

北太平洋의 惡氣象條件과 船舶의 安全運航에 관한 研究(II)

閔 丙 彦*

A Study on the Safe Operations of Ships under Heavy Weather Conditions in the North Pacific(II)

Byeong-eon, Min

目 次	
Abstract	2. 有義波와 波浪豫報
I. 序 論	3. 風浪의 發達과 豫想
II. 低氣壓과 바람	4. 風浪과 船速의 關係
1. 우리나라 近海의 溫帶低氣壓	IV. 冬季의 低氣壓·季節風과 航法
2. 特徵이 있는 低氣壓	1. 低氣壓의 動靜과 航法.
3. 低氣壓圈內의 船舶의 位置에 따른 天氣現象	2. 季節風과 航路의 選定
4. 低氣壓圈內의 海上風의 推定과 豫想	3. 外洋波浪圖의 利用法
5. 低氣壓의 發達과 移動에 관한 豫報則	4. 最適氣象航路情報 Service
III. 冬季季節風과 風浪	V. 結 論
1. 季節風과 氣壓配置의 類型	參考文獻

Abstract

In cold season, the developed extratropical cyclones and associated cold fronts, and NW winter monsoon are encountered very frequently in the North Pacific, especially in the northwest part of it.

The two sea areas, namely, the northwest part of North Pacific, especially the eastern area far off Japan east coast, and Burmuda Triangle in the North Atlantic are generally known as two of the most dangerous areas in the world because of high incidence of sea casualties. Even large ocean going vessels were sunk frequently due to strong winds and very high seas caused by NW monsoon or developed cyclones during the winter months.

The purpose of this paper is to analyse the real state of heavy weather and high sea conditions caused by the cyclones and winter monsoon in the Northe Pacific, and also to analyse the effect of these heavy weather and high sea phenomena on the vessels at sea, thus helping mariners operate in such conditions.

* 正會員, 韓國海洋大學

I. 서 론

우리나라近海와 北太平洋에서 일어나는 海難事故의 원인을 대별하면 暖候期에 있어서의 颱風에 의한 것과 寒候期에 발달하는 低氣壓에 의한 것, 그리고 이 低氣壓을 향하여 大陸高氣壓에서 불어가는 강한 季節風에 의한 것이 있다. 그리고 暖候期에 빈발하는 海霧(주로 移流霧)에 의한 視程不良으로 船舶끼리 충돌하는 海難事故, 寒候期에 Okhotsk海와 Bering海를 航行하거나 操業하는 漁船등의 小型船에 주로 피해를 주는 着氷과 流水등을 들 수가 있다. 颱風, 海霧, 船體着氷 및 流水에 대해서는 「北太平洋의 惡氣象條件과 船舶의 安全運航에 관한 研究(I) (韓國航海學會誌 第11卷 第1號)에서 論하였으므로 이 論文에서는 低氣壓과 冬季季節風에 대한 것만 論述하기로 한다.

寒候期에 低氣壓과 季節風에 의하여 北太平洋에서 海難이 빈발할 정도로 바다가 거칠게 되는 그 원인의 주된 것을 들면

① 寒候期에는 低氣壓이 海上으로 나오면 급속히 발달하여 폭풍권도 광범위에 미칠 뿐만 아니라 며칠동안 지속된다.

② 冬季의 전형적인 氣壓配置인 西高東低型으로 되면 季節風의 吹續時間과 吹走距離가 길기 때문에 설령 季節風이 약해져도 Swell이 높고, 다시 季節風이 강해지면 높은 風波와 중첩되어 海上은 거친 상태가 이어진다.

③ 氣溫에 비하여 水溫이 대단히 높다. 季節風이 불 때, 東海上에서 氣溫과 水溫의 차가 무려 20℃에 달하기도 하며 Kuroshio海域上에서도 10℃이상으로 된다. 따라서 海面에 접한 氣層이 극히 不安定해져 氣壓傾度에서 추산되는 바람보다 20~50% 정도 바람이 더 강하게 분다.

이와 같은 이유로 北太平洋의 北西部, 특히 日本의 東方洋上(野島崎 東方의 난바다)과 北大西洋의 Burmuda Triangle海域은 세계적으로 海難事故가 빈발하는 곳으로 알려져 있다. 日本의 東方洋

上에서만 1980年末부터 이듬해 正月까지 대거 6隻의 大型船이 침몰하는 희유의 大海難事故가 발생하였다. 최근으로는 1987年 2月14日 正午에서 15日 正午사이에 韓進海運 소속의 Container專用船인 韓進仁川號(17600톤)가 Kuril列島近海上에서 통신이 두절되면서 침몰하는 참사가 발생하였다.

海難事故는 귀중한 人命의 손실과 막대한 財貨의 손해를 가져오므로 이로 인한 피해는 심각한 것이다. 이 論文은 北太平洋을 운항하는 船舶과 漁船의 안전조업에 도움을 주기 위하여 특히 寒候期에 있어서 크게 위험이 되는 低氣壓과 季節風의 실상을 파악하고 재해를 방지하기 위한 안전대책을 제시하는데 그 목적을 두었다.

II. 低氣壓과 바람

1. 우리나라近海의 溫帶低氣壓

우리나라近海를 통과하는 低氣壓은 대륙에서 발생하여 東進해 오는 것도 많으나 近海에서 발생하는 것도 많다. 특히 低氣壓이 발생하기 쉬운 장소는 海陸의 경계부근이다. 대륙의 東岸은 지형의 영향으로 氣壓이 하강하기 쉽고(Dynamic trough) 또 다량의 열과 수증기를 공급받으므로 低氣壓이 발생하기 쉽고 또 쉽사리 발달한다.

低氣壓은 年間 약400개가 발생하며 月 30~40개 정도이다. 그러나, 현저히 발달하는 低氣壓의 數는 표2·1과 같이 寒候期에 많이 발생하고 暖候期에는 거의 발생하지 않는다. 寒候期에는 氣溫에 비하여 水溫이 훨씬 높으므로 低氣壓이 海上으로 나오면 海面으로부터 熱과 수증기의 공급을 왕성히 받기 때문이다.

