



JAPAN P&I CLUB

第45号 2019年4月

P&I ロスプリベンションガイド

編集：日本船主責任相互保険組合 ロスプリベンション推進部

気象・海象と荒天操船

＝「向い波」と「追い波」航法＝



目次

第一章	はじめに	1
第二章	大気の大循環	1
第三章	気団	4
第四章	低気圧	5
4-1	温帯低気圧	7
4-2	熱帯低気圧と台風 (Typhoon)	18
第五章	気象情報の入手	33
5-1	地上天気図	33
5-2	波浪図	35
5-3	上層天気図 (高層天気図)	38
第六章	風浪とうねり	41
6-1	波の基本形	41
6-2	「風浪」と「うねり」の違い	42
第七章	荒天操船：「向い波」と「追い波」航法	43
7-1	向い波航法	43
7-2	追い波航法	65
第八章	おわりに	88
参考文献		89
添付資料	MSC.1/Circ. 1228 (11 January 2007)	90

第一章 はじめに

走錨事故は強風時に発生しますが、特に、台風が来襲したときに多く発生しています。関西地区に上陸した台風 21 号により、航空燃料を揚荷したタンカーが走錨した結果、関西空港の連絡橋に大きな損傷を与えた 2018 年 9 月の事故が、その例です。この事故の数か月前、私たちは「走錨事故例と防止」を題目にしたロスプリベンションセミナーを日本国内で開催しました（2018 年 4～6 月）。多数の方にご参加いただいたこのセミナーの内容をとりまとめたのが、P&I ロスプリベンションガイド第 43 号「走錨事故例と防止」（2018 年 7 月発行）です。この中で、台風について解説しました。

今回は、気象・海象における荒天発生メカニズムの要点に触れながら、荒天操船の中でも特に注意が必要な「向い波」と「追い波」航法についてご紹介いたします。上述の P&I ロスプリベンションガイド第 43 号と併せて参考にしてください。

第二章 大気の大循環

大気の動き（流れ）は非常に複雑ですが、地球全体の視点で見ると、持続的な特徴のある大きな動き（流れ）が見えます。これを大気の大循環といいます。

大気の大循環の地上付近の風分布を年平均の場合について模式的に表したものを図 1 に示します。

地球に達する太陽エネルギーは、約半分を可視光線が占め、残りのほとんどを赤外線が占めています。そして、地球は、受け取っ

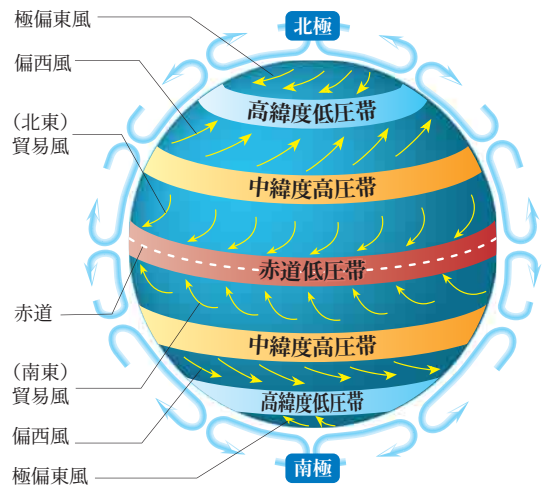


図 1

た太陽エネルギーを赤外線として宇宙に放射しますが、大気が受け取る正味の放射エネルギーは、低緯度で正、高緯度では負となるので、この放射の効果によって低緯度と高緯度の間に大きな気温差が生じます。

もし、赤道から極に熱が運ばれないと、赤道付近は生物の住むことができないほど熱くなってしまう。逆に、極付近で積雪が多いと、それがとけずに氷河となります。しかし、実際には赤道付近の熱が極方向に運ばれ、地球は動植物の生存に適した気温になります。地球の南北の気温差をほどよく調整するのが風です。風は空気の色度差で生じ、この温度差を小さくする役割を果たしています。

また、大気役目は、こうした地球の気温を平準化し、気候を和らげているだけでなく、次の3つの役割もあります。

生物に必要な酸素と、植物の光合成に必要な二酸化炭素を供給する。

オゾン層により、生物に有害な紫外線を吸収する。

宇宙から飛来する隕石を摩擦熱で消滅させ、地表に届かせない。

太陽と地球の大きさや位置関係を図2に示します。地球の半径は6,369kmありますが、太陽はその109倍にあたる695,508kmもあり、地球からの距離は1億4,900万kmです。地球の半径の23,395倍もあり、地球の半径の太陽～地球間の距離に対する割合はわずか0.0004%です。それでも地球の赤道付近と極の温度差は60℃以上もあります。



