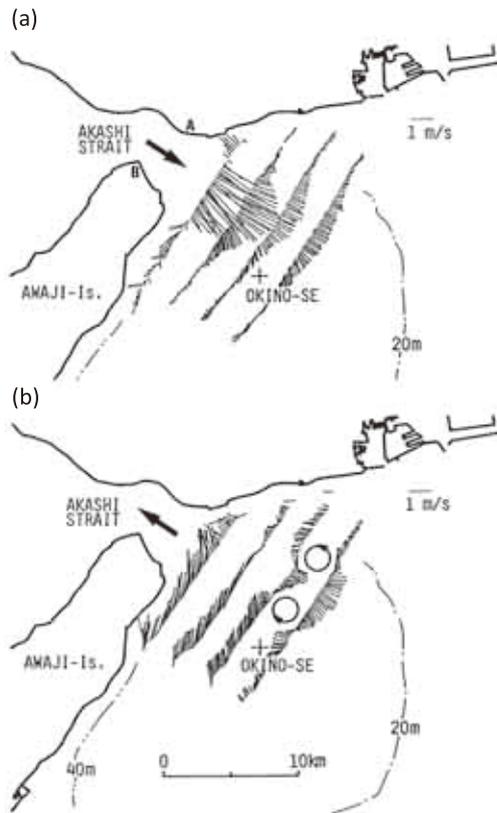


図2-2-10 (a) ADCPで測られた明石海峡東流時の流れ:潮流ジェット。(b) 西流時の流れ:渦対の形成。(Fujiwara et al.(1994)より)

b)、海峡部が西流となっても、南東方向への動きは止まらない。この渦対は、大阪湾西部にある沖ノ瀬(海底の砂山)を回るように移動していく。渦対の大きさは10kmを越え、東京駅-新宿駅間(約6 km)よりも大きい。

図2-2-11は、LANDSAT衛星でとらえた同様な画像を説明する図である。大阪湾東部は河川水により成層している。一方、西部は海峡部から来た強混合水である。また紀淡海峡が作る渦対も示している。

明石海峡の海水交換機構を図2-2-12に示す。衛星画像で見られた白っぽい濁りの部分の大きさを示している。明石海峡西流時に、海峡部で巻き上がった濁りが淡路島北端(播磨灘)に長径6 kmの濁りの渦を作る(a)。この濁りの渦は、東流に転じると最初に海峡を通り、大阪湾に流入するが(b)、あとからくる潮流ジェットに追突されて濁りの円弧へと変形する(c)。つまり、この濁った円弧は、播磨灘からきた海水の帯でもある。

この帯は、播磨灘からきたイカナゴ稚魚の密集帯ともなっている。漁獲シーズンになると、この帯に沿ってイカナゴ漁船が分布することになる。図2-2-13は関西空港のレーダーでとらえたイカナゴ漁船の分布(大潮期、明石海峡西流時)である(米田ほか(2000))。漁船は図2-2-14に示すような長大な漁網を水中に曳航しているため、イカナゴ

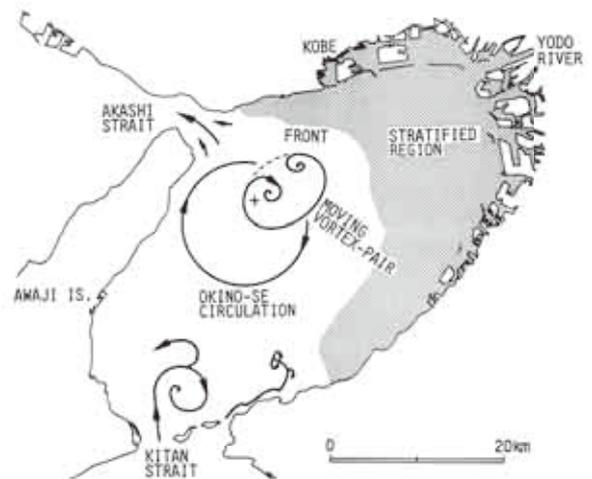


図2-2-11 大阪湾の渦構造.陰影部:成層海域。(Fujiwara et al.(1994)より)

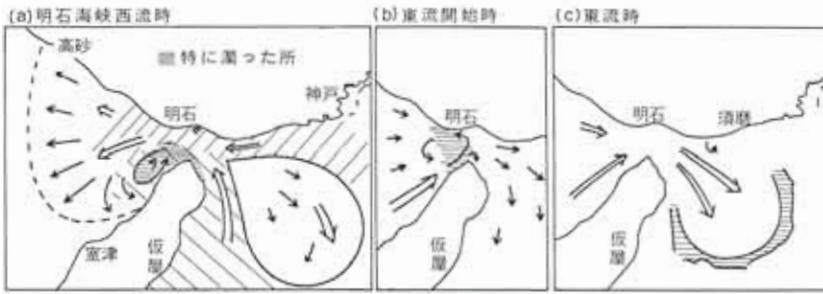


図2-2-12 明石海峡の海水交換の模式図。(藤原(1981)より)



図2-2-13 イカナゴ漁船の分布.明石海峡:大潮西流時。(米田ほか(2000)より)

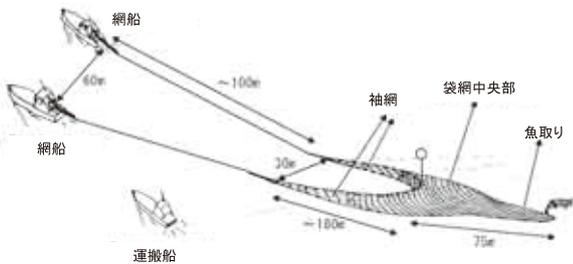


図2-2-14 イカナゴ漁船の曳網の仕組み。

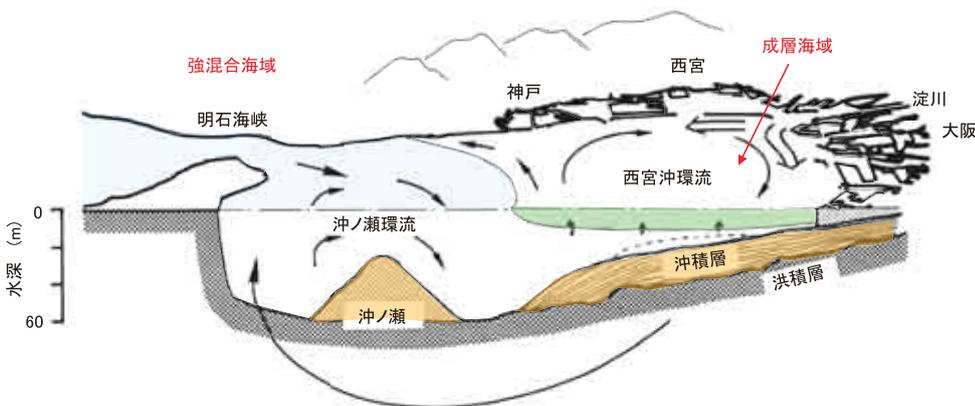


図2-2-15 大阪湾の成層と堆積。

漁船が集中する場所を中大型船で通過することは困難となる。ただ、イカナゴ漁船が明石海峡を囲むように濃密に分布するのは大潮期の西流前期であり、潮時が変わると漁船の集中場所も移動する。

大阪湾の流れと成層・堆積構造を図2-2-15に示す。図の上半分が鳥瞰図、下半分が鉛直断面図（東西断面）である。大阪湾の東部には瀬戸内海で最も大きな河川：淀川が流入している。また潮流も遅く、この海域は1年を通じて成層している。この海域には、エスチュアリー循環流による下層から上層への湧昇流（0.6m/day）がある。この湧昇による上層の水平発散は地球自転の影響を受けて（北半球のため）時計方向に回る水平循環流（西宮沖環流）となる（藤原(1994)）。このため、淀川から流入した河川水は、平水時は南下し、堺沖に向かう。ただし、出水による強い流出時には、神戸沖（岸を右に見る方向）に向かう。また、この海域は堆積環境にあり、最終氷期以降、海となってからの堆積物が厚く積もっている。

一方、西部は明石海峡や紀淡海峡からきた、よく混合された海水が占めており、1年を通じて成層はほとんどない。この海域は基本的に浸食環境にあるが、巨大渦が作る沖ノ瀬環流の中心には砂の山、沖ノ瀬ができています。

西宮沖環流や、沖ノ瀬環流は藤原ら(1989)によって命名され、現在もよく使われている。河川水が流入する内湾のエスチュアリー循環流（鉛直循環）が水平循環流（高気圧性、北半球では時計回り）を生むことは、大阪湾に限らずどの内湾でも成り立つ（Fujiwara et al.(1997)）。

(2) 鳴門海峡と播磨灘

鳴門海峡の作る巨大渦を図2-2-16に示す。衛星写真(図a)の中の小さな赤線が鳴門海峡大橋である。この映像は、鳴門海峡が“南流時”のものである。図bの赤い矢印が鳴門海峡の流れを示す。「鳴門の渦」は点線の矢印に沿ってできる渦列であり、個々の渦の直径は大きいものでも20m程度であり、衛星画像では点として写っている。

鳴門海峡の北にある白っぽい水塊が、北流時にできた巨大渦であり、大きさは6 km以上である。図bには同じ潮時にADCPで測定した流況を示す。渦は対となっており、それぞれの中心近くに海底の砂の高まりがある。さらに北にあるマッシュルーム状の白っぽい水塊は、ひとつ前の北流時にできた巨大渦が移動中のものである。

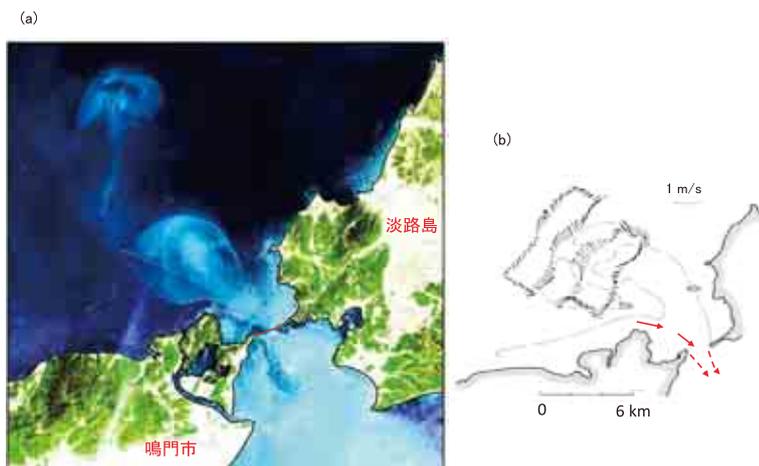


図2-2-16 (a)鳴門海峡の作る巨大渦と、移動する渦対;人工衛星「だいち」の映像(2006年4月28日). (b)ADCPで測られた流れ;鳴門海峡南流最強後1時.

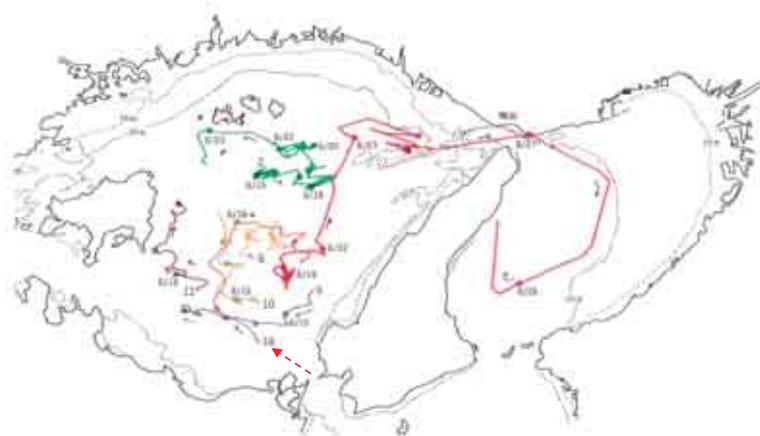


図2-2-17 播磨灘におけるブイの流跡.1984年8月14日投入.曲線はレーダーブイによる毎時の位置測定,折れ線は人工衛星アルゴシステムによる1日あたり数回の位置測定による.ブイNo.16は鳴門海峡北流時にできる巨大渦を追跡したもの.

口から吹き出したタバコの煙は、渦の輪(vortex ring) となって、輪の形を保ったまま遠くに進む。鳴門海峡の渦対は、これの2次元版である。一般に、渦対水塊は、一定方向に形状を保って進む性質を持っており、周囲から受ける抵抗は小さく、周囲水との交換も少ない。このため、水塊をパケット(塊)として、高速で遠方まで運ぶことができる。図2-2-8で示したような、残差流による灘全体のゆっくりとした回転による輸送とは異なったものである。

図2-2-17は播磨灘に投入したブイの軌跡である。なお各ブイには12.5m²の海中抵抗布をつけ、風による漂流を防いでいる。ブイNo.16は鳴門海峡の巨大渦を追跡するものであり、鳴門海峡から播磨灘中央部(8月16日の位置)に2日間で達した。

ブイの軌跡に見られる東西の揺れが潮流による移動である。燧灘でみられた楕円を描きながらゆるやかにシフトしていくブイの動き方とはかなり異なっている。

播磨灘中央航路を航行するフェリーに取り付けた水温・塩分記録計のデータでもこの水塊は検知される(図2-1-10)。冬季には紀伊水道の海水は、播磨灘よりも温かいため、この水塊も周囲よりも高水温である。図で播磨灘にみられる小さな水温の高まり(大きさ約6 km)がこの水塊である。

播磨灘に設置した流速計で得られた残差流(平均流)を図2-2-17aに示す。図bは残差流の模式図であり、鳴門海峡から小豆島に向かうジェット状の流れとなっている。陰影部は残差流の大きさが潮流振幅を越える海域であり、ここでは潮流は往復流ではなく、一方向流(片潮とよばれる)になっている。また明石海峡の西部では、明石海峡からの潮流ジェット(図2-2-11a)が作る時計回りの循環となっている。

播磨灘の流況はこのようになってい

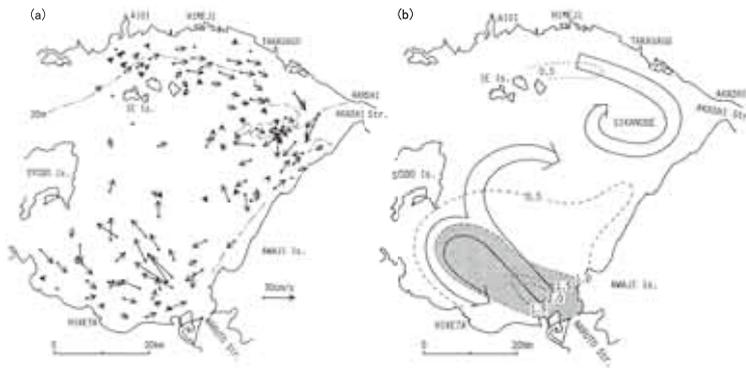


図2-2-18 播磨灘の残差流(平均流). (a)流速ベクトル, (b)残差流と潮流流速の比. 陰影部は平均流が潮流の振幅よりも大きい領域;ここでは、往復流ではなく、一方向流となる.

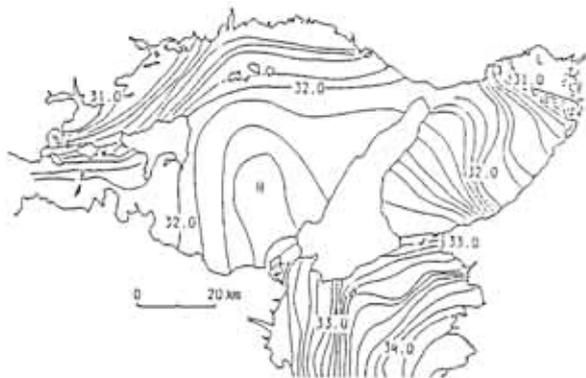


図2-2-19 東部瀬戸内海の鉛直平均塩分分布(4月).

るため、塩分分布では、鳴門海峡から小豆島方向にむかって高塩分域が舌状に伸びる形となっている(図2-2-19)。

(3) 巨大渦と海底地形、移流・分散

潮流ジェットが作る巨大渦は、海水塊をパケットで運ぶと同時に、海底の砂も運び、海底の砂山(砂堆)を作っていた。明石海峡から東(大阪湾)へ向かう潮流ジェットは、沖ノ瀬環流を作り、その中心に砂堆:沖ノ瀬を作っている。一方、明石海峡から西(播磨灘)へ向かう潮流ジェットは、その北側に鹿ノ瀬、南側に室津ノ瀬と呼ばれる砂堆を作っている。大潮の西流最強時に明石海峡に投入したパイは、ひと潮(1 tidal excursion)で鹿ノ瀬・室津ノ瀬に達した。

紀淡海峡の北側の潮流ジェットも、流れによく対応した砂堆を作っている。また、鳴門海峡の北側も同様である。両海峡の南流時の様子は、潮時

と衛星軌道の関係で鮮明な画像が得られにくい、過去の浮標追跡で得られた流跡なども参考にして観察すると、潮流と海底地形は密接に関係している。

巨大渦の発生時の回転速度(渦度)は、地球自転による渦度(プラネタリー渦度)よりも大きいので、時計回りの渦(低気圧性から高気圧性に変化する)と反時計回りの渦(低気圧性)では、海底のエクマン層が異なる。このため両者の砂の輸送形態も異なる(Fujiwara et al. (1991))。

備讃瀬戸や、芸予諸島においても潮流ジェットと巨大渦は多く見られる。渦は大きな鉛直方向の流れ、局所的な湧昇と沈降も起こす。藤原(1993)は海水と等密度の中立フロートに深度記録計を付けて海峡部の海中に放流し、追跡し、30cm/sを越える鉛直流速と、海峡部の鉛直拡散係数 $0.3 \sim 1.7 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$ という極めて大きな値を得ている(一般に、成層した灘部の鉛直拡散係数は $0.1 \sim 1 \text{ cm}^2/\text{s}$ のオーダー)。

海峡部の大きな潮流と水平および鉛直混合は、瀬戸内海全体の成層構造、潮流および密度流による物質輸送、ひいては栄養塩・生物などの分布に強い影響を与えている。瀬戸内海は、流動構造に支配された生態系(hydro-dynamically controlled ecosystem)と言えよう(藤原・中田(1990))。

参考文献

- Batchelor, G. K. (1969): Computation of the energy spectrum in homogeneous two - dimensional turbulence. *Physics of Fluids*, 12 (Suppl. II), 233-240 ; <http://dx.doi.org/10.1063/1.1692443>
- Bruneau, C. H. and H. Kellay (2005): Experiments and direct numerical simulations of two-dimensional turbulence. *Physical Review E*, 71, 046305; doi: 10.1103/PhysRevE.71.046305
- Fujiwara, T., H. Nakata, and T. Nishimura (1991): Effect of the Earth rotation on tide induced sediment transport, *Proceedings of Coastal Sediments'91*, American Soc. Civil Engineers, 395-404.
- Fujiwara, T., H. Nakata and K. Nakatsuji (1994): Tidal-jet and a vortex-pair driving of the residual circulation in tidal estuaries. *Continental Shelf Research*, 14(9), 1025-1038.
- Fujiwara, T., L. P. Sanford, K. Nakatsuji and Y. Sugiyama (1997): Anti-cyclonic circulation driven by the

estuarine circulation in a gulf type ROFI. J. Marine Systems, 12, 83-99.

Heijst, G. J. F. van and J. B. Flór (1989): Dipole formation and collisions in a stratified fluid. Nature, 340, 212-215; doi:10.1038/340212a0

肥後竹彦・高杉由夫・田辺弘道 (1980)：瀬戸内海の潮流について. 中国工業技術試験所報告, 第12号, 81-120.

藤原建紀 (1981)：瀬戸内海における海水交流. 海洋気象学会：海の気象, 27, 1-19.

藤原建紀 (1986)：瀬戸内海における物質の輸送と収支. 学位論文 (東京大学), 124pp.

藤原建紀 (1988)：海水流動の測定. 21世紀の漁業と水産海洋研究, 水産海洋研究会編, 恒星社厚生閣, 161-167.

藤原建紀・肥後竹彦・高杉由夫 (1989)：大阪湾の恒流と潮流・渦. 海岸工学論文集, 36, 209-213.

藤原建紀・中田英昭 (1990)：大阪湾の流動特性と水質・底質との関連. 海洋気象学会：海の気象, 35, 58-71.

藤原建紀 (1993)：海峡部における鉛直流と乱流の特性. 沿岸海洋研究ノート, 31, No.1, 57-66.

藤原建紀・澤田好史・中辻啓二・倉本茂樹 (1994)：大阪湾東部上層水の交換時間と流動特性－内湾奥部にみられる高気圧性渦－. 沿岸海洋研究ノート, 31, 227-238.

米田佳弘・吉田司・長柄勇三 (2000)：レーダー画像解析による大阪湾におけるイカナゴシラスの漁場形成機構. 水産海洋研究, 64(3), 138-143.

コラム

2次元乱流

海や大気における大規模な流れは2次元的な流れである。例えば巨大渦であれば水平的な大きさは10km、鉛直的には30m(厚さ)程度であり、両者の比(アスペクト比)は300になる。A4サイズ(縦の長さ約30cm)に縮小して考えれば厚さ1mmの厚紙になる。さらに、地球自転効果は流れを2次元にする(地衡流)。

2次元流の乱流(2次元乱流)には、乱れた状態から、整った状態が生まれてくると言う際だった特徴がある(inverse energy cascadeと呼ばれる)。映画で時間を逆戻しするような不思議な世界である。これを実験室で再現した(図2-2-20)。回転台(Turn table)の上に円形水槽を置き、その中にスポイドの先端から赤い着色水を吹き出す。これは海峡部からの潮流ジェットを模したものであり、これが巨大渦対となる過程を観察した。

回転台を回していないときは3次元流であり、我々が通常目にする日常の世界である。一方、回しているときは2次元流であり、水槽の中の流速ベクトルは表層から底層まで同じ方向、同じ大きさとなっている。

図に示されているように、3次元乱流では、ジェットは時間と共に乱れ、拡散していく。一方、2次元乱流ではだんだん乱れが小さくなり、ロールケーキの断面のような形(渦対:dipole)になっていく。

衛星画像に見られる、乱れを感じさせない整った形(図2-2-9)、なめらかに伸びる前線の形成には、2次元乱流のinverse energy cascadeが作用している。この特性は、40年以上前に理論的にも示されている(Batchelor(1969))。その後、衛星画像が豊富に得られる時代となり、海上に浮かぶ島が作る雲のカルマン渦列、流水が見せる巨大な渦群などが明らかになり、地球流体力学の分野でも2次元乱流が注目されるようになった。2次元流は工学の分野でも研究対象であり、現在でも研究されている(Heijst and Flór(1989) ; Bruneau and Kellay(2005) など)。2次元流の、まとまった水塊を作る特性は、巨大渦対のような、パケットで水塊を運ぶ機構において重要な働きをしていると考えられる。

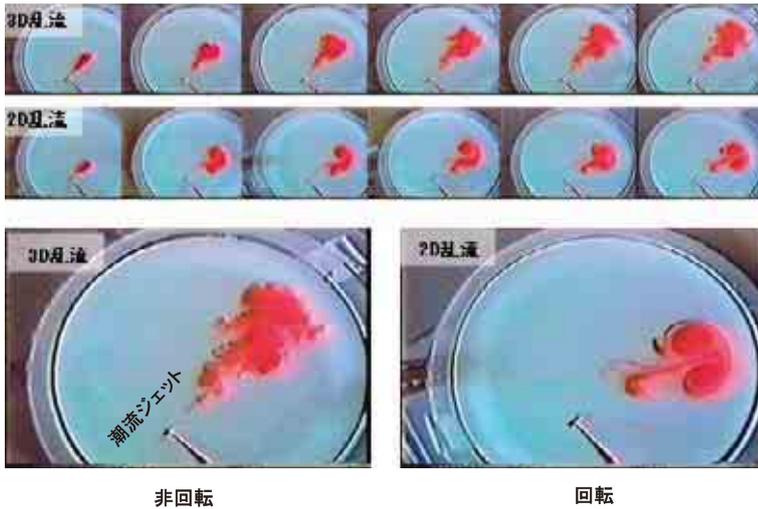


図2-2-20 ノズルからパルス状に噴出するジェットの作る渦.3D乱流:非回転,2D乱流:回転(Turn table による実験)

第3章 瀬戸内海の渦潮

柳 哲雄

1. 渦潮

渦潮と言えば、鳴門海峡の渦潮が有名だが、瀬戸内海では他に来島海峡、大島瀬戸、早鞆瀬戸(関門海峡)でも渦潮が発生し、地元ではそれなりに有名である。

本章では鳴門海峡を例に、大きな渦潮が発生する機構に関して詳しく論じ、世界各地の渦潮との比較を行う。

2. 鳴門海峡の潮流

(1) 鳴門海峡の潮流流速

海上保安庁発行の潮汐表には全国の主な海峡における毎日の上げ潮流・下げ潮流最大流速の発生時刻・憩流時刻と最大流速の1年間の予測結果が発表されている。ここ19年間では値が最も大きかった(月の軌道が赤道に最も接近し、半日周潮汐振幅が極大値をとった)、平成9(1997)年度の潮汐表で予測されている最大の潮流流速は、鳴門海峡における春季・秋季大潮時の10.6ノット(1ノット=50cm^s⁻¹)である。ちなみに2番目は来島海峡の9.7ノット、3番目は早鞆瀬戸(関門海

峡)の8.5ノット、4番目が大島瀬戸の6.9ノットである。

瀬戸内海以外では、東京湾口で2.0ノット、伊勢湾口(伊良湖水道)で2.7ノット、平戸瀬戸(平戸島と九州本土との間)で6.5ノット、早崎瀬戸(有明海灣口)で6.7ノットの最大潮流流速が予測されていて、瀬戸内海の海峡でいかに強い潮流が流れるかがわかる。

ちなみに、瀬戸内海の3大急潮流は「鳴門海峡、来島海峡、早鞆瀬戸」と言われることもあるし、「鳴門海峡、来島海峡、大島瀬戸」と言われることもある。

(2) 鳴門海峡で強い潮流が流れる理由

鳴門海峡で強い潮流が流れる直接的な理由は、鳴門海峡を挟んだ播磨灘と紀伊水道の間で大きな水位差が生じるためである。この大きな水位差は播磨灘と紀伊水道で起こる満潮と干潮の時刻が6時間近くずれるために生じる。すなわち、播磨灘が満潮の時、紀伊水道は干潮に近く、播磨灘が干潮の時、紀伊水道は満潮に近くになり、鳴門海峡

では、播磨灘の満潮時には干潮近くの紀伊水道に向かって強い南流が生じ、播磨灘の干潮時には播磨灘に向かって強い北流が生じるということになる。

瀬戸内海の潮汐は東の紀伊水道、西の豊後水道を通じて太平洋から入射する潮汐波によって支配されているが（関門海峡・速吸瀬戸・友ヶ島水道の断面積比は1：113：35なので、瀬戸内海の潮汐に対する関門海峡の影響は非常に小さい）、東の紀伊水道から入射した潮汐波が友ヶ島水道、明石海峡を通過して播磨灘に到達するまで約5時間かかる（図2-3-1）。

一方、鳴門海峡は狭くて抵抗が大きいため（鳴門海峡、明石海峡、友ヶ島水道の断面積比は1：10：15）、潮汐波はここをほとんど通過出来



図2-3-1 明石に月が南中してから満潮になるまでの時間

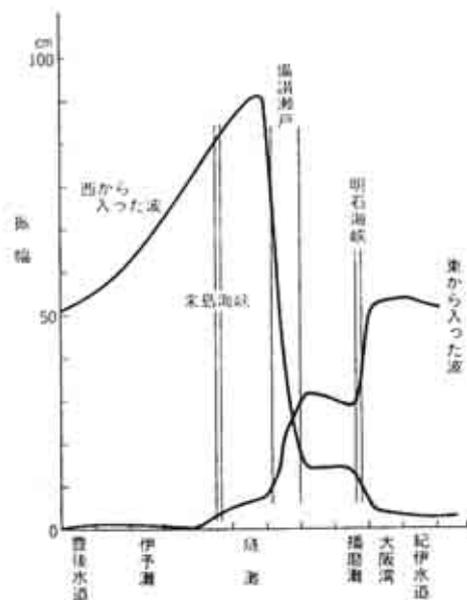


図2-3-2 東（紀伊水道）と西（豊後水道）から入射した半日周潮汐波の振幅減衰

ない。そうすると、鳴門海峡を挟んで、紀伊水道と播磨灘では満潮・干潮の時刻が約5時間ずれることになる。満潮の6時間後が干潮だから、先述したように、鳴門海峡を挟んだ両海域における満潮と干潮の時刻がほぼ一致し、大きな水位差が生じることになる。

播磨灘には豊後水道から入射した潮汐波もやってくるが、豊後水道から入射して東進する潮汐波の振幅は、伊予灘・来島海峡を通過する際には、断面積の減少により、その振幅が増加するが、備讃瀬戸を通過する際の大きな抵抗により、その振幅が減衰してしまっていて、播磨灘の潮汐は主に紀伊水道から入射した潮汐波の影響により決まっている（図2-3-2）。

(3) 強い潮流と渦潮

大きな渦潮が発生するためには強い潮流が流れることが必要だが、強い潮流があれば、必ず大きな渦潮が発生するわけではない。2. (1) で述べたように、潮流流速そのものは鳴門海峡と来島海峡でそれほど大きくは変わらない。だが、渦潮は鳴門海峡の方がはるかに大規模である。強い潮流が大きな渦潮を発生させるためには、ある条件が必要である。

図2-3-3は鳴門海峡下げ潮流・上げ潮流最盛時の潮流の流れる様子と、渦潮の発生場所を表している。さらに図2-3-4は南流時の衛星写真である。満月・新月の大潮時には播磨灘と紀伊水道の水位差は約1.5mとなり、この水位差によりトリチェリーの定理が教えるところの $v = (2gh)^{1/2}$ (g : 重力加速度、 h : 水位差) で約 540cms^{-1} (10.8ノット) の強い潮流 (v) が流れる。

さらに、鳴門海峡中央部の幅は1.3km、水深は85mだが、その南北には広がった幅を持つ海峡部の海底に、北部で水深200m、南部で水深160mの海釜が存在する。そのため、鳴門海峡中央部では縮流により水位差により駆動された流速より大きな流速で海水が流れる。一方、孫崎や門崎の背後では流れは止まっているので、速く流れる中央部分と流れが止まった両岸近くの境界では渦の素が

発生する（図2-3-5）。陸上で大きな重い石を動かす時、地面に丸太を敷いて、その上に石を載せ、丸太を転がして動かすのと同じ感じである。地面の丸太の回転が渦の素に相当する。AとCの間には時計回りの、AとBの間には反時計回りの渦の素が出来る。

反対向きの渦は反発しあうが、同じ向きの渦は次第に合体するという性質を持っている。したがって、同じ向きの渦の素が集積しやすい流れの構造と地形を持った海峡では大きな渦が発生し、集積しにくい流れの構造と地形を持った海峡では大きな渦は発生できないことになる。大鳴門橋の建設にあたっては、渦の素の発生条件と渦の素の集積状況を変化させないように、裸島側の橋脚は単一の橋脚から多数の柱を組み合わせた橋脚に設計変更が行われた。

鳴門海峡で最も大規模な渦潮は下げ潮流時に孫崎の南で出来る。それは孫崎南部の水平・鉛直地

形が最も渦の素を集積しやすい流れの構造を生じるからである。

鳴門海峡現地で見ればよくわかるが、鳴門海峡の渦潮は直径10-20m程度に発達し、渦潮の中心は凹んでいる。これは海水粒子の回転の遠心力と渦の水位勾配による圧力勾配力がバランスするためである。図2-3-6のように発達した直径14mの渦の場合、 $\Delta h = v^2/g$ (v : 周辺流速、 g : 重力加速度) から約90cmの凹み (Δh) が生じることになる。そして渦潮の中心では下降流、周辺では上昇流が発達する。

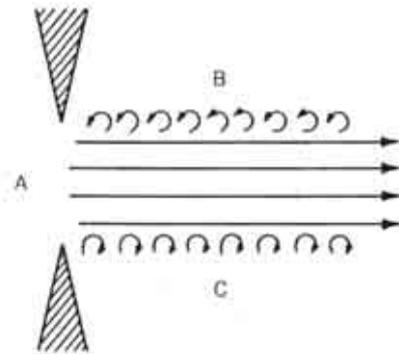


図2-3-5 流速不連続面に発生する渦の素

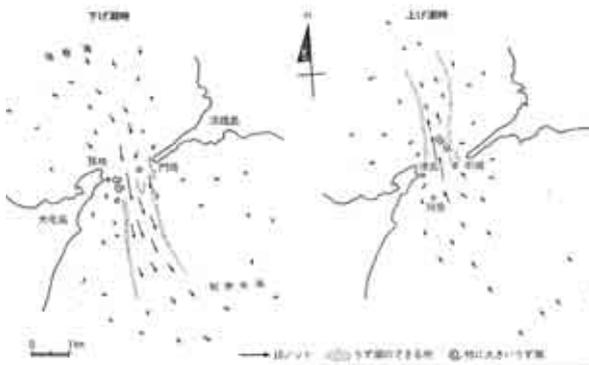


図2-3-3 鳴門海峡における下げ潮流・上げ潮流最盛時の流況



図2-3-4 2006年10月19日、鳴門海峡南流最盛時に地球観測衛星「だいち」から撮影された衛星画像(藤原建紀氏提供)

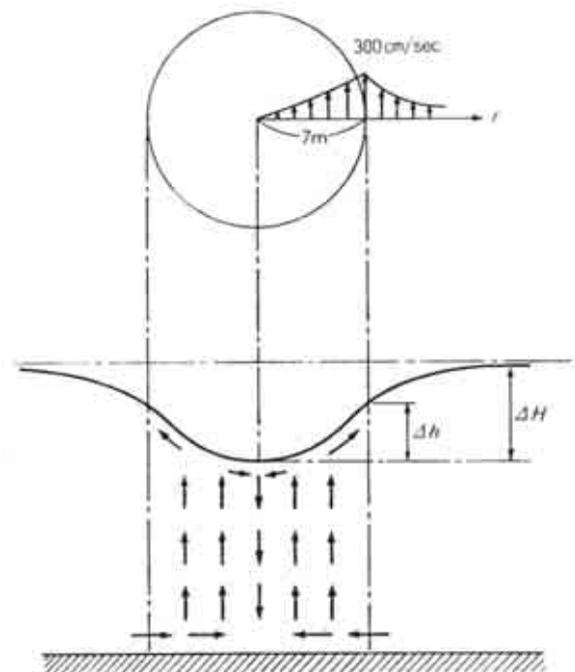


図2-3-6 渦の平面・断面図

3. 世界の渦潮

世界の3大渦潮は「鳴門海峡、メールストローム、メッシナ海峡」、または「鳴門海峡、メッシナ海峡、セイモア海峡」と言われることがある。

「メールストローム」はポーの短編小説で有名だが、ノルウエーの北西岸に存在する。ここは鳴門海峡と同程度の潮汐振幅があるので、地形によれば、鳴門海峡のような渦潮は存在可能であろう。しかし、ポーの小説に書かれているような直径6 km、渦中心部の凹みへの海面勾配が45度というような大渦潮は物理的には存在不可能である。

メッシナ海峡は、イタリア南部のシチリア島とイタリア本土の間の、長さ30km、幅3-16kmの

海峡で、6ノットに達する強い潮流が流れることで知られる。

セイモア海峡は、北米西海岸のカナダ本土とバンクーバー島東岸に挟まれた幅3,000mの海峡だが、急潮流で有名である。

インターネットで、Strait of Messinaを検索すると、強い潮流で生成された内部潮汐波の衛星写真を、Seymour Narrowsを検索すると、渦潮の写真と動画を見ることが出来る。しかし、映された渦潮の規模は鳴門海峡ほどではない。筆者は残念ながら、未だこの両海峡の現地で渦潮を見学した経験はない。

第4章 瀬戸内海のプランクトン

吉松 定昭

瀬戸内海は外洋系水の影響の強弱、河川からの陸水流入量の大小、沿岸の人口・都市化の程度、自然海岸の割合、潮流の強弱等の種々の要因で変化に富んだ海域で、平均水深が浅いことから、夏季と冬季の水温差が大きいことも特徴の一つと考えられる。また、プランクトンに大きな影響を及ぼす海域の栄養塩に関しては、1970年代に顕著化した富栄養化の進行、その後の法的規制による富栄養化の抑制による栄養塩濃度の低下と著しい変化に曝された特徴がある。

瀬戸内海では約800種の植物と約3,400種の動物、合計約4,200種が記録され、その中の611種がプランクトンと報告されている（稲葉(1985)、表2-4-1）。しかし、近年の走査型電子顕微鏡等利用による形態分類の発展、遺伝子の分子系統学的解析の進展により種の分類を取り巻く環境の変化もあいまって、さらに多くの種が記録されていると考えられるが、稲葉(1985、1988)以降、瀬戸内海における広範な生物相の取りまとめは行われていない。

瀬戸内海のプランクトンについての概要を紹介するにあたって、稲葉(1988)を基本に、文献等

から主要な生物群毎に瀬戸内海から報告されている種について大まかな種組成等が把握できることを目的に取りまとめた。また、最近の分類学的研究の現状、海域環境の指標種等についても紹介をおこなった。分類体系は千原・村野(1997)に従った。なお、繊毛虫類の*Mesodinium rubrum*の項に関しては、千原・村野(1997)に記載されていない為、Lynn(2007)の分類体系に従った。

1. 植物プランクトン

DIVISION CYANOPHYTA 藍色植物門

*Trichodesmium*属は熱帯、亜熱帯域に生息し、黒潮の指標種として知られている。

Trichodesmium thiebautii (図2-4-1)が2011年9月下旬~12月上旬に播磨灘南部で少数であるが広い範囲で観察された(吉松、未発表)。*T. thiebautii*と、*T. erythraeum*が瀬戸内海に隣接した紀伊水道南部から報告されている(徳島県保健環境センター(1987))。

*Trichodesmium*属の種の瀬戸内海での出現は外洋系水の流入を示唆していると考えられる。

表2-4-1 稲葉(1985)が報告した分類群別プランクトン数(稲葉1985を改変)

分類群	種の数
植物プランクトン	
クリプト植物門	13
渦鞭毛植物門	114
不等毛植物門	
黄金色藻綱	17
ラフィド藻綱	8
珪藻綱	210
ハプト植物門	11
ユーグレナ植物門	12
緑色植物門	12
動物プランクトン	
原生動物門	
鞭毛虫亜門	
動物性鞭毛虫綱	34
肉質虫亜門	
多膜類繊毛虫綱	26
刺胞動物門	33
有櫛動物門	4
節足動物門	
甲殻亜門	
鰓脚綱	7
アゴアシ綱	
カイアシ亜綱	84
軟甲綱	
アミ目	5
オキアミ目	1
毛類動物門	13
脊索動物門	
被囊動物亜門	7
合計	611

表2-4-2 高山(1988)が瀬戸内海から同定した無殻渦鞭毛藻(高山1988より作成)

Order GYMNODINIALES	<i>Gyrodinium fusiforme</i>
Family GYMNODINIACEAE	<i>Gyrodinium truncus</i>
<i>Gymnodinium breve</i>	<i>Gyrodinium pingue</i>
<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	<i>Gyrodinium glaucum</i>
<i>Gyrodinium aureolum</i>	<i>Cochlodinium strangulatum</i>
<i>Gymnodinium simplex</i>	<i>Gymnodinium abbreviatum</i>
<i>Gyrodinium cf. aureum</i>	<i>Gymnodinium situla</i>
<i>Gyrodinium estuariale</i>	<i>Gymnodinium coeruleum</i>
<i>Gyrodinium cf. pulchellum</i>	<i>Gymnodinium lira</i>
<i>Gymnodinium catenatum</i>	<i>Amphidinium operculatum</i>
<i>Gymnodinium impudicum</i>	<i>Amphidinium carterae</i>
<i>Gyrodinium falcatum</i>	<i>Torodinium teredo</i>
<i>Katodinium rotundatum</i>	<i>Pheopolykrikos hartmannii</i>
<i>Cochlodinium polykrikoides</i>	Family POLYKRIKACEAE
<i>Gyrodinium resplendens</i>	<i>Polykrikos schwartzii</i>
<i>Gyrodinium instriatum</i>	Family WARNOWIACEAE
<i>Gymnodinium sanguineum</i>	<i>Erythrospidinium agile</i>
<i>Gymnodinium fungiforme</i>	<i>Warnowia polyphemus</i>
<i>Amphidinium crassum</i>	<i>Nematodinium cf. torpedo</i>
<i>Cochlodinium vinctum</i>	<i>Warnowia pulchra</i>
<i>Cochlodinium cf. cereum</i>	<i>Warnowia purpurata</i>
<i>Gymnodinium striatissimum</i>	<i>Nematodinium armatum</i>
<i>Gymnodinium aureum</i>	<i>Nematopsides vigilans</i>
<i>Gyrodinium dominans</i>	Order NOCTILUCALES
<i>Gyrodinium grossestriatum</i>	Family KOFOIDINIACEAE
<i>Gyrodinium britannia</i>	<i>Spaturodinium pseudonoclituca</i>
<i>Gyrodinium ochraceum</i>	<i>Pronoclituca spinifera</i>
<i>Gyrodinium viridescens</i>	<i>Oxyrris marina</i>
<i>Gyrodinium pepo</i>	<i>Noctiluca scintillans</i>
<i>Gyrodinium spirale</i>	

注:順は論文中で記載された順にしたがった

DIVISION DINOPHYTA 渦鞭毛植物門

稲葉(1988)は115種を報告している。その後、赤潮及び貝類毒化の原因生物の主要な生物群であるため、赤潮形成種及び近縁種についての研究が急速に進み、新種の記載、属名の変更等が数多くなされている。一方、赤潮と直接関係しない *Protoperidinium* 属や *Ceratium* 属等については大きな進展はみられない。なお、赤潮原因種については第3部第1章で詳しく述べられるため、ここでは詳しく触れない。

高山(1998)は瀬戸内海の無殻渦鞭毛藻類85種の分類学的研究を行い、細胞表面の構造、上錐溝の形態、上錐への縦溝および横溝の侵入状況が、有力な分類形質になり得ることを提唱した。その中で、53種の同定を行っている。(表2-4-2)。

Daugbjerg et al. (2000) は Takayama (1985)、高山(1998)の提唱した分類形質およびDNAの系統分類の手法を用いて、従来の *Gymnodinium*

属と *Gyrodinium* 属について属の定義を改めるとともに三つの新属を創設し、関連する種の転属を提唱した。その際、提唱された属および主要な種を表2-4-3に示す。現在、この提唱は広く受け入れられている。

吉松・小野(1986)は播磨灘南部の定点でラフ

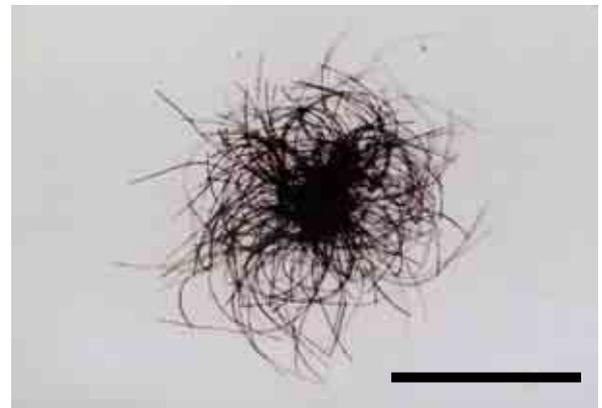


図2-4-1 *Trichodesmium thiebautii* 標線:500μm

表2-4-3 Daugbjerg et al.(2000)により提唱された属及び主要な種

Gymnodinium 属
Gymnodinium catenatum
Gymnodinium impudicum
(=*Gyrodinium impudicum*)
Akashiwo 属*
Akashiwo sanguinea
(=*Gymnodinium sanguineum*)
Karenia 属*
Karenia mikimotoi
(=*Gymnodinium mikimotoi*)
Karodinium 属*
Karodinium micrum
(=*Woloszynskia micra*)
Gyrodinium 属
Gyrodinium spirale
Gyrodinium aureum
Gyrodinium pepo
Gyrodinium pingue
Gyrodinium glaucum

注：*は新設された属



図2-4-2 *Ceratium candelabrum* 標線:50μm

イド藻、渦鞭毛藻、黄金色藻の約3ヵ年(1983~1985)調査を行い、出現の季節性を明らかにするとともに、出現のタイプを「周年遊泳細胞が出現」「生存に不適当な時期は海底泥中で過ごす」「他の海域に母集団がある」「その他不明」にわけた。また、*Ceratium azoricum*, *C.gibberum* および *C.candelabrum* は稀な出現であることから外洋系水の指標種の可能性を考察している。

麻痺性貝毒の主な原因種として知られる種を含む *Alexandrium* 属に関して、稲葉(1988)は *Alexandrium catenella* (= *Protogonyaulax catenera*) のみを記載しているが、その後の貝類毒化問題の発生により、調査・研究が大きく進展し、最近、結城・吉松(2012)が報告した2種を含

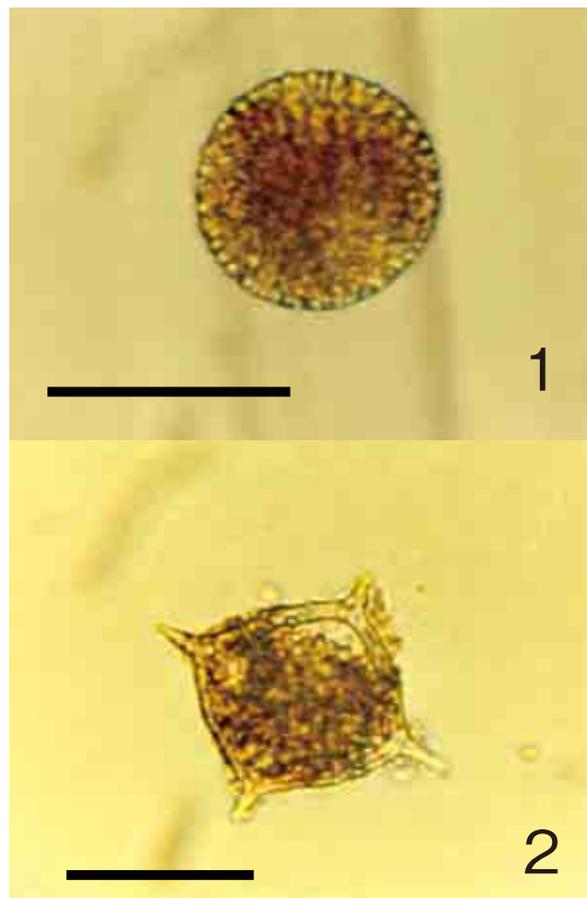


図2-4-3 1:*Dictiocha fibula* 標線:50μm
2:*Dictiocha fibula*の骨格を持たない細胞
(=*Chattonella globosa*) 標線:50μm

め、*A.affine*、*A.catenella*、*A.fraterculus*、*A.insuetum*、*A.minutum*、*A.ostenfeldii*、*A.pseudogoniaulax*、*A.tamarense*、*A.tamiyavanichii* の9種が瀬戸内海から報告されている。これらの内、実際に瀬戸内海で貝毒発生の原因になっているのは *A.catenella*、*A.tamarense*、*A.tamiyavanichii* の3種である。また属名に関して、現在は世界的に *Alexandrium* 属として統一されているが、かつては *Gonyaulax* 属、*Protogonyaulax* 属および *Gessnerium* 属とされていた時期があり、文献調査等には注意が必要と考えられる。

DIVISION HETEROKONTOPHYTA

不等毛植物門

Class CHRYSOPHYCEAE 黄金色藻綱

Order Dictyochales

ディクチオカ目(珪質鞭毛藻類)

従来より *Dictiocha fibula*, *Distephanus speculum* および *Ebria tripartita* が報告されていた (稲葉、1988)。

Hosoi-Tanabe et al.(2007) はラフィド藻綱に分類されていた *Chattonella verruculosa* を分子系統学的解析結果等から黄金色藻綱の新属に移し、*Pseudochattonella verruculosa* と命名した。

今井 (2009) は2007年に高野らが分子系統学的解析結果等からラフィド藻綱に分類されていた *Chattonella globosa* は *Dictiocha fibula* var. *stapedia* の骨格を持たない遊走細胞であることを明らかにしたことを紹介している。

Class RAPHIDOPHYCEA ラフィド藻綱

魚類の大量斃死を伴う赤潮の原因種を含むため、調査研究が進められている生物群で、次の7種が知られている。*Fibrocapsa japonica*, *Heterosigma akashiwo*, *Olisthodiscus luteus*, *Chattonella antiqua*, *Chattonella marina*, *Chattonella ovata*, *Chattonella minima*

赤潮を形成する種は生育に不適当な季節はシストとして海底泥中で過ごしている。詳しい生態等は赤潮の項を参照されたい。

従来ラフィド藻綱の *Chattonella* 属とされていた *C.globosa* と *C.verruculosa* は先に述べたように黄金色藻綱に移されている。

Demura et al.(2009) は *C.antiqua*, *C.marina* 及び *C.ovata* は分子系統学的解析の結果に差異がないことから1種として *C.marina* の変種 (variety)

とすることを提唱している。しかし、形態的区分が可能なこと等から、水産の現場では従来の3種として扱われることが多い。

Class BACILLARIOPHYCEAE 珪藻綱

弘田 (1972) は約350種と報告し、主要な種についてまとめている (表2-4-4)。稲葉(1985) は浮遊性珪藻類210種、うち内海全般にわたり記録されているのは60種あまりに及ぶと報告している。

城(1980)は大阪湾における既往の報告をまとめ、出現する種の数として、42属152種を挙げている。また、1930~1935、1954~1955、1968~1969、1974~1976年の調査結果を比較し、大阪湾においては富栄養化の進行に伴う珪藻群集における種類数の減少は認められない、一方で細胞数の増大が認められるとしている。

高野 (1997) は日本産の *Skeletonema* 属の種として *S.costatum* と少数例の *S.menzellii* を記載しており、一般的に日本に生息するものは *S.costatum* と考えられてきた。しかし、Sarno et al.(2005、2007) は *Skeletonema* 属について走査型電子顕微鏡による形態観察および分子系統学的解析を行い、従来 *S.costatum* とされていた種は新種を含む8種からなることを報告した。これを受け、山田ら (2009) は瀬戸内海に隣接する北九州市洞海湾の *Skeletonema* 属の研究を行い、6種 (*S.ardens*, *S.costatum*, *S.japonicum*, *S.marinoi-dohrii* complex, *S.pseudocostatum* 及び *S.tropicum*) の出現および季節変動を報告している。これらは一部



図2-4-4 *Fibrocapsa japonica* 標線:10μm

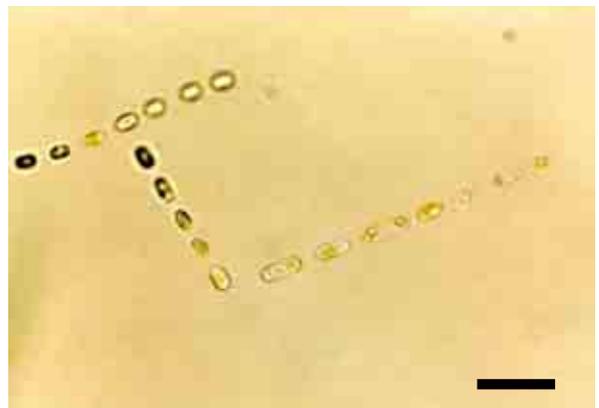


図2-4-5 *Skeletonema* sp. 標線:10μm

表2-4-4 瀬戸内海の主要珪藻類 *：特に豊富に出現するもの(弘田1972)

<i>Melosira sulcata</i>	<i>Bacteriastrum hyalinum</i>
<i>Actinoptychus undulatus</i>	<i>Bacteriastrum varians</i>
<i>Coscinodiscus asteromphalus</i>	<i>Chaetoceros coarclatus</i>
<i>Coscinodiscus concinnus</i>	<i>Chaetoceros densus</i>
<i>Coscinodiscus granii</i>	* <i>Chaetoceros affinis</i>
<i>Coscinodiscus oculus iridis</i>	* <i>Chaetoceros compressus</i>
<i>Coscinodiscus radiatus</i>	* <i>Chaetoceros curvisetus</i>
<i>Lauderia borealis</i>	* <i>Chaetoceros decipiens</i>
<i>Thalassiosira hyalina</i>	* <i>Chaetoceros didymus</i>
* <i>Skeletonema costatum</i>	<i>Chaetoceros lorenzianus</i>
<i>Stephanopyxis palmeriana</i>	* <i>Chaetoceros socialis</i>
<i>Guinardia flaccida</i>	<i>Biddulphia sinensis</i>
* <i>Leptocylindrus danicus</i>	<i>Cerataulina bergonii</i>
<i>Corethron hystrix</i>	<i>Ditylum brightwellii</i>
* <i>Rhizosolenia alata</i>	<i>Hemiaulus sinensis</i>
<i>Rhizosolenia bergonii</i>	<i>Triceratium favus</i>
<i>Rhizosolenia calcar avis</i>	* <i>Eucampia zoodiacus</i>
<i>Rhizosolenia imbricata</i> var. <i>schrubsolei</i>	<i>Asterionella japonica</i>
<i>Rhizosolenia robusta</i>	<i>Thalassionema nitzschioides</i>
<i>Rhizosolenia setigera</i>	<i>Tharassiothrix frauenfeldii</i>
<i>Rhizosolenia stolterfothii</i>	<i>Bacillaria paradoxa</i>
<i>Rhizosolenia styliformis</i>	<i>Nitzschia seriata</i>

を除き、光学顕微鏡下では極めてよく似ているとされる。*S.costatum*は富栄養の環境下で重要な種とされており、今後調査・研究においてどう扱うべきか検討が必要と考えられる。

2. 動物プランクトン

PHYLUM PROTOZOA 原生動物門

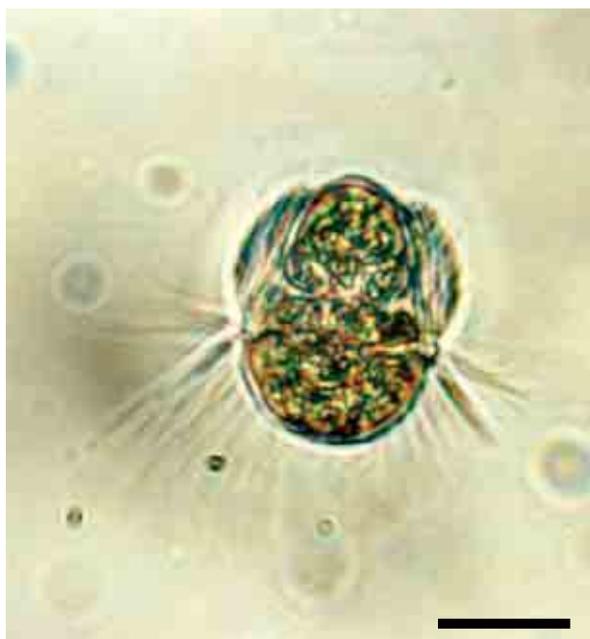


図2-4-6 *Mesodinium rubrum*(=*Myrionecta rubra*) 標線:10μm

Class LITOSTOMATEA

Order CYCLOTRICHIIDA

Family MESODINIIDAE

従来から、赤潮原因種として知られている *Mesodinium rubrum* は Krainer and Foissner (1990) が *Myrionecta rubra* であると報告して以降、*Myrionecta rubra* が広く使われるようになってきている。しかし、現在でも混在している状況にある。今後、混在していることを理解したうえでの報告、文献の調査利用が必要と考えられる。

Class POLYHYMENOPHORA

多膜類繊毛虫綱

Order OLIGOTRICHIDA

Suborder TINTINNINA

有鐘繊毛虫亜目

Kamiyama and Tsujino (1996) は広島湾で1987～1990年の3ヵ年有鐘繊毛虫類の季節変動を調査し、表2-4-5に示す32種の報告を行っている。大山 (2009) は香川県高松市沿岸で2ヵ年調査をおこない、同定できた15種全ては Kamiyama and Tsujino (1996) が報告した種に含まれることを報告している。

表2-4-5 広島湾の纖毛虫類(Kamiyama and Tsujino, 1996)

<i>Amphorellopsis acuta</i>	<i>Tintinnopsis baltica</i>
<i>Codonellopsis nipponica</i>	<i>T. beroidea</i>
<i>C. morchella</i>	<i>T. brasiliensis</i>
<i>Eutintinnus lususundae</i>	<i>T. butschii</i>
<i>E. tubulosus</i>	<i>T. corniger</i>
<i>E. turris</i>	<i>T. cylindrica</i>
<i>Favella azorica</i>	<i>T. directa</i>
<i>F. ehrenbergii</i>	<i>T. kofoidi</i>
<i>F. taraikaensis</i>	<i>T. lohmanni</i>
<i>Helicostomella fusiformis</i>	<i>T. nana</i>
<i>H. longa</i>	<i>T. nucula</i>
<i>H. subulata</i>	<i>T. pusilla</i>
<i>Stenosemella nivalis</i>	<i>T. radix</i>
<i>S. parvicolis</i>	<i>T. tocantinnensis</i>
<i>S. ventricosa</i>	<i>T. tubulosa</i>
<i>Tintinnidium mucicola</i>	<i>T. tubulosoidea</i>

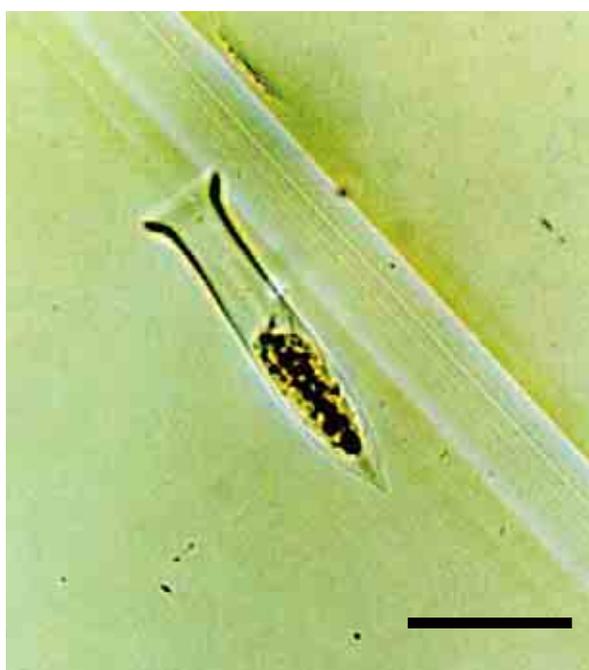


図2-4-7 *Amphorellopsis acuta* 標線:50μm

PHYLUM ARTHROPODA 節足動物門

Class BRANCHIOPODA 鰓脚綱

Order CLADOCERA 枝角目 (ミジンコ目)

稲葉(1988)は*Penilia avirostris*, *Podon leuckari*, *Podon polyphemoides*(=*Pleopis polyphemoides*), *Podon schmackeri*(=*Pleopis schmackeri*), *Evadne nordmanni*, *Evadne spinifera*, *Evadne tergestina*の3属7種を報告している。

一方、遠部(1997)は*P.schmackeri*は瀬戸内海には豊後水道・紀伊水道を除き出現しない、*E. spinifera*は瀬戸内海に出現しないとしている。こ



図2-4-8 *Penilia avirostris* 標線:1mm

の差異の原因については、両種とも暖水性であり、外洋系水の流入とともに、一時的に瀬戸内海に流入する可能性が考えられる。このため、この2種は外洋系水の指標種となる可能性がある。

Class MAXILLOPODA アゴアシ綱

Subclass COPEPODA カイアシ亜綱

カイアシ類は海洋動物プランクトンの代表的なグループであり、魚類等の重要な餌であるため古くから調査・研究が行われ、環境状況を示す指標生物としても知られている。しかし、研究の進展に伴い、種名の変更が行われており、上田(2001)は主要な3種の種名の変遷をしめすとともに、国内の湾内分布に関する1980年代以前の研究結果の価値にも言及している。過去の文献を参考にする際には種名の変更に留意すべきと思われる。

稲葉(1985)は瀬戸内海のカイアシ類を125種、うち84種をプランクトンとしている。それらは稲



図2-4-9 *Oithona davisae*(結城勝久氏撮影) 標線:100μm

葉 (1988) に種名が記載されている。上田 (2012) はインターネット上で瀬戸内海に比較的多く出現する種として、*Calanus sinicus*, *Paracalanus parvus*, *Paracalanus crassirostris*, *Centropages abdominalis*, *Acartia omorii*, *Acartia sinjiensis*, *Acartia erythraea*, *Oithona similis*, *Oithona brevicornis*, *Oithona davisae*, *Oncaea scottodiarloi*, *Corycaeus affinis*, *Microsetlla norvegica* の13種を記載し、愛媛県下波湾海域に出現する81種について富栄養化の程度による区分をおこなっている。

山本 (2005) は大阪湾における1978年以降の調査を取りまとめ、ネットの目合いを考慮して種組成の変化を考察し、上位出現種の組成にはあまり差はみられなかったが、それぞれの種の分布については変化がみられたことを報告している。

表2-4-6 燧灘浅海砂泥底に出現したアミ類(花岡ら、2001)

Siriellinae	ヨアミ類
<i>Sirriella</i> cf. <i>okadai</i>	オカダヨアミ?
<i>Sirriella</i> cf. <i>watasei</i>	ワタセヨアミ?
Rhopalophthalmalinae	セダシアアミ類
<i>Rhopalophthalmus orientalis</i>	
Gastrosaccinae	ガストロサッカス類
<i>Archaeomysis japonica</i>	ナミフクロアミ
<i>Iiella kojimaensis</i>	コジマフクロアミ
Mysinae	
<i>Erythroops</i> cf. <i>minuta</i>	
<i>Hypererythroops spinifera</i>	
<i>Mysidopsis japonica</i> *	
<i>Acanthomysis okayamaensis</i>	セトトゲハマアミ
<i>Acanthomysis tenuicauda</i>	ホソオトゲハマアミ
<i>Neomysis awatschensis</i>	クロイサザアミ
<i>Neomysis japonica</i>	ニホンイサザアミ
<i>Nipponomysis fusca</i>	チャイロモアミ
<i>Nipponomysis ornata</i>	
<i>Nipponomysis perminuta</i>	ヒメモアミ
<i>Nipponomysis sandoi</i>	サンドウモアミ
<i>Anisomysis ijimai</i>	コマセアミ
Heteromysinae	
<i>Heteromysis</i> sp.	

(*注: *Mysidopsis japonica* としての種は *M. surugae* または複数種の可能性があり、再検討を要す。)



図2-4-10 *Iiella kojimaensis* 標線:1mm

Class MALACOSTRACA 軟甲綱

Order MYSIDACEA アミ目

花岡ら (2001) は燧灘海域で18種 (表2-4-6) の出現を確認し、種毎にかなり地域的偏りを示すことを報告している。地域的偏りはアミ類がかなりな時間、海底で過ごすことによるためと考えられる。

PHYLUM CHAETOGNATHA 毛顎動物門

古くから調査・研究された小さな生物群であり、瀬戸内海から村上 (1959) は14種を記載した。一方、稲葉 (1988) はプランクトン12種をリスト化しているが、現在 *Sagitta crassa* f. *naikaiensis* は *Sagitta crassa* の夏型とされている。両者の報告した種の中の、10種 (*Sagitta bipunctata*, *S. crassa*, *S. decipiens*, *S. enflata*, *S. minima*, *S. neglecta*, *S. pacifica*, *S. regularis*, *S. robusta*, *Pterosagitta draco*) は一致するが、数種については違いが見られる。

Sagitta enflata は黒潮の指標種とされており、小野 (1969) は播磨灘と備讃瀬戸における出現量と分布水域を報告し、浜田 (1982) は紀伊水道と豊後水道から瀬戸内海への季節的、分布の拡大および大阪湾・播磨灘での出現の年変動とイワシシラス等の漁獲量との関連の検討を行っている。

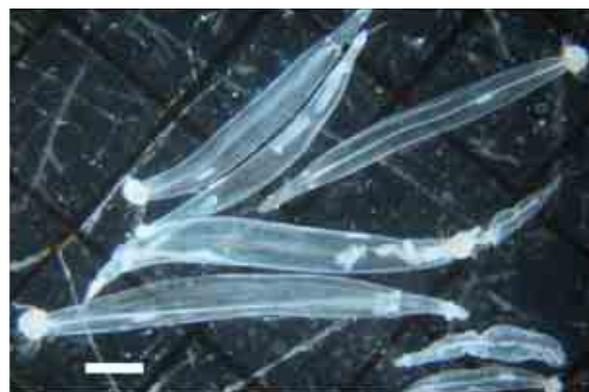


図2-4-11 *Sagitta enflata* 標線:1mm

3. 幼生

ネクトンやベントスの多くは幼生期にプランクトンとして海水中に浮遊しており、プランクトンの調査時に観察される。最近、瀬戸内海で希少種

として扱われている、腕足類のシャミセンガイ類の幼生（図2-4-12）が8月から11月にかけて香川県海域の広範囲に出現していることが明らかとなった（吉松、投稿中）。今後、シャミセンガイ類やナメクジウオ等の希少種とされるベントスの生息調査に当っては、プランクトン期幼生調査を加えることが有効と考えられる。

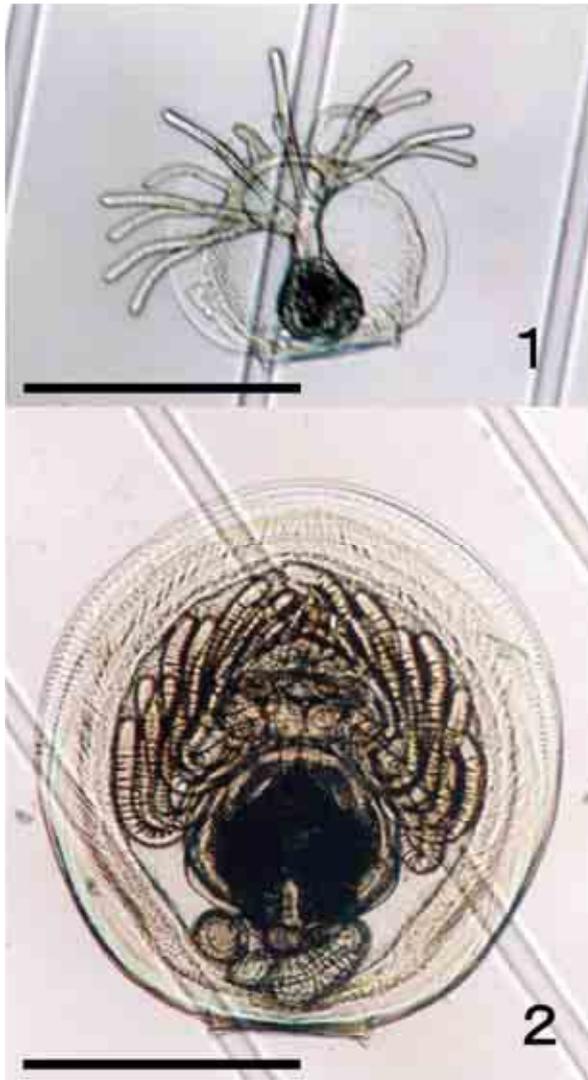


図2-4-12 腕足類シャミセンガイ類の幼生
1:触手を広げ遊泳中の個体標線:50μm
2:触手をちぢめた個体(無固定)標線:50μm

まとめ

瀬戸内海のプランクトンについて、どのような種が生息しているかを中心にまとめてみた。稲葉（1985、1988）以降、瀬戸内海に生息するプラン

クトンを含む生物に関する取りまとめは行われてなく、また、個々の生物群をみても瀬戸内海に限定した形での取りまとめは一部を除き見出すことはできず、中途半端な取りまとめとなってしまった。どのような種が生息しているかは最も基礎的な情報と考えられ、個々の生物群からでも瀬戸内海における生息状況が把握できるよう、取りまとめが必要なことが痛感された。今後、調査・研究及び瀬戸内海としての取りまとめの進展が望まれる。

参考文献

- 千原光雄・村野正昭編（1997）：日本産海洋プランクトン検索図説. 1574pp. 東海大学出版会. 東京.
- Daugbjerg N., G.Hansen, J.Larsen and Ø. Moestrup (2000): Phylogeny of some of the major genera of dinoflagellates based on ultrastructure and partial LSU rDNA sequence data, including the erection of three new genera of unarmoured dinoflagellates. *Phycologia*, 39(4), 302-317.
- Demura, M., M.-H. Noel, F.Kasai, M.M. Watanabe and M. Kawachi, (2009): Taxonomic revision of *Chattonella antiqua*, *C.marina* and *C.ovata* (Raphidophyceae) based on their morphological characteristics and genetic diversity. *Phycologia*, 48(6), 518-535.
- 浜田尚雄（1982）：瀬戸内海における *Sagitta enflata* の分布. 第14回南西海区ブロック内海漁業研究会報告, 南西海区水産研究, pp.75-80.
- 花岡幸生・松岡正信・鈴木伸洋（2001）：燧灘南部砂泥域におけるヒラメ稚魚の餌料生物分布と捕食関係. 漁場生産力モデル開発基礎調査（燧灘・備後芸予灘海域）総括報告書, 瀬戸内海区水産研究所・広島県水産試験場・香川県水産試験場・愛媛県中予水産試験場・水産庁増殖推進部漁場資源課, pp.82-98.
- 弘田禮一郎（1972）：瀬戸内海の海洋生物. *海洋科学*, 4(4), 29-35.
- Hosoi-Tanabe S., D. Honda, S. Fukaya, I. Otake, Y. Inagaki and Y. Sako (2007): Proposal of *Pseudochattonella verruculosa* gen. nov., comb. nov. (Dictyochophyceae) for a former raphidophycean alga *Chattonella verruculosa*, based on 18S rDNA phylogeny and ultrastructural characteristics. *Phycol. Res.* 55, 185-192
- 今井一郎（2009）：有害有毒赤潮の生物学(2)ラフィド藻. *海洋と生物*, 31(2), 212-218.
- 稲葉明彦（1985）：瀬戸内海の生物とその分布. 瀬戸内海の環境（小坂淳夫編）, 恒星社厚生閣, 東京, pp.99-121
- 稲葉明彦編著（1988）：増補改訂瀬戸内海の生物相Ⅱ. 広島大学理学部附属向島臨海実験所. 475pp.
- 城久（1980）：大阪湾における植物プランクトン群集. *海洋科学*, 12(11), 778-790.
- Kamiyama T. and M.Tsujino (1996): Seasonal variation in the species composition of tintinnid ciliates in Hiroshima Bay, the Seto Inland Sea of Japan. *J.Plankton Res.*, 18(12), 2313-2327.