低氣壓의 이동속도는 해역과 계절에 따라 다르지만 일반적으로 寒候期에 빠르고 暖候期에는 느리다. 이동속도나 이동경로는 주위의 氣壓配置, 氣溫分布, 大氣環流 또는 上層의 大氣狀態의 영향을 크게 받는다. 우리나라近海에서의 이동속도는 每時30~50Km, 평균 40Km로 보면 된다. 대략 겨울

표 2·1 현저히 발달한 低氣壓(月平均), 1953~1960

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
個數	4.6	3.8	4.0	3.0	1.8	1.0	0.0	0.4	0.5	1.6	2.0	3.1	25.6

에는 45Km, 봄에는 40Km, 여름에는 28Km, 그리고 가을에는 38Km정도이다.

일반적으로 이동이 빠른 低氣壓은 급속히 발달하는 경향이 있으므로 50Km/h이상의 것은 특히 경계해야 한다. 또 어느 低氣壓이나 東經 140°의 子午線을 통과하여 동쪽으로 이동하면 급속히 발달하며 속력도 빨라지는 경우가 많다.

2. 特徵이 있는 低氣壓

北太平洋上에서 발생하는 低氣壓으로 일반 溫帶 低氣壓과는 달리 그 발생과정, 구조, 천기현상, 이동 및 消長 등에 있어서 서로 다른 특징이 있는 低氣壓이 여럿 있지만 그 중에서 특히 船舶의 운항과 관계가 큰 台灣低氣壓, Aleutian低氣壓 및 Kona Storm에 대하여 기술한다.

(1) 台灣低氣壓

겨울에서 이른 봄철에 걸쳐 東支那海 南部(台灣 近海)에서 발생하는 低氣壓을 台灣低氣壓 또는 東支那海低氣壓이라 부른다. 이 시기에는 台灣의 동쪽을 따라 북상하는 강한 暖氣가 나타나기 때문에 그 부근에 低氣壓을 형성시키게 되는데 발생후에는 일반적으로 빠른 속도 (때로는 30Knot이상)로 北東~東北東進한다. 이와 같이 이동이 빠르고 또 中心氣壓은 24時間에 평균10mb하강하며 日本으로 접근할 때쯤이면 때때로 20~30mb 하강할만큼 급속히 발달하므로 近海에서 조업중에 있는 漁船이나 航行中에 있는 小型船에 海難事故를 유발한다.

이 低氣壓은 氣壓下降域 등의 요란이 대륙에서 동쪽으로 이동하여 東支那海에 도달했을 때 발생하기 쉽다. 그리고 이 低氣壓이 발생할 때는 대륙의 高氣壓이 우리나라와 日本列島쪽으로 太平洋을 향하여 舌狀으로 뻗어 올때인데 이 高氣壓을 舌狀高氣壓이라 부르기도 한다(그림 2·1).

그림 2·2는 이 低氣壓이 北東進하여 日本南方洋上에 도달했을 때의 天氣圖이다.

이 低氣壓이 東支那海의 북부에서 발생하여 東進하는 경우는 발달이 약하고, 남부에 발생하여 北東進할 경우에는 일반적으로 현저하게 발달한다. 그러나, 북부에 발생하였을지라도 北東進하여 東海에 진입하는 것은 크게 발달한다. 이것은 「北東進하는 低氣壓은 발달하고 東進하는 低氣壓은

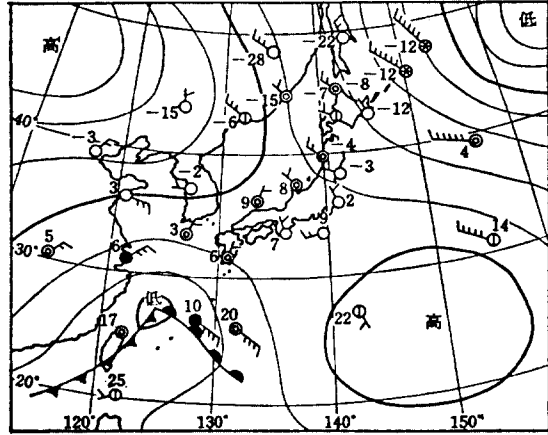


그림 2·1 發生期의 台灣低氣壓

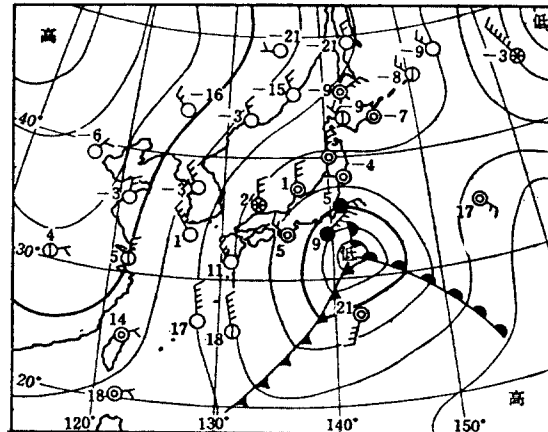


그림 2·2 北東進하여 발달한 台灣低氣壓

발달하지 아니한다」는 豫報則에 해당하는 것이다. 指向流를 보면 低氣壓이 北東進할 때는 500mb의 上層氣流가 南西風으로 되어 있고 東進할 때는 西風으로 되어 있는 것을 볼수 있다.

이와같이 台灣低氣壓에 대해서는 특히 이동방향의 바른 豫想이 중요하며, 北東進하는가 또는 東進하는가의 판단이 틀리면 日氣豫報가 전혀 맞지 않는 경우가 많다. 地上天氣圖上에서 楊子江流域으로부터 高氣壓이 뻗어 나올 때, 滿洲 서쪽에 高氣壓이 있고 Okhotsk海에 低氣壓이 있을 때는 東進하는 경향이 많다. 그리고 移動性 高氣壓이 日本을 덮고 있을 때 滿洲에 低氣壓이 있고 남쪽으로 氣壓골이 뻗어 있을 때는 北東進하는 경향이

않다.