図2

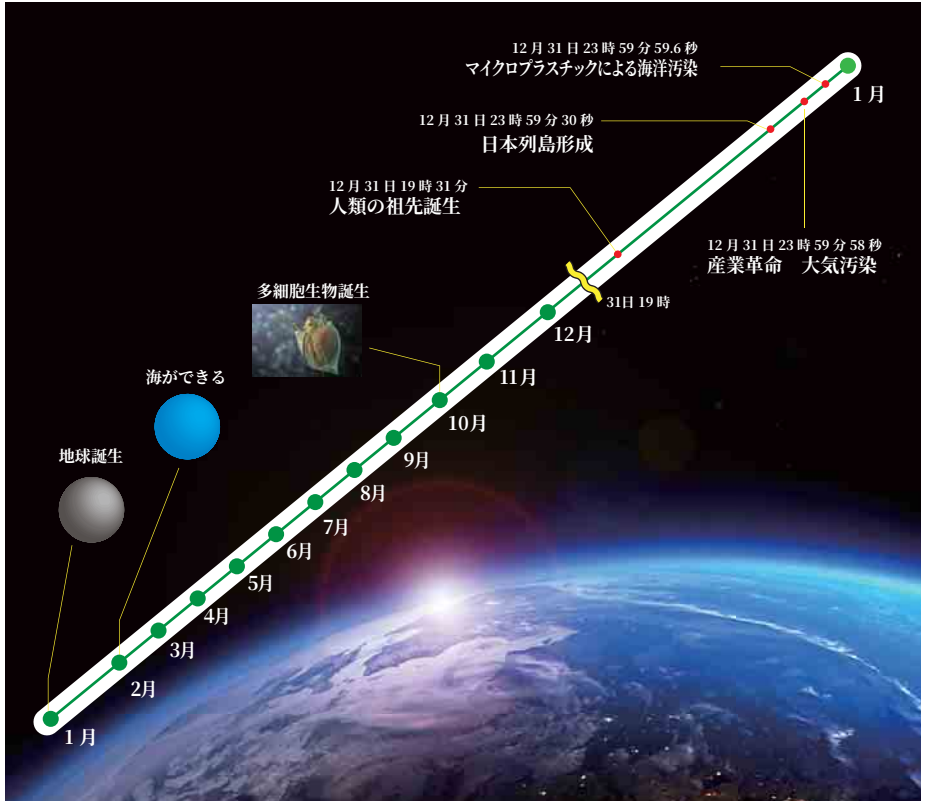


図3

近年、地球の温暖化や環境汚染が問題になっています。地球の誕生は約 46 億年前といわれていますが、この 46 億年を 1 年に圧縮し、地球誕生を 1 月 1 日 00 : 00 とした場合、二酸化炭素の排出が多くなり始めたのが 18 世紀半ばの産業革命からですので、圧縮した時間軸で見れば「12 月 31 日 23 時 59 分 58 秒」頃から大気汚染を人類が始めたこととなり、わずか 2 秒間に化石燃料の大量消費などを拡大して、温暖化という地球環境問題を発生させていることになります。

また、マイクロプラスチックによる海洋汚染は 1980 年代に始まっていますが、これを時間軸に置き換えれば 12 月 31 日 23 時 59 分 59.6 秒と、わずか 0.4 秒前です。

地球の直径（12,739km）と大気圏（カーマンライン：100km）を比較すると図4のとおり、ごく薄い範囲（地球直径のわずか0.8%）に大気が存在していることがわかります。

このようにして見ると、わたしたち人類はきわめて短時間に、46億年かけて作りあげられたごく薄い範囲の大気による地球環境を、劇的に変化させてきたことがわかります。改めて、大気の高い役割を認識した上で環境問題に取り組む必要があると考えます。

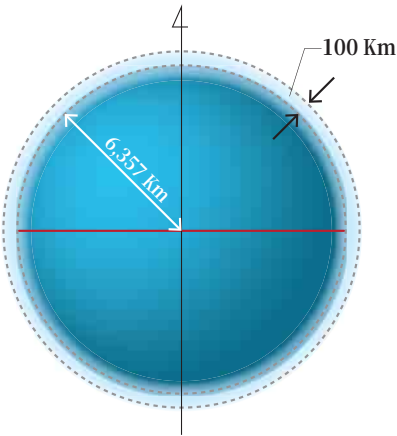


図 4

第三章 気団

大陸や海洋は、それぞれ 1,000km 以上の水平の広がりがあり、地球規模で考えると、地表面の状態がほぼ一様な地域として見るができます。空気が大陸や海洋上に長い間（例えば 1 週間以上）とどまっていると、次第にそれぞれの地表面に沿った特有な性質を持つようになります。このような空気の大きな塊りを「気団」といい、気団ができる地域を発源地といいます。

異なる気団の季節ごとの勢力の変化により、地域の気候の変化が生まれます。気団の分類を図5に示します。

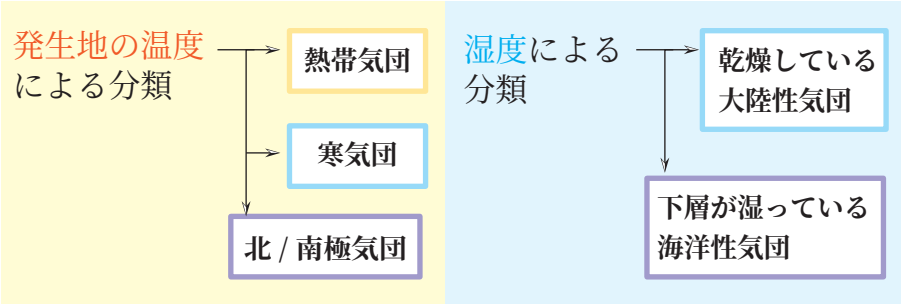


図 5

日本付近は気団の発源地ではありませんが、広大なユーラシア大陸と太平洋が相接する中緯度に位置しているため、その気候は周囲の気団の影響を大きく受けています。

日本の気候に大きな影響を持つ3つの気団を図6に示します。



図6（出典：国土地理院ウェブサイトより加工して作成）

第四章 低気圧

低気圧とは、周りより気圧が低いところです。等圧線の形が漠然としていて、まとまりがないときは単純に低圧部と呼びます。低気圧内の風系は地球の自転の影響で、北半球では反時計回りに中心に向かって吹き込みます。この吹き込んだ風は収束して上昇気流となり、空気の上昇によって断熱冷却（註1）が起これ、雲が発生して雨が降るので、低気圧内では一般的に天気が悪いという状況になります。

低気圧は発生する場所と原因によって次のように分類されています。頻繁に発生するのは、温帯低気圧で、単に低気圧という場合には、温帯低気圧を示します。

温帯低気圧	中・高緯度で発生し、前線を伴う
寒冷低気圧 / 地形性低気圧 / 熱的低気圧	中・高緯度で発生し、前線を伴わない
熱帯低気圧	低緯度の熱帯の洋上で発生する低気圧。温帯低気圧とは発生の仕組みも構造も全く異なるので、4－2で解説します。

註1 断熱冷却

外部と熱のやりとりがない状態における変化を「断熱変化」といいます。気体は断熱膨張すると、冷やさなくても自然に温度が下がります（断熱冷却）。逆に、気体を断熱圧縮すると自然と温度が上がります（断熱昇温）。