- Krainer K-H. and W.Foissner (1990): Revision of the genus *Askenasia* Blochmann, 1895 with proposal of two new species and description of *Rhabdoaskenasia minima* n. g., n. sp. (Ciliophora, Cyclotrichida). J. Protozool. 37, 414-427.
- Lynn D. H. (2007): The Ciliated Protozoa. Characterization, Classification, and Guide to the Literature. 3rd Edition. Springer. 605pp.
- 村上彰男 (1959) : 瀬戸内海産浮遊性毛類類に関する海洋生物学的研究. 水産庁内海区水産研究所研究報告, 12, 1-186.
- 遠部卓 (1997) : Class Branchiopoda 鰓脚綱. 日本産海洋プランクトン検索図説 (千原光雄・村野正昭編). 東海大学出版会, 東京, pp.609-624.
- 小野知足 (1969) : 播磨灘、備讃瀬戸の *Sagitta enflata* 出現量と分布水域. 昭和42年度香川県水産試験場事業報告. 24-29.
- 大山憲一 (2009) : 屋島湾における繊毛虫類の時空間的・季節的変動. 香川県赤潮研究所研究報告. 7, 21-30.
- Sarno D., W. H. C. F. Kooistra, L. K. Medlin, I. Percopo and A. Zingone (2005): Diversity in the genus *Skeletonema* (Bacillariophyceae). II. An assessment of the taxonomy of *S. costatum*-like species with the description of four new species. J. Phycol., 41, 151-176.
- Sarno D., W. H. C. F. Kooistra, S. Balzano, P. Hargraves and A. Zingone (2007): Diversity in the genus *Skeletonema* (Bacillariophyceae). III. Phylogenetic position and morphological variability of *Skeletonema costatum* and *Skeletonema grevillei*, with the description of *Skeletonema ardens* sp. nov. J. Phycol., 43, 156-170.
- Kamiyama T. and M. Tsujino (1996): Seasonal variation in the species composition of tintinnid ciliates in Hiroshima Bay, the Seto Inland Sea of Japan. J. Plankton Res. 18(12), 2313-2327.
- 高野秀昭 (1997) : Class Bacillariophyceae 珪藻綱. 日本産海洋プランクトン検索図説 (千原光雄・村野正昭編). 東海大学出版会, 東京, pp.169-260.
- Takayama H. (1985): Apical grooves of unarmored dinoflagellates. Bull. Plankton Soc. Japan, 32, 129-140.
- 高山晴義 (1998) : 瀬戸内海およびその近海に出現する無殻渦鞭毛藻の形態学および分類学的研究. 東京大学学位論文. 211pp. + 図版44.
- 徳島県保健環境センター (1987) : 徳島のプランクトン. 徳島県保健環境センター. 42pp.
- 上田拓史 (2001) : 内湾性カイアシ類の生態. 月刊海洋, 号外27, 96-104.
- 上田拓史 (2012) : 瀬戸内海の環境状況を示す生物指標. <http://www.ehime-u.ac.jp/~cmes/seika-ueda/seika-Ueda.htm>
- 山田真知子・香月絵里・大坪繭子 (2009) : 瀬戸内海の代表的な植物プランクトン *Skeletonema* 属の種多様性と季節的消長. 瀬戸内海, 58, 51-53.
- 山本圭吾 (2005) : 瀬戸内海における環境および動物プランクトンの変化. 海洋と生物, 27(3), 222-229.
- 結城勝久・吉松定昭 (2012) : 屋島湾における渦鞭毛藻 *Alexandrium minutum* Halim と *Alexandrium ostenfeldii* (Paulsen) Balech et Tangen の出現. 香川県赤潮研究所研究報告, 8, 1-6.
- 吉松定昭・小野知足 (1986) : 播磨灘南部での赤潮生物および鞭毛藻類の季節的消長. 香川県赤潮研究所研究報告, 2, 1-42.

第5章 瀬戸内海の歴史と海象の関わり

柳 哲雄

1. 潮汐・潮流の特性

瀬戸内海で最も卓越している変動現象は、1日2回の満潮・干潮を繰り返す潮汐と、海面昇降を引き起こすための海水水平移動である潮流である。潮汐・潮流は太陽・月の引力によって引き起こされるので、ある海域の地形に大きな変化がない限り、その海域の潮汐・潮流は変化しない。したがって、瀬戸内海が現在の地形をとった約7,000年前から瀬戸内海の潮汐・潮流に大きな変化はなかった。

このことは、瀬戸内海で起こった過去の様々な歴史的なできごとが、多かれ少なかれ潮汐・潮流の影響を受けていたことを推測させる。

本章では現在の潮汐・潮流の知識をもとに、過

去の瀬戸内海における歴史的ことがらと潮汐・潮流の関わりに関して考察する。

2. 縄文丸木船

現在に最も近いウルム氷期（約25,000年前が最盛期）が終り、地球は温暖化して、現在より約100mも低かった海面は上昇し、約7,000年前にはほぼ現在の瀬戸内海ができあがった。その後約6,000年前には海面は現在より約3m上昇し（縄文海進）、その後降下して、約5,000年前頃現在の海面の高さに落ち着いたと考えられている。

その頃、現在の愛媛県である伊予の地に暮らしていた縄文人はどのような生活をしていただろうか。伊予各地の縄文遺跡の出土品から推定され

る彼らの生活基盤は狩猟と漁撈であり、獣・鳥・木の実・魚・海草が重要な食料であったと思われる。彼らは図2-5-1に示したような石鏃を木の先にとりつけて矢を作り、弓を引いて獣や鳥を射たり、ある場合は銚として使用し、海中の魚を獲っていたのである。ところが、このような石鏃として用いられた黒曜石は四国の中では産出せず、伊予で用いられた黒曜石は主として豊後の姫島産であったことがわかっている。

図2-5-2(a)に、長井数秋氏の資料を元に、愛媛県内の縄文遺跡で発掘された大分県姫島産の黒曜石の分布を示す。これを見ると北は大三島の荻ノ岡遺跡から南は御荘町の平城貝塚まで、愛媛県内の縄文遺跡のほとんどで姫島産黒曜石が出土していることがわかる。

縄文人は豊後姫島から伊予までどのようにして黒曜石を運んできたのだろうか。愛媛県内では未だ見つからないが、福井県や千葉県等の縄文前期の遺跡からは丸太をくり抜いた長さ10m弱の丸木舟が出土しているの、姫島から伊予まで丸木舟で輸送したと考えるのが最も自然であろう。丸木舟で姫島から伊予まで黒曜石を運んで来ることは可能だろうか？

現在の伊予灘において最も支配的な流動は1日2回の干満に伴う潮流である。潮流は太陽と月の引力によって起こるから、太陽と月の運行、地球上の地形が大きく変化しない限り、同じ現象を何千年も繰り返す。したがって、瀬戸内海が現在ののような形をとった縄文時代以降の潮流は、計算により再現可能である。例えば、紀元0年1月1日午前0時、松山沖の潮流はどの方向にどのくらいの速さで流れていたのかも推定は可能である。伊予灘では干潮から満潮に伴う上げ潮流は北東方向に、満潮から干潮に伴う下げ潮流は南東方向に流れ、大潮時の最大流速は速吸瀬戸で45ノット、中島付近で2ノット、灘中央部で1ノット程度である。1ノットとは1時間に1海里(1,852m)進む速さである(図2-5-2(a))。

丸木舟を人力で漕いだ時の船速は高々2ノット程度である。2ノットという速さは人が地上をゆ

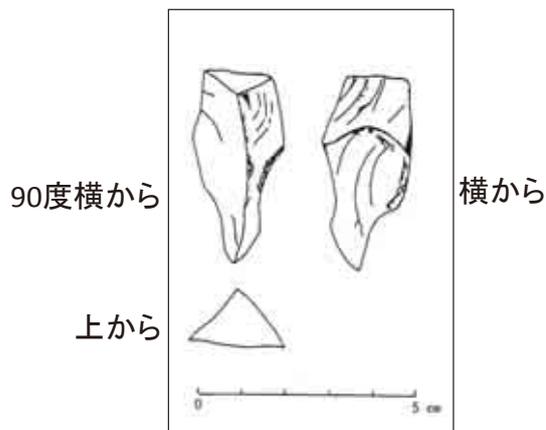


図2-5-1 愛媛県一本松町茶堂から出土された姫島産黒曜石の石鏃。

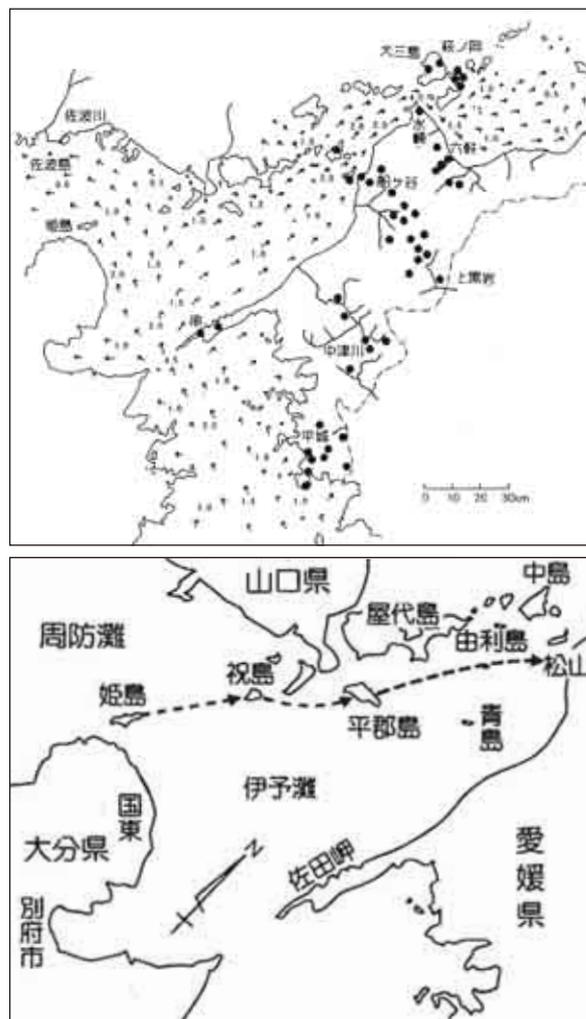


図2-5-2 愛媛県内縄文遺跡からの姫島産黒曜石の出土場所(●)と瀬戸内海西部の上げ潮流の流向と最大流速値(ノット)。下げ潮流は逆向きに同じ速さで流れる(a)。縄文丸木舟の実験航海コース(b)。

っくり歩く速さとほぼ等しい。したがって、2ノット以上の潮流にさからって、丸木舟は前に進めないから、いわゆる「潮待ち」を行って、潮流が丸木舟の進む方向と同じ方向に流れている時だけ航海する必要がある。潮流は約6時間一方向に流れて、180度その方向を変えるから、仮に2ノットの船速で1ノットの潮流にのり、計3ノットの速さで航行出来たとすれば、6時間の間に約18海里進める。姫島から松山までは約55海里あり、昼間の順潮だけを利用して1日6時間の航海を行うとすれば、約3日で姫島から松山に到着出来ることになる。さらに図2-5-2(b)のような航路をとるとすれば、姫島から祝島まで渡る間は最大1ノットの潮流を真横から受けることになるので、この影響を少なくするためには潮流の強い大潮時(満月・新月の頃)よりも、潮流の弱い小潮時(上弦・下弦の頃)の方が航海に適していたと考えられる。

このような観点から海図を眺めて潮待ちに適当な島と潮流の方向を考えあわせると、姫島から松山への丸木舟航海の最適航路は次のようなものになる。まず小潮時早朝の下げ潮流開始を待って姫島を出発し、昼までかかって14海里離れた祝島に着く。さらにその日の午後の上げ潮流に乗って、夕方までに10海里離れた平郡島まで漕ぎついて、その日の航海を終える。翌日は午後の上げ潮流開始を待って、昼過ぎに平郡島を漕ぎだし、夕方遅くまでかかって、約17海里離れた由利島まで航海する。3日目は午後2時過ぎからの上げ潮流にのって、約10海里離れた松山市三津浜に夕方上陸する(図2-5-2(b))。1985年8月下旬、天候にも恵まれた松山工業高校の学生達は、私の提案した航海案に基づいて、姫島-松山2泊3日の丸木舟実験航海を見事に成功させた。

しかし、現実の瀬戸内海では潮流が常に卓越しているわけではない。大雨などが降った後は河川からの大量出水により、いわゆる密度流が卓越することもあるし、台風などにより、一定方向の風が吹き続けると、吹送流と呼ばれる流れが卓越することもある。縄文人も幾たびか思いもかけぬ海

の流れにより、見も知らぬ海岸に漂着したり、時には太平洋まで流されて遭難した場合もあったと思われる。そのような経験を積み重ねながら、彼らはこの航海に熟練していったに違いない。

図2-5-2(a)を見ると、このような姫島-松山航路の他に、縄文人は姫島-大三島、姫島-串、姫島-平城などの航路も持っていたらしいことがうかがえる。海岸で物々交換された黒曜石はさらに陸上の交易路を通じての物々交換により内陸部の中津川や上黒岩まで運ばれたのであろう。

図2-5-2(a)に示したような速い潮流の流れる海を横断し、当時としては長距離の多数の航路を維持していたことを考えると、黒曜石を姫島から伊予まで運んだ人々は海運業の専門家ではなかったろうかという気がする。彼らは縄文時代の専門の運送業者として往きの丸木舟には黒曜石を積んで松山まで航海し、帰りの丸木舟には獣、鳥、魚などを積んで姫島まで帰っていったのであろう。

このように考えてくれば、陸上の狩猟についても鳥を射るのが得意な人も居れば、獣を倒すのが得意な人も居るし、漁撈についても、海にもぐって魚を突くのが得意な人も居れば、海上からの釣りが得意な人も居て、当時すでに分業が成立していたのではないだろうかという気がしてくる。特に海に関しては、平城貝塚から出土するマグロ、ブリ、クジラの魚骨は当時すでに外洋の漁労をも対象とした漁民の専門家集団が存在したことを示唆している。さらに中津川におけるマサバの魚骨の出土は漁撈中心の海岸集落と狩猟中心の内陸集落との間の物々交換が存在したことを物語っている。

これらのことから、縄文時代からすでに食料を得るにも分業関係があったし、黒曜石を運んだ人々のように直接食料生産に従事しない、現在で言う第三次産業の商業者も居たであろうことが推定されるわけである。

以上の考察から、人間とはどんなに小規模に暮らしていても、その社会には分業というものがあり、それぞれの余剰品を交換し、生活していくものである、という人間の生き方に対するひとつの

基本的なイメージがうかんでくる。それぞれの分業の専門家は、姫島から伊予まで黒曜石を運んだ運送業者のように、自分の生産行為に関連した自然の様々な変動特性を、すでに縄文時代に、正しく認識していたのであろう。逆に正しく認識していなければ、専門家としての生産活動は不可能であったに違いない。

縄文時代の姫島－伊予の海運業者はおそらく現在の海運業者や漁師よりも伊予灘の潮の流れの特性を熟知していたに違いない。現在の機帆船や漁船は高出力のエンジンを有しているので、潮の流れが自分の予想と異なっても、少々のことなら対応可能である。しかし、縄文時代の丸木舟にとっては、潮の流れのわずかの読み違いが取り返しのつかない事態を招いた。したがって、当時の丸木舟を用いた海運業者にとって、潮の流れを熟知することが自分の命を守り、自らの仕事を守るために重要である度合いは現在以上であったからである。

3. 熟田津の歌

ひとつの歌は一人の感動によって詠まれ、一人の感動によって読まれる。歌の詠まれた過程がどうであろうと、一旦作られた歌は一つの歌として一人歩きを始める。そして、歌を読む人の生活状態、歌を読む時の心のあり様、その時代の精神の有り様など、様々な背景に基づき、様々な解釈される。一つの歌とは本来そのような個的なものであり、一つの歌に対する共通の解釈が必ずしも必要とされるわけではない。

だが次に掲げる熟田津の歌ほど様々な解釈をうみだしている歌は他にはないのではなかろうか。熟田津の場所が未だきちんとは定まっていない(阿蘇ら(1985)、武智(1977)) こととも相俟って、現在もなおその解釈をめぐる多くの論議をよんでいる。

熟田津に船乗りせむと月待てば

潮も適いぬ 今は傍ぎいでな

額田王 (万葉集巻一)

齐明天皇 7 (661) 年、百濟救済のために天皇一

行が西航する途次に、額田王が伊予国熟田津港で詠んだ歌として万葉集の巻一に載っている歌である。

従来この歌に対しては五通りの解釈が在るようである。一つは「満月の夜、満潮を待って、出航する際に詠んだ歌である」という説(斎藤(1949))、一つは「下弦の夜、満潮を待って、出港する際に詠んだ歌である」という説(澤潟(1984))、一つは「下弦の夜、下げ潮流を待って、出港する際に詠んだ歌である」という説(村上(1937))、一つは「月の夜の舟遊びの際に詠まれた歌である」という説(花田(?))、いま一つは「軽皇子鎮魂のための神事を行った際に詠まれた歌である」という説(梅原(1974))、などである。

この歌の詠まれた過程が明らかではないから、これら五つの解釈の正否を論じることは最初に述べたような歌のあり様から考えて、あまり意味があることとは思われない。ただ熟田津の潮汐・潮流の特性と月の関係に照らしあわせると、明らかにおかしい解釈もある。

例えば、斎藤茂吉の解釈のように、満月の夜、月の出の時刻に船が出航していくというようなことは、後述するように、熟田津ではありえないことである。

本稿では熟田津近郊における潮汐・潮流と月の関係を述べて、この歌の背景となっていたはずの自然条件を明らかにすることを試みる。

図2-5-3に冬季の満月・新月(朔望)、上弦・下弦(両弦)時の三津浜港(熟田津のあった場所と考えられている)の潮汐と釣島水道の潮流の時間変化を示す。潮汐・潮流の大きさとその時間変化は地球と月・太陽の位置関係によって決まっている。熟田津の歌が詠まれた7世紀も現在も地球・太陽の運行はほとんど変化していないし、瀬戸内海の地形も極端には変化していない。そうすると図2-5-3に示した現在の三津浜港の潮汐・潮流の有り様は七世紀もほぼ同様であったと考えられる。熟田津の他の候補地とされる松山周辺の堀江や松前附近でもほぼ同様の潮汐曲線が描ける。

この図によれば、冬の満月か新月の日の満潮は

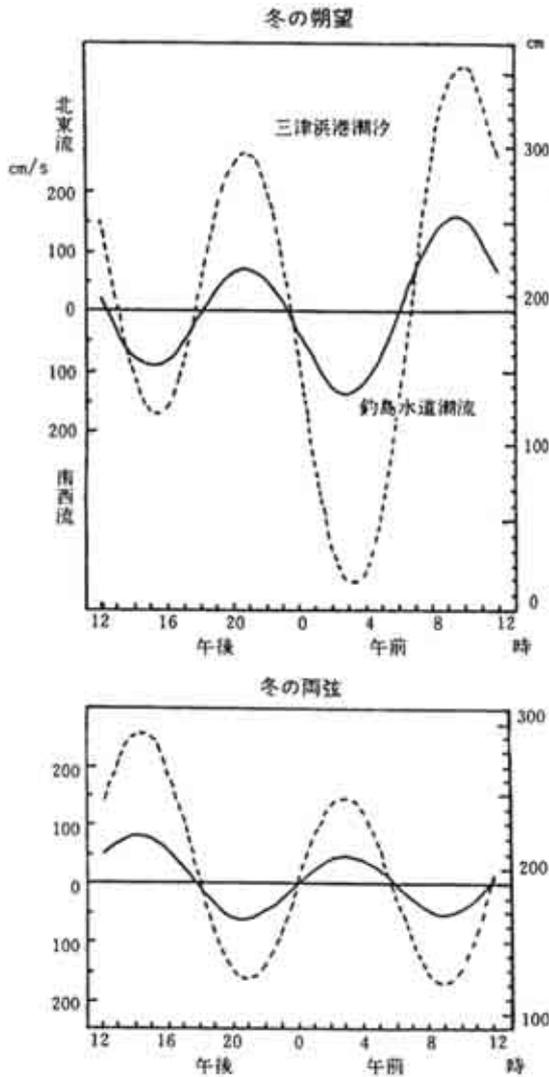


図2-5-3 冬の朔望、両弦の三津浜港の潮汐(破線)と釣島水道の潮流(実線)の時間変化

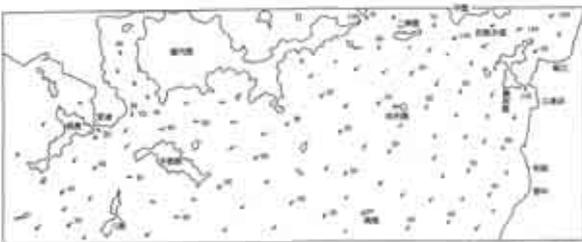


図2-5-4 朔望(大潮)期の釣島水道南西流最盛時の流況。図中の数字は流速(cm/sec)を表す。

午前9時頃と午後9時頃、干潮は午前3時頃と午後3時頃起り、午前中の干満差が午後の干満差より大きいこと、また、釣島水道の上げ潮流(北東流)最盛時刻、下げ潮流(南西流)最盛時刻は三津浜港の満潮・干潮より1-2時間早いこと、

そして、上弦・下弦の日は満月・新月より干満差は小さく、潮流は弱くなり、満潮・干潮の時刻は満月・新月の日と逆になることなどがわかる。

図2-5-4は熟田津が面した釣島水道における朔望(大潮)期の下げ潮流(南西流)最盛時の伊予灘の潮流の流況を表している。海峡部の潮流は灘部のそれより速いことがわかる。伊予灘西部では釣島水道より1-2時間前に下げ潮流最盛となるので、釣島水道で下げ潮流最盛となる時には、流れがすでに弱くなり始めている。両弦(小潮)期には流れの方向はほぼ同様で、流速が朔望期の半分から1/3になる。また上げ潮流(北東流)時にはほぼ逆方向に同様な流速で潮流が流れると考えてよい。

それでは斉明天皇が乗船された御船が満月の夜に塾田津を出港したとすればどのような状況であったのだろうか。御船は陰暦1月14日に熟田津に着いて、3月25日筑紫の那大津に着いているので、出港は1月15日、2月15日、3月15日のいずれかであったろう。その日、月は午後6時過ぎに東の山から上ってくる。満潮は午後9時頃だが、この時釣島水道の潮の流れは北東流で御船は西には向かえない。午後11時頃潮は止まり、御船はこの時を待って出港したのであろう。この時刻伊予灘は西流を始め、午前2時過ぎには図2-5-4に示したような流況を呈している。だが午前6時前になると西流は止まり、東流が始まるので、御船は屋代島の南のどこかの入江で潮待ちをしたと考えられる。塾田津の次の停泊港は本州側の室津であったはずであるが、当時の航海法によりひと潮で室津に到着することは不可能であったと思われる。

御船は1月6日に難波を出港して、1月14日に塾田津に着いている。すなわち300km弱の航路を丸8日間で航行したことになる。一日の航程は40km弱である。このことは御船が昼も夜も航海したことを示していると考えられる。何故なら平均的な潮の速さを1ノット(約50cm/s)とすると6時間で海水が流れる距離は約10kmである。水手の動力が加わったとしても6時間の片潮で20km航行するのがせいぜいではなかったかと推

定されるからである。そうすると次の6時間は逆潮となり、潮待ちをしなければならないから、昼間だけの航海では丸8日間で難波から熟田津に到着することは不可能となる。熟田津から室津までは約60kmある。片潮六時間の航程を20kmとすると、丸1日半かかって室津まで到着したと考えられる。

それでは下弦の頃の出港ではどうなるだろうか。下弦とすれば1月23日から2月23日前後であろう。その日、月は深夜0時頃東の山から上ってくる。満潮は午前3時頃であるが、西流の開始は午前6時頃となる。朝まだ明けやらぬ時刻の出港となったのであろう。ただ潮の速さは満月の頃の半分以下なので、室津までは2日以上を要したと思われる。

舟遊びか神事が行われた場合は筑紫への出港時とは異なり、潮が強く流れていては都合が悪く、ほとんど潮の止まった状態すなわち憩流時が船を傍ぎだす時刻となる。満月の夜なら月の出の時刻とほぼ一致する午後6時頃か、月が天頂にある午

前0時頃が適当であっただろう。上弦の夜なら月が天頂にある午後6時頃、下弦の夜なら月が東の山から上ってくる午前0時頃が適当な時刻となる。

以上それぞれの解釈に最も適切な船出の時刻を潮汐学の立場から推定してみた。その結果、現在この歌の最も標準的な解釈である齊藤茂吉の説は、潮汐学から見ると納得出来ない解釈であることがわかり頂けたと思う。

私個人の感じとしては、この歌の勢いから見て、宮廷歌人の額田王が筑紫への出港に際し天皇の命を受けて詠んだもので、船の出航は満月の夜の深夜であったという解釈が最も自然なような気がする。

4. 屋島の戦い

瀬戸内海中央部の屋島（図2-5-5）における源氏と平氏の戦いは、那須与一が扇の的を射た弓矢のエピソードで有名である。潮汐・潮流は海面の高さ、海域の流れの方向・速さを時々刻々と変化させるので、源氏と平氏の戦いに何らかの影響を与えたことが推測されるが、この戦いが行われた時の現地の潮汐・潮流がどのような有様であったかは未だ明らかにはされていない。

しかし、屋島の戦いが行なわれた文治元(1185)年と現在では瀬戸内海全域の地形は大きくは変化していないので、現在の瀬戸内海の潮汐・潮流の知識を用いれば、当時の屋島付近の潮汐・潮流の変化を再現することは可能である。

ここでは再現した文治元年の屋島の潮汐・潮流の変化の様子を、平家物語における屋島の戦いの記述と照らし合わせることにより、屋島の戦いにおいて潮汐・潮流の変化が戦いに与えた影響を明らかにし、平家物語の記述の妥当性について検討してみたい。

源氏と平氏の間で屋島の戦いが行われたのは、文治元年2月19日（西暦では1185年3月29日）のことである。2月18日という説もあるが（富倉(1967)）、2月18日と19日で潮汐・潮流は位相が約50分遅れるだけでその変化はほぼ等しいので、ここでは2月19日として以下の議論を進める。



図2-5-5 屋島の地形。波線は1185年当時の海岸線を示す。

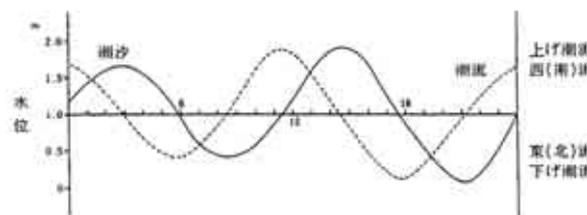


図2-5-6 1185年3月29日の屋島における推定した潮汐と潮流の変化。

春季の月齢19の日の高松の潮汐は、海上保安庁水路部が発行している潮汐表をもとに推定すれば、**図2-5-6**の実線に示すようであり、午前8-9時頃干潮、午後2-3時頃満潮、午後9時頃干潮となる。

現在、屋島は相引川をはさんで、四国本土と陸続きになっているが、当時は四国本土とは切り放された島であったことが明らかにされている(富倉(1967))。したがって、屋島と四国本土との間には、潮汐の干満に伴って**図2-5-6**に破線で示したような潮流が流れていたと推定される。なぜなら、瀬戸内海中央部、備讃瀬戸では潮汐波は定在波的な挙動を示し(Yanagi et al.(1987))、潮汐と潮流の位相は90度ずれていて、屋島と四国本土の間の浅瀬の潮流の位相は備讃瀬戸の潮流の位相とほぼ同一と考えられるからである。

図2-5-6の潮汐の高さは後述する平家物語の記述をもとに推定した絶対値が記入してある。潮流の速さは当時の屋島と四国本土との間の浅瀬の海底・海岸地形に依存するが、それらはよく分かっていないので、潮流の速さに関する絶対値は不明である。

平家物語巻11によれば、福原(神戸)から船で阿波勝浦に上陸した源義経率いる源氏軍は2月19日早朝、屋島の南の高松郷(現在の古高松町)まで到着して、付近の民家に火を放った。屋島の檀ノ浦にある内裏から赤牛崎(あかばさき)に陣屋を張っていた平氏は、高松郷の民家が炎上するのを見て、源氏の大军が押し寄せてきたと勘違いし、ただちに安徳天皇を庵治半島の舟隠しに係留してあった御座船に移して、屋島東の海上に陣取った。その時はちょうど干潮時で、源氏は「馬の太腹もつかないほど浅い」相引川を馬に乗って屋島に渡り、内裏に火を放った。

2月19日早朝、義経軍が四国本土から馬で屋島まで攻め入った時刻は**図2-5-6**によれば干潮時で、平家物語の記述と合致している。この干潮時という潮時は義経にとっては幸運であった。何故なら、もし満潮時であったなら、義経軍は相引川を渡ることが出来ず、屋島の平家の内裏に攻め込むこと

が出来なかったからである。

平家物語の記述によれば、この放火の後、陸上の源氏と船上の平氏との間で、お互いが名乗りあい、それぞれが弓を射て戦が始まった。この戦いで義経の腹心、佐藤三郎兵衛嗣信が平教経能登守の弓で殺される。

戦いを行っている内に日が暮れかけて、この日の合戦は勝負がつかないまま終わろうとする時、沖の方から渚の沖90mあたりに、小舟が一隻やってくる。船に乗っている紅の衣を着た女房は、紅の扇を先にくくりつけた竿を船の縁板に立てて、その扇を弓で射るように指し招く。そこで義経は当時20歳の那須与一宗高にこの扇を射るように命じる。与一は馬を渚から海中へ乗り入れて、「折節北風激しくて、磯うつ波も高かりけり」の状況の中、約80m先の揺れる小船の扇を見事に射落とす。時に2月19日午後3時頃のことであった。

那須与一が弓を射た時刻は、**図2-5-6**によれば午後の憩流時近くで、付近の海域の流れは微弱であったと推定される。おそらく、このことは扇を乗せた船の移動を小さくして、弓矢を扇に命中させるには有利に働いたのであろう。**図2-5-5**に示した現地の史跡から推定すると、与一が弓を射るのを義経は南方から見ていたと考えられる。

与一の弓の後、再び合戦となり、義経は戦いの中で自らの弓を落して海に流してしまう。義経は家来の「ほっておかれなさい」との注意も聞かず、流した弓を拾いに行くという危険を冒す。その理由を聞かれた義経は「拾われても名誉となるような強い弓なら流してもかまわないが、相手に笑われるような恥ずかしい弱い弓を流してしまったので、わざわざ拾いに行ったのだ」と答える。

義経の弓流しの後、平氏は沖に浮かべた船で、源氏は高松郷と牟礼郷(現在の牟礼)の間の野山に陣を張って夜を迎える。

義経が弓流しをした時刻は、**図2-5-6**によれば下げ潮流時(相引川内では東流ないし、北流)である。一方、佐藤嗣信が戦死した午前中の戦いは上げ潮流時(西流ないし、南流)に行われている。**図2-5-5**に示した史跡からは、上げ潮流時の午前

中の戦いは、下げ潮流時の午後の戦いよりも西部ないし南部で行われたことが推測される。

以上、図2-5-6に再現した戦い当日の屋島の潮汐・潮流の変化の様子は平家物語の屋島の戦いの記述とよく合致することが明らかとなった。このことは、平家物語は基本的には琵琶法師により語り継がれたフィクション（小説）であるが、史実に基づいて書かれたノンフィクション（記録文学）に近いことを示唆している。

5. 壇ノ浦の合戦

瀬戸内海の経済的価値を最初に認識した人物は平清盛であった。彼は安芸、備前、播磨の国守を歴任しながら、祖父の正盛や父の忠盛が開拓した日宋貿易の富の独占を計った。

当時、宋船は那ノ津（博多）で荷を解き、それ以降は瀬戸内海の中小海運業者が瀬戸内海航路を使って上方まで荷を運んでいた。清盛は瀬戸内海全域の海運業者を掌握し、音戸の瀬戸など重要な航路を整備し、さらに福原（神戸）の大輪田泊に経ヶ島という人工島と港を造成して、ここで、直接宋船の荷下ろしをさせるようにして、巨万の富を得たのだ。そして、治承3（1179）年には時の最高権力者後白河法皇を鳥羽に幽閉するというクーデターを敢行して、政治・経済の両権力を掌握した。

しかし、平清盛を頂点とした平氏の繁栄も長くは続かなかった。養和元（1181）年に清盛は熱病で病死、その2年後、京都は源氏の本曾義仲に占領された。平氏一門は九州の太宰府に逃れ、そこも追われて、四国讃岐の屋島に本陣を移す。翌年、源氏の内紛と本曾義仲の死に乘じ、平氏は一旦福原に帰るが、一ノ谷・屋島の戦いで相次いで源義経に敗れ、瀬戸内海西端の壇ノ浦へと追いつめられる。

壇ノ浦の合戦については、源氏が潮流の変化を利用して平氏に勝利したというようなことがよく言われるが、それはおそらく正しくない。

壇ノ浦での源平合戦は寿永4（1185）年3月24日に行われた。屋島の戦いの約1ヶ月後である。こ

の時、熊野湛増や河野通信などの合流により、源氏の勢力はすでに平氏より大きくなっていた。

この日の午前10時半頃、壇ノ浦を含む関門海峡の潮流は東向きに最大0.8ノット程度で流れ、午後1時半頃流れは止まり、午後4時頃には西向きに最大0.6ノット程度に達した（図2-5-7、2-5-8）。

合戦は正午頃に始まり、夕刻には勝敗が決した。当初壇ノ浦の西側にある彦島に陣取っていた平氏軍約500隻は東向きの潮流に乗って、壇ノ浦の東側満珠島に陣取っていた源氏軍約800隻を攻めたが、午後1時半過ぎに西向きに潮流が流れ始め、平氏軍にとっては逆向きの潮流になって、敗北したと言われている。



図2-5-7 壇ノ浦合戦推定図(黒坂勝美氏作成)

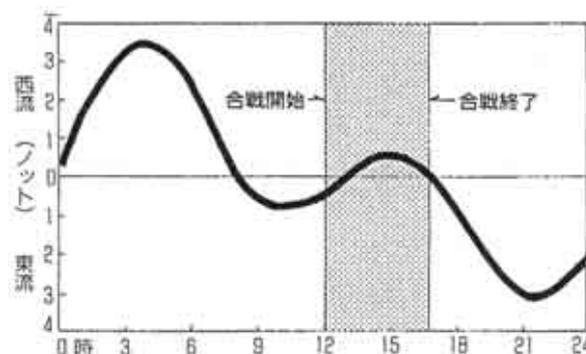


図2-5-8 1185年3月24日の壇ノ浦における潮流の変化

しかし、「平家物語」には潮流の変化によって源氏が有利になったとは書かれてはいない。潮流の向きの変化がこの合戦の勝敗を分けたという説は、歴史家の黒坂勝美氏が「歴史と地理」第4巻1号（大正8年7月）に発表した「壇の浦海戦」という論文がその元になっているようである（黒坂（1919））。

だが、そもそも瀬戸内海全域を支配し、源氏より地元の潮流に詳しいはずの平氏がこの日の壇ノ浦の潮流変化を知らなかったはずはない。それに当日は図2-5-8に示すように、小潮でかつ日潮不等（1日の内の2回の上げ潮流、下げ潮流の速さが著しく異なること）が大きく、潮流の最も早い壇ノ浦沖でさえ、合戦時の最大流速は先述したように1ノットに満たなかった。さらに図2-5-7に示すように、合戦が主に行われた満珠、干珠島付近の潮流流速は、付近の断面積が大きくなっているために、壇ノ浦の流速よりはるかに遅くなり、最大でも0.2ノットに満たなかったのである。

当時の海戦はお互いの船の間で弓を射合うことが主な戦い方であったが、流れの向きにより平氏と源氏の船の間の距離が変わるわけではないから、潮流の向きが弓を主とした戦いの勝ち負けに直接関与することはない。もちろん、潮の流れ去る方向に向かって攻めた方が、水夫は相手の船を見ながら操船出来るので、攻めやすいということはあるだろう。

壇ノ浦の合戦の勝敗は、黒坂勝美氏もその論文の中で若干指摘されているし、海上保安大学校に在職されていた金指正氏がその後きちんと指摘されているように、義経が相手方の武将ではなく、舟を操る水夫を矢で射するという“卑怯な”奇襲戦法を用いて、平氏方の船の操船能力を奪ったことにより、決ったと思われる。

「平家物語」によれば、合戦の最終段階では平氏方の水夫が多数殺されたために、平氏方の船団は操船能力を失って混乱したが、最終的に勝敗を決めた主な理由は平氏方から源氏方に寝返るものが相次いだからだという記述になっている。所詮は時の流れということだったのかもしれない。

6. 村上水軍の潮汐表

村上水軍は村上天皇（926-967）を祖に持つと伝えられるが、真偽のほどは確かではない。彼らが初めて歴史に登場してくるのは南北朝の初めの頃で、貞和5（1349）年の「東寺荘園文書」の中に“弓削島の荘園年貢を京都へ運ぶ船舶の航行安全をはかるために、能島海賊に警固料を支払った”という記録が見える（宇田川（1983））。

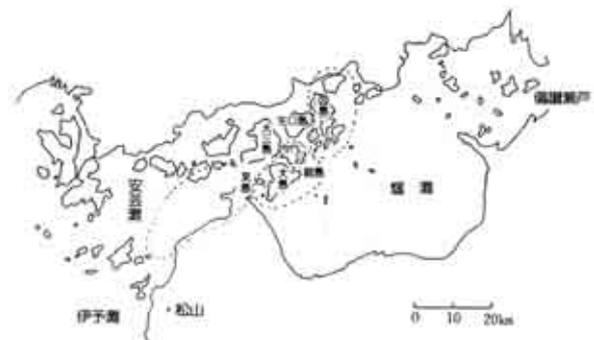


図2-5-9 三島村上氏の直接支配域(破線内)

潮時考の事	
一上旬	二九十九午 卯酉 六々
一中旬	二九十八午 辰戌 五々
一下旬	二九十九寅申 己亥 四々
又云	
一	二巳 三三四五午 六未七八九十 申とこそきけ
十	十一や十二は酉のさへつりて十三四四五は戌のほへけり
十六	十六よりは又一かへる。
三	四五八午 辰戌 五々
四	五七九午 己亥 四々
五	六七八午 庚子 三々
六	七七八午 辛丑 二々
七	八七八午 壬寅 一々
八	九七八午 癸卯 〇々
九	〇七八午 甲辰 〇々
十	一七八午 乙巳 〇々
十一	二七八午 丙午 〇々
十二	三七八午 丁未 〇々
十三	四七八午 戊申 〇々
十四	五七八午 己酉 〇々
十五	六七八午 庚戌 〇々
十六	七七八午 辛亥 〇々
十七	八七八午 壬戌 〇々
十八	九七八午 癸亥 〇々
十九	〇七八午 甲子 〇々
二十	一七八午 乙丑 〇々
二十一	二七八午 丙寅 〇々
二十二	三七八午 丁卯 〇々
二十三	四七八午 戊辰 〇々
二十四	五七八午 己巳 〇々
二十五	六七八午 庚午 〇々
二十六	七七八午 辛未 〇々
二十七	八七八午 壬申 〇々
二十八	九七八午 癸酉 〇々
二十九	〇七八午 甲戌 〇々
三十	一七八午 乙亥 〇々

図2-5-10 能島家伝「潮事考の事」

村上水軍の名を世に知らしめたのは、南朝の征西將軍懷良親王に従い大活躍した因島の村上義弘（生没年不詳、1370年頃没）の存在であろう。義弘の死後、村上一族は小早川氏に圧倒され、一時混乱するが、南朝の武将北畠顯成が名を村上師清と変えて村上家の家名を再興した。その後村上家は能島村上、因島村上、来島村上の三家に分流し、緊密な協力体制のもと「三島村上氏」として繁栄していく。

三島村上氏の直接の支配域は図2-5-9に示すようであるが（松岡（1966））、伊予の守護大名河野氏を主とし、大三島に在る大山祇（おおやまずみ）神社を守護神とした。彼らは他の戦国豪族とは異なり、普通の家臣団以外に月給制の海戦専門家ともいべき船舶兵員を多数扶養し、常に海戦に備えて鍛練を重ね、最盛時その動員力は一万人を超えていたと言われる。彼らは図2-5-9に示すように交通の要衝である瀬戸内海中央部の制海権を握っていたので、内海を航行する船舶からの通行税の取りたて、水先案内、商船・軍船の警護、さらには自らも貿易を行って潤った。

天正9（1581）年豊後から京都へ瀬戸内海を航行した宣教師ルイス・フロイスは“能島村上殿こそは日本の海賊の最大のもので、他の諸国のものは彼を恐れて毎年年貢を納めている。我々は自らの航行の安全を確保するため、彼から能島殿の署名の入った絹の旗を与えられた”と報告している。

また彼らの戦闘能力の高さは、毛利元就が村上水軍の応援を得て陶晴賢を破った弘治元（1555）年の厳島合戦、石山寺救援の兵糧運搬に際して毛利方に荷担した村上水軍が敵織田方の九鬼水軍を打ち破った天正4（1576）年大坂・木津川の戦いなどによって立証されている。

だが彼らの繁栄も長くは続かなかった。天下統一を目指す信長を継いだ秀吉による三島村上氏分裂工作の成功、その後の小早川隆景による能島攻撃などにより村上水軍はほぼ壊滅してしまう。そして最終的には秀吉による天正16（1588）年の海賊禁止令により、瀬戸内海での海賊行為（通行税の取り立てなど）の一切は消滅してしまう。その後、

能島村上氏は毛利氏の船手組として、来島村上氏は豊後の玖珠・日田・速水一帯の領主として、因島村上氏は周防屋代島に移住して、それぞれ明治まで生き延びた。

このような村上水軍が戦国時代、潮の流れの激しい瀬戸内中央部で活躍できた背景に、彼らが内海の潮汐・潮流の特性を熟知していたことがあろうことは容易に想像できる。しかるに彼らの潮汐・潮流の知識がどの程度のものであったかは今まで十分には明らかにされてはいない。ここでは「海事史料叢書」に収められた村上水軍関連古文書の中から潮汐・潮流関係の記述を抜きだし検討して、彼らの潮汐・潮流の知識がどの程度のものであったかを明らかにする。

「能島家伝」は能島村上氏の水軍書であるが、その成立は明らかではない。現存のものは、寛政9（1797）年に菅茶山が備後因島の漁師の家に代々伝わっていたものを筆写したものである。その巻五に「潮時考之事」として図2-5-10に示すような記述がある。

この記述の意味を考える前に、瀬戸内海中央部の潮汐・潮流の特性を明らかにしておこう。現在の瀬戸内海中央部の満月と新月の日の潮汐・潮流の時間変化は図2-5-11に示すようであるが（柳・樋口（1981））、瀬戸内海では当時と現在とで大きな地形変化はなかったため、村上水軍の活躍した時代もほぼ同様な潮汐・潮流の時間変化があった

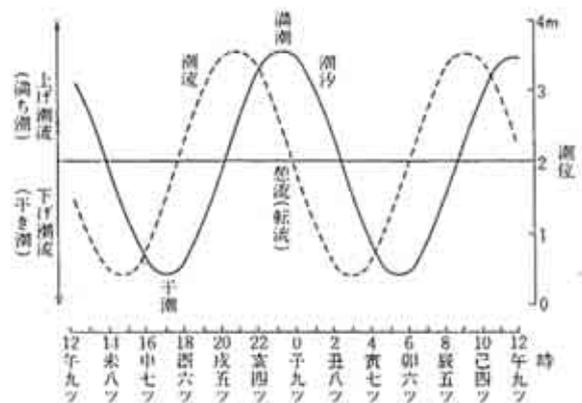


図2-5-11 新月と満月の日の瀬戸内海中央部の潮汐・潮流

と考えられる。図2-5-11によれば満月（新月）の日には夜中の0時と昼の12時頃満潮となり、朝夕の6時頃干潮となり、干潮から満潮の間上げ潮流（東流）が流れ、満潮から干潮の間下げ潮流（西流）が流れる。

図2-5-11をもとに考えると図2-5-10の「能島家伝」の文章の意味は次のようになる“旧暦上旬の1日（新月）、2日は九ッ（子、午の刻）頃満潮となり、六ッ（卯、酉の刻）頃干潮となる。3、4、5日は八ッ（丑、未の刻）頃満潮、五ッ（辰、戌の刻）頃干潮、6、7、8日は七ッ（寅、申の刻）頃満潮、四ッ（己、亥の刻）頃干潮、9、10日は六ッ頃満潮、九ッ頃干潮となる。中旬の11、12日は八ッ頃干潮、五ッ頃満潮、13、14、15（満月）日は七ッ頃干潮、四ッ頃満潮となる”…以下30日まで続くわけである。「又云」以降は満潮の時刻を歌にしたもので“1、2日は己の刻、3、4、5日は午の刻、6日は未の刻、7-10日は申の刻、13-15日は戌の刻が満潮となる。16日から30日までは1日から15日までのくり返しとなる”という意味である。

前半の満潮時刻の記述とこの歌の満潮時刻とは一刻（約2時間）時刻が異なるが、この原因とし

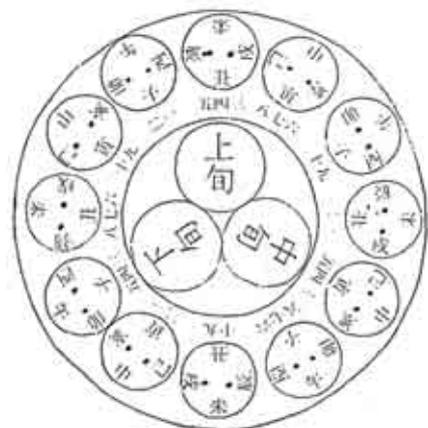
潮之満干

<p>一 二五十六子午満初 一 三四五十七八九丑未 一 六七廿一廿二寅申 一 八九廿三廿四卯酉 一 十一十二廿五戌辰 一 十三十四廿七八九州巳亥</p> <p style="text-align: center;">同 算 法</p> <p>一 日ヨリ至十五、四ヲカケテ知之、十六ヨリ至三十亦初ル。満干ノ前後三時宛也。東西月ノ満ル時潮アリ。月中天ニアル時ハ無潮也。</p>	<p>酉卯干始 辰戌 巳亥 子午 丑未 寅申</p>
--	--

図2-5-12 一葦要決「風雨候」

てはふたつのことが考えられる。ひとつは実際の水位変化は図2-5-11に示すように満潮の頃約一刻の間水位変化が小さいので、あまり正確な満潮時刻の予測が必要とされなかったということ。いまひとつは図2-5-9の燧灘西部の満潮時刻は燧灘東部のそれより約1時間早いので、図2-5-10の前半は東部の潮汐予測で、後半の歌は西部の潮汐予測を表しているということかもしれない。

実際には水夫たちはこの歌に節をつけて暗唱し、



加書天地盈縮干満書圖 加書ハ南宮ノ加書シタルナリ。虎ハ衆ノ印ヲ滿ノ干ツマリトシ、世ノ印ヲ滿アマリトス。上旬中旬下旬二分チ子午ニナリ。然レトモ是ハ其タ不悉、故通用ノ四々グリノ法ヲ用セテ可也。是ハ干満抄故、此書ノ終リニ此圖ヲ書シ、舟ノ中ナニ張付置時ハ、タスケナキニシモアラス。以下不傳次ニ四々グリノ満ノ干満ノ事ヲ出ス。

（註） 經云上旬上ハ朝日ヨリ十日迄ヲ云、中旬ト云ハ十一日ヨリ廿日迄ヲ云、下旬ト云ハ廿一日ヨリ晦日迄ヲ云事也。

図2-5-13 干満抄伝書「天地盈縮干満書圖」

初	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	十三	十四	十五	十六	十七	十八	十九	二十	廿一	廿二	廿三	廿四	廿五	廿六	廿七	廿八	廿九	三十	
大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大
大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大
大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大	大

図2-5-14 干満抄伝書「潮汐ノ満干四々グリノ法」

日々の満潮時刻を予測していたと推測される。全く同じ歌が「合武三島流船戦要法」(寛政7(1795)年森重都由編)の「船考雑事の巻」にも見られる。

「一葦要決」は能島村上家の口伝を、元禄享保年間(1700年頃)に伊藤十郎右衛門、日夏四郎左衛門繁高、松平康景等が写本したものであるが、一葦とは船舶を意味している。その「風雨候」の中に図2-5-12に示すような記述がみえる。図2-5-11を参考にするとこの記述の意味は“旧暦の1、2、15、16日は子、午の刻に満ちて、下げ潮流が初まり、酉、卯の刻に干いて、上げ潮流が始まる。3、4、5、17、18、19日は丑、未の刻に下げ潮流、辰、戌の刻に上げ潮流が始まり、…”30日まで続くわけである。「同算法」以降は“1日より15日までは最初の日の満ち干きの時刻がわかる。15日から30日までは1日~15日のくり返しである。上げ潮流、下げ潮流ともに三刻ほど継続する。満月の日、東と西に月が在る時は速い潮流が流れている。月が南中した時、潮の流れはとまり憩流となる”。と解釈できる。このことより彼らが潮汐のみならず、潮流の時間変化の予測まで行っていたことがわかる。

「干満抄伝書」は天正10(1582)年村上弾正景廣によって著されたもので、一品流水軍書の一部を為す。一品流水軍書とは三島村上水軍の諸将が毛利元就の命を受け、村上家に古来より伝えられてきた水軍法の要綱を抜粋し、献じたものであるが、毛利家は平城天皇の皇子一品阿保親王から出たという故実に因み、これを一品流水軍書と称したものである。その中に図2-5-13に示すような潮汐早見表と図2-5-14に示すような「四々グリノ法」と名付けられた潮流予測がみえる。

まず潮汐早見表の方であるが、これは村上家に伝わる「天地盈縮干満図」(盈縮は“のびちぢみする”という意)に南宗庵というものが加筆したとある。各月上旬、中旬、下旬の、各日の満潮・干潮の時刻が図示してあり、朱の印が干ツマリ(干潮)、黒の印が満ツマリ(満潮)を示すとあるが、「海事史料叢書」はカラー印刷ではないので色の判別はできない。図2-5-11をもとに朱の印を

判別すると上旬1、2日の酉、卯、3、4、5日の辰、戌、中旬6、7、8日の酉、卯、9、10日の辰、戌、が朱の印となっているはずである(干満抄伝書の原本は広島大学図書館に保存されていたが原爆で焼失し、現在朱色の位置を確かめる術はない)。説明文によると“この図では細かい潮流の変化はわからない(不委)ので、そのためには後述の四々グリノ法を用いよ。この図も舟などに貼っておけば満潮・干潮のおよその時刻を知るためには役立つであろう”。と続いている。図に続く表には旧暦1日から30日に至る各日の午前、午後の「満」、「干」の時刻が示してあるが、図2-5-11を参考にするとこの「満」は満潮ではなく、満ち潮(上げ潮流)、「干」は干潮ではなく干き潮(下げ潮流)の始まる時刻を示していると思われる。すなわち1、16日には朝、夕の六ッ四分(卯・酉の刻)に上げ潮流が始まり、昼と夜の九ッ四分(子・午の刻)に下げ潮流が始まるという意味である。そして次の日は上げ潮流、下げ潮流とも四分づつ遅れて、それぞれ六ッ八分、九ッ八分に始まり、以降毎日同様に四分づつ遅れていくというものである。「四々グリ」とは満ち潮、干き潮の時刻とも毎日四分づつ遅れていく(順グリに変わっていく)ことを意味していると考えられる。

このことから、彼らは満潮・干潮など潮位の時刻に関しては一刻(現在の2時間)程度の精度で予測し、上げ潮流・下げ潮流など潮流の時刻に関しては一分(現在の12分)程度の精度で予測していたことがわかる。これは海で生きる者にとって自然であろう。何故なら潮位の変化はある場所が干上がるかどうかという程度の問題しか生じないが、潮流は上げ、下げで流れる方向が逆となるし、その速さも時々刻々変化するので、船を操縦する立場からはより精度の高い予測が必要とされるからである。

なおこの「四々グリノ法」の表について小倉(1933)は「満」・「干」をそれぞれ満潮、干潮と解して、この表は大阪湾の潮汐を予測したものであろうと述べている。しかし図2-5-9に示したような海域を根拠地とする村上水軍がわざわざ大阪湾

の潮汐表を伝承するという事は不自然であるし、何よりもそうするとこの「四々グリの法」と一体となった前述の干満早見表との整合性が失くなってしまふ。したがって図2-5-13の満干はやはり満ち潮、干き潮と解して、瀬戸内海中央部の潮流を予測している表と解すべきであろう。

以上、村上水軍の潮汐表に関する考察を行ってきた。その結果、彼らは干満の時刻については二時間程度の、潮流の時刻については数十分程度の精度で予測していたこと、干満差の大小や潮流の速さについても大潮、中潮、小潮、長潮という名称を与え、相対的には予測していたらしいことが明らかとなった。ただ潮時や流速、潮位の場所的な変化に関して、どの程度の知識を有していたかについては、文献が残されていないため明らかにできなかった。

彼らの残した文献を読んで気づくことは、同じ言葉が場合場合で様々な使われ方をしていることである。たとえば「満」という語句は「一葦要決」では“満潮の終り”、「干満抄伝書」の干満早見表では“満潮”、「四々グリの法」では“満ち潮”という具合にである。このことは古文書の解釈にあたっては単に語句の表面上の意味を読むだけでなく、語句の意味の裏付けのある読みとりを行わないと、時にとんでもない誤りを犯すことがありうることを示している。

村上水軍の潮汐表は、先人達が海に関する正確な知識を有することで初めて海で生き生きと活動できていたことの一部をうかがわせてくれる。

ただ残念なことは「干満抄伝書」の中にも「以下不伝」とか「條不伝」という記述が見えるように、このような水軍書が成立した時点で、すでに彼らの多くの知識が記載されずじまいになっているということである。おそらく村上水軍は海に関するもっと豊かな情報を持っていたに違いないと思われるが、それらが書き残されていないということは非常に残念なことである。

なお「能島家伝」、「合武三島流船戦要法」、「一葦要決」など江戸時代に著された書物をもって村上水軍の活躍した中世を論じることは不可という

意見があるので、そのことについて若干触れておく。まず村上水軍の潮汐・潮流の知識を明らかにしようと思えば現存する資料はこの他にはなく(著者の知る限り)、我々は残された資料をもとに想像力を働かせ、論理的・実証的な整合性を確かめつつ、彼らの知識を推定するしか他に術がないということである。また本文で明らかにしたような高度な海の情報の表現は、村上水軍のような命を張って海と緊密に関わり、集団としてかなり高度な文化を持つことによって初めて可能となったと見るのが自然で、江戸時代の漁民や一部知識人により村上水軍の知識として捏造されたと考えることは逆に不自然であるということである。

したがって、ここで掲げた四冊の古文書をもとに中世の村上水軍の知識を語ることに不合理はないと私は考える。

7. 汐時計—江戸時代の潮汐表

我々は毎日の新聞を見れば、暮らしている土地近郊の海域のその日の満潮、干潮の時刻を知ることが出来る。また海上保安庁発行の「潮汐表」を購入すれば、全国の主な海峡の上げ潮流最盛、下げ潮流最盛の時刻とその流速を知ることにも可能である。一体いつ頃から日本では一般の人々が潮汐・潮流の時刻を予測出来るようになったのだろうか。

日本では中世すでに潮汐表の類は存在していた。それは、当時瀬戸内海の制海権を掌握していた村上水軍が代々伝えていたものである。2.6で詳しく述べたように、彼らは簡単な表を用いて、満潮・干潮の時刻は2時間程度、上げ潮流・下げ潮流の開始と最盛の時刻は12分程度の精度で予測していた。しかし、このような潮汐・潮流予測法は、家伝として伝えられていたもので、一般の人々が利用出来るようなものではなかった。

1992年秋、香川県大川郡志度町鴨部の郷土史家岡村信男氏宅の土蔵から江戸時代に市販されていたと思われる汐時計(潮時早見表)が“発見”された。

図2-5-15が香川県志度町の郷土史家岡村信男氏



図2-5-15 江戸時代の汐時計が納められている封筒の表

宅の土蔵で見つかった汐時計を納めた紙袋の表である。長さは18cm、幅は7.5cmある。表には「廻船所、船たで場、諸国の汐の満干、月の出入りなどが詳しくわかる」という記述が、裏には「これまで、諸書に満潮時六ツ四ブとあるのは大坂の満潮時刻のことで、他国の汐時には合わない。満干は国々で異なり、また四季や日の長さによっても変わる。そこでこれを詳しく知らせるために本書を編んだ。この書は船たで場の使用時間や、海上で船を乗り懸える時間を決めたり、旅人の乗船時間や月の出入りの時刻を知るための手引きとなる。それ故にこれを海中汐時計と称する」という記述が見られる。なお表に書かれた「御免版行」とは「幕府から発行を許可された」という意味である。

汐時計本体はこの紙袋の中に四つ折りにして納められている。それは図2-5-16に示すような直径13cmの円盤が、中心のこよりにより、図2-5-17に示す台紙にとりつけられている。したがって、図2-5-16の小さい円盤は図2-5-17の台紙の上を回転出来るようになっているわけである。

図2-5-17の台紙の外側の円周上には朔（1日）から晦（30日）までの旧暦（太陽太陰暦）の日付（月齢と一致）が書かれ、内側の円周上には十二支と四ツから九ツの和数字で表した時刻が書かれている。真夜中が子の刻（九ツ）、真昼が午の刻（九ツ）で、字の記入された場所の真上の線がその時刻を表す。真夜中と真昼の間は6等分（約2



図2-5-16 江戸時代の汐時計の円盤

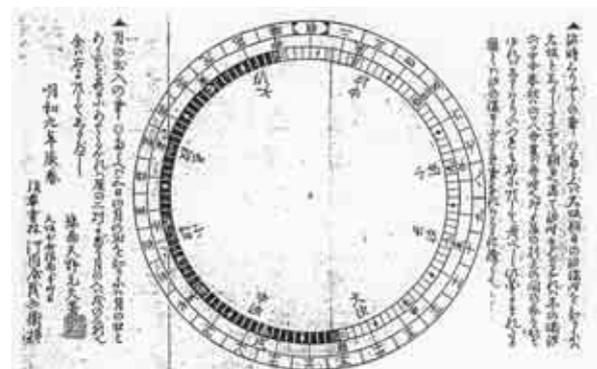


図2-5-17 江戸時代の汐時計の台紙

時間) されていて、九ツ、八ツ、... 四ツと時間の経過に従って減数していき、その間は12分割(約12分) されていて、一ブ、二ブ... 九ブと数える。さらにその内側には大潮から中潮を経て小潮に至り、さらに長潮を経て大潮に戻る潮の呼び名が記されている。大潮が旧暦の14、29日と少し早めになっている理由はよくわからない。回転する図2-5-16の円盤上には桑名から備後鞆まで15のグループに分けた地名が書かれている。

図2-5-17の台紙に書き添えられた説明文には「汐時の知り方。たとえば大坂の朔日(1日)の満潮時刻を知るには大坂と印のある所を朔日へ当て、汐時の印を見れば、冬は六ツ四ブ、春秋は六ツ八ブ、夏は五ツであることがわかる。他の土地や他の日の満潮時刻も同様にしてわかる。この図にもれている国々の汐の満干はここに書かれた土地の満干の時刻と少し異なるだけで、この図に表された結果から類推可能であるので、この図からは除いてある。月の出入りの時刻の知り方。たとえば、三日の月の出の時刻を知るには月の出とある所をその日にあててみれば、辰の二刻(五ツ二ブ)で、月の入りは戌の二刻(五ツ二ブ)であることがわかる。その他の日も同様にすればわかる。」という記述がある。

すなわち、回転円盤の地名や月出の印を台紙の外側の円周の日に合わせると、その土地の、その日の満潮時、干潮時(汐丁と記されている)、月出や月入の時刻がわかる仕組みになっている。台紙の外側の円周上の1日は内側の円周上の4ブ(約48分)に相当していて、毎日の満潮や月出の時刻が平均的に約48分づつ遅れていくことと対応している。

図2-5-16の回転円盤上に「冬満」、「春秋満」、「夏満」と書かれているように、満潮時刻が冬、春秋、夏で変わっているのは、当時の時刻が不定時法を用いていたためであろう。当時の時刻は日の出を卯の六ツ、日の入りを酉の六ツとして、その間を6等分して時刻を決めていた。瀬戸内海の冬、春秋、夏の日の出と日の入りの時刻は現在の時刻でそれぞれおよそ、7時~17時、6時~18時、5時

~19時である。したがって冬、春秋、夏の1ブ(10ブが1ツ)はそれぞれ、10分、12分、14分となる。この不定時法を用いれば、例示された大坂の朔日の満潮時刻は、冬の六ツ四ブで現在の7時40分、春秋の六ツ八ブで7時36分、夏の五ツで7時20分となり、ほぼ同時刻となる。実際の大坂の新月の日の満潮時刻は大坂の平均高潮間隔(月が正中してから満潮になるまでの時間)より7時24分であるので、江戸時代の潮汐予測はかなり正確に行われていたことがわかる。またこのことは当時の人々が、少なくとも大坂に関しては、±20分以内の精度で満干時刻を予測したいという意向を持っていたことを示唆している。干潮時に関しては季節毎の変化の記述はないが、図中の汐丁の位置は冬の干潮時の位置になっているところから、春秋、夏に関しては満潮時のずれと同様に円盤をずらして使用していたと考えられる。

さらに、図2-5-16には「阿波鳴門汐たるみ」という記述が見られることより、当時の人々は潮汐のみならず鳴門海峡の潮流=憩流時刻も予測しようとしていたことがわかる。

この汐時計から読み取れる各地の春秋の新月(朔日)の満潮時刻、鳴門海峡の憩流時刻と、現在の海上保安庁発行による潮汐表の平均高潮間隔から求めた各地の春秋の新月の満潮時刻、鳴門海峡の憩流時刻、両者の差を表2-5-1に示す。備前日比と和歌山が2時間余りの差になっている理由をよくわからない。明石と岩屋が3-4時間の差を生じている理由は明石海峡では日潮不等が大きく、元来半日周期の海面昇降が卓越しないので、汐時計のような簡単な予測法が大きな誤差を生むことはやむを得ないと思われる。その4点を除けば、他の点の当時の予測誤差は±2時間以内であり、満潮時や干潮時近くは潮汐による海面の時間変動が小さいことを考慮すれば、実用上この汐時計は十分有用であったことが推定される。

この汐時計の出版は明和9(1772)年3月のことである。袋の表に「増補」と書かれている所から、初版はこれ以前であったことがわかる。作成者は伊予の天野元久で、彼は新居浜市の多喜浜塩田を

表2-5-1 江戸時代の汐時計による満潮時刻と現在の予測値の比較。
()内の地名は海上保安庁発行の潮汐表に記載されている場所。

	汐時計	現在	差
桑名 (四日市)	5時	6時 9分	-1時間 9分
江戸 (東京)	6時12分	5時36分	+ 36分
徳島 (小松島)	*	6時10分	- 2分
宇和島	*	7時13分	+1時間 1分
大阪 (大阪)	7時36分	7時24分	+ 12分
堺	*	7時22分	+ 14分
尼崎 (神戸)	*	7時26分	+ 10分
兵庫 (神戸)	8時	7時26分	+ 34分
安芸宮島	*	9時33分	-1時間33分
備前日比	8時48分	11時 8分	-2時間20分
伊予三津浜	*	9時14分	+ 26分
赤穂	9時12分	11時11分	-1時間59分
和歌山	*	6時26分	-2時間46分
安芸広島	9時36分	9時36分	0分
牛窓	*	11時 4分	-1時間28分
播磨船場	*	10時53分	-1時間17分
大洲長浜	*	8時49分	+ 47分
鳴門憩流	*	9時 0分	+ 36分
播磨室津	10時	11時33分	-1時間33分
備後三原	*	10時54分	- 54分
伊予高浜	*	9時19分	+ 41分
安芸竹原	*	10時18分	- 18分
塩飽笠島 (佐柳島)	10時24分	11時17分	- 53分
安芸音戸	*	9時38分	+ 46分
備前下津井	*	11時22分	- 58分
安芸御手洗	10時48分	9時56分	+ 52分
安芸瀬戸	*	10時	+ 48分
讃岐粟島	*	11時30分	- 42分
伊予波止浜	*	10時13分	+ 35分
赤間関 (下関)	11時	9時10分	+1時間50分
伊予西条	11時36分	10時57分	+ 39分
伊予黒島 (新居浜)	*	11時 1分	+ 35分
伊予大島 (新居浜)	*	*	+ 35分
伊予多喜浜	*	11時10分	+ 26分
備後尾道	12時	11時 3分	+ 57分
明石	*	8時17分	+3時間43分
岩谷瀬戸 (岩屋)	*	7時35分	+4時間25分
伊予今治	*	10時48分	+1時間12分
高松	12時24分	11時19分	+1時間 5分
丸亀	*	11時22分	+1時間 2分
備前岡山	*	11時12分	+1時間12分
備後鞆	13時	11時15分	+1時間45分

開いた天野元明の二代目元久と考えられている(新居浜付近の予測誤差が小さいのはそのためかもしれない)。発売者は当時の大手の出版社であった大坂心斎橋浪華書林の河内屋茂兵衛である。この汐時計は当時の廻船業者や旅行者に売られていたと思われるが、出版部数は不明である。

以上の検討により、江戸時代の人々は瀬戸内海の満潮、干潮の時刻を±20分程度の精度で予測しようとしていたこと、またこのような潮汐予測が一部の人のみならず、一般の人々にも利用されるようになっていたことが明らかとなった。このことは逆に、江戸時代には潮汐予測を必要とするような廻船業者や旅行者が増加していたことを示唆していて、興味深い。

この章では、縄文時代から江戸時代まで、瀬戸内海で暮らした私たちの祖先と潮汐・潮流の関わりについて、いろいろと考えてきた。

本章をまとめていて、楽しかったことは、潮汐・潮流という専門の知識を用い、考古学・文学・歴史学など自分の専門以外の分野のことがらについて、いろいろ考察することが可能だということ“発見”したことである。

著者の本業である海洋学とは異なった知的楽しみを満喫することができた。さらに、考えを進める中で、まるで昔の人々と対話しているような錯覚に陥ることもあった。

本章で述べたような知的楽しみはいろいろ応用が可能であると思われる。誰でも自分の得意な分野—例えば、デザインとか機械とか—を切り口に、昔の着物や仕掛けなどを考えて、その変遷にどのような歴史が潜んでいるかを考察するのである。いろいろな分野の人が、それぞれの見方をもとに私たちの祖先の暮らし方を、新たな視点から明らかに出来たなら、それは私たちの子孫への大きな贈り物になるだろう。

参考文献

- 阿蘇瑞枝他 (1985)「熟田津論考」、愛媛県文化振興財団、223p.
- 花田比露思 大正年間に「あけび」に発表されたとのことであるが、筆者は確認出来ていない。
- 海上保安庁 (1993) 平成5年潮汐表第1巻、448p.
- 金指正三 (1969)「壇の浦合戦と潮流」、海事史研究、12、1-14.
- 黒坂勝美 (1919)「壇の浦海戦」、歴史と地理、4-1.
- 松岡 進 (1966)「瀬戸内海水軍史」、瀬戸内海文化研究所、886p.
- 村上可郷 (1937)「熟田津の歌に就ての考察」『短歌研究』昭和12年6月号
- 小倉伸吉 (1933) 日本近海の潮汐に就て (其の1). 水路要報 126, 183-240.
- 斉藤茂吉 (1949)「万葉秀歌・上巻」岩波新書、232p.
- 澤潟久孝 (1984)「万葉集注釈」、中央公論社、584p.
- 住田正一 (1931)「海事史料叢書」、全20巻、戎山堂.
- 武智雅一 (1977)「熟田津の位置私考」『文学』第7巻12号
- 富倉徳次郎 (1966)「平家物語全注釈 下巻 (一)」角川書店
- 宇田川武久 (1983)「日本の海賊」、誠文堂新光社、290p.
- 梅原猛 (1974)「さまよえる歌集—赤人の世界」集英社、365p.
- 柳 哲雄・樋口明生 (1981) 瀬戸内海の潮汐・潮流. 第28回海岸工学講演会論文集、555-558.
- Yanagi, T., H. Takeoka and H. Tsukamoto (1982) Tidal energy

balance in the Seto Inland Sea. Journal of
Oceanographic Society of Japan, 38,
293299.