이 低氣壓이 東進할 때는 크게 발달하지도 않거나 우리나라부근에서 멀리 떨어지기 때문에 沿近海上에서 조업하는 漁船이나 航行中인 小型船에 큰 피해를 주지 못하지만 北東進할 때는 급속히 발달하면서 빠른 속도로 하루사이 九州南方海上까지 접근해오기 때문에 피해를 크게 당할 위험이 있는 것이다.

(2) Aleutian低氣壓

冬季의 전형적인 氣壓配置인 西高東低의 東低에 해당하며, 平均圖上에서는 Aleutian近海에 중심을 가지는 大低氣壓으로 통상 Aleutian低氣壓이라 불려진다. 이 低氣壓은 晩秋에서 初春에 걸쳐 Aleutian列島나 Bering海에 중심을 가지는 광대한 것으로 최성기는 12월에서 2월까지이며 이시기에 北太平洋北部의 天候를 지배하는 作用의 中心이 되는 低氣壓이다. 이 低氣壓은 大氣大循環의 일환으로 형성되는 亞寒帶低壓帶가 冬季에 大陸高氣壓의 발달로 인하여 더욱 발달한 것이다. 夏季에는 大陸高氣壓의 쇠퇴와 北太平洋寒帶前線帶의北上과 함께 소멸한다.

寒候期에도 매일의 天氣圖上에 이지역에 항상 低氣壓이 위치하고 있는 것은 아니며, 때로는 高氣壓과 자리바꿈을 하기도 하지만 低氣壓의 강도가 더욱 우세하므로 평균하면 低氣壓으로 되고 따라서 平均圖上에 뚜렷이 나타난다. 현재까지 관측된 이 低氣壓의 中心氣壓의 최저값은 937.4mb(1938年 2月 23日)로, 颱風強度로는 B級에 해당한다.

우리나라부근의 低氣壓은 대부분이 北東進하여 마침내는 이 低氣壓域內에 흡수되지만(이와같이 冬季의 Aleutian방면은 「低氣壓의 墓地」로 됨) 阻止高氣壓이 이 부근에 나타나면 低氣壓은 그쪽으로 가지 못하고 진로를 바꾸어 Kuril列島, Kamchatka半島쪽으로 北進하는 경향이 있다. 夏季에는 이 低氣壓은 없어지고 대신 亞熱帶高氣壓이 이 해역을 덮으며, 그 부근에 안개를 빈번히 발생시킨다.

寒候期の Aleutian低氣壓의 특징을 요약하면 다음과 같다.

① 규모가 대단히 크다. 東西의 직경이 數1000 Km(5000~6000Km에 달할 때도 드물지 않다)에

달하는 광대한 것이다. 따라서 中心은 뚜렷하지 않을 때가 많다.

다만, 中心附近에는 氣壓이 전반적으로 넓게 낮게 나타날 따름이다.

② 전반적으로 低壓帶이므로 보통의 低氣壓과 같은 惡天候는 동반치 않고 晴曇相半의 날씨를 보인다.

③ 風力도 중심부근에서 오히려 약하고(階級 1~3일 때도 있음) 오히려 中心에서 약 1000Km정도 떨어진 外周에 強風帶가 상당히 넓은 폭을 가지고 존재한다(그림 2·3). 발달중이거나 최성기의 低氣壓은 중심부근에서 바람이 강하지만 쇠약중에 있는 老衰期の 低氣壓은 오히려 중심부근은 風速이 약해지고 強風帶는 점차로 주변으로 옮기는 것이 일반적인 경향인데, 이 Aleutian低氣壓도 일종의 쇠약기에 있는 低氣壓이기 때문에 이와 같은 경향을 볼 수 있는 것이다.

이 低氣壓이 Aleutian부근이나 Bering海부근에 정체하면서 위세를 떨칠 때는 Aleutian列島보다 남쪽의 北太平洋上에 西風이 특히 강하다. 이 강한 西風帶는 우리나라부근에서 弓形으로 Aleutian남쪽을 거쳐 北美海岸까지 뻗쳐 있으므로 이 海域을 航行하는 船舶에는 큰 장애가 된다. 이 海域은 극동과 北美間의 大圈Course에 해당하므로 겨울철에

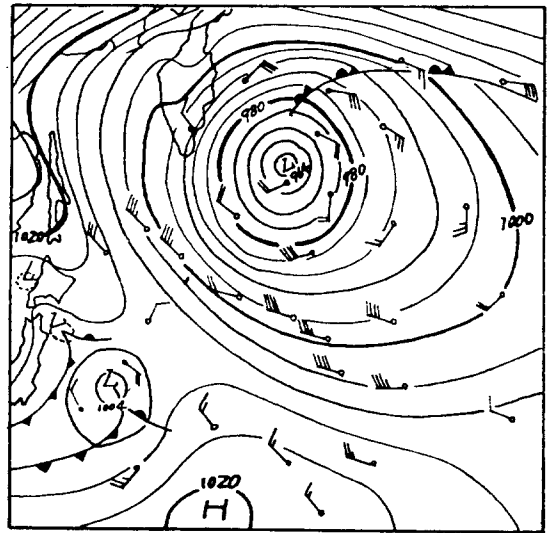


그림 2·3 Aleutian低氣壓의 風速分布(1968. 1. 3. 09時)

는 이 航路를 경원하게 된다. 특히 西航의 경우에는 風波를 船首쪽에서 받게되므로 空船이나 길이 100m미만의 船舶은 이 海域보다 훨씬 남쪽을 航路로 택하거나 Unimak海峽을 통하여 Bering海에 진입한 뒤 西航하여 Kamchatka半島 부근에서 다시 나와 다음에는 Kuril列島에 근접하여 航行하면 큰 難航을 면할 수 있을 것이다.