気体が断熱膨張するということは、エネルギー（熱）が与えられない条件では、外からの圧力に抗して体積を増やすということなので、これは外に対して仕事をするを意味します。つまり、自分自身のエネルギー（熱）を使ってしまうので、温度が下がることになります。断熱圧縮は、その逆です。

空気塊は上昇すると、まわりの圧力が下がるので自然に膨張します。このときに膨張するといった仕事をするのですが、外部との熱の出入りはほとんどないと考えてよいので、断熱膨張するとエネルギーを放出するので、温度が下がります。この割合は高度 100m の上昇に対して 1.0℃ですが、このときの条件は、空気塊の温度が下がってもまだ水蒸気が飽和に達していない（気温が露点にまで下がっていない）という前提です。この水蒸気が飽和に達していない空気塊の上昇に伴う気温の高さによる下がり方を、乾燥断熱減率といいます。空気塊が下降するときは、断熱圧縮により乾燥断熱減率の割合で気温が上昇します。

乾燥断熱減率 = 1.0℃ / 100m

しかし、ふつうの空気塊には水蒸気が含まれています。このため、上昇する空気塊の気温が下がっていくと、そのうちに水蒸気が水になる露点に達しますが、空気塊が含んでいた水蒸気が凝結（凝縮）して、このときに細かい水滴ができて始めて雲が発生します。雲ができつつある空気塊（水蒸気が飽和に達した空気塊）が上昇するときは、水蒸気の凝結に伴って潜熱が放出されることを考えなくてはなりません。この潜熱によって空気塊は暖め

られるので、雲ができつつある空気塊の気温の下がり方は、乾燥断熱の割合よりも小さくなります。

雲ができつつある空気塊（水蒸気が飽和に達した空気塊）が上昇するときの、高度による気温の下がり方を湿潤断熱減率といい、この割合は条件によって異なりますが、平均すると 100m の上昇につき 0.5°C です。逆に、雲が存在している空気塊が下降するときは、水滴が蒸発するときの（気化）熱を奪うので、乾燥断熱減率の割合で温度は上がらずに、湿潤断熱減率の割合で温度が上がることになります。スプレー缶の噴霧気体が冷たいのと同じです。

$$\text{湿潤断熱減率} = 0.5^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$$

こうした空氣の動きを見ると、例えば、夏に湿った南東の風が日本列島に吹き込み、山脈に沿って 2,000m 上昇したときに雨を降らせながら湿潤断熱率で温度が下がると、海面付近の気温が 30°C とすれば、山頂の気温は 10°C 低い 20°C となります（湿潤断熱率： $0.5^{\circ}\text{C} / 100\text{m} \times 2,000\text{m}$ ）。

この空氣が今度は山の斜面に沿って下降すると、水蒸氣が含まれていなければ乾燥断熱率で温度が上昇することになり、海面では 40°C ($2,000\text{m} \times 1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$) に達します。日本海側のフェーン現象はこのような仕組みで発生します。

4-1 温帯低気圧

4-1-1 発生段階

前線を伴った温帯低気圧は、寒冷な寒帯気団と温暖な亜熱帯気団がほぼ同じ勢力で接しているところに、まずは停滞性の寒帯前線（図7）が発生し、この空氣の温度差によって生じる「位置エネルギー」が温帯低気圧の発生エネルギー源になります。

やがて、この寒帯前線を中心として、寒氣と暖氣の風速の差がある程度以上になると前線の波（空氣のうねり）ができ始めます。これは、海面の上を風が吹くと波が発生するのと同じ原理です。すなわち、性質の違う2つの流体の境界面では波が生じます。海の波は上下に変動しますが、前線の波は南北方向と上下変動をする波動です。この様子を図8に示します。

前線が波打ち、寒氣の中に暖氣が入り込んだところでは、氣圧が下がって低圧部が

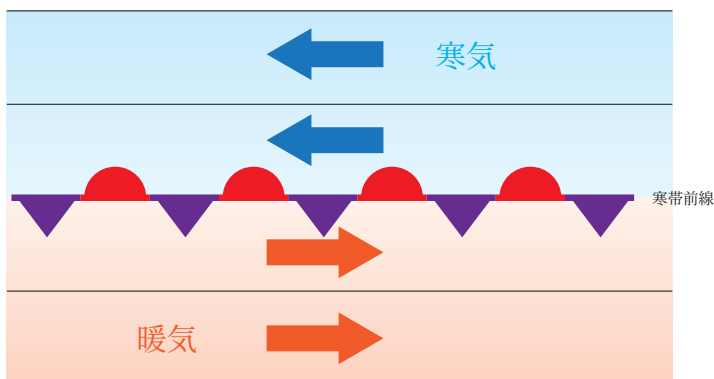


図7 (出典:『新 百万人の天気教室』成山堂書店)

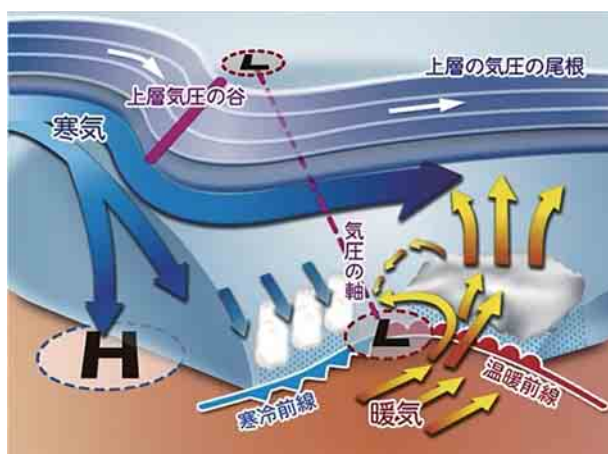


図8 (出典:一般社団法人 日本船主協会 DVD)