柳 哲雄 (1988) 村上水軍の潮汐表. 沿岸海洋研究ノート、
25-2、191196

おわりに

瀬戸内海は、潮流の速い灘部と、広くて潮流の遅い灘部が連なる、世界にもまれな海である。海峡部の速い潮流は、海水をよく上下混合させる。海峡部では、夏季においても水温は低く、栄養のある海水が海面に達し、植物プランクトンや海藻がよく育ち、湧昇海域と同様なアワビ・サザエの棲む豊かな海域となっている。海峡部の潮流は巨大渦となって栄養豊かな海水を、灘の奥部にまで届けていた。瀬戸内海を代表する魚であるマダイは、海峡部に産卵し、ふ化した仔魚が海峡部の栄養豊かな海水とともに運ばれるようにしているらしい。瀬戸内海の速い潮の流れは、動力船のなかった時代も、海上交通の障害ではなく、むしろ便利な乗り物として使われていたのであろう。

(藤原建紀)

はじめに

瀬戸内海は、周囲を山々に囲まれているので普段は風が弱く、波も高くないことから、沿岸各地を結ぶ交通路として使われただけでなく、近畿地方と九州地方（九州地方をへて中国大陸）を結ぶ東西交通の大動脈としても使われ、日本の文化を形成する上で、重要な役割をしている。また、瀬戸内海の豊かな水産資源は、そこに住む人々の生活を支えている。瀬戸内海の自然は、いろいろな恵みをもたらしてくれる反面、時としてはいろいろな災害をひきおこしてきた。気象による災害については第一部で、海象に関する災害については第2部で記述した。また、瀬戸内海の水先案内に関係した災害についても第6部で記述した。第3部は、瀬戸内海の災害のうち、赤潮、油汚染、高潮、地震・津波といった災害に特化して記述する。

第1章 瀬戸内海の赤潮

山口 峰生

1. はじめに

海洋には約5,000種に上る植物プランクトンが生息している。これらの植物プランクトンは、光合成によって有機物を生産することにより生態系における高次生物の生産を支えるといった重要な役割を果たしている。しかし、時としてこれらが大量に増殖することで、様々な負の影響をもたらされる。その一つは植物プランクトンの増殖によって海水が着色し、魚介類に被害を及ぼすいわゆる「赤潮」である。赤潮は古くから知られた現象であるが、定義は明確ではなく、各人各様の見解で使用されてきた。しかし、1966年に開かれた赤潮に関する研究協議会（日本水産資源保護協会主催）において、「赤潮とは海水中で微小な生物（主に植物プランクトン）が異常に増殖して、そのために海水の色が変わる現象を総称したもの」という概念が示された（岩崎1976）。湖沼やダム湖など淡水域における微小生物が原因となる変色水についても淡水赤潮という語が用いられているが（門田1987）、青潮（苦潮）は低酸素水塊の湧昇現象を指すものとされ（風呂田1987）、赤潮とは区別されている。赤潮による変色は必ずしも赤いわけではなく、プランクトンの種類によって褐色や

緑色など様々であり、また魚介類に無害なものから有害な赤潮もある。また、赤潮の数量的な基準に関しては、原因生物の種類や細胞の大きさが様々であるため、統一的なものはない。しかし、比較的大型の鞭毛藻（30 μ m程度）の場合で1ml当たり1,000細胞以上、植物プランクトンの生物量の指標となるクロロフィルa濃度で50 μ g/l以上が一応の目安となる（岩崎1976）。多くの赤潮では、細胞密度は 2×10^3 から 10^6 細胞/mlに及ぶ場合がある（飯塚1985）。

植物プランクトンの増殖によってもたらされるもう一つの悪影響は、有毒プランクトンが貝類に摂食されて毒がその体内に蓄積され、その貝を食べた人間が中毒症状を起こす「貝毒」である。これら二つの現象は、ともに植物プランクトンが原因となっており、しかも近年、世界的規模でこれらの発生頻度の増加及び広域化が起り、それに伴う被害の増加や新たな有害・有毒種の出現などが問題となっている。そこで、「赤潮」と「貝毒」を総称した有害・有毒藻類ブルーム（Harmful Algal Blooms：HAB）という呼称が一般的に使用されるようになってきている（Hallegraeff 1993）。

瀬戸内海は、古来より豊かな海の幸に恵まれ、

わが国の漁業生産額の約1/4を占める重要な海域である。そこでは、我が国沿岸漁業の先進地として多様な漁業形態が発達している。とりわけ魚類養殖については、1928年に野網和三郎氏が引田（香川県東かがわ市）の安戸池において、世界で初めて海水魚であるハマチ養殖の事業化に成功したことから、ハマチ養殖発祥の地として知られている。これは取る漁業からつくる漁業へと沿岸漁業の流れを大きく転換させるきっかけとなったが、一方で、赤潮との長い闘いの始まりでもあった。

瀬戸内海の漁業生産力は世界の閉鎖性沿岸域の中で最も大きい（柳2006）、この生産を支えているのは植物プランクトンによる基礎生産である。すなわち、瀬戸内海は、その高い基礎生産力ゆえに、HABが高頻度で発生しやすい海域であると言える。そのため、瀬戸内海におけるHAB、とくに赤潮については多くの調査・研究が実施されてきており、これまでに幾つものレビューもなされてきた（Imai et al. 2006、今井2012、村上1976、村上1980、岡市1985、1996、1997、Okaichi 1989、代田1990など）。しかし近年、水温や栄養塩など海域環境の長期変動環境変化にともなって、新たなHAB問題や出現する植物プランクトン種の変化もみられ始めていることから（Nishikawa et al. 2010、樽谷2007）、瀬戸内海におけるHABの理解を深めるためにも、あらためて種々の情報をアップデートする必要がある。そこで本項では、まず概論としてHABとそのメカニズムおよび対策について解説する。これにより、以降の理解が容易になると考えられる。その次に、各論として、瀬戸内海におけるHABの発生・被害状況および近年、発生が顕著になっているHAB原因プランクトンの生物特性に関する知見を紹介する。

2. 有害藻類ブルーム (HAB) とは？

HABは表3-1-1に示すように大きく4つに類型化されている（今井2000、Hallegraeff 2003）。水産業にとって最も重要なのは、原因プランクトンが魚毒性を有しており、大量に増殖すると魚介類を斃死させる被害を与えるブルームである（図

3-1-1）。これは、いわゆる有害赤潮と呼ばれるものであるが、人間の健康に悪影響はない。瀬戸内海に出現する原因プランクトンとしては、ラフィド藻に属する*Chattonella*属(*C. antiqua*, *C. marina*, *C. ovata*)と*Heterosigma akashiwo*、渦鞭毛藻に属する*Karenia mikimotoi*(=*Gymnodinium nagasakiense*, *G. mikimotoi*)、*Cochlodinium polykrikoides*, *Heterocapsa circularisquama*、および近年ラフィド藻からディクチオカ藻に移された*Pseudochattonella verruculosa*などがある（図3-1-2）。これらの種は魚介類に何らかの毒性（魚毒性）を有するものであるが、特殊な例として珪藻*Odontella mobiliensis*赤潮による環境水中への酸素の過剰供給によるトラフグの斃死（ガス病）がある（宮村・田村2006）。次に、プランクトン自体は無害であるが大量に増殖した後、腐敗・分解されることによって海域の貧酸素状態を引き起こし、



図3-1-1 有害・有毒藻類ブルームによる漁業被害
A: *Chattonella* 赤潮によって斃死したハマチ; B: *Heterocapsa circularisquama*によって被害を受けたアサリ漁場。白く累々と見えるのは斃死したアサリの貝殻

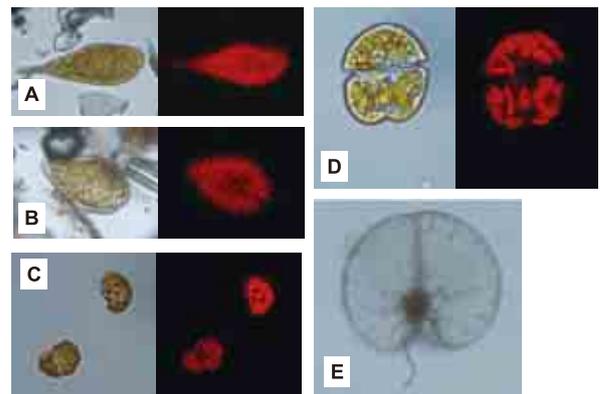


図3-1-2 代表的な有害赤潮プランクトン
A:ラフィド藻*Chattonella antiqua*, B:ラフィド藻*Chattonella marina*, C:ラフィド藻*Heterosigma akashiwo*, D:渦鞭毛藻*Karenia mikimotoi*, E:渦鞭毛藻*Noctiluca scintillans* (夜光虫)。それぞれ左が通常光の顕微鏡写真, 右は落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体を示すが, *N. scintillans*はそれを持たず他種を捕食して増殖する。

表3-1-1 有毒藻類ブルーム(harmful Algal Blooms; HAB)の類型

1. 人間には無害であるが、魚介類に被害を与えるもの	
原因生物	<i>Cochlodinium polykrikoides</i> , <i>Heterocapsa circularisquama</i> , <i>Karenia mikimotoi</i> , <i>Chattonella antiqua</i> , <i>C. marina</i> , <i>C. ovata</i> , <i>C. subsalsa</i> , <i>Pseudochattonella verruculosa</i> , <i>Heterosigma akashiwo</i> など
2. 基本的に無害であるが、高密度に達した場合には溶存酸素の不足等によって魚介類を斃死させるもの	
原因生物	<i>Akashiwo sanguinea</i> , <i>Gonyaulax polygramma</i> , <i>Noctiluca scintillans</i> など
3. ノリ養殖時期に増殖して海水中の栄養塩を消費し「ノリ色落ち」の原因となる珪藻赤潮	
原因生物	<i>Eucampia zodiacus</i> , <i>Coscinodiscus wailesii</i> , <i>Chaetoceros</i> spp., <i>Skeletonema</i> spp., <i>Thalassiosira diporocyclus</i> , <i>Akashiwo sanguinea</i> など
4. 強力な毒を生産し、食物連鎖を通じて人間に害を与えるもの	
(1) 麻痺性貝毒	
原因生物	<i>Alexandrium catenella</i> , <i>A. tamarense</i> , <i>A. tamiyavanichi</i> , <i>Gymnodinium catenatum</i> , <i>Pryrodinium bahamense</i> var. <i>compressum</i> など
(2) 下痢性貝毒	
原因生物	<i>Dinophysis acuminata</i> , <i>D. caudata</i> , <i>D. fortii</i> , <i>D. norvegica</i> , <i>Prorocentrum lima</i> など
(3) 記憶喪失性貝毒	
原因生物	<i>Pseudo-nitzschia australis</i> , <i>P. delicatissima</i> , <i>P. multiseriata</i> , <i>P. pseudodelicatissima</i> , <i>P. pungens</i> など
(4) シガテラ毒	
原因生物	<i>Gambierdiscus toxicus</i> , <i>Coolia</i> spp., <i>Ostreopsis</i> spp., <i>Prorocentrum</i> spp.など
(5) 神経性貝毒	
原因生物	<i>Karenia brevis</i> , <i>K. papilionacea</i> , <i>K. selliformis</i> , <i>Karenia bidigitata</i> など
(6) 藍藻毒	
原因生物	<i>Anabaena circinalis</i> , <i>Microcystis aeruginosa</i> , <i>Nodularia spumigena</i> など
(7) エスチャリー症候群	
原因生物	<i>Pfiesteria piscicida</i> , <i>P. shumwayae</i> など

その結果、魚介類を斃死させるものがある。原因プランクトンとしては、夜光虫 (*Noctiluca scintillans*) や *Gonyaulax polygramma* などがある。3つめのブルームはノリ色落ちの原因となるものである。瀬戸内海は九州に次いで重要な養殖ノリの生産海域であるが、冬季のノリ養殖時期に珪藻類が大量に増殖してノリ色落ち被害が多発するようになっている。ノリ色落ちとは、本来黒色であるノリの色が薄くなり、顕著な場合には薄茶色から黄色になる現象を指す(図3-1-3)。その原因は海水中の栄養塩、とくに窒素が不足することにより、ノリの光合成色素(クロロフィルとカロチノイド)および光合成色素タンパク質(フィコビルリン)が減少することに起因する。原因プランクトンとしては、珪藻類の *Chaetoceros* spp., *Thalassiosira* spp. および *Skeletonema* spp. (Miyahara et al. 1996, 大山ほか2008) に加えて、瀬戸内海では大型の *Coscinodiscus wailesii* (Manabe and Ishio 1991, Nagai et al. 1996) や *Eucampia zodiacus* (西川

2011) が重要種である。

一方、プランクトンが強力な毒を生産し食物連鎖を通じて人間、海産ほ乳類、および海鳥等に害を与えるブルームがある。いわゆる貝毒である。これには、麻痺性貝毒、下痢性貝毒、記憶喪失性貝毒、シガテラ毒などがあるが、瀬戸内海で重要

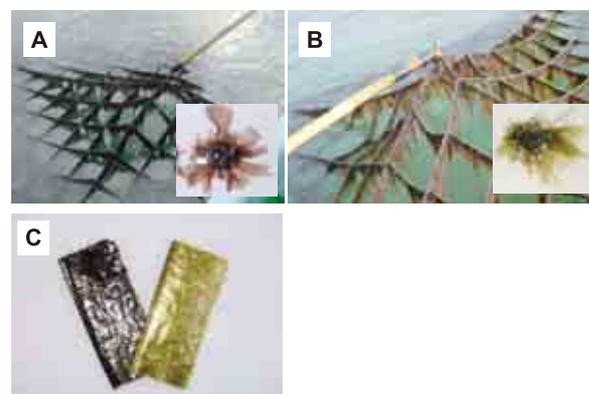


図3-1-3 珪藻赤潮によって色落ちしたノリ養殖場とノリ製品
A:正常なノリ葉体, B:色落ちした葉体, C:正常なノリ葉体(左)と色落ちした葉体(右)から製造された板海苔。
(兵庫県立農林水産総合研究センター西川哲也博士提供)

なのは、麻痺性貝毒と下痢性貝毒である。貝毒は、有毒渦鞭毛藻を捕食した貝が自らの体内に毒を蓄え、その毒化した貝を人が食べることによって起こる食中毒症状である。麻痺性貝毒による中毒はフグ中毒と同様、最悪の場合、呼吸麻痺を起こして死亡する場合がある。わが国における主要な麻痺性貝毒の原因プランクトンとしては、渦鞭毛藻の *Alexandrium* 属 (*A. catenella*, *A. tamarense*, *A. tamiyavanichii*) と *Gymnodinium catenatum* がある。下痢性貝毒の場合、毒化が顕著な東北・北海道では、渦鞭毛藻の *Dinophysis* 属が主な原因種とされている。

以上のように、有害藻類ブルームは現象及びその原因生物の両面で極めて多様であると言える。その発生海域の拡大や発生頻度の増加要因としては、HABに関する科学的な関心度の増大、養殖漁業による沿岸水域の利用の拡大、排水（家庭、産業、農業）による水域の富栄養化あるいは地球規模の気候変動による環境変化、発生源となるプランクトンの休眠期細胞、水産物あるいはバラスト水の他海域への移動、などがあげられている。

3. HABの発生メカニズム

HAB原因プランクトンの生理・生態特性は種によって異なり、さらに発生には海域の海洋特性も関わるため、HABは原因種と発生海域の両面において特異的な現象と考えられる。そのため、その発生機構も一様ではない（山口・長崎2010）。

一般論としてのHAB発生には、図3-1-4に示す

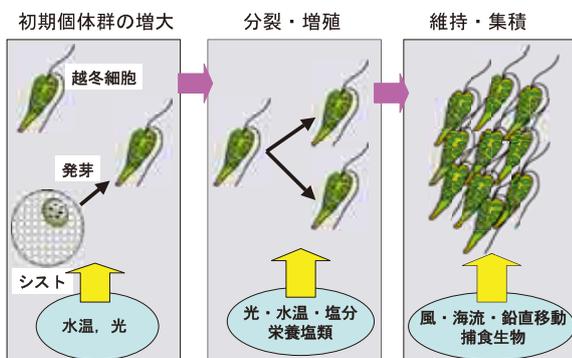


図3-1-4 HABの発生段階とそれに及ぼす要因

ように大きく分けて三つの段階があると想定されている(Steidinger 1975)。第一の段階は、発生源となる初期個体群（シードポピュレーション）の加入である。原因種の中には、生活史の一時期に栄養細胞とは異なる耐久型の休眠期細胞（休眠胞子、シストなど）を形成し、海底泥中で休眠生活を過ごすものがある。ラフィド藻の *Chattonella* 属や *H. akashiwo*、有毒渦鞭毛藻 *Alexandrium* 属などがその代表的な例である (Anderson and Wall 1978, Imai and Itoh 1988, Imai and Itakura 1991, Imai and Yamaguchi 2012)。休眠期細胞は栄養細胞とは形態的、生理的及び機能的にも異なるものである。その生態学的な役割としては、(1) 栄養細胞で生存不可能な環境を乗り切る、(2) 海底で越冬することにより同一海域内に保持され翌年の赤潮の発生源となる、(3) 捕食や破損などに対する抵抗力によって種の分布域が拡大できる、(4) 休眠期を持つことで発芽の時期を調節できる、(5) 有性生殖による遺伝子の組み換えが行われる場合は遺伝的多様性を維持できる、などが挙げられる。適度な環境条件が与えられると、これらの休眠期細胞から栄養細胞が発芽して分裂・増殖し、初期個体群が形成される。シードポピュレーションは、休眠期細胞のみならず、越冬した栄養細胞がその起源となる場合もある。例えば、代表的な有害渦鞭毛藻 *K. mikimotoi*、*H. circularisquama* や *C. polykrikoides* では休眠期細胞が見つからず、栄養細胞で越冬している可能性がある。

第二段階は、適度な環境下における栄養細胞の増殖である。休眠期細胞から発芽した栄養細胞は、光、水温、塩分、栄養塩といった物理・化学的な環境要因がととのえば、二分裂により急速に細胞密度を増大させる。これらの環境因子に対する増殖応答にも種による差異がみられる。たとえば、比較的広い温度や塩分範囲で増殖可能な種がある一方、狭い温度・塩分でしか増殖できないものもある (Iwasaki 1979、山口2000)。また、栄養塩の利用特性をとっても、無機態のみならず、有機態の窒素、リンを増殖に利用できる種がある。この特性は無機栄養塩が枯渇しやすい夏季の有光層

表3-1-2 最小細胞内含量から見積もられた栄養塩相当濃度

HAB種	赤潮警報発令 の細胞密度 (cells/ml)*	最小細胞内含量		栄養塩相当濃度	
		窒素 (fmol/cell)	リン (fmol/cell)	窒素 (μ M)	リン (μ M)
<i>Chattonella antiqua</i>	100	7,800	620	0.78	0.062
<i>C. ovata</i>	100	5,490	490	0.55	0.049
<i>Heterosigma akashiwo</i>	50,000	1,440	95	72	4.75
<i>Cochlodinium polykrikoides</i>	1,000	5,250	370	5.25	0.37
<i>Heterocapsa circularisquama</i>	500	1,100	89	0.55	0.045
<i>Karenia mikimotoi</i>	5,000	3,130	250	15.7	1.25
<i>Pseudochattonella verruculosa</i>	500	84	2.5	0.042	0.001

**P. verruculosa* (香川県) 以外は広島県の基準

水で、他種に優占するために重要な特性であると考えられる (Yamaguchi and Itakura 1999)。栄養塩 (窒素、リン) に対する最小細胞内含量は、HAB種の相対的な有害性を評価するために用いることができる。Imai et al. (2006) は、赤潮警報が発令されるプランクトン細胞密度と最小細胞内含量から、その細胞密度に到達するために必要な栄養塩濃度 (栄養塩相当濃度: equivalent nutrient level to warning) を求め、その値から各赤潮プランクトンの相対的な有害性を評価した (表3-1-2)。すなわち、その栄養塩濃度が低いほど、有害性が高いということになる。表3-1-2の例では、*P. verruculosa* が最も有害性が高く、次いで *H. circularisquama* と判断される。

第三段階はブルームの集積と持続である。これには、走光性や日周鉛直移動 (Yamochi and Abe 1984, Koizumi et al. 1996) のような生物学的要因のみならず、海水の鉛直安定度、潮汐や風による流れなどが関与する。また、捕食生物 (動物プランクトンなど) や競合する植物プランクトンの存在も個体群の動態に大きく影響する。*H. circularisquama* では、細胞の直接的な接触により他種植物プランクトンを殺滅することが明らかにされている (Uchida et al. 1999)。これは、栄養塩競合や化学物質が関与する他感作用 (アレロパシー) とは異なり、他種を排除して場を優占できる特性の一つと考えられている。

4. HABの分布拡大と環境変動

いわゆる人為的富栄養化 (cultural eutrophication)

がHAB発生の拡大に関わっていることは、瀬戸内海をはじめとする多くの閉鎖性内湾域で周知の事実である (Okaichi 1989)。さらに、栄養塩の絶対量のみならず、その構成比の変化がHAB種の交替を引き起こしているとの指摘もある (Hallegraeff 1993)。例えば、北海沿岸では、ライン川からのリン負荷量が約8倍に増えた結果、珪酸塩とリンの比 (Si:P) が1/6に減少し、それに伴い珪酸塩を必須とする珪藻類 (善玉種) が減少し、悪玉種であるハプト藻 *Phaeocystis pouchetii* が優占するようになった (Lancelot et al. 1987)。また、域の開発、例えば森林破壊により、腐植物質 (フミン酸やフルボ酸) の流出が増加し、酸性雨がさらに土壌中の腐植物質や微量金属の易動度を増大させる。これらの物質は川を通じて海に運ばれ、そこで渦鞭毛藻の増殖を促進する。すなわち、HABは水域での問題として顕在化しているが、その背景には、上流の陸域における人間活動も深く関わっていることを認識すべきである。

2007年2月、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) が発行した第4次評価報告書によれば、人類の活動が地球温暖化の主たる原因であることが指摘された。今後、地球温暖化により、地球全体の気候や生態系に大きな影響が及ぶと予想されているが、個々の現象を温暖化と直接結びつけることは困難である。HAB問題も例外ではなく、温暖化がHABに及ぼす影響を直接示すような証拠は少ない。その理由の一つは、HAB種をターゲットとした長期的なモニタリングが為されていないことによる。温暖化がHABの発生頻度の増

加や分布域拡大の増加を引き起こす影響としては、より有害な鞭毛藻類への遷移、鞭毛藻類による春季ブルームの早期化、および暖水系HAB種の高緯度への分布拡大が指摘されている (Edwards and Richardson 2004, Nehring 1998, Peperzak 2003, Reid et al., 1998)。例えば、東南アジアにおける有毒渦鞭毛藻 *Pyrodinium bahamense*、香港での *Karenia digitata*、およびニュージーランドでの *K. brevis* と *K. mikimotoi* などのブルームと ENSO (El Niño-Southern Oscillation) との相関が指摘されている (Hallegraeff 2010)。しかし一方で、温暖化がHABの減少をもたらす可能性もあり得る (Dale et al. 2006)。

5. HABの対策

HABが発生した後には効果的な対策がないため、それに代わるものとしてそれらの発生を事前に予知することが重要となる。予知の目標としては、当該年における発生の有無、原因プランクトン種の特定、発生時期と期間、発生水域と規模などが挙げられる。ただし、HABは海域及び原因生物について特異的な現象であるため、その予知手法にも汎用的なものはありません。播磨灘における *Chattonella* 赤潮については、水温、塩分などの海況的要素や雨量、風力など気象的要素など、赤潮に先行する環境要因と赤潮発生との経験的な関係に基づく先行指標による予知が試みられ、比較的良好的な結果が得られている (山口・今井1995)。

HAB対策を大別すると、水質・底質の改善やHABからの緊急避難を目的とする間接的な対策と、赤潮を駆除する直接的なものに分けられる。前者には、瀬戸内海環境保全臨時措置法や水質汚濁防止法などの行政的措置、ヘドロ除去や粘土、石灰、カキ殻散布などによる底質改善、海底耕耘、大型海藻による窒素・リンの除去、モイストペレットなど養殖餌料の開発による自家汚染防止、緊急避難としての生け簀の移動あるいは一時的な餌止めなどが挙げられる。直接的な対策としては、赤潮回収船の建造、薬品による赤潮生物の殺滅、薬剤を用いた凝集・沈降回収法、粘土散布、など

が試みられている (広石ほか2002)。しかしながら、これらの直接的な方法は除去後の水質対策が困難なため、実用化には至っていない。最近、海水中に存在する細菌やウイルスが赤潮の崩壊に関わっていることが明らかになってきており、それらを用いた生物農薬開発のための基礎研究が進められている (石田・菅原1994、山口・長崎2010)。また、有害HAB種と競合関係にある珪藻類を活用した発生予防法が提案されている (今井2012)。

6. 瀬戸内海におけるHABの発生状況

瀬戸内海における赤潮および貝毒の発生状況については、水産庁瀬戸内海漁業調整事務所 (神戸市) が関係機関からの情報を集約し「瀬戸内海の赤潮」として刊行している。平成元年以降分については、以下のURLでも公開されている (<http://www.jfa.maff.go.jp/setouti/akasio/gepou/index.html>)。本資料における「瀬戸内海」は、瀬戸内海の10区分 (紀伊水道、大阪湾、播磨灘、備讃瀬戸、備後灘、燧灘、安芸灘、広島湾、伊予灘、周防灘) とそれらに豊後水道北部 (宇和海) と響灘の2区分を加えた海域のうち、響灘を除く全域が網羅されている。本資料の初刊は1971年であるが、その中には1950年に遡って赤潮発生状況が記録されている。このように、赤潮に関する長期かつ詳細な統計資料は世界にも類を見ない大変貴重な資料である。九州海域においては、1979年以降、同様な資料「九州海域の赤潮」が水産庁九州漁業調整事務所より刊行されている。

「瀬戸内海の赤潮」では、赤潮と貝毒の発生状況は統計上、集計の扱いが異なっている。赤潮は、有害・無害に関わらず発生した海域、時期、種類ごとに件数としてカウントされ、そのうち漁業被害を伴ったものは被害件数として計上される。一方貝毒は、海域および時期ごとに貝類の出荷規制が行われた件数とその期間 (規制開始から解除まで) として取りまとめられている。出荷規制が行われる毒量の基準は、麻痺性貝毒では貝の可食部 1 g あたり 4 マウスユニット、下痢性貝毒では 0.05 マウスユニットである。マウスユニット

(MU)とは、体重20gのマウスが麻痺性では15分、下痢性では24時間で死亡する毒量のことである。なお、有毒渦鞭毛藻*Alexandrium*属(*A. catenella*, *A. tamarense*)による海水の着色(赤潮)が紀伊水道、大阪湾、周防灘および豊後水道等でも起こっており、それらの海域では貝毒とともに魚類の斃死も発生する場合がある。このように、HABは必ずしも表3-1-1に示すような4つに区別することが困難な場合もあるが、以下では従来の「赤潮」と「貝毒」に分けて発生状況の推移を見て行くこととする。

(1) 赤潮

岡市(1985)によれば、瀬戸内海の赤潮に関する古記録としては、大日本史卷三百六十一志五水変の項に「文暦元年(1234年)九月二日戊戌、海水入淀河、殷黒如血、魚皆死、食魚者亦死」と記されているのみで、明治以降になっても科学的な記録は乏しい。赤潮による漁業被害が社会問題化したのは、1957年徳山湾における*Gymnodinium*(=*K. mikimotoi*)赤潮が最初である(伊藤・今井1988)。

「瀬戸内海の赤潮」をもとに赤潮発生と漁業被害件数の経年変化を図3-1-5に示す。赤潮の発生件数の推移をみると1960年代以前は散発的な発生に止まっていたが、1960年中頃から海域の富栄養化の進行とともに指数関数的に増加し、1976年には299件と最高値に達した。1976年以降は減少傾向を示し、1986年にかけて150~200件の間にあった。1987年以降もやや減少したが、2000年以降では年間100件程度とほぼ横ばい状態で推移している。漁業被害件数は、1970年以前には平均18件、1980年代は10件、1990年代は8件、2000年以降は10件と、1980年以降、ほとんど減少していない。

このような赤潮発生件数の推移は、海水中の栄養塩濃度の変化、すなわち海域の富栄養化と密接に関連しているといわれている(Honjo 1994)。一方で、世界的な赤潮の蔓延には海域における栄養塩の比の変化が大きな影響を及ぼしているとの説も出されている(Smayda 1989)。そこで、1973

年から2006年について、赤潮発生件数と栄養塩濃度(DIN, DIP, DSi; 兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センターから提供)およびそれらの比との相関分析を行った(図3-1-6)。その結果、赤潮発生件数と有意な相関が見られたのは、DIN($r=0.53, P<0.001$)、DSi($r=-0.58, P<0.001$)、N/P($r=0.52, P<0.01$)およびN/Si($r=0.78, P<0.001$)であった。この結果から、瀬戸内海では窒素が赤潮発生に深く関わっていることが示唆された。

「瀬戸内海の赤潮」から過去10ヶ年(2001年~2010年)における赤潮発生件数を地域別に集計した(図3-1-7)。赤潮発生には地域差がみられ、発生件数が多いのは東部の紀伊水道、大阪湾、播磨灘と西部の周防灘、豊後水道で、約20件程度であ

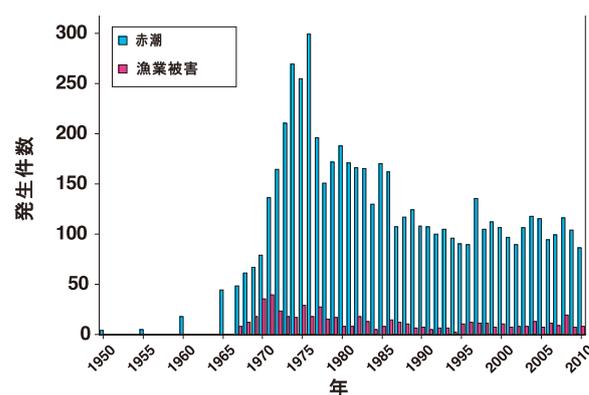


図3-1-5 瀬戸内海における赤潮の発生件数と被害件数の推移
(水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」より作図)。

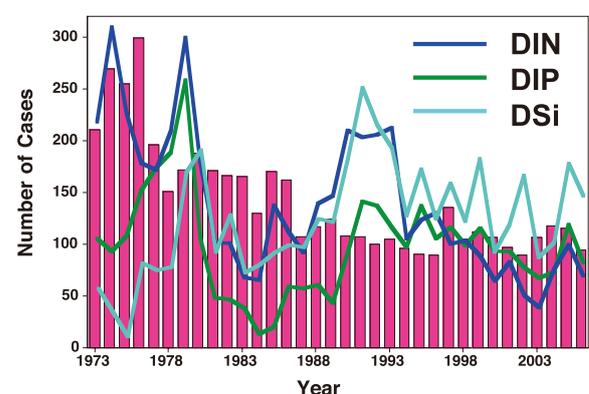


図3-1-6 瀬戸内海における赤潮の発生件数と栄養塩濃度の推移
(水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」および兵庫県立農林水産総合研究センター西川哲也博士より提供された播磨灘の栄養塩濃度から作図)。

るが、中央部の備讃瀬戸、燧灘、安芸灘などでは10件に満たない発生となっている。また、赤潮原因プランクトンの構成も海域によって異なっている。例えば、*Chattonella*属は燧灘を中心とした中部瀬戸内海と周防灘で、*H. akashiwo*と*Karenia*属(*Gymnodinium*属を含む)は伊予灘などの西部瀬戸内海で、それぞれ発生が多いことが分かる。*C. polykrikoides*は豊後水道と播磨灘、備讃瀬戸、燧灘のみに、また*G. polygramma*は周防灘、豊後水道、播磨灘および紀伊水道でのみ発生している。また、*Skeletonema* spp. 等の珪藻類の発生は大阪湾と安芸灘で特異的に多い。また、季節的にみると赤潮は周年にわたって発生するが、とくに夏季(6~8月)に多く、この期間で年間発生件数の50%を占めている。また、漁業被害も8月に最も多い。

「瀬戸内海の赤潮」から原因プランクトンごとに1980年以降の赤潮発生件数の推移をみると、種によってその増減傾向に差がみられた(図3-1-8)。その内容をより詳細に検討するため、発生年を独立変数に、種ごとの発生件数を従属変数として回帰分析を行った(図3-1-9)。その結果、発生年に対して発生件数に有意な減少がみられる種(*Noctiluca*, *Prorocentrum*, *Skeletonema*, *Heterosigma*)、有意な増加がみられる種(*Cochlodinium*)、および増減が有意でないもの(*Karenia*(=*Gymnodinium*), *Chaetoceros*, *Chattonella*, *Myrionecta*)に大別された。ただし、*Chattonella*は1990年代に一旦、減少したが、それ以降、増加傾向を示している。

「瀬戸内海の赤潮」から、瀬戸内海における赤潮による漁業被害を抜粋し、表3-1-3に取りまとめた。10億円を超える漁業被害は、1972年、1977年、1978年、1979年、1982年、1985年、1987年、1991年、1998年、2003年の計10回発生しており、主な原因プランクトンはラフィド藻*Chattonella*属、渦鞭毛藻*Karenia*属(*Gymnodinium*属を含む)と*H. circularisquama*である。被害が多発する海域としては、播磨灘、豊後水道、安芸灘などが挙げられる。しかし、ここに示した被害件数と被害金額とは必ずしも対応しないことに注意する必要がある。

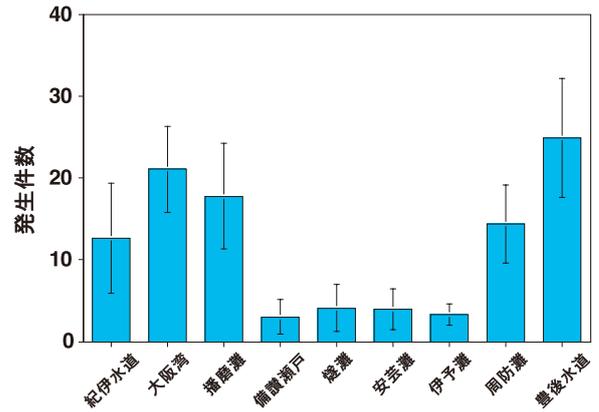


図3-1-7 海域別の赤潮発生件数(過去10ヶ年の平均)
(水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」をもとに作図)

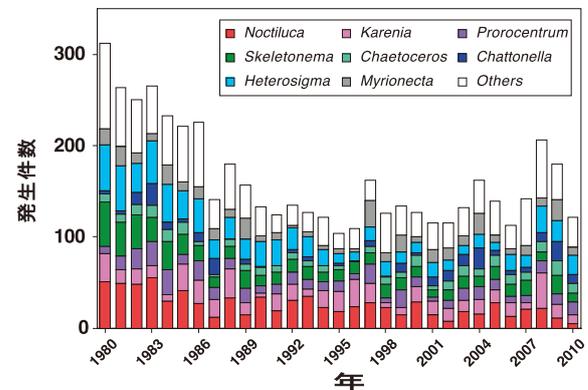


図3-1-8 原因種別の赤潮発生件数の推移
(水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」をもとに作図)

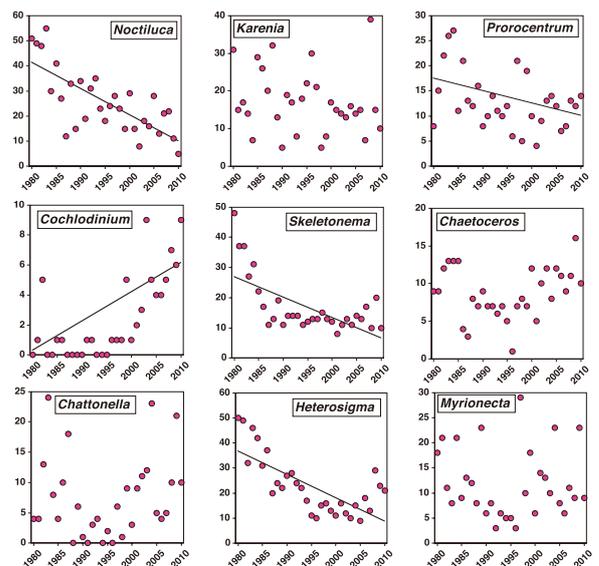


図3-1-9 原因種別発生件数と発生年との関係(水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」をもとに単回帰分析を実施。有意な回帰係数が得られた場合には、図中に回帰線を表示)

表3-1-3 瀬戸内海における赤潮による漁業被害(黄色は10億円以上)

年	被害金額(千円)	主な発生海域	被害の内容	原因プランクトン
1957	6,000	徳山湾	魚類斃死	<i>Gymnodinium</i>
1958	14,000	徳山湾	魚類斃死	<i>Gymnodinium</i>
1964	24,000	徳山湾	魚類斃死	<i>Gymnodinium</i>
1965		不明 佐伯湾・津久見湾	ハマチ	<i>Gymnodinium</i>
1966	100,000	椿泊湾	ハマチ	<i>Gymnodinium</i>
1969		不明 広島湾	ハマチ	<i>Chattonella</i>
1970	620,000	広島湾	ハマチ	<i>Chattonella</i>
1971	6,700	燧灘	天然魚斃死	<i>Botryococcus</i> (<i>Fibrocapsa</i> と考えられる)
1972	7,147,464	播磨灘・紀伊水道	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
1973	1,350	播磨灘	養殖ハマグリ	<i>Gymnodinium</i>
1974	70,150	豊後水道	養殖ハマチ	<i>Heterosigma</i>
1975	88,000	播磨灘	養殖ハマチ	<i>Heterosigma</i>
1976	87,575	紀伊水道	蓄養ハマチ	<i>Noctiluca</i>
1977	2,970,000	播磨灘全域	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
1978	3,317,669	播磨灘全域・大阪湾・紀伊水道	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
1979	1,114,678	豊後水道	養殖ハマチ等	<i>Gymnodinium</i>
		播磨灘	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
1980	350,709	豊後水道	養殖ハマチ	<i>Gymnodinium</i>
1981	109,267	豊後水道	養殖ハマチ等	<i>Gymnodinium</i>
1982	1,096,460	播磨灘	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
		燧灘	養殖マダイ等	<i>Gymnodinium</i>
1983	381,409	紀伊水道	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
1984	5,330	豊後水道	養殖品アジ等	<i>Heterosigma</i>
1985	1,021,068	伊予灘・周防灘・豊後水道	養殖ハマチ、ハマグリ等	<i>Gymnodinium</i>
1986	374,337	豊後水道	養殖ハマチ等	<i>Gymnodinium</i>
1987	2,533,150	播磨灘	養殖ハマチ	<i>Chattonella</i>
1988	8,623	紀伊水道	養殖ハマチ等	<i>Gymnodinium</i>
1989	490,351	豊後水道	養殖ブリ等	<i>Chattonella</i>
1990	2,130	燧灘	蓄養トラフグ	<i>Skeletonema</i>
1991	1,528,891	安芸灘	養殖マダイ等	<i>Gymnodinium</i>
1992	16,502	豊後水道	養殖ハマチ等	<i>Gymnodinium</i>
1993	111,499	豊後水道	養殖ブリ	<i>Gonyaulax</i>
1994	804,285	豊後水道	養殖マダイ、真珠貝等	<i>Gonyaulax</i>
1995	963,826	播磨灘	養殖カンパチ等	<i>Gymnodinium</i>
		安芸灘	養殖マガキ稚貝、アサリ	<i>Heterocapsa</i>
1996	142,632	安芸灘	養殖ハマチ	<i>Gymnodinium</i>
		播磨灘	養殖マダイ等	<i>Gymnodinium</i>
1997	321,550	安芸灘	養殖マガキ	<i>Heterocapsa</i>
1998	3,899,101	安芸灘	養殖マガキ、アサリ	<i>Heterocapsa</i>
1999	不明	大阪湾	養殖ハマチ等	<i>Chattonella</i>
2000	53,840	豊後水道	養殖ブリ等	<i>Chattonella</i>
		燧灘	養殖マダイ等	<i>Gymnodinium</i>
2001	188,273	豊後水道	養殖ブリ等、養殖アワビ	<i>Gymnodinium</i>
2002	222,514	安芸灘	養殖ハマチ等、養殖ウマズラハギ	<i>Gymnodinium</i>
		豊後水道	養殖マダイ、養殖スズキ	<i>Prorocentrum, Gymnodinium</i>
2003	1,271,624	播磨灘	養殖ハマチ、養殖カンパチ	<i>Chattonella</i>
2004	392,342	安芸灘	養殖ハマチ、養殖ヒラメ	<i>Chattonella</i>
		豊後水道	養殖マダイ、養殖スズキ、養殖シマアジ	<i>Cochlodinium</i>
2005	317,388	豊後水道	養殖トラフグ、養殖ハマチ等、養殖ヒラメ、養殖ブリ等	<i>Gymnodinium</i>
2006	203,353	燧灘	養殖ヒラメ	<i>Cochlodinium</i>
		豊後水道	養殖ヒラメサ、養殖ブリ、養殖マダイ等	<i>Karenia</i>
2007	420,962	豊後水道	養殖ハマチ、養殖マダイ、養殖カンパチ等、養殖ヒラメ、養殖トラフグ等	<i>Karenia</i>
2008	62,481	豊後水道	養殖シマアジ、養殖ヒラメサ、養殖カンパチ	<i>Cochlodinium, Gymnodinium, Heterosigma</i>
2009	55,611	豊後水道	養殖ブリ、養殖トラフグ等、漁獲物・蓄養魚介類、養殖カンパチ	<i>Karenia</i>
2010	19,154	豊後水道	養殖カンパチ、養殖シマアジ、養殖ハマチ、養殖ヒラメ、養殖カワハギ他、漁獲物・蓄養魚介類(マサバ等)	<i>Cochlodinium, Karenia</i>

岡市(1985)

水産庁瀬戸内海漁業調整事務所(2000):「別冊瀬戸内海の赤潮-漁業被害編-(昭和45年~平成10年)」,112pp.

水産庁瀬戸内海業調整事務所(2011):「平成22年瀬戸内海の赤潮」,67pp.

ある。これらの被害額は赤潮の発生や被害件数よりも、どの赤潮種がどの海域でどの程度の規模で赤潮を形成したかということと深く関係している。

赤潮による最も大きい漁業被害は、1972年に播磨灘で発生した *Chattonella* 赤潮によるもので、養殖ハマチ1,428万尾がへい死し、被害金額は71億円に上った。これはわが国における史上最大の被害である。これを契機として1975年に徳島県鳴門市北灘町の漁業者（北灘町赤潮訴訟団）と香川県の漁業者（東讃赤潮訴訟団）が国、県、市および播磨灘北岸に立地する企業10社を相手取り、損害賠償の支払いと窒素・リンの排出の差し止めを求める訴えを起こした。この裁判は、高松地裁で合併審理が続けられ、昭和60年9月、和解が成立した。この訴訟の詳細と顛末については、村上(1976)と今井(2012)に詳しいが、最終的な和解の経緯について、鳴門市北灘の国道11号線脇に記念碑が建てられているようである (<http://www.h4.dion.ne.jp/~toso504/renkei/sikoku/Sikoku-Kaiyou-kagawa13.htm>)。その碑文によれば、「瀬戸内法に基づく規制や指導によって、国や自治体は勿論、企業の汚染物質に対する法規制も進み昭和60年9月、被告企業も企業責任を認め海域浄化への努力を約束したので、大乗の見地に立って和解した。平成7年7月吉日 北灘赤潮訴訟団 北灘漁業協同組合」とあり、漁業者にとっては苦渋の選択であったことが偲ばれる。

このように頻発する赤潮とその被害を背景に、1973年に瀬戸内海環境保全臨時措置法（時限法）が制定され、法的側面から瀬戸内海の環境保全のためにとられた最初の措置となった。その後、1978年には赤潮等による被害に対する富栄養化対策を含む新たな施策が加えられた恒久法として瀬戸内海環境保全特別措置法に改正され、総合的な施策が進められてきた。その中では、工場などの特定施設に対する規制、富栄養化による被害防止、化学的酸素要求量（COD）の総量規制、磷など指定物質の削減および自然海浜の保全などについて定められており、その結果、COD負荷量は産業系と生活系はほぼ同量となり、生活系のリン負

荷量の1/4が減少した。このような環境保全施策の効果が赤潮発生件数の減少につながったが（岡市1997）、依然として海水の平均COD、栄養塩濃度および底質環境などの改善傾向はみられていない（上2007）。

(2) 貝毒

瀬戸内海における麻痺性貝毒の発生海域の変化を図3-1-10に、また1993年以降の貝類出荷規制件数と日数の推移を図3-1-11にそれぞれ示す。1982年以前には、小規模な麻痺性貝毒が時折検出される程度で分布域も限定的であり、原因プランクトンも *A. catenella* がほとんどであった。しかし1990年代以降、麻痺性貝毒の発生海域は拡大を続け、2000年以降には瀬戸内海全域に拡大した。それに伴い出荷規制、とくに規制日数が有意に増加して

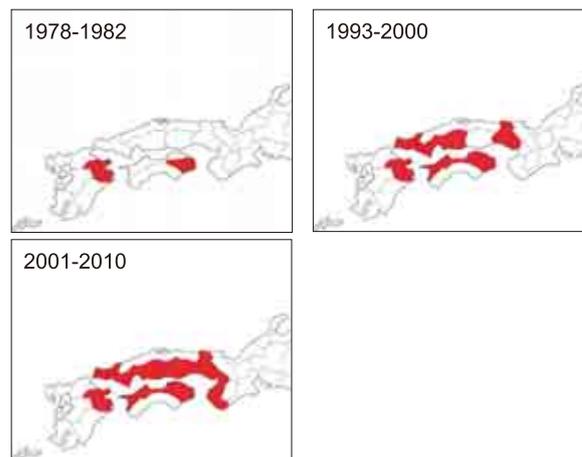


図3-1-10 瀬戸内海域における麻痺性貝毒発生状況の比較(今井・板倉(2007)に水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」からの資料を追加して改変)

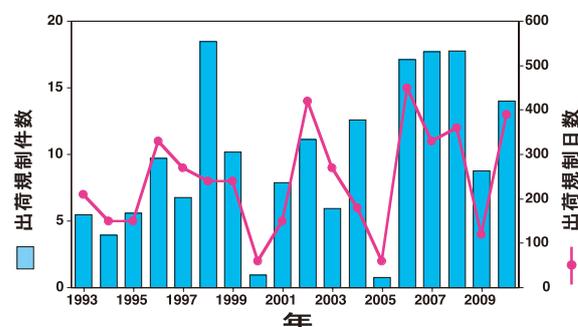


図3-1-11 瀬戸内海域に発生した麻痺性貝毒による貝類出荷規制件数および日数の推移(水産庁瀬戸内海漁業調整事務所「瀬戸内海の赤潮」をもとに作図)

いる ($p=0.06$)。この増加の原因となった種は *A. tamarense* である (今井・板倉2007)。*Alexandrium* 属は休眠接合子 (シスト) を生活史の一時期に形成する。シストは海底泥中で休眠し、翌春のブルームのシードポピュレーションとなるため、*Alexandrium* の個体群動態に重要な役割を担う (Anderson et al. 1983)。瀬戸内海全域で *Alexandrium* シストの分布調査を実施した結果、東部海域ではほとんどの定点でシストが検出され、とくに播磨灘では高い密度で分布していた。また、大阪湾東部沿岸域にも比較的高い密度でシストの分布がみられたため、貝毒発生の危険性を指摘していたが、数年後、それが現実のものとなった。これは、貝毒発生を予察する上でシストのモニタリングが有効であることを示す良い例である。一方、西部海域では、周防灘、伊予灘におけるシストの分布範囲は狭くその密度も低かったが、燧灘、備後灘では分布密度は低いものの、広範囲に検出された。徳山湾と広島湾では全調査点でシストが検出され、その最大密度も $4,000 \text{ cysts/cm}^3$ を越える高い値であることが判明した (Yamaguchi et al. 2002)。Nagai et al. (2004) は、*A. tamarense* について、高度多型を有するマイクロサテライトマーカーを開発し、それを用いて日本と韓国の10海域から得られた分離株の遺伝子型を調べた。その結果、個体群間の遺伝的距離とそれらの産地間の地理的距離に有意な正の相関が認められることから、地理的距離に応じて集団分化が生じており、海流・潮流などの自然現象による個体群の海域間移動がほとんどないと考察している。さらに約半分のペア集団間で統計学的に有意な遺伝的分化が認められることを見出した。その中で、広島湾と仙台湾といった地理的に $1,000 \text{ km}$ も離れているにもかかわらず、極めて高い遺伝的類縁性を示すペア集団が見出される場合があった。この類似性の要因として、彼らはカキ種苗の移送に伴う *A. tamarense* の栄養細胞やシストの人為的な移動の可能性を指摘している (長井ほか2005)。

下痢性貝毒の場合、毒化が顕著な東北・北海道では、渦鞭毛藻の *Dinophysis* 属が主な原因種とさ

れている。しかし瀬戸内海域では1993年以降、毒量が規制値を越えたのは2例のみであり、原因プランクトンも特定されていない。貝毒による出荷の自主規制は、毒化した貝が斃死するわけではないので、被害額の算定がきわめて難しいのが大きな問題点である。

7. 瀬戸内海で新たに顕在化したHAB種の生物特性

先に述べたように、瀬戸内海では長期的な環境変動が起こっている。とくに、冬季水温の上昇 (0.042°C) と溶存態無機窒素 (DIN) の減少 (1970年代の $10 \mu\text{M}$ から1990年代後半には $5 \mu\text{M}$) が顕著である。それに伴い、全植物プランクトン細胞密度の減少や珪藻群集の優占種の交替 (*Skeletonema* から *Chaetoceros* へ) も起こっている (Nishikawa et al. 2010、樽谷2007)。このような環境変動がHAB種に及ぼす影響については未だ不明であるが、近年、その発生が増加傾向にある種について、それらの生物学的特性を従来種と比較・検討することが、その問いに対する回答への近道と思われる。以下に、6種のHABについて、それらの諸特性を紹介する。

(1) *Chattonella ovata* Y.Hara et M.Chihara

(図3-1-12)

ラフィド藻綱ラフィドモナス目ヴァキュオラリア科。本種は細胞長 $50\sim 70 \mu\text{m}$ 、幅 $30\sim 45 \mu\text{m}$ の長卵形、扁平で前端部に凹部があり、そこから亜等長の2本の鞭毛が出ている。細胞内には多数の極端に細長い葉緑体が放射状に配置する。外部原形質には液胞が著しく発達しており、葉緑体間の空隙を占める (原1990)。Hara et al. (1994) は、本種特有の細胞形態や良く発達した液胞を持つ細胞内構造の特徴が種々の培養条件下でも維持されること、染色体の数が *C. antiqua* や *C. marina* とは異なることから *C. ovata* は独立した種であると結論づけた。細胞の形態と内部オルガネラの配置が“草鞋(わらじ)”を連想させることから、日本ではわらじ形シャットネラと呼ばれた (今井・伊藤

1985)。近年、核のリボゾーム遺伝子 (rDNA) のITS領域や葉緑体RuBisCO大サブユニット遺伝子などを用いた分子系統解析の結果、*C. antiqua*, *C. marina*および*C. ovata*の3形態種は*C. marina*の変種として扱うべきとの報告がなされた (Demura et al. 2009)。それに従えば、本種は、*Chattonella marina* var. *ovata* (Y. Hara & Chihara) Demura & Kawachiとなる。

本種の出現は1980年代にはすでに瀬戸内海播磨灘、周防灘および鹿児島湾で確認されていたが (今井・伊藤1985、吉松・小野1986)、赤潮の発生はなかった。しかし、2004年夏、瀬戸内海で本種を優占種とする赤潮が初めて発生し、養殖漁業等に国内初の被害を与えた。海外では、中国およびメキシコでの赤潮発生と漁業被害の報告がある。本種は、1990年以降、香川県海域において毎年出現し、その出現件数は近年増加する傾向にある。その出現時期は5月中旬～11月下旬であり、高密度 (>100cells/ml) に出現した時期は7月上旬～8月上旬で、そのときの水温および塩分はそれぞれ26.0～29.5℃および31.47～31.97であった (本田ほか 未発表)。

*C. ovata*の増殖は、水温15～32.5℃ならびに塩分10～35の範囲でみられる。最大増殖速度を与える水温および塩分の組み合わせは、25～30℃と塩分25～30であり、最大増殖速度はそれぞれ1.1～1.5 divisions/dayである。このように、本種は高水温および高塩分においても良好に増殖可能であること、かつ大きい最大増殖速度を有すること (Yamaguchi et al. 2010)。それに比べて、従来のシャットネラ2種 (*C. antiqua*, *C. marina*) の最大増殖速度は1.0 divisions/day未満であり、しかもより低い水温 (25℃) および塩分範囲 (20～25) で得られている (図3-1-13)。したがって、*C. ovata*は高水温条件において従来種よりも卓越して増殖し、赤潮を形成し得ると推察される。

本種は、無機態の窒素およびリン化合物を増殖に良好に利用する。しかし、尿素など有機態窒素ならびにADPおよびATP以外の有機態リンは利用しない。窒素あるいはリン制限下における本種

の最小細胞内含量は、窒素で5.5pmol/cell、リンで0.48pmol/cellであり、*C. antiqua*よりも23～30%程度小さい。したがって、窒素あるいはリン制限下において*C. ovata*は従来のシャットネラ種よりも卓越して増殖し得る (Yamaguchi et al. 2008a)。

本種は従来の*Chattonella*と同様にシストを形成する (Yamaguchi et al. 2008b)。 *C. ovata*のシストは、直径約30μmの半球形で、珪藻等の殻に付着するが多い。色調は黄緑色から褐色で、内部に数個の濃褐色から黒色の斑点がみられた。シストの外部には装飾物は無く、平滑である (図3-1-12)。これらの特徴は、従来種のシストと酷似しており、形態学的に両者を区別することは困難である。シストの発芽は、20℃から30℃の間で

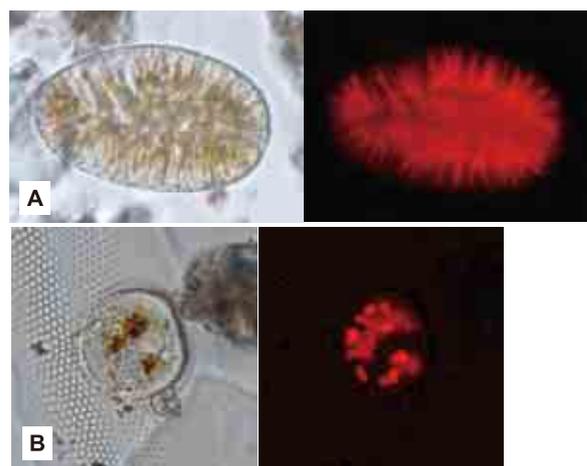


図3-1-12 ラフィド藻*Chattonella ovata* Y.Hara et M.Chihara A:栄養細胞, B:シスト. それぞれ左が通常光の顕微鏡写真, 右は落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体を示す)

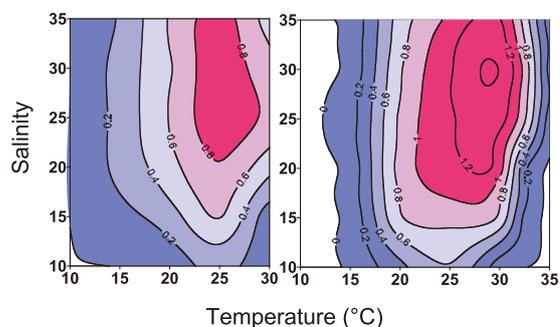


図3-1-13 2種のラフィド藻*Chattonella antiqua*(左)と*C. ovata*(右)の増殖速度に及ぼす水温と塩分の影響の比較(図中のコンターと数値は増殖速度(divisions/day)を示す)

起こるが、17.5℃以下ではみられず、30℃での発芽率も従来種に比べて高い(図3-1-14)。この結果は、15℃でも発芽が起こるとされている従来種とは異なっており、本種はシストの発芽により高い温度を必要とすると考えられる(Yamaguchi et al. 2008b)。

2004年に瀬戸内海で発生した*C. ovata*赤潮により養殖ヒラメ、マダイ、ハマチが斃死したが、一般に赤潮に強いとされているヒラメの斃死が多かったことが報告されている(高辻・飯田2004)。魚毒性を調べた結果、マダイ、マアジおよびハマチを斃死させる細胞密度はそれぞれ $4.1-6.8 \times 10^3$ cells/ml、 5.4×10^3 cells/ml、および 2.8×10^3 cells/mlであった。この結果はハマチがマダイやマアジに比べて*C. ovata*に対する感受性が高いことを示している(Hiroishi et al. 2005)。また、マダイに対

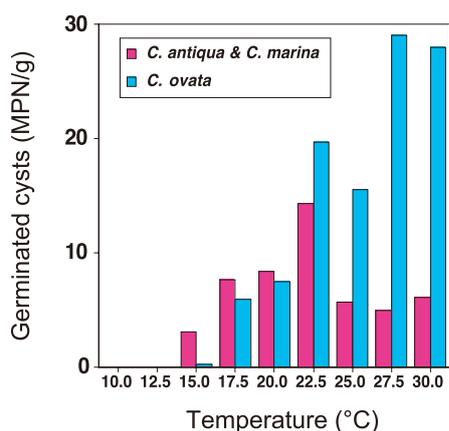


図3-1-14 従来の*Chattonella*属2種(*C. antiqua*と*C. marina*)と*C. ovata*のシスト発芽に及ぼす温度の影響の比較

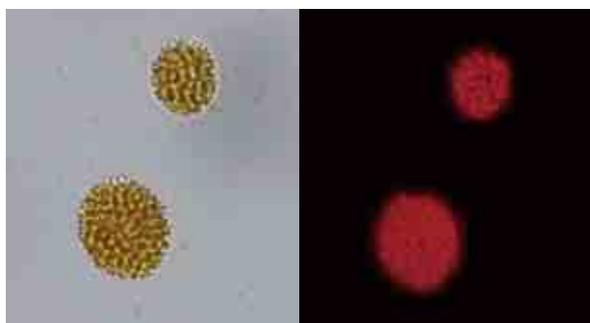


図3-1-15 デイクチオカ藻 *Pseudochattonella verruculosa* (Y.Hara & M.Chihara) S.Tanabe-Hosoi, D.Honda, S.Fukaya, Y.Inagaki & Y.Sako
左が通常光の顕微鏡写真, 右は落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体を示す)

する*C. ovata*のLD50は $2.8-4.1 \times 10^3$ cells/mlであったが、これは*C. antiqua*のLD50とほぼ同等の毒性である。*C. ovata*は他の*Chattonella*と同程度のスーパーオキシドラジカル (O_2^-) と過酸化水素 (H_2O_2) を産生することから、これらの活性酸素が魚類斃死に関わっていると考えられる。本種赤潮に対する注意報および警報の発令細胞密度は、香川県でそれぞれ1 cells/ml、10 cells/ml、広島県で10 cells/ml、100 cells/mlである。

(2) *Pseudochattonella verruculosa* (Y.Hara & M.Chihara) S.Tanabe-Hosoi, D.Honda, S.Fukaya, Y.Inagaki & Y.Sako (図3-1-15)

デイクチオカ藻綱フローレンシエラ目フローレンシエラ科(未定incertae sedis)。細胞は楕円形ないし紡錘形であり、直径12~45μmで大きさの変異が大きい。細胞前端から不等長の鞭毛が2本出るが、顕微鏡下ではほとんど游泳しない。細胞表面には大型で銃弾形の粘液胞が飛び出した突起が所々に分布する。このため、栗のイガ状に見える。本種の種小名*verruculosa*は「いぼだらけ」を意味する。葉緑体は円形あるいは楕円形で小さい。核はほぼ球形で細胞中央部に位置する(原1990, Hara et al. 1994)。本種は以前、*Chattonella*属に入れられていたが、粘液胞、埋没形ピレノイドおよび細胞の大きさなどの形態学的特徴からその妥当性が疑問視され、Hosoi-Tanabe et al. (2007) が18Sリボゾーム遺伝子による分子系統解析および細胞微細構造(鞭毛移行部のプロキシマル・ヘリックス、ピレノイドなど)を精査した結果、デイクチオカ藻綱の新属*Pseudochattonella*に移した。なお、ごく最近、*Chattonella globosa*(球形ホルネリア、後に球形シャットネラ)についてもデイクチオカ藻綱の新属*Vicicitus*が創設され、*V. globosus*とされた(Chan et al. 2012)。

本種の出現は、香川県において1980年以降観察され、種が特定されないまま1983年、1984年、1986年および1989年に養殖魚の斃死が起こっていた。1989年1月に香川県内海においてマダイが斃死した際には、その原因として本種が疑われた

(吉松ほか 未発表)。さらに同年12月に福岡湾で発生した際にもヒラマサの斃死を引き起こしたことから、これらはともに*Chattonella*属の未記載種(通称イガグリ)であるとされた(山本・田中1990)。瀬戸内海では、1993年に周防灘(馬場ほか1995)、2002年に燧灘・周防灘、2003年に播磨灘、2004年に豊後水道、2005年に燧灘、2006年に燧灘・備後灘で本種赤潮が発生し、漁業被害も起こっている。瀬戸内海以外では、東京湾(2009年)、知多湾・渥美湾(2010年)、鹿児島県山川港(2012年)などでも発生が報告されている。

本種の出現期は他の赤潮鞭毛藻とは異なり、冬季から初夏(主に12月下旬～7月)、水温範囲は9～25℃である。このような低水温期に魚類を斃死させる種は希である。ちなみに、ヨーロッパでも本種に極めて類似の種*Pseudochattonella farcimen*が出現し、養殖サケなどに被害を及ぼしているが、そのブルームは10℃以下、2～10℃で発生する(Edvardsen et al. 2007)。培養実験の結果、*P. verruculosa*は5～20℃、塩分15～35の範囲で増殖し、最大増殖速度(1.74 divisions/day)は15℃、塩分25で得られた(図3-1-16)(Yamaguchi et al. 1997)。また、窒素あるいはリン制限下における最小細胞内含量は、窒素で84fmol/cell、リンで2.5fmol/cellである。これらから求められるN:P比は33.6でいわゆるRedfield比の2倍近い値である(Yamaguchi unpublished data)。これらの結果は、本種が低水温期のリン制限下で優占しや

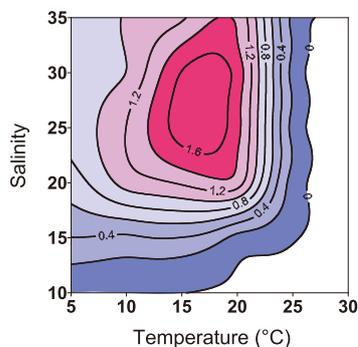


図3-1-16 デイクチオカ藻 *Pseudochattonella verruculosa*の増殖速度に及ぼす水温と塩分の影響(図中のコンターと数値は増殖速度(divisions/day)を示す)

すい種であることを示唆している。

本種は、25℃以上の高水温下では生存できないため、何らかの越夏手段を有する必要があると思われるが、休眠期細胞の存在は未だ知られていない。

本種は極めて魚毒性が強く1,000cells/ml程度の海面が着色せず、わずかに濁りとして認識される状態でも養殖魚のへい死が発生している(http://kagoshima.suigi.jp/akashio/RTplankton/P_verruculosa.pdf)。赤潮の注意報および警報発令の細胞密度は、香川県でそれぞれ100cells/ml、500cells/mlである。本種による魚類斃死機構は不明であるが、ラフィド藻*Chattonella*とは異なるとの指摘もある(川口ほか2007、Skjelbred et al. 2011)。

(3) *Cochlodinium polykrikoides* Margalef

(図3-1-17)

渦鞭毛藻綱ギムノディニウム目ギムノディニウム科。単独で遊泳する場合と連鎖群体を構成する場合がある。単独細胞はやや細長い卵形あるいは砲弾形で、長さ30～40μm、幅20～30μm、厚みは20～28μmである。連鎖群体中の各細胞は上錐か下錐のどちらか一方、あるいは両方の形成が不完全なため、単独細胞に比べて細胞長が小さい。連鎖群体は通常は2、4、8個の細胞から構成されるが、まれに16細胞になることもある。横溝は深く、細胞の外周を約2周する。横溝の段差は細胞

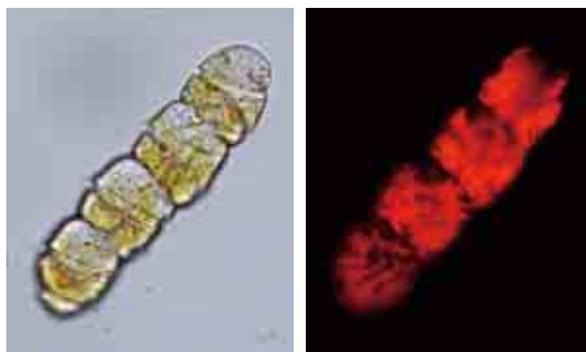


図3-1-17 渦鞭毛藻 *Cochlodinium polykrikoides* Margalef
左が通常光の顕微鏡写真、右は落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体を示す)

長の0.6倍に達する。核は細胞の上半部に位置する。色素体は黄褐色で棒状、楕円状のものが多く、核域を除く細胞内に分布する。しばしば1～2個のオレンジ色顆粒を含む（結城・吉松1990、松岡・岩滝2004）。

本種は、プエルトリコからMargalef(1961)により、発見・命名された。わが国では、1976年に初めて八代海で本種赤潮による被害が発生して以来、西日本、とくに西九州でしばしばその赤潮や被害の発生が報告されている。本種は中部から西日本沿岸域に広く分布する。当初は、*Cochlodinium* sp. 78八代型や*Cochlodinium* sp. type Yatsushiroと仮称されていたが、Yuki and Yoshimatsu(1989)により*C. polykrikoides*と同定された。

瀬戸内海域での赤潮発生状況を見ると、1989年以前には紀伊水道および豊後水道で年間1件程度の発生であったが、その後、豊後水道に加え播磨灘でも赤潮発生が見られるようになるなど、増加傾向にある。瀬戸内海における最初の被害は1996年の播磨灘におけるものである。1990年以降、2010年までの間に、瀬戸内海域で本種の赤潮が発生したのは、1991年、1992年、1996年から2005年、2007年から2010年であり、主な発生海域は豊後水道と播磨灘である。その多くで漁業被害も起きている。

本種の出現および拡散過程には2つのパターンがあると考えられている。一つは夏季から秋季に東シナ海東部沿岸から日本海西部沿岸にかけてその分布を広げていく型（海流依存型）であり、他の一つは小規模な海湾で散発的に発生し、増殖に適合した環境で赤潮を形成する型（個別発生型）である（松岡・岩滝2004）。瀬戸内海での発生は、後者の範疇に入る。一方、2002年以降、日本海西部の広い海域で赤潮が頻発し、サザエ、アワビなどの磯根資源を中心に大きな漁業被害が生じている。日本海沿岸域における赤潮の特徴として、着色現象が突発的・広域的・同時多発的に発生することが観察されており、瀬戸内海等とは異なって、韓国など対馬暖流上流部を起源とする「海流依存型発生」と考えられている（宮原ほか2005、

Onitsuka et al. 2010）。

C. polykrikoides 個体群の分布域拡大及び日本海個体群の起源を明らかにするため、マイクロサテライトマーカーによる集団解析が行われた。その結果、日本及び韓国の個体群は、3つのクラスター（日本海群、八代海群、その他の群）に分類できること、さらに、遺伝的な類似度（2個体間のアレル(allele)共有度）は、日本海の個体群と他の海域のそれとの間で極めて低く、両者の間には大きな遺伝的障壁が起こったことが示された。日本海の個体群は、最大600kmも離れているにも拘わらず、遺伝的な類似度は高く、加えて、それら個体群間におけるアレル共有度も著しく高かったことから、日本海における赤潮の発生メカニズムとしては、韓国で発生した赤潮の一部が対馬暖流により日本海沿岸に輸送されたことによるものであると結論された。一方、瀬戸内海や太平洋沿岸の個体群においては、地理的に700kmも離れた長崎、播磨灘、及び三重の3箇所に比較的高いアレル共有度を持つ個体が集中してみられたことから、真珠母貝あるいは稚貝の移動など、人為的な要因による頻繁な移動が起こっている可能性が示唆された（Nagai et al. 2009）。

培養実験によって明らかにされた本種の増殖に及ぼす水温と塩分の影響については、増殖可能範囲は15～30℃、塩分10～40で、最大増殖速度を与える条件は25℃と塩分34（Kim et al. 2004）、増殖可能範囲は15～30℃、塩分16～36で、最大増殖速度を与える条件は27.5℃と塩分28～32（山砥ほか2005）、および増殖可能範囲は15～25℃、塩分10～35、最大増殖速度（0.36 divisions/day）を与える条件は25℃と塩分30（坂本・山口2009）などの報告がある（図3-1-18）。また本種は、無機態の窒素やリンだけでなく尿素などの有機態窒素やフォスフォモノエステルのような有機態リンを利用して増殖できる。また、窒素およびリン制限下における最小細胞内含量が窒素では5.25pmol/cell、リンでは0.37pmol/cellである（金ほか2007）。

生活史については、本種が透明被膜シストを形成し、そのシストを4℃の暗条件下で長期保存後

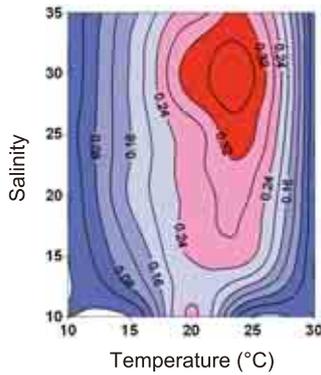


図3-1-18 渦鞭毛藻*Cochlodinium polykrikoides*の増殖速度に及ぼす水温と塩分の影響(図中のコンターと数値は増殖速度(divisions/day)を示す)

に20℃、光照射下におくと発芽・游泳することが報告されているが、現在のところ赤潮発生現場で採取された海底堆積物からは透明被膜シストは確認されていなかった(Kim et al. 2002)。しかし、ごく最近、北米の培養株を用いた室内実験により、本種が有性生殖を行い運動性接合子および休眠シストを形成すること、そのシストは形成1ヶ月後に発芽することが確認された(Tang and Gobler, in press)。

本種は、魚類(ブリ、カンパチ、マダイ、トラフグ等)および貝類(アコヤガイ、アワビ、サザエ等)を斃死させるため、極めて有害とされる。赤潮の注意報および警報発令の細胞密度は、熊本県でそれぞれ100cells/ml、500cells/ml、香川県、広島県では、100cells/ml、1,000cells/mlである。本種による魚介類斃死のメカニズムについてはまだ不明であるが、*Chattonella*で指摘されているような活性酸素種の生産は確認されていない(Kim et al. 2002)。

(4) *Heterocapsa circularisquama* Horiguchi

(図3-1-19)

渦鞭毛藻綱ペリディニウム目ヘテロカプサ科。細胞の長さ20~29 μ m、幅14~20 μ m。上殻は円錐形、下殻は半球状型。横溝は比較的広く、細胞の中央を一周する。縦溝は狭く細胞後端に達する。葉緑体は1個、澱粉粒に包まれた球形のピレノイドを持つ。核は大きく縦長で、細胞の左側に位置する。

細胞は薄い鎧板で覆われる。その表面には円形の鱗片がある。本種の種小名(*circularisquama*)はこの円い(circular)鱗片(squama)に因んでいる。本種の形態は*H. illdefina*に酷似するが鎧板配列、鱗片およびピレノイドの構造から区別される(Horiguchi 1995)。縦鞭毛と横鞭毛各1本を持ち、遊泳中に前進・後退を素早く反復するキツツキ運動をする。

本種は、1988年に高知県浦ノ内湾においてわが国で初めて赤潮を形成し、続いて翌1989年には福岡湾(山本・田中1990)、さらに1992年には英虞湾に発生しアコヤガイに推定30億円の甚大な被害を与えた(松山ほか1995)。1993年に浜名湖に発生した後、1990年代後期には西日本のほぼ全域にまで一挙に拡大した。その要因として、貝類の海上・陸上輸送によって他水域に運ばれる可能性が指摘されており、赤潮発生域からの貝類の移動には注意が必要である(Honjo et al. 1998)。2009年には、新潟県佐渡島の加茂湖に突如発生し、マガキに被害を与えている。本種の分布域は浜名湖以西、加茂湖以南の西日本沿岸域と考えられる。瀬戸内海では、1995年に安芸灘で本種の赤潮が初めて発生し、マガキ、アサリに大きな被害が及んだ(松山ほか1997)。(図3-1-1)。その後、本種赤潮は安芸灘に加えて周防灘、播磨灘、紀伊水道などで発生していたが、2004年以降、瀬戸内海域での赤潮発生は確認されていない。

本種赤潮の発生は、8月から10月の高水温期に多く、英虞湾での調査結果では、水温22~30℃の範囲で起こっている(松山ほか1995)。培養実験の結果、*H. circularisquama*の英虞湾株は10℃以下では全く増殖できず、15℃では塩分35のみで増殖がみられた。本株の増殖速度は、水温が高いほど、そして塩分が高いほど大きく、最大増殖速度は30℃、塩分30で1.3 divisions/dayであった(Yamaguchi et al. 1997)。さらに、広島湾を含む西日本各地から海域から分離された*H. circularisquama*の増殖応答は英虞湾産株とよく類似しており、10℃以下では全く増殖できず、増殖速度は高水温、高塩分で大きい傾向がみられた。最大増殖速度は30℃、

塩分20~30で1.3~1.6 divisions/dayであった(図3-1-20)。以上の結果から、*H. circularisquama*のすべての株が高水温、高塩分を好むといった共通の特性を有していることが判明した。これらの結果は、福岡湾や英虞湾で報告されている*H. circularisquama*赤潮の発生環境とも良く符合している(山本・田中1990)。また、本種が30℃という高い最適水温を有することは、夏季に他の藻類に優先して生息場を独占するための重要な特性であると考えられる。また、この増殖特性は、本種が熱帯・亜熱帯種であることをうかがわせるが、1988年の浦ノ内湾での発生以前の1986年に香港(北緯22°)で発生した赤潮中に本種が確認されたことは、南方起源説を裏付けるものと考えられる(Iwataki et al. 2002)。2009年にはキューバでも本種の類似種(*H. cf. circularisquama*)による赤潮が報告されている(Moreira González 2010)。

本種は、増殖に無機態窒素は利用するが、尿素などの有機態窒素は利用しない。一方、無機およ

び有機態リン源を有効に利用できる。この特性は、無機態リンが欠乏している海域において*H. circularisquama*が他の赤潮原因藻よりも生態的に有利となり、個体群の増大をはかり得るための重要な特性であると考えられる(Yamaguchi et al. 2001)。窒素あるいはリン制限下における最小細胞内含量は、窒素で1.17~1.53pmol/cell、リンで0.089pmol/cellであった。本種の値は、*Chattonella antiqua*や*Karenia mikimotoi*と比べて、窒素で17~43%、リンで14~36%とかなり小さい。したがって、*H. circularisquama*は同じ窒素・リン濃度のもとではこれらの種よりも2~7倍の細胞密度にまで増殖できることになる。本種の増殖特性として、高水温・高塩分を好むこと、様々な有機態リンを利用できること、増殖に必要な栄養塩に対するcell quotaが小さいことが挙げられる。このような増殖特性を考慮すると、*H. circularisquama*赤潮は、夏季の高水温期に無機態の栄養塩(とくにリン)が枯渇し、他の植物プランクトンが増殖しにくいような環境のもとで発生しやすいことが推察される。

本種については、休眠接合子の存在は知られていないが、一時シスト(temporary cyst)で海底泥中に存在する可能性が示唆されている(永井未発表)。

本種は魚類には全く影響しないが、特に二枚貝に対して強い傷害を与える。被害を受けた貝類としては、アコヤガイ、アサリ、マガキ、カガミガイ、バカガイ、ヒオウギ、ホトトギスガイ、マテガイ、ムラサキガイなどの二枚貝およびサザエ、アワビ、トコブシなどの巻貝がある。本種のアコヤガイにおける24時間後のLD50(50%致死量)は稚貝で20,000cells/ml、成貝で5,000cells/mlであるが、10~50cells/mlといった低い細胞密度でも摂食阻害などの影響を与える(Nagai et al. 1996)。また、繊毛虫などの動物プランクトンや他種植物プランクトンにも生理傷害を起こす。赤潮の注意報および警報発令の細胞密度は、熊本県でそれぞれ5 cells/mlおよび50cells/ml、広島県では、50 cells/mlおよび500cells/mlである。

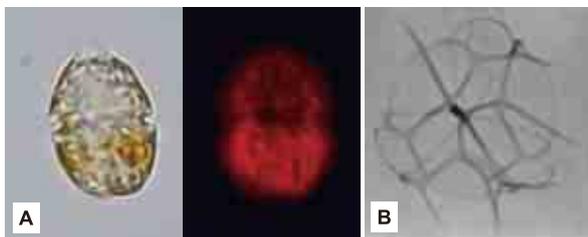


図3-1-19 渦鞭毛藻 *Heterocapsa circularisquama* Horiguchi
A:栄養細胞(左が通常光の顕微鏡写真, 右は落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体を示す), B:細胞表面の鱗片(透過型電子顕微鏡写真-坂本節子博士提供)

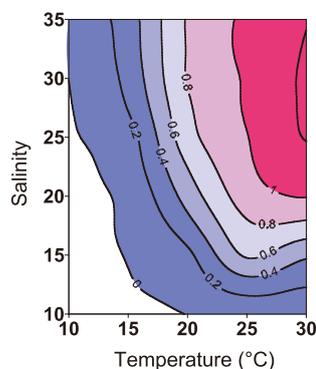


図3-1-20 渦鞭毛藻 *Heterocapsa circularisquama*の増殖速度に及ぼす水温と塩分の影響(図中のコンターと数値は増殖速度(divisions/day)を示す)

(5) *Eucampia zodiacus* Ehrenberg (図3-1-21)

珪藻綱ヘミアウルス目ヘミアウルス科。細胞は扁平な楔形で、幅（長軸長）は13~100 μm 、長さ（切長軸長）は長軸長の1/4程度。蓋殻中央は平坦またはやや凹む。蓋殻面の両極に大きな突出部があり、この部分で隣接細胞と連結して外から見て右上がり巻きの螺旋状群体を形成する。各細胞の殻環帯は、螺旋の外側が長く、内側が短い。葉緑体は楕円形、全殻中に散在する。種小名の*zodiacus*は黄道十二宮(zodiac)に因んでいる(高野1990)。