(3) Kona Storm

Hawaii를 중심으로 한 北太平洋의 亞熱帶海域에 Kona Storm이라고 불려지고 있는 低氣壓이 가끔 발생하여 北太平洋航路中 San Francisco나 Los Angeles를 향하는 소위 加州航路(PSW), 그리고 Panama運河를 통과하는 北美太平洋航路의 船舶에 영향을 주므로 航海者는 이것에 대하여 주목할 필요가 있다. 엄밀히는 Kona Storm은 熱帶低氣壓이라고 볼 수는 없지만, 溫帶低氣壓과는 상당히 다른 성질을 가지고 있다. 즉, 이 低氣壓은 水溫이 높은 亞熱帶海上의 熱帶氣團內에서 발생하며 前線이 없는 등, 熱帶低氣壓에 더 가까운 低氣壓이라 생각 된다.

Kona Storm의 발생기구에 대해서는 Palmen(1949), Simpson(1952), Ramage(1961)등의 오래된 연구가 있지만, 이를 종합하면 上空의 偏西風의 蛇行運動이 커져 마침내는 切離低氣壓(Cut-off low)이 형성될 때, 이것이 근원이 되어 마침내 Kona Storm이 발생한다는 것이다. 따라서 Kona Storm은 키가 큰 低氣壓으로, 그 低氣壓性循環은 300mb정도의 높이(약 10000m)에서 가장 강하고, 중심이 寒氣의 핵(Cold core)으로 되어 있어 亂氣流와 着氷現象의 발생 등으로 航空機에는 큰 비행장애가 된다. 따라서 航空氣象學分野에서는 오래전부터 주목되어 온 低氣壓이다.

Kona Storm은 Kona cyclone으로도 불려지며, 發生域은 140°W에서 180°W, 15°N에서 35°N사이, 즉 Hawaii와 Midway群島를 중심으로 하는 海域이며 東經側에서는 거의 발생하지 않는다. 그리고 年間을 통하여 발생하지만 10월에서 4월까지의 사

이에 많이 발생하므로, 發生時期로 보면 颱風과는 달리 暖候期를 제외한 계절이다. 이로 보아 Kona Storm은 Aleutian低氣壓의 발달과 밀접한 관계가 있다고 보여진다. Aleutian列島에서 Alaska灣에 걸치는 北太平洋海域의 偏西風의 蛇行이 커져 低指數循環이 탁월하는 시기는 寒候期에 많다. 따라서 Kona Storm의 발생도 寒候期에 편중된다.

그러면 切離低氣壓이 Kona Storm의 발생에 어떤 관계가 있는가 살펴보자. 高緯度에서는 切離低氣壓과 같은 寒冷渦가 上層에 뚜렷이 나타날 때도 지표면부근에서는 低氣壓性循環을 볼수 없을 때가 많다. 그러나, Kona Storm이 발생하는 海域은 海面水溫이 높으며, 따라서 海面부근의 氣溫도 높으며 수증기량도 많다. 그러므로 下層의 低氣壓性循環도 뚜렷하게 나타나게 된다. 즉, 발생영역의 입지조건이 Kona Storm을 만들어 내는 셈이 된다. 이와같이 Kona Storm은 熱帶低氣壓과는 달리 그 발생기구가 上層으로 부터 시작하여 下層으로 미치는 이유에서인지 쇠약기의 溫帶低氣壓과 같이 중심부근의 氣壓傾度는 대단히 완만하며, 中心氣壓도 1000mb에서 1010mb정도의 것이 대부분이고 980mb이하로 내려가는 경우는 거의 없다. 그리고 이 低氣壓의 等壓線은 颱風처럼 圓形을 이루고 있으며 前線을 가지고 있지 않다. 中心氣壓은 것처럼 낮지 않지만 주위는 北太平洋高氣壓이 둘러싸고 있으므로 中心으로 부터 멀어짐에 따라 氣壓傾度는 커지고 따라서 폭풍우도 강해진다. 中心에서 半徑200~500mile의 外周에 強風帶가 있다. 強風域의 最大風力은 11이하이고 태반은 8~9정도이다. 그러나, 이동이 느리므로 바람의 吹續時間이 길기때문에 風力에 비하여 風浪은 높으므로 航行하는 船舶은 주의가 필요하다.

Kona Storm은 Hawaii北方을 北西에서 南東으로 진행하는 것이 많으며 高氣壓圈內를 이동하므로 그 움직이는 모양은 여름철의 迷走颱風을 닮아 복잡하다. 그러나, 颱風에 비하면 키가 커서인지 惰力이 있다. 즉, 慣性力이 작용함에서인지 迷走颱風

표 2·2 Kona Storm의 月別發生數(1931~1940)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
個數	10	11	13	10	3	3	0	1	3	9	17	5	8.5

에 비하여 彷徨性은 덜한 것 같다. 그리고 Kona Storm은 그 구조나 기구에 의하여서인지 수명이 길어 짧은 것일지라도 數日間, 긴 것이면 數週間에 달하는 것도 있다. 또 強風域의 범위도 의외로 넓어 風力 6이상의 強風域이 1000mile 이상되는 것도 드물지 않다. 따라서 자연히 이 低氣壓의 영향을 받게 되는 船舶數도 많아진다.

일반적으로 Kona Storm은 이동은 복잡하나 船速에 비하여 이동이 느리므로, 이동이 빠른 颱風이나 溫帶低氣壓에 비하면 추천항로의 정보는 비교적 잘 적중한다. 前述한 바와 같이 이 低氣壓은 주변부에 바람이 강하고, 그 위에, 다른 低氣壓과 비교하여 風速에 비하여 風浪은 훨씬 높다. 따라서 예기치 못한 피해를 입을 우려가 있으므로 가능하면 추천항로를 이용하는 것이 바람직하다 하겠다.

3. 低氣壓圈內的 船舶의 위치에 따른 天氣現象

低氣壓圈內에서 나타나는 惡天候는 주로 前線에 동반되어 나타난다. 暖域內의 天氣는 低氣壓의 중심부근과 Squall線부근을 제외하면 暖域을 占하고 있는 氣團에 나타나는 天氣와 같으며 일반적으로 好天을 보인다. 이때 氣團의 이동경로를 고려해야 하는 것은 물론이다. 변질을 받는 경우가 있기 때문이다. 暖域의 공기는 북상하므로 하층으로부터 냉각을 받아 安定化된다. 바람은 약하고 하층공기의 混合比가 크므로 氣流의 방향으로 海面溫度의 水平傾度가 크면 안개를 발생시킨다. 그리고 暖域의 공기는 여름철에 건조한 육지로 상륙하면 不安定化되어 對流雲을 발생시킬 때도 있다.