できます。北半球では、前線のふくらみの東側では、風は北向きの成分を持ち、暖気が寒気の上を這いあがるように進むので温暖前線となります。

一方、ふくらみの西側では、風は南向きの成分を持ち、寒気が暖気の下に潜り込むようにして進むので寒冷前線となります。この他の低圧部は2つの前線の接合部にあります。また、地上の低圧部と上空の低圧部の中心を結ぶ軸を「気圧の軸」と呼び、この軸は西に傾いています。

4-1-2 温帯低気圧の構造と発達

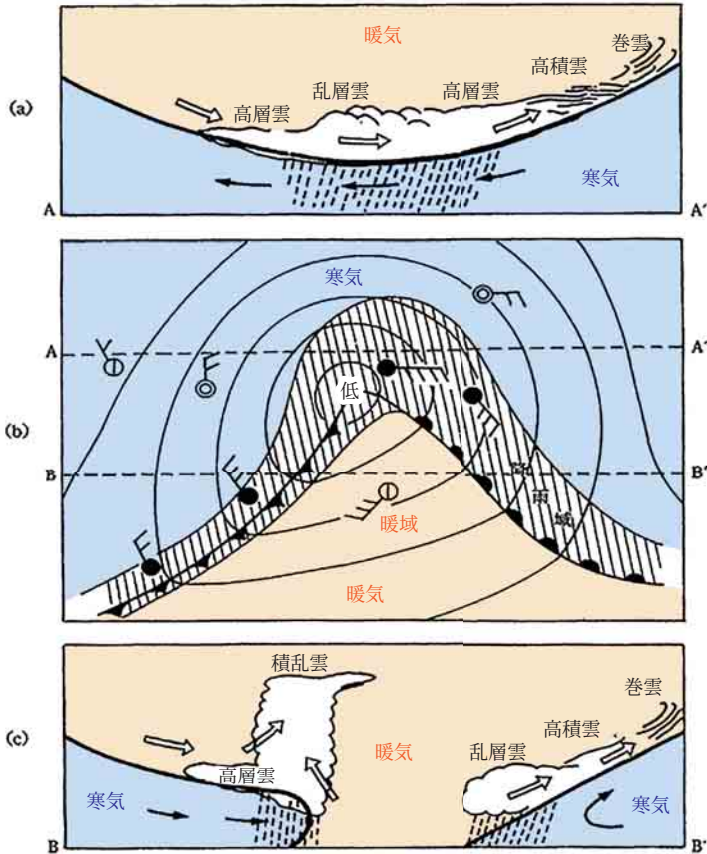


図9 温帯低気圧の構造 (出典:『新 百万人の天気教室』成山堂書店)

発達状態の温帯低気圧の構造を図9に示します。(b)図は、水平面の構造で模式的な天気図と雲域・降雨域などを斜線で示しています。低気圧の中心から南東に温暖前線が伸び、南西には寒冷前線が伸びています。

密に並んだ等圧線により、一段と強い低気圧性の空気の流れが生じて、反時計回りに回転しながら低気圧の中心に向かって風が吹き込んでいます。(a)図は低気圧の中心より北側の東西方向 A-A' に沿った鉛直方向の断面図、(c)は中心より南側の東西方向 B-B' に沿った鉛直方向の断面図を示します。

発達状態の温帯低気圧の上層にある偏西風とジェット気流は、図8に示すように、

気圧の谷が地上低気圧の西側にあり、波の振幅（蛇行の程度）の大きい状態が続いています。この構造は発達中の温帯低気圧に共通した特徴です。もう1つの特徴は、上層の気圧の谷の東側に上昇気流があり、西側に下降気流があることです。

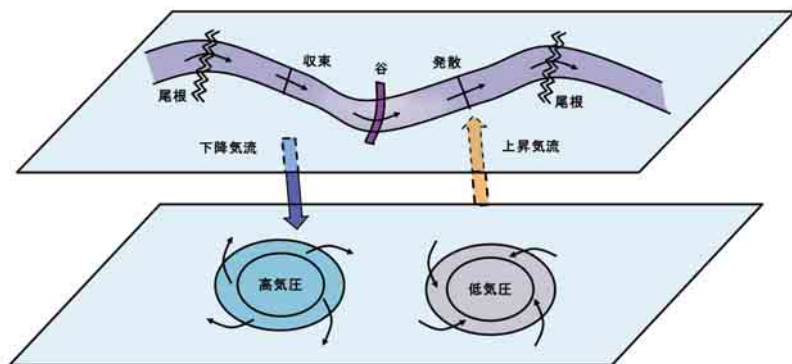


図 10 （出典：『新 百万人の天気教室』成山堂書店）

上空の気圧の谷の東進により、地上の前線は、より大きく不安定に波動して、発達しながら日本付近を通過していきます。（図 11）

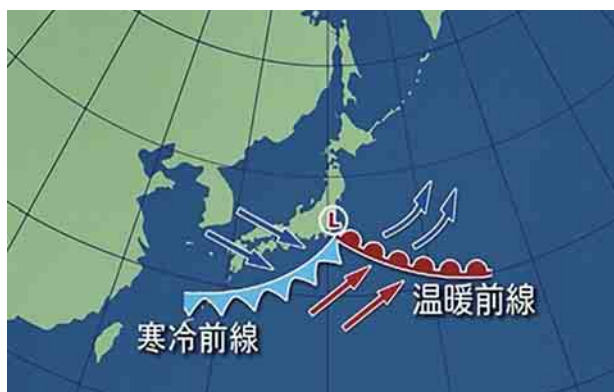


図 11 （出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD）

4-1-3 温帯低気圧の最盛期

そして、本邦東方海域で温帯低気圧の中心気圧は最低となり、前線は閉塞し始めて閉塞前線の形成を開始します。このときの温帯低気圧の勢力は最大となります。（図 12）



図 12 （出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD）

冬季 野島崎(千葉県房総半島南端)東方における低気圧の急発達

冬期、野島崎東方から東北太平洋側にかけては、低気圧の急激な発達に注意が必要です。この海域では、黒潮の影響で海水温度は南ほど高い状態となり、海水温度の等温線は東西に走り、北に行くにつれて冷たくなっています。(図 13)