本種は暖流域の沿岸種で、極域を除く世界中の沿岸域に広く分布する。東京湾では春から初夏に多い。本種は春先に東京湾、相模湾、外房一帯で増殖し、夏季に銚子港で大量出現したという記録がある(高野1990)。瀬戸内海東部では以前より生息が確認されており、1979年と1981年に大阪湾で赤潮を形成した記録があるが、1990年代以前、播磨灘では漁業被害の事例がなかった。1980年代の播磨灘では、*C. wailesii*がノリ色落ちの原因種として重要であった(Manabe and Ishio 1991, Nagai et al. 1996)。しかし、1990年代半ば以降から*E. zodiacus*の出現密度が増大し、例年1~4月に出現する植物プランクトンの大部分を占めるようになった。この理由として、冬季水温の上昇と栄養塩レベルの低下が指摘されている(西川2011)。1990年以降、瀬戸内海域における本種赤潮の発生は、1993年と1994年に紀伊水道、1998年に豊後水道、1999年に大阪湾、2001年以降は毎年、播磨灘、大阪湾、備讃瀬戸、燧灘、紀伊水道のうちの何カ所かで発生し、養殖ノリの色落ち被害を及ぼしている。

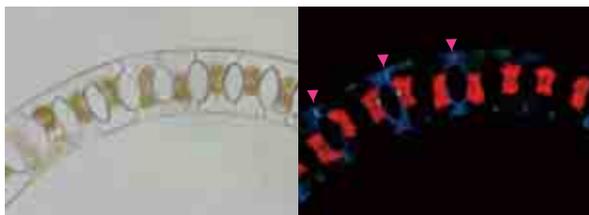


図3-1-21 珪藻*Eucampia zodiacus* Ehrenberg
左が通常光の顕微鏡写真、右はPDMPO染色後の落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体、矢印で示す青い箇所は新たに形成された蓋殻をそれぞれ示す)

本種の増殖は7~30 $^{\circ}\text{C}$ 、塩分10~35の範囲でみられ、最大増殖速度は3.0 divisions/dayと高く、それを与える条件は25 $^{\circ}\text{C}$ 、塩分25である(Nishikawa and Yamaguchi 2006)。本種の最小細胞内含量は窒素で1.0~1.6pmol/cell、リンで2.6~3.8pmol/cellで、細胞サイズを考慮すると他のHAB種に比べかなり小さい。また、N:P比は6.3~6.7とRedfield比よりもかなり小さく、近年の播磨灘で進行している低DIN濃度下での増殖に有利と考えられている(Nishikawa et al. 2009)。本種は、増殖に硝酸などの無機態窒素を利用するが、尿素など有機態窒素は利用しない。一方、リンに関しては、無機・有機態のリンを有効に利用する。これは、有機態リンが利用できない*C. wailesii*とは大きく異なる特性である。さらに、本種の窒素取り込み速度は他種に比べて高く、しかも水温が10 $^{\circ}\text{C}$ 前後に低下するノリ漁期後半にもそれが維持される(Nishikawa et al. 2009, 西川2011)。

本種は、至適環境下である秋季において活発な増殖は行わず、最小サイズに達した細胞サイズの回復を図る。本種の細胞サイズの減少と回復には周期性と連続性があり、細胞サイズの回復は年に1回、秋季に観察される。細胞サイズを回復させた個体群が増殖を繰り返し、1~4月のノリ漁期後半にブルームを形成する(Nishikawa et al. 2007)。このように、*E. zodiacus*は珪藻の中でも高い増殖速度を有し、低温下での窒素の取り込み能に優れている。また、最小細胞内栄養塩含量が低く、海域の栄養塩をほぼ枯渇するまで消費する。さらに、本種は休眠期細胞を形成しないと推察されており、栄養塩濃度が低下した海域でも栄養細胞のまま生残し続けるために、栄養塩が枯渇した状態が長期間継続することから、より深刻なノリ色落ち被害をもたらす原因となる(西川2012)。

(6) *Alexandrium tamiyavanichii* Balech (図3-1-22)

渦鞭毛藻綱ペリディニウム目ゴニオラックス科。細胞は長さ30~60 μm 、幅35~65 μm の球形で、わずかに縦長。上殻は低くつぶれた半円形で、下殻

は横長台形。*A. tamarense*などと比べると大型であり、非常に長い連鎖群体を作る。本種の大きな特徴は、鎧板のうち、前縦溝板に前方拡大部があり、それが上殻側に侵入していることが挙げられる(福代・Pholpunthin 1990、Nagai et al. 2003)。本種は以前、*A. cohorticula*と呼ばれていたもののうち、タイなど東南アジアに分布する種が原記載であるメキシコ湾のものと形態的に異なるため、新たに*A. tamiyavanichii*と命名された。種小名の由来は、タイの赤潮・貝毒の研究者 Suthichai Tamiyavanich に因む。

本種は、わが国では1988年に相模湾で観察されたのが最初である(Ogata et al. 1990)。瀬戸内海では、1997年に出現が報告され、1999年に初めて本種のブルームによる貝毒が発生している(Hashimoto et al. 2002)。以降、ほぼ毎年のように

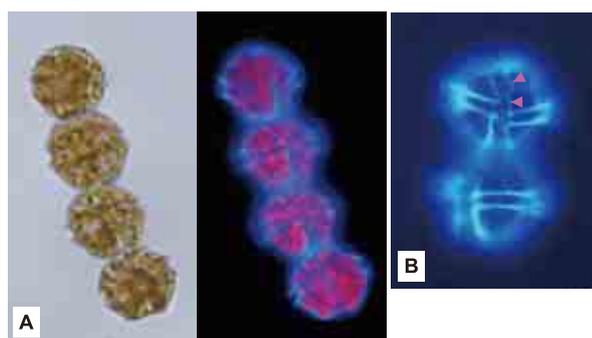


図3-1-22 有毒渦鞭毛藻 *Alexandrium tamiyavanichii* Balech
A:栄養細胞(左が通常光の顕微鏡写真, 右は落射蛍光顕微鏡写真(赤い蛍光は葉緑体を示す), B:Calcofluor white染色後の落射蛍光顕微鏡写真。鎧板に腹孔と上殻側に侵入している前縦溝板がみえる(矢印)

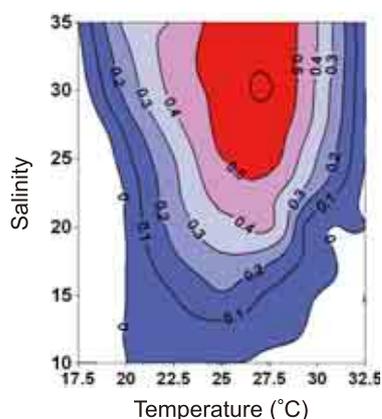


図3-1-23 有毒渦鞭毛藻 *Alexandrium tamiyavanichii* の増殖速度に及ぼす水温と塩分の影響(図中のコンターと数値は増殖速度(divisions/day)を示す。坂本節子博士提供)

にその出現が確認されるようになった。わが国で本種の分布が報告されているのは、相模湾油壺、瀬戸内海全域、紀伊水道および沖縄県塩尾湾であり、海外ではタイ、ベトナム、フィリピン、マレーシア、ブラジル等に分布する(長井ほか2008、http://www.algaebase.org/search/species/detail/?species_id=58001)。

本種は、瀬戸内海では水温が28℃前後の8月中・下旬頃から海水中に確認され、晩秋には最大30cells/mlまで増殖する(長井ほか2008)。また、本種の増殖特性については、相模湾株は20~32.5℃の範囲で増殖し、27.5~30℃付近が最適とされている(Ogata et al. 1990)。一方、瀬戸内海株は水温20~30℃、塩分15~35の範囲で増殖可能であり、17.5℃以下では増殖できない。最大増殖速度(0.61 divisions/day)は、27.5℃、塩分30で得られた(図3-1-23)(坂本・山口 未発表)。本種は15℃以下になると死滅することから、典型的な熱帯種とされる(Ogata et al. 1990)。しかし、本種は休眠接合子(シスト)を形成するため、低水温期は海底泥中にシストとして生存し越冬する。また、シストの休眠期間はほとんどなく、瀬戸内海では底層水温が20℃以上となる6月中旬頃に発芽し、その後増殖すると考えられている(長井ほか2008)。

本種は、麻痺性貝毒の原因となる。本種の麻痺性貝毒成分は、強毒成分であるGTX4が主成分、GTX1-4とSTX(サキシトキシン)が副成分で、弱毒成分の割合が低いのが特徴である(長井ほか2008)。播磨灘では本種が1,000cells/Lといった低密度でも出荷規制値を超える危険性があり、発生早期からプランクトン調査の強化及び貝類毒化のモニタリングの必要性が指摘されている。毒化は、ムラサキイガイ、マガキ、アサリ、アカガイなどで報告されている。なお、ごく最近、麻痺性貝毒を産生することが知られている渦鞭毛藻 *A. minutum* と *A. ostenfeldii* が香川県屋島湾で初めて観察されており(結城・吉松2012)、今後、瀬戸内海域においてもこれら有毒渦鞭毛藻の動態に注意する必要がある。

8. おわりに

HAB問題の解決には、HABが発生しないような海洋環境の保全がまず重要である。瀬戸内法など法的な規制によって、COD、リン及び窒素の負荷削減が行われてきた結果、赤潮の発生件数自体も減少するなどの効果が上がっている。一方で、このような栄養塩環境の変化は、新たなHAB種の台頭や、播磨灘を中心とした養殖ノリの色落ち被害をもたらしている。すなわち、水質保全対策が海域の貧栄養化をもたらし、そこでの生産力を低下させていることになる。まさしく、「過ぎたるは猶及ばざるが如し」で、HAB問題の解決には、海域の生産力の維持・向上という、一見矛盾する内容も孕んでいる。海の環境を守るためには、海から食料、環境浄化などの調節機能及び自然景観など、様々な生態系サービスを楽しむすべての関係者が、そのあるべき姿について議論を深め、コンセンサスを得る努力が必要と思われる。

本稿をまとめている最中に、宇和海に発生した *K. mikimotoi* 赤潮によって過去最大の漁業被害が発生し、急遽、乗船調査を実施することになった。発生件数は減少したと言っても瀬戸内海のHAB問題は決して解決した訳ではない。本稿が今後HAB問題に関わる方々に少しでも役に立ち、そしてHABによる漁業被害の軽減に貢献できれば幸いである。

本稿をまとめる機会を与えて頂いた眞鍋武彦博士に感謝の意を表します。また、貴重な観測資料あるいは写真の提供を頂いた兵庫県立農林水産技術総合センター但馬水産技術センター西川哲也博士および水産総合研究センター瀬戸内海区水産研究所坂本節子博士に御礼申し上げます。

引用文献

Anderson, D.M. and D. Wall (1978): The potential importance of benthic cysts of *Gonyaulax tamarensis* and *Gonyaulax excavata* in initiating toxic dinoflagellate blooms. *J. Phycol.* 14, 224-234.

Anderson, D.M., S.W. Chisholm and C.J. Watras (1983): Importance of life cycle events in the population dynamics of *Gonyaulax tamarensis*. *Mar. Biol.*, 76, 179-189.

馬場俊典・桃山和夫・平岡三登里 (1995): 徳山市戸田地先で発生した有害赤潮プランクトンについて. 山口内海水試報, 24, 121-122.

Chan, F.H., M. McVeagh, M. Gall and P. Smith (2012): *Chattonella globosa* is a member of Dictyochophyceae: reassignment to *Vicicitus* gen. nov., based on molecular phylogeny, pigment composition, morphology and life history. *Phycologia*, 51, 403-420.

Dale, B., M. Edwards and P.C. Reid (2006): Climate change and harmful algal blooms, pp.367-378. In *Ecology of Harmful Algae* (eds. by Graneli, E and J. Turner). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Demura, M., M.-H. Noël, F. Kasai, M.M. Watanabe and M. Kawachi (2009): Taxonomic revision of *Chattonella antiqua*, *C. marina* and *C. ovata* (Raphidophyceae) based on their morphological characteristics and genetic diversity. *Phycologia*, 48, 518-535.

Edvardsen, B., W. Eikrem, K. Shalchian-Tabrizi, I. Riisberg, G. Johnsen, L. Naustvoll and J. Throndsen (2007): *Verrucophora fascima* Gen. Et. Sp. Nov. (Dictyochophyceae, Heterokontophyta) - A bloom forming ichthyotoxic flagellate from Skagerrak, Norway. *J. Phycol.*, 40, 5 1054-1070.

Edwards, M., and A.J. Richardson (2004): Impact of climate change on marine pelagic phenology and trophic mismatch. *Nature*, 430, 881-84.

福代康夫・P. Pholpunthin (1990): 渦鞭毛藻綱ペリディニウム目ゴニオラックス科 *Alexandrium cohorticula* (Balech) Balech. 「日本の赤潮生物 - 写真と解説 -」(福代康夫・高野秀昭・千原光雄・松岡数充編), pp.88-89. 内田老鶴圃. 東京.

風呂田利夫 (1987): 東京湾における青潮の発生. 水質汚濁研究, 10, 470-474.

Hallegraeff, G.M. (1993): A review of harmful algal blooms and their apparent global increase. *Phycologia*, 32, 79-99.

Hallegraeff, G.M. (2003): Harmful algal blooms: a global overview, pp.25-49. In *Manual on Harmful Marine Microalgae* (eds. By Hallegraeff, G.M., D.M. Anderson and A.D. Cembella). UNESCO Publishing, Paris.

Hallegraeff, G.M. (2010): Ocean climate change, phytoplankton community responses, and harmful algal blooms: a formidable predictive challenge. *J. Phycol.*, 46, 220-235.

原慶明 (1990): ラフィド藻 (緑色鞭毛藻) 綱ラフィドモナス目ヴァキユオラリア科 *Chattonella ovata* Y. Hara et Chihara mss. 「日本の赤潮生物 - 写真と解説 -」(福代康夫・高野秀昭・千原光雄・松岡数充編), pp.340-341. 内田老鶴圃. 東京.

原慶明 (1990): ラフィド藻 (緑色鞭毛藻) 綱ラフィドモナス目ヴァキユオラリア科 *Chattonella verruculosa* Y. Hara et Chihara mss. 「日本の赤潮生物 - 写真と解説 -」(福代康夫・高野秀昭・千原光雄・松岡数充編), pp.342-343. 内田老鶴圃. 東京.

Hara, Y., K. Doi and M. Chihara (1994). Four new species of *Chattonella* (Raphidophyceae, Chromophyta) from Japan. *Jpn. J. Phycol.*, 42, 407-420.

Hashimoto, T., S. Matsuoka, S. Yoshimatsu, K. Miki, N. Nishibori, S. Nishio and T. Noguchi (2002): First

- paralytic shellfish poison (PSP) infestation of bivalves due to toxic dinoflagellate *Alexandrium tamiyavanichii*, in the southeast coasts of the Seto Inland Sea, Japan. J. Food Hyg. Soc. Japan, 43, 1-5.
- 広石伸吾・今井一郎・石丸隆 (2002): 「有害・有毒藻類ブルームの予防と駆除」. 恒星社厚生閣. 東京, 150pp.
- Hiroishi, S., H. Okada, I. Imai and T. Yoshida (2005): High toxicity of the novel bloom-forming species of *Chattonella ovata* (Raphidophyceae) to cultured fish. Harmful Algae, 4, 783-787.
- Honjo, T. (1994): The biology and prediction of representative red tides associated with fish kills in Japan. Rev. Fish. Sci., 2, 225-253.
- Honjo, T., N. Imada, Y. Ohshima, Y. Maema, K. Nagai, Y. Matsuyama and T. Uchida (1998): Potential transfer of *Heterocapsa circularisquama* with pearl oyster consignments, pp.224-226. In Harmful Algae (eds. by Reguera, B., J. Blanco, M.L. Fernandez and T. Wyatt), Xunta de Galicia and Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Santiago.
- Horiguchi, T. (1995): *Heterocapsa circularisquama* sp. nov. (Peridinales, Dinophyceae): a new marine dinoflagellate causing mass mortality of bivalves in Japan. Phycol. Res., 43, 129-136.
- Hosoi-Tanabe, S., Honda, D., Fukaya, S., Otake, I., Inagaki, Y. & Sako, Y. (2007): Proposal of *Pseudochattonella verruculosa* gen. nov., comb. nov. (Dictyochophyceae) for a former raphidophycean alga *Chattonella verruculosa*, based on 18S rDNA phylogeny and ultrastructural characteristics. Phycol. Res., 55, 185-192.
- 飯塚昭二: (最近のわが国沿岸内湾域における植物プランクトンの出現状況 (1) - 海域の最高出現細胞数に関するアンケートまとめ -), 日本プランクトン学会報, 32, 67-72, 1985.
- 今井一郎 (2000): 赤潮の発生 - 海からの警告 -. 遺伝, 54, 30-34.
- 今井一郎 (2012): シャットネラ赤潮の生物学. 生物研究社. 東京, 171pp.
- Imai, I. and S. Itakura (1991): Densities of dormant cells of the red tide flagellate *Heterosigma akashiwo* (Raphidophyceae) in bottom sediments of northern Hiroshima Bay, Japan. Bull. Japan. Soc. Microb. Ecol., 6, 1-7.
- 今井一郎・板倉茂 (2007): わが国における貝毒発生の歴史的経過と水産業への影響. 「貝毒研究の最先端」 (今井一郎・福代康夫・広石伸吾編), pp.9-18. 恒星社厚生閣. 東京.
- 今井一郎・伊藤克彦 (1985): 1984年4月, 播磨灘における海底泥中の *Chattonella* 耐久細胞の分布. 南西海区水研報, 19, 43-52.
- Imai, I. and K. Itoh (1988): Cysts of *Chattonella antiqua* and *C. marina* (Raphidophyceae) in sediments of the Inland Sea of Japan. Bull. Plankton Soc. Japan, 35, 35-44.
- Imai, I. and M. Yamaguchi (2012): Life cycle, physiology, ecology and red tide occurrences of the fish-killing raphidophyte *Chattonella*. Harmful Algae, 14, 46-70.
- Imai, I., M. Yamaguchi and Y. Hori (2006): Eutrophication and occurrences of harmful algal blooms in the Seto Inland Sea, Japan. Plankton Benthos Res., 1, 71-84.
- 石田祐三郎・菅原 庸 (1994): 「赤潮と微生物 - 環境にやさしい微生物農業を求めて -」, 恒星社厚生閣. 東京, 126pp.
- 伊藤克彦・今井一郎 (1988): 赤潮・その対策と研究の歩み. 「21世紀の漁業と水産海洋研究」 (水産海洋研究会編), pp.228-237. 恒星社厚生閣, 東京.
- 岩崎英雄 (1976): 「赤潮 - その発生に関する諸問題 -」. 海洋出版. 東京, 126pp.
- Iwasaki, H. (1979): Physiological ecology of red tide flagellates, pp. 357-393. In Biochemistry and physiology of protozoa (eds. by Levandowsky, M. and S.H. Hutner). Academic Press, New York.
- Iwataki, M., M. W. Wong and Y. Fukuyo (2002): New record of *Heterocapsa circularisquama* (Dinophyceae) from Hong Kong. Fish. Sci., 68, 1161-1163.
- 門田元編 (1987): 「淡水赤潮」. 恒星社厚生閣. 東京, 290pp.
- 川口修・高辻英之・村上倫哉・飯田悦左 (2007): 2006年に広島県沿岸で発生した *Chattonella verruculosa* および *Chattonella globosa* 混合赤潮. 広島水技セ研報, 2, 21-27.
- Kim, C. -H., H. -J. Cho, J. -B. Shin, C. -H. Moon and K. Matsuoka (2002): Overwintering potential of hyaline cysts of *Cochlodinium polykrikoides* (Gymnodinales, Dinophyceae): An annual red tide organism along the Korean coast. Phycologia, 41, 667-669.
- 金 大一・松原賢・呉碩津・島崎洋平・大嶋雄治・本城凡夫 (2007): 八代海から単離した有害渦鞭毛藻 *Cochlodinium polykrikoides* の栄養塩利用特性と増殖動力学. 日本水産学会誌, 73, 711-717.
- Kim, D.-I., Y. Matsuyama, S. Nagasoe, M. Yamaguchi, Y.-H. Yoon, Y. Oshima, N. Imada and T. Honjo (2004): Effects of temperature, salinity and irradiance on the growth of the harmful red tide dinoflagellate *Cochlodinium polykrikoides* Margalef (Dinophyceae). J. Plankton Res., 26, 61-66.
- Kim, D. -K., T. Oda, T. Muramatsu, D. -I. Kim, Y. Matsuyama and T. Honjo (2002): Possible factors responsible for the toxicity of *Cochlodinium polykrikoides*, a red tide phytoplankton. Comp. Biochem. Physiol. Part C, 132, 415-423.
- Koizumi, Y., T. Uchida and T. Honjo (1996): Diurnal vertical migration of *Gymnodinium mikimotoi* during a red tide in Hoketsu Bay, Japan. J. Plankton Res., 18, 289-294.
- Lancelot, C., G. Billen, A. Sournia, T. Weisse, F. Colijn, M. Veldhuis, A. Davies and P. Wassman (1987): Phaeocystis blooms and nutrient enrichment in the continental coastal zones of the North Sea. Ambio, 16, 38-46.
- Manabe, T. and S. Ishio (1991): Bloom of *Coscinodiscus wailesii* and DO deficit of bottom water in Seto Inland Sea. Mar. Poll. Bull., 23, 181-184.
- Margalef, R (1961): Hidrografia y fitoplancton de un area marina de la costa meridional de Puerto Rico. Invest. Pesq., 18, 33-96.
- 松岡敷充・岩滝光穰 (2004): 有害無殻渦鞭毛藻 *Cochlodinium polykrikoides* Margalef 研究の現状 (総説). 日本プランクトン学会報51, 38-45.
- 松山幸彦・木村淳・藤井齊・高山晴義・内田卓志 (1997): 1995年広島湾西部で発生した *Heterocapsa circularisquama*

- 赤潮の発生状況と漁業被害の概要. 南西水研報, 30, 189-207.
- 松山幸彦・永井清仁・水口忠久・藤原正嗣・石村美佐・山口峰生・内田卓志・本城凡夫 (1995) : 1992年に英虞湾において発生した *Heterocapsa* sp. 赤潮発生期の環境特性とアコヤガイ斃死の特徴について. 日本水産学会誌, 61, 35-41.
- Miyahara, K., S. Nagai, S. Itakura, K. Yamamoto, K. Fujisawa, T. Iwamoto, S. Yoshimatsu, S. Matsuoka, A. Yuasa, K. Makino, Y. Hori, S. Nagata, K. Nagasaki, M. Yamaguchi and T. Honjo (1996): First record of a bloom of *Thalassiosira diporocyclus* in the Eastern Seto Inland Sea. Fish. Sci., 62, 878-882.
- 宮原一隆・氏 良介・山田東也・松井芳房・西川哲也・鬼塚剛 (2005) : 2003年9月に日本海山陰沿岸海域で発生した *Cochlodinium polykrikoides* Margalef 赤潮. 日本プランクトン学会報, 52, 11-18.
- 宮村和良・田村勇司 (2006) : 漁場監視強化対策事業. 有害プランクトン生理・生態研究. 大分県海水研事業報告, 平成16年度, 140-144.
- 村上彰男 (1976) : 赤潮と富栄養化. 公害対策技術同友会. 東京, pp.207.
- 村上彰男 (1980) : 概論. 「瀬戸内海の赤潮ハンドブック」(瀬戸内海水産開発協議会編). 神戸, 32pp.
- Moreira González, A. R. (2010): Dinoflagellate blooms in eutrophic zones of Bahía de Cienfuegos, Cuba. Harmful Algae News, 41, 10-11.
- Nagai, K., Y. Matsuyama, T. Uchida, M. Yamaguchi, M. Ishimura, A. Nishimura, S. Akamatsu and T. Honjo (1996): Toxicity and LD50 levels of the red tide dinoflagellate *Heterocapsa circularisquama* on juvenile pearl oysters. Aquaculture, 144, 149-154.
- Nagai, S., Y. Hori, K. Miyahara, T. Manabe and I. Imai (1996): Population dynamics of *Coscinodiscus wailesii* Gran (Bacillariophyceae) in Harima-Nada, Seto Inland Sea, Japan, pp.239-242. In Harmful and Toxic Algal Blooms (eds. by Yasumoto, T., Y. Oshima and Y. Fukuyo). IOC of UNESCO, Paris.
- Nagai, S., S. Itakura, Y. Matsuyama and Y. Kotani (2003): Encystment under laboratory conditions of the toxic dinoflagellate *Alexandrium tamiyavanichii* (Dinophyceae) isolated from the Seto Inland Sea, Japan. Phycologia, 42, 646-653.
- 長井 敏・小谷祐一・板倉 茂 (2008) : 熱帯性の有毒プランクトンの新たな出現と貝類の毒化問題. 日本水産学会誌, 74, 880-883.
- Nagai, S., C. Lian, M. Hamaguchi, Y. Matsuyama, S. Itakura and T. Hogetsu (2004): Development of microsatellite markers in the toxic dinoflagellate *Alexandrium tamarense* (Dinophyceae). Mol. Ecol. Note, 4, 83-85.
- Nagai, S., G. Nishitani, S. Sakamoto, T. Sugaya, C.-K. Lee, C.-H. Kim, S. Itakura, and M. Yamaguchi (2009) : Genetic structuring and transfer of marine dinoflagellate *Cochlodinium polykrikoides* in Japanese and Korean coastal waters revealed by microsatellites. Mol. Ecol., 18, 2337-2352.
- 長井 敏・鈴木雅巳・浜口昌巳・松山幸彦・板倉茂・練春蘭・島田宏・加賀新之助・山内洋幸・尊田佳子・西川哲也・金昌勲・宝月岱造 (2005) : 有毒渦鞭毛藻 *Alexandrium tamarense* 個体群のマイクロサテライトマーカーによる多型解析. DNA多型, 13, 130-134.
- Nehring, S. (1998) : Establishment of thermophilic phytoplankton species in the North Sea: biological indicators of climate change? ICES J. Mar. Sci., 55, 818-823.
- 西川哲也 (2011) : 養殖ノリ色落ち原因珪藻 *Eucampia zodiacus* の大量発生機構に関する生理生態学的研究. 兵庫県立農林水産技術総合センター報告, 42, 1-82.
- 西川哲也 (2012) : 4珪藻. 「藻類ハンドブック」(渡邊信編), pp.413-415. エス・ティー・エス, 東京.
- Nishikawa, T., Y. Hori, S. Nagai, K. Miyahara, Y. Nakamura, K. Harada, M. Tanda, T. Manabe and K. Tada (2010): Nutrient and Phytoplankton Dynamics in Harima-Nada, Eastern Seto Inland Sea, Japan During a 35-Year Period from 1973 to 2007. Estuar. Coast., 33, 417-427.
- Nishikawa, T., Y. Hori, K. Tanida and I. Imai (2007): Population dynamics of the harmful diatom *Eucampia zodiacus* Ehrenberg causing bleachings of *Porphyra* thalli in aquaculture in Harima-Nada, the Seto Inland Sea, Japan. Harmful Algae, 6, 763-773.
- Nishikawa, T., K. Tarutani and T. Yamamoto (2009): Nitrate and phosphate uptake kinetics of the harmful diatom *Eucampia zodiacus* Ehrenberg, a causative organism in the bleaching of aquacultured *Porphyra* thalli. Harmful Algae, 8, 513-517.
- Nishikawa, T. and M. Yamaguchi (2006): Effect of temperature on light-limited growth of the harmful diatom *Eucampia zodiacus* Ehrenberg, a causative organism in the discoloration of *Porphyra* thalli. Harmful Algae, 5, 141-147.
- 岡市友利 (1985) : 瀬戸内海の赤潮. 「日本全国沿岸海洋誌」(日本海洋学会沿岸海洋研究部会編), pp.680-69. 東海大学出版. 東京.
- Okaichi, T. 1989. Red tide problems in the Seto Inland Sea, Japan), pp.137-144. In Red tides: Biology, environmental science, and toxicology (eds. By Okaichi, T., D.M. Anderson and T. Nemato). Elsevier, New York.
- 岡市友利 (1996) : 瀬戸内海の赤潮40年. 瀬戸内海, No.7, 8, 22-36.
- 岡市友利 (1997) : 「赤潮の科学第二版」. 恒星社厚生閣. 東京, 337pp.
- Ogata, T., P. Pholpunthin, Y. Fukuyo and M. Kodama (1990): Occurrence of *Alexandrium cohorticula* in Japanese coastal waters. J. Appl. Phycol., 2, 351-356.
- Onitsuka, G., K. Miyahara, N. Hirose, S. Watanabe, H. Semura, R. Hori, T. Nishikawa, K. Miyaji, and M. Yamaguchi (2010): Large-scale transport of *Cochlodinium polykrikoides* blooms by the Tsushima Warm Current in the southwest Sea of Japan. Harmful Algae, 9, 390-397.
- 大山 憲一・吉松 定昭・本田 恵二・安部 享利・藤沢 節茂 (2008) : 2005年2月に播磨灘から備讃瀬戸に至る香川県沿岸域で発生した大型珪藻 *Chaetoceros densus* のブルーム: 発生期の環境特性とノリ養殖への影響. 日本水産学会誌, 74, 660-670.
- Peperzak, L. (2003): Climate change and harmful algal blooms

- in the North Sea. *Acta Oecologica*, 24, S139-S144.
- Reid, P.C., M. Edwards, H.G. Hunt and A.J. Warner (1998): Phytoplankton change in the North Atlantic. *Nature*, 391, 546.
- 坂本節子・山口峰生 (2009) : *Cochlodinium polykrikoides* の増殖特性. *日本プランクトン学会報*, 56, 32-36.
- 代田昭彦 (1990) : 瀬戸内海の汚染. *海の気象*, 35, 72-89.
- Skjelbred, B., T. E. Horsberg, K. E. Tollefsen, T. Andersen and B. Edvardsen (2011): Toxicity of the ichthyotoxic marine flagellate *Pseudochattonella* (Dictyochophyceae, Heterokonta) assessed by six bioassays. *Harmful Algae*, 10, 144-154.
- Smayda, T.J. (1989): Primary production and the global epidemic of phytoplankton blooms in the sea: a linkage?, pp.449-483. In *Novel Phytoplankton Blooms: Causes and Impacts of Recurrent Brown Tides and Other Unusual Blooms* (eds. By Cosper E.M., V.M. Bricej, E.J. Carpenter), Springer-Verlag, Berlin.
- Steidinger, K.A. (1975) : Basic factors influencing red tides, pp.153-162. In *Proceedings of the first international conference on toxic dinoflagellates*. (ed. By LoCicero, V.R.), Mass. Sci. Tech. Found., Wakefield.
- 水産庁瀬戸内海漁業調整事務所 (2000) : 「別冊瀬戸内海の赤潮 - 漁業被害編 - (昭和45年~平成10年)」, 112pp.
- 水産庁瀬戸内海漁業調整事務所 (2011) : 「平成22年瀬戸内海の赤潮」, 67pp.
- 高野秀昭 (1990) : 珪藻綱円心目ピドゥルフィア亜目ピドゥルフィア科 *Eucampia zodiacus* Ehrenberg. 「日本の赤潮生物 - 写真と解説 -」 (福代康夫・高野秀昭・千原光雄・松岡数充編), pp.247-275. 内田老鶴圃. 東京.
- 高辻英之・飯田悦左 (2004) : シャットネラ・オバータ赤潮. 水試だより, 広島県水産試験場, No.215, 1-2.
- Tang, Y.Z. and C.J. Gobler (in press): The toxic dinoflagellate *Cochlodinium polykrikoides* (Dinophyceae) produces resting cysts. *Harmful Algae* (2012), <http://dx.doi.org/10.1016/j.hal.2012.08.001>
- 樽谷賢治 (2007) : 瀬戸内海の環境の30年間の変化 - 水産の環境モニタリング “浅海定点観測調査” のとりまとめ - *日本ベントス学会誌*, 62, 52-56.
- 上真一 (2007) : 瀬戸内海の環境悪化と対策. 「瀬戸内海辞典」 (西元俊典・小沢康甫・橋口環・土肥安紀子編), pp.80-82. 南々社. 広島.
- Uchida, T., S.Toda, Y. Matsuyama, M. Yamaguchi, Y. Kotani and T. Honjo (1999): Interactions between the red tide dinoflagellates *Heterocapsa circularisquama* and *Gymnodinium mikimotoi* in laboratory culture. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 241, 285-299.
- 山口峰生 (2000) : 赤潮原因プランクトンの増殖生理. 月刊海洋「海洋植物プランクトンII - その分類・生理・生態 -」, 号外No.21, 107-115.
- 山口峰生・今井一郎 (1995) : 有害鞭毛藻シャットネラの生理・生態と赤潮発生予知の現状. *資源環境対策*, 31, 173-182.
- Yamaguchi, M. and S. Itakura (1999): Nutrition and growth kinetics in nitrogen- or phosphorus-limited cultures of the noxious red tide dinoflagellate *Gymnodinium mikimotoi*. *Fish. Sci.*, 65, 367-373.
- Yamaguchi, M., S. Itakura, K. Nagasaki and Y. Kotani (2002): Distribution and abundance of resting cysts of the toxic *Alexandrium* spp. in sediments of the western Seto Inland Sea, Japan. *Fish. Sci.*, 68, 1012-1019.
- Yamaguchi M., S. Itakura, K. Nagasaki, Y. Matsuyama, T. Uchida and I. Imai (1997): Effects of temperature and salinity on the growth of the red tide flagellates *Heterocapsa circularisquama* (Dinophyceae) and *Chattonella verruculosa* (Raphidophyceae). *J. Plank. Res.*, 19, 1167-1174.
- Yamaguchi, M., S. Itakura and T. Uchida (2001): Nutrition and growth kinetics in nitrogen- or phosphorus-limited cultures of the 'novel red tide' dinoflagellate *Heterocapsa circularisquama* (Dinophyceae). *Phycologia*, 40, 313-318.
- Yamaguchi, H. K. Mizushima, S. Sakamoto and M. Yamaguchi (2010): Effects of temperature, salinity and irradiance on growth of the novel red tide flagellate *Chattonella ovata* (Raphidophyceae). *Harmful algae*, 9, 398-401.
- 山口峰生・長崎慶三 (2010) : 有害藻類ブルームの発生メカニズムと解決への道. 「水産の21世紀 - 海から開く食料自給」 (田中克, 川合真一郎, 谷口順彦, 坂田泰造編), pp.267-296. 京都大学学術出版会. 京都.
- Yamaguchi, H., S. Sakamoto and M. Yamaguchi (2008): Nutrition and growth kinetics in nitrogen- and phosphorus-limited cultures of the novel red tide flagellate *Chattonella ovata* (Raphidophyceae). *Harmful algae*, 7, 26-32.
- Yamaguchi, M., H. Yamaguchi, G. Nishitani, S. Sakamoto and S. Itakura (2008) : Morphology and germination characteristics of the cysts of *Chattonella ovata* (Raphidophyceae), a novel red tide flagellate in the Seto Inland Sea, Japan. *Harmful algae*, 7, 459-463.
- 山砥稔文・坂口昌生・高木信夫・岩滝光儀・松岡数充 (2005) : 西九州沿岸に分布する有害渦鞭毛藻 *Cochlodinium polykrikoides* Margalef の増殖に及ぼす水温, 塩分および光強度の影響. *日本プランクトン学会報*, 52, 4-10.
- 山本千裕・田中義興 (1990) : 福岡湾で発生した2種類の有害赤潮プランクトンについて. *福岡水試研報*, 16, 43-44.
- Yamochi S. and T. Abe (1984): Mechanisms to initiate a *Heterosigma akashiwo* red tide in Osaka Bay, Japan Part.2 diel vertical migration. *Mar. Biol.*, 83, 255-261.
- 柳哲雄 (2006) : 「里海論」. 恒星社厚生閣. 東京, 102pp.
- 吉松定昭・小野知足 (1986) : 播磨灘南部での赤潮生物および鞭毛藻類の季節的消長. *香川赤潮研報*, No.2, 1-42.
- Yuki, K. and S. Yoshimatsu (1989): Two fish-killing species of *Cochlodinium* from Harima Nada, Seto Inland Sea, Japan, pp.451-454. In *Red Tides: Biology, Environmental Science and Toxicology* (eds. by Okaichi, T., D. M. Anderson and T. Nemoto). Elsevier, New York.
- 結城勝久・吉松定昭 (1990) : 渦鞭毛藻綱ギムノディニウム目ギムノディニウム科 *Cochlodinium polykrikoides* Margalef. 「日本の赤潮生物 - 写真と解説 -」 (福代康夫・高野秀昭・千原光雄・松岡数充編), pp.40-41. 内田老鶴圃. 東京.
- 結城勝久・吉松定昭 (2012) : 屋島湾における渦鞭毛藻 *Alexandrium minutum* Halim と *Alexandrium ostenfeldii* (Paulsen) Balech et Tangen の出現. *香川赤潮研報*, No.8, 1-6.

1. はじめに

土砂や廃棄物などが直接海に投棄されたり、海に生きているものに対して危害をくわえる物質や、海水浴などのレクリエーション中の邪魔になるもの、また海での工事あるいは船舶の航行を阻害するもの、これらが海に入り、入る前の海の環境の様子とが変った状態を「海洋が汚染されている」という。しかし、2011年の東日本大震災による漂流物が北米大陸に流れ着くように、自然災害などで海が汚染されることもあるが、人間がかかわって直接的にも間接的にも海に有害をもたらすものが海に導入され、その海の状況を一般に「海洋汚染」と定義される。

海上保安庁が発行する「海上保安統計年報」によると2010年の1年間に大阪湾を含む瀬戸内海の「海洋汚染発生確認状況」は88件で、このうち72件が「油汚染」である。そして、この72件のうち発生原因として「取り扱い不注意」が26件、「破損」が16件、「海難」によるものが14件、「故意」によるものが8件、原因不明が8件である。またこれらが船舶からもたらされたものが54件、陸から12件、不明が6件ある。この油汚染も1972年には874件だったものが、最近の10年間では毎年その10分の一以下の58~82件で推移している。

2. 水島のタンク破損による原油流出事故

油汚染の大きな事故は1997年11月23日に徳山港沖合で、199総トンのタンカー豊晴丸と外国船と衝突転覆により積荷のC重油が流出する事故があった。しかし、なんといっても1974年12月18日の「水島重油流出事故（水島のタンク破損による原油流出）」は「失敗百選」の重大事故として取り上げられる。

1974年12月18日に瀬戸内海のほぼ中央にある岡山県水島市（現倉敷市）にある三菱石油（現JX日鉱日石エネルギー）水島製油所から重油約80,000キロリットルが瀬戸内海に流出し、瀬戸内海の3

分の一が汚染される大きな事故が発生した。最終的には流出油は鳴門海峡を通り紀伊水道を抜け、事故から1年2カ月経過時点で、瀬戸内海は事故以前の状況に戻ったと推定された。

一時は瀬戸内海全体がこの事故による油汚染のために、死の海になるのではと恐れられたが、汚染状況は沿岸域の生物相の変化は一部に油滴を含むプランクトンや、対岸の四国沿岸の汚染域で多毛類の発生が認められる程度であった。また沖合域の生物相変化では、次の年1975年の高温期であっても赤潮の大発生はなく、残留油に関連する現象も見られなかった。

この流出事故を起こしたタンクは、事故1年前の1973年12月に完成検査を済ませ、1974年3月から使用されていた。にもかかわらず、事故の発生原因は不完全なタンクの基礎工事と、タンクの外側に完成後に取り付けられた直立階段が、重油の流出によりタンクが変形しその屋根が壊れたため倒壊した。この倒れた直立階段がタンク群を取り囲んでいる防油堤を壊し、壊れたところから重油は海に流れ出した。図3-2-1はその時の海上保安庁などの航空機による観測された結果からの瀬戸内海での重油の広がる状況である。1974年12月19日以後備讃瀬戸に流出した重油は主として東に向かい、播磨灘を四国沿いに流れ、鳴門海峡から紀伊水道

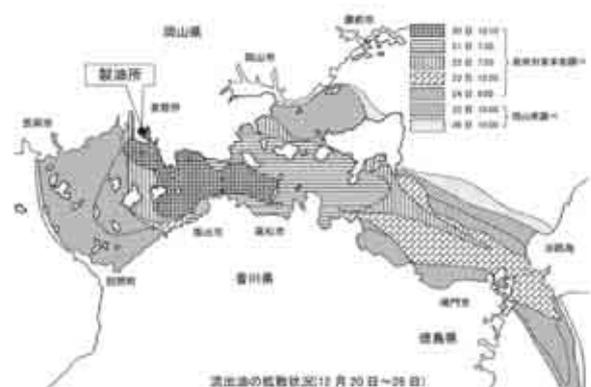


図3-2-1 水島原油流出の様子参考文献

に達している。このうちほぼ東に流れた距離は20日午前までに30km、その後21日から23日昼には60km進み、鳴門海峡を通過している。この間毎日20kmすなわち毎秒23cmで流れていっていることになる。これは毎秒風速10mの風が、この間吹いていたとすると、この風が吹いた距離（風程という）の0.023倍に当たる。この値は、一般に海面近くの表皮流が、風の吹いている方に風速の1～5%である実験結果に当てはまり、この図で示された重油の状況が海上を吹く風により説明できることを意味する。一方、図からは23・24日備讃瀬戸を西に、また小豆島の北側にも広がっている。この両日は西風は弱かったようだが、本誌第2部の第2章で述べられている潮汐残差流によることなどが考えられる。

ところで、事故などで海中に大量に放出された重油は、はじめChocolate Mousseと称される厚い油層となって海上を広がってゆくが、時間の経過とともに薄くなり揮発成分が除かれ、風化作用

を受けたりしてボール状になる（この現象をエマルジョンという）。これを一般にタールボール（Tar ball）という。水島重油流出事故ではタールボールの報告はないが、タールボールは50cm大の大きさになることもある。いずれにしろ海はこのような事故が起きても、エマルジョンにより海水自身の油汚染浄化をする。

3. おわりに

瀬戸内海では、瀬戸内海特有の風と潮汐の働きにより、思ったよりも早く海の汚染が他の海域より早く解消されそうである。このような海の浄化能力を衰えさせないためにも、人は海を大切に付きあってもらいたいものである。

参考文献

海上保安庁：海上保安統計年報

赤塚広隆、小林英男：水島のタンク破損による重油流出。失敗知識データベース-失敗百選(インターネットによる)

第3章 台風と高潮

中田 隆一

1. はじめに

台風には色々な顔色（特徴）がある（表3-3-1）。台風の規模、通過コース、速度、風速の強弱、雨量の多寡などで、これらが瀬戸内海を囲む特有の複雑地形の影響によって変形される。その結果、暴風や豪雨、高潮などの気象災害は瀬戸内の地域によって大きく異なる。このため台風固有の特徴を把握し、地形の影響を考慮して局地的なきめの細かい防災情報の提供が必要となる。

ここでは、主に瀬戸内に様々な被害や特徴的な影響を及ぼした台風を紹介する。

2. 昭和の三大台風とジェーン台風

図3-3-1は、昭和の三大台風と言われる室戸台風（昭和9年）、枕崎台風（昭和20年）、伊勢湾台風（昭和34年）の経路図である。この3個の台風

は、それぞれ死者3,000名以上の甚大な被害をもたらしている。

(1) 室戸台風

室戸台風は、1934年（昭和9年）9月21日05時、高知県室戸岬付近に上陸（911.6hPa）。瀬戸内海を北上して大阪と神戸の間に再上陸し、同日西日本を中心に大被害をもたらした。大阪市では最大瞬間風速 560ms^{-1} 以上の暴風が吹いたため、海水の吹き寄せ効果が顕著となり、最高潮位T.P上3.2m（大阪港）の高潮が発生した。大阪府の死者行方不明者は1,888名、兵庫県で261名など、特に暴風で小中学校の木造校舎が倒壊したため児童生徒の犠牲者が多く出た。台風経路から西に130km離れた岡山県では大水害となり、死者行方不明者151名、浸水60,324戸におよんだ。余りにも強い

暴風で有線通信が壊滅したため、台風情報が行き渡らなかったことも甚大な被害につながった。

(2) 枕崎台風

枕崎台風は、1945年（昭和20年）9月17日14時35分ころ九州の枕崎付近に上陸（図3-3-2）。上陸時の枕崎の中心気圧916.1hPa、最大瞬間風速ESE62.7ms⁻¹。北上して大分から伊予灘を抜け、山口と広島県境を通過した後、松江付近から日本海に抜けた。

表3-3-1 台風の色

- ・大きさ、強さの異なるもの
- ・西・東・南・北側を通過するもの
- ・暴風で風害をもたらすもの
- ・予想より風の弱いもの
- ・高潮被害をもたらすもの
- ・豪雨災害(台風+前線)をもたらすもの
- ・雨少なく塩風害をもたらすもの
- ・速足(自動車)・遅足(自転車)
- ・竜巻やダウンバーストをもたらすもの

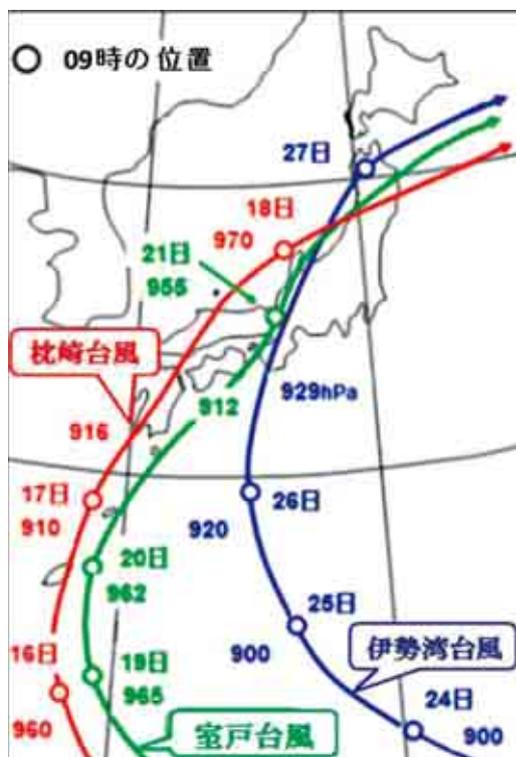


図3-3-1 昭和の三大台風(伊勢湾台風:死者5,098、枕崎台風:死者3,756、室戸台風:死者3,036)

表3-3-2 枕崎台風の県別死者・行方不明者

広島	2012人(全国の64%)
山口	199人
愛媛	182人
岡山	127人
(大阪管区気象台解説資料第5号)	

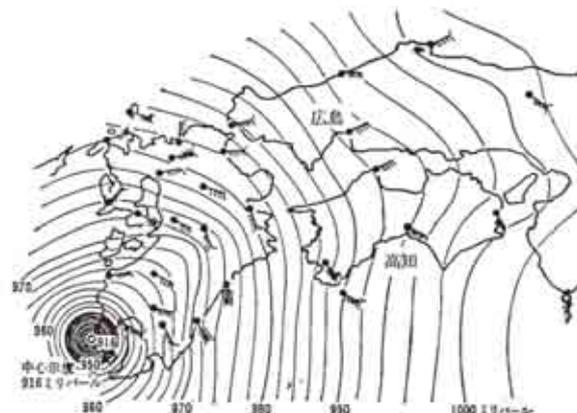


図3-3-2 枕崎台風上陸時頃の天気図

台風が広島市内の西15km付近を通過したため、暴風や山崩れ、土石流、洪水、堤防の決壊、浸水が続出、広島市周辺（特に呉市）の被害が最も多くなった。特に広島は8月6日の原爆で壊滅的な被害を受けた後、1ヶ月余のため、通信系統も完全に破壊され、台風の暴風・大雨警報が十分に市民・県民に届かなかったことも、台風による被害拡大につながった。広島市の最低気圧961.7hPa、最大瞬間風速N45.3ms⁻¹、総降水量191.7mmであった。瀬戸内隣接県の主な死者・行方不明者は表3-3-2のようになる。また、原爆が放出した放射性物質を枕崎台風の大雨が市内の除染に寄与したとも言われている。

一方、瀬戸内東部の神戸では、最大風速SSW27.4ms⁻¹。兵庫県では建物被害も2,394棟と多く、死者不明者は19名、大阪府では3名であった。大阪府では南風の吹き寄せ効果などで高潮による大きな災害も発生した。

(3) 伊勢湾台風

伊勢湾台風は、1959年(昭和34年)9月26日18時過ぎ、和歌山県潮岬の西15km付近に上陸

(929hPa)。時速70kmで紀伊半島から中部地方を経て、日本海に進んだ。

伊勢湾台風の暴風半径は300kmもある暴風域の広い超大型台風のため、全国的に最大風速 20ms^{-1} 以上を観測。低い気圧の吸い上げ効果、南寄りの暴風による吹き寄せ効果で、名古屋港ではT.P上3.89m水面が盛り上がり甚大な高潮による被害が伊勢湾周辺に広がった。台風の移動速度が速いため風速はあまり弱まらず、高潮災害を大きくした。

一方、超大型台風のため、瀬戸内西部の広島最大風速は $N26.1\text{ms}^{-1}$ と強く、岡山県で死者4名、広島県・愛媛県の死者不明者各2名となり、被害は西にも拡大した。大阪府は死者1名、最大風速 $NNE19.9\text{ms}^{-1}$ で大阪湾では南西方向への離岸風となるため、吹き寄せ効果がなく、高潮災害は発生しなかった。

(4) ジェーン台風

1950年(昭和25年)9月3日10時ころに徳島県日和佐町付近に上陸した台風は、淡路島を通過し、12時過ぎ神戸市垂水区付近に再上陸、速度を上げて北上し、13時半ころ京都府舞鶴市付近から日本海に進んだ。中心付近で非常に風が強く、和歌山県北部の和歌山で最大風速 $SSW36.5\text{ms}^{-1}$ (最大瞬間風速 47.2ms^{-1})前後の暴風となったほか、四国東部から東海地方で最大風速が 30ms^{-1} 前後の暴風となった。台風に伴う暴風による吹き寄せで、大阪湾や北陸地方の沿岸で高潮が発生し、特に大阪湾では、2.4mもの高潮が発生した。大阪の臨海低地の浸水は、ジェーン台風より勢力が強かった室戸台風時を上回っているが、これは、昭和初期から始まった工業化に伴う地盤沈下が、戦争中の軍需物資の増産の影響で加速したからである。ジェーン台風による全国の被害は、死者・行方不明者539名、住家の全半壊12万棟、浸水家屋は約40万棟であった。

3. 近年に瀬戸内海を襲った台風

昭和の三大台風やジェーン台風など、死者

1,000人以上という大きな人的被害を伴った台風は、1960年以降発生していない。これは、防災情報の精度向上・充実と防災対策が進んだためと言われているが、台風被害がなくなったわけではない。

(1) 2008年台風13号

図3-3-3は、2008年台風13号の経路図と中心気圧である。台風がフィリピン付近から北上した後、台湾付近で勢力を弱め東に転じ、日本の南岸を東進しているが、西日本の南岸で再発達が見られる。再発達した理由を確かめるとともに、台風の雨雲

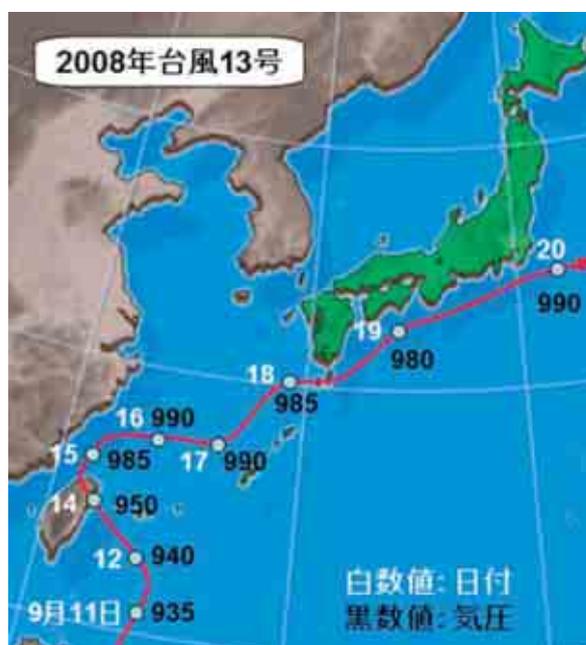


図3-3-3 台風13号の経路図と中心気圧

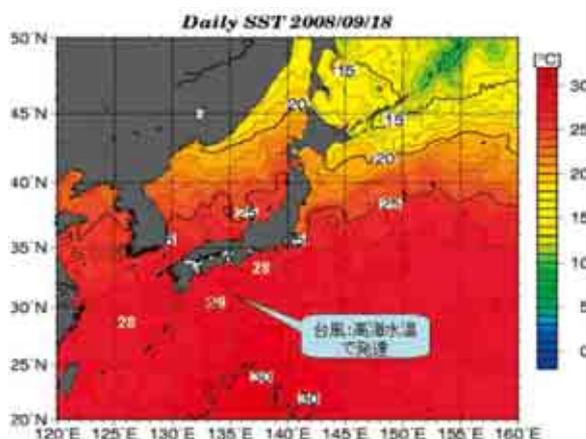


図3-3-4 日本近海日別海面海水温図(気象庁)

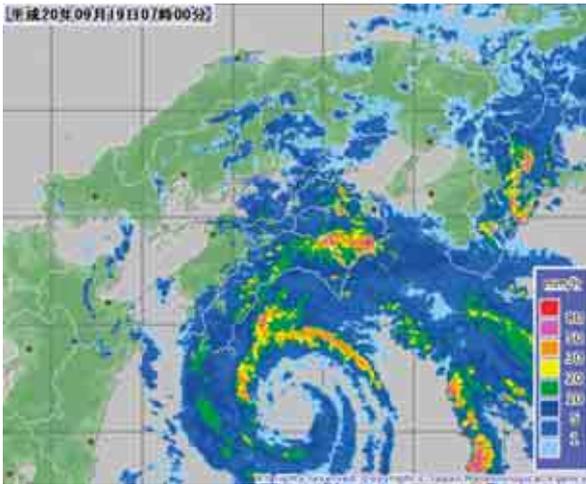


図3-3-5 台風13号の雨雲2008年9月19日07時(気象庁)



図3-3-6 2007年7月台風4号の経路図

を四国がブロックする様子を見る。

図3-3-4は、気象庁の日別海面海水温度図（2008年9月18日）である。これによると、四国沖など日本の南岸の海水温度は28～29℃と高く、台風の再発達に必要な水蒸気の十分な供給源になっている。近年、日本南岸の海水温度も高分布を示すことが多くなり、台風が北上しても衰えず勢力の強い状態で上陸する恐れが強まっている。

図3-3-5は、レーダーによる台風13号の雨雲であるが、四国沖で再発達して綺麗な渦巻きとなっている。南東からの強い雨雲は四国や紀伊半島の山地にブロックされ、瀬戸内への影響が小さくなっている。降水量は南東斜面で多くなるが、豪雨災害になるかは台風の移動速度が関係する。この台風は比較的遅く進んだため、紀伊半島の尾鷲で

は700mm超の雨量を観測したが、広島雨量は2mm、最大瞬間風速はNNE10.9ms⁻¹と軽微であった。その他の地点では、室戸岬で最大瞬間風速NE21.5ms⁻¹、神戸N16.5ms⁻¹である。

(2) 2007年台風4号

図3-3-6は、九州南部に上陸後、四国南岸を東進した台風4号の経路図である。大型で非常に強い台風4号は、14日14時ころ鹿児島県大隈半島に上陸。最大瞬間風速は、宮崎県日南市油津でSSW55.9ms⁻¹、総雨量：宮崎県西都市で557mmの大雨となった。台風の最大瞬間風速は、岡山ESE27.4ms⁻¹、広島NNW21.4ms⁻¹、松山NNE19.1ms⁻¹と瀬戸内ではそれほど強くない。台風が九州に上陸しても大型で強いため、瀬戸内の気象官署では、暴風や大雨警報などの準備をし、最大限の警戒をして待ち受けるが、台風が四国南岸コースを進む時には、意外と瀬戸内では、予想したほど風雨が強まらない特徴がある。

図3-3-7は、14日10時30分の台風4号の雨雲である。雨雲はほとんど台風の東半分偏っており、九州や四国の南東斜面に強い雨を降らしている。降水量は宮崎県では500mm超、高知、徳島では600mm超であったが、瀬戸内の広島は20.5mmと少なく、岡山、高松では55mm程度と一桁小さくなっている。

台風が四国南岸を東寄りに通過する場合、広戸風や六甲おろしのような局地風を除き、瀬戸内側は地形の影響で風雨とも弱められる特徴がある。また、広島では台風の最接近時より、接近中で日向灘付近を通過中に最大瞬間風速が出やすい傾向がある。

(3) 2007年台風5号

図3-3-8は、2007年8月2日21時の台風5号の雨雲である。台風は強い勢力で宮崎県に上陸した後、21時には大分県を北上している。この台風の特徴は、北西側に主な雨雲を伴っていることである。台風の強い南東風は四国山地でブロックされてそこに大雨を降らしているが、瀬戸内側はほと

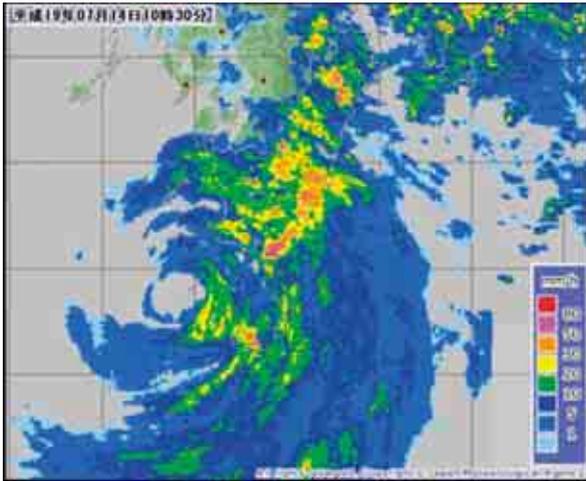


図3-3-7 2007年7月14日10時30分の雨雲(気象庁)



図3-3-8 2007年8月2日21時の雨雲(気象庁)

んどオープン域となっている。降水量は大分で157.5mm、松山15.0mm、広島17.5mmと台風の東側の瀬戸内の降水量は台風の中心付近に比べ桁少なくなっている。最大瞬間風速は台風に近い松山(ESE 24.8ms^{-1})、広島(S 25.0ms^{-1})に比べ、岡山(ESE 27.7ms^{-1})の方が強く吹いた。これは。岡山は播磨灘からの東よりの風が備讃瀬戸付近の地形の影響で収束するためである。

(4) 1991年台風19号

図3-3-9は、台風19号の経路図である。9月27日16時過ぎ、中心気圧940hPaと非常に強い勢力で長崎県佐世保市付近に上陸。九州北部から山口県西端を通り加速、猛スピードで日本海を北東に

進んだ。台風の勢力が衰える間もなく進んだため、九州・中国・東北地方の日本各地で記録的な暴風(青森市で最大瞬間風速SW 53.9ms^{-1} 、リングに甚大被害)が吹き荒れ、各地に大きな被害をもたらした。台風が日本海沿岸を進む時、瀬戸内海に暴風が吹いたが、特に豊後水道や紀伊水道から地形の影響で収束した風が吹いた広島・山口、和歌山・徳島では、さらに強い暴風となった(表3-3-3)。暴風と高潮災害は、台風の接近時は南寄りの風で、主に瀬戸内海の北岸に、通過後は北寄りの風で南岸の松山市などに発生した。台風の通過数日後に塩害による大規模停電も発生した。

早足台風が通過すると雨の降る時間が短く、暴風が海水気泡のはじけた飛沫を樹木や送電設備に吹き付けるからである。送電線では、台風通過後に小雨が降ったりすると、碍子などに付着した塩分が融け通電を起こしてショートし、大停電を誘

表3-3-3 各地の最大瞬間風速

広島	:S	58.9 ms^{-1}
山口	:SE	53.1
大分	:SSE	38.3
松山	:S	35.8
岡山	:SW	39.4
高松	:WSW	30.4
和歌山	:SSE	42.0
徳島	:SSE	39.7
大阪	:SSW	33.1
神戸	:SSW	31.8

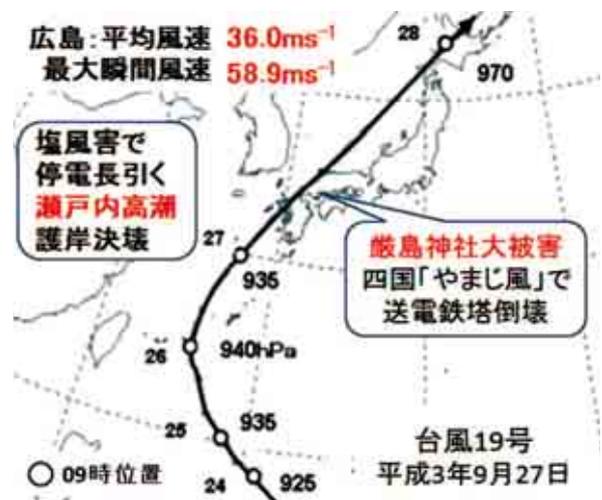


図3-3-9 台風19号の経路図(1991年9月27日)

発する。また、このときは、暴風で傷んだ木の葉に塩分が浸透するため、一週間過ぎた頃から葉が黄ばんでくる。

(5) 2004年台風16号 (高潮被害大)

図3-3-10は、2004年台風16号の経路図である。8月に発生して図のようなコースを進み、日本各地、特に瀬戸内海を中心に大規模な高潮被害をもたらした(写真3-3-1)。台風上陸、接近に伴い各地で暴風となり、30日夜には、大潮期間の満潮が重なり、高潮災害が発生し、高松港、宇野港などでは観測開始以来最も高い潮位を観測した(図3-3-11)。

台風の通過に伴う気圧低下による吸い上げ効果に加えて、強風による吹き寄せ効果によって生じ



写真3-3-1

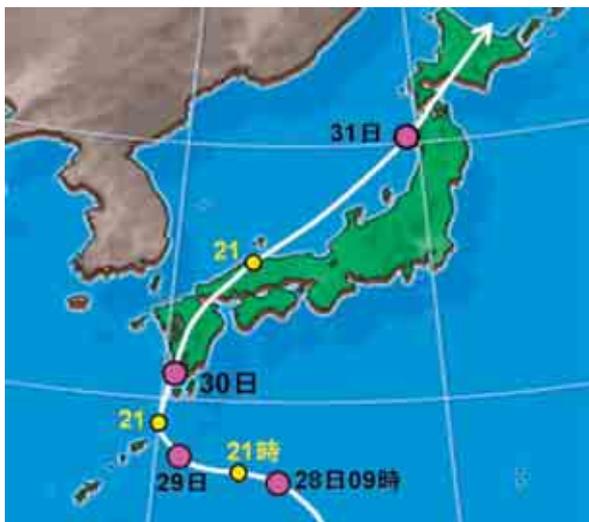


図3-3-10 2004年台風16号の経路図

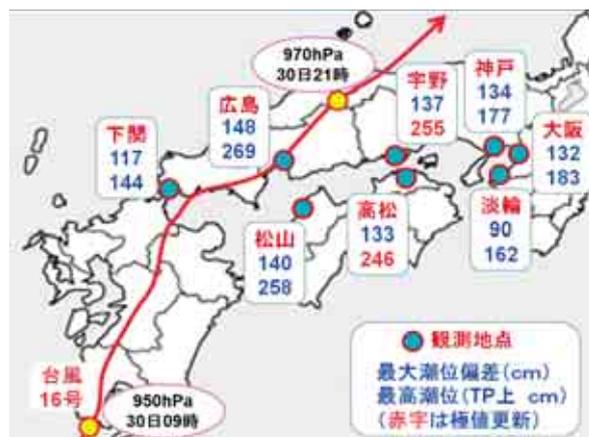


図3-3-11 台風16号の経路と瀬戸内海の潮位(中田)

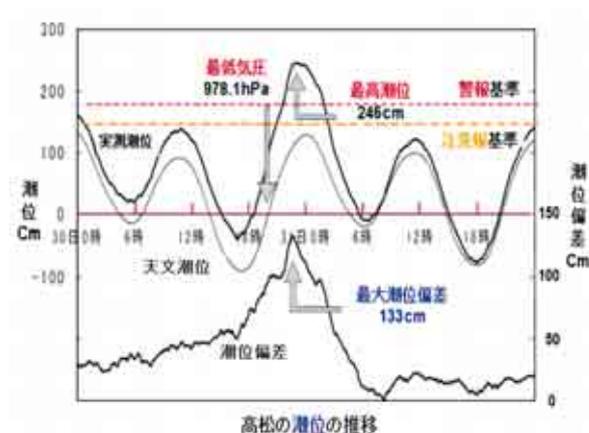


図3-3-12 高松検潮所の台風16号通過時の潮位変化(気象庁)

たものである。瀬戸内海中央部では、台風の南寄りの暴風で吹き寄せられ、豊後水道から大量の海水が送りこまれて潮位偏差を増大させた。高松港では従来の最高潮位1.94mを上回る観測史上最高の2.46mを記録し、対岸の宇野港でも、観測史上最高の潮位に達した。

図3-3-12は、台風16号通過時における高松検潮所の潮位変化である。8月30日夜の天文潮位の満潮時刻は23時59分で、最大潮位偏差の発生時刻に近くなっている。

高潮とは別に、愛媛県の大洲市では、1979年以降の観測史上最高の日雨量179mmを記録し、上流の大雨で肱川が増水・氾濫し、30日の夜には川沿い一帯が泥の湖と化した。

瀬戸内に影響した台風についてその特徴を幾つか紹介したが、特出すべき台風に1961年(昭和36

年) 9月16日の第2室戸台風がある。前述の室戸台風とはほぼ同じコースで室戸岬に上陸。北上して大阪湾を通過、西宮市と尼崎市の間に再上陸、室戸岬で最大瞬間風速 84.5ms^{-1} 以上(風速計が壊れ測定不能)、最大風速 66.7ms^{-1} 。雨の被害は比較的少なかったが、暴風と高潮による被害が甚大であった。しかし、台風の規模、経路が似ていても、被害の様相は大きく異なっている。都市構造や居住条件の違いによって災害の様相は異なるものであるが、第二室戸台風の死者・行方不明者数が室戸台風の7%に減少したのをはじめ、全壊家屋、流失家屋といった人的災害や深刻な物的被害の減少が、負傷者、半壊、浸水という被害の減少に比べて著しいという特徴がある。当時は、報道機関・自治体・気象庁その他関係機関の努力により、防災対策が室戸台風時に比べ格段に進歩したためと言われたが、今では、第二室戸台風の被害も大災害で、さらなる防災対策が必要ということになる。

4. おわりに

この章では、瀬戸内海地方に影響する台風について、それぞれの特徴を述べた。過去には戦前・戦後の混乱期において猛烈な台風襲われ、数千人規模の死者・行方不明者、家屋の倒壊、浸水、田畑の流失など膨大な被害をこうむった。暴風に対して脆弱な建築物、高潮に対して不十分な港湾施設、また、戦争で寸断された通信施設など、インフラが不十分であったこともあり、多大の生命と財産が失われてしまった。このような過去の台風被害の教訓をもとに、台風被害を軽減させることが急務となっている。

近年はインフラの整備も進んでおり、気象庁の台風情報もスーパーコンピュータの導入で、以前に比べ飛躍的に精度が向上している。このため台風が襲来する前から台風の規模や強さ、位置情報、雨雲の分布、進路予想が伝えられることにより、前もって防災対策が取られ、人的被害などが大幅に軽減されている。

しかし、瀬戸内海地方のように地理的条件など

コラム

高潮の要因

台風が接近すると、気圧低下による吸い上げ効果で海面が上昇し、暴風の吹き寄せと高波が加わり、さらに満潮時刻が重なると高潮災害が発生する(図3-3-13)。

気圧が 1hPa 低下すると海面は吸い上げ効果で 1cm 上昇すると言われている。大気圧は水面付近で約 $1,000\text{hPa}$ 、水深 $10\text{m} \equiv$ 大気圧、水深 $10\text{m} = 1,000\text{cm}$ 。よって $1,000\text{hPa} = 1,000\text{cm}$ と1対1に対応。ゆえに $1\text{hPa} = 1\text{cm}$ として覚えると良い(図3-3-14)。ちなみに山では 10m 登る毎に気圧が 1hPa 下がる。

夏から秋は海水温度が高く海水は膨張するため水位が高くなる。平均気圧は冬に比べ、夏は約 13hPa 低くなるため水位が高まる。更に黒潮流軸が四国南岸に接近すると圧流で瀬戸内海の水位が高まり、黒潮流軸に対向する東寄りの風が連吹する気圧配置が続くと水位が高まる。これらの要因が幾つか重なると高潮災害がより顕著になる。

コラム

一休み♪瀬戸内海

瀬戸内海には、図3-3-15のような船頭小唄がある。

で、台風の影響が大きく異なることがあるため、台風による局地的な現象を十分把握しておくことが防災上重要である。

参考文献

饒村 曜 (1993) : 続・台風物語, (財)日本気象協会.
 宮澤清治 (2008) : 台風・気象災害全史, 日外アソシエーツ.
 我が国の災害誌 (1965) : 枕崎台風, 社団法人全国防災協会.