바람도 중심부근에서 꼭 最大強度를 보인다고는 말할 수가 없다. 중심에서 數100Km 떨어진 곳에서 오히려 가장 강할 때도 있고 強風域도 熱帶低氣壓보다 오히려 넓을 때도 있다. 그러나, 風速 50 Knot 정도이면 큰 편이고, 颱風처럼 100Knot 이상에 달하는 것은 거의 볼 수 없다. 바람은 중심의 북측에서는 反轉(Backing)하고 남측에서는 順轉(Veering)하며 前線 통과시에 급변한다. 風速도 중심과 前線부근에서 강하고 突風性이며, 暖域內에서는 비교적 약한 南西風이 분다. 溫暖前線 전방의 寒氣內에서는 비교적 강한 南東風이 불지만 寒冷前線 후방의 寒氣內에서는 강하고 突風性의 北西

風이 분다.

이상의 사실을 염두에 두고 海上에서 低氣壓을 조우한 경우 어떤 天氣의 변화과정이 나타나는가를 알아보자.

(1) 低氣壓이 船舶의 북측을 통과하는 경우

低氣壓이 접근함에 따라 溫暖前線의 전방에 동반되는 卷雲, 卷層雲등의 上層雲이 나타난다. 바람은 偏西風이고 처음에는 강하지 않지만 구름은 점차로 낮고 두꺼워지면서 高層雲으로 되며 이때부터 氣壓은 하강하기 시작한다. 마침내 구름은 亂層雲으로 되며 비를 내린다. 風向은 약간 右轉(順轉)하며 점점 강해지고 氣壓의 하강이 계속되며 비도 더욱 강해진다. 한동안을 지나면 갑자기 비가 그치거나 이슬비로 되며, 風向은 남서로 급변하고 氣溫도 상승한다. 이는 溫暖前線이 통과한 증거이다.

그후에 氣壓의 하강은 한층 완만해지며 날씨도 좋고 비교적 약한 南西風이 불지만 파도는 높다. 이것은 배가 暖域內에 있다는 것을 말한다.

얼마간의 시간이 지나면 다시 서쪽에서 검은 積亂雲이 닥아온다. 이것이 배위로 닥아오면 突風을 동반한 강한 소낙비를 내린다. 風向은 급히 西~北西로 바뀌고 氣溫도 급히 하강한다. 이것은 寒冷前線이 통과한 증거이다. 이때의 비는 단시간내에 그치고 하늘도 개이며 氣壓은 상승을 시작한다.

寒冷前線의 통과는 溫暖前線에 비하여 氣溫, 바람 및 天氣의 변화가 급격하다는 것이 특징이다. 발달한 低氣壓에서는 寒冷前線이 두개 통과하는 경우도 있다. 또 寒冷前線이 강할 때는 雷雨와 降雨雪을 동반하기도 한다.

단순한 低氣壓같으면 寒冷前線통과후는 天氣도 점차 회복되는 것이 보통이지만 冬季의 季節風이 강할 때는 하늘이 개이고 氣壓이 상승하기 시작할 때부터 맹렬한 북서풍이 며칠 계속하여 불 때가 있다. 이때 前線통과에 동반된 風向風速의 급변으로 그 전후의 數時間동안은 맹렬한 三角波가 있으며 계속 풍파가 심하므로 특히 小型船舶은 주의해야 한다.

(2) 低氣壓이 船舶의 남측을 통과하는 경우

低氣壓의 중심 북측에서는 下層은 寒氣만으로서 되어 있고 그 위에 暖氣가 있다. 따라서 이 域內에

서는 前線의 통과는 볼 수 없으며 氣溫의 변화도 작고 또 降雨域도 1回만 관측된다.

低氣壓이 접근함에 따라 上層雲이 나타나고 점차로 두꺼워지는 것은 (1)의 경우와 같다. 風向은 처음에는 偏東이지만 점차로 反轉하여 거의 東風으로 되었을 때 降雨가 시작된다. 氣壓의 변화는 완만한 V字型을 이루는 경우가 많고 氣壓이 최저일 때 바람과 降水도 가장 강하다. 氣壓이 상승하기 시작하면 降水도 그치고 바람도 북서로 변하며 그 뒤의 변화는 (1)의 경우와 별로 다르지 않다.

(3) 低氣壓이 船舶의 바로 위를 통과하는 경우

이 경우는 (2)의 경우와 거의 비슷하지만 氣壓이 최저로 되어 다시 상승함과 동시에 風向은 급격히 북서로 변할 때가 많다. 모든 氣象現象은 (2)의 경우보다 강하다.

4. 低氣壓圈內的 海上風의 推定과 豫想

船舶의 운항과 海上에서의 각종 作業실시에 있어서는 물론, 船舶을 港內에 계류·정박시킬 때 바람에 대하여 잘 파악할 필요가 있다. 그런데 海上의 바람이라고 해도 海岸이나 港內와 먼바다에 서는 그 부는 양상이 다르고 또 緯度가 다르면 똑