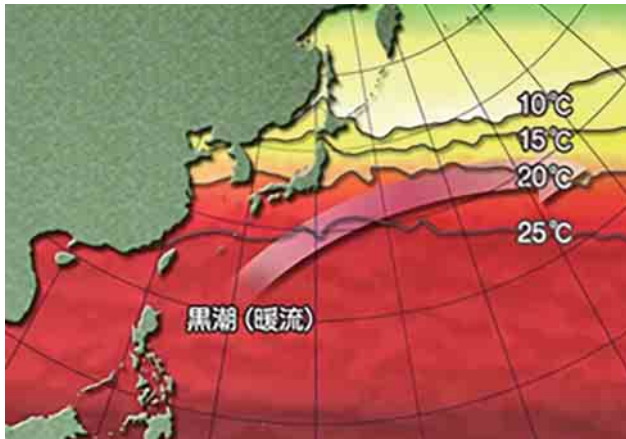


図 13 （出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD）

一方、上層寒気は、寒冷前線に向かって「くさび状」に南に突き出し、低気圧の東進とともに西から東へ移動します。(図 14)

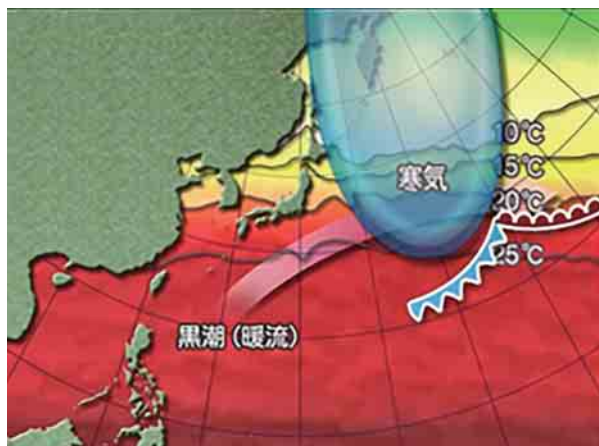


図 14 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

海水温度が高い野島崎沖に上空の寒気がくさび状に南下すると、上空の寒気と海水の温度差が南ほど大きくなり、水蒸気が供給されるので波がより高くなる傾向があります。

ここに、前に通過した低気圧による方向の異なるうねりが衝突すると、いわゆる「三角波」が発生し、船舶にとって非常に危険な波浪が発生します。特に高波高域は注意が必要です。(図 15)

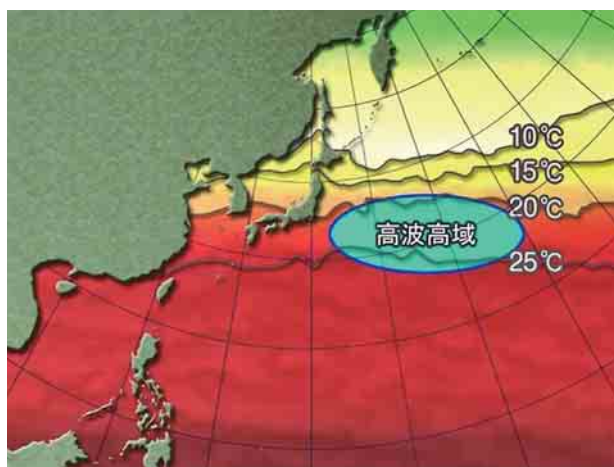


図 15 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

1969 年 1 月 5 日に、ばら積船「ぼりばあ丸：総トン数 33,814、全長 (Loa) 223m」、
1970 年 2 月 9 日には、ばら積船「カリフォルニア丸：総トン数 34,002、全長 (Loa)

218m」が沈没。この2隻以外にも1970年1月5日にタンカー「ソフィア・P号：船舶明細不明」、同年2月7日には貨物船「アントニオ・デマデス号：船舶明細不明」もこの海域で遭難・沈没しています。

4-1-4 温帯低気圧の衰退期

温帯低気圧がアリューシャン海域に達する頃には、寒冷前線は温暖前線に追いつき、完全に閉塞して閉塞前線を形成します。この時上空の気圧の谷は地上低気圧の真上にあって、気圧の軸（図8）は垂直になり、低気圧を取り巻く気流は孤立した渦状になります。こうなると、温帯低気圧の勢力は減衰し始め、やがて消滅します。（図16）

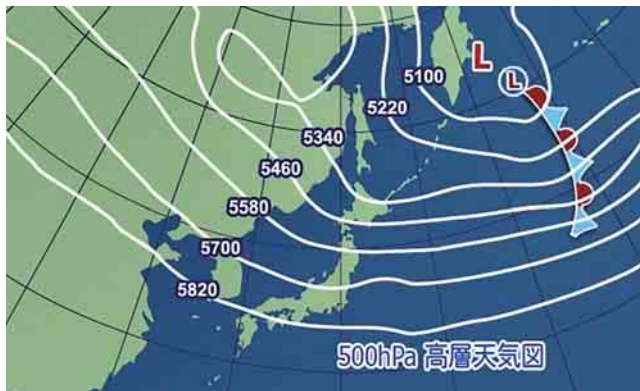


図16 （出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD）

しかし、近年の冬季北太平洋では、温帯低気圧が勢力を維持したままアリューシャン列島の南を東進し、アラスカ湾付近で最強となって北米大陸に上陸してから消滅するということが増えています。

その結果、日本～北米西岸の冬季太平洋横断では、特に西航時（北米⇒日本）の航海において、総距離は4,610海里ですが、荒天航海区域を航海することになる北回り（北米⇒ユニマック海峡⇒ベーリング海⇒アッツ島⇒金華山（または犬吠崎）⇒東京）航路と、距離は4,890海里に増加します。荒天を避ける南回り航路とどちらを選択すべきか悩ましいところです。

サンフランシスコ～東京のコンテナ船での航海では、南回り航路の総距離がベーリング海経由の北回りに比べて280海里長くなり、20ノットの速力ならば航海時間が14時間余分にかかるので、北回り航路でうまく荒天を回避できた場合と比べると距離が増大した分だけスケジュール遅延となります。この遅れを取り戻すためには増速するしかなく、結果として燃料消費量が増えることになるので南回り航路の選択について苦渋の決断を迫られます。(図17)