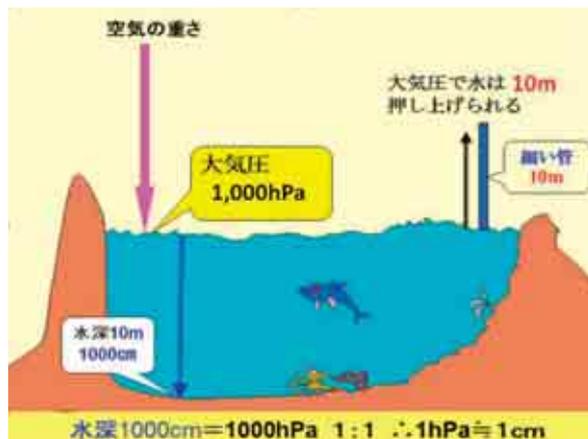


図3-3-14 気圧と水深(水圧)関係のイメージ(中田)

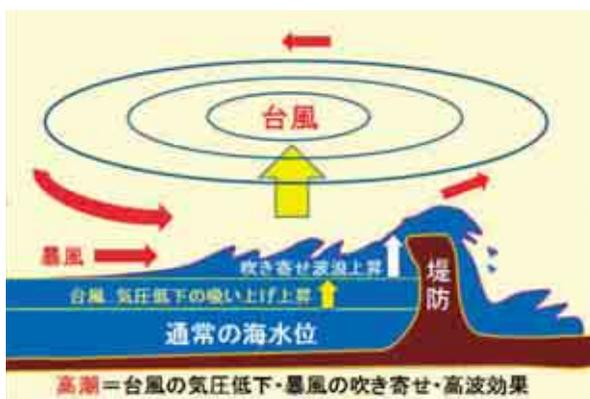


図3-3-13 台風による高潮発生の様式図(中田)



図3-3-15 帆船時代の瀬戸内海 船頭小唄(中田)

第4章 地震・津波

岡田 正実

1. はじめに

西南日本では、海のプレート（フィリピン海プレート）が年間数cmの速さで北西へ進行し、陸のプレート（ユーラシアプレート）の下へ潜り込んでいる。瀬戸内海とその周辺に被害をもたらす地震は、直下型地震、南海トラフ沿いの海溝型大地震、やや深いプレート境界付近の地震などがある。兵庫県南部地震（1995）は典型的な直下型地震で、地震の規模はマグニチュード（M）7.3であったが、震源が浅いために、激しい揺れで甚大な被害が生じた。駿河湾から御前崎沖、潮岬沖を経て四国の沖合に達する南海トラフ（細長い海底盆地）沿いでは、プレート境界でM8前後の大規

模地震が100年～150年ごとに発生する。潮岬付近から西を震源とする南海地震は、瀬戸内海地域からの距離が近く、影響が大きい。瀬戸内海周辺では、プレート境界が深くなり、大規模な地震は発生していない。しかし、プレート境界付近では芸予地震（2001）のようにM7程度の地震がときどき発生し、被害が生じることがある。

瀬戸内海に影響を及ぼす津波には、直下型地震、南海トラフ沿いの大規模地震に伴う津波、はるか遠くで発生した巨大津波〔例えば、東北地方太平洋沖地震津波（2011）〕などがある。太平洋から進入してくる津波は、紀淡海峡（友が島水道）と豊予海峡（速吸瀬戸）が狭いために、それ以北で

は外洋より比較的小さい。しかし、大阪湾や別府湾では、湾内での共振現象のために、長周期成分が増幅し、湾奥でかなり大きくなることもある。宝永地震（1707）及び安政南海地震（1854）では、津波によって大阪市付近で多数の犠牲者があったことが記録されている。兵庫県南部地震（1995）でも津波が観測された。

なお、各県の地震活動の説明は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）の報告書または推進本部のホームページで見ることができる。地震・津波の被害をまとめた本には、宇佐美（2003）、北原・他（2012）、渡辺（1998）などがある。

2. 阪神・淡路大震災

1995年1月17日未明に阪神地域及び淡路島では非常に激しい地震に襲われ、多数の建物が倒壊し、大規模な火災が発生した。「平成7年（1995年）兵庫県南部地震」の発生である。避難住民は一時約30万人にも達し、厳寒の下で不便な生活を強いられた。耐震構造物と見られていた高速道路や新幹線も倒壊・落下し、港湾施設も大きな損傷を受け、神戸港はその機能をほとんど停止した。電車等も長期にわたり使用できなくなるなど、ライフラインが大規模に止まった。死者・行方不明が6,437人にも達し（消防庁、2006）、近畿地方では最大級の地震災害で、国内では関東大震災以来の大惨事となった。政府は同年2月14日にこの震災の名称を「阪神・淡路大震災」と決定した。

震源要素（気象庁、1997）は

発震時：1995年1月17日 5時46分51.8秒

震央：北緯34度35.7分、東経135度02.3分

深さ：16km、マグニチュード（M）：7.2

となっており、震央は明石海峡付近である。なお、マグニチュードは2001年4月に7.3に変更されており、この章ではM7.3とする。

地震波や地殻変動の解析から、地下の地震断層は淡路島から神戸市にかけての長さ数10kmと推定されている〔例えば、Kikuchi and Kanamori（1996）〕。淡路島側の断層（野島断層）では破壊が地表面まで達したが、神戸側は地下で止まり、

断層は地表に表れなかった。北淡震災記念公園の野島断層保存館では、北西側に対し、南東側の土地が隆起し、南西へ動いたことを示す断層を見ることができる。

神戸海洋気象台と洲本測候所では震度6が観測され、淡路島及び阪神間の海岸寄り地域では「建物の倒壊率が30%以上」となる震度7の区域が気象庁によって確認された（図3-4-1）。これは福井地震（1949）後に震度7（激震）が制定されて以来、初めてのことであった。激しい揺れが生じた大きな要因として、規模（M7.3）が大きく、かつ震源が浅く直下であったことが挙げられる。震度7の区域は、基本的に地震断層に近い場所であるが、神戸市灘区から東では地震断層から多少南にずれている。地盤強度（地震波速度）が一樣でないために、屈折、反射波及び変換波などのエネルギーがやや軟弱なこの地域に集中したためと考えられている（川瀬、2001）。

消防庁（2006年5月19日）が集計した被害は表3-4-1の通りである。犠牲者の大部分が住宅関連の死者、すなわち家具の転倒や住宅の倒壊による圧死、窒息死、または火災による焼死と見られている（宇佐美、2003）。長田区、灘区、東灘区で

表3-4-1 阪神・淡路大震災の被害（消防庁、2006）。

項目	数量	項目	数量	計
死者	6,434人	行方不明	3人	6,437人
重傷者	10,683人	軽傷者	33,109人	43,792人
全壊住家	104,906棟（186,175世帯）			
半壊住家	144,274棟（274,182世帯）			
一部損壊住家	390,506棟	非住家被害	42,496棟	
道路被害	7,245箇所	橋梁被害	330箇所	
崖崩れ	347箇所			
水道断水	約130万戸	ガス停止	約86万戸	
停電	約260万戸	電話不通	約30万回線	
全焼火災	7,036棟	半焼火災	96棟	



図3-4-1 震度7の分布（神戸海洋気象台提供）



図3-4-2 神戸海洋気象台から見た地震直後の夜景



図3-4-3 神戸港の被害写真(神戸海洋気象台提供)

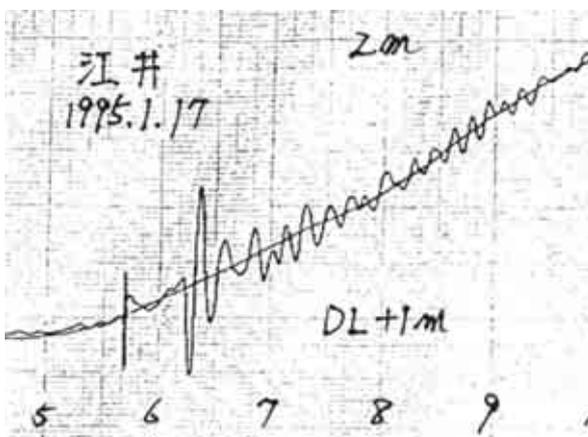


図3-4-4 江井港で観測された津波(兵庫県港湾課提供)

大火が発生し、多数の家屋が焼失した。大きな要因は、道路状況の悪化、電話回線および水道の不通などで消火機能が大幅に低下し、延焼を防ぐことができなかったためである。図3-4-2は、地震直後に神戸海洋気象台で撮影したもので、傾いた

百葉箱の後ろに、長田区で始まったばかりの火災の炎が2ヶ所に見える。

神戸港は、全国のコンテナ貨物の約30%を扱うなど、海上輸送の重要拠点であったが、地震時に大規模な液状化がいたるところで発生した。岸壁が海側へ移動・傾斜し、背後地盤が沈下してほとんど使用できなくなった(図3-4-3)。コンテナ埠頭ではクレーンが損傷し、港湾荷役ができなくなり、港湾機能が大幅に低下し、大阪港などで代行された。唯一無事であった耐震強化岸壁と、被害が軽微で応急復旧した岸壁を使用して、被災者及び救援物資の輸送が行われた(運輸省、1999)。神戸港全体が復旧したのは2年後の1997年3月であった。

最初に求めた緊急震源の震央が淡路島の中に位置していたため、大阪管区気象台は「津波ナシ」との津波予報を発表した。しかし、その後の調査で小津波が播磨灘および大阪湾沿岸の検潮所で観測されていることが確認された。最も大きかったのは淡路島西岸の江井で、図3-4-4の谷から山までは68cmである。江井で大きくなった理由として、明石海峡付近で発生した津波が、海岸沿いの浅い部分を余り減衰することなく進行してきたためと考えられる(Abe and Okada, 1996)。

3. 東日本大震災と巨大津波

2012年3月11日14時46分に東北沖で発生した「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」は、モーメントマグニチュード(Mw) 9.0という国内で史上最大級の地震であった。この地震に伴う津波(以下「東北沖津波」と記す)も国内の史上最大級であり、広範囲に及ぶ激甚災害(東日本大震災)をもたらした。警察庁(2012年11月7日)によると、犠牲者は18,641人(死者15,873人、行方不明者2,768)に達し、そのほとんどが津波による水死、圧死、損傷死によるものと見られている(共同ニュース、2011.4.19)。また、福島第一原子力発電所の爆発事故による放射能汚染は、福島県を中心に各地で深刻な状況を引き起こしている。

東北3県(岩手、宮城、福島)における津波の

高さは、一部の地域を除き10m以上となり、三陸沿岸の大部分では20mを超え、高いところでは40m近くまで達した(図3-4-5)。仙台平野は平坦な地形であり、大津波が海岸から何キロメートルも侵入し、多くの建物が破壊され、多数の犠牲者

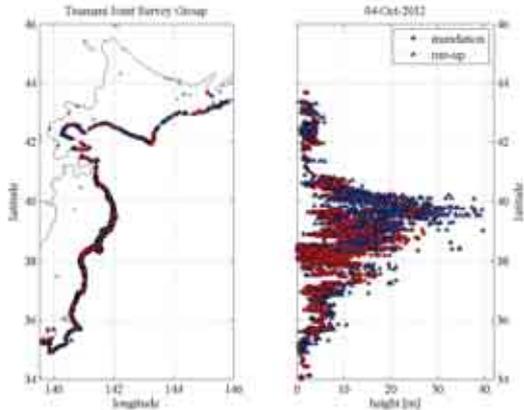


図3-4-5 東北沖津波の高さ分布(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ、2012)(赤:浸水域内での津波痕跡または目撃された津波の高さ、青:浸水域境界での津波痕跡または目撃された津波の高さ。)

があった。仙台平野の一部では、大きな被害があったにもかかわらず、痕跡から求めた津波の高さが意外と低い地点がかなりある。このような地域では海岸における高さはもっと高かった場合が相当含まれていると考えられる。ここに示された「津波の高さ」は、基本的に平常潮位からの高さであり、津波による潮位上昇量を表す。

海洋中を伝播する津波のエネルギーは、半分が海面の上下変位に伴う位置エネルギーであり、残りは海水の運動に伴う運動エネルギーである。陸上へ遡上すると、地面での摩擦などで運動エネルギーを失うが、後続部分の位置エネルギーが運動エネルギーに変化し、前進を続ける。リアス式海岸など、急傾斜した地形では、海岸線における津波の高さより、全運動エネルギーが位置エネルギーに転換する浸水域の先端部、特に谷筋の奥で最も高くなることが多い。一方、平野部など、緩やかな地形のところでは、海岸線付近で最も高く、陸上でのエネルギー喪失のために、内陸に行くほどピークの高さは低くなることもある。

瀬戸内海周辺では、地震・津波による大きな被害は報告されていないが、各地の検潮所で東北沖津波が記録された。気象庁及び海上保安庁所管の検潮所(験潮所)で観測された津波波形を図

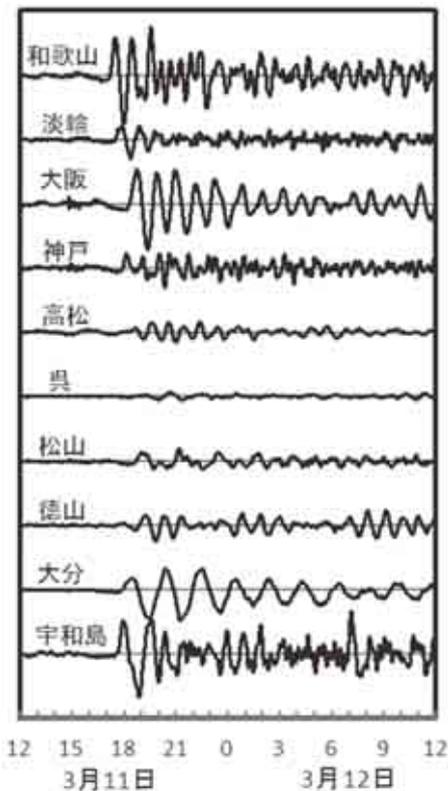


図3-4-6 瀬戸内海域における東北沖津波の検潮記録(各記録は高さ1m分ずらして表示。)

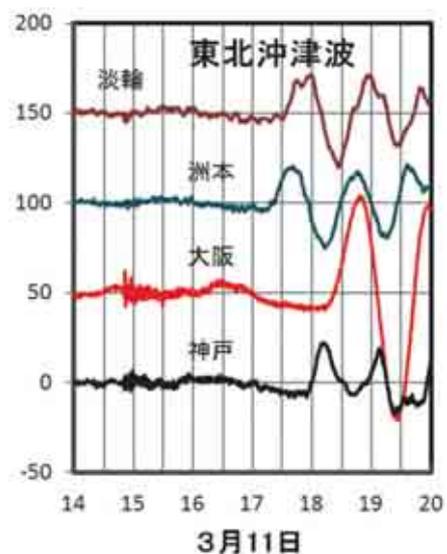


図3-4-7 大阪湾における東北沖津波の検潮記録(各記録は高さ50cm分ずらして表示。)

3-4-6に示すが、潮汐に伴う水位変動は除いてある。図3-4-7は大阪湾における観測記録の初めの部分を拡大したものである。

最初に紀伊水道に到達した津波は、紀伊水道から紀淡海峡を通過して大阪湾に進入する。紀淡海峡

の断面積が大阪湾の面積の4千分の1程度と狭いため、周期が短い成分ほど減衰する。淡輪の振幅は和歌山の半分程度になっており、対岸に位置する小松島と洲本の比較でも同様な減衰を示す。大阪湾内では、共振現象と地形効果（水深が浅く

コラム

地震のマグニチュード

東北地方太平洋沖地震の際に、気象庁は地震のマグニチュード(M)を3度変更した。地震直後のM7.9と、1時間あまり後のM8.4は気象庁マグニチュード(M_jと略す。)であり、3時間近くあとに出されたM8.8と2日後のM9.0はモーメントマグニチュード(M_w)である。マグニチュードの相違を無視すると解釈を誤ったり、混乱を招く恐れがある。

震度は地面の揺れ(地震動)の強さであるが、マグニチュードは地震そのものの大きさを表す値である。1935年に最初のものが提案され、その後いろいろな方式が提案された。国際的には実体波マグニチュードm_bと表面波マグニチュードM_sがよく使用されたが、今ではM_wが一般的になりつつある。ここでは、気象庁のマグニチュードM_jとモーメントマグニチュードM_wを中心に紹介する。

気象庁は、坪井(1954)の計算式を用いたマグニチュードを1957年に導入したが、当時は周期5秒(または6秒)の機械式地震計(ウイーヘルト式地震計、変位型)が大部分であり、この型で観測された最大振幅からM_jが決められた。その後、電磁式地震計が次々と導入されたが、M_jの継続性を保つために、基本的に昔の器械に近い特性を持つ地震計記録から計算する。小地震観測用の速度型地震計が導入されてからは、速度振幅に基づくマグニチュードも使われているが、できるだけ変位波形のマグニチュードM_jに整合するようになっている。しかし、固有周期数秒の地震計では、卓越周期がさらに長い巨大地震の波形を十分記録することができないために、地震規模(モーメント)の割にM_jは大きくならない。

古い地震では地震計による観測がないので、歴史史料に記された記述から各地の震度を推定し、その震度分布からマグニチュードが求められる。そのために、マグニチュードと強震動範囲(例えば、震度5以上の範囲)との関係を統計的に調査し、経験式が得られている。

一方、モーメントマグニチュードM_wは1977年にKanamoriによって提案されたものである。学問の発展で、地震は地下岩盤の断層運動(脆性破壊)であることが明らかになり、断層運動の大きさを表すのに、モーメント(断層面積、滑り量および岩盤剛性率を乗じた値)が世界的に用いられるようになった。通常規模の地震に対しては従来のマグニチュード値に近くなるように、モーメントから簡単な式で換算している。M_wは巨大地震に対しても頭打ちがなく、津波の規模との対応も良い。

M_wは地震波を解析し、発生機構を決めながら計算するので、正確な値を求めるには地震発生から数十分ものデータが必要となる。そのため、津波予報にM_wを用いる際は、本来の方法で処理するのではなく、適度な精度を有する簡便な方法で短時間にM_wを推定し、その値を使用することが行われる。それでも10分~20分要するので、更に簡便な方法もいくつか提案されている。巨大地震は破壊の伝播にある程度時間がかかるし、断層運動の多様であるために、短時間でM_wを求めようとすると、精度が劣りやすい。

なることと波の進行する幅が狭くなること)で、湾奥に位置する大阪(天保山)で長周期波の波高が増大する。安政南海地震津波(1854)や宝永地震津波(1707)では、大阪湾奥で多数の死者が出たことが知られているが、両地震とも大規模であり、長周期成分を含む津波が大阪湾内に進入し、同様な波高増大があったと考えられる。一方、神戸(神戸市中央区)では、津波が明石海峡から播磨灘へ向かうこともあって、波高の増大は余り見られない。瀬戸内海中央部の高松や宇野では振幅が更に小さくなる。

豊後水道では、津波到着が紀伊水道側より多少遅れ、宇和島での大きな波は和歌山より30分程遅れて観測されている。津波は豊予海峡で多少減衰するが、別府湾内での共振などがあって、大分の振幅はかなり大きい。松山や徳山では進行幅が広がる効果のために、振幅が減じる。呉では非常に小さいが、西から進んできた波と東から来た波の位相が逆になり、打ち消し合ったためではないかと推測される。なお、宇和島の記録を見ると、最も高い波が12日7時過ぎに観測されているが、これはいろいろな経路を伝わってきた波が重なり合って、高くなったものと推測される。

大阪と神戸の検潮記録(図3-4-7)を見ると、15時前に地震動が現れている。震源域から伝わってきた長周期地震動が京阪神地区の柔らかい堆積層や埋め立て地で増幅し(佐藤・他、2012)、検潮所と周辺の海水を揺すったことによるものである。堆積層が少ない淡輪、洲本では地震動をほとんど記録していない。検潮所では、浮きを吊っているワイヤーが揺れること、井戸と導水管内の水の往復運動(固有振動)で井戸の水面が上下すること、及び井戸内の水流で浮きが横に移動することなどが考えられる。振動の継続時間が非常に長く、1時間余り続いている。

巨大地震では長周期地震動が著しくなり、超高層ビルでは周期3~10秒の地震動に対し共振しやすい。東日本大震災の際に、大阪府咲洲庁舎(大阪市住之江区)の地上では振幅9cmであったのに対し、52階(高さ256m)では137cmにも達す

る揺れとなり、天井の落下などの被害が生じた(大阪府総務部、2011)。南海トラフで巨大地震が発生した場合にも大きな長周期地震動が予想されており、超高層ビル及びそこで働く人々への影響が心配される。

4. 南海トラフ沿いの地震と津波

駿河湾から四国沖に延びる南海トラフ沿いのプレート境界では、M8クラスの大規模な地震が繰り返し発生している。江戸時代以後では、慶長地震(1605)、宝永地震(1707)、安政の東海・南海地震(1854)、及び昭和の東南海地震(1944)・南海地震(1946)の6個であるが、いずれも大きな津波を伴った。それ以前で大地震の記録があるのは、684年、887年、1096年、1099年、1361年である。東南海・東海地方の大地震と、潮岬付近から四国沖を震源域とする南海地震は、同時または短期間のうちに続けて発生することが多い。なお、古い史料が現存しないために、大地震が漏れてしまい、見かけ上、発生間隔が長くなっている可能性がある。

(1) 南海地震

戦後間もない1946年12月21日未明に発生したM8.0の大地震である。震源は潮岬沖(北緯32度56分、東経135度51分)で、深さは24kmである。震源域は震央周辺から高知県西部の沖合まで延び、長さ270km、幅約80kmに達している(地震調査委員会、2009)。東南海地震(1944)とペアをなす大規模地震であるが、安政の東海地震・南海地震と比べると、昭和の地震は両方とも小さかった。気象台・測候所で観測された震度の分布は図3-4-8のとおりで、震度5を観測した地点は九州から中部地方にかけて分布している。これらとは別に、震度6を観測した委託観測所が数箇所あった(中央気象台、1953)。津波は九州から中部地方の太平洋岸に襲来し、和歌山県、徳島県、高知県の高いところでは4~7mに達した。

南海地震による被害は、死者・行方不明者1,443名、負傷者3,842名、全壊家屋約9,000棟など



図3-4-8 南海地震(1946)の震度分布(気象庁HP)

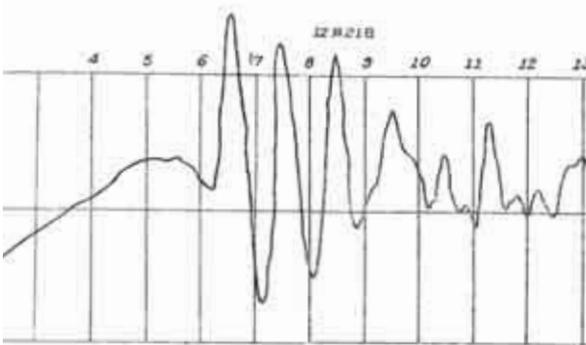


図3-4-9 堺における南海地震津波記録(水路局、1948)

となっている(地震調査委員会、2009)。震源域に近い高知県、和歌山県、徳島県では被害が大きく、犠牲者の約80%がこれら3県で生じており、地震よりも津波によるものが多かった。

瀬戸内海周辺の大阪府、兵庫県、岡山県、香川県、愛媛県などでも1,500棟余りの住家が全壊し、200人余りの死者・行方不明者があった。この地域での津波は、大阪湾奥や別府湾で平均海面上1m前後となっているが、大きな被害はなかったと思われる。図3-4-9に堺の検潮記録を示すが、津波により平常潮位から1m(1区画分)ほど上昇したことが分かる。

南海トラフ沿いの巨大地震では、室戸岬、潮岬、足摺岬付近で隆起し、高知市付近では沈降を繰り返

返しており、南海地震(1946)と東南海地震(1944)でも同様な地殻変動が観測された。瀬戸内海沿岸地域では、地震後数年にわたって最大30cmも沈降し、浸水被害が生じた(地震調査委員会、2009)。

なお、被害と復興については、村上(2012)に詳しく記されており、津波被害の写真は山下(1984)に多数掲載されている。

(2) 安政南海地震

江戸時代末期の1854年12月24日(嘉永7年11月5日)午後4時頃に発生したM8.4の大地震で、前日に発生した安政東海地震M8.4と一対になっている。両地震の間隔は、石橋(2012)では約30時間となっているが、約32時間とする文献も多い。地震・津波の被害は関東から九州に及び、東海地方から四国地方を中心に大災害が発生した。近畿地方では両方の被害が重なり、区別できないものが多い(宇佐美、2003)。津波は両方ともサンフランシスコなどの検潮所で記録されている。安政南海地震は、上海付近でも感じられ、池や川の水が揺れたとの記録がある(宇津、1988)。この地震の後、11月7日(旧暦)に年号が嘉永から安政に改元されたので、「安政東海地震」、「安政南海地震」と呼ばれている。

安政南海地震の震度分布は図3-4-10のように推定されており(地震調査委員会、2009)、震源域は長さ約330km、幅約70kmとなっている。昭和の南海地震(図3-4-8)と比べると、揺れが激しく、震度5以上の区域が広いことから、震源域が西に長く延びていたと見られている。瀬戸内海沿岸では、加古川、赤穂、福山、尾道、鳴門、高松、丸亀、松山などで多数の倒壊家屋と城郭の被害が有り、震度6と推定されている。

津波は、串本で15m、徳島県牟岐町9mなどの記録がある。大阪にも地震から1時間半~2時間弱で襲来したが、高さは平均海面上3m程度以下であり、陸上への浸水は地盤の低いところのみであった(長尾、2008)。しかし、数百の大船が木津川、安治川を遡上し、小舟を押しつぶし、橋を破壊して突き進んだ。大阪市中の被害は死者300

人近く、廻船の破損600~1,100艘となっている(石橋、2012)。現在の西大阪及び尼崎の臨海部は、過去に大きな地盤沈下があり、ゼロメートル地帯が広範囲に及んでいる。防潮堤が建設されていても、津波・高潮に対する十分な警戒と備えは今後必要である。

安政南海地震の2日後に、豊予海峡付近を震源とする大きな余震が発生し、震源地付近では被害が生じた。また、上海近くで地震が感じられたとの記録が残っている(宇津、1988)。

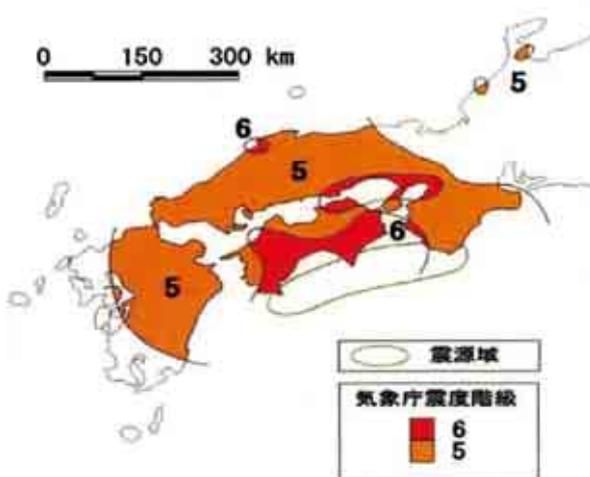


図3-4-10 安政南海地震(1854)の震度分布(地震調査委員会,2009)

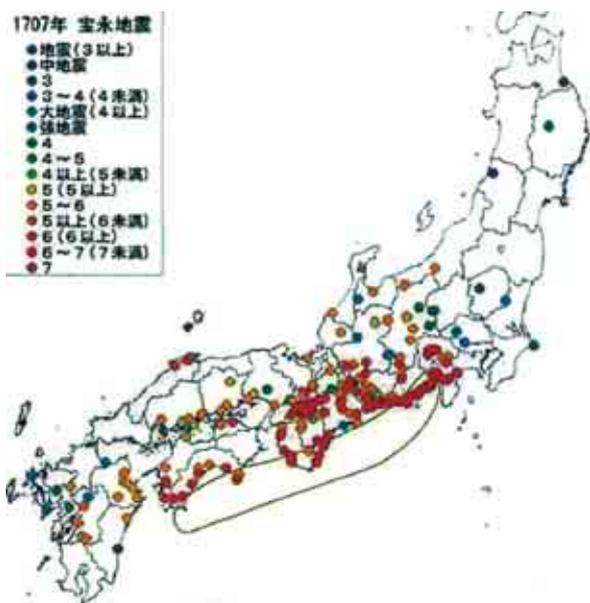


図3-4-11 宝永地震(1707)の震度分布(地震調査委員会,2009)

(3) 宝永地震

江戸時代中期の1707年10月28日(宝永4年10月4日)午後2時頃に発生した巨大地震(M8.6)で、図3-4-11に示すように、震度5以上の地域が東海地方から九州まで及び、日本海側でも強く揺れた場所があった。震源域に近い地域では震度6程度となり、一部では震度7に相当する被害が発生した。震源域は長さ約580km、幅約80kmにも達している。震源域については、駿河湾内に入らず、湾の外側に位置していたとする説や、西端が日向灘まで延びていたとする説もある。なお、この地震については、松浦(2012a)に詳しく記されている。

震度分布が安政東海地震と安政南海地震を併せたものに似ていることから、2つの大地震が短時間のうちに発生した可能性も指摘されてきた(宇佐美、2003)。しかし、史料からは2つの地震に分離・区別することが困難であり、松浦(2012a)は一個の地震であるとしている。駿河湾~四国沖の南海トラフは、1970年代に「東海地震」が話題となってから3つの地震ブロック(東海、東南海、南海)に分けられようになり、宝永地震は全ブロックが連動した「3連動地震」と見なされている。

マグニチュードM8.6は、2011年の東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)より小さいが、被害や強震動の範囲は宝永地震の方が広いことから、同じ基準のマグニチュード(Mw)で表せば、両者は同程度もしくは宝永地震の方が大きいとする指摘(石川、2011)もある。今日でもわが国で発生した史上最大級の地震であると考えられる。コラム「地震のマグニチュード」参照。

家屋倒壊などの被害は、震源域に近い太平洋側だけでなく、甲府盆地、奈良盆地、出雲平野など、地盤の弱い離れた場所でも発生した。大津波が伊豆半島から九州にかけて襲来し、高知県では津波被害が甚大で、1,800人以上が亡くなり、全戸流失した地域も多くあった。紀伊水道南部の和歌山県と徳島県沿岸でもほとんどの家屋が流失し、多数の死者が出た地域がある。九州東部でも多数の

家屋や船が流失し、長崎では浸水被害が生じた。被害一覧は宇佐美（2003）に載っており、それによると全体の死者は5,000人を超えている。各地の津波高の表は渡辺（1998）などに掲載されている。

瀬戸内海周辺でも数多くの被害が発生した。大阪平野では、堆積層が厚い地域では倒壊などの被害があった。大阪湾沿岸部では、安政南海地震を超える津波が襲来し、海岸堤防が破壊され、広い範囲に浸水した。大坂市中では、安政地震の時と同様に、津波が河川や水路を遡上し、大小の船が流され、橋が壊された。被害の規模は諸説有り、橋50、船1,300余、水亡人7,000余人とする史料もある。瀬戸内海沿岸各地の城下町では、震度5～6の強震動に見舞われ、城・石垣の破損や家屋の倒壊などの被害が相次いだ。大きな津波が豊後水道からも進入し、宇和島で高さ数mに達し、多数の家屋が倒壊・流失した。佐伯では2～3mあり、住民が城中へ避難した。徳山、三原でも浸水被害が生じた。岡山、高松では1.5～2mの高さがあり、播磨灘でも高さ3m程度とする説があり、これらの地域でも浸水被害が生じたと見られる。

5. その他の地震・津波

(1) 2001年芸予地震

2001年3月24日15時27分頃に安芸灘で平成13年（2001年）芸予地震（M6.7）が発生した。深さは



図3-4-12 2001年芸予地震の震度分布(気象庁HP)

46kmであり、太平洋側から潜り込んでいるフィリピン海プレートの内部が破壊して発生したとみられている（地震調査委員会、2009）。震度分布は図3-4-12の通りで、広島県内の3箇所で震度6弱が観測され、かなり広い範囲で震度5弱以上となった。津波は観測されていない。

この地震により呉市をはじめ、広島県と愛媛県で埋め立て地や軟弱地盤の地域を中心に被害が生じた。全体では死者2人（家屋倒壊などによる）、負傷者288人があり、住家約50,000棟の破損・損壊をはじめ、学校、道路、港湾施設などで多数の被害がでた。数多くの家庭で水道、電気、ガスも止まるなど、市民生活に大きな影響があった。一部でがけ崩れや液状化があった。被害状況は内閣府（2003年9月19日）の資料や宇佐美（2003）に詳しく記載されているが、震源が46kmと深いために、阪神・淡路大震災と比べると、被害の規模はかなり小さい。

安芸灘では、次項に記す明治芸予地震（1905年、M7.2）をはじめ、江戸時代の1649年（M7程度）、1686年（M7.2）及び1857年（M7.3）にM7.0～M7.4の地震が発生し、死傷者及び城、家屋に被害が生じた。規模は多少小さいが、1733年（M6.6）と1949年（M6.2、深さ25km、死者2人あり）にも被害を伴う地震があった。したがって、今後も2001年芸予地震と同程度またはやや大きい地震が50年～100年に1回程度発生すると考えられる。

(2) 明治芸予地震

1905年6月2日14時39分頃に発生した地震（M7.2）で、深さは50km前後と考えられている。震度分布は図3-4-13のようになっており、広島市、呉市、江田島町、松山市、伊予市などで強く、震度5～6に達したと見られている（地震調査委員会、2009）。

広島県と愛媛県の被害は、死者11人、負傷者176人、全壊家屋67棟などである（松浦、2012b）。呉市は最も大きな被害があったと推定されているが、軍事施設があったために、被害の詳細が明らかになっていない（地震調査委員会、2009）。



図3-4-13 明治芸予地震の震度分布(宇佐美,2003)

この地震に先行して、震源地付近で2年程前からやや大きな地震がいくつも発生しており、それらの最大はM6.2であった。余震でもM6.2を含む大粒のものが発生し、被害を伴ったものがあった。

(3) チリ地震津波

1960年5月22日19時11分(世界時、日本標準時は23日4時11分)に南米チリの中部～南部の沖で巨大な地震が発生した。地震規模Mw9.5は、地震計で観測されたものとしては史上最大であり、震源域は海岸線に沿って長さ約800km、幅約200kmにも達した(Kanamori, 1977、Kanamori and Cipar, 1974)。津波もまた史上最大級であり、太平洋全域に波及し、チリ沿岸だけでなく、ハワイや日本にも大きな被害をもたらした。津波の高さは、チリのモカ島で20～25m、ハワイ島のヒロで10.6mなどの大きい値が測定されている。チリにおける地震・津波の犠牲者は1,700人程度と見込まれている。ハワイ諸島では津波による犠牲者が

61人あった。

日本では、24日未明に津波が来襲してきた。最初の到達は根室(花咲港)の2時38分で、その後北海道、東北、西日本、更に日本海側でも津波が観測された(気象庁、1961)。痕跡や目撃談に基づく津波の高さは、北海道・東北・関東東岸で2～5mであるが、三陸沿岸の高いところでは6～8mに達した。関東南岸～九州では1～2mであるが、三重県や沖縄県の一部では4m前後に達した。日本(沖縄を含む)での人的被害は、死者122人、行方不明20人、負傷者872人であった。特に、岩手県大船渡市と宮城県志津川町では犠牲者が多く、それぞれ50名と37名の方々が亡くなった。

瀬戸内海での津波挙動は東日本大震災の際にかなり似ている。図3-4-14に検潮所で観測された最大全振幅とその時間を示すが、津波は太平洋からほぼ同時に紀伊水道と豊後水道へ進入し、各地で浸水、冠水、木材・いかだの流失などの被害をもたらした。

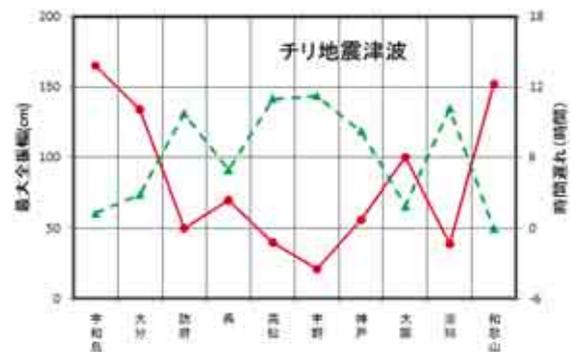


図3-4-14 チリ地震津波の最大全振幅の大きさ(赤)とその観測時間(緑)の分布(気象庁1961から作成)

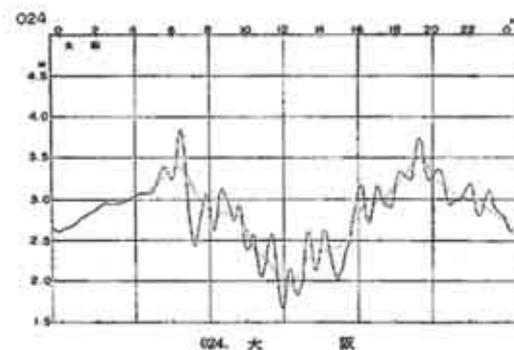


図3-4-15 大阪検潮所におけるチリ地震津波記録

紀淡海峡を通過すると、一度、振幅が小さくなるが、大阪湾内での共振などのために、湾奥の大阪港ではかなり大きな長周期の波が観測されている（図3-4-15）。このため貯木中の材木が漂流するなどの被害が生じた。一方、豊予海峡を通過して伊予灘へ侵入した津波は、波高を減じるが、別府湾での共振のために、大分ではかなり大きい振幅であった。瀬戸内海中央部では、最大全振幅が50cm前後であり、備讃瀬戸で最も小さかった。

6. 地震調査委員会による長期評価

阪神・淡路大震災後に成立した地震防災対策特別措置法に基づき、地震調査研究推進本部(推本)が総理府に設置され、地震の調査・研究及び観測の基本方針などを扱う中枢的役割を担うようになった。推本の中に政策委員会と地震調査委員会が設置され、それらの下に各種部会、分科会、小委員会などが置かれている。推本の設置に伴い、それまでであった地震予知推進本部は廃止された。

地震調査委員会は、最初の事業として余震の予測及び活断層の危険度評価を取り上げ、評価・予測の方式を検討し、報告書「長期的な地震発生確率の評価手法について」(2001年6月8日)などとしてまとめた(地震調査委員会、1998, 2001)。余震の確率予測は、その後気象庁で業務化され、震度5以上の大地震などの際に、大きな余震の発生確率が発表されている。一方、長期評価は「糸魚川-静岡構造線活断層系の調査結果と評価について」(1996年9月11日)から始まり、その後各地の活断層及び海域地震について次々と発表されている。それらには、過去の地震活動の紹介、今後予想される地震規模と30年間の発生確率などが記されている。

長期的な発生確率の計算方法は、報告書に詳しく説明されているが、基本的流れは以下の通りである。

①海溝型の地震では過去の地震活動から、地震の特徴に応じて分類し、該当する大地震の発生地域、規模、及び活動歴などを調べる。発生間隔の平均と分散、最新の地震活動時を求める。

②内陸活断層については、地質学的調査、地形学的調査及び歴史史料などに基づいて、過去の地震活動歴と震源域を明らかにする。将来の地震の特徴を明らかにするとともに、平均的な繰り返し間隔及び最新活動期を推定する。

③発生間隔が特定の分布形で表されるものと仮定し、過去のデータから分布のパラメータを求める。最後の地震から予測時点まで該地震が発生していないことを考慮して、予測期間(30年など)に該地震が発生する確率(条件付き確率)を計算する。

④発生間隔の分布形として、BPT(Brownian Passage Time)分布と呼ばれるものを使用する。

この方法では、各地震系列のデータが少ないことに由来する分布パラメータの誤差を基本的に考慮していないので、改善する余地がある。パラメータ値の推定誤差を考慮すると、次の地震発生時の分布は幅広くなり、30年発生確率がかなり大きく変わることがある(岡田、2004)。

2012年11月現在、約180個の断層セグメント及び42個の海溝型地震について評価結果が公表されている(地震調査委員会、2012)。そのうち瀬戸内海地域に関係する主なものを表3-4-2に掲載する。ただし、内陸活断層については、地震調査委員会が「30年確率が高いグループに属するもの」と見なしたものであり、確率が3%未満のものは除いた。詳しくは推本のホームページを参照して欲しい。

南海地震と東南海地震は、次の地震までの発生間隔を90年程度と短めに想定していることと、前回から相当な年月が経過しているために、30年確率が高くなっている。両者が一つの地震として起きる可能性もあり、その際はM8.5前後になると見込まれている。安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震は、BPT分布ではなく、地震がランダムに発生すると仮定して確率が計算されている。

活断層の平均活動間隔は1000年以上のものがほとんどであり、海溝型に比べると、30年発生確率は低い。しかし、発生すると直下型地震となり、

表3-4-2 瀬戸内海周辺に影響する主な地震の30年発生確率(地震調査委員会,2012年1月1日基準)

領域または地震名	地震規模 (M)	発生確率 (30年)	発生間隔 (平均)	最新活動時期	備考
南海地震	8.4前後	60%程度	次回までの標準値90.1年	65年前	平均間隔114.0年
東南海地震	8.1前後	70%程度	次回までの標準値86.4年	67.1年前	平均間隔111.6年
安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震	6.7～7.4	40%程度	約67年	(10.8年前)	ポアソン過程で計算
中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁)	7.6～7.7程度	0.06%～14%	約1100年－2300年	7－9世紀	
安芸灘断層群(主部)	7.0程度	0.1%～10%	2300年－6400年程度	約5600年前－3600年前	
山崎断層帯 (主部/南東部)	7.3程度	0.03%～5%	3000年程度	約3600年前－6世紀	
奈良盆地東縁断層帯	7.4程度	ほぼ0%～5%	5000年程度	約11000年前－1200年前	
周防灘断層群(主部)	7.6程度	2%～4%	概ね5800年－7500年程度	約11000年前－10000年前	
別府－万年山断層帯(大分平野－由布院断層帯/西部)	6.7程度	2%～4%	約700年－1700年	約2000年前－18世紀初頭に2回	
別府－万年山断層帯(大分平野－由布院断層帯/東部)	7.2程度	0.03%～4%	約2300年－3000年	約2200年前－6世紀	
上町断層帯	7.5程度	2%～3%	8000年程度	約28000年前－9000年前	
琵琶湖西岸断層帯(北部)	7.1程度	1%～3%	約1000年－2800年	約2800年前－2400年前	

重大災害を引き起こすものが含まれているので、注意を要する。上町断層帯は、豊中市から大阪市を経て岸和田市に至る断層帯で、30年発生確率は2%～3%であるが、大阪市などでは震度6～7の揺れが予想されている。激しい揺れの面積は、阪神・淡路大震災と同程度またはそれ以上に達する(地震調査研究推進本部、2012)。

本章(第4章)を執筆するのに際し、科研費24310132「津波減衰予測モデルの確立」の一部を使用しました。資料収集では阿部邦昭博士のご協力をいただきました。

参考文献

Abe, K. and M. Okada, 1996, Tsunami generation of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Jour. Natural Disaster Sci., 18, 1-9.

中央气象台、1953、地震観測表、気象要覧、昭和21年12月、568号、40-42。
 石橋克彦、2012、安政東海・南海地震(嘉永7年11月4-5日)、日本歴史災害事典、吉川弘文館、313-321。
 石川有三、1707年宝永地震の規模の再評価、日本地震学会講演予稿集、2011年度秋季大会、D11-09。
 地震調査研究推進本部、2012、上町断層帯、
http://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/katsudanso/f080_uemachi.htm
 地震調査研究推進本部地震調査委員会、1996、糸魚川－静岡構造線活断層系の調査結果と評価について、6pp.
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/96augit/index.htm>
 地震調査研究推進本部地震調査委員会、1998、余震の確率評価手法について、69pp.
<http://www.jishin.go.jp/main/yoshin2/yoshin2.htm>
 地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001、長期的な地震発生確率の評価手法について、99pp.
<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/01b/index.htm>
 地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009、日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－<第2版>、496pp.
http://www.jishin.go.jp/main/p_koho05.htm
 地震調査研究推進本部地震調査委員会、2012、長期評価結果一覧、

- http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_chouki.htm
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *Jour. Geophys. Res.*, 22, 2981-2987.
- Kanamori, H. and J. J. Cipar, 1974, Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 128-136.
- 川瀬 博、2001、建物の地震被害の予測とその軽減への展望、*地学雑誌*、110(6)、885-899.
- 警察庁、2012、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の被害状況と警察措置、広報資料、平成24年11月7日。
<http://www.npa.go.jp/archive/keibi/biki/higaijokyo.pdf>
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1996, Rupture process of the Kobe, Japan, earthquake of Jan. 17, 1995, determined from teleseismic body waves, *J. Phys. Earth*, 44, 429-436.
- 気象庁、1961、昭和35年5月24日チリ地震津波調査報告、*気象庁技術報告*、8号、389pp.
- 気象庁、1997、平成7年(1995年)兵庫県南部地震調査報告－災害時自然現象報告書－、*気象庁技術報告*、119号、160pp.
- 北原系子・松浦律子・木村玲欧(編)、2012、*日本歴史災害事典*、吉川弘文館、838pp.
- 松浦律子、2012a、1707宝永地震(宝永4年10月28日)、*日本歴史災害事典*、吉川弘文館、217-222.
- 松浦律子、2012b、1905明治芸予地震(明治38年6月2日)、*日本歴史災害事典*、吉川弘文館、399-400.
- 村上仁士、2012、南海地震(昭和21年12月21日)、*日本歴史災害事典*、吉川弘文館、521-527.
- 長尾 武、2008、1854年安政南海地震津波、大阪への伝播時間と津波遡上高、*歴史地震*、23、63-79.
- 内閣府、2003、平成13年芸予地震について、
<http://www.bousai.go.jp/kinkyu/akinada/akinada0919.pdf#search=%E8%8A%B8%E4%BA%88%E5%9C%B0%E9%9C%87>
- 大阪府総務部、2011、*咲洲庁舎の安全性等についての検証結果*、
http://www.pref.osaka.jp/hodo/attach/hodo-06971_4.pdf
- 岡田正実、2004、対数正規分布モデルによる地震長期発生確率の計算－宮城県沖地震の再検討－、*地震* 2、56、327-336.
- 佐藤佳世子・岩田智孝・浅野公之、2011年東北地方太平洋沖地震による長周期地震動の伝播と大阪堆積盆地での地震動特性、*日本地震学会講演予稿集*、2012年度秋季大会、P3-51.
- 消防庁、2006、*阪神・淡路大震災について(確定報)*、
<http://www.fdma.go.jp/data/010604191452374961.pdf>
- 水路局、1948、*昭和21年南海大地震調査報告－津波編、水路要報、増刊号*、39pp。
<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN5/siryouko/suiro-youhou/1.pdf>
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ、2012、*痕跡調査結果*。
<http://www.coastal.jp/ttjt/index.php?%E7%8F%BE%E5%9C%B0%E8%AA%BF%E6%9F%BB%E7%B5%90%E6%9E%9C>
- 坪井忠二、1954、地震動の最大振幅から地震の規模を定めることについて、*地震* 2、7、185-193.
- 運輸省、1999、*海岸事業の質的变化と阪神・淡路大震災の発生、運輸省五十年史*、564-567.
- 宇佐美龍夫、2003、*最新版日本被害地震総覧 [416]* - 2001、東京大学出版会、605pp.
- 宇津徳治、1988、日本の地震に関連する中国の史料－明応7年6月11日西日本の地震ほか－、*地震* 2、41、613-614.
- 渡辺偉夫、1998、*日本被害津波総覧 [第2版]*、東京大学出版会、238pp.
- 山下文男、1984、*写真記録近代日本津波誌*、青磁社、238pp.

はじめに

複雑な海岸線と数多くの島々が織りなす瀬戸内海の内海風景。この世界でも類を見ない美しい風景は、私たちに癒しと憩いの場を提供するばかりでなく、私たちの食卓に豊かな海の幸を供給する礎ともなってきた。瀬戸内海における漁業の歴史は、はるか古の昔にまでさかのぼり、例えば大阪湾や播磨灘沿岸の弥生時代の遺跡からはタコ漁に使用されたと思われる多数の蛸壺が出土している。時を経て江戸時代に入ると、瀬戸内海沿岸で盛んになった綿花栽培の肥料としてイワシの需要が増加し、食糧確保のための生活手段に過ぎなかった瀬戸内海の漁業が「水産業」というひとつの産業として確立するに至った。

若年層を中心とした「魚離れ」が叫ばれている昨今ではあるが、FAO（国連食糧農業機関）によると、日本のひとりあたり魚介類供給量は、人口100万人以上の国の中で世界一となっており、今なお、世界有数の「魚食大国」であることには変わりはない。また、水産業は、生態系の持つ物質循環機能を利活用した産業であることから、気象や海域の環境変化の影響を受けるばかりでなく、海域の環境や生態系に対し、良きにつけ悪しきにつけ、影響を及ぼす存在でもあり、瀬戸内海においても例外ではない。

このように、水産業は瀬戸内海を語るうえで無視できない存在であることから、これまでもいくつかの書籍や刊物のなかで解説されてきた（村上 1976、岡市ほか 1996）。ここでは、それらを参考にしつつ、最新のデータや話題も織り交ぜながら、瀬戸内海の水産業について、漁業や養殖業の特徴と近年の動向を中心に解説する。なお、瀬戸内海の水産業を理解するためには、その経営構造や輸出入を含めた流通機構なども当然のことながら重要ではあるが、本書では言及しない。

第1章 瀬戸内海の水産、養殖業の特徴と近年の動向

樽谷 賢治

1. 養殖が盛ん、漁業は多様！

スーパーマーケットに並ぶ魚介類の産地表示を見ると、国内外の様々な地域から、水産物が供給されていることがわかる。それでは、瀬戸内海では、どの程度の魚介類が漁獲もしくは養殖されているのだろうか。最近の統計データ*1（2005～2009年の5年間の平均）によると、瀬戸内海における漁業、養殖業の年平均生産量および生産額は、それぞれ45万トンおよび1,600億円で、全国のそれぞれ9および10%にあたる（図4-1-1）。この値を沿岸漁業*2と養殖業に限定すると、全国生産量の18%に相当し、瀬戸内海が沿岸域を主な生息場とする魚介類の供給源として重要な海域であることがわかる。また、この図から、瀬戸内海では、漁

業と養殖業の総生産量および総生産額のそれぞれ58および39%を養殖業が占めており（全国では、それぞれ22および29%）、生産量、生産額の両面で養殖業の貢献度が大きいという特徴も読み取れる。

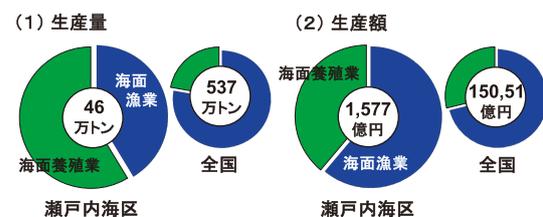


図4-1-1 瀬戸内海および全国における海面漁業と海面養殖業の(1)生産量および(2)生産額(いずれも2005～2009年の平均値)

瀬戸内海で漁獲量が最も多い種類は、イワシ類（主にカタクチイワシとシラス）だが、海面漁業全体に占める割合は30%程度にとどまっており、イカナゴ、タコ類、エビ類、タチウオなど、多岐にわたる種類が漁獲の対象となっている（図4-1-2）。また、漁法についても、船曳網や小型底曳き網をはじめとする様々な手法がとられている。すなわち、多様な種類を様々な漁法によって漁獲し、市場に供給していることも、瀬戸内海の漁業の特徴のひとつとして挙げられる。一方、養殖業については、ノリ養殖およびカキ養殖の寄与が極めて大きく、総養殖生産量のそれぞれ40および48%を占めている。ただし、生産額で見ると、生産量では10%にもみまないブリやハマチ、マダイなどの魚類養殖が全体の30%近くを占める結果となる（図4-1-3）。

他にも述べられているように、瀬戸内海は、灘や湾と呼ばれる比較的広い海域が瀬戸や海峡と呼ばれる狭い水路状の海域で連結された複雑な構造を持つ。このような地形的な特徴は、水産業にも反映され、海域によって、漁業、養殖業の特徴に違いがみられる。単位面積あたりの漁獲量を海域間^{*3}で比較すると、大阪湾が最も高く、瀬戸内海全体の平均漁獲量(12トンkm⁻²)のほぼ2倍に相当する漁獲を揚げている（図4-1-4）。一方、瀬戸内海西部に位置する伊予灘および周防灘では、5～7トンkm⁻²程度であり、瀬戸内海全体の平均値を大きく下回っている。

種類別の漁獲量についても、海域間で異なる特徴が見出すことができる。イワシ類は、多くの海域で全漁獲量に占める割合が大きいですが、備讃瀬戸や周防灘においては小さく、前者ではイカナゴ、タコ類、カレイ類が、後者ではエビ類、カレイ類、アサリなどの漁獲量が多い（図4-1-5）。また、瀬戸内海全体ではイワシ類に次いで漁獲量の多いイカナゴについては、漁獲の大半が備讃瀬戸以東の海域であり、燧灘・備後芸予瀬戸以西の海域においては、ほとんど漁獲されていない。

さらに、種類別の漁獲量データを、多々良(1981)に倣い、生息域（浮魚or底魚）および食

性別（プランクトン食性、デトリタス・ベントス食性、魚食性or甲殻類食性）に整理し、図4-1-6に示した。底魚類（イカ類、タコ類、エビ・カニ類、貝類などを含む）に対する浮魚類の漁獲量の比を海域間で比較すると、瀬戸内海の中で栄養塩の流入負荷量と植物プランクトンの現存量が最も大きい大阪湾で極めて高い値（5.6）を示す。この値は、他の閉鎖性内湾域、例えば、東京湾（＜1、児玉私信）やバルト海、北海（1.5～1.9、de Levie Moreno et al. 2000）で報告されている値

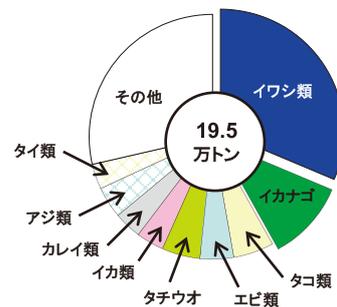


図4-1-2 瀬戸内海における海面漁業の種類別漁獲量 (2005～2009年の平均値)

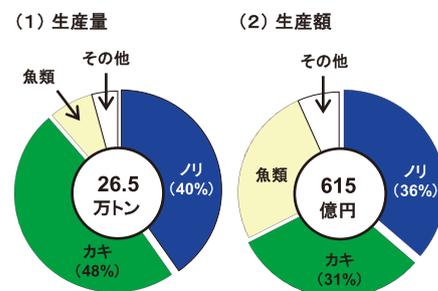


図4-1-3 瀬戸内海における養殖業の(1)生産量および(2)生産額 (2005～2009年の平均値)

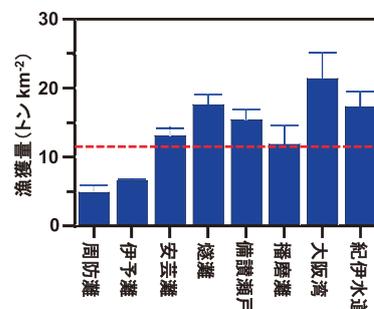


図4-1-4 瀬戸内海各海域における単位面積あたりの漁獲量 (2001～2005年の平均値)。赤色の破線は、瀬戸内海全体の平均値を示す(樽谷・河野(2011)をもとに作成)

と比較しても高い。食性別にみても、植物プランクトンや動物プランクトンを餌料とするプランクトン食性の魚介類が占める割合が極めて高く、大阪湾がプランクトン生態系に依存した漁業生産の卓越している海域であることを示している。一方、平均水深が比較的浅い備讃瀬戸や周防灘では低い値を示し、底魚類への依存が強い傾向が認められる。

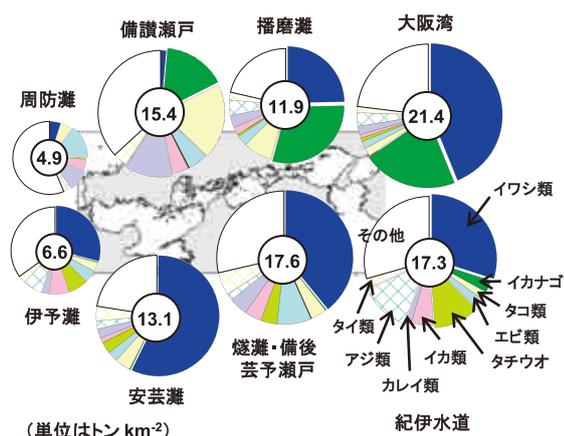


図4-1-5 瀬戸内海の各海域における単位面積あたりの種類別漁獲量(2001～2005年の平均値)

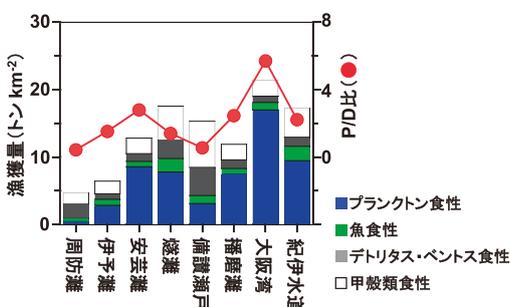


図4-1-6 瀬戸内海の各海域における単位面積あたりの食性別漁獲量および底魚類に対する浮魚類の漁獲量(P/D)の比(2001～2005年の平均値)(樽谷・河野(2011)をもとに作成)

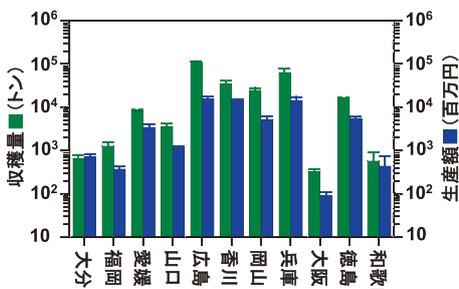


図4-1-7 瀬戸内海沿岸の各府県海域における養殖生産量と生産額(2005～2009年の平均値)

養殖業に目を転じ、各府県海域における養殖生産量および生産額を比較してみると、生産量、生産額ともに最も大きいのは広島県(安芸灘、主に広島湾)であり、その大部分はカキ養殖によるものである(図4-1-7)。次いで、ノリ養殖が精力的に行われている播磨灘から備讃瀬戸に至る海域(兵庫県、香川県、岡山県)において、養殖生産量が高い傾向にある。一方で、単位面積あたりの漁獲量が最大である大阪湾では、ほとんど養殖業は行われておらず、生産量、生産額ともに他海域と比較して、極めて小さい。

* 1 本章では、漁業統計資料として、「漁業・養殖業生産統計年報」(農林水産省・大臣官房統計部発行)および「瀬戸内海区及び太平洋南区における漁業動向」(中国四国農政局統計部発行)を用いた。

* 2 漁業統計における定義では、沿岸漁業は、漁船を使用しないで行う漁業、無動力船を使用して行う漁業、10トン未満の動力船を使用して行う漁業、定置網漁業および曳き網漁業を指す。

* 3 瀬戸内海の範囲や海域区分は、目的とその根拠となる法律によって多少異なる。例えば、瀬戸内海の範囲は、領海法や漁業法では紀伊水道から伊予灘、周防灘に至る海域と定義されているが、瀬戸内海環境保全特別措置法ではさらに響灘と豊後水道が加わる。また、海域区分についても、例えば、領海法や瀬戸内海環境保全特別措置法では広島湾が定義されているのに対し、漁業法では広島湾を安芸灘の一部に含めているなどの違いがみられる。本章では、漁獲統計が漁業法による海域区分をもとに集計されていることから、漁業法に基づく海域区分を採用している。

2. 瀬戸内海における漁獲量、養殖生産量の減少

それでは、瀬戸内海における漁獲量、養殖生産量は、近年、どのような状態にあるのだろうか。ここでは、1950年代から最近までの漁獲量や養殖生

漁獲統計は海洋生物の貴重な長期モニタリングデータ！

長期間にわたり継続して実施されている物理環境、水質、生物などのモニタリング調査は、沿岸・内湾生態系の健全性を評価し、今後の管理方策を検討するうえで極めて重要な情報を提供する。漁獲統計は、(1) 漁獲という人間活動によるバイアスがかかっているため、資源量、生物量の変遷と一致しない場合がある、(2) 種類の内訳がおおくりであり、種や資源別には集計されていないなどの問題点を抱えてはいるが、長期間にわたり蓄積されている数少ない生物情報として、極めて貴重なデータセットである。漁獲量をベースとした様々な生態系指標も開発されており（例えば、「平均栄養段階指数 (MTI)」や本章でも使用した「底魚類に対する浮魚類の漁獲量の比 (P/D)」など）、漁業が生態系に及ぼす影響などの解析、評価に用いられている (Cury et al. 2005)。残念ながら、近年、予算や人員の縮小によって、漁獲統計の簡素化や品質低下が進んでいるが、データの収集体制が再整備されるとともに、集約されたデータの精度向上が図られることを期待したい。

産量の推移を見ることで、近年の状態を整理する。

瀬戸内海における総漁獲量は、戦後の食糧難と高度経済成長を背景に、1950～1960年代に急激に増加し、1970年代から1980年代中頃までは40万トン前後で推移した。その後、漁獲量は急速に減少し、2005年以降は20万トン程度と高度経済成長期以前の1950年代のレベルにまで低下している (図4-1-8)。ちなみに、瀬戸内海における漁獲量のピークは、1982年の46万トンである。

種類別に漁獲量の変遷をみても、イワシ類やイカナゴ、サワラ、カレイ類など、多くの魚介類が1980年代から1990年代に漁獲量を急減させた (図4-1-9)。特に漁獲量の減少が顕著であったのは、イワシ類、エビ類およびアサリであり、カレイ類についても、2000年代以降、漁獲量が急激に減少している。一方で、異なるトレンドを示す種類も

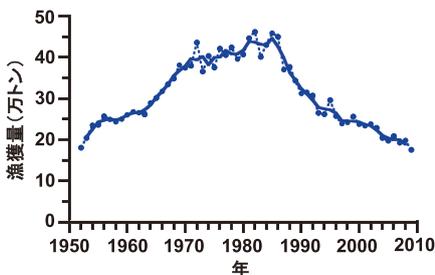


図4-1-8 瀬戸内海における漁獲量の経年変化。太線は経年変化の3ヶ年移動平均値である

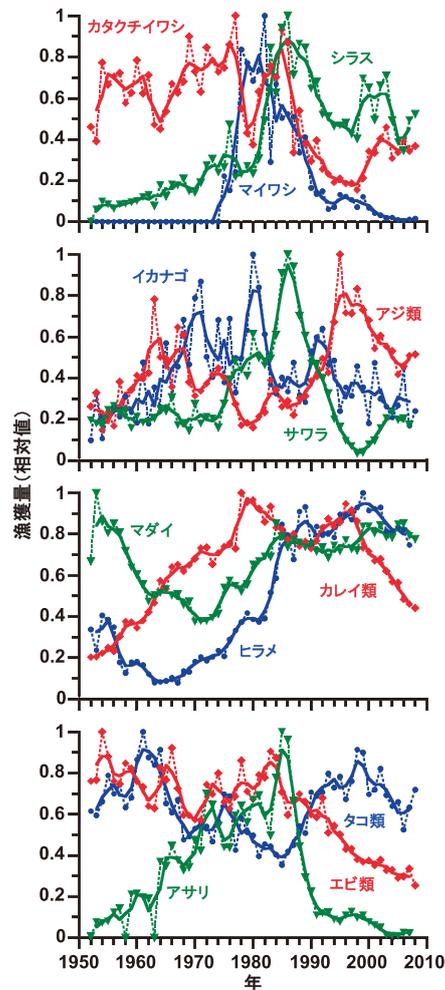


図4-1-9 瀬戸内海における主要魚介類の漁獲量の経年変化。漁獲量は、最大漁獲量に対する相対値で示した。また、太線は経年変化の3ヶ年移動平均値である

存在する。例えば、アジ類やタコ類は、1980年代以降の増加傾向が1990年代まで継続している（ただし、2000年代以降、漁獲量は減少傾向）。また、ヒラメやマダイは、1960年代後半から1970年代以降、概ね増加傾向にあり、1990年代以降も比較的安定した漁獲量を維持している。なお、ヒラメとマダイについては、栽培漁業におけるシンボリックな存在であることから、これまで長期にわたり実施されてきた種苗放流が資源水準の安定化に貢献しているのかもしれない。

1980年代後半から1990年代に漁獲量が減少するという傾向は、瀬戸内海のすべての海域で認められる（図4-1-10）。特に、大阪湾や周防灘における減少傾向が顕著であり、ここ数年の漁獲量は、漁獲が急増する以前の1950年代と同等もしくはそれ以下にまで落ち込んでいる（大阪湾ではマイワシやカタクチイワシ、周防灘ではアサリの漁獲量が急減したことが主な要因である）。一方、安芸灘や伊予灘では、他海域と比較すると、その減少はやや緩やかである。

養殖生産量についても、漁獲量ほど顕著ではないが、近年、減少傾向にある（図4-1-11）。特に、カキ養殖とならび、瀬戸内海の主要な養殖産業で

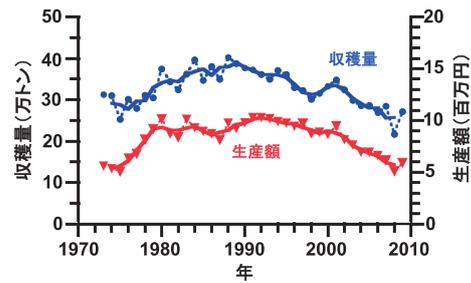


図4-1-11 瀬戸内海における(1)養殖生産量および(2)養殖生産額の経年変化。太線は経年変化の3ヶ年移動平均値である

あるノリ養殖が、2000年代以降、色落ちの頻発などによって、減産を強いられているところが多い。また、生産額の面では、ハマチやマダイなどの養殖魚価の下落も、ノリ養殖の不作に拍車をかけるような形で、減少につながっている。

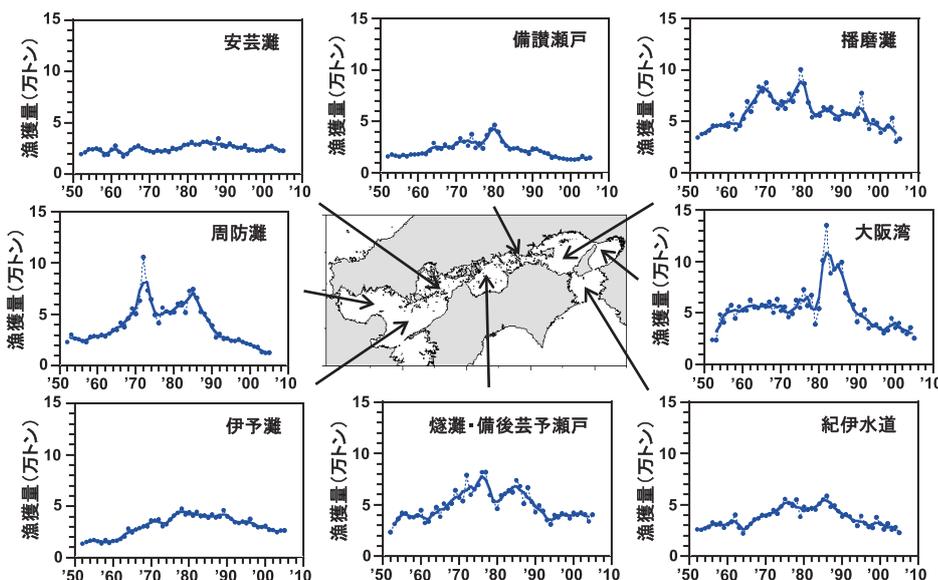


図4-1-10 瀬戸内海の各海域における漁獲量の経年変化。太線は経年変化の3ヶ年移動平均値である

ここでは、瀬戸内海を代表するいくつかの漁業、養殖業に焦点を当て、その特徴や関連する話題について、簡単に解説する。

1. 瀬戸内海で最大の漁獲を誇るイワシ類

イワシ類は、日本のみならず、世界の漁業生産をも支える極めて重要な魚類であり、ニシン類とあわせた2010年の漁獲量は1,700万トンと、世界の漁業生産量の20%近くを占めている。瀬戸内海においても、イワシ類は最大の漁獲量を誇っており、その漁獲量は海面漁業全体の約30%を占めている(図4-1-2)。現在、瀬戸内海で漁獲されているイワシ類の大部分は、カタクチイワシである。カタクチイワシは、日本、中国、朝鮮半島、台湾などの沿岸から沖合域に分布する回遊魚であり、下アゴが上アゴに比べて極端に短いという形態的な特徴が和名の由来とされている(図4-2-1)。

産卵はほぼ周年みられるが、主産卵期は5～10月で、ふ化した仔魚は急速に成長し、1年経たずに再生産が可能となる。寿命は短く、2～3年程度と考えられている。体長は成魚でも15cm程度であり、魚体の大きさによって、呼び名が変わる(シラス；体長3cm未満、カエリ；体長3～4cm、小羽(こば)；体長4～6cm、中羽(ちゅうば)；体長6～8cm、大羽(おおば)；体長8cm以上、ただし、地域や測定する部位などによって、区切りとなる大きさは若干変わる)。瀬戸内海では、シラスを対象とした漁が盛んで、近年の瀬戸内海におけるシラス漁獲量は全国の40%程度を占めている。特に、播磨灘以東の海域では、カタクチイワシの総漁獲量の60%以上をシラスが占めている。

シラスは、バッチ網と呼ばれる船曳き網漁によって、主に漁獲される。バッチ網漁は、二隻の漁船が魚群を抱え込むように投網し、平行に並んで一定時間曳くことで、魚群を網目の細かい袋網と呼ばれる部分に追い込む漁法で、曳き網の長さを

調整することによって、表層から中層の魚群を効率的に漁獲することができる(図4-2-2)。一方、カエリより大きなものは、バッチ網に加えて、巾着網と呼ばれる中型の巻網によっても漁獲されている。

瀬戸内海のカタクチイワシは、太平洋で生まれたもの(外海(太平洋南区)発生群と呼ばれる)と瀬戸内海で生まれたもの(内海発生群と呼ばれる)とが混合した資源であると考えられている(高尾1990)。外海発生群は、3～5月に薩南海域から土佐湾で生まれ、それらが黒潮によって輸送される際に、その一部が紀伊水道や豊後水道をとおして瀬戸内海に加入する。加入した個体は、春から秋に瀬戸内海内で成長した後、再び外海へ出て越冬し、翌春、産卵する。一方、内海発生群は春から秋に瀬戸内海の各海域で生まれ、瀬戸内海内で成長する。成長した個体の大部分は、外海へ出て越冬するが、瀬戸内海内で越冬するものも存在すると考えられている。したがって、瀬戸内海の中でも外海に近い海域(例えば、紀伊水道)では外海発生群が、外海から離れた海域(例えば、播磨灘や燧灘)では内海発生群がより重要な資源となる。また、外海発生群は、外海からの加入に依存するところが大きいことから、外海での産卵



図4-2-1 カタクチイワシの成魚

(水産総合研究センター瀬戸内海区水産研究所・河野悌昌氏提供)



図4-2-2 シラスのバッチ網漁

(水産総合研究センター瀬戸内海区水産研究所・亘真吾氏提供)

マイワシの海、再び？

瀬戸内海の漁獲量は1980年代前半に最大となったが、そのかなりの部分を占めていたのはマイワシであった。瀬戸内海の漁獲量が最大値を記録した1982年を例に挙げると、マイワシの漁獲量（96,000トン）は、総漁獲量の21%に相当していた。しかしながら、その漁獲量は1980年代後半以降、急減し、2005年以降はわずか1,000トン前後で推移している。マイワシの主な分布域は、カタクチイワシよりも沖合域にあり、日本周辺海域では、太平洋系群と対馬暖流系群というふたつの系群が存在することが知られている。瀬戸内海におけるマイワシの資源量は、主に太平洋系群の外海からの加入に依存していることから、その資源量の変動は外海における資源量の変動を概ね反映したものとなる。マイワシは、いわゆる多獲性魚類のなかでも資源量の変動が大きい魚種として知られており、その変動については、太平洋十年規模変動の指数と対応しているなど、気候変動に起因する現象である環境と考えられている（Yasuda et al. 1999, Yatsu et al. 2005）。最近になって、1990年代以降、低水準にあったマイワシの資源量が太平洋系群、対馬暖流系群ともに増加に向かう兆候が見られることが報告されている。したがって、近い将来、瀬戸内海においても、再び、「マイワシが豊漁！」との声を聞くことができるかもしれない。

量と外海から瀬戸内海への輸送環境（例えば、黒潮流軸の離岸距離や外洋水の波及の規模など）が資源量を決定する重要な要因となっている。一方、内海発生群の資源量には、産卵量に加えて、瀬戸内海の気象や海象（例えば、水温や餌となる動物プランクトンの現存量など）が密接に関係しているものと考えられている。

水揚げされたシラスは、速やかに加工場に運ばれ、釜ゆでされた後、「釜揚げしらす」として、さらに天日干しの過程を経て「ちりめん」として、我々の食卓に提供される。シラスは鮮度が命であることから、水揚げしたものをできるだけ早く加工することが重要であり、陸から比較的近いところに漁場がある瀬戸内海でシラス漁が盛んに行われている理由のひとつとなっている。カタクチイワシ成魚の最も一般的な利用法は煮干しであるが、カタクチイワシが鮮魚として取り引きされる広島県などでは、旬の時期になると、刺身や天ぷら（小イワシの天ぷらとして有名）を居酒屋などでごく普通に食べることができる。

カタクチイワシは、サワラなどの魚食性魚類の餌としても重要であることから、瀬戸内海の生態

系においても鍵となる魚種と位置づけられる。瀬戸内海における漁獲量は、1980年代後半から1990年代にかけて急減したが、近年は、外海の太平洋系群の資源水準が高位であることもあり、回復傾向にある（図4-1-9）。しかしながら、シラスという稚仔魚を漁獲の対象としていることから、乱獲により資源を大きく減少させてしまう危険性をはらんでいる漁業ということもできる。したがって、安定した資源の維持を図るためには、資源の変動要因を明らかにするとともに、充分量の親魚を確保するなど、適切な資源管理措置を講じていくことが必要である。

2. 瀬戸内海に春を告げるイカナゴ漁

新仔（シンコ）と呼ばれるイカナゴの稚魚を醤油や砂糖（ざらめ）、みりん、生姜などで煮詰めて作られる“くぎ煮”は、阪神・淡路地域の郷土料理であり、春先にイカナゴ漁が解禁になると、店頭に並んだ新鮮なイカナゴを求めて多くの人が集まる。イカナゴは、スズキ目イカナゴ科に属しており、体は細長く、下顎が上顎よりも長く吻状に突き出しているのが特徴である（図4-2-3）。

イカナゴは、沿岸の砂底を主な生息場所としており、12月の末から1月の初め頃に、潮通しが良くきれいな砂地の海底で産卵を行う。瀬戸内海では、明石海峡近くの鹿ノ瀬、室津の瀬、大阪湾西部の上ノ瀬、沖ノ瀬、備讃瀬戸の塩飽諸島や下津井から丸亀に至る海域、燧灘の三原水道などが主な産卵場として知られている。卵からふ化した稚仔魚は、しばらく表層付近を群れて遊泳しながら成長し、春には6 cm前後に達する。成魚は、ふ化後1年程度で成熟し、産卵を行う。

イカナゴの最大の特徴とも言えるのは、夏季、水温が上昇すると、砂の中に潜り、夏眠を行うことである。夏眠に入るのは6～7月頃で、水温が下がる12月頃まで続く。この間、餌は摂らず、夏眠に入る前に体内に蓄えた脂質物質を栄養源としている。なぜ夏眠を行うのかについては、全容が解明されているわけではないが、イカナゴ属魚類は、一般的に高緯度水域に分布する冷水種で、本種は、その中でも最も低緯度の温暖な海域に分布することから、夏眠は生活圏を温暖域に拡大する際に獲得した特性であろうと推察されている。また、夏眠中に生殖腺が発達し、卵の成熟が進むことから、夏眠期はイカナゴの再生産にとっても重要な時期であると考えられている。

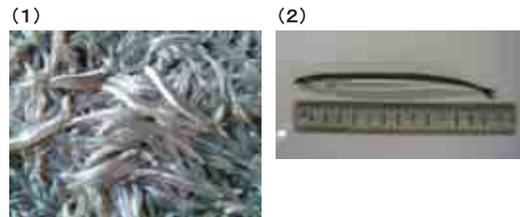


図4-2-3 イカナゴの仔魚(1)と成魚(2)

(兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センター提供)

イカナゴの新仔魚は、カタクチイワシのシラスと同じく、その大半が船曳き網漁（バッチ網漁）によって漁獲される。漁獲された新仔は、くぎ煮の材料として利用されるとともに、釜揚げやちりめんの形でも消費される。一方、成魚は、海産養殖魚の餌料としての需要が高く、冷凍したものがもっぱら生餌として用いられている。

瀬戸内海におけるイカナゴの漁獲量は、年による好不漁の差が激しいものの、1980年代後半以降、概ね減少傾向にある。上述したように、夏眠という生態学的特性をはじめ、イカナゴが生息するためには、きれいな砂質域の存在が必要不可欠である。かつて瀬戸内海では、コンクリート用骨材の確保などを目的に、海底から大量の海砂が採取されてきた歴史がある。このような海砂の大量採取や浚渫による生息場所の荒廃や減少が瀬戸内海に

コラム

イカナゴ漁の解禁と終漁

瀬戸内海東部に位置する大阪湾では、大阪府と兵庫県の漁業者が自主的にイカナゴ新仔魚の解禁日と終了日を設定することによって、漁獲量の安定化と親魚の確保に向けた取り組みを行っている（日下部ほか 2007）。解禁日の設定にあたっては、まず、漁業者による試験操業で採集された漁獲物のサイズを大阪府立環境農林水産総合研究所水産技術センターおよび兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センターで測定し、そのサイズと解禁時のサイズおよび日間成長量から算出された解禁日案を漁業者に提案する。この提案をもとに、漁業者が解禁日を決定することになる。一方、終漁については、漁期中、水産技術センターにおいて、新仔の漁獲量をモニターし、新仔の資源量があるレベル以下になったと判断した段階で、終漁を協議すべき時期に来たことを漁業者に伝える。これを契機に、漁業者が協議し、終漁日が決定する。特に、イカナゴは満1歳で成熟し、産卵することから、一定量の新仔を獲り残し、次世代の親魚を確保することは、イカナゴの資源を適切に管理するうえで、極めて重要な取り組みである。

おけるイカナゴ資源の減少をもたらした大きな要因のひとつであることが指摘されている（藤原2004）。イカナゴは、漁業の対象であるだけでなく、カタクチイワシと同様に、サワラやトラフグ、メバルなど多くの魚の餌生物しても重要な存在であることから、その資源を維持することは、瀬戸内海の漁業生産を支える重要な鍵であると言っても過言ではない。幸いなことに、海砂採取は、2006年3月をもって、瀬戸内海全域で禁止となったが、ひきつづき、イカナゴが生息できるような底質環境の保全と適切な漁業管理を進めていくことが必要である。

3. 瀬戸内海におけるノリ養殖の温故知新

我が国の沿岸・内湾域では、水産物の安定した供給を図るため、様々な海面養殖業が行われているが、その中で最大の生産量を誇っているのがノリ養殖である。食品としてのノリの歴史は古く、日本で最初の法律書である大宝律令には、朝廷へ収める税として、数種類の海藻類が挙げられており、そのなかでも海苔は高級品だったと記されている（能登谷2000）。ノリ養殖は、江戸時代、将軍家に新鮮なノリを献上するため、品川、大森を中心とする東京湾で始まった。養殖が始まったことにより、これまでよりも大量のノリが市場に出回ることとなり、ノリは江戸の特産品として庶民にも親しまれるようになった。

現在、ノリ養殖には、スサビノリから選抜されたナラワスサビノリという大型に生長する品種が主に用いられている（図4-2-4、Niwa and Aruga 2006）。スサビノリは、ウシケノリ科アマノリ属に分類される紅藻類の1種で、原産地は北海道や東北地方である。その生活環は、無性世代（葉状体）と有性世代（糸状体）から構成されており、葉状体（私たちがノリとして食する形態）が成熟すると、葉状体上に造果器（雌性細胞）と精子嚢（雄性細胞）が形成され、それらが受精することによって果胞子が形成される。果胞子は発芽して糸状体となり、カキ殻などの基質に潜り込んで越冬する。秋口になると、糸状体は殻胞子嚢を形成

し、殻胞子嚢から放出された殻胞子が発芽して再び葉状体に生長する。また、葉状体から単胞子が放出され、無性的に葉状体に生長するサブサイクルも存在する。

戦後、ノリ養殖は爆発的に生産量を増加させたが、それは様々な技術革新が産み出したものである（三浦1992）。まず、1950～60年代に人工採苗技術が普及したことによって、これまでの天然採苗による養殖の不確実さが解消され、ノリ養殖が全国各地にひろがった。1960年代に入ると、浮き流し式の養殖方法が開発されるとともに、冷凍網技術が実用化された。ノリの養殖方法には、遠浅の海底に支柱を立てノリ網を張る支柱式と、錨とブイを用いてノリ網を海面に浮遊させた状態で行う浮き流し式がある（図4-2-5）。浮き流し式は、支柱式養殖が困難な水深の深い海域や風波が強い沖合域での養殖を可能にし、ノリ養殖漁場の拡大と生産量の増加に大きく貢献した。ちなみに、広大な干潟を有する有明海では、支柱式の養殖が主流である。一方、冷凍網とは、秋に育苗（下記参照）したノリ網を陸揚げし、乾燥させた後に $-20\sim-30^{\circ}\text{C}$ で冷凍保存したものである。ノリ網は、



図4-2-4 ナラワスサビノリ

（兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センター提供）

(1) 支柱式



(2) 浮き流し式



図4-2-5 ノリ養殖の方法。(1)支柱式、(2)浮き流し式

（兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センター提供）

通常、6～7回以上、摘み取りを行うと、収量や品質が低下してくるが、保管された冷凍網を順次張り替えることによって、長期間の養殖が可能となる。また、病気が蔓延した際にも、冷凍網で張り替えることによって被害を最小限に抑えることが可能となり、冷凍網技術が実用化されたことによって、ノリの生産量の増加と安定化につながった。その後も、選抜育種による生長の良い多収性品種の開発、全自動乾燥機の導入、もぐり船と呼ばれる高速の摘採船の開発などがノリ養殖の増産を後押しした。

ノリの養殖作業は、採苗、育苗、収穫（摘採）に大別される（図4-2-6）。採苗とは、ノリ網にノリのタネである殻胞子を付ける作業であり、海上で行う場合を野外採苗、陸上の水槽で水車を使って行う場合を陸上採苗という。タネのついた網は、一旦冷凍保存された後、水温が23℃以下になると、海面に張りこみ、葉体が1～3cm程度になるまで生長させる。この作業が育苗である。育苗後、本格的な生産が開始され、1週間程度のサイクルで収穫を繰り返す。また、一部のノリ網は再回収され、冷凍網として保存される。

現在、瀬戸内海におけるノリ養殖の主たる漁場は、播磨灘と備讃瀬戸海域（兵庫県、香川県、岡山県）であり、この3県の生産量の合計は、瀬戸内海全体の生産量の82%、全国生産量の35%に相当する（いずれも2005～2009年の平均値）。このように高い生産量を誇る播磨灘、備讃瀬戸海域であるが、2000年代以降、しばしば不作に見舞われ、生産量も減少傾向にある（図4-2-7）。不作の主な原因となっているのは、養殖ノリの色落ち現象である。本来、ノリは黒っぽい紫色から褐色にやや紫色を混ぜたような色をしているが、ノリの生長に必要な窒素やリンなどの栄養塩が不足すると、光合成色素量が低下して黄色がかった色となり、製品としての価値が大幅に下落する。2000年に瀬戸内海と並ぶノリ養殖の主漁場である有明海で起こった大規模な色落ちは、社会的な問題にまで発展したが、播磨灘や備讃瀬戸海域においても、近年、冬季を中心に、ノリの色落ちが頻発しており、

製品価値の下落に加えて、漁期の短縮（早期終了）にもつながっていることから、減産を余儀なくされている。また、最近では、ノリの網入れが行われる10～11月の瀬戸内海の水温が高めで推移しており、育苗開始の目安となる水温（23℃）に低下する時期が遅れる傾向にある。その結果、漁期がさらに短縮されることとなり、二期作から一期作に変わってきている漁場が増加するなど、ノリ養殖に二重の打撃を与えている。

ノリ養殖は、生産量、生産額の両面で、瀬戸内海における水産業を支える基幹とも言える存在である。したがって、ノリ養殖の持続的かつ安定的な生産を確保するための方策を講じることは、瀬戸内海の水産業にとって、重要かつ喫緊の課題のひとつである。一方で、瀬戸内海の気象や海象（環境）が大きく変化しつつある昨今、ノリ養殖



図4-2-6 ノリ養殖の主要な工程
(兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センター提供)

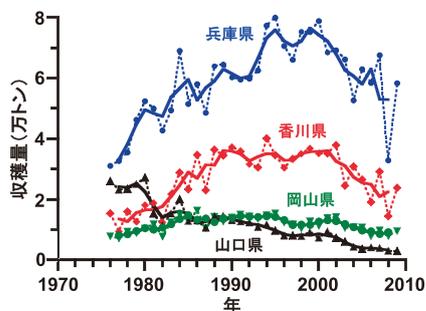


図4-2-7 兵庫県、香川県、岡山県および山口県におけるノリ養殖生産量の経年変化。太線は経年変化の3ヶ年移動平均値である

珪藻はノリ養殖の敵!?