표 2·3 1mb의 等壓線 간격과 地衡風과의 관계

Km \ φ	30	32	34	36	37	40	42	44	46	48	50
20	53.0	50.0	47.4	45.1	43.1	41.2	39.6	38.2	36.9	35.7	34.6
40	26.5	25.0	23.7	22.6	21.5	20.6	19.8	19.1	18.4	17.8	17.3
60	17.7	16.7	15.8	15.0	14.4	13.8	13.2	12.7	12.3	11.9	11.5
80	13.3	12.5	11.9	11.3	10.8	10.3	9.9	9.5	9.2	8.9	8.7
100	10.6	10.0	9.5	9.0	8.6	8.3	7.9	7.6	7.4	7.1	6.9
120	8.8	8.3	7.9	7.5	7.2	6.9	6.6	6.4	6.1	5.9	5.8
140	7.6	7.1	6.8	6.4	6.2	5.9	5.7	5.5	5.3	5.1	4.9
160	6.6	6.3	5.9	5.6	5.4	5.2	5.0	4.8	4.6	4.4	4.3
180	5.9	5.5	5.3	5.4	4.8	4.6	4.4	4.2	4.1	4.0	3.8
200	5.3	5.0	4.7	4.5	4.3	4.1	4.0	3.8	3.7	3.6	3.5
220	4.8	4.5	4.3	4.1	3.9	3.8	3.6	3.5	3.4	3.2	3.1
240	4.4	4.2	4.0	3.8	3.6	3.5	3.3	3.2	3.1	3.0	2.9
260	4.1	3.8	3.6	3.5	3.3	3.2	3.1	2.9	2.8	2.7	2.7
280	3.8	3.6	3.4	3.2	3.1	3.0	2.8	2.7	2.6	2.5	2.5
300	3.5	3.3	3.2	3.0	2.9	2.8	2.6	2.5	2.5	2.4	2.3
320	3.3	3.2	3.0	2.8	2.7	2.6	2.5	2.4	2.3	2.2	2.0
340	3.1	2.9	2.8	2.7	2.6	2.5	2.3	2.2	2.2	2.1	2.0
360	2.9	2.8	2.6	2.5	2.4	2.3	2.2	2.1	2.1	2.0	1.9
380	2.8	2.6	2.6	2.4	2.3	2.2	2.1	2.0	1.9	1.9	1.8
400	2.7	2.5	2.4	2.3	2.2	2.1	2.0	1.9	1.8	1.8	1.7
420	2.5	2.4	2.3	2.1	2.1	2.0	1.9	1.8	1.8	1.7	1.6
440	2.4	2.3	2.2	2.1	2.0	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.6
460	2.3	2.2	2.1	2.0	1.9	1.8	1.7	1.6	1.6	1.6	1.5
480	2.2	2.1	2.0	1.9	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5
500	2.1	2.0	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4
550	1.9	1.8	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.3
600	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2
700	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0
800	1.3	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9
900	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8
1000	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7

같은 방법으로 추정할 수는 없는 것이다.

가장 간단한 방법은 바람을 추정하려고 하는 海域의 실측치를 이용하는 것이다. 沿岸에서라면 岬의 風速과 海上의 바람의 관계를 조사하여 둔다든지 船舶의 관측치를 이용한다. 그러나, 船舶으로부터의 자료는 그 분포가 航路 부근에 편중되어 있으므로 이 방법으로는 한정된 장소의 바람에만 적용시킬 수 있을 뿐이다.

가장 잘 이용되는 것은 天氣圖의 等壓線으로부터 바람을 산출하는 방법이다. 實況天氣圖上에서 바람을 추정하는 필요성은 일반적으로 거의 없지만 波浪을 예측한다든지 하는 경우에는 이때까지의 바람의 상황을 알 필요가 있는 것이다. 또 豫想天氣圖를 입수할 수 있다면 이 방법으로 바람을 예상할 수가 있는 것이다.

(1) 地衡風速을 구하는 方法

지구표면에 마찰이 없다고 가정하면 바람은 地球自轉의 효과에 의하여 等壓線에 平行히, 北半球에서는 低壓部를 좌측으로 보면서 분다. 이 가상의 바람을 地衡風이라 하는데, 그 크기는 水平方向의 氣壓差에 비례한다.

지금, 라디오의 氣象通報로부터 작성한 天氣圖나 FAX로 수신한 地上天氣圖가 있다고 하자. 측정하려고 하는 장소의 부근에서 等壓線의 간격을 측정한다. 4mb의 차가 있는 等壓線의 간격을 Compass나 Divider로, 그 부근의 緯度로 몇度에 해당하는가를 측정한다. 緯度의 1度는 지구상에서는 어디서나 60海里(111Km)이라는 것을 이용한다. 구하려고 하는 곳의 緯度와 等壓線의 간격을 가지고 표 2·3에서 地衡風速을 근사적으로 구한다.

(2) 等壓線의 곡률에 대한 補正(傾度風)

等壓線이 곡률을 가지고 있을 때는 운동하는 空氣塊에 원심력이 작용하므로 氣壓傾度가 같아도 風速은 다르게 나타난다. 低氣壓性의 곡률일 때는 地衡風보다 약하게 불고 高氣壓性 곡률일 때는 강하게 분다.

氣壓傾度力과 轉向力, 여기에 원심력이 작용하여 부는 바람이 傾度風이다. 傾度風은 等壓線의 곡률이 클수록, 地衡風速이 클수록(즉 氣壓傾度가 클수록) 地衡風과의 차이가 커진다. 그림 2·4는 緯度 35°에 있어서의 地衡風(V_g)과 傾度風(V_0)의 관계를

나타낸 것이다. 傾度風은 等壓線의 곡률반경이 緯度로 10°이상의 경우에는 실용상으로는 특별히 地衡風速을 보정할 필요는 없다. 개략적으로는 곡률반경이 그 이하인 경우는 低氣壓性 곡률에는 1割을 감하고 高氣壓性의 곡률에는 1割을 가하여 傾度風速으로 하기도 한다.