図 17

特に冬季北太平洋の西航時には本船船長の提案を尊重しながら、船舶管理会社、備船者と綿密に事前打ち合わせを行い、関係者の合意の元に安全な最適航路を選定することが重要と考えます。

4-1-5 ブロッキング高気圧「切離（せつり）高気圧」

18)

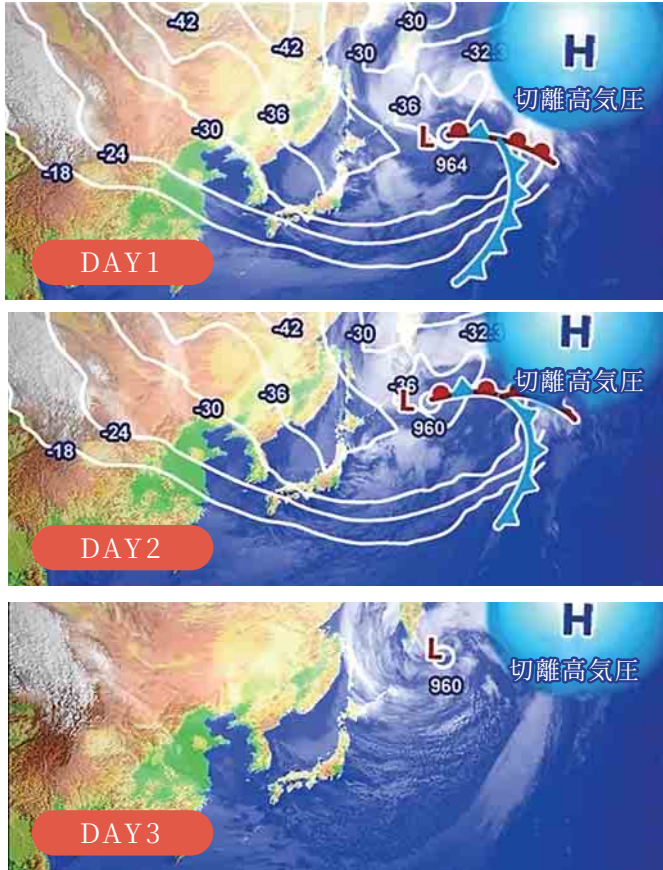


図 18 低気圧の停滞 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

註 2 切離高気圧（せつりこうきあつ）

カットオフ高気圧ともいう。上空の偏西風帯中のジェット気流が大きく南北に蛇行^{だこう}する際、その北の部分で低緯度側の暖気が高緯度側に分離してできた上空の温暖高気圧。通常、地上にも対応するような大きな停滞性高気圧が現れてブロッキング現象を起こす。地上天気図でみられる移動性の高気圧、低気圧はふつう偏西風に流されて東進するが、それが中緯度の対流圏を貫いて長期間停滞する優勢な高気圧（ブロッキング高気圧）の西側で阻止^{うかい}されるので、南北への迂回、逆行などを示す現象。このとき高層には切離高気圧が顕著に現れる。（図 19）

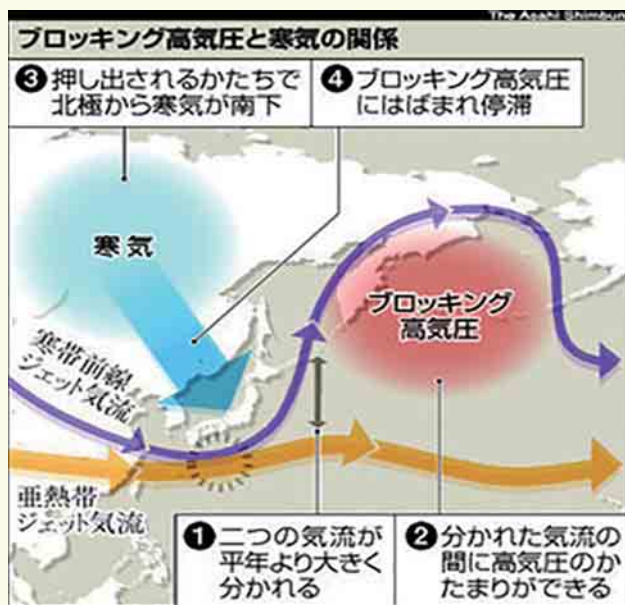


図 19 ブロッキング高気圧
(出典：気象庁ウェブサイト)

4-1-6 急速に発達する低気圧(爆弾低気圧)(図 20、21)

急速に発達する温帯低気圧を「爆弾低気圧」といいます。気象科学事典等によれば、「中心気圧が 24 時間で $24\text{hPa} \times \sin(\phi) / \sin 60^\circ$ 以上低下する温帯低気圧 (ϕ は緯度)」を爆弾低気圧と定義しており、たとえば北緯 40° ならば 1 日に $17.8\text{hPa}/24\text{h}$ 以上気圧が低下する場合です。

春先に広い範囲に強風をもたらす日本海低気圧や北日本付近で急発達する低気圧、冬に日本の東や千島近海で急発達する低気圧などが爆弾低気圧と呼ばれています。しかし、今日では気象庁は「爆弾」という用語が不適切であるという理由から気象用語としては使用しておらず、「急速に発達する低気圧」と表現しています。(図 20、図 21)