珪藻類は、世界各地の沿岸・内湾域で普遍的に見られる植物プランクトンであり、動物プランクトンや魚介類の良好な餌生物でもあることから、「海の牧草」と形容されている。また、一般的に珪藻類は、他の植物プランクトンに比べ、至適な環境条件下での増殖能力が他の植物プランクトンよりも高いことから、比較的栄養塩濃度の高い沿岸・内湾域で優占的に出現し、栄養塩の最大の消費者となる。

珪藻類には様々な種が存在しているが、その中でノリ養殖との関係から注目されているのは大型の珪藻類 (*Coscinodiscus wailesii*, *Eucampia zodiacus*, *Rhizosolenia imbricata* など) である。特に *Eucampia zodiacus* (図4-2-8) は、近年、東京湾、三河湾、瀬戸内海東部海域などで、ノリ漁期にしばしば優占して出現する。本種は低水温条件下においても、栄養塩 (特に硝酸塩) の取り込み能力が高いことから (Nishikawa et al. 2009)、その大量発生は、ノリ漁期における栄養塩濃度の低下を加速し、ノリの色落ちによる被害を拡大させることになる。本来、水産業をはじめとする瀬戸内海の生物生産に重要な役割を担っている珪藻類が、ノリ養殖にとっては有害な存在となってしまった。

についても、今後の方向性やあり方を考える分岐点にきているのかもしれない。

4. 瀬戸内海のカキ養殖は日本一!

冬の代表的な味覚のひとつであるカキの瀬戸内海における養殖生産量 (むき身) は、全国生産量の70%以上を占めており、特に広島湾は全国シェアの60%近くを生産するわが国有数の養殖漁場である。広島湾におけるカキ養殖の歴史は古く、一説には室町時代にまで遡るとされているが、その生産量が爆発的に増加したのは、戦後、筏式の垂下養殖法が普及したことによるところが大きい。

筏式の垂下養殖法は、筏にカキの種が付いた貝殻を針金やロープでぶらさげ、育成する方法である。広島湾では、昭和初期に、広島県水産試験場によって初めてこの方法が実施されたが、当時の筏は、杉やヒノキで組み立てられていたことから、



図4-2-8 ユーカンピア (*Eucampia zodiacus*)

風や波に弱いという欠点があった。戦後、孟宗竹で組み立てた筏を用いて試験を行なった結果、風や波に強く、費用も安価であったことから、竹製の筏による垂下養殖法が急速に普及した。なお、筏は、横10m×縦20mのサイズが標準的なものである。

筏式の垂下養殖は、カキの産卵期である7~8月にホタテガイなどの貝殻 (コレクター) を海に垂下し、幼生を付着させる「採苗」、採苗した稚貝を養殖の開始に備えストックするとともに、強い養殖用種苗とするため、コレクターを一日に数時間干出するような干潟域に設置した棚 (抑制棚) に移動して成長を抑制する「抑制」、抑制棚から取り上げたコレクターを養殖海域に設置した筏から垂下して成長させる「本垂下-育成」という3つの工程を経て実施されている (石岡1995; 図4-2-9)。なお、春先から夏にかけての「育成」は、主にムラサキイガイなどの有害生物の付着を防止するため、深く吊り下げる (深吊り育成)。一方、秋になって、水温が低下すると、カキの生長を促進するため、植物プランクトンが豊富に存在する水面近くに吊り下げる (直吊り育成)。また、冬には、餌が豊富で身太りのよい沿岸の漁場に筏が集中するが、夏には、台風に対する避難や

る。そのひとつが養殖漁場の劣化もしくは老化である。カキ養殖は、無給餌養殖であることから、魚類養殖に比べると、周囲の環境に対するインパクトは小さいが、長期にわたる継続的な漁場の使用や過密養殖が底質の悪化を招くことに変わりはない。特に、近年の「ノコシ」の増加は、排泄物

や脱落個体などの有機物の底質への負荷を増大させ、漁場の劣化、老化を促進している可能性も否定できない。漁場の特性に応じた適正量の生産を行うとともに、周囲の環境にも考慮した養殖を実践していくことが、持続的な養殖生産を続けていくうえで、必要かつ重要な課題であろう。

第3章 瀬戸内海の漁業、養殖生産量はなぜ減少？

樽谷 賢治

瀬戸内海の漁業、養殖生産量はなぜ減少したのだろうか。残念ながら、現在のところ、この問いに対して、明確な回答を用意することはできない。ただ、瀬戸内海のような沿岸・内湾域は、人間活動の影響を顕著に被る海域であることから、人間活動の増大にともなう生態系の変化、劣化が漁業や養殖生産を減少に導いた原因のひとつであると推察される。ここでは、このような観点から、瀬戸内海の生態系を変化、劣化させたであろういくつかの要因について、簡単に示す。

1. 水温の上昇

地球規模での気候変動は、瀬戸内海のような沿岸・内湾域の環境や生態系にも影響を及ぼす。その顕著な例のひとつが、水温の上昇である。水温は、海洋に生息する生物の生理的機能を支配する重要な環境要因のひとつであるばかりでなく、水柱の成層化や海流などの海洋構造とも密接に関係していることから、栄養塩やプランクトンなどの餌料環境にも影響を及ぼす。したがって、水温が上昇すると、魚介類の産卵場や産卵時期の変化、回遊経路の変化、生活史の時間的なずれなど、水産資源の分布や漁期に関わる深刻な影響が水産業にも及ぶ可能性が懸念されている。

瀬戸内海における水温は、1990年代以降、ほぼすべての海域で上昇傾向にあり、特に秋季～冬季の水温上昇が顕著である（高橋・清木2004、樽谷2007）。このような水温の上昇と漁業資源との関係については明らかにされていないが、これまで

瀬戸内海でほとんど見られなかった南方性や暖海性魚類の来遊量が増加するなど、水温上昇の影響を示唆する報告がなされている。一方、養殖業に対しては、南方海域を起源とする新奇の有害プランクトン種の出現やノリ網設置の遅延によるノリ漁期の短縮など、水温上昇の影響と思われる被害事例が増加しつつある。

2. 栄養塩負荷量の減少と低次生産力の低下

「水がきれいになりすぎて魚がとれない」。最近、しばしば漁業者から耳にする声である。人間活動の増大にともなう富栄養化は、世界各地の沿岸・内湾域に共通する課題のひとつであり、富栄養化を解消すべく、様々な対策が検討、実施されてきた。瀬戸内海においても、1960年代中頃以降、赤潮の頻発や貧酸素水塊の形成など、富栄養化にともなう様々な問題が生じたことから、1973年に瀬戸内海環境保全臨時措置法（後に特別措置法）が施行され、水質総量規制等の一連の環境施策が講じられてきた。その結果、近年、水質は概ね改善傾向にあるが、既に述べたように、漁業や養殖生産量は逆に減少傾向にあることから、先の漁業者の声につながる事となる。

このようないわゆる瀬戸内海の貧栄養化（Yamamoto 2003）による漁業や養殖業への影響を示す典型的な事例は、養殖ノリの色落ちである。ノリの色落ちは、主に生長に必要な栄養塩が不足することによって生じる。また、河口域に存在する漁場よりも、沖合に設けられた漁場で、色落ち

による被害が頻発する傾向にあることも、陸域からの栄養塩負荷量の減少がノリ養殖の減産に影響を及ぼしていることを支持している。漁業やカキ養殖についても、栄養塩の負荷量や濃度の減少と生産量の減少とがほぼ時を同じくして起こっていることが報告されている（樽谷・中嶋2011）。しかしながら、魚類や二枚貝類は、栄養段階でより高次にあることから、貧栄養化との関係が複雑であり、科学的に検証されるまでには至っていない。

3. 藻場・干潟などの浅海域の消失

沿岸・内湾域に生息する多くの魚介類は、水深が10mにも満たない藻場、干潟、砂浜域のような浅海域を産卵場や稚仔魚期、幼期の成育場として利用している。また、藻場や干潟は、栄養塩をはじめとする環境の浄化能力を有するなど、沿岸・内湾域の物質循環にも重要な役割を果たしている。瀬戸内海では、1960年代以降、大規模な埋め立てや海砂の採取などによって、浅海域の多くを失った。例えば、明治時代に25,000haを超えていた瀬戸内海の干潟面積は、埋め立てなどにより半分以上にまで減少した。アマモ場についても、1960年代初めには20,000ha程度を占めていたが、現在では1/3以下にまで減少している。干潟を直接の生息場とするアサリなどを除くと、水産資源と浅海域との定量的な関係については未解明の部分が多いが、魚介類にとって重要な場である浅海域の保全、再生を図ることは、今後の水産業を考えるうえで重要な課題のひとつである。また、そのためには、現存する多くの護岸や港湾などの役割についても再評価し、将来的には自然の海岸線を取り戻すような発想も必要になると考えられる。

4. 漁獲圧、養殖密度の増加

魚介類は、無尽蔵の資源ではないことから、過度の漁獲が資源量の低下を招くことは容易に想像できる。また、多くの水産資源は、沿岸・内湾域の食物連鎖において、重要な位置を占めていることから、資源量の変化は、海域の生物生産構造や栄養塩濃度等の環境要因に影響を及ぼす。生物生

産構造や環境要因が変化すると、その影響は水産資源にも及ぶことから、場合によっては資源量の低下をさらに加速する結果にもつながる（トップダウン効果と呼ばれる）。

近年、世界各地の沿岸域で、漁獲量の減少とクラゲ類の増加が報告されているが、その原因として、このようなトップダウン効果の影響を指摘する声もある（Pauly et al. 1998, Daskalov 2002）。瀬戸内海においては検証されていないが、漁業や養殖業は生態系を変えてしまう力があることを十分に認識し、漁業管理、養殖管理を進めていく必要があるだろう。

参考文献

- Cury, P. M., L. J. Shannon, J-P. Roux, G. M. Daskalov, A. Jarre, C. L. Moloney and D. Pauly (2005): Trophodynamic indicators for an ecosystem approach to fisheries. ICES J. Mar. Sci., 62, 430-442.
- Daskalov, G. M. (2002): Overfishing drives a trophic cascade in the Black Sea. Mar. Ecol. Prog. Ser., 225, 53-63.
- de Levina Moreno, J. I., V. N. Agostini, J. F. Caddy and F. Carocci (2000): Is the pelagic-demersal ratio from fishery landings a useful proxy for nutrient availability? A preliminary data exploration for the semi-enclosed seas around Europe. ICES J. Mar. Sci., 57, 1091-1102.
- 藤原建紀 (2004) : 瀬戸内海の水質と生態系の長期変動 - 海砂採取による濁り・CODの上昇とイカナゴ資源の減少 - . 海と空, 80, 91-97.
- 石岡宏子 (1995) : カキ養殖の現状と問題点. 瀬戸内海, 4, 29-33.
- 川口 修・平田 靖・若野 真・山本民次・陸田秀実 (2011) : カキ養殖の実施形態別有機物負荷特性の評価. 日本誌, 77, 1043-1050.
- 日下部敬之・大美博昭・斉藤真美 (2007) : 耳石日周輪解析による東部瀬戸内海産イカナゴ稚魚の成長. 水産海洋研究, 71, 263-269.
- 三浦昭雄 (編) (1994) : 食用藻類の栽培 (水産学シリーズ88). 恒星社厚生閣, 東京, 150pp.
- 村上彰男 (編) (1976) : 瀬戸内海の海域生態と漁場. フジ・テクノシステム, 東京, 415pp.
- Nishikawa, T., K. Tarutani and T. Yamamoto (2009): Nitrate and phosphate uptake kinetics of the harmful diatom *Eucampia zodiacus* Ehrenberg, a causative organism in the bleaching of aquacultured *Porphyra* thalli. Harmful Algae, 8, 513-517.
- Niwa, K. and Y. Aruga (2006): Identification of currently cultivated *Porphyra* species by PCR-RFLP analysis. Fish. Sci., 72, 143-148.
- 能登谷正浩 (編) (2000) : 海苔の生物学. 成山堂書店, 東京, 172 pp.
- 岡市友利・小森星児・中西 弘 (編) (1996) : 瀬戸内海の生物資源と環境 - その将来のために. 恒星社厚生閣, 東京,

272pp.

- Pauly, D., V. Christensen, J. Daisgaard, R. Froese and F. J. Torres (1998): Fishing down marine food webs. *Science*, 279, 860-863.
- 高橋 暁・清木祥平 (2004): 瀬戸内海の長期水温変動. *海と空*, 80, 69-74.
- 高尾亀次 (1990): 瀬戸内海におけるカタクチイワシの回遊・産卵. *水産技術と経営*, 3, 9-17.
- 多々良薫 (1981): 基礎生産と漁獲量との関係－漁業による基礎生産の利用－(瀬戸内海におけるモデル計算). *南西水研報*, 13, 111-113.
- 樽谷賢治 (2007): 瀬戸内海の環境の30年間の変化－水産の環境モニタリング“浅海定線観測調査”のとりまとめ－. *日本ベントス学会誌*, 62, 52-56.
- 樽谷賢治・河野悌昌 (2011): 広島湾・安芸灘・伊予灘の水産. *瀬戸内海*, 62, 14-17.
- 樽谷賢治・中嶋昌紀 (2011): 閉鎖性海域における貧栄養化と水産資源. *水環境学会誌*, 34, 47-50.
- Yamamoto, T. (2003): The Seto Inland Sea-eutrophic or oligotrophic? *Mar. Poll. Bull.*, 47, 37-42.
- Yasuda, I., H. Sugisaki, Y. Watanabe, S. Minobe and Y. Oozeki (1999): Interdecadal variations in Japanese sardine and ocean/climate. *Fish. Oceanogr.*, 8, 18-24.
- Yatsu, A., T. Watanabe, M. Ishida, H. Sugisaki and L.D. Jacobson (2005): Environmental effects on recruitment and productivity of Japanese sardine *Sardinops melanostictus* and chub mackerel *Somber japonicus* with recommendations for management. *Fish. Oceanogr.*, 14, 263-278.

おわりに

本章では、瀬戸内海の漁業と養殖業について、それらの特徴と近年の動向を中心に概説した。記述にあたっては、できるだけ瀬戸内海の気象や海象と関連づけるよう、心がけたつもりであるが、至らない点はお容赦願いたい。

瀬戸内海の水産業は、漁獲量や養殖生産量の減少、低迷をはじめとする様々な問題に直面している。瀬戸内海の気象や環境（海象）が変化し、住民の水産業や環境問題に対する意識、関心も変わるなか、水産業についても、今後のあるべき姿、方向性を真剣に議論し、新しい水産業の幕開けを迎えるための準備を早急に行う必要がある。10年後、20年後にも、瀬戸内海で獲れた魚介類が私たちの食卓を彩っていることを願って・・・。

本稿を作成するにあたり、河野悌昌氏（水産総合研究センター瀬戸内海区水産研究所）、二羽恭介氏（兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センター）、平田 靖氏（広島県立総合技術研究所水産海洋技術センター）および川口 修氏（広島県立総合技術研究所水産海洋技術センター）から貴重なコメントをいただいた。ここに感謝申し上げる。

第5部 瀬戸内海の地誌

編集責任者 八島 邦夫

はじめに

瀬戸内海は、本州、四国、九州に囲まれた東西約450km、南北15～55kmの東西方向に長いわが国最大の内海である（図5-0-1）。この浅くて広大な海域は、Harada（1888）が「東洋の地中海」と呼んだように、多くの島々や灘と瀬戸が織りなす独特の景観が広がり、1934年に雲仙、霧島とともにわが国最初の国立公園に指定された。当初の指定区域は、備讃瀬戸を中心とする区域に限られていたが、現在は沿岸の10府県およびその面積（陸域のみ）は約669平方kmに達している。

本論では、このように風光明媚な瀬戸内海について、潮流が卓越し、その営力（地球表面の形である地形を変化させる自然の力）が大きく作用している海釜をはじめとする海底の地形を中心に、その生い立ちや特徴について述べる。

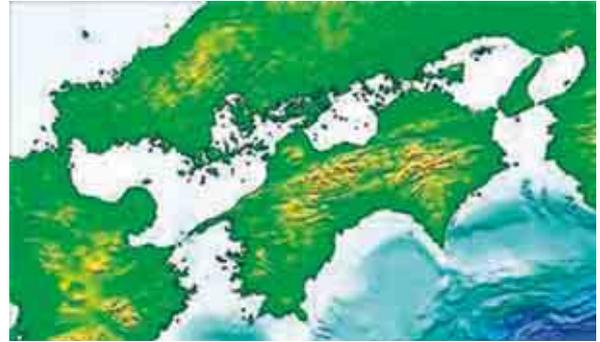


図5-0-1 瀬戸内海周辺の地形 海上保安庁海洋情報部による

参考文献

Harada, T.(1888): Versuch einer geotektonischen Gliederrung der japanischen Inseln. Japan.Geol.,Reichsanst.1-23.

第1章 概要

八島 邦夫

1. 範囲と海域区分

瀬戸内海の範囲については、古来から目的や観点の違いにより、いろいろな使われ方がなされ、

現在は法律的に領海法施行令、海上交通安全法施行令、漁業法、瀬戸内海環境保全特別措置法の4つにより定められている。

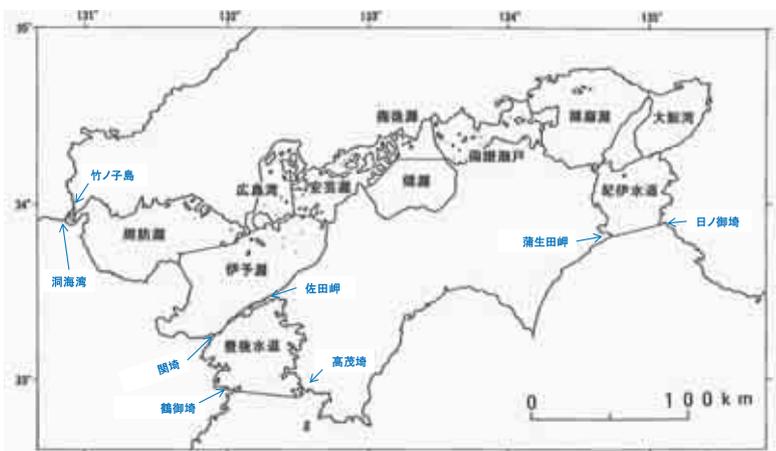


図5-1-1 瀬戸内海の範囲と海域区分

領海法施行令では、和歌山^{ひのみさき}県日ノ御埼 - 徳島^{がもだ}県蒲生田岬、愛媛^{さだ}県佐田岬 - 大分^{せきざき}県関埼、関門海峡西口の竹ノ子島^{だいぼのはな}台場鼻から洞海湾入り口を結ぶ線に限られる海域で、この場合の面積は、約1万9,700平方kmである（図5-1-1）。海上交通安全法施行令では、領海法施行令より関門港を除いた部分だけ狭く、漁業法でも関門港門司埼以西を除いた部分だけ狭くなっている。

一方、瀬戸内海環境保全特別措置法では、漁業法の範囲に隣接する豊後水道お

よび響灘の一部が加えられており、豊後水道の南の境界は、愛媛県高茂崎と大分県鶴御崎を結ぶ線で、この場合の面積が最も広く、約22,500平方kmとなる。

本論では瀬戸内海に特徴的な海釜が鶴御崎沖など豊後水道にも見られることから、豊後水道も含めて記載することとする。

図5-1-1には海図、水路誌等で用いられている海域の区分を示したが、備讃瀬戸の北西部を水島灘、安芸灘を斎灘と呼ぶ場合、広島湾を湾奥の一部に限定する場合や広島湾全体を安芸灘に含める場合もある。

2. 水深

瀬戸内海の10mごとの水深ヒストグラムを図5-1-2に示したが、大部分の海域は水深60m以浅

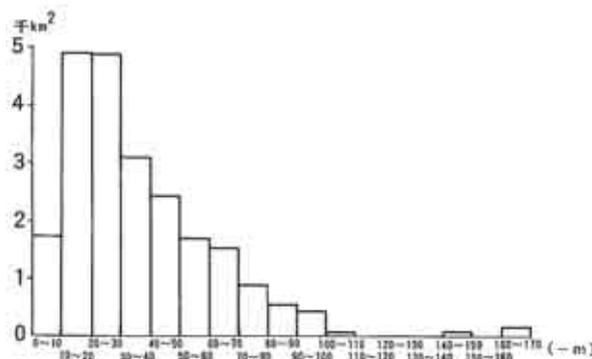


図5-1-2 瀬戸内海の水深ヒストグラム 長井(1992)による

表5-1-1 瀬戸内海各海域の平均水深と面積

海域区分	平均水深 (m)	面積 (千平方km)
紀伊水道	44	1.9
大阪湾	29	1.4
播磨灘	25	3.0
備讃瀬戸	15	1.3
備後灘	16	0.5
燧灘	20	1.7
安芸灘(含む広島湾)	27	2.0
伊予灘	50	4.3
周防灘	21	3.6
豊後水道	74	2.8
瀬戸内海(領海法)	31	19.7
瀬戸内海(領海法+豊後水道)	36	22.5

表5-1-2 瀬戸内海の深所の水深

順位	海域	水深 (m)	順位	海域	水深(m)
①	速吸瀬戸	460	⑥	明石海峡	148
②	鳴門海峡	217	⑦	釣島水道	146
③	友ヶ島水道	167	⑧	来島海峡	136
④	怒和島水道	157	⑨	諸島水道	129
⑤	クダコ水道	154	⑩	猫瀬戸	128

で、水深10~30mの海域が最も広く、全体のおよそ半分を占める。そして、海峡周辺や海釜の部分を除けば、水深が60mをこえる海域は紀伊水道、伊予灘、豊後水道にみられるのみである。

長井(1992)は、日本海洋データセンターの水深データファイルを用いて、瀬戸内海的面積、平均水深を算出した(表5-1-1)。それによると、瀬戸内海の平均水深は、領海法施行令の範囲では31m、瀬戸内海環境保全特別措置法の範囲で36mであり、いずれの場合も非常に浅い海である事を示している。

一方、表5-1-2には瀬戸内海の深所の水深を示したが、最深所の速吸瀬戸460m、鳴門海峡、217m、友ヶ島水道167mなど、海峡部には局所的な深所があり、水深が100mをこえるところは40箇所に達する。

3. 潮汐と潮流

瀬戸内海の潮汐は、外海に生じた潮汐が潮汐波(潮浪)となって、主に紀伊水道と豊後水道から瀬戸内海に入り、内陸側に波及するものである。豊後水道から伊予灘に進入した潮汐波は、周防灘と安芸灘(一部は広島湾)へ分かれて進み、そのうち東進する潮汐波は、紀伊水道から入り、西進してくる潮汐波と備讃瀬戸西部で会合する。

瀬戸内海の潮汐は、一般に1日2回の高潮と低潮が規則的にみられ、潮差は広島湾奥部(広島、呉など)で最も大きく約4m、瀬戸内海西部(下

表5-1-3 瀬戸内海の潮流流速(流速順)

順位	海峡名	流速(ノット)	順位	海峡名	流速(ノット)
①	鳴門海峡	10.6	⑥	大島瀬戸	6.9
②	来島海峡	9.7	⑦	鼻栗瀬戸	6.3
③	船折瀬戸	9	⑧	ミルガ瀬戸	6
④	関門海峡	8.5	⑨	速吸瀬戸	5.7
⑤	明石海峡	7.1	⑩	青木瀬戸	5.6

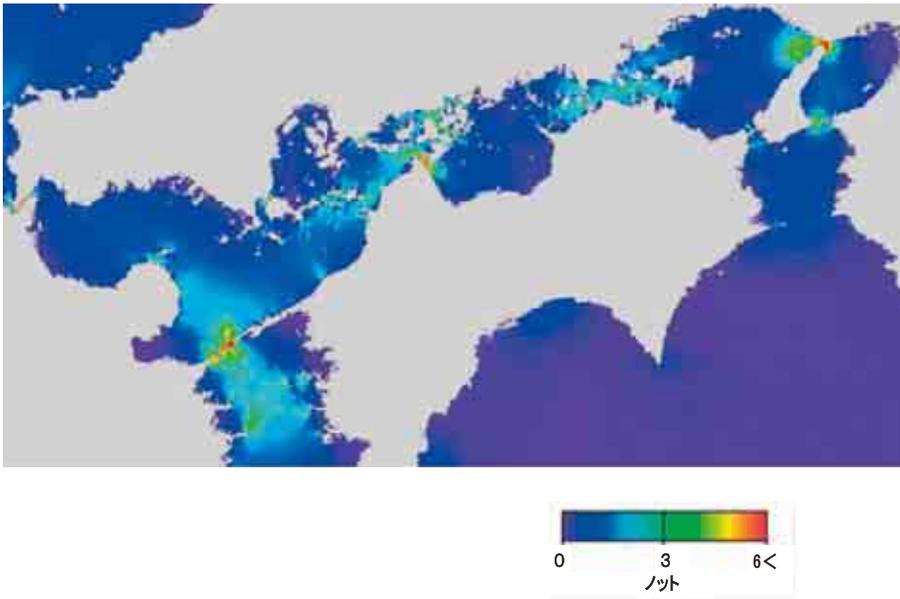


図5-1-3 瀬戸内海の潮流流速分布 海のアトラス編集委員会(2011)による

関など)で約3m、東部(神戸、大阪など)では約1mと小さい。

潮流は、広い灘の海域では、海峡の近くや島の周辺を除けばおおむね1ノット(0.5m/秒)以下と穏やかであるが、瀬戸では、流れが速く複雑で数ノットに達し、場所によっては10ノット(5m/秒)をこえる。鳴門海峡では日本沿岸最速の10.6ノット(約19km/時)にも達し、来島海峡、関門海峡も8ノットをこえる(図5-1-3、表5-1-3)。

瀬戸内海の潮流流速の分布と底質分布はきわめて良い対応を示し(Yanagi et al.,1982)、底質は潮流の速さにおおむね支配されている。

参考文献

長井俊夫(1992):瀬戸内海の平均水深について. 海洋調査技術, 4巻2号, 61-64.
 海のアトラス編集委員会(2011):海の動き.「海のアトラス-水路業務140周年-」, (財)日本水路協会, 48-57.
 Yanagi,T.,H.Takeoka and H.Tsukamoto(1982): Tidal energy balance in the Seto Inland Sea. Jour.of the Oceanogr. Soc.of Japan,38, 293-299.

第2章 瀬戸内海の生い立ち

八島 邦夫

1. 瀬戸内海の骨格の形成

西南日本は日本有数の顕著な断層帯である中央構造線を境に、日本海側の内帯と太平洋側の外帯に分けられる。瀬戸内海は、その大部分が中央構造線の北側の内帯に位置し、中国地方と四国地方の隆起帯に挟まれた第三紀(約6,500万年から200万年前までの期間)以降の陥没・沈降地帯で、第一、第二瀬戸内海などの数次にわたる沈水・陸化を経た後、海になったものである(図5-0-1)。

最終的に現在のような海となったのは今から約

2万年前にはじまる最終氷期最盛期以降のことで、灘は沈水した盆地や沈降の激しかった地域に当る。広い灘には大阪湾、播磨灘、燧灘、伊予灘、周防灘があり、周防灘を除いていずれも中央構造線に沿って位置し、狭い灘は備後灘、安芸灘、広島湾などで内海の北部に位置し、中央構造線に近いほど沈降傾向が強かったことを示している。

一方、淡路島、小豆島をはじめ備讃諸島、芸予諸島などの島々が多く分布する多島海の海域は、比較的沈降が少なかった地域に当たり、島々は老

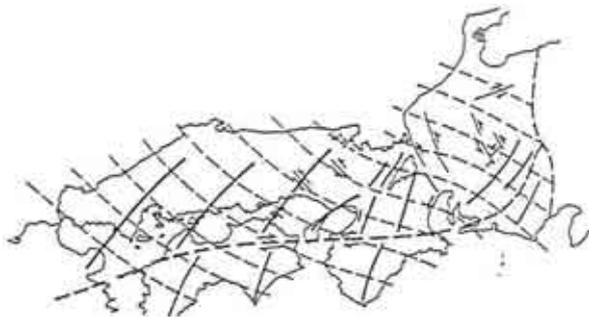


図5-2-1 西南日本の中央構造線と剪断帯 藤田(1968)による
中央構造線は太い破線、太い実線は隆起軸を示す

年期の山地や残丘が沈水して生じたものである(貝塚, 1985)。

これらの島々は、北東-南西方向の配列が特徴で淡路島、^{いえしま}家島-小豆島、備讃諸島、^{けいよ}芸予諸島、倉橋島-^{やしろ}屋代島など中央構造線に対して30~40度の角度で交わっている。この配列について、藤田(1968, 1983)は、フィリピン海プレートの斜め方向の沈み込みの運動が中央構造線の右横ずれ運動を引き起こし、瀬戸内海域で右横ずれの瀬戸内^{せん}断帯が形成されたことに起因すると考えた。藤田によると、この剪断帯では褶曲構造や断層が発達し、東西圧縮に伴う基盤褶曲に灘(沈降軸)と多島海(隆起軸)が約30-40度の度で雁行している(図5-2-1)。

2. 最終氷期最盛期の瀬戸内海

最終氷期の最盛期には、海面は現在よりおよそ100~120mほど低下して、瀬戸内海全体が陸化し、広大な平野が出現した。事実、備讃瀬戸からはナウマンゾウやシカの化石が多数引き上げられており、当時は草食哺乳動物の生活に適した場であったことが分かる。

最終氷期の瀬戸内海の海底地形研究を行った桑代(1959)は、海釜に露出した河成礫層を手がかりに日本列島の中で最大規模の沈水化石谷を復元した(図5-2-2)。それによると最終氷期の分水嶺は備讃諸島、関門海峡付近にあり、当時は3つの水系が存在した。

備讃諸島から東への東水系は、播磨灘から明石海峡を通過した後、大阪湾を流れ、友ヶ島水道を



図5-2-2 最終氷期最盛期の瀬戸内海の古水系 桑代(1959)などを改変

通過して紀伊水道から太平洋に注いでいた。

一方、備讃諸島から西への中水系は燧灘、安芸灘を通過して、関門海峡付近から周防灘を通過して流れてきた西水系と伊予灘で合流し、速吸瀬戸を通過して豊後水道から太平洋に注いでいた。中野・小林(1959)は、この東水系の沈水谷を紀淡川、中水系の沈水谷を豊予川と呼び、この中水系の河川は、当時の日本における最長の河川であったと思われる。

日本第四紀学会(1987)では、紀淡川の水系は、これとは若干異なり、播磨灘から鳴門海峡を抜け、紀伊水道を通るコースを図示している。筆者も明石海峡と鳴門海峡の鞍部地形の水深からこの考えに賛成である。

最終氷期の瀬戸内海の大部分は陸化していたが、ところどころに淡水湖が分布していた。当時は海水準が低下してただけでなく、乾燥気候が卓越し、茫漠とした草原が広がっていた時もあった。ところどころに泥炭の堆積する湿地があり、その周囲に約2万年前の旧石器時代の生活址が発見されている(成瀬ほか, 1995)。国府技法あるいは瀬戸内技法と呼ばれる旧石器は、香川県の^{こくぶ だい}国府台、^{きやま いしま}城山、井島、岡山県の^{わしゅうざん}鷺羽山、宮田山に産出することで知られる。

3. 瀬戸内海の沈水過程及び海底地形発達史

最終氷期最盛期が終わって、約1.3万年前頃になると温暖化が進み、海水準は急激に上昇した(図5-2-3)。これに伴い瀬戸内海には豊後・紀伊両水道から海水が侵入し、順次各海峡を経由して

各灘や湾を形成して海域は拡大し、現在の瀬戸内海は完成した（図5-2-4、表5-2-1）。

海水準が-80mになると速吸瀬戸が成立し、伊予灘に海が侵入した。一方、友ヶ島水道の成立は-60mの時代で、その時代は約13,000年前（大嶋ほか1975）で、大阪湾への海の侵入が始まった。-50mの時代になると諸島・怒和島・釣島水道が成立して安芸灘に海が侵入し、-40mの時代になると鳴門海峡、来島海峡が成立して、それぞれ播磨灘、燧灘に海が侵入した。続いて約8,000年前の海水準が-20mの時代になって備讃瀬戸の塩飽諸島周辺にある分水界が沈水し、豊後・紀伊両水道から侵入してきた東西の瀬戸内海が連結した。そしておよそ7,000年前と考えられる-10mの時代になって関門海峡が成立して日本海に通じ、最終的に現在の瀬戸内海が完成したと考えられる。

かつては備讃瀬戸の分水界の沈水により、瀬戸内海が完成した（井関、1957、1977）といわれ、その海水準と年代は海水準が-20mで、牛窓と小豆島の間にある黄島貝塚の年代から約8,500年前である（井関、1957、1977、渡辺、1966）といわれてきたが、関門海峡周辺の鞍部地形の水深は-13～

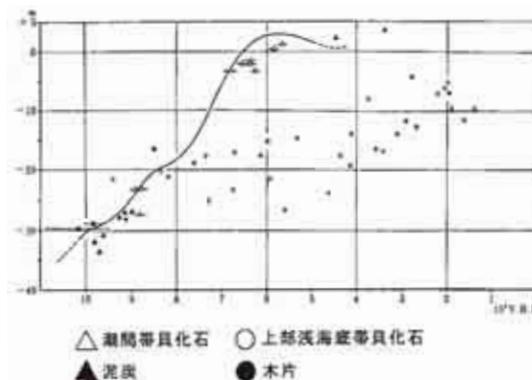


図5-2-3 大阪湾・播磨灘の1万年前以降の海水準変化 前田(1980)による

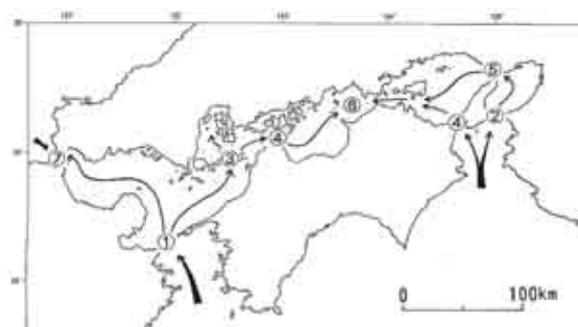


図5-2-4 瀬戸内海の沈水過程

表5-2-1 瀬戸内海の沈水過程及び海底地形発達史

地質時代	年代(年前)	海水準	海峡と同海峡関連海釜の形成	沈水過程	おもなできごと
完新世	6,500	0			
	7,000	-10m	関門海峡	瀬戸内海と日本海の連結	現在の瀬戸内海の完成
	8,000	-20m	備讃瀬戸	燧灘と播磨灘の連結	東西の瀬戸内海の連結、明石海峡海釜形成の本格化
	10,000	-30m	明石海峡	大阪湾と播磨灘の連結	鳴門海峡海釜形成の本格化
更新世後期		-40m	鳴門海峡 来島海峡	播磨灘への侵入 燧灘への侵入	
		-50m	諸島・怒和島・ 釣島水道	安芸灘・広島湾への侵入	
		-60m	友ヶ島水道	大阪湾への侵入	
		-70m		紀伊水道への侵入	
		-80m	速吸瀬戸	伊予灘への侵入 豊後水道への侵入	
		-100m			
	18,000 ～ 20,000	-100～ -120m			瀬戸内海の陸化と古水系の形成

-14mとさらに浅く、現在の瀬戸内海は関門海峡の成立により完成したと修正すべきである。

表5-2-1のような沈水過程、海峡の形成過程を経て、瀬戸内海には多島海が誕生し、沿岸部の河口域では三角州の形成、潮流の速い海底では海底の侵食（海釜の形成）などが始まった。

約6,000年前の縄文前期の頃には、現在より海面は約3m高くなり、その後、微変動を繰り返しながら現在に至ったのである。沿岸には離水したノッチ（海食窪）、波食棚、海食洞、段丘礫層が見られることがあり、海水準変動、土地の隆起、ハイドロアイソスタシー(Nakada et al.,1991)などの影響を受けたことが考えられる。

参考文献

藤田和夫（1968）：六甲変動，その発生前後－西南日本の交差構造と第四紀の地殻変動. 第四紀研究, 7, 248-260.
藤田和夫（1983）：「日本の山地形成論－地質学と地形学の間－」. 蒼樹書房, 1-466.
井関弘太郎（1957）：縄文早期ごろの海面とその相対的变化.

名古屋大学文学部研究論集, 17, 145-163.

井関弘太郎（1977）：完新世の海面変動. 日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」, 89-97.
貝塚爽平（1985）：－沈水した山と水系－瀬戸内海の島々. 日本の平野と海岸, 日本の自然, 岩波書店, 71-82.
桑代 勲（1959）：瀬戸内海の海底地形. 地理評, 32, 24-35.
前田保夫（1980）：1万年前以降の瀬戸内海東部の海面変化－とくに大阪湾、播磨灘について－. 海と空, 56, 2-3合併号. 91-96.
道田豊・小田巻実・八島邦夫・加藤茂（2008）：「海のなんでも小事典」. 講談社, 1-307.
中野尊正・小林国夫（1959）：「日本の地形」. 岩波書店, 1-203.
成瀬敏郎・塩見良三・佐溝 理・中川 毅（1995）：兵庫県御津町「碇岩南山遺跡Ⅰ」. 37-68.
Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991): Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonics and mantle rheology. Palaeoclimatol., palaeocology, 85, 107-122.
日本第四紀学会編（1987）：「日本第四紀地図」. 東京大学出版会, 1-110.
大嶋和雄・小野寺公兎・有田正史（1975）：流出重油の漂跡と海底堆積物. 地質ニュース, 254, 32-41.
渡辺直経（1966）：縄文および弥生時代の¹⁴C年代. 第四紀研究, 5, 157-168.
八島邦夫（2004）：瀬戸内海の島および灘と瀬戸の海底地形. 日本の地形6, 近畿・中国・四国, 東大出版会, 213-220.

第3章 瀬戸内海の島および海底地形

八島 邦夫

1. 瀬戸内海の島

瀬戸内海には多数の島々が分布し、その数は大小3,000とか700余といわれている。しかし、まんべんなく分布しているのではなく、前述のように多島海をなす海域に集中して分布している。

島の数の計測等については、コラムに述べるが、瀬戸内海の島の数について、(財)日本離島センター(1973)は、838、第六管区海上保安本部(1986)は、727の数字をあげている。

瀬戸内海周辺では花崗岩が広く分布し、一部に火山岩が分布するが、瀬戸内海の島の地形は、島を構成する地質によってほぼ決定される。瀬戸内海の花崗岩は風化に対して比較的弱く、侵食が進みやすい特徴をもっているため、風化すると砂状の“マサ”になり、多くの白砂青松の海岸の砂のもとになっている。

一方、中新世（約2,300年前から約500万年前ま

での期間）の火山活動による瀬戸内火山岩類である讃岐岩（サヌカイト）は、硬い岩石で、これがキャップロック（平坦な頂を持つ台状の地形の上部に横たわり、台地を侵食から保護している地層）となり屋島、五色台のような台状の地形（メーサ）や溶岩台地がその後の侵食によって円錐形になった讃岐富士（飯野山）などがある。さらに、これらの地形が海食により、裾の緩斜面が削られ、槌の頭のような急斜面になった大槌^{おおづち}、小槌島^{こづち}のような地形がある。

芸予、防予諸島も備讃諸島と同じく老年期の地形が沈水し、前者は古生層の砂岩、粘板岩、後者は第三紀の溶岩がキャップロックとなり残丘となったものである。

2. 瀬戸内海の海底地形

水深が浅く潮流が卓越する瀬戸内海の海底は、

瀬戸内海の島の数

島の数进行讨论する場合、島をどのように定義し、どのような資料に基づいて計測するかにかかっている。国連海洋法条約では、島とは“自然に形成された陸地であって、水に囲まれ、高潮時においても水面上にあるもの”と定義されているが、島の大きさについての定義はなされていない。

(財)日本離島センターの838という数字は、領海法施行令の範囲において国土地理院刊行の5万分の1地形図において名称のある島の数に数えたものであり、第六管区海上保安本部(1986)の727という数字は、同じく領海法施行令の範囲を対象としているが、総務省統計局刊行の“日本統計年鑑”の基準である外周が0.1km以上を島とし、海図から計測したものである。

第六管区海上保安本部(1986)によると、県別の島の数では、広島県142島、愛媛県133島、山口県127島、香川県112島の順に多く、面積的には淡路島、小豆島、屋代島、倉橋島、大三島の順に大きい。

なお、海図では、岩を水上岩(高潮時にも海面上にある岩)、干出岩(高潮時には海面下に没し、低潮時には海面上に現れる岩)、洗岩(低潮時に岩頂を波が洗う岩)、暗岩(低潮時にも海面下にあり、航海に危険な岩)に区別しているが、国連海洋法条約では「岩」についての記述はあるものの定義はなされていない。

狭くて起伏に富む瀬戸(海峡、水道と同意)と広く平坦な灘(湾)に区分される(図5-3-1)。瀬戸、海峡、水道の語源等についてはコラムに述べるが、瀬戸とは、両側陸地にせばめられた水道で、海峡や水道とはほぼ同じ意味で、本質的な違いはなく、本論では海峡に統一して述べる。海峡と呼ばれるものには明石、鳴門、来島、関門海峡、水道には釣島つるしま、クダコ、友ヶ島、紀伊水道、瀬戸には大野、音戸、早瀬瀬戸などがあり、灘(コラム参照)は、場所によっては湾と呼ばれる。

そして瀬戸内海の海底地形は、主に海峡中央部にみられ起伏の激しい海釜かいひと、海峡周辺にみられる砂堆(海底砂州)および広く平坦な灘(湾)の地形により特徴づけられる。なお、砂堆などの浅瀬地形は航海上、危険な場所をなす場合が多い一方、好漁場をなすことも多い。

3. 瀬戸内海の海底堆積物

瀬戸内海の周辺陸域には、広く白亜紀(約1億5,000年前から約6,500万年前までの期間)の花崗岩が、局地的には白亜紀の和泉層群、中新世(約2,300万年前から約500万年前までの期間)の瀬戸内火山岩類、第四紀(約200万年前から現在までの期間)の地層が分布し、海底にも周辺陸域の地層が分布する。

図5-3-2には、瀬戸内海の底質(表層堆積物)分布を示したが、友ヶ島水道、明石海峡、鳴門海峡、来島海峡、関門海峡などの海峡部では岩や礫が分布し、大阪湾、播磨灘、備後灘、燧灘、広島湾、周防灘などの灘では、海峡近

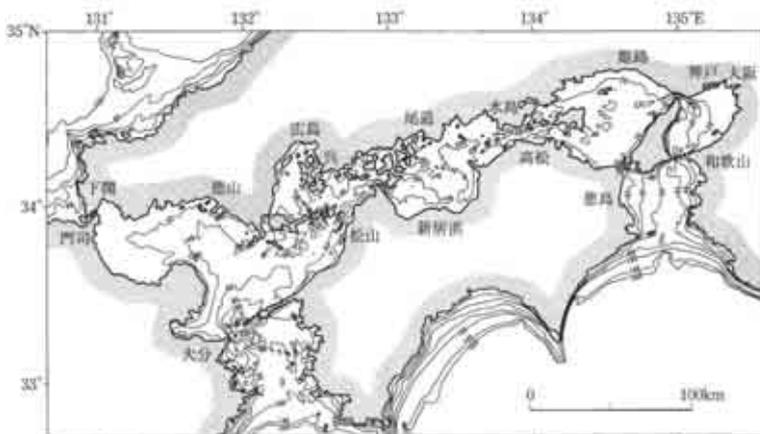


図5-3-1 瀬戸内海の海底地形

瀬戸内海の瀬戸、海峡、水道

「瀬戸」は日本古来の名称で、本来は追門であって、サ(狭)ト(門)から転じた狭い通路(海)の意味である。「海峡」、「水道」は、それぞれ明治以降に導入されたStrait, Channelの対訳名称で、英語では「海峡」は、“2つの大きな海域を結ぶ比較的狭い水路”、「水道」は、“船舶航行に十分な深さをもつ水路”と定義される。前者は、地形的観点からの呼称であり、後者は人文的観点からの呼称であることが分かる。

しかし、日本における呼称法では、それぞれの間には本質的な相違や大きさの概念も基本的にはなく、○○海峡とか○○水道などの呼称は、多分に慣習的なもので、同義語と解することができる。

瀬戸内海で海図に記載されている数は、「水道」が22箇所、「瀬戸」が75箇所、「海峡」が5箇所、「瀬戸」が圧倒的に多い。主な例は以下のとおり。

- 瀬戸 由良瀬戸、備讃瀬戸、下津井瀬戸、塩飽瀬戸、船折瀬戸、鼻栗瀬戸、伯方瀬戸、高浜瀬戸、布刈瀬戸、加茂ヶ瀬戸、三原瀬戸、宮ノ窪瀬戸、音戸ノ瀬戸、猫瀬戸、大島瀬戸、クダコ瀬戸、ミルガ瀬戸、大瀬戸、早鞆瀬戸、速吸瀬戸
- 海峡 明石海峡、鳴門海峡、来島海峡、上関海峡、関門海峡
- 水道 紀伊水道、友ヶ島水道、尾道水道、柱島水道、怒和島水道、諸島水道、クダコ水道、釣島水道、豊後水道

灘

比較的沿岸に近い、島の少ない広い海面で、日本固有の呼称法。瀬戸内海では湾とほぼ同様の波静かな海域に用いられるが、日本の他の海域では波の荒い外洋に面した海域に用いられ、海況はそれぞれにおいてかなり異なっている。

瀬戸内海以外の例：鹿島灘、相模灘、遠州灘、熊野灘、響灘、玄界灘、天草灘、日向灘

くや島の周辺などを除いて泥が広く分布し、備讃瀬戸、伊予灘、豊後水道などでは砂が広く分布する。

瀬戸内海の底質分布(図5-3-2)は、規模の大きな海峡部から灘の中央部や湾の奥部に向かって、岩、礫、砂、泥の順に同心円状に次第に細粒化するパターンが支配的である。こうした底質分布パターンは、海峡部の潮流流速が大きいところで海底が侵食され、海峡から離れて潮流流速が減速するにつれ、粗粒なものから順次堆積していった結果である。

一方、海岸から沖合に向かっての粒度変化は、

海岸から数km以内のごく狭い範囲に限られ、図5-3-2に示すスケールでは無視しうる程度のものである。それは、河川が運び込む礫や波浪で生産された礫が沖合いまで運ばれることはないからである。

瀬戸内海の礫質堆積物の主な供給源は、このような海峡部の侵食と低海水準期の陸成・海成粗粒堆積物であり、泥質堆積物のおもな供給源は河川である。このように瀬戸内海の底質分布は、海釜底に堆積する巨礫や大礫を除き、現在の流況下における侵食、移動、堆積作用を反映したものである(井内、1982)。

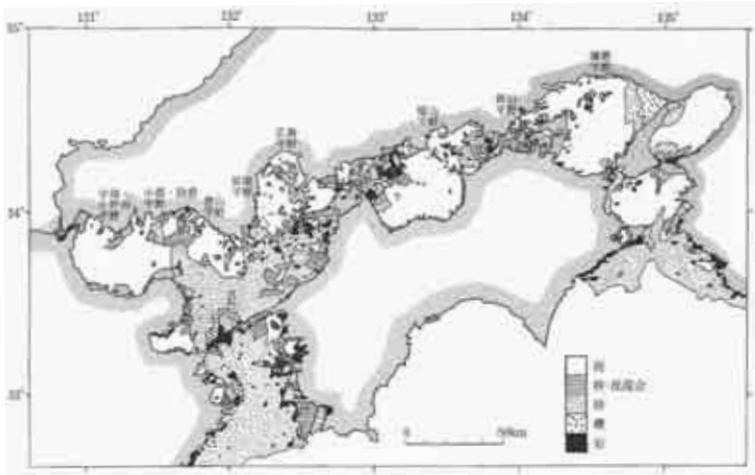


図5-3-2 瀬戸内海の底質分布

注

***音波探査**

海底に音波を発して海底面下の地層の様子を調べる方法で、海底面下数10mの表層堆積層の解析に適する磁歪振動式のソノプローブ（卓越周波数、3 kHz）や海底面下100～200mの基盤岩などの深部構造の解析に適する放電式のスパーカー（卓越周波数200～1,000Hz）などがある。音響測深に比べ周波数を低く、エネルギーを大きくすることにより、海底面下の地層境界面からの情報を得る方法で、分解能は音響測深に比べ劣っている。

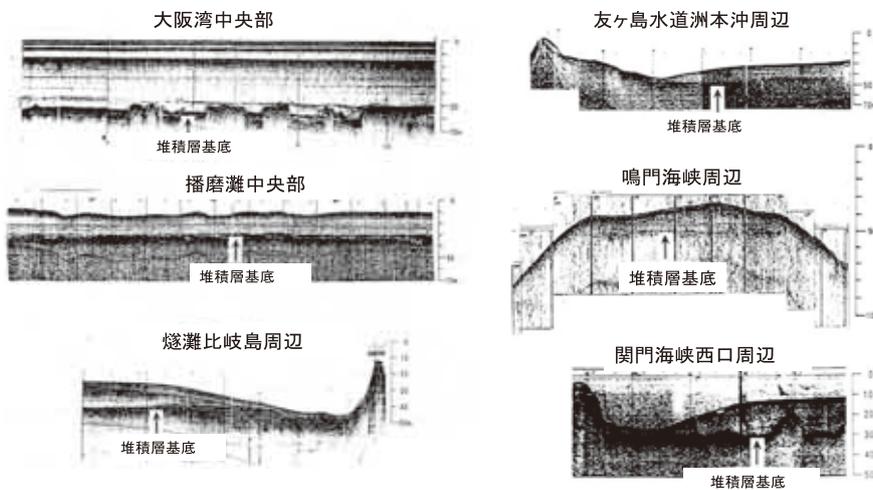


図5-3-3 瀬戸内海各海域の音波探査記録例

図5-3-3には、瀬戸内海の各海域におけるソノプローブによる音波探査^{*注}の記録を示した。瀬戸内海の海底面下の地層は、ソノプローブ記録によって、一般に上下2層に分けられている。上位層は層厚10～40mの音響的に白くぬけた透明ないし、やや不透明な地層であり、海峡部やその周辺海域を除くほとんどの海域に分布する。この層の下位には、黒っぽい不透明な地層がみられる。この黒色の顕著な反射面は海峡周辺や侵食域では直接海底に現れるなど比較的広範囲にわたって追跡できる。この黒色の顕著な反射面は、堆積層基底と同一であり、当該海域に海が侵入する以前の陸上地形面、すなわち最終氷期最盛期の陸上地形面に当たり、上位の堆積層は、最終氷期最盛期以降

の陸成・海成堆積物で、いわゆる沖積層に相当すると考えられる。

参考文献

- 第六管区海上保安本部（1986）：瀬戸内海の島々一覧表。
- 井内美郎（1982）：瀬戸内海における表層堆積物。地質学雑, 88, 665-681。
- 道田豊・小田卷実・八島邦夫・加藤茂（2008）：「海のなんでも小事典」。講談社, 1-307。
- 下村彦一・今村學郎（1939）：藝予諸島の侵蝕形。地理学評論, 14, 1-525。
- 海のアトラス編集委員会（2011）：内海・内湾の姿。「海のアトラス－水路業務140周年－」, (財)日本水路協会, 30-35。
- 八島邦夫（2004）：瀬戸内海の島および灘と瀬戸の海底地形。瀬戸内海の家, 日本の地形6, 近畿・中国・四国, 東大出版会, 210-220, 240-241。
- (財)日本離島センター（1973）：「昭和47年度離島統計年報」, 1-450。

第4章 海域別の概要

八島 邦夫

瀬戸内海各海域の地形、底質、潮流の概要を図5-1-1の11の海域区分に従い記載する(図5-1-3、図5-3-1、図5-3-2参照)。これらの灘、湾を境する海峡部には瀬戸内海を特徴づける海釜が発達するが、これについては、次章で詳しく述べる。

1. 紀伊水道

紀伊半島西岸と四国東岸の間の水道で、南は和歌山県日ノ御崎と徳島県蒲生田岬を結ぶ線、北は友ヶ島水道、鳴門海峡及び陸岸に囲まれた東西方向約30~50km、南北方向約40km、面積1,900平方kmの海域である。水深は80m以浅で、水道の中央部には-40~-70mの海域が広く分布し、平均水深は44mである。

底質は水道南部や友ヶ島水道、鳴門海峡周辺で砂礫質であるほかは、全般的に泥質である。

潮流は一般に南北方向の流れで、外海と内海の境界域に当たるため海流の影響を受け複雑であるが、最大流速はおおむね1ノット以下である。

2. 大阪湾

友ヶ島水道と明石海峡及び陸岸に囲まれた北東-南西方向約60km、北西-南東方向約30kmの楕円形の形状をなす面積1,400平方kmの海域である。水深は湾の東半部では30m以浅で、-10~-20mの平坦面の発達著しいが、西半部は-30~-60mでやや深く、平均水深は29mである。明石海峡東口周辺には沖ノ瀬などの砂堆地形が発達する。

底質は友ヶ島水道、明石海峡周辺で砂質であるほかは、全般的に泥質である。潮流は友ヶ島水道、明石海峡周辺を除いて微弱で、西半部では最強時に1ノットをこえることがあるが、東半部では0.5ノット以下である。

3. 播磨灘

東及び南は明石海峡、鳴門海峡、西は岡山県前島と小豆島かぶら蕪埼を結ぶ線、小豆島地蔵埼と香川県

馬ヶ鼻を結ぶ線及び陸岸に囲まれた南北方向約60km、東西方向約55km、面積3,000平方kmの海域である。水深は50m以浅で、-20~-40mの平坦面が広く発達し、平均水深は25mである。明石海峡西口周辺では鹿ノ瀬、室津ノ瀬などの砂堆地形とサンドウェーブの発達が著しく、海釜は家島諸島の島嶼間、牛窓瀬戸うしまどに小規模なものが見られるのみである。

底質は明石海峡周辺、小豆島南側の水道の部分が砂質であるのを除き、全般的に泥質で、潮流は明石海峡周辺、小豆島北側及び南側の水道を除くほかは微弱である。

4. 備讃瀬戸

東は播磨灘、西は岡山県笠岡御崎から塩飽諸島しあく大飛島おおびを経て香川県三崎みを結ぶ線、及び陸岸に囲まれた東西方向約65km、南北方向約10~20km、面積1,300平方kmの海域である。本州と四国より陸地が張り出し、海域の幅が狭くなる東西に細長い海域で、小豆島、豊島、直島、塩飽諸島などの備讃諸島の島々が散在する。備讃瀬戸の水深は、海釜の部分を除くと30m以浅で平均水深は15mである。島嶼が複雑に分布し、海底も変化に富み、海釜は東西方向に連続するものや岬の先端に形成されるものがあり、前者は規模が小さいが、後者は比較的大きい。

底質は砂堆やサンドウェーブが良く発達し、砂礫質のところが多い。潮流はほぼ東西方向で、最大流速は3ノットをこえ、島や浅瀬が散在するため、複雑な変化を示す。

5. 備後灘

東は備讃瀬戸、西は広島県向島むかいから弓削島ゆげの東縁を結ぶ線、南側は香川県三崎から34°15.5'N線に沿って西へ弓削島まで延ばした線及び陸岸に囲まれた南北方向約15km、東西方向約40km、面積500平方kmの海域で、11海域中最も狭い。水深は

30m以浅の海域がほとんどで、-10~-30mの平坦面が広く発達し、平均水深は16mである。

底質は北部島嶼域を除くとおおむね泥質で、潮流は北部の島嶼間の水道を除くと微弱で、最大流速も1ノット以下である。

6. 燧灘

北は備後灘、西は芸予諸島の東縁及び陸岸に囲まれた南北方向約25km、東西方向約50kmの大きな湾の形状をなす、面積1,700平方kmの海域である。水深はほぼ30m以浅で、-10~-30mの平坦面が広く発達し、平均水深は20mである。島の周辺には南北両側に小さな海釜が見られる。

底質は全般的に泥質で、潮流は来島海峡周辺及び島嶼周辺を除けば、微弱で最大流速は1ノットをこえない。

7. 安芸灘

東は備後灘、燧灘、西及び南は倉橋島東縁（音戸ノ瀬戸）と倉橋島城岸鼻から諸島水道情島、興居島を通り、松山市仁堀を結ぶ線及び陸岸で囲まれた東西約50km、南北約25km、面積2,000平方km（広島湾を含む）の海域である。灘の北部には因島、大島、大三島、大崎上島・下島、蒲刈島などから成る芸予諸島の島々が散在するが、南部には比較的広い海域がみられる。

伊予灘との境界には津和地、怒和島、中島などの島嶼が配置し、この間を諸島、怒和島、クダコ・釣島などの水道が楯状に配列する。水深はおおむね50m以浅で比較的浅いが、灘と灘を結ぶ水道の水深は100mをこえ、広島湾を含めた平均水深は27mである。海釜の数は瀬戸内海で最も多く、各灘間に位置する海釜は比較的規模が大きい。

底質は北部島嶼間の海峡域では岩や砂礫が、南部の広い海域では、砂が広く分布する。

潮流は灘南部の広い海域では一般に北東-南西方向の流れで、最大流速は2ノット前後であるが、北部の芸予諸島内では、複雑な地形を反映して潮流も複雑である。宮ノ窪瀬戸の舟折瀬戸（別名有津瀬戸）や荒神瀬戸では8~9ノットに達し、瀬

戸内海有数で、灘と灘を結ぶ諸島・怒和島・クダコの各水道では5~6ノットに達する。

8. 広島湾

東は安芸灘、南は防予諸島の情島、屋代島、大島瀬戸及び陸岸に囲まれた東西約25km、南北約50kmの南北に長い海域である。水深はおおむね40m以浅で、-20~-30mの平坦面が発達する。海釜は島嶼間の海峡などでみられるが、規模は小さいものが多い。

底質は湾南部の水道周辺で砂礫質あるのを除き、おおむね泥質である。

潮流は湾口~湾奥間の南北方向の流れで、湾口の水道域、北部島嶼間の音戸、早瀬、大島瀬戸などを除くと微弱で、最大流速は1ノット以下である。

9. 伊予灘

北は安芸灘、広島湾、西は上関海峡、祝島、姫島を経て大分県国東半島住吉崎を結ぶ線、南は速吸瀬戸及び陸岸に囲まれる北東-南西方向約90km、北西-南東方向約40kmの北東-南西方向に長い面積4,300平方kmの海域で、11海域中最も広い。灘の北部には平群島、長島などの島嶼も見られるが、伊予灘は広い海域で特色づけられる。水深は豊後水道、紀伊水道に次いで大きい、大半は70m以浅で平均水深50mである。海釜は比較的多いが小規模なものが多い。

底質はおおむね砂質であるが、速吸瀬戸周辺では砂礫質となる。潮流は北部の島嶼付近を除くと、一般に北東-南西方向の流れで最大流速は1~1.5ノットである。

10. 周防灘

東は伊予灘、西は関門海峡及び陸岸に囲まれた東西方向約100km、南北方向約40kmの東西に長い、面積3,600平方kmの海域で伊予灘に次いで広い。北部には笠戸島、黒髪島などの島嶼もみられるが、周防灘は広い海域で特色づけられる。水深はおおむね50m以浅で-10~-20m平坦面が広く

発達し、平均水深は21mである。海釜は小規模なものが多く、灘北部の島嶼間、灘中央の島の周辺で見られる。

底質は北部島嶼周辺、関門海峡周辺が砂礫質であるのを除くと、おおむね泥質である。潮流は一般に東西方向の流れで、関門海峡周辺を除くと流速は小さく、最強でも1.5ノットをこえない。

11. 豊後水道

四国西岸と九州東岸の水道で、南は愛媛県高茂崎と大分県鶴御崎を結ぶ線、北は速吸瀬戸に囲まれる東西方向約35km、南北方向約50km、面積

2,800平方kmの海域である。水道両岸はリアス式海岸をなし、水深は海釜の部分を除くと100m以浅で、平均水深は74mで、11海域中最も深い。海釜は水道西岸を主とし、水深100m以深の大きなものがいくつみられる。

底質は速吸瀬戸周辺や海釜周辺を除き、おおむね砂質である。

潮流は一般に南北方向の流れ、速吸瀬戸周辺では、5.7ノットに達する。当水道は紀伊水道同様外海と内海の境界域に当たり、流れは海流の影響を受け複雑である。

第5章 海釜

八島 邦夫

1. 従来海釜研究と新たな視点

潮流が卓越する海域に特徴的に発達する海釜は、その特異な形状から古くから注目され、Yamasaki(1902)、矢部・田山(1934)、吉川(1953)、桑代(1959)、星野・岩淵(1963)、茂木(1963)、大嶋ほか(1977)を初め報告は少なくない。

海釜の形態に関しては、矢部・田山(1934)は深みが海峡の最狭部に樋状に細長く横たわる場合と、最狭部を挟んですり鉢状に深みが2つある場合の2タイプに区分した。そして、灘に見られる海釜は、すべて島の周囲に形成され、三日月形をなすことを指摘した。

成因については、河谷の埋め残し説(吉川、1953、星野・岩淵、1963ほか)と潮流侵食説(矢部・田山、1934、桑代、1959ほか)の2つの対立する見解があり、前者は瀬戸内海の内海に多くは過去の沈水谷に分布し、潮流には硬い基盤の岩石を侵食する能力はないと考えた。

形成時期についても、現在とする説(桑代、1959、茂木、1963ほか)と過去とする説(大嶋ほか、1977ほか)の2つの対立する見解があり、過去とする説は、現在の潮流の表面流速は下層まで及ばず、表面流速が十分下層に及ぶ過去の低海水

準期に遡るとするものである。

しかし、報告の多くは、個々の海釜の形態や成因を主として海図等の資料を用いて断片的に取り扱ったものであり、海釜の形成に深い関係を有する潮流の性質やその侵食能力等は、データの制約もあってか、不十分のままの議論であった。

このような状況下で、八島(1994)は、視点を従来の地形・地質だけでなく海釜形成の直接的営力である潮流にも置き、解析に音波探査データを初めて全面的に用いた。そして潮流の侵食能力等の議論に基づき、瀬戸内海の内海に海釜の形態や分布の特色等を明らかにするとともに、成因、形成時期及び瀬戸内海の沈水過程及び海底地形発達史の解明を試みた。