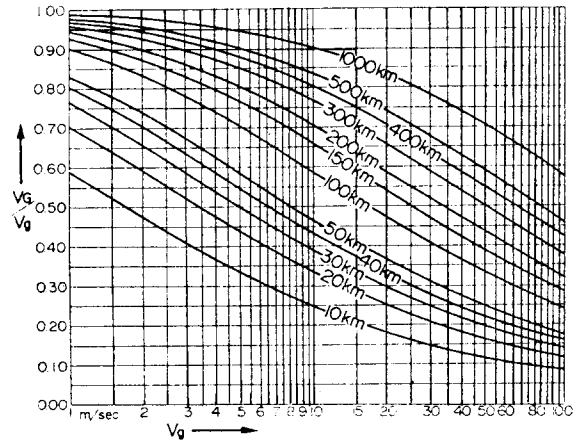


그림 2·4 地衡風과 低氣壓性 曲率半徑으로부터 傾度風을 구하는 그림

(3) 海上風으로의 換算

傾度風은 지표면의 마찰이 없다고 가정한 경우에 부는 가상적인 바람이므로 실제의 海上風으로 환산할 필요가 있다. 평균적으로는 傾度風速의 60~70% 정도의 바람이 海面上 10m의 곳에서 불고 있는 경우가 많다(표 2·4)

그런데 바람은 大氣의 安定度와도 관계가 있다. 육상에서는 日中の 지표면의 가열에 의한 大氣安定度의 효과가 크고, 海上에서는 水溫과 氣溫의 차의 영향이 크다. 海面水溫이 氣溫보다 높을 때, 예를 들면, 따뜻한 海面上에 寒冷前線이 통과하여 신선한 寒氣가 불어가는 경우에 大氣의 下層이 가열을 받아 不安定한 상태로 되어 傾度風에 0.6~0.7을 곱하여 얻는 風速보다 강한 바람이 분다. 이와같은 효과를 가미하여 傾度風에서 海上風을 구할 때는 표 2·5의 補正係數를 사용한다.

표 2·4 地上風과 地衡風(또는 傾度風)의 관계

緯 度	海 上		陸 上	
	α	Vs/Vg	α	Vs/Vg
0	45°	0.00	45°	0.00
5	30	0.36	40	0.12
10	24	0.51	38	0.17
20	20	0.60	35	0.23
30	18	0.64	34	0.28
40	17	0.67	33	0.31
50	15	0.70	32	0.33
60	15	0.71	31	0.34
70	14	0.72	31	0.35
80	14	0.73	31	0.36
90	14	0.73	31	0.36

표 2·5 海上風(Vs)과 地衡風(Vg) 또는 傾度風의 관계(20°N부근)

海面水溫-氣溫(C)	0°以下	0°~2°	2°~5°	5°~7.5°	7.5°以上
補正係數Vs/Vg	0.60	0.65	0.70	0.75	0.80

(4) 利用上の 留意事項

지금까지 설명한 방법은 기본적으로는 波浪의 數値豫報에 사용되고 있는 방법과 같지만, 低緯度에서는 氣壓傾度和 바람사이의 이와같은 명확한 관계가 성립되지 않으므로 氣壓傾度에서 바람을 추정하는 것은 불가능하다

이상으로 地上實況圖에서 임의의 지점의 風速을 추정하는 방법을 정리하여 나타내면 그림 2·5와 같다. 예측에 대해서는 地上의 豫想天氣圖를 이용하면 같은 방법으로 바람의 예상이 가능하다.

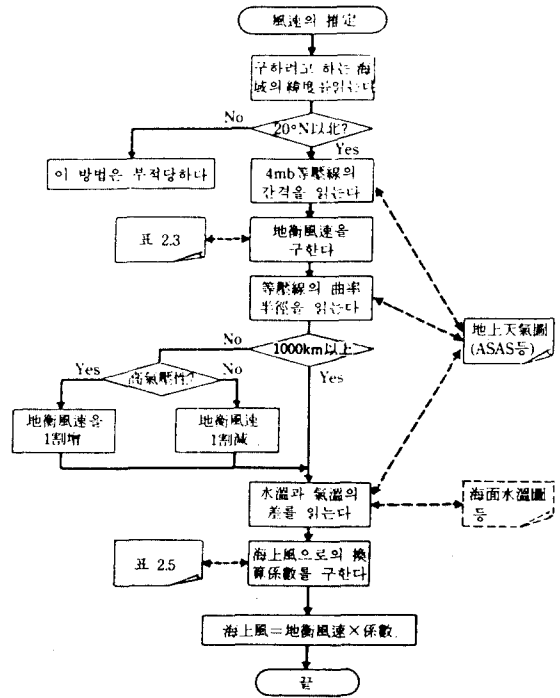


그림 2·5 等壓線의 間격으로 부터 海上風速을 추정하는 순서

(5) 最大風速과 暴風半徑

低氣壓에 동반하는 最大風速 V(m/s)은

$$V = 5 \sqrt{1010 - P_c}$$

의 식에서 근사적으로 구할수 있다. P_c 는 低氣壓의 中心氣壓(mb)이다. 이것을 계산하여 표로 나타내면 다음과 같다.

低氣壓의 暴風半徑을 대략 中心示度에 비례하여 커지지만 高氣壓쪽으로 약간 넓어지는 경향이 있다. 平均暴風半徑은 다음 표와 같다.

표 2·6 低氣壓의 中心示度와 最大風速

P_c (mb)	1000	995	990	985	980	975	970	965	960	955
V(m/s)	16	20	22	25	27	30	32	34	36	37

표 2·7 低氣의 中心示度와 暴風半徑(單位: 緯度)

P_c (mb)	1000	995	990	985	980	975	970
15m/s의 半徑	6°	7.5°	9°	10°	11°	12°	12.5°
20m/s의 半徑	4°	5.5°	6.5°	7.5°	8.5°	9°	9.5°

그리고 발달중에 있는 低氣壓은 중심부근에서 最大風速을 보이지만 最弱중에 있는 低氣壓은 오히려 中心部에서 風速이 약해지고 最強風帶는 점차로 주변으로 옮겨가는 경향이 있다.

5. 低氣壓의 發達과 移動에 관한 豫報則

低氣壓의 發達과 進路 및 進行速度를 예상하는 것도 海上의 船舶에 있어서는 대단히 중요하다. 다음에 열거하는 것은 低氣壓의 發達과 移動의 豫想에 있어서 고려해야 할 일반적인 조건을 豫報則의 형으로 정리한 것이다.

(1) 低氣壓의 發達에 관한 通則

① 大陸에서 발생하여 大陸을 이동하는 동안은 크게 발달하지 못한다. 이것은 寒冷前線의 전후방의 氣溫差가 작을 뿐만 아니라 混合比도 작기 때문이다. Siberia방면에서 발생한 低氣壓이 東海로 진입할 때까지는 발달하지 못하나 進路를 북동으로 바꾸면 발달하는 것은 이때문이다.

② 海上으로 나오면 일반적으로 발달하고 上陸하면 쇠약한다. 海上으로 나오면 발달하는 이유는 寒暖兩氣團의 溫度差가 크고 暖氣가 함유하는 수증기량이 많기 때문이다. 低氣壓이 上陸하면 지표면의 마찰저항과 수증기의 공급중단으로 低氣壓은 급속히 쇠약한다.

③ 溫暖한 海面上(특히 暖流上)을 이동하면 발달하고 寒冷한 表面上을 이동하면 쇠약한다.

④ 低氣壓의 進路에서 氣壓의 하강이 급격할수록 低氣壓은 발달한다.

⑤ 低氣壓의 중심진방에 있는 氣壓下降域이 低氣壓中心部로 확장하면 低氣壓은 발달한다.

⑥ 低氣壓 중심부근의 같은 示度의 等壓線의 직경이 확대할 때는 일반적으로 中心氣壓은 깊어지며 低氣壓은 발달한다.

⑦ 주위의 高氣壓이 발달하면 低氣壓도 따라서 발달하는 것이 통례이다.

⑧ 上層의 氣壓골의 서측에서 지상의 高氣壓은 발달하고, 동측에서 지상의 低氣壓은 발생·발달한다.

⑨ 低氣壓의 上層에 氣壓골이 접근하여 올때는 低氣壓은 발달한다.

⑩ 上層의 氣壓골이 깊어지면 지상의 低氣壓

도 발달한다.

⑪ 上層의 氣壓골의 서측은 北西氣流의 場으로 寒氣가 남하하고 동측은 南西氣流의 場으로 暖氣가 북상한다. 低溫의 寒氣가 남하해 오면 지상의 低氣壓은 발달한다.

⑫ 쇠약기에 들어간 閉塞低氣壓이 다시 발달하기 시작하는 것을 「低氣壓의 再生(Regeneration)」이라 하는데 이것은 다음과 같은 경우에 일어난다. 즉 폐색된 低氣壓역내의 배후에서 새로운 寒冷前線(2次前線등)이 침입한 경우, 폐색된 低氣壓 부근에 새로운 低氣壓이 발생하여 兩者가 합쳐지는 경우 등이다.

(2) 低氣壓의 移動에 관한 通則

① 發達期의 低氣壓은 暖域의 等壓線이 거의 직선상인데, 低氣壓의 중심은 대략 暖域의 等壓線에 평행히 이동한다. 移動速度는 暖域의 風速과 거의 같다.

② 원형에 가까운 低氣壓은 氣壓의 하강이 가장 큰 방향으로 진행하고 타원형의 低氣壓은 長軸의 방향으로 진행하는 경향이 있다.

③ 降雨域이 길게 뻗은 방향으로 진행하는 경향이 있다.

④ 進路를 바꿀 때는 移動速度가 느려진다.

⑤ 低氣壓은 等壓線이 평활하지 못하고 불규칙하게 심한 만곡을 보일 때는 느리다.

⑥ 低氣壓의 進路에서 氣壓의 하강이 클수록, 후방에 氣壓의 상승이 클수록 이동이 빠르다.

⑦ 低氣壓은 前線帶를 타면 속도가 현저히 빨라진다. 上層氣流에 의한 예상보다 약 2배 정도 빠를 때도 있다.

⑧ 指向流(Steering flow)의 법칙을 적용시켜 進行方向과 速度를 예상한다. 즉 「移動性의 高低氣壓은 그 중심을 통과하는 500mb等高線을 따라 高壓部(또는 高溫部)를 우측으로 보면서 진행하고 速度는 等高線의 간격이 작을수록 빠르다」. 進行速度는 그 부근의 500mb面의 風速의 30~50% 정도이다.

⑨ 地上低氣壓의 위치가 500mb面 低氣壓의 폐색된 等高線內 또는 그 가까이에 있을 때는 低氣壓은 거의 이동하지 않으며 점차로 쇠약한다.

⑩ 발생하여 폐색될 때까지 일반적으로 移動

速度는 빨라진다. 폐색이 시작되면 低氣壓은 移動速度가 느려지고 또 進路는 좌측으로 방향을 바꾸는 경향이 있다.

① 低氣壓은 정체성의 溫暖高氣壓의 주위를 시계방향으로 돌아 진행한다.

② 季節에 따라 다르며 일반적으로 冬季에는 빠르고 夏季에는 느리다.

III. 冬季季節風과 風浪

季節風을 일으키는 主因이 大陸高氣壓이라고 하면 이를 더욱 발달시키는 誘因은 근해에서 발달하는 低氣壓이라고 말할 수 있다. 대륙에서도 특히 寒冷한 Siberia방면에 발달하는 高氣壓은 11月頃부터 점차로 세력이 강해지고 1月에서 2月에 걸쳐 최성기에 이른다. 中心氣壓이 1050mb이상으로 발달하면 근해상에 아직 低氣壓이 발달하지 못했을 지라도 季節風이 강하게 불어오므로 주의할 필요가 있다. 12月은 1月, 2월에 비하면 강한 季節風이 지속되는 경우는 적지만 강력한 大陸高氣壓의 출현에 따라 일시적으로 西高東低型의 氣壓配置가 강화되어 강력한 季節風이 불어 海面이 거치러지므로 방심은 금물이다.

1947年 12月 16日의 天氣圖에 나타난 大陸高氣壓의 中心氣壓은 실로 1085mb로, 이값이 최고기록으로 남아 있다. 실측치로는 1968年 12月 31日에 中央Siberia高原의 Agata에서 관측된 1083.8mb가 地上氣壓의 최고기록으로 되어 있다.

1. 季節風과 氣壓配置의 類型

언뜻 보기에 닮아보이는 西高東低型의 氣壓配置일지라도 동쪽에 있는 低氣壓의 동향과 함께 서쪽의 大陸高氣壓의 세력에 주목하는 것이 冬季