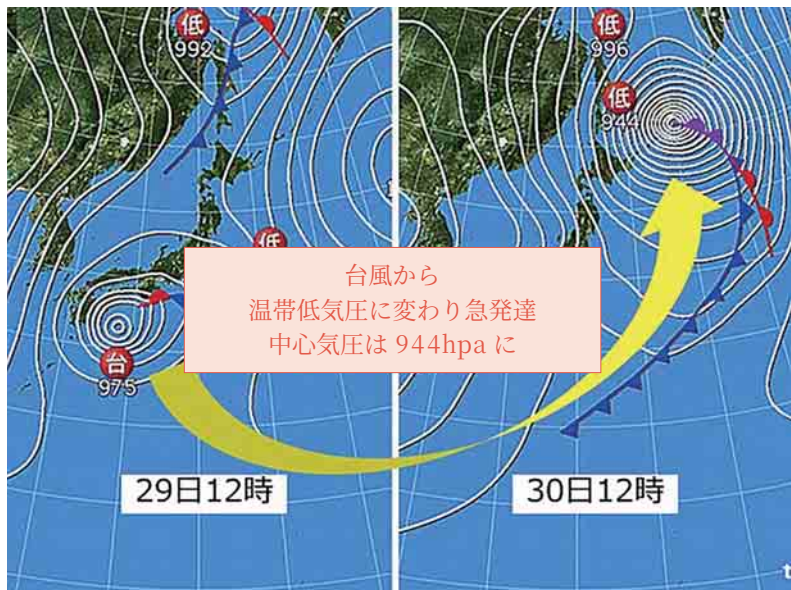


図 20 (出典：日本気象協会ウェブサイト)

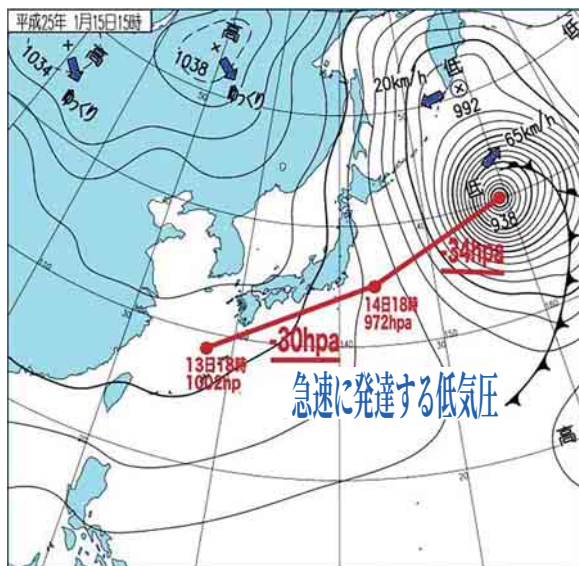


図 21 (出典: 気象庁ウェブサイト)

このような低気圧は、思いがけず急激な天候の悪化をもたらすので、安全航行のために細心の注意を払う必要があります。

4-2 熱帯低気圧と台風 (Typhoon)

4-2-1 熱帯低気圧の分類と名称

熱帯低気圧は、熱帯から亜熱帯の海洋上で発生する低気圧のことをいい、その発生には持続的な水蒸気の供給が必要です。したがって、その発生海域は、海面水温が 26°C 以上の海域とほぼ一致し、概ね赤道周辺海域を除く緯度 5° から 20° の海域です。(図 22、23)

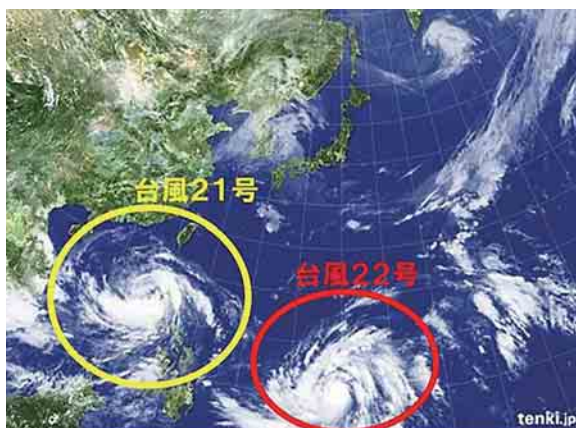


図 22 (出典: 日本気象協会ウェブサイト)

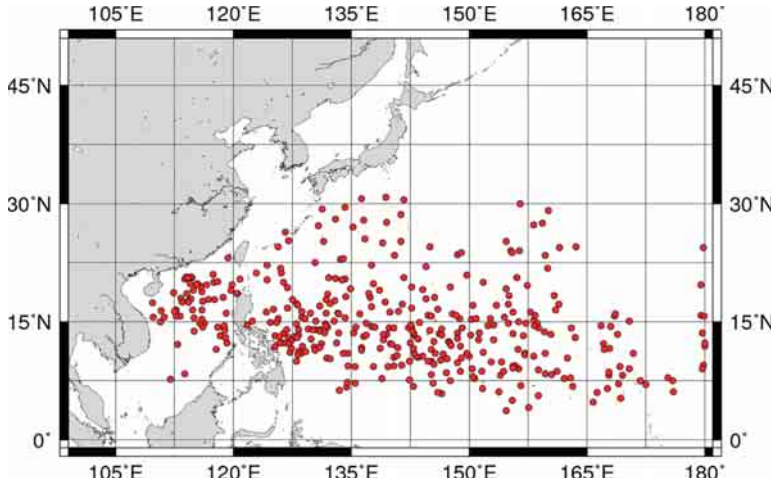


図 23 (出典：気象庁ウェブサイト)

熱帯低気圧は、国際的には表 24 に示すように最大風速によって 4 つに分類されています。

国際的な熱帯低気圧の分類					東太平洋 カリブ海	日本 (気象庁)	インド洋 南太平洋
略 称	分類	最大風速		風力			
		(m/sec)	Knot				
TD	Tropical Depression	～ 17.1	～ 33	～ 7	Tropical Depression	熱帯低気圧	Tropical Depression
TS	Tropical Storm	17.2 ～ 24.4	34 ～ 47	8 ～ 9	Tropical Storm	台風	サイクロン (Cyclone)
STS	Severe Tropical Storm	24.5 ～ 32.8	48 ～ 63	10 ～ 11	Severe Tropical Storm		
T	Typhoon	32.7 ～	64 ～	12 ～	ハリケーン (Hurricane)		

表 24 熱帯低気圧の分類

この内、最大風速が 64 ノット (32.7m/sec) 以上のもので、北太平洋西部に存在するものをタイフーンと呼んでおり、北太平洋東部やカリブ海周辺ではハリケーンと呼んでいます。

日本では、風速 34 ノット (17.2m/sec) 以上のものを台風と呼んでいます。また、インド洋や南太平洋では、サイクロンと呼んでいます。(図 25)



図 25 熱帯低気圧名称 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

4-2-2 熱帯低気圧の発生のメカニズム

赤道付近では北半球の中緯度高圧帯から吹き出す北東貿易風と、南半球の中緯度高圧帯からの南東貿易風が赤道地域に吹き込んで、低圧帯が形成されます。(図 26、27)

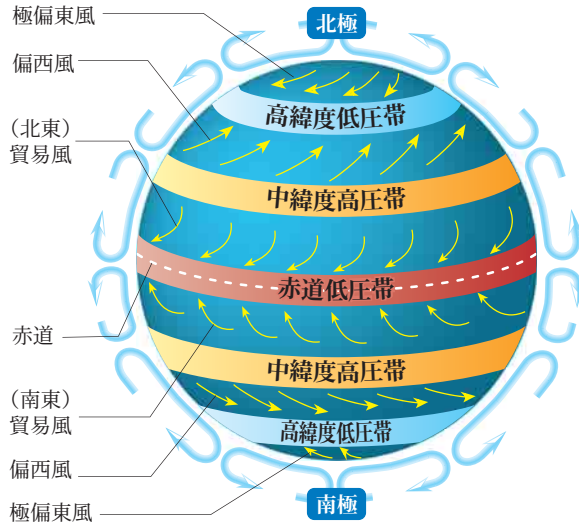


図 26

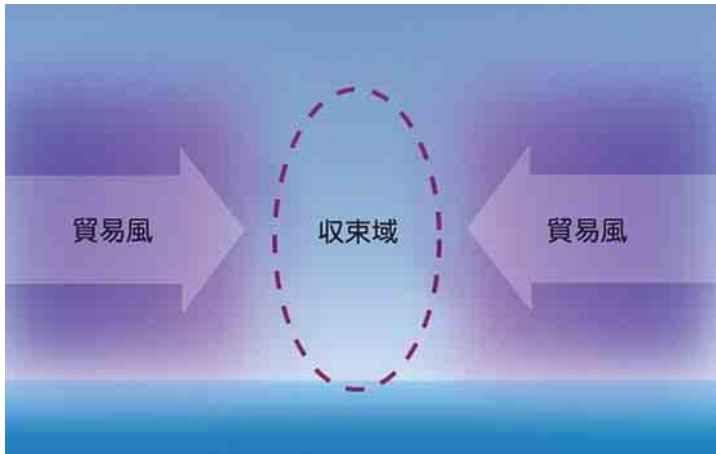


図 27 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

この低圧帯は「赤道低圧帯」または「熱帯収束帯＝ITCZ：Intertropical Convergence Zone」と呼ばれています。このITCZは、通常南北に波動しながら西進し、波動が不安定化して大きくなると渦を形成して熱帯低気圧を発生させます。(図 28)



図 28 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

温帯低気圧のエネルギー源は、空気の温度差によって生じる「位置エネルギー」です。熱帯低気圧のエネルギー源は、持続的に供給された水蒸気が、上昇して冷却され、水滴として凝結する際に放出される潜熱（せんねつ）です（P.6 註1 参照）。即ち、湿った海上付近にあった空気が、わずかなきっかけで上昇を開始し（図 29）、特に ITCZ では気流が収束しているの上昇気流が発生しやすく、水蒸気が凝結をし始めると積雲や積乱雲が発生します（図 30）。



図 29 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)



図 30 (出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD)

この放出された潜熱により、雲のないところと比べると温度が高くなります。すると、暖められた空気は密度が小さくなって軽くなるので、さらに上昇を続け、中心気圧が下がって熱帯低気圧として発達を続けます。このような条件付不安定となった大気中では、水平規模が 10km 程度の積乱雲がいくつも発達し（図 31）、それらが集まった効果として水平規模が 100km を超える熱帯低気圧が発生します（図 32）。

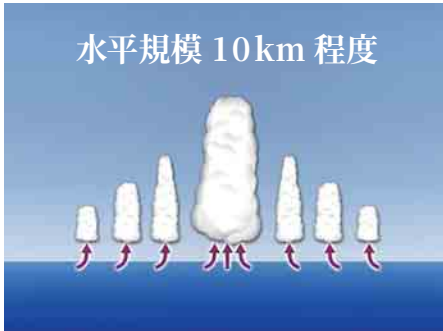


図 31 （出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD）

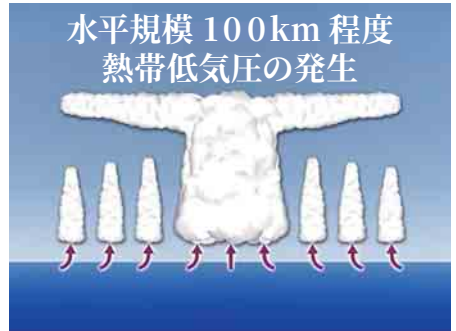


図 32 （出典：一般社団法人 日本船主協会 DVD）

熱帯海域に発生した熱帯低気圧は、表 24 に示すとおり、日本の分類では域内の最大風速が 34 ノット（17.2m/sec）以上を超えるまで成長すると台風という呼称になります。どのような雲の塊りが台風にまで発達するかについて、まだ解明されていません。しかし、台風のエネルギー源は海面から蒸発する水蒸気であることはわかっているため、海面温度が高いところで発生した台風ほど、強い台風になります。また、強い台風にまで発達するには、海水温度が 28℃以上の海域を通過することが必要とされています。

逆に、28℃以下（或いは、26℃以下）の海域に台風が達したり、陸地に上陸すると台風が持つエネルギーは排出されて衰弱を開始し、その後、温帯低気圧に変貌して、やがて消滅します。



写真 33 イメージ写真（台風発生ではない）