用いた資料は、海上保安庁水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」^{註*}及び水路部実施の音波探査記録(ソノプロープ、スパーカー)、底質、潮汐・潮流データを主とし、国土地理院、本四連絡橋公団資料等を参考とした。

その結果、瀬戸内海の内海に海釜は、世界にまれにみる深さや多様性を持ち、成因は潮流侵食であるが、その形成過程は、瀬戸内海の内海に沈水過程と密接に関係し、各海釜により異なることなどを明らかにし

た。

形態や分布の特色は本章2. に、主要な海釜の地形等の概要及び形成過程は本章3. に、成因と形成時期は本章4. に述べ、海釜の形成に関する最終氷期最盛期の瀬戸内海や瀬戸内海の沈水過程及び海底地形発達史については、すでに第2章に記した。

2. 海釜の形態と分布の特色

海釜の計測に当っては、海釜を“海底にある長径1km以上の顕著な凹地”と定義して「沿岸の海の基本図」の海底地形図を用いて計測を行い、その形態や分布の特徴を明らかにするとともに海釜の分類を試みた。なお、本論の海釜の水深表示においては、現海水準から海釜最深部までの深さを「海釜の水深」、海釜の縁から海釜最深部までの深さを「海釜の深さ」と区別して表すことにし、以下では単に「水深」、「深さ」と記述する。

以下に計測結果の主な点を記す。

- ・瀬戸内海には、約250個の海釜が存在し、海域ごとの数では島嶼が多く分布する安芸灘、備讃瀬戸などで多く、分布位置の点では海峡周辺が圧倒的に多いが、広い灘の海域にも見られる。
- ・深さが大で、規模が大きい海釜は、灘と灘（広

い湾、水道を含む）を結ぶ海峡に位置することが多い（鳴門海峡、速吸瀬戸ほか）。

- ・海釜は、分布位置とその形態から、4つのタイプに分類できる（図5-5-1）。

海峡単成型…深みが海峡に沿って細長く横たわる（由良瀬戸、明石海峡ほか）。

海峡双子型…海峡最狭部を挟んで2つの深みがみられる（鳴門海峡、速吸瀬戸ほか）。

海峡岬型……海峡周辺の岬や島の先端部にみられる。規模の大きいものもある（備讃瀬戸地藏埼、豊後水道鶴御埼ほか）が、一般に規模は小さい。

灘岬型……灘の島の周辺にみられ、規模が小さく三日月形をなすことが多い（燧灘四阪島、周防灘姫島ほか）。

- ・海峡単成型海釜の最深部は、おおむね海峡最狭部にみられるが、反復する潮流のうち、流速が大きい流れの下流側にややズレていることが多い（由良瀬戸、明石海峡ほか）。以下、単に「単成型」と記述する。

- ・海峡双子型海釜では2つの深みのうち、流速が大きい流れの下流側に深みが形成されていることが多い（鳴門海峡、速吸瀬戸ほか）。以下、単に「双子型」と記述する。

- ・速吸瀬戸の海釜（北釜）は、水深460m、深さ約300m、短径5kmの大きさをもつ世界最深、最大規模の海釜である。

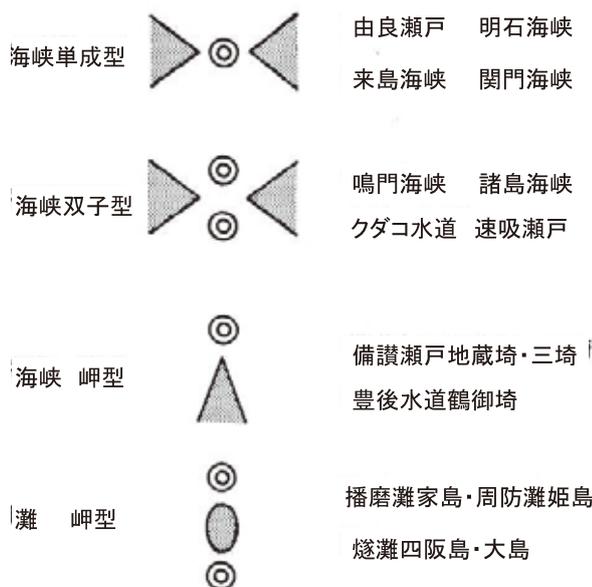


図5-5-1 瀬戸内海の家釜の分類

3. 主要な海釜の概要

海峡に見られる10ヶ所の海釜と灘に見られる1ヶ所の海釜の地形等の概要及び形成過程について記す。

(1) 友ヶ島水道(紀淡海峡)

友ヶ島水道は、紀伊水道と大阪湾を結ぶ幅約10kmの海峡で沖ノ島、地ノ島により由良瀬戸、中ノ瀬戸、加太瀬戸の3つの瀬戸に分けられ、それぞれに海釜が発達する。最も規模が大きいのは、幅約3.7kmの由良瀬戸にある海釜で、長径10.5km、

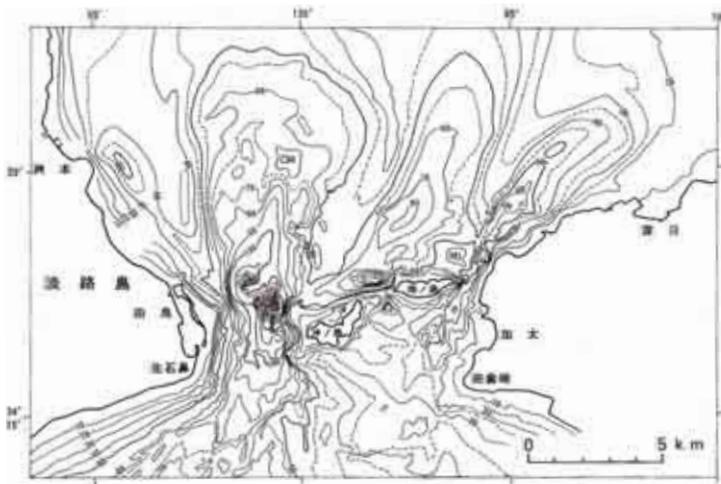


図5-5-2 友ヶ島水道周辺の海底地形

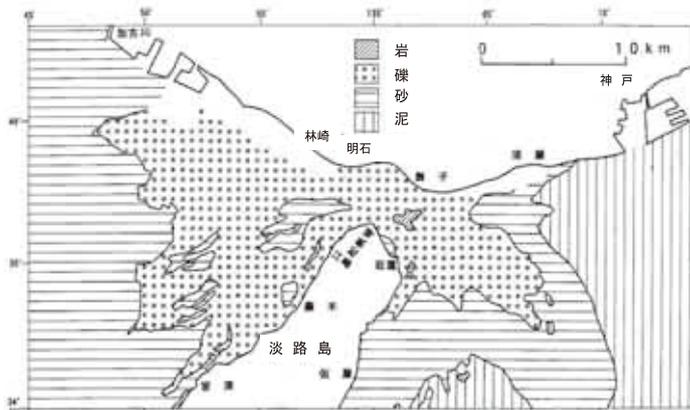
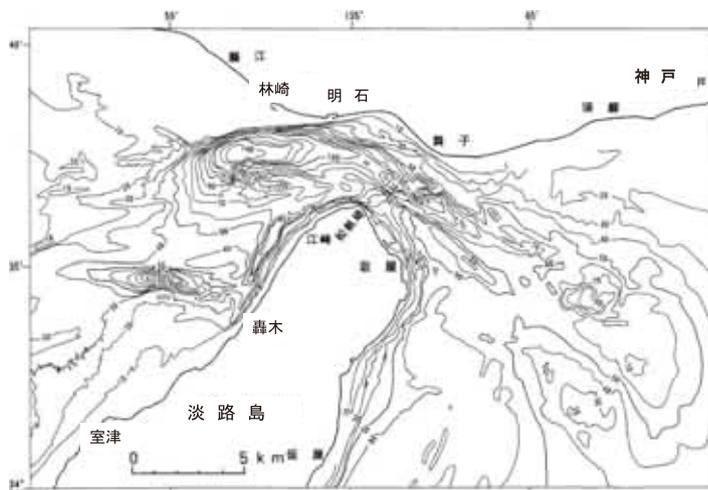


図5-5-3 明石海峡周辺の海底地形・底質

短径2.6kmの長方形の形状をなす単成型海釜である(図5-5-2)。最深部は海峡最狭部の北約1.2kmにあり、水深197m、深さ約130mである。潮流は3瀬戸とも南北流で、由良瀬戸が最も速く、最大流速は北流が3.6ノット、南流が3.2ノットである。

(2) 明石海峡

明石海峡は、大阪湾と播磨灘を結ぶ海峡で、ここを日本沿岸最長の全長約19km、幅約1km、水深約100m、深さ約40mの帯状の細長い単成型海釜が走り抜ける(図5-5-3、図5-5-4)。

海釜の最深部は、海峡最狭部の西約5kmの林崎沖にあり、水深148m、深さ80mである。

底質は海峡最狭部では岩が露出し、この部分から外側に向かって礫、砂、泥の順に分布する(図5-5-3)。海釜周辺から採取される礫は最大径10数cmの亜円礫で、海釜斜面からはしばしば獣化石が採取され、その表面には、摩擦痕が観察される。

潮流は、東西流で、両者の最強流域は、海峡最狭部付近の中央部より淡路島寄りに見られ、東流、西流の最大流速は、それぞれ5.6ノット、7.1ノットで西流の方が速い(図5-5-5)。

明石海峡の海釜の形成は、海峡が成立する-30mの海水準の時代に始まるが、海釜形成が本格化するの海水準が-20mの時代になってからである。つまり、海水準が-20mになると海岸線の形状は現在とかなり異なり、明石以西の海岸線は7~8km前進し、広い平坦面が現れる。このため、海峡はもっと狭く折れ曲がった形状となり、林崎沖の最深部付近は大阪湾方向から直進する西流が直接作用することとなり、急崖と深い海釜を形成したと考えられる。

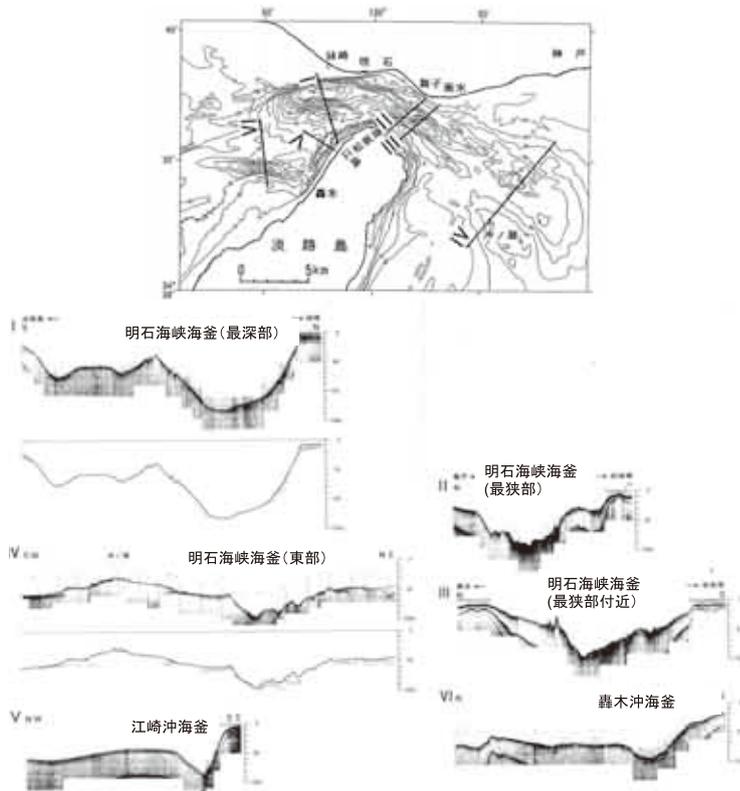


図5-5-4 明石海峡周辺の音波探査記録

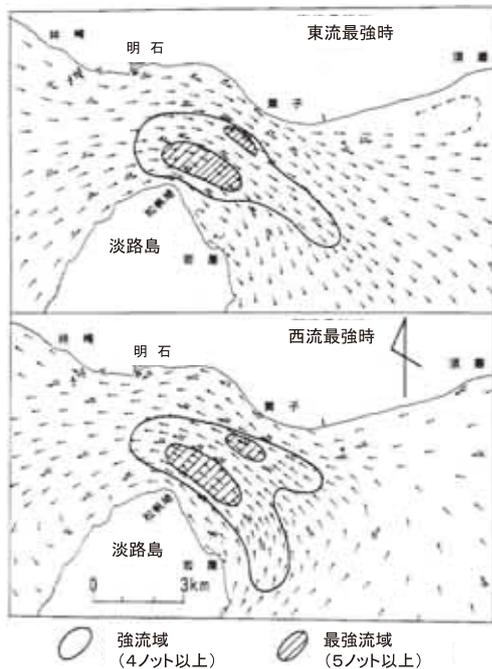


図5-5-5 明石海峡周辺の潮流(東西流最強時)

(3) 鳴門海峡

鳴門の渦潮として有名な鳴門海峡の海底には、まさに海のお釜にふさわしいすり鉢形（すりばちがけ）の海釜が見られる。鳴門海峡は、紀伊水道と播磨灘を結ぶ幅5～6 kmの海峡であるが、淡路島側から門埜、鳴門市大毛島から孫埜の2つの岬が突出し海峡の幅は約1.3 kmに急減する。この海峡最狭部をはさんで北釜（双頭をなし、水深216 mの東釜と水深150 mの西釜に別れる）と南釜（同164 m）が対をなしている（図5-5-6）。南北両海釜は、周辺海底を100～150 mも深く刻み、流速が大きい北流が作用する北釜（東側）の方が深く、南釜はすり鉢状の形状をなし（図5-5-7）、海釜斜面のはい上がり部には砂堆やサンドウェーブ地形が見られる。

底質は海峡を中心に粗粒から細粒堆積物に規則的に変化し、海釜には岩盤や円い巨礫、大礫が分布する。

潮流は南北流で、南流、北流の流速はそれぞれ9.3ノット、10.6ノットに達し、海峡を挟んで南と北の2か所に強流域が形成される（図5-5-8）。

鳴門海峡の潮流は海峡を挟む2つの海域間の最大1.3 mに達する大きな水位差から生じる。その

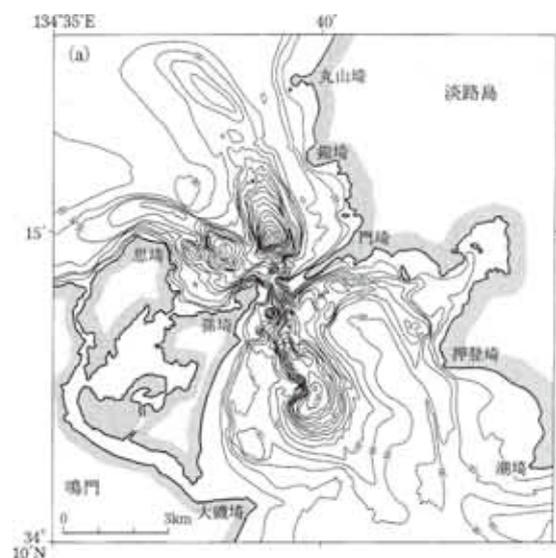


図5-5-6 鳴門海峡周辺の海底地形

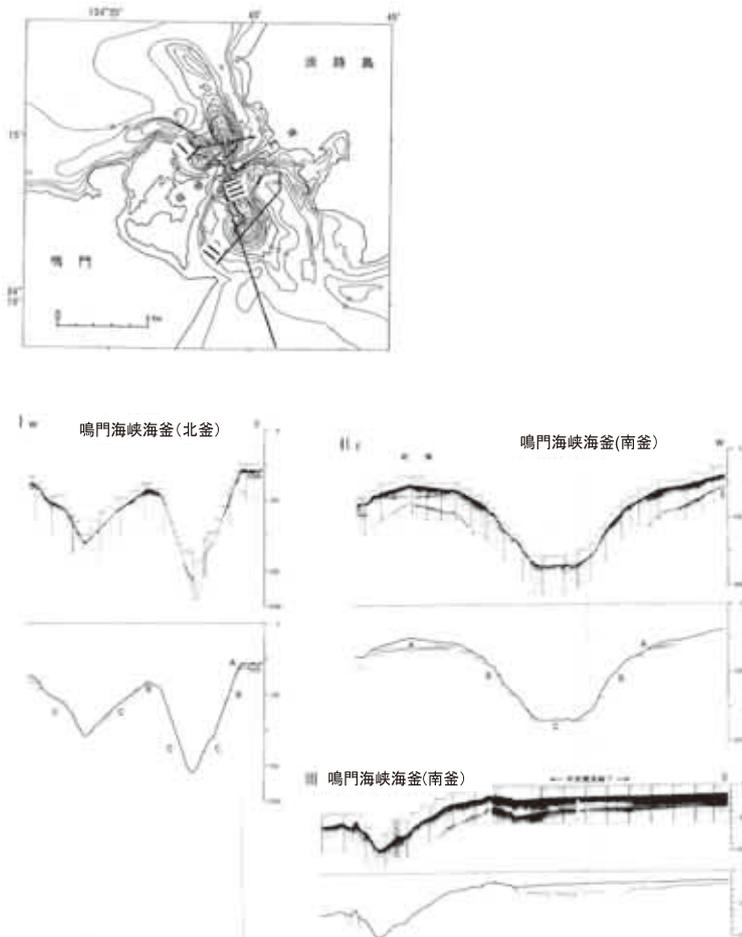


図5-5-7 鳴門海峡海釜の音波探査記録

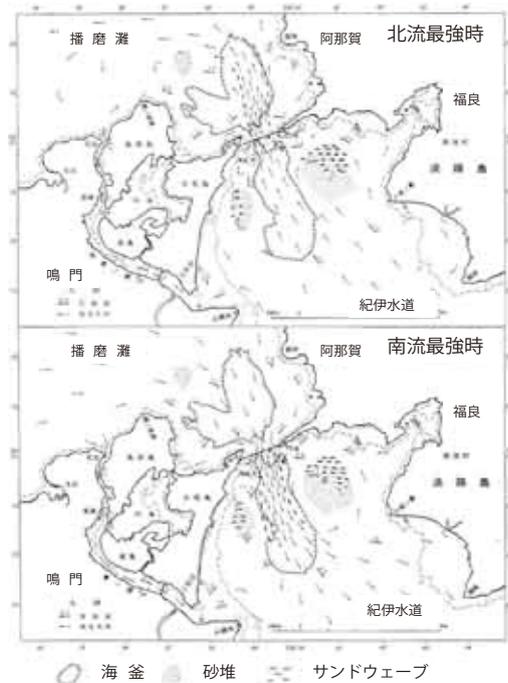


図5-5-8 鳴門海峡周辺の潮流(南北流最強時)

原因はきわめて特異で、瀬戸内海東部の潮汐波の進行特性に起因している。すなわち、紀伊水道から友ヶ島水道、大阪湾、明石海峡を通り、海峡北側の播磨灘に達するには約5.2時間を要するが、この時間には、海峡南側の紀伊水道ではほぼ反対の潮時に変わっている(図5-5-9)。つまり、海峡を挟んで一方が高潮のころ、他方ではほぼ低潮となって大きな水位差が生じ、速い流れが生じている。

このような条件下で流れる潮流は、両側から突出する岬により強制的に収束され、海峡最狭部の下流側に渦や激流が生じ、激しい上下流を繰り返して流れ去る。

なお、鳴門海峡の淡路・鳴門地域には、今から約7,000年前に形成された白亜紀後期の砂岩、礫岩、泥岩の互層である和泉層群が広く分布している。この地層は一様に分布するのではなく、砂礫岩と泥岩の卓越部は縞状に交互に分布する。南北2ヶ所に発生する強流域は、侵食に対して弱い泥岩卓越部に位置しているので、双子型海釜の形成に和泉層群の岩相分布が効果的に作用しているといえる(図

5-5-10、図5-5-11)。

鳴門海峡の海釜の形成は、海峡成立時(海水準が-40m)に始まるが、本格的形成は明石海峡が成立(海水準が-30m)し、現在と同じような地理的条件となり、海峡を挟む2つの灘の潮位変化の逆位相が生じるようになってからである(図5-5-12)。

(4) 備讃瀬戸

備讃瀬戸は、おおよそ児島-坂出間の島嶼を境にして東部と西部に分けられ、東部はさらに北東-南西の方向性を示す島嶼と水道より成る北部と地質構造と無関係に東西方向に延びる砂州や海釜地形により特徴づけられる中央部に分けられる。

潮流は瀬戸東部の児島半島-小豆島間が北東-南西方向であるのを除き、おおむね東西方向の流

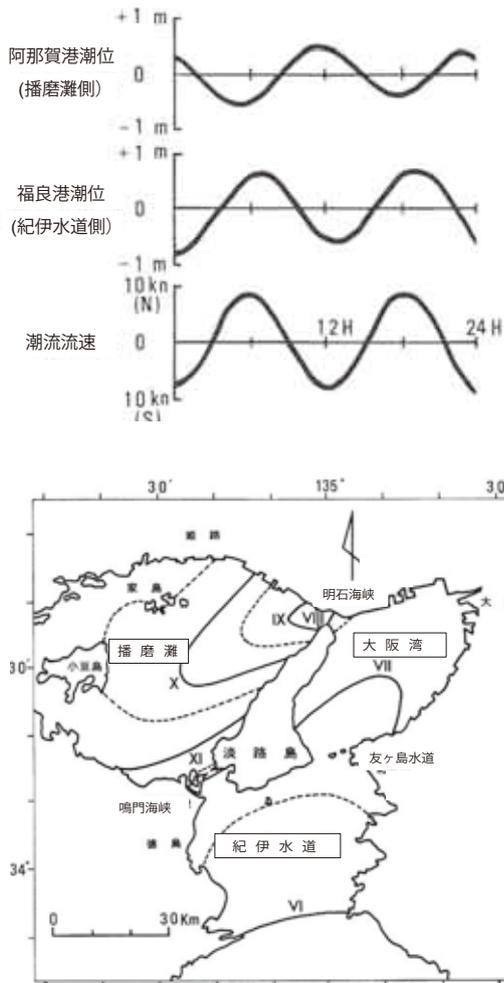


図5-5-9 鳴門海峡両側の潮差と瀬戸内海東部の同時潮図
同時潮図のローマ数字は月が135°の子午線を通過してから高潮となるまでの時間(大潮時)を示す

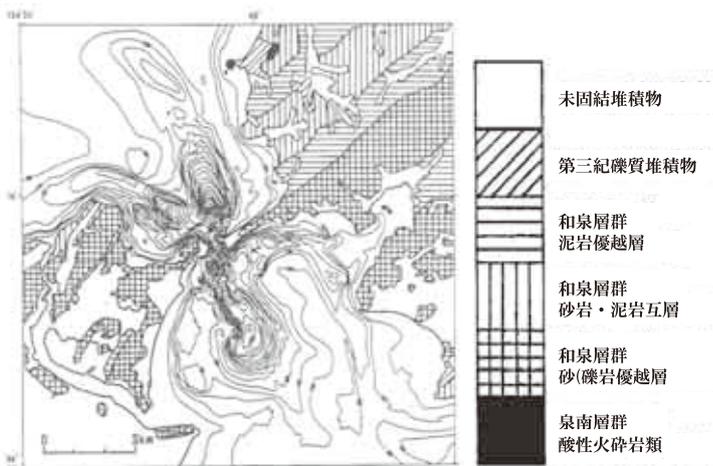


図5-5-10 鳴門海峡周辺の地質分布

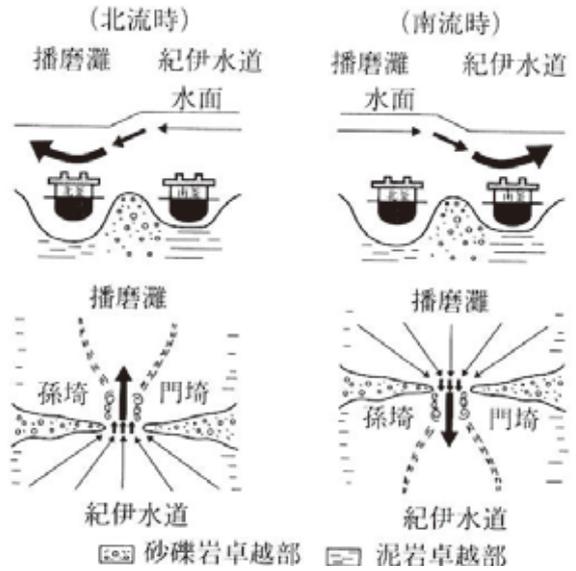


図5-5-11 鳴門海峡双予型海釜の形成モデル

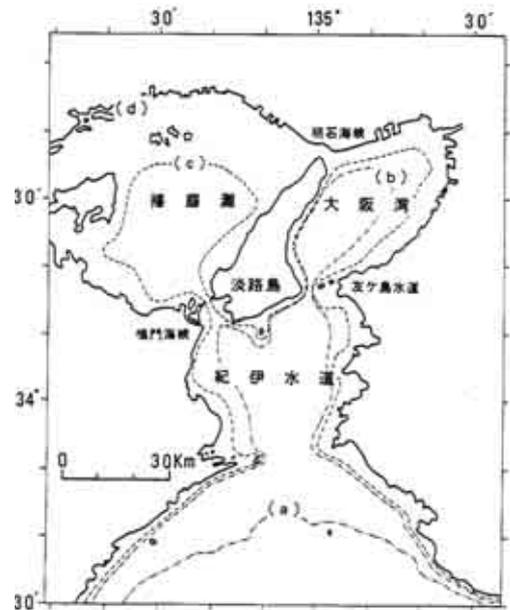


図5-5-12 瀬戸内海東部の古地理
(a)陸上の時代(b)大阪潟湖の時代(c)大阪潟湖・播磨潟湖の時代(d)現在の湾・潟の時代

れで、最大流速は3ノットをこえ、島や浅瀬が散在するため各水道に沿って複雑な変化をする。

海釜は、地形や潮流が変化に富むため、

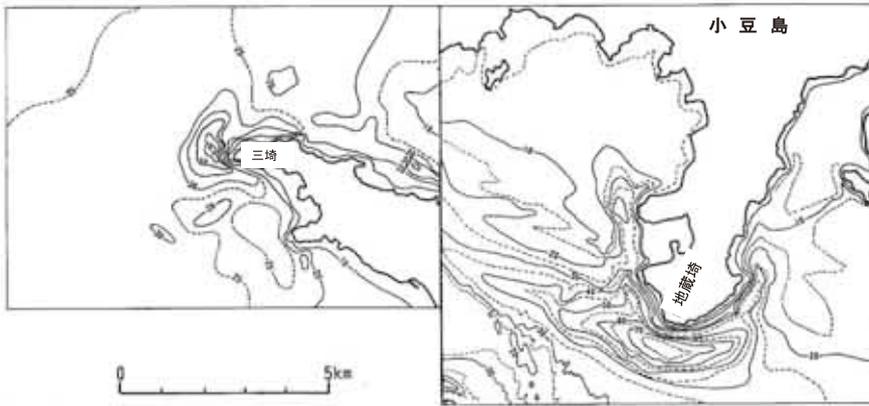


図5-5-13 三埼、地蔵埼周辺の海釜

形状は帯状やY字形など多様でタイプも海峡単成型、海峡双子型、海峡岬型がみられるが、水深30～90m、深さ5～40mと比較的浅く、小規模なものが多い。小豆島南部から備讃瀬戸に約8kmの長さで突出する地蔵埼前面の潮流流速は2ノットをこえ、ここには水深78m、深さ約30mの三日月形の比較的規模の大きい岬型海釜がみられる（図5-5-13）。

備讃瀬戸の海釜は、海水準が-20m以浅に達してこの海域が海となって以降、一部は旧河谷が潮流によって再侵食されたり、河谷とは別に海底が侵食されて形成されたものである。

(5) 来島海峡

来島海峡は、燧灘と安芸灘を結ぶ海峡で、芸予諸島南端の大島と愛媛県高縄半島との幅約4kmの海峡である。最狭部付近は小島、馬島、中渡島、武志島などの島々により東水道、中水道、西水道の3水道に3分される屈曲した海峡である。来島海峡の海釜は単成型であるが、詳しく見るとじゅず状の深みの連なりであり、水深100m、深さ30～50m位の深みが帯状に蛇行する。

海峡最狭部付近では、馬島、中渡島を挟んで南北に水深136m・深さ約50m、水深162m・深さ約80mの2つの深みがあり、双子型の様相を呈し、

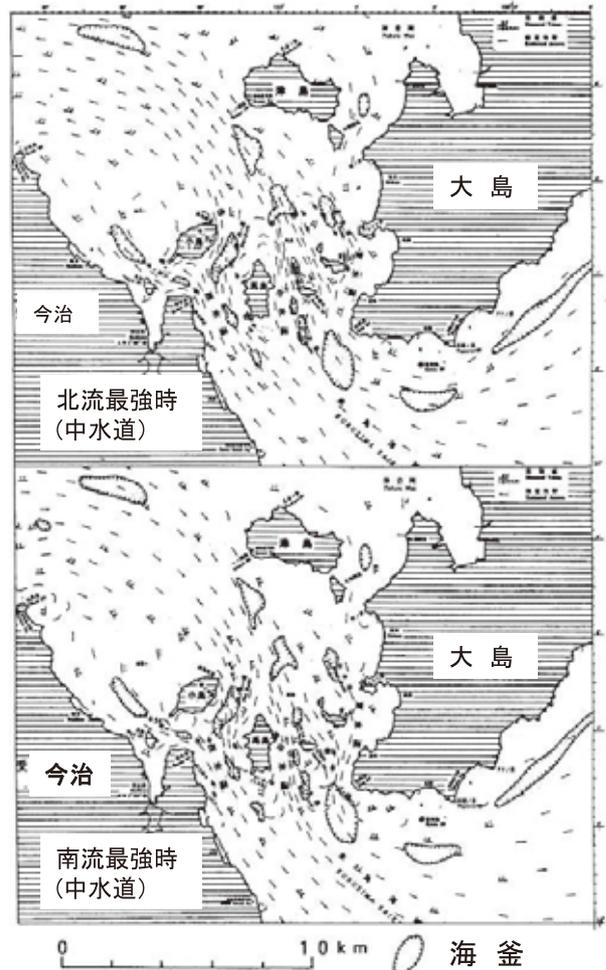


図5-5-14 来島海峡周辺の潮流と海釜の分布

2つの深みは水深80mの溝状凹地で結ばれている(図5-5-14)。

潮流は、南北流で両流とも逆S字状に流れ、最狭部付近で3分される。3つの水道のうち中水道の流速が最大で北流が8.9ノット、南流が9.1ノットで、南流の方が速く、両流とも流速は海峡最狭部より少し下流側で最大となる。

海釜の分布は、潮流の主流向ときわめてよい対応を示し、逆S字状に帯状に分布し、海釜最深部は最狭部の南側の中水道と東水道を南下する潮流が会合する付近に見られる。

(6) 芸予諸島東部

主として花崗岩類から構成される芸予諸島は、その南東限を北東-南西方向の構造線で限られ、内部の島嶼配置と地質分布もこの方向と、これより微弱な北西-南東方向の構造に支配されている。島嶼間の水道は複雑に分岐・会合し、伯方瀬戸から大三島・大崎上島間に続く水道や宮ノ窪瀬戸から舟折瀬戸を經由して鼻栗瀬戸はなぐりに続く水道の海釜は、帯状の蛇行する単成型海釜で、深みがじゅう状に連なり、生名島、赤穂根島付近では、水道の交差部に海釜が形成されている(図5-5-15)。

潮流は各水道に沿って複雑に分岐、会合して流れ舟折瀬戸、鼻栗瀬戸ではそれぞれ9.0ノット、6.3ノットに達する。地形や地質構造の制約から海釜の規模は小さい。

(7) 諸島水道・怒和島水道・クダコ水道・釣島水道

安芸灘・広島湾と伊予灘は屋代島・津和地島・怒和島・中島などより成る防予諸島ほうよに境され、両海域は櫛状に配列する諸島・怒和島・クダコ・釣島海峡により結ばれる。諸島(水深144m、深さ約50m)、イガイ(水深180m、深さ約80m)、ミルガ(水深120m、深さ約20m)の3水道は、Y字形に配置し、全体として双頭の双子型海釜をなす。ミルガ瀬戸の海釜は、諸島水道の海釜に対して双子型海釜の南釜の関係にあるが、串ヶ瀬瀬戸の海釜に対しても双子型海釜の東釜の関係にある(図5-5-16)。

潮流は安芸灘・広島湾と伊予灘内を各水道を經由してほぼ南西-北東方向に往復し、それぞれの水道の最大流速は3.5~6.0ノットに達する。

(8) 速吸瀬戸(豊予海峡)

速吸瀬戸は豊後水道と伊予灘を結ぶ瀬戸で、四国と九州側から突出する佐田岬と関埼に挟まれた幅約13kmの海峡である。瀬戸は九州寄りに位置する高島により2つの水道に分けられる。両岬の延長の海底は鞍部地形をなし、四国から九州までほぼ一続きであるが、高島の東側で連続を断たれ、その最大水深は約150mである。

この鞍部地形を挟んで、佐田岬-高島間と高島-関埼に2組の双子型海釜がみられる。佐田岬-高島間の海釜が主要な海釜で、北釜はなめらかなすり鉢状の形状をなし、水深460m、深さ約300mである。一方、南釜では海釜の中に佐田岬-関埼の方向に平行する尾根と深みが見られ、水深365m、深さ約200mである。南北両海釜では、北釜の方が深く、周辺の水深80~100mの大陸棚面から見るとそれぞれ360m、260mも落ち込んでいる、この海釜は津軽海峡西口の松前海釜と並んで世界最大規模の海釜である(図5-5-17、図5-5-18)。

潮流は、南北流で、海峡両側から突出する2つの岬により収束され、海峡最狭部付近で最大となる。南流、北流の最大流速はそれぞれ4.8ノット、5.7ノットで北流の方が速い。

南北海釜を分ける尾根の斜面からは古生代末~中生代初め(約2億5,000万年前から約2億1,000万年前までの期間)とされる三波川結晶片岩類の岩石が採取され、北釜の北側斜面からは和泉層群の礫が採取されている。北釜の北側と南側の斜面では構成する地層が異なっており、北釜の南側斜面を中央構造線が通っていると推定される(茂木、1977)。

鳴門海峡同様、海釜は陸上の海岸線の湾入部の延長部に分布している。北釜の形成には和泉層群の泥岩等の分布が、南釜の形成には三波川変成岩類の侵食に対する強弱の差異が海釜の形成に効果的に作用していると思われる。

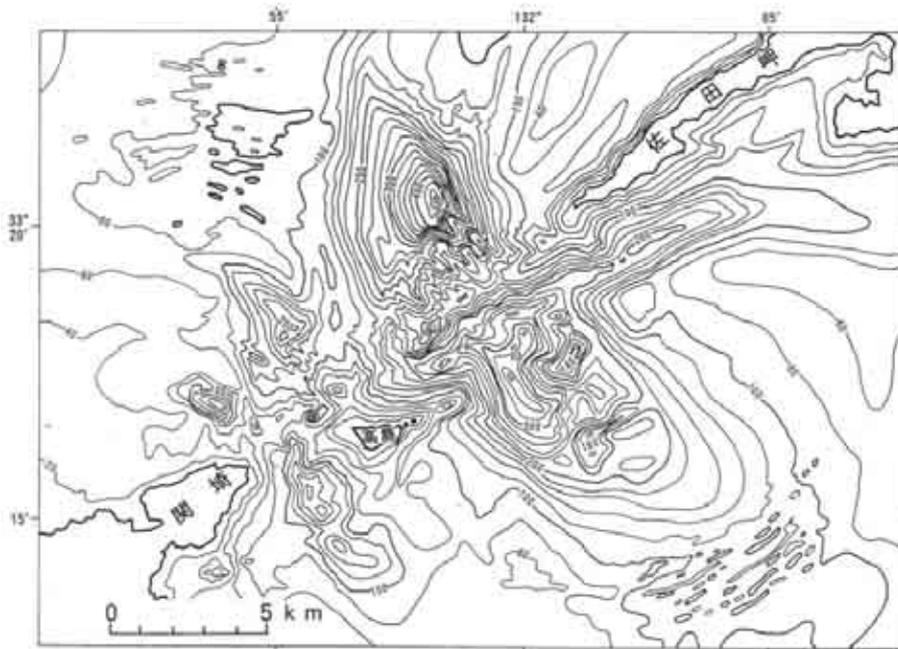


図5-5-17 速吸瀬戸周辺の海底地形

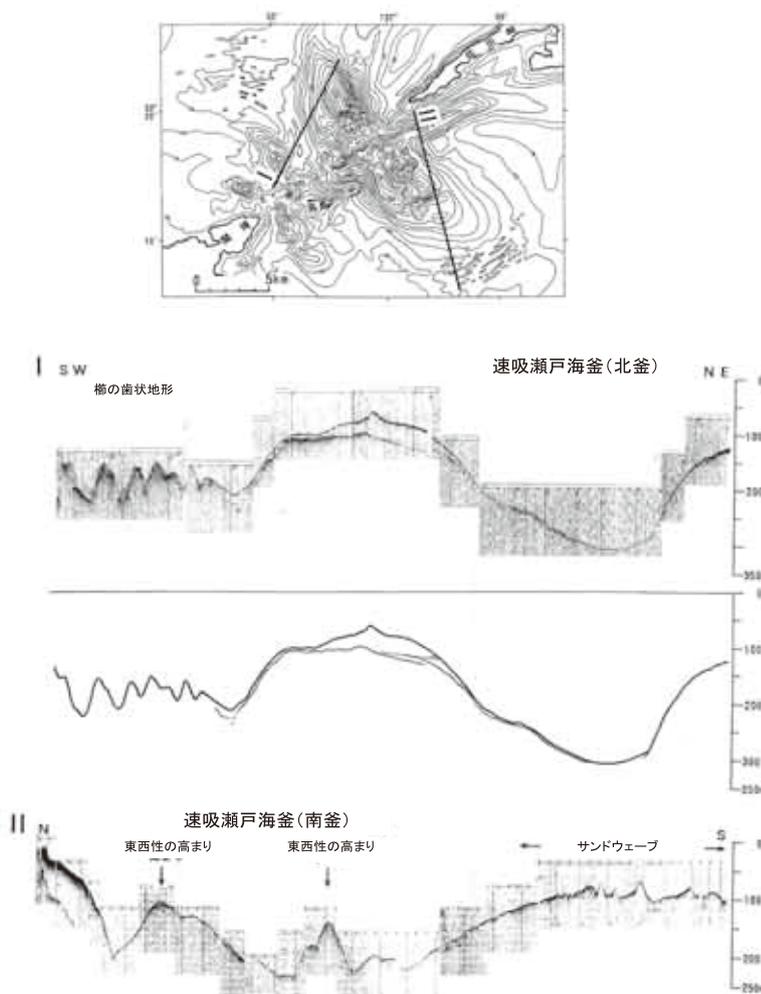


図5-5-18 速吸瀬戸海釜の音波探査記録

8 kmに亘って東北東に延びる。その延長部は長軸方向に2条に細分され、その間には、水深2.3mの砂堆地形である中ノ州がみられる。海釜最深部は、最狭部の東約0.8km付近にあり、水深47m、深さ約30mである。海峡西口には小瀬戸海釜が見られる(図5-5-19、図5-5-20)。小瀬戸は、現在は埋め立てが進み開閉式の水門でわずかに通じるのみであるが、大正14年以前の海図では早瀬戸から小瀬戸を通じて潮流が直接、響灘に流れており、その西側出口には長径が約1.7km、水深21m、深さ5~10mの小海釜がみられた。現在は水深17mであり、小瀬戸の締め切り工事により、過去約60年間に4mの埋積が生じたことになる。

関門海峡の潮流は、東西流で、東流、西流の最大流速は、それぞれ8.5ノット、6.5ノットに達し、東流の方が速い(図5-5-21)。

小田巻(1990)によると、関門海峡の潮流は周防灘と響灘(日本海)の潮位差により生じる。両海域の潮時はほ

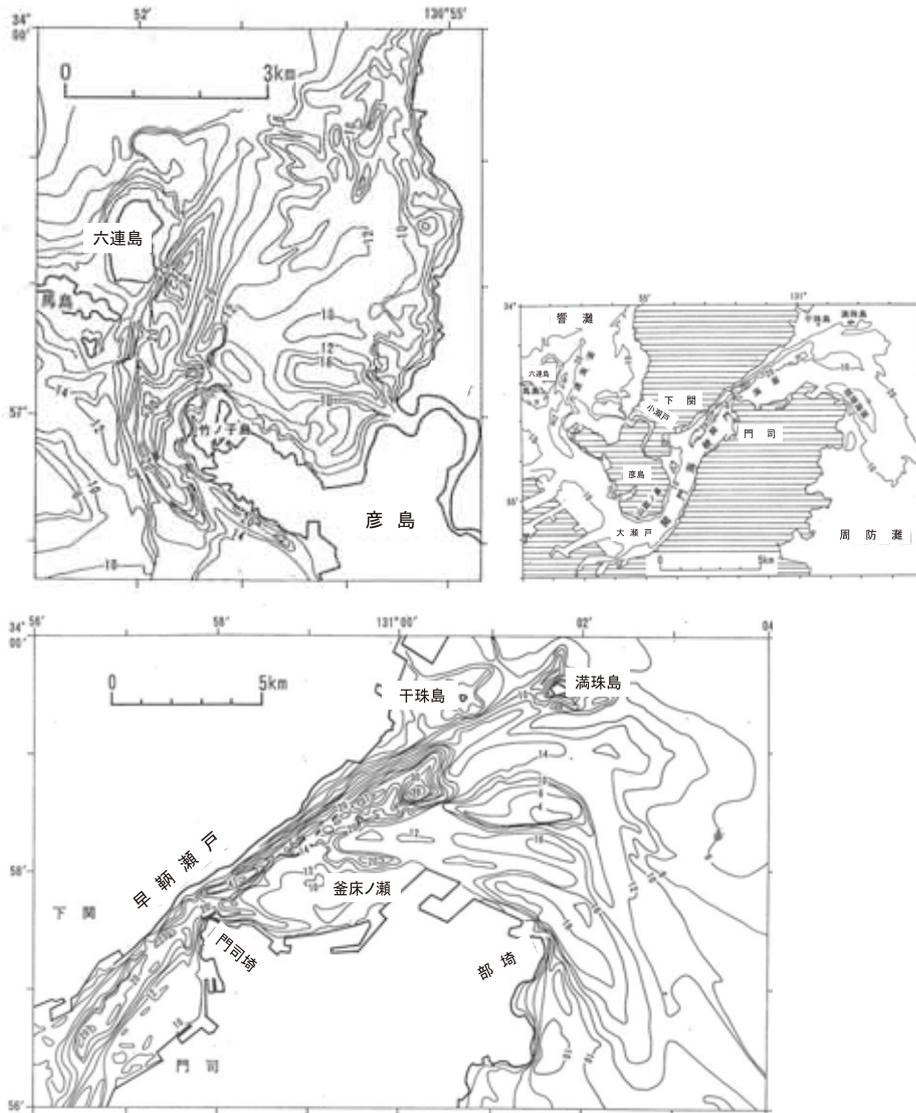


図5-5-19 関門海峡周辺の海底地形

ほぼ同じであるが、響灘の潮位差が周防灘に比べて大変大きく、その差は最大80cmに達する。

第2章2. で述べた最終氷期最盛期の西水系の関門海峡付近の河谷について、吉川（1953）は、同海峡を通り抜けていたと考えたが、音波探査記録（八島、1994）によると西水系に連続する埋積谷（海底面に埋もれたかつての谷筋）は小月、厚狭方面の陸上河川と連続することを示し、関門海峡は鞍部地形をなしていた。その最小水深は13～14mであり、海水準が-10m前後に達して以降、関門海峡が成立（現在の瀬戸内海の最終的な成

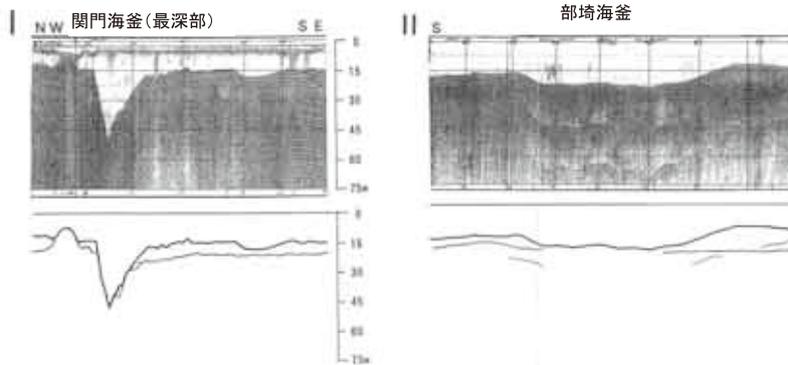
立）したことになる。そして関門海峡成立により形成された関門海峡の海釜の音波探査記録（図5-5-20のI断面）は、基盤をなす白亜紀の関門層群と思われる地層を楔状に深く切っていることを示す。

(10) 豊後水道鶴御埼

豊後水道には保戸島、^{ほど} 蒲戸埼、^{かまど} 鶴御埼の前面に大きな海釜がある。佐伯湾の南側に突出する鶴御埼は、前面に長方形の形状をなす長径約8km、短径約3kmのきわめて規模の大きい岬型海釜が



関門海峡東口



関門海峡西口

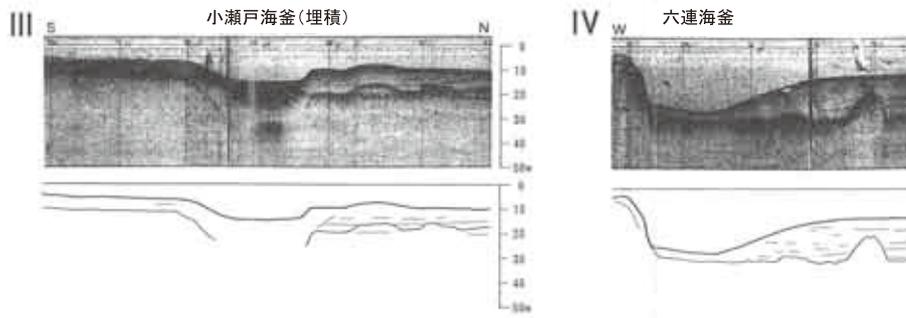


図5-5-20 関門海峡海釜の音波探査記録

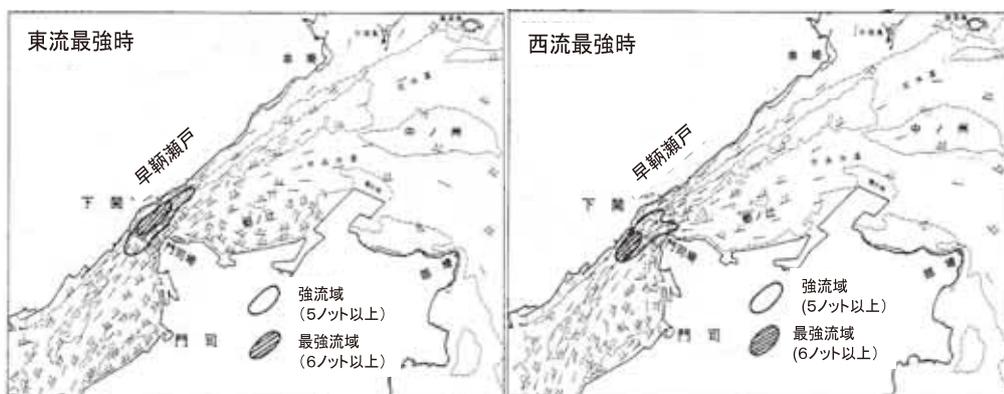


図5-5-21 関関門海峡周辺の潮流

あり、水深277m、深さ80mである(図5-5-22、図5-5-23)。

豊後水道の潮流は南北流で、流速は最大でも1～2ノットであるが、鶴御埼前面では流速が加速され最大2.7ノットに達する。音波探査記録では水平ないし、やや傾斜する地層を切って海釜が形成(古海釜)された後、海釜底の一部は埋積されたが、その後の潮流侵食や堆積妨害により現在の海釜が形成されたことを示している(図5-5-23)。

(11) 燧灘

広くて平坦な灘においても、島の周辺等で潮流の流速が加速され、規模は小さいながらも三日月形の岬型の海釜が見られる。播磨灘家島、燧灘の四阪島、比岐島、高井神島、魚島、大島、周防灘姫島周辺が代表例で、ここでは燧灘の海釜について記す(図5-5-24)。

図5-5-25は燧灘の四阪島、高井神島、比岐島、大島等の海底地形図である。高井神島の南北両側に水深40～50mの浅い海釜が見られる。図5-5-26

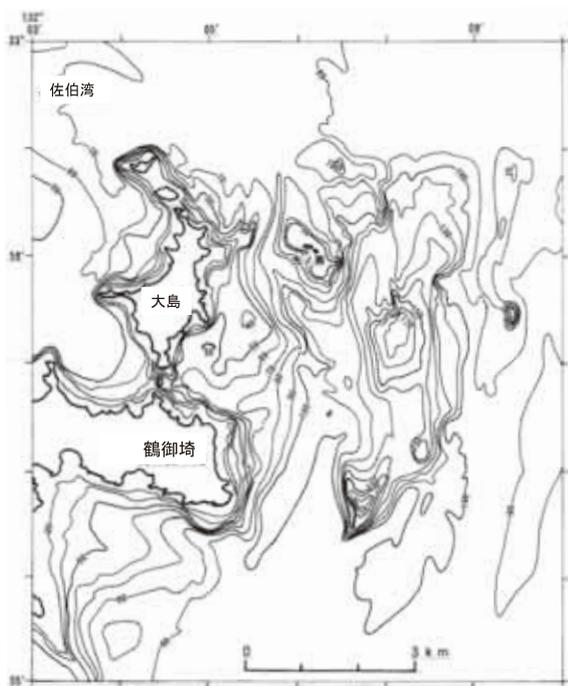


図5-5-22 豊後水道鶴御埼周辺の海底地形

は比岐島周辺の音波探査記録で、いずれも島の周辺で加速された潮流の堆積妨害や表層の堆積層が浅く侵食されて海釜が形成されたことを示している。

4. 海釜の成因と形成時期

(1) 従来の知見の問題点

第5章1. で述べたように、従来の知見は、成因については河谷の埋め残し説、潮流侵食説、形成時期については過去、現在の、いずれも対立する2つの見解があった。そして、これらは、地形・地質学者による海釜形成の直接的営力である潮流の視点を欠いての、また音波探査等による海底面下の侵食状況等も明らかでない状況下での議論であった。

このため、八島(1994)は視点を潮流にも置き、解析に音波探査データ等を全面的に用い、潮流流速の鉛直断面構造、潮流の海底侵食能力などの潮流の諸性質を明らかにするとともに、海釜の成因、形成時期等の解明を試みた。以下にその成果に基づき述べる。

(2) 潮流による海底の侵食

波や海流の運動は表層部が中心で、波による海底の侵食限界水深は、おおむね-10～-20m程度で、-20m以深の海底には顕著な影響を及ぼさないと考えられている。

一方、潮流の運動については、かなり深部までおよび、その減衰を引き起こす主たる要因は海底の摩擦である(小倉、1934、須田1962、中野1968)と考えられてきた。しかし、強流域では潮流流速の鉛直断面観測が困難なこともあり、具体的なデータに基づき議論されることは少なかった。

近年は超音波流速計やリモートセンシング手法等により海峡部の鉛直断面観測が容易に行われるようになり、図5-5-27には明石海峡ほかの潮流流速の鉛直断面データを示した。明石海峡では最大流速域は海峡最狭部の中央部より淡路島寄りの表層付近にあるが、流速は海底近くでも4～6ノットに達する。鳴門海峡では北流、南流で流速の最

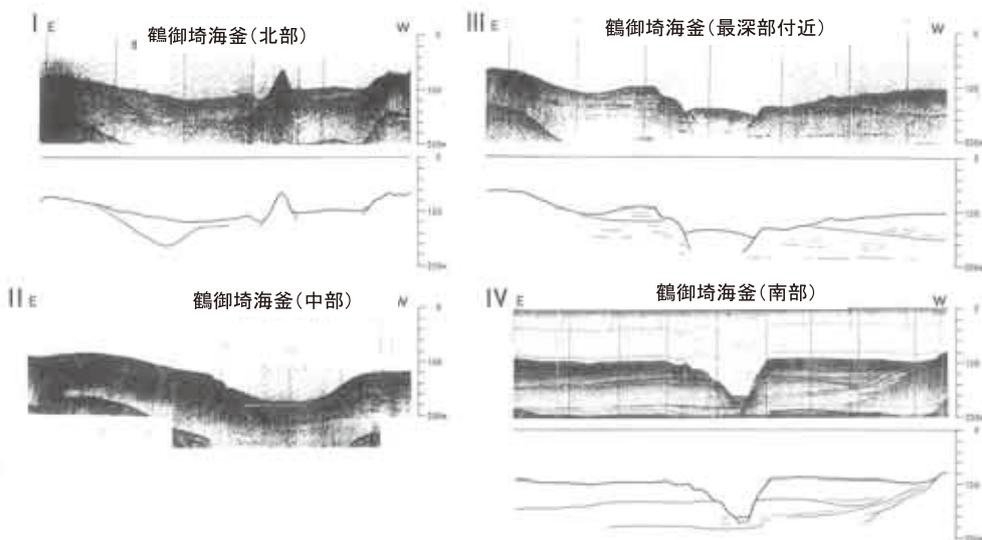
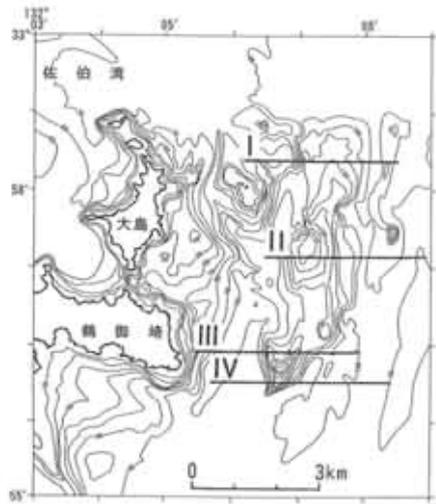


図5-5-23 豊後水道鶴御埼周辺海釜の音波探査記録

強域が異なり、北流の最大流速は北釜の水深50～60m付近にあるが、流速は表層から底層まで余り減衰せず、南流の場合も同様である。

以上のデータ等から、潮流の流速は表層あるいは表層近くで最速であるが、下層に向かって鉛直的に余り減衰することなく、海底近くにおいても最強層の60～70%の流速があり、表層流速が大きい海峡部では、底層においてもかなりの流速があるといえる。

図5-5-28は、各地の海釜の潮流流速と海底の侵食状況の関係を音波探査記録やボーリングデータ等からまとめ、模式的に示したものである。これ

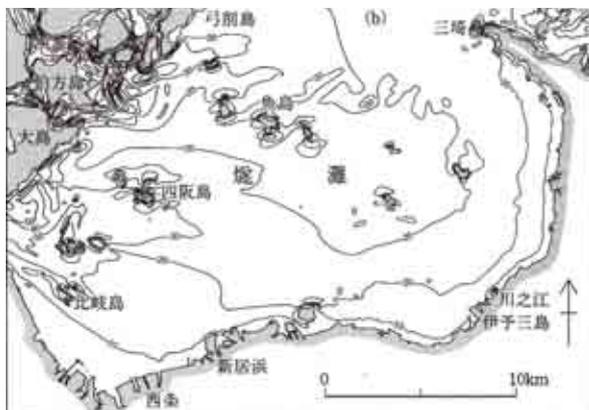


図5-5-24 燧灘の海底地形

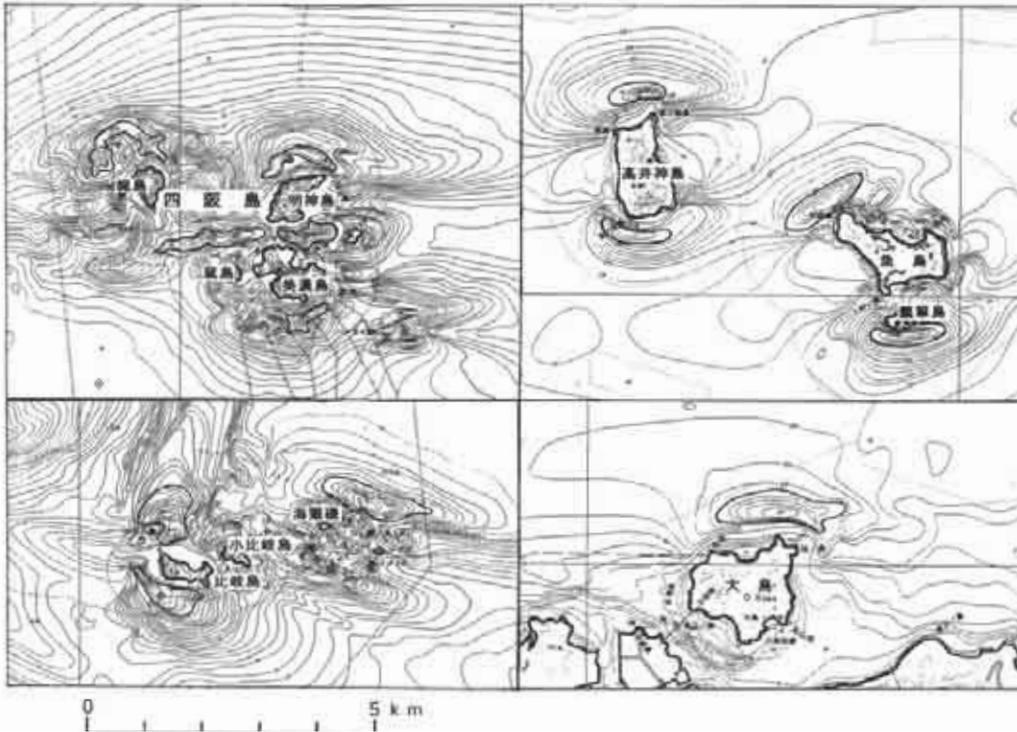


図5-5-25 四阪島、比岐島等の海釜の地形

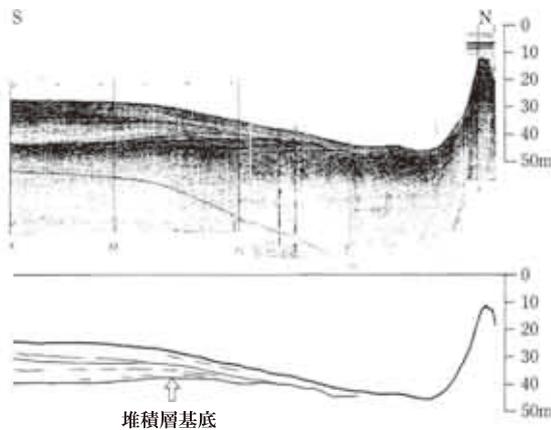


図5-5-26 比岐島周辺海釜の音波探査記録

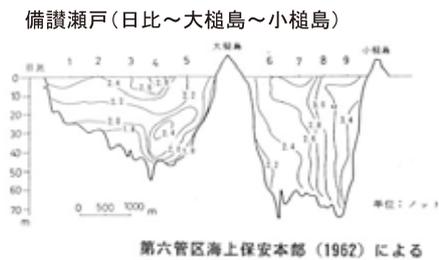
によると、流速が2ノット以下の海域では、潮流による堆積物の堆積妨害による埋め残しか、表層堆積層の浅い侵食のみにより海釜が形成され、流速が2～3ノットをこえると堆積層基底より下位の地層（更新統より下位の地層）が侵食されて海釜が形成され、5～6ノット以上の海域では、硬い基盤の岩石が侵食されて海釜が形成されていることを示している。

この結果、潮流流速が小さい灘では、島の周辺で加速された潮流の堆積妨害や表層の堆積層が浅く侵食されて海釜が形成され、流速が大きい海峡部では、潮流の侵食は、未固結の堆積層に限られることはなく、基盤の岩石にも深く及ぶことを示している。

そして未固結の堆積層の侵食においては、河川の掃流力に相当する潮流の流れが主役と考えられ、基盤岩石の侵食においては、潮流により動かされる砂礫が侵食の主役と考えられる。事実、水中カメラによる海釜底の観察では、円い大きな礫がゴロゴロ分布しているのが確認され、海釜から採取される礫は円磨された礫（写真5-5-1）であり、獣化石の表面に見られる摩擦痕はこのことを裏付けている。

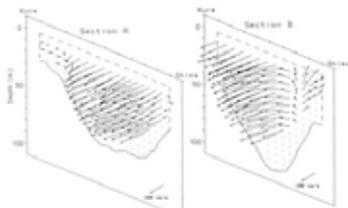
(3) 単成型・双子型海釜の形成因子

矢部・田山（1934）が指摘した単成型と双子型の2つのタイプが形成される要因として、吉川（1953）は、海峡地域の原初地形（海峡になる前

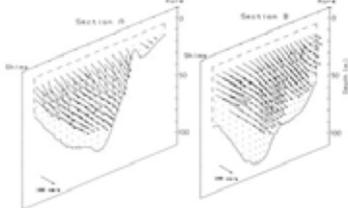


猫瀬戸

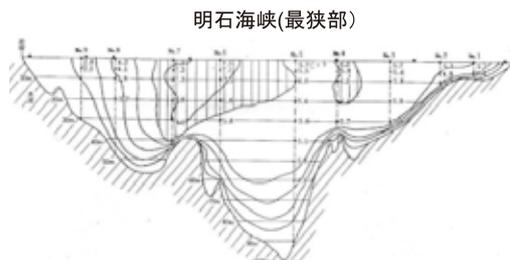
NVD05 115-00 Aug 193



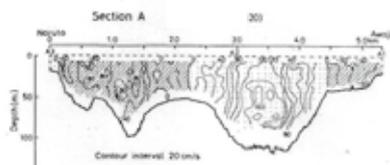
NVD12 118-00 Aug 193



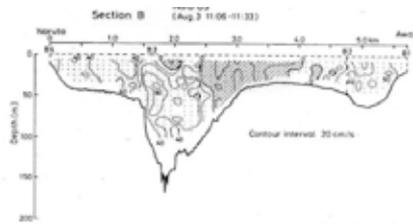
高杉ほか(1986)による



鳴門海峡(北釜)



鳴門海峡(南釜)



Takasugi et al(1990)による

図5-5-27 海釜の潮流流速鉛直断面例 第五管区海上保安本部水路部(1960)、第六管区海上保安本部(1962)、Takasugi,et.,al(1990)、高杉(1986)による

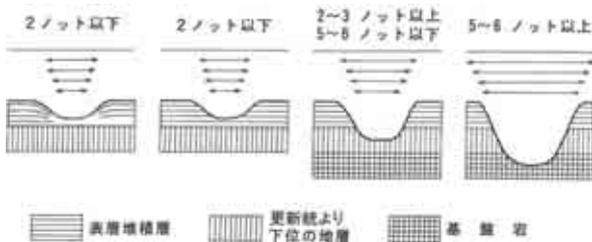


図5-5-28 潮流流速と海底の侵食状況模式図



写真5-5-1 鳴門海峡海釜から採取された礫

にあった元の地形)を重視し、前者は河谷の沈水したもの、後者は分水界の沈水したものと考え、潮流による堆積妨害が海釜の形成にあずかっていると考えた。

桑代(1959)は、2つのタイプの海釜は、潮量に対する海峡の幅の大小により決まるとし、前者は潮量に対して海峡の幅が大きい場合、後者は小さい場合と考えた。そして現在の潮流による侵食は表層の堆積層に限られると考えたため、後者の場合、沈水した基盤の尾根を侵食することはできず、尾根を離れた堆積面に至って初めて侵食を始めるため、最狭部を離れて2つの海釜が形成されると考えた。

八島(1994)は、主な海峡部の上げ潮流、下げ潮流の強流の出現域をまとめ、その模式図を図5-5-29に示した。反復する潮流により形成される

強流域が重複して1箇所の場合は単成型、重複せず2箇所形成される場合は、双子型になることを明らかにした。そして、2つのタイプの海釜ができる因子は、主として潮流自身にあり、海岸線の形状に左右される潮流の強流域の出現様式にあるとした。

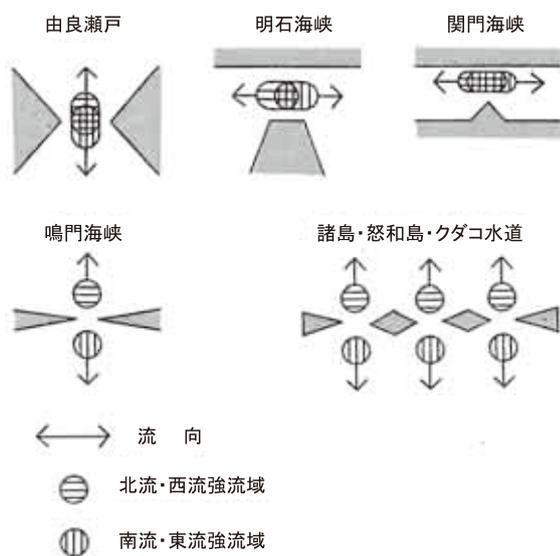


図5-5-29 主な海峡の強流域の出現域

(4) 成因と形成時期

成因については河谷の埋め残し説と潮流侵食説の2つがある。前者は、最終氷期最盛期には陸化した瀬戸内海域を流れた河谷が、完新世になって沈水した後も、潮流による堆積妨害により埋め残されたとするものである。この説を裏付けるように瀬戸内海の花釜の多くは、この旧河谷沿いであり、しかも形状が谷状である。さらに花釜のあるものは背斜構造を横切ったり、硬い基盤の岩石を侵食しているが、これらは潮流による侵食とは考えにくく、形成時期は瀬戸内海の陸上時代に遡ると考えるものであった。

潮流侵食説は、潮流の流向や強さと花釜の分布が、おおむね対応し、多くの花釜の水深は、堆積層基底より深いことなどをあげている。この場合の形成時期については、過去と現在とする説があり、過去とする説は現在の潮流流速は底層に及ば

ないと考えるものである。

成因と形成時期について八島(1994)は、前述のように潮流流速は底層にまで及び潮流には硬い基盤の岩石をも侵食する力をもつこと。花釜の一部には氷河時代の河谷が潮流の堆積妨害により埋め残されたものもあるが、ほとんどの花釜、とくに灘と灘を結ぶ大規模な花釜は水深が堆積層基底の深さをはるかに下回って基盤の岩石も侵食しており、潮流により深く侵食されて形成されたものであること。現在の流況と花釜の位置、花釜周辺の底質分布、花釜周辺に分布する砂堆やサンドウエーブの分布の特徴などから、花釜の形成は現在も進行中であるが、その開始時期は花釜が位置する海峡の成立時に遡ること。従って、その時期は各海域で異なることを明らかにした。

灘域の花釜は、当該海域が沈水して海域となって以降、潮流の堆積妨害による埋め残しや表層の堆積層が浅く侵食されて形成されたものである。

形成時期については、現在、過去というような単純ものではなく、形成開始時期は、瀬戸内海の沈水過程と深く関わり、花釜が位置する海峡の成立時に遡り、現在も形成が進行中である。

参考文献

星野通平・岩淵義郎(1963):瀬戸内海の生い立ちに関する2, 3の問題. 地質雑, 69, 147-156.
 桑代勲(1959):瀬戸内海の海底地形. 地理評, 32, 1, 24-35.
 道田豊・小田巻実・八島邦夫・加藤茂(2008):「海のなんでも小事典」. 講談社, 1-307.
 茂木昭夫(1963):備讃瀬戸東部の海底地形発達史. 地質雑, 69, 819, 521-535.
 茂木昭夫(1977):「日本近海海底地形誌」. 東大出版会, 1-90.
 中野猿人(1968):海峡や水道における流動その他の現象. 沿岸海洋研究ノート, 6, 2, 9-14.
 大嶋和雄・小野寺公児・有田正史(1975):流出重油の漂跡と海底堆積物. 地質ニュース, 254, 32-41.
 大嶋和雄・有田正史・木下泰正・井内美郎・横田節哉・小野寺公児・松本英二・青木市太郎(1977):汚染底質の調査技術に関する研究. 昭和51年度公害特別研究報告集, 1-21.
 小田巻実(1990):日本周辺海域の潮汐と潮流について. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編「続日本全国沿岸海洋誌」. 東海大学出版会, 143-157.
 小倉伸吉(1934):「潮汐」. 岩波全書, 1-252.
 須田皖次(1962):「海洋学通論」. 古今書院, 1-304.
 Takasugi, Y., Fujiwara T. and T. Higo(1990): Structure of Strong Tidal Jet in the Naruto Strait. Jour. of the Oceanogr. Soc. of Japan, 46, 3, 69-83.

- 高杉由夫・肥後竹彦・埜口英昭・藤原建紀 (1986) : 超音波ドップラープロファイラーによる流速測定. 中工試報告, 27, 11-26.
- 矢部長克・田山利三郎 (1934) : 日本近海海底地形概観. 地震研彙報, 12, 529-565.
- Yamasaki, N. (1902): Morphologische Betrachtung des Japanischen Binnenmeers. 山崎直方論文集, 古今書院, 408-488.
- 八島邦夫 (1994) : 瀬戸内海の家釜地形に関する研究. 水路部研究報告, 30, 237-327.
- 八島邦夫 (2004) : 瀬戸内海の島および灘と瀬戸の海底地形. 「日本の地形6 近畿・中国・四国」, 東大出版会, 210-220, 240-241.
- 吉川虎雄 (1953) : 日本周縁の陸棚に関する二三の考察. お茶の水女子大学自然科学報告, 4, 138-150.

注

*** 沿岸の海の基本図**

日本沿岸域の海洋の利用・開発、環境保全、学術研究などの目的に使用されること意図して、海上保安庁海洋情報部が刊行している地図シリーズ。縮尺は5万分の1で海底地形図、海底地質構造図の2図からなる。海の基本図は航海を主目的とする海図とは調査方法や記載内容が異なり、海図では海の深さは水深値で表現されるが、海の基本図では等深線で表される。

第6章 砂堆とサンドウェーブ

八島 邦夫

潮流が速い海域では、砂堆（海底砂州）やサンドウェーブ（砂浪）が発達する。これらの地形は水深が浅いうえに、その形状が常に変化するために、航海上危険を伴う場合が多い。一方、これらを含む浅瀬地形は、好漁場をなす場合も多く、古来から名称が付されてきた。瀬戸内海の浅瀬名称についてはコラムで述べる。

1. 砂堆（海底砂州）

瀬戸内海の砂堆には、2つのタイプがあり、ひとつは、海峡の出口付近にできるもので塊状や楕円状をなし、明石海峡西口、東口、関門海峡東口が代表例である。他のひとつは、島や岬を基部として潮流方向に帯状に細長くのびるもので備讃瀬戸が代表例である。

(1) 明石海峡周辺の塊状砂堆

明石海峡西口の播磨灘には、北東-南西方向に約20kmの長さをもつ鹿ノ瀬（水深2.2m）という砂堆地形が発達する（図5-6-1）。

図5-6-1は第五管区海上保安本部海洋情報部の観測データから求めた播磨灘の残差流^{註*}の分布である。この図によると播磨灘には、時計回りの同心円状の流れがあり、そのほぼ真ん中に鹿ノ瀬が位置していることが分かる。

この浅瀬地形の地下構造を音波探査により調べると、ほぼ平坦な比較的固い地層を土台として、砂が山のように堆積した地形であることが分

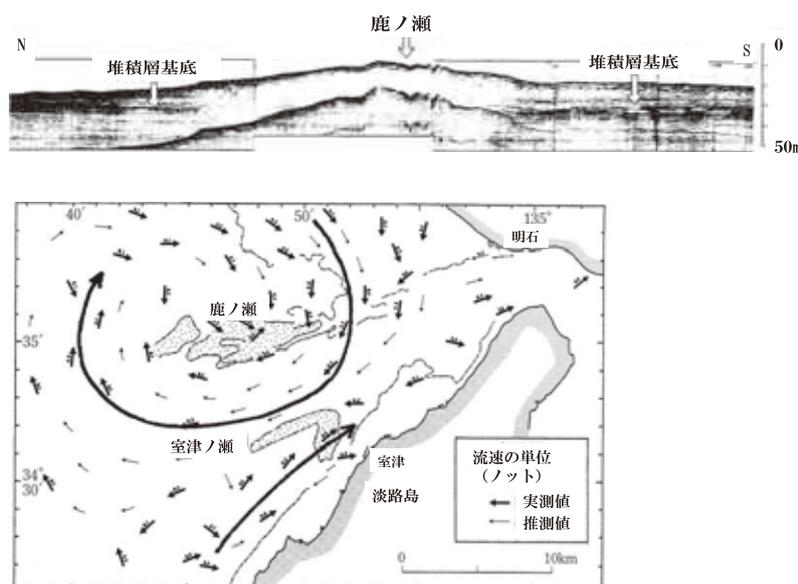


図5-6-1 鹿ノ瀬の音波探査記録と播磨灘北部の残差流

瀬戸内海の浅瀬名称

浅瀬は、古来から航海に危険な場所として恐れられる一方、しばしば好漁場をなし、漁師等により各地方で、いろいろな名称が慣習的に使用されてきた。代表的な名称として礁、グリ、瀬、州、根、ネ、磐（ばえ）、バエ、曾根、堆などが日本全国で広く使われ、このほか各地域で固有の呼称もある。

瀬戸内海では上記に加え、石、岩、磯、出し、藻、ソワイ、ツガイ、喰合くわいあひ、ソノ、アサリなどがあり、ツガイは、“交接”の意味で、ある島の北端と別の島の南端というように反対側が相接する線上にある浅瀬名に付けられた名称である。

ちなみに国際的な大洋水深総図（GEBCO）海底地形名集では、瀬（Shoal）“は、未固結底質からなる海上航海に危険な沖合の浅所”、礁（Reef）は、“海面か海面近くにある岩で、海上航行の障害にもなりうる岩”、堆（Bank）は、“比較的浅いが、通常は海上の安全航行には十分な深さを持つ高まり”と定義している。

瀬戸内海の浅瀬名称例

瀬	沖ノ瀬、鹿ノ瀬、室津ノ瀬、中瀬、中ノ瀬、オーゾノ瀬、カマ瀬、イカナゴ
州	長州、沖ノ州、瓦州、中ノ州、原州、本山ノ州
礁	長太夫礁、天神礁
磯	平磯、天神ノ磯
ツガイ	羽佐島ツガイ、大槌ツガイ、イノサキノツガイ
藻	太子ノ藻、西藻、マスノモ
ソワイ	ママカリソワイ、西ノソワイ
ソワ	似骨ノソワ、タコーマソワ
アサリ	亀山鼻ノアサリ、金出ノアサリ
出し	稲木出し、遠見出し
喰合	飛瀬喰合
その他	マツオ、蛎ノ辻

かる（図5-6-1）。

鹿ノ瀬では、複雑な潮流と地形が絶好の産卵場と生育地を生み出し、イカナゴを初め多様な魚がとれる瀬戸内海屈指の好漁場をなしている。また、明石海峡東口の大坂湾にも沖ノ瀬（水深23m）が発達し、音波探査の記録は鹿ノ瀬同様に堆積層基底の上に砂が堆積した地形であることを示している（図5-6-2）。大坂湾にも還流をなす時計回りの同心円状の流れがあり、その中心に沖ノ瀬が位置している（図5-6-2）。藤原・中田（1990）は、この流れを沖ノ瀬環流と呼んだ。

さらに、関門海峡東口付近にも中ノ州（同2.3m）という砂堆地形がある。音波探査記録は、鹿ノ瀬、沖ノ瀬と同じような記録を示し、ここでは南北で逆方向に流れる残差流の間に沖ノ瀬が位置している（図5-6-3）。

(2) 備讃瀬戸の帯状砂堆

東西方向の潮流が卓越する備讃瀬戸では、図5-6-4に示すように島や岬を基点として尾を引くように長く伸びる砂堆が発達する。オーソノ瀬（水深6m）、中ノ瀬（同0.6m）カマ瀬（同0.8m）、

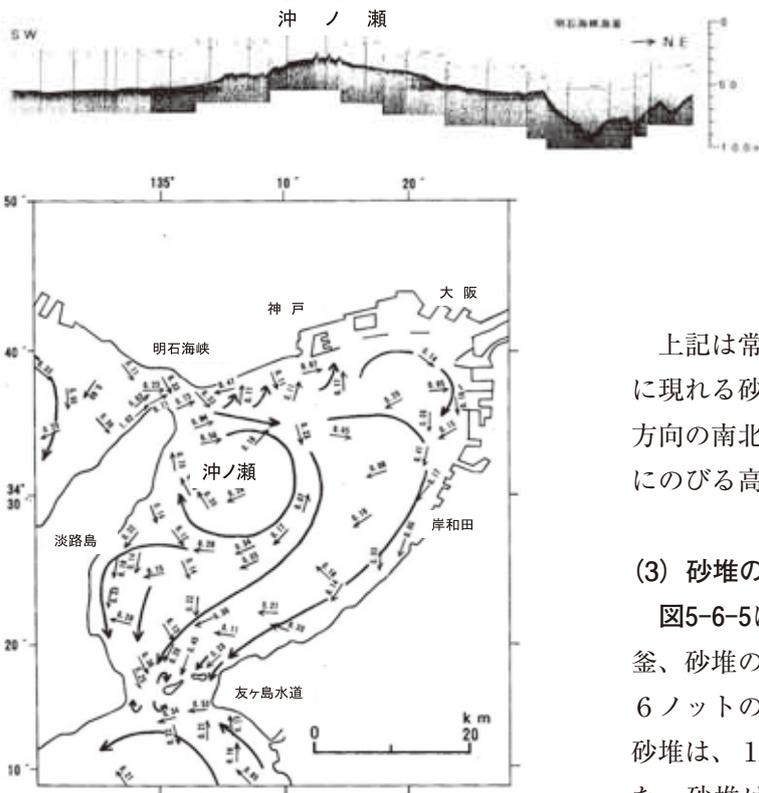


図5-6-2 沖ノ瀬の音波探査記録と大阪湾の残差流

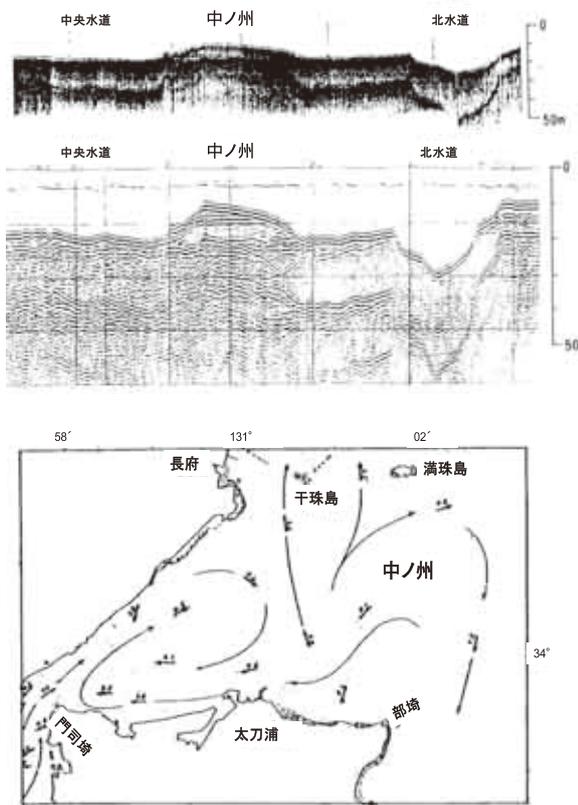


図5-6-3 中ノ州の音波探査記録と関門海峡東口周辺の残差流
音波探査記録の上段は、ソノブローブ、下段はスパーカーの記録である

マスノモ (同0.2m)、稲木出し (同4.0m)、浅藻 (同2.0m) が代表例で、前から4者はそれぞれ大槌島、男木島、大崎ノ鼻、女木島を、後ろの2者は屋島を基点として5~10kmの長さになわたって発達する。

上記は常に海面下にあるが、低潮時には海面上に現れる砂堆地形もある。広島と本島の間で潮流方向の南北方向にのびる園ノ州、児島湾内で弧状にのびる高州などである。

(3) 砂堆の成因

図5-6-5には明石海峡周辺の潮流流速分布と海釜、砂堆の分布を示した。海釜は最大流速が5~6ノットの海域に分布し、鹿ノ瀬や沖ノ瀬などの砂堆は、1~3ノットの海域に分布している。また、砂堆は前述のように堆積層基底 (沖積層基底) 上に堆積した高まりである。

砂堆は、海峡部で強い潮流により海底がえぐられ、海釜が形成される一方、潮流により侵食・運搬された海底の土砂が、海峡部を離れたところや、



図5-6-4 備讃瀬戸の砂堆地形と残差流分布

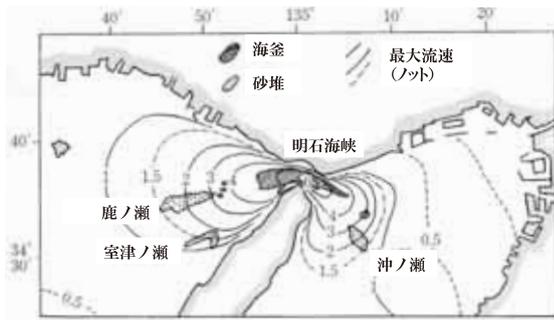


図5-6-5 明石海峡周辺の潮流の最大流速と海釜、砂堆の分布

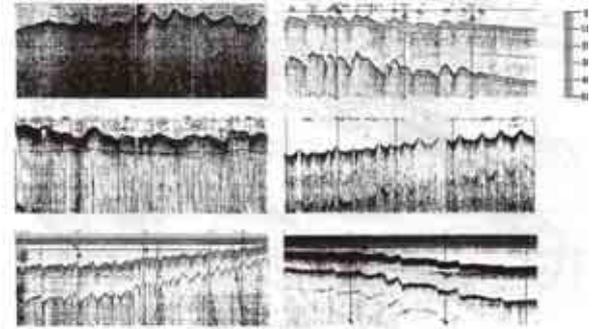


図5-6-6 鹿ノ瀬周辺サンドウェーブの種々の波形

島や岬の背後で潮流が弱まったところに堆積したものである。鹿ノ瀬や沖ノ瀬は、前述のように環流をなす残差流の中心に位置している（図5-6-1、図5-6-2）。卓越した往復流である潮流よりも、流速は微弱であるが、一方向に流れる残差流の方が長期間の物質移動に大きな役割を果たし（Yanagi, 1974）、砂堆形成に寄与していることが分かる（八島、1992、1998ほか）。

2. サンドウェーブ

潮流が卓越する海域では、砂堆（海底砂州）やサンドウェーブ（砂浪）が発達する。これらの地形は、水深が浅いうえに、その形状が常に変化するため船舶航行上とくに注意を要する地形であり、海図では波形の記号や注意記事を記載し注意を喚起している。

サンドウェーブは、播磨灘東部、備讃瀬戸、来島海峡、備讃瀬戸、来島海峡、芸予諸島、伊予灘南部、速吸瀬戸北口、豊後水道など砂堆地形が発達する海域で、主として海釜斜面のはい上がり部や砂堆の斜面や先端部に形成されている。サンドウェーブのリッジの方向は、砂堆が潮流方向であるのに対し、潮流方向と直交する。波長と波高は、それぞれ200～300m、20～30mに及ぶものがあり、リッジの形状は尖塔型、円頭型など様々である（図5-6-6）。

サンドウェーブの大きさは、水深や堆積物の粒径と関係があり、大きなものは主として細礫や粗砂、小さなものは中砂で構成され、細砂や泥のと

ころでは形成されない。サンドウェーブの形成機構は、十分に解明されていないが、海釜斜面のはい上がり部や砂堆の斜面といった急斜面をはい上がる潮流に乱れが生じ、これがサンドウェーブのような不安定な地形を形成するものと考えられる。

参考文献

- 藤原建紀・肥後竹彦・高杉由夫（1989）：大阪湾の恒流と潮流・渦. 海岸工学論文集, 36, 209-213.
- 藤原建紀・中田英昭（1990）：大阪湾の流動特性と水質・底質の関連. 海の気象, 35, 5・6, 58-71.
- 道田豊・小田巻実・八島邦夫・加藤茂（2008）：「海のなんでも小事典」. 講談社, 1-307.
- 柳哲雄（1990）：瀬戸内海の海況. 海の気象, 35, 5・6, 49-57.
- Yanagi T.(1974) : Residual Currents and Long-term Transport. Japan Coastal and Estuarine Studies, 348-355.
- 八島邦夫（1992）：明石海峡周辺の砂堆地形と流況に関する諸問題. 水路部技報, 10, 79-89.
- 八島邦夫（1998）：海底砂堆地形の形成機構に関する一考察. 海上保安大学校研究報告（理工学系）, 43, 2, 15-34.
- 八島邦夫（2004）：瀬戸内海の島および瀬戸の海底地形. 「日本の地形6, 近畿・中国・四国」, 東大出版会, 210-220, 240-241.

注

*残差流

長期の測流結果を平均した流れで、かつては恒流と呼ばれた。流速はおおむね、0.5ノット以下と微弱であるが、向きがほぼ一定のため、堆積物の移動や堆積に大きな役割を果たす。①潮流の非線形性のために生成される潮汐残差流、②風により起こされる吹送流③密度差により起こされる密度流を主成分とする。

1. 埋め立て

干満の差が大きく干潟が広がっていた瀬戸内海沿岸各地では、江戸時代以降、新田開発のための干拓が大阪湾の淀川河口部、播磨灘沿岸、児島湾周辺などで大規模に行われ、児島湾周辺では昭和時代まで継続してきた。

また、明治時代以降になると大阪港、神戸港付近、児島湾、水島港付近、福山港付近、西条港・新居浜港付近、広島港付近、関門港付近、大分港付近などの臨海工業地帯において工場用地造成等のため埋め立てが盛んに行われた。

第六管区海上保安本部(1994)は、1909年と1994年時点の瀬戸内海の海域面積(領海法施行令の範囲)を調べたが、それぞれ20,410平方km、19,730平方kmで、この間に海域面積が約680平方km減少したことが分かる。これは琵琶湖1個分、厳島(約30平方km)の約23倍に当たり、瀬戸内海の海域面積は埋め立て等により約3%減少したことになる。

以上のような沿岸部の埋め立てにより、藻場、干潟、自然海岸の減少が続き、瀬戸内海に現存する藻場、干潟面積は1990年時点で、それぞれ260平方km、117平方kmであり、干潟は100年間で1/2程度に減少した。1980年以降で、藻場、干潟面積の減少が著しい地域は、前者では播磨灘北部、備讃瀬戸東部、後者では別府湾、備後灘となっている。

なお1994年時点での自然海岸の総延長は、2,500kmで、全体の約37%を占めるに留まっている。

2. 海砂採取

瀬戸内海では、1960年代からの高度経済成長期に、コンクリート骨材や海面埋め立てなどの用途に6億 m^3 を超える大量の海砂が採取され、2000年当時は、日本の海砂採取量の約6割を占めていた。大量の砂利の採取により、海底は深くえぐられて

凹凸が激しくなり、底質が砂から礫または泥に変わり、水質環境は著しく悪化した。

海砂採取による環境に及ぼす影響としては、砂堆の消失に伴うイカナゴなど海砂を生息場とする海洋生物の激減、採取活動に伴う濁りの増加によって引き起こされる光合成阻害によるアマモ・ガラモなどの藻場面積の減少などがある。

瀬戸内海の砂の起源は2つあり、ひとつは河川や海岸侵食によるもので、他のひとつは瀬戸内海が海となって以降、数千年の年月をかけて、海峡部で侵食された土砂(海釜の形成)が、海峡を離れて砂堆などとして堆積したものである。

海域環境悪化に対する世論の高まりを受け、2006年4月以降、瀬戸内海の全海域で海砂採取は禁止された。海砂採取は、上記の砂堆を中心に行われたため、変化した海底地形が自然の状態に戻すには数千年以上の年月を要するが、濁りの増加が原因で消失した藻場は、採取禁止により比較的すみやかに回復することが期待される。また、イカナゴの潜る深さは10cm足らずであり、海砂採取海域でも10cm程度の覆砂を行えばイカナゴ資源の保護は可能であるなど環境修復・創造に向けた提言がなされ、種々の取り組みが期待される。

3. 地盤沈下

近代に入り平野の低地部では、地下水汲み上げに伴う地盤沈下が顕在化してきた。大阪平野では戦前、戦後の大規模な工業用水等の取水により、大幅な地下水位低下とそれに伴う激しい地盤沈下が生じた。1928年ころから1943年ころまでは5-8cm/年であったが、1961年には25cm/年に及ぶ沈下を記録するところもあった。

1959年から地下水の採取規制がはじまり、最近では地盤沈下が沈静化しているが、尼崎市付近や大阪市域の一部はゼロメートル地帯となっており、高潮、津波に対する脆弱性のもととなっているほか、地下水位が過度に上昇し、地震に伴う地盤の

液状化現象、地下構造物建設の困難あるいは既存の地下構造物の浮上や漏水の危険性などの問題も生じている。

参考文献

第六管区海上保安本部（1994）：「瀬戸内海 海の相談トピックス集」. 1-59.
柳哲雄ほか（2008）：「瀬戸内海の海底環境」. 恒星社厚生閣, 1-130.

おわりに

水深が浅く、潮流が卓越する瀬戸内海の海底は、狭くて起伏に富む瀬戸（海峡、水道と同意）と広くて平坦な灘（湾）に区分され、海底地形は、主に海峡中央部にみられ起伏の激しい海釜と、海峡周辺にみられる砂堆（海底砂州）及び広くて平坦な灘（湾）の地形により特徴づけられる。

瀬戸内海の家釜は、世界でまれにみる深さや多様性をもち、その形成過程は瀬戸内海の沈水過程と密接な関係を持ち、各海釜により異なっている。

一方、海峡周辺に見られる砂堆地形は、好漁場をなすことが多いが、これらの地形は、瀬戸内海が海となって以降、数千年の年月をかけて、海峡部で侵食された土砂(海釜の形成)が、海峡を離れて堆積したものである。

風光明媚で豊かな海である瀬戸内海は、長い年月と地形や地質及びこれに作用する潮汐・潮流などの自然の微妙なバランスの上に成り立っている。海砂採取による環境の悪化等はずで見えてきたところであるが、かけがえのない美しい瀬戸内海を守り、さらに豊かな海とするための施策が望まれるところである。

はじめに

瀬戸内海は、本州と四国と九州に囲まれた内海で、国立公園にも指定された美しい自然環境の中にある。又、瀬戸内海の海上交通を通じて、古代から日本の国家形成がされ、社会的、文化的、経済的影響を我が国に与えてきた。言い換えれば、瀬戸内海は日本の歴史の宝庫である。一方、瀬戸内海に点在する幾千の島嶼により複雑な潮流が生じ、それによって豊富な魚介類を育てている。

瀬戸内海の範囲は、使われ方^注によって多少異なるが、我々瀬戸内海の水先は「海上交通安全法施行令第1条」に示された範囲をいう。(紀伊日ノ御埼灯台から蒲生田岬灯台まで引いた線の以北及び佐田岬灯台から関埼灯台まで引いた線の以北、西側は関門港境界線であり大略部埼灯台付近となっている。)

本来瀬戸内海とは、瀬戸(海峡)に囲まれた内海であった。紀淡海峡(由良瀬戸)、鳴門海峡、関門海峡(早瀬瀬戸)、豊予海峡(速吸瀬戸)に囲まれた海が内海であった。それ以外は内海に対して外海であった。(参考:『瀬戸内海の発見』西田正憲著(1999)中央公論新社)

注:①領海及び接続水域に関する法律施行令(領海法施行令)第1条、②瀬戸内海環境保全特別措置法施行令第1条、③漁業法施行令第27条がある。

第1章 瀬戸内海の水先

近岡 信夫 今西 邦彦

1. 瀬戸内海とは

瀬戸内海を東から西に向かって航海する大型船の主航路は次のとおりである。

紀伊水道の日ノ御埼を過ぎて友ヶ島水道を抜けると大阪湾、阪神港を右に見て明石海峡に向かう、明石大橋の下をくぐると播磨灘である。大型船は小豆島の南から備讃瀬戸に入る。この瀬戸を抜けると北側は備後灘、南は燧灘、そこから来島海峡・安芸灘・釣島水道を通過して伊予灘に入る。伊予灘を南に向かい速吸瀬戸を過ぎると豊後水道である。伊予灘を西に向かうと国東半島の北側から周防灘、関門海峡となる。

数々の海峡、瀬戸、水道を通過しないと瀬戸内海を東から西へ、西から東へと航海できないのである。瀬戸内海では多数の島嶼のせいで、潮流による潮目が至る所で見ることができ、漁船が何十隻も漁をしている。瀬戸内海を航行するためには

「海上交通安全法」に基づいて航行しなければならないが、その法の目的の前提が、「船舶が輻輳する海域」であることを謳っている。そして、一般的な海上での衝突予防の法律だけではなく「特別な交通方法を定めて」交通の安全を図ることを目的としている。即ち、「瀬戸内海」は自然環境と漁業資源並びに産業活動に恵まれているが、航行環境には厳しいものがあるということである。

2. 水先案内とは

水先案内は、水先業務を提供することをいい、案内する人を「水先人」、「パイロット」といい、水先案内する水域を「水先区」という。通常は水先案内を略称で「水先」と言っている。

「水先」に関しては「水先法」に定められており、その定義は次のとおりである。

・「水先」とは水先区において船舶に乗り込み、

当該船舶を導くことをいう。

・「水先人」とは一定の水先区について、水先人の免許を受けた者をいう。

尚、水先区の名称及び区域については、「水先法施行令」により設定されている。現在の水先区は全国に35か所ある。瀬戸内海の水先区は、「港の水域毎に設定された水先区」として和歌山下津区、小松島区、そして「複数の港を含む湾・海峡・内海の水域に設定された広域の水先区」として大阪湾水先区と内海水先区がある。又船種、船形、港湾、航路により「強制水先区」が定められている。

即ち、「水先」とは、航行海域に精通していない船舶の要請により、当該海域に精通している水先人が乗船し、安全に船舶を導くことである。また、水先人の存在意義は、当該水先区の地形・地誌、水路誌、気象・海象、操船技術、航行支援施設等々に精通していることである。

現在のわが国の水先人数は約700人である。瀬戸内海では、内海水先区で約145人、大阪湾水先区で107人、和歌山下津区5人、小松島区2人となっている。

内海水先区の範囲は、[図6-3-1](#)、[図6-3-2](#)を参照にされたい。

3. 水先人の歴史

水先人の発祥は何時頃であったか？その歴史は極めて古く、世界的には、紀元前10世紀迄遡り、また、我国においても『古事記』『日本書紀』の時代迄遡る。現在の様な公許水先人の誕生は明治初期であり、記紀の時代から公許水先人誕生までの経緯については『内海水先人会1901～2001百年史』（2001内海水先人会発行）に次のとおり述べられている。

[序説 水先人の歴史]

『日本パイロット協会25年史』に、世界最古のパイロットとして「ヘブライの大予言第27章には、紀元前10世紀、古代フェニキア（現在のレバノン付近）の海港タニアに、パイロットがいたことが述べられている。また、ホーマー（前9世紀頃の

ギリシャの詩人）の『イリヤッド』にも、ギリシャのアケア地方（コリント付近）に、パイロットがいたことがうたわれている」と述べられている。

また、フェニキアの人々は航海技術に優れ、その技術を代々伝承したといわれている。まだ海図航海用具のなかった時代に、彼らは星を見て位置を知り、風を読み、潮流や海流を識り、陸標の定め方や港に関する知識等を自国民だけに伝えた。その観測の技術は高く評価され、水先人として重宝されたことは想像に難しくない。

東ヨーロッパではギリシャ人の航海技術が優れていたといわれているが、このように水先人の歴史は、航海の歴史とともに生じた。船の発達、航海技術の発達と共にその重要性を増し、存在を確固たるものとしてきた。

わが国においても、古くから水先に関する記録が残されており、特に瀬戸内海に関するものが多く、水先人の淵源とされる記録は『古事記』『日本書紀』にその記述を残している。

「甲寅10月5日、日向の南岸美々津河畔より舟師を出し、東征の途にのぼった神武天皇は、豊前速吸門において、海路の達人珍彦（うずひこ）、『日本書紀では椎根津日子、古事記では槁根津日子』なる者をして水路を嚮導させ菟狭（宇佐）に達したという』（紀記に現われる最初の水先人）

その後、時代が下って神功皇后の新羅遠征（仲哀9年）の折に、吾瓮海人鳥麻呂（あべのあまおまる）、磯鹿海人名草（しかのあまなぐさ）なる人物が先導を務めたとの記述もある。

当時の海外遠征や使節の派遣には、造船と航海技術に優れた西国、瀬戸内海の「海人部」が動員され航海と警護にあたった。（『瀬戸内海の民族史』）彼等もその名に「海人」とあるように海に生きる人であり、すぐれた舟と航海技術をもっていた。（『海の日本史』 中江克己 河出文庫）

応神紀3(272)年に「瀬戸内海に散在していた海人の反乱を、安曇連祖大浜宿弥（あずみのむらじのそ おおはまのすくね）が平定し、海人を統率し各地に「海人部」を置き、造船、航海などの監督を行わしめ、必要に応じて水軍を編成させ

た」。『水先法の研究』)

また、遣隋使船や遣唐使船、遣明使船などの航海においても、当然水先人を必要とした。『日本海防史』(坂ノ上信夫)、『遣唐使』(森克己)等によると、遣唐使の編成が詳述されている。その中に水先をつかさどる「占部」に関する記述があり、占部の役割については『入唐求法巡礼行記』に詳しく述べられている。

室町時代に足利義満が遣明船を派遣したとき、楠葉西忍(くすばさいにん)という者をして水路の嚮導を行わせた。西忍はインド(天竺)人を父とする混血で、航海術に長じ、航路を暗じ季節の風の方向を熟知していた。『朱印船貿易史』川島元二郎)

なお、この頃大陸から帰化した人や、朝鮮半島の人々が水先人として雇われていた。また当時の航海記たる『元和航海記』の序文には水先人について「行師之道」として詳述されている。『水先法の研究』)

中世の瀬戸内海は、瀬戸内水軍といわれる集団が島々に点在していた。彼等は地理に不案内な公用船や商船に上乗しして、水先案内や航海の警護を請負い、帆別銭や警固料を徴集した。『海賊と海域』)

室町から織豊時代、江戸時代初期までの朱印船でも、水先案内人として中国人の他、スペイン人やポルトガル人、オランダ人や英国人が雇われていたという。これらの水先案内人は、船長に次いで重要な役割を担い、航海士にして、水先の案内をつとめ、船中においては羅針盤を按じて船の方向を定めたり、操舵を担うなどの重要な役割を果たした。彼等水先人のことを、当時主として「按針」とよんでいたようで、「比呂図(ひろと)」、「やくての者」、「あんし」等ともいわれていた。『水先法の研究』)

なお、「水先」という用語が出現するのは比較的近年で、文化元(1804)年刊の『渡海新法』(本多利明)で水先の用語が用いられている。『江戸時代における水先の類語について』森田定平)

江戸時代に入り、寛永10(1633)年、幕府は海外

への渡航と海外からの入国を禁じ、国政策がとられるようになると、外国航路は閉ざされ、こうした外国人の水先案内人は姿を消してしまった。この時から幕末の嘉永7(1854)年の日米和親条約で開港されるまでの約200年間、海外への道は閉ざされた。

一方、国内的には産業経済の発達著しく、政治の中核である江戸と並び天下の台所と呼ばれた大坂を中心に全国的な経済圏が成立した。それに伴って、交通、輸送、地方都市が発達し、中でも大坂は物資の集散地となり瀬戸内海の重要性も増大した。

寛文12(1672)年河村瑞賢によって、東廻り航路に引き続いて西廻り航路が開発されてからは、船舶の大型化や帆走専用化が進んだ。これらの大型の廻船や北前船の出現によって国内海運は全盛期を迎えた。

新潟には「水戸教」とよばれる水先案内が設けられ(パイロット協会25年史)、下関には嚮導船(付船)が設置され、少なくとも瀬戸内海については水先案内が常規的に行われるに至った。『大阪港史』)

日本海に船籍を持っていた北前船は瀬戸内海に不慣れのため、水先案内を要請した。『加賀藩の海運史』によると、「瀬戸内海の西海航路82港(嘉永4年『日本航路細見記』)については、岬あり、大小の島々もあるので、加賀藩では特に道先案内を雇い入れるよう命じていた」と書かれている。

嘉永7(1854)年ペリーの再航を機に、アメリカとの間に神奈川条約が結ばれ、続いてイギリス、ロシアとの間にも和親条約が締結され、開港への動きが具体化した。安政3(1856)年には既に箱館などは外国船に開放されていた。

安政5(1858)年2月には、合衆国交易方からの要請で、市中より11名を募集して、外国船入港の水先案内を実施した。『函館水先人会史』)

安政4(1857)年長崎、神奈川が開港されると、諸外国からの船の往来が頻繁となった。

『長崎幕末史料大成』ほかの資料によれば、瀬戸内海を経由して長崎から神奈川(江戸表)へ向

かうイギリス、アメリカ、フランス等の各国艦船からの水先要請の申し入れが数多くなされている。（『長崎水先人会史』）

その後、明治時代に入り、この航路に習熟した外国人が水先人となり、要請船に外国船が多いこともあって、だんだん外国人が主流を占めるに至った。

明治9（1876）年政府も水先制度の必要を認め

「西洋形船水先免許状規則」を制定した。明治10年この規則の施行により第1回の水先試験が実施され外国人14名と、日本人1名の15名が合格。この15人に対して水先免許状が授与された。（『管船局第一次年報』、明治22年1月刊行）ここに公許水先人が誕生し、この系譜が今日に続いている。

第2章 水先業務の概要

近岡 信夫 今西 邦彦

1. 水先業務の流れ

瀬戸内海については、前項で述べたが、古くから海上交通が盛んであったが、第二次大戦後の昭和30年代に入り、経済自立五か年計画（昭和30年）、新長期経済計画（昭和32年）、国民所得倍增計画（昭和35年）等により外国貿易は輸出を中心に急激に貨物量が増大した。その結果、昭和40年に大規模の港湾整備促進政策がとられ、東京湾、伊勢湾、大阪湾・内海、九州に大々的な港湾設備整備政策がとられてた。また、従来の輸出型港湾に加え臨海工業地帯に大規模港湾と大型船用バースの建設がすすめられ、瀬戸内海沿岸に於いても石油類、石炭、鉄鉱石を中心に原料輸入型の大型臨海工業地帯と大型港湾設備が造成された。

このことに伴い、船種船型の異なる船舶が行き交い、同時に従来からの漁撈船とともに瀬戸内海全域に船舶が輻輳することとなった。

また、瀬戸内海の地形は複雑で、狭水道や強潮流の個所が多く、加えて季節的・局地的に発生する濃霧・強風など気象・海象の変化が著しい自然環境でもあり、通航船舶にとっては厳しい航行環境の海域である。

昭和48年、海上交通安全法が成立された。この法律の成立は、運動性能・操縦性能が悪い大型船が、どのような海域をどのような方法で航行すればいいかを導く法律であるかもしれない。即ち、主要航路の設定、特殊な航法や航行管制の導入な

どが行われることになった。更には昭和54年から総トン数1万トン以上の船舶を対象として明石海峡航路、備讃瀬戸航路、来島海峡航路を航行するには水先人を乗船させることが義務付けられた。

海難を起こす要素とは、季節、時刻、明るさ、視覚、気象、潮流、波浪、操船者の技量、船の運動性能、海上交通の輻輳度、水路環境、航行水域の広さ、操業漁船などであるが、これらの要素が瀬戸内海では複雑に絡み合っている。

瀬戸内海を航行する巨大船の状態は、おおよそ次のようなものである。船の最大長が約330m、船幅が約60m、最大喫水が約17m（航路水深が19m）、旋回径が1.2km、後進停止距離が約6kmである。船はブレーキがかからないのである。

水先人は、水先法の精神に則り船舶交通の安全、船舶の運航能率の増進、海洋環境の保全、港湾機能の維持などに徹するため、日々水先人自身の知識と技術の向上に努め、また健康維持を図ることに努めている。そのうえで、水先人は本船からの要請に応じて乗船し、船長のアドバイザーとして操船等のサポートを熟し^{こな}つつ、多種多様な船舶（超大型船、各種専用船、一般貨物船、高速客船等）を安全且つ効率的に目的港まで嚮導するあるいは離着岸等の業務をおこなっている。また、水先業務の信頼性の維持を確実なものとするため、事故の絶無を期して、海上交通の安全確保に努めている。

2. 実際の水先業務の流れ

(1) 水先要請の受付

船会社、船舶代理店（船長の代理として、入出港手続きや必要な備品の調達などを行う会社）から電話、ファックスなどで水先の要請が入る。（原則24h前の申込みとなっている。）水先要請に応じ水先人に連絡する。



写真6-2-1 水先事務所内の風景。

(2) 水先乗船位置に進行中

水先人は水先事務所より連絡を受けて、水先乗船位置に向かう。



写真6-2-2 水先人を乗せて水先乗船位置に向かいつつある水先艇（パイロットボート）。



写真6-2-3 水先艇の船内で業務予定を確認する水先人

(3) 水先艇が要請船に接近中

要請船は、水先人乗船位置（水先区で定められている）で水先人を待つ。



写真6-2-4 水先船を待つ水先要請船

(4) 水先人が要請船の水先人専用ラダーで乗船中

要請船の舷側（側面）に下ろされた水先人専用はしご（パイロットラダー）に乗り移って、要請船に乗船する。風がある時は、一般的には風下から乗船する。海が荒れている時には、乗り移り時や要請船の動揺により大変な危険を伴う。大型船舶の場合は、ビルの数階分に相当する高さを、はしごで昇り降りすることになる。

要請船のパイロット出入口が水面より9m以上ある時は、写真のようなタラップ（アコモデーション・ラダー）が必要である。



写真6-2-5 水先船から本船に乗り込む水先人。



写真6-2-6 舷側が高いのでアコモデーションラダーに乗り移る。

(5) 船橋での嚮導

船橋（ブリッジ、操舵室）で船長と船舶のコンディション、途中航路の交通情報、目的地港湾の情報などの情報交換と本船とのコミュニケーションを行うと同時に、船の進路や速力を指示し、安全に船舶を嚮導していく。



写真6-2-7 船橋中央にて水先の嚮導中、右は本船の船長。



写真6-2-8 船橋ウイングにて他船及び進路警戒船と交信しながら安全運航を嚮導ちゅう。

(6) 水先人の七つ道具

トランシーバー、双眼鏡、水先船用海図、時計、潮汐表、三角定規、ディバイダーなどは水先業務に欠かせない道具である。



写真6-2-9 水先人の七つ道具。

(7) レーダーなどの航海計器を十分に利用し航行情報を得る。

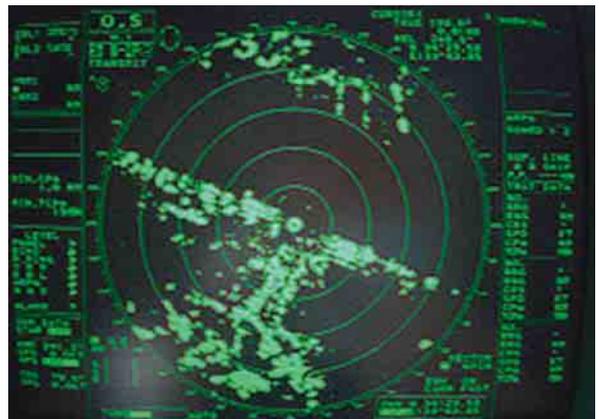


写真6-2-10 レーダー映像による航行環境の情報を得て航行の安全に万全を期す。

(8) 水先人の嚮導

写真6-2-11は内海水先区水先人により播磨灘を西に向かって航行中の巨大船のタンカー。日没前に入港する。前方に小型船が本船の航路と交差しながら航行している。

写真6-2-12は内海水先区水先人により備讃瀬戸東を航行中。前方に瀬戸大橋、手前右に漁船が操業中。写真写りが悪いが本船の前に同行の小型船が見える。左にコースを取れば坂出、橋を過ぎて

すぐ右にコースを採れば水島港そして直進すれば備讃瀬戸北航路に入る。



写真6-2-11



写真6-2-12

(9) 接岸操船中

写真6-2-13は大阪湾水先区水先人によりコンテナ船が岸壁にアプローチ中であり、写真6-2-14はコンテナ船の接岸作業中である。



写真6-2-13



写真6-2-14

写真6-2-15は大型鉄鉱石船をタグボート4～6隻を使い岸壁に押さえ込み中であり、写真6-2-16は船舶からタグボートへ指示を出しながら慎重に、ゆっくりとした速さで船を所定の位置に着岸作業中である。接岸時のスピードは3～6 cms-1である。



写真6-2-15



写真6-2-16

(10) 下船

接岸後、任務を完了して下船する。しかし、出港時は港外の沖で下船するため、写真6-2-17のようなコンビネーションラダーを使用して下船する。迎えは写真6-2-18の様に水先艇に乗り基地に帰る。緑色の水先艇は内海水先区水先人会の艇で、大阪湾水先区水先人会の艇は黒色をしている。水先艇の上に揚がっている白赤の旗はボートが水先人の送迎業務に従事していることを示している。



写真6-2-17 本船から下船しつつある



写真6-2-18

第3章 瀬戸内海の水先航路

近岡 信夫 今西 邦彦

現在、瀬戸内海水先区水先人会が水先業務を受け持っている港則法上の港数は50港若で、離着桟を行う岸壁数は500若となっている。大阪湾水先区水先人会では4港である。

この内海水先区の岸壁数は、水先歴20年余で退職する水先人でも、全ての桟橋や岸壁を経験しないで終わる程の多さである。

この様に港の数及び桟橋の数が増大した理由は、先にも述べたが昭和30年以降の急激な高度成長の発展による沿岸の工業化と港湾設備の整備が進んだ為である。

瀬戸内海航行の特殊性は、もともと水路の複雑性と交通の輻輳とにあったが、前記臨海工業港化に伴って、同港へ至る枝航路が多数開発されたこ

とや、同港へ至る船舶の多様化と交通量の増加したことにより、世界に類をみない超輻輳海域へと増幅された。国の産業、国の経済の発展とともに海上交通に負担がかかるという皮肉な現象が起こった。

そして、瀬戸内海の沿岸には、東に阪神、西に関門の大貿易港をはじめ、阪南、泉州、姫路、加古川、宇野、水島、坂出、伊予三島、新居浜、今治、福山、広島、徳山下松、高松、松山、大分、宇部等々の大小多数の港湾が整備され、その多くは臨海工業地帯の物流基地となっている。これらの港湾に出入する大小様々な外航船、内航船それに港湾工事の作業船が主要航路を頻繁に航行しており、また、沿岸の諸港湾や諸島間を往来する小

型船が航行する枝分かれ航路が多数混在する。

一般に、瀬戸内海の主要航路は、海図に記載されている推薦航路である。推薦航路は、瀬戸内海における気象・海象・地形・交通量等を多年にわたって研究した基礎条件と、過去百年に実際に航行した幾百万隻の経験から編み出された航路である。いわば、海上における軌道とも云うべき幹線である。そして、この航路の安全交通を守るため港則法や海上交通安全法が制定されている。

幹線航路の中でも、大動脈航路は明石海峡、播磨灘、備讃瀬戸、備後灘、来島海峡、釣島水道、伊予灘、周防灘を経て、関門港東口に至る神戸と部埼間の航路である。(図6-3-1、6-3-2)

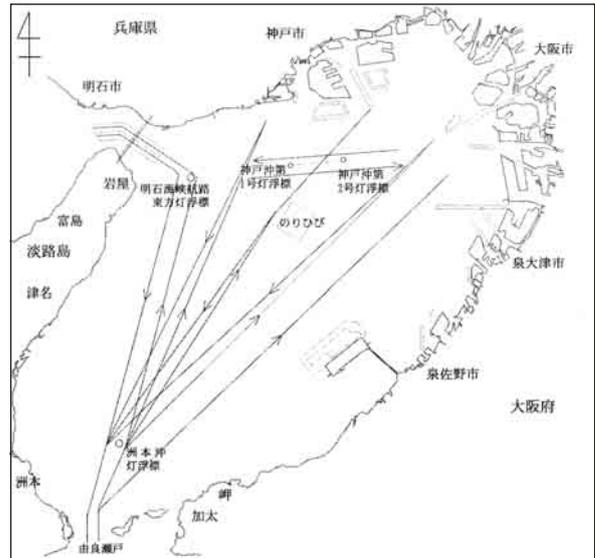


図6-3-1 大阪湾の主要航路図

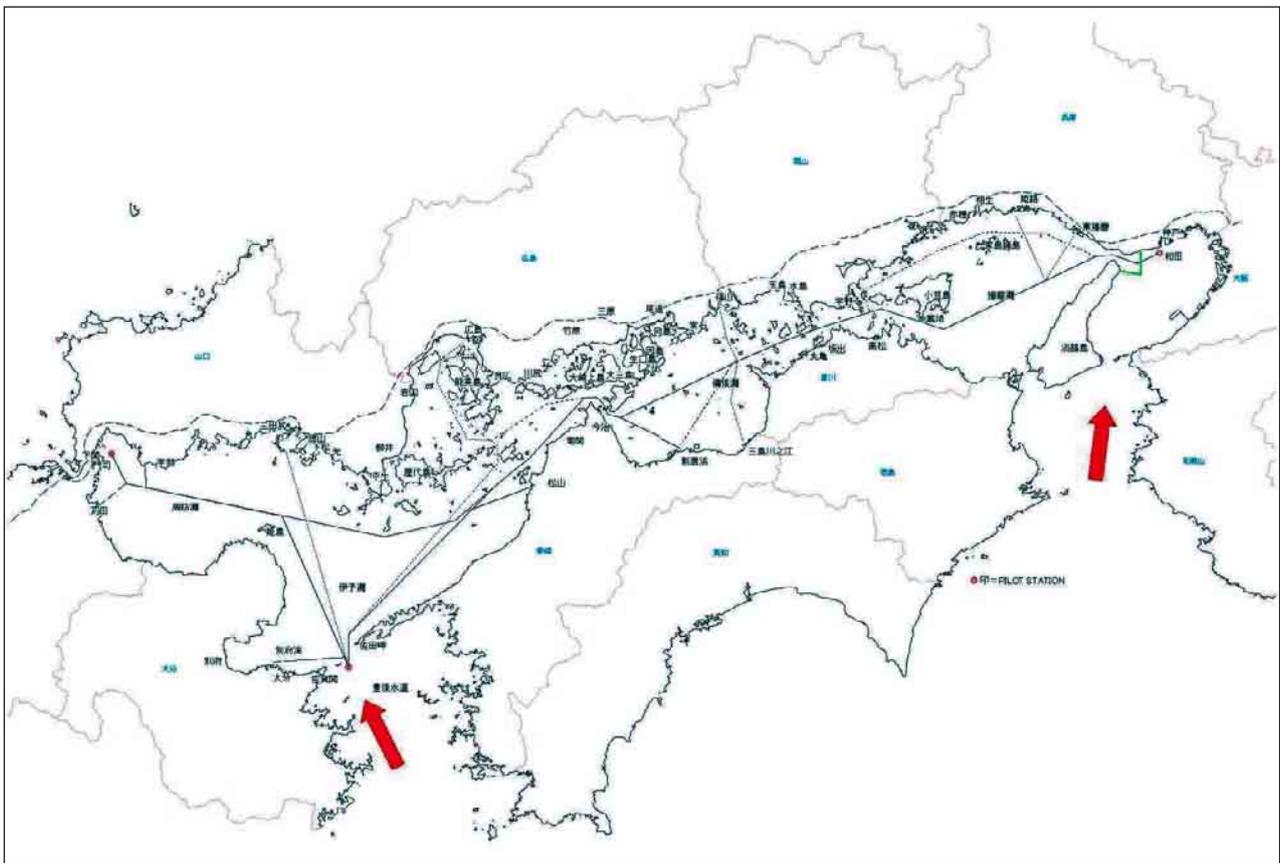


図6-3-2 明石海峡と部埼・速吸瀬戸間の航路図

第4章 水先案内への影響要素

近岡 信夫 今西 邦彦

1. 漁業

瀬戸内海では古くから行われている小規模の漁業が盛んで、航路付近のいたる所で多数の漁船が操業しており、特に漁業最盛期の4～8月の間は霧の発生する時期でもあるため、大型船の航行に影響を与える。以下、水先案内業務に大きな影響を与える「こませ」網漁業、サワラ流し網漁業、機船船びき網漁業、定置網漁業、明石海峡の「いかなご」漁について記載する。

(1) こませ網漁業

備讃瀬戸各航路及び周辺海域では、1～11月（盛漁期：3～8月）の間、昼夜操業が行われる。これは、予め袋網を海中に沈めておき、潮流によって流されてくる魚群が袋網に入るのを待って引揚げの独特の漁法で、通常転流時に設置し、次の転流時に揚網する。

航行船舶は、錨樽の外側を十分な距離を置いて

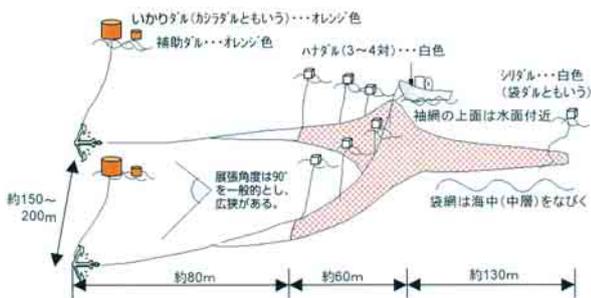


図6-4-1 こませ網漁法図
備讃瀬戸各航路及び周辺海域では、1～11月（盛漁期：3～8月）の間昼夜操業が行われる。



写真6-4-1 こませ網操業状況参考写真
(出典:資料「KOMASE Booklet」平成24年3月刊行(公社)瀬戸内海海上安全協会)

通航することにより安全に航行できるが、強い流れの時には錨樽等が水没し見えにくい場合があるので注意を要する。また、時には備讃瀬戸航路が閉塞されている場合もある。

網の付近で待機中の漁船は、夜間赤灯と白灯を垂直に連繫している。

操業許可は、こませ網漁業の種類ごと、操業の許可区域に応じて県知事の許可書に明示されているが、平成23年の許可状況及び操業海域について、

表6-4-1 こませ網漁業許可状況一覧(平成23年)

漁種	許可港	許可区域	操業時間	許可艘数		操業期間											
				香川系艘	岡山系艘	計	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月
いかなご	香川	地先	日出～日没	64	8	72	1/13(1)～2/1(1)～6/29										
				岡山	地先	日出～日没	20	20	2/1(1)～6/30(1)(限年)								
大型いか	香川	高松沖	昼夜間	3	2	5	4/30(1)～6/29(1)(限年)										
小型いか	香川	高松沖	昼夜間	12		12	4/30(1)～6/29(1)(限年)										
いかなご	香川	中讃地区	昼夜間	5	11	16	4/24(1)～6/31(1)(限年)										
				岡山	地先	昼夜間	20	20	4/29(1)～5/31(1)(限年)								
まなごつお	香川	上土町	昼夜間	2		2	6/21(1)～8/31(1)(限年)										
		瀬戸千賀島周辺	昼夜間	3	2	5	6/21(1)～9/1(1)(限年)										
		高松沖	昼夜間	3	2	5	6/21(1)～9/1(1)(限年)										
小・型まなごつお	香川	高松沖	昼夜間	9		9	6/21(1)～9/1(1)(限年)										
				岡山	地先	昼夜間	7	7	6/1(1)～9/15(1)(限年)								
鯛類いなし	香川	地先	日出～日没	41	13	54	7/1(1)～7/31(1)(限年)										
				岡山	地先	日出～日没	20	20	7/1(1)～7/31(1)(限年)								
魚	香川	地先	昼夜間	5		5	7/1(1)～11/30										

注：艘数：獲取量により操業する魚種形態のものを個例的に表現している。
(例)①は鯛漁業、さむら・まなごつおはしらす網、バッチ網等)

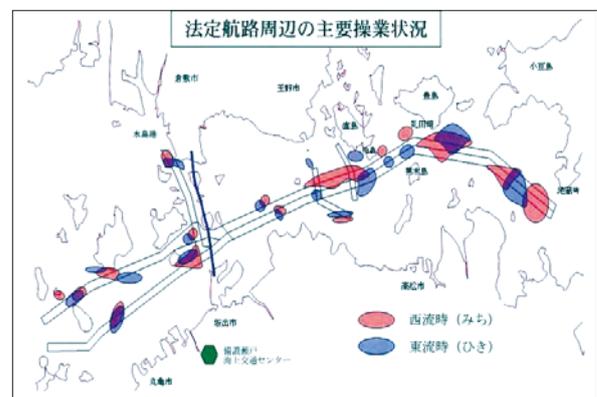


図6-4-2 備讃瀬戸航路周辺のこませ網漁操業状況図

(公益社団法人) 瀬戸内海海上安全協会平成23年出版の「Komase Booklet」に基づき「こませ網漁業許可一覧」を表6-4-1に、「漁業海域」などを図6-4-1、6-4-2、写真6-4-1に示す。

(2) サワラ流し網漁業

漁期は春と秋の2回の5～7月が最盛期で、大阪湾、播磨灘、備讃瀬戸の各航路及び周辺海域、燧灘西部から安芸灘東部の海域、八幡浜沖沖合などで操業している。

この漁法は、夜間、長さ600～2,000m（大阪湾では3,000m以内）、網丈8～24mの網を流れに対し直角に投網するものである。操業場所にもよるが、操業時間帯は20～50分程度である。

漁船は、投網時には回転灯（黄色）を点灯し、また、航行船舶が接近し注意を喚起する必要がある場合にも使用している。この他、必要に応じ投網作業中の漁船は白灯をもって航行船舶を避航させることもある。(表6-4-2、図6-4-3、～6-4-5)

統一漁具標識

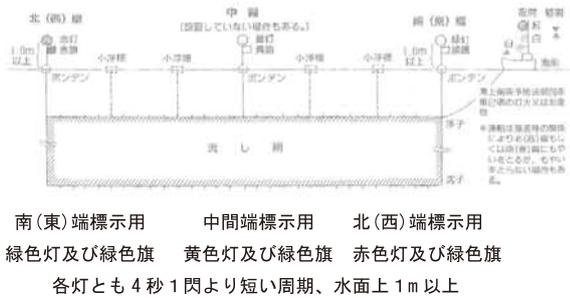


図6-4-3 備讃瀬戸海域さわら流し網漁法図

表6-4-2 瀬戸内海統一標識灯

事項	色灯	閃光周期	光達距離	水面上の高さ
北(西)端標識	赤灯	4秒1閃より短い周期 (不動灯もある)	2,000m以上	1m以上
南(東)端標識	緑灯			
中間	黄灯 (設置しない場合もある)			

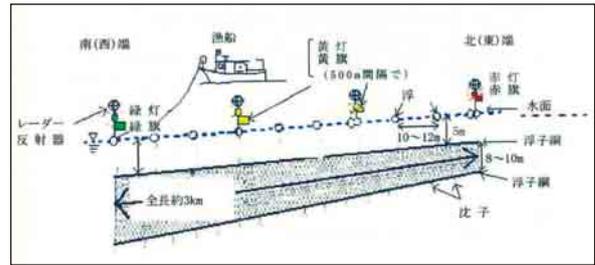
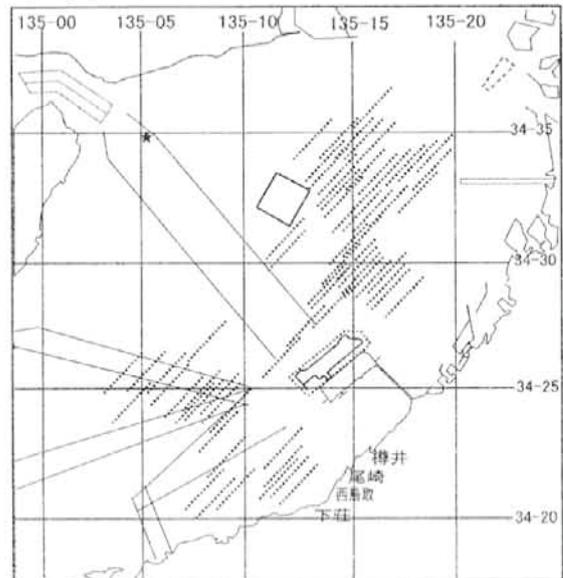


図6-4-4 大阪湾さわら流し網漁法図
 (資料:大阪府環境農林水産部水産課より)

4月



10月

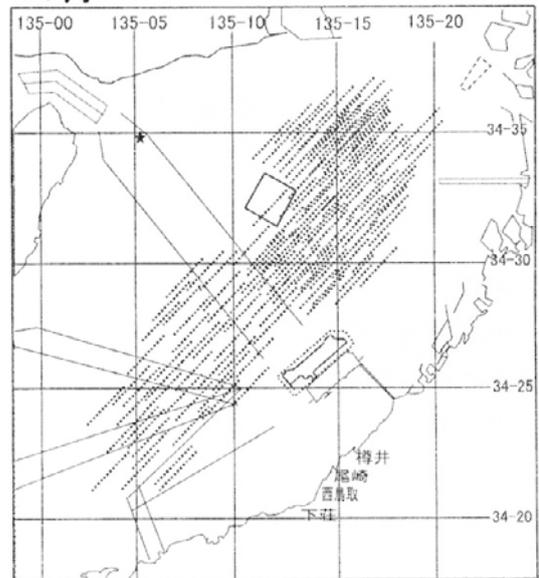


図6-4-5 大阪湾のさわら流し網漁法による平成15年の操業位置図
 (出典:平成15年度大阪湾と周辺海域における航行船舶の海上交通情報等に関する調査研究報告書(社)神戸海難防止研究会)

(3) 機船船びき網漁業

大阪湾、友ヶ島水道及び明石海峡で、2～5月の間、いかなご漁（操業時間帯：日出～15時頃まで）が、また、5～12月の間、いわし漁が行われる。さらに紀伊水道の四国寄り海域は、周年、いわし漁が行われる。漁法は一般的に網船（2隻）とともに、手船1隻が随伴している。網を引く右側の船は緑旗（緑白緑横縞旗）を、左側の船は赤旗（赤白赤横縞旗）をそれぞれ1旗掲げている。また、兵庫県所属の5～10t未満の船は、船橋を黄色に塗装している。時には明石付近で航路航行ができなくなり、待機を余儀なくされる場合もある。平成23年の1日最多出漁隻数は120統（360隻）で、いかなご盛漁期には、明石海峡航路付近海域がこれらの漁船により輻輳した。

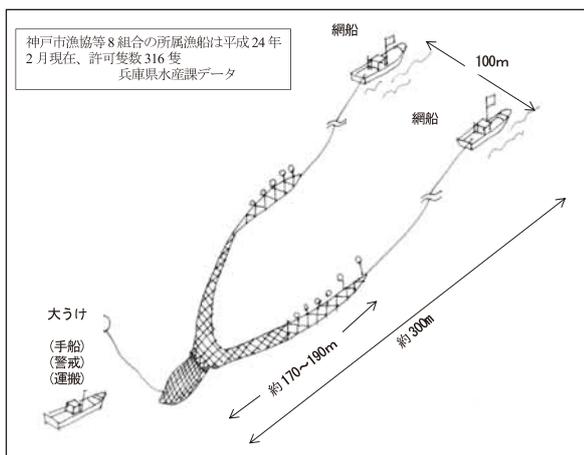


図6-4-6 機船船びき網漁法図

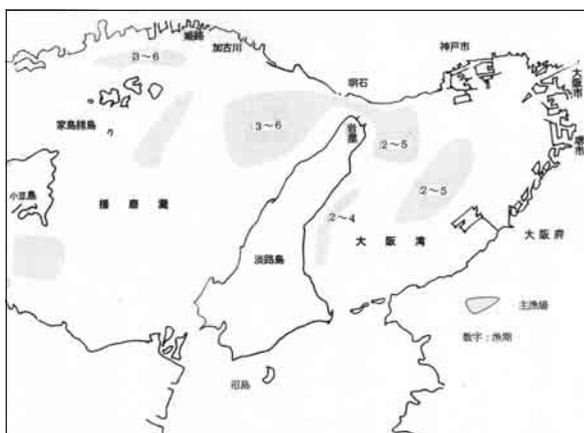


図6-4-7 明石海峡を中心とした「いかなご」主漁場と漁期図

参考：「いかなご」とは、スズキ目イカナゴ科の小魚で、今年生まれた新子（体長2～6センチ程度）が、潮流に乗って表層を漂流している。いかなごの親を「フルセ（古背）」といい2～3年魚（10cm～13cm程度）である。付近海域がこれらの漁船により輻輳した。

(4) 定置網・養殖施設

距岸2海里（所によ4海里）以内の沿岸海域には、いたる所に定置網やハマチ、ノリ、ワカメ、カキ、真珠などの養殖施設がある。このうちノリ養殖施設は、かなり沖合まで設置されているものもあるので、特に注意を要する。

2. 潮流・潮汐

瀬戸内海及び豊後水道の潮汐は、外海の潮汐が潮浪となって友ヶ島水道及び豊後水道を通り、瀬戸内海へ入ることにより起きる。

瀬戸内海はその水域の広さが、東西距離でわずか450kmに過ぎないのに、潮汐は各地毎に日潮不等、月潮間隔、転流時、流速等に著しい差があり、潮流の変化が複雑で流速が速いのが特徴である。それで内海を航行するとき、潮流を利用するか否かでは航行時間に著しい得失を生じ、往年の帆船時代には、潮流の利用がすなわち内海の航法に通じるゆえんであり、港湾そのものの発達も潮流のいかに支配されていた。（潮流の速い潮筋に発展している）

以上より、瀬戸内海を東西全域にわたって航行（速力12ノット≒23kmh-1）するとき順潮を最大限生かすには、瀬戸内海では概ね6時間毎に定期的に潮流方向が変わるので、部埼沖あるいは和田沖を逆潮の末期に出帆すればよいこととなる。

また、一般に瀬戸内海は東西に細長く、潮流は基本的に東西方向に流れる。目的地である港には南北方向に出入りすることが多いが、このとき潮流が船舶の出入航の進路を横切ることとなるため、左右に流されることに十分注意しなければならない。特に満船で入港するときほど喫水が深く、減速すると圧流量が大きく現れることとなる。俗に

この現象を「横潮」と呼んでいる。

瀬戸内海の各水道の潮流は、海上保安庁刊行の「潮汐表第1巻」に12か所（鳴門海峡、友が島水道、明石海峡、播磨灘、備讃瀬戸、尾道瀬戸、長崎瀬戸、来島海峡、大島瀬戸、釣島水道、関門海峡、速吸瀬戸）が記載されている。

水先区内の特に強潮流が影響する水道について次に述べる。

(1) 友が島水道

友が島水道は淡路島の南東端と和歌山の北西端との間の水道である。更に、その水道の間にある沖ノ島と地ノ島によって由良瀬戸、中ノ瀬戸、加太瀬戸に分かれる。大型船は淡路島に近い西方の由良瀬戸を使用している。

由良瀬戸の中央部の潮流は春秋と夏冬で大潮時に流向・流速が異なる。大潮時の最強流速は3.6ノットである。

(2) 明石海峡

西流は明石の高潮時に、東流は低潮時に最強となり、最強流速は西流が6.7ノット、東流が5ノットである。

当該海峡は周囲の地形が非対称であり、海底に凹凸が多いのが原因となって、潮流は乱流となり、合成流・渦流・湧昇流・反流等が各所に交錯しているから、操舵には細心の注意が必要で、他船と行き合うときは過度に近寄ってはならない。

また、冬季西流から東流に転流するころ、西～北西風（6～10ms-1）時に明石海峡西北西部のセメント磯沖合で発生する三角波は、2時間若持続して小型船の航行を困難にすることがある。

(3) 来島海峡

各水道の流れは非常に強烈で、ところどころ急潮や渦流が発生し、非常に複雑である。島陰などでは反流区域となり、流速は一般に弱く流向は一定しない。

中水道の概況は、中央線に沿っては南流（北流）は、波止浜の低潮（高潮）約1時間20分後から

高潮（低潮）約1時間20分後まで流れる。流速の最強となる所は、南北流ともに、最狭部を少し過ぎた付近であって、最強流速は10ノットを超える。

また、西水道の概況は、中央部付近では南北に流れ、最強流速は8ノットに達し、転流は中水道より約20分遅れる。強流域は南流の際には、水道のほぼ中央線付近で、北流時には強流域が小島に接近する。

来島海峡は強烈な潮流が流れることで、瀬戸内海の航路における第一の難所となっている。また、潮流によって通峡の方法が変わると云う「順中逆西」の航法があり、これは先人の知恵の結晶であり、潮の流れに乗って航行する時は、より屈曲の少ない中水道を航行し、他方、潮に逆らって航行するときは、西水道を行く航法である。

(4) 釣島水道

安芸灘と伊予灘との間の諸水道のうち最も広く、最狭部の可航幅は約1.5海里である。

北東流（南西流）は松山の低潮（高潮）約2時間20分後から高潮（低潮）約2時間20分後まで流れ、最強流速は北東流が3ノット、南西流が2.6ノットである。

釣島水道は陰礁少なく、航路中央付近の水深は30m以上で、昼夜とも大型船が通航でき、航路に沿って航行すれば左右に圧流されることは少ない。広島、呉、岩国、柳井等へ出入りする船舶が輻輳する水道である。

(5) クダコ水道

水路はクダコ島が中央に介在して東西に二分され、東側の瀬戸を部屋の瀬戸と云い、西側の瀬戸には名称がない。小型船は主として西側の瀬戸を航行し、大型船は部屋の瀬戸を使用する。

部屋の瀬戸の流速最強部は、北流、南流ともに最狭部を350～550m過ぎた所であり、最強流速は5.4ノットである。転流は釣島水道より約1時間30分早い。

また、水道の南、北口では、部屋の瀬戸通航船と西側の水道を通過する小型船の航路が交差する

ので、注意が必要である。

(6) 速吸瀬戸

速吸瀬戸では北流（南流）は瀬戸南側付近の低潮（高潮）約2時間30分後から高潮（低潮）約2時間30分後まで流れ、高潮（低潮）約30分前に北流（南流）最強となる。最強流速は北流が5.7ノット、南流が4.8ノットである。

主要航路は、高島と佐田岬との間で、可航幅3.5海里である。速吸瀬戸北口付近は、大分、関門海峡、伊予灘及び徳山下松の方面との間を結ぶ航路の収束点であり、北航、南航の船舶が集中し、複雑な見合い関係が生じることがある。

3. 気象

(1) 霧

瀬戸内海全域において、霧を経験するが、霧の発生は局地的なことが多く、その季節変化も場所及び年により必ずしも一定しない。（瀬戸内海の霧は悪天気の際に見られる「雨霧」と、天気の良いときに発生する「晴れ霧」と云われる。）しかしながら、春一番が吹くと瀬戸内海では濃霧の季節到来を告げる注意報となる。統計上で、年間霧発生日数が20日以上を記録する海域は、伊予灘、安芸灘、備讃瀬戸及び大阪湾である。

発生時期は一般に春先から梅雨にかけての3月から6月に多発するが、8月から10月は少ない。また早朝に発生し、その後数時間を経て午前中には消散するのが通例で、これを天気俚言に「備讃の八つ晴れ（午前10時頃には晴れるという意味）」と云う。

局地的には、釣島水道では、霧が滞留しやすい。釣島水道の前後に霧がかかっている場合でも、釣島水道では前部マストが見えなくなるほどの霧がかかっていることもある。ここの霧は午前中だけということもなく、比較的長く存在するようである。特に霧が滞留しやすく、加えて潮流が強かつ水深は深いため仮泊に適さないので、十分な注意が必要である。

(2) 風

瀬戸内海全般を代表する風は存在しないが、一般に冬は北から西の風が、逆に夏には南から東の風が多い。下記に、季節と場所によって卓越する規則性が認められるような主な風を瀬戸内海西部から東部へまとめて一覧（表6-4-3）に示す。

しかしながら、荒天を惹起する航行上注意を要する暴風は、夏期から初秋に襲来する台風と冬季の大西風及び局地的に発生する突風であるが、天候待ちのため、仮泊しなければならないことは数える程にすぎない。

以下に注意を要する瀬戸内海の暴風を列挙する。

(3) 台風

台風が発生すれば、都度気象庁から詳細な警報が出され、対応策をとることとなる。即ち、離岸漂泊や投錨の処置となるであろう。

(4) 大西風

冬季日本近海を低気圧が通過した後に、強い寒気を伴い季節風が強まって数日間連吹するが、こんな時は瀬戸内海でも西よりの暴風となる。

しかし、内海は地形が陸地に囲まれているため、外洋のように増大せず、巨浪を起こすことはないから、航行が阻害されることは少ない。

(5) 突風

冬から春にかけて寒冷前線が通過する際に起こる突風と、夏から秋にかけて台風が瀬戸内海またはこの地方を接近して通る場合に分裂することによって局地的に起こる突風とがある。

(6) 局地風

ア. 六甲おろし

六甲山系から吹き降りる北風を云い、須磨から西宮までの範囲で数時間継続する。熊野灘に低気圧がある時は強くなる。

イ. ヤマジ

ヤマジ風は燧灘に面した愛媛県宇摩郡地方に吹く局地的な南方の突風である。ヤマジ風は顕著な

表6-4-3 各海域の風の特徴

海 域	冬 期	夏 期
周防灘	西～北西の季節風が強吹する。	東よりの風が多い。
安芸灘	年間を通じて北風が卓越する。	6月と7月には南寄りが多い。
来島海峡	年間を通じて西寄りの風が卓越する。	
備讃瀬戸	年間を通じて西風が卓越する。	8月と10月は東寄りの風が多い。
播磨灘	西～北西の季節風が強吹する。	南～南西の風が多い。
大阪湾	西～西北西が最も多い。	春秋は北東、夏は南西～南南西が卓越する。

注：大阪湾の平成6～15年の関西空港工事中の観測時では、15m・s⁻¹以上の風速が吹いたのは1.1%である。

フェーン風で、この風が吹くと温度が上昇する。

ウ. マゼ

明石海峡付近では時として南方の突風が起こる。

夏から秋にかけて10m・s⁻¹以上の風速に達する。

エ. 肱川あらし

松山港の南西方約19海里には長浜港があるが、良く晴れた時はしばしば夜半から翌朝にかけて肱川（ひじかわ）河口から風がおこり、霧を噴き出して伊予青島付近まで達することがある。この風

は非常に寒冷で夏季には通常早朝に止むが、冬季と春季には西又は北の風が多く数日間吹き続き風力も強い。

オ. ソバエ

安芸灘では冬季の上空に強い寒気が入る時は西から北東の風が急に吹いて来て、にわか雨や雹を伴い数十分強く吹き続くことがよくあるが、雷を伴う時もある。これを俗に「そばえ」とも言う。

おわりに

瀬戸内海の水先案内に関し、概略を述べてきたが、大方の理解を得られたかどうか多少心配ではある。

最後に視点を変えて、海難発生件数と発生時刻別、発生月別、発生潮流時別との関係をみると、時刻は日出没時、月は3月と9月、潮流時は盛期となっている。

即ち、漁船の操業や船舶出入港等での過密航行、季節移行期の中途半端な天候そして潮流の盛期には目測や勘に予想外の見当違いが生じること等が原因で発生したと思われる。

かかる事実より、水先人は瀬戸内海での漁船の操業実態、小型船の航行動向、局地的な気象海象を熟知し、海難絶無を通じて瀬戸内海の安全と環境保全に努める義務を痛感する次第である。

そして、「瀬戸内海の気象と海象」の新刊行により更なる気象・海象等の知識が深まることを心待ちにしている次第である。

「瀬戸内海の気象と海象」発行委員

西山 勝暢	元気象庁海上気象課長（代表）	饒村 曜	元東京航空気象台長
今西 邦彦	日本船長協会技術顧問	藤原 建紀	京都大学大学院教授
岡田 正実	元地磁気観測所所長	眞鍋 武彦	元兵庫県水産技術センター所長
小村久美男	元佐賀地方気象台長	八島 邦夫	元海上保安庁海洋情報部長
近岡 信夫	内海水先区水先人会副会長	柳 哲雄	九州大学教授
樽谷 賢治	西海区水産研究所主幹研究員	山口 峰生	瀬戸内海区水産研究所主幹研究員
中田 隆一	元広島航空測候所長	吉松 定昭	香川県赤潮研究所長

編集後記

2年前、「瀬戸内海の気象と海象」が平成2(1990)年以降20年以上リバイスされていないことから発行委員会を設立し上梓することが決定され、事務局を海洋気象学会編集担当理事である小職が務めることとなりました。小職は温室効果ガスや気象衛星といった特殊な観測業務の経験が長く、海洋観測の経験が無かったことから不安を抱えての船出となりましたが、委員の皆様のご尽力により2年弱の短期間で刊行にこぎつけ、お約束どおり「瀬戸内海の気象と海象」をお届けできたことに安堵しています。

「瀬戸内海の気象と海象」が初めて刊行されたのは昭和27(1952)年で、序文を神戸海洋気象台長の松平康雄氏が書かれています。松平氏と昭和15(1940)年に亡くなった祖父とは学友で、その縁で岐阜のご自宅にお邪魔したこともあり、本誌の上梓に関与できたことに運命的なものを感じています。

松平氏の序文にあるとおり、本誌が瀬戸内海の新たな参考書として利用されれば幸いと思う次第です。

海洋気象学会編集担当理事 永田洋二

2013年1月17日印刷

2013年1月25日発行

発行所 **海洋気象学会**

〒651-0073 神戸市中央区脇浜海岸通1-4-3
神戸海洋気象台内

〔連絡先〕

事務局：電話・FAX 078-222-8955

編集担当：電話 078-222-8901 FAX 078-222-8942

印刷所 **株式会社トライス**

〒650-0016 神戸市中央区橘通1-1-9
電話 341-2241・FAX 371-3876

配布価格 1,500円（消費税・国内送料込）

「瀬戸内海の気象と海象」発行委員

西山 勝暢	元気象庁海上気象課長（代表）	饒村 曜	元東京航空気象台長
今西 邦彦	日本船長協会技術顧問	藤原 建紀	京都大学大学院教授
岡田 正実	元地磁気観測所所長	眞鍋 武彦	元兵庫県水産技術センター所長
小村久美男	元佐賀地方気象台長	八島 邦夫	元海上保安庁海洋情報部長
近岡 信夫	内海水先区水先人会副会長	柳 哲雄	九州大学教授
樽谷 賢治	西海区水産研究所主幹研究員	山口 峰生	瀬戸内海区水産研究所主幹研究員
中田 隆一	元広島航空測候所長	吉松 定昭	香川県赤潮研究所長

編集後記

2年前、「瀬戸内海の気象と海象」が平成2(1990)年以降20年以上リバイスされていないことから発行委員会を設立し上梓することが決定され、事務局を海洋気象学会編集担当理事である小職が務めることとなりました。小職は温室効果ガスや気象衛星といった特殊な観測業務の経験が長く、海洋観測の経験が無かったことから不安を抱えての船出となりましたが、委員の皆様のご尽力により2年弱の短期間で刊行にこぎつけ、お約束どおり「瀬戸内海の気象と海象」をお届けできたことに安堵しています。

「瀬戸内海の気象と海象」が初めて刊行されたのは昭和27(1952)年で、序文を神戸海洋気象台長の松平康雄氏が書かれています。松平氏と昭和15(1940)年に亡くなった祖父とは学友で、その縁で岐阜のご自宅にお邪魔したこともあり、本誌の上梓に関与できたことに運命的なものを感じています。

松平氏の序文にあるとおり、本誌が瀬戸内海の新たな参考書として利用されれば幸いと思う次第です。

海洋気象学会編集担当理事 永 田 洋 二

2013年1月17日印刷

2013年1月25日発行

発行所 **海 洋 気 象 学 会**

〒651-0073 神戸市中央区脇浜海岸通1-4-3
神戸海洋気象台内

〔連絡先〕

事務局 : 電話・FAX 078-222-8955

編集担当 : 電話 078-222-8901 FAX 078-222-8942

印刷所 **株 式 会 社 ト ラ イ ス**

〒650-0016 神戸市中央区橘通1-1-9
電話 341-2241 ・ FAX 371-3876

配布価格 1,500円（消費税・国内送料込）

2013年 月 日印刷

2013年 1月25日発行

発行者 社団法人 海洋気象学会

発行所 **海 洋 気 象 学 会**

〒651-0073 神戸市中央区脇浜海岸通1-4-3

神戸防災合同庁舎 神戸海洋気象台内

電話 078-222-8918 (海上気象課内)

FAX 078-222-8946 (同)

(振替 01120-9-4249)

印刷所 **(株)トライス**

〒650-0016 神戸市中央区橋通1-1-9

電話 341-2241・FAX 371-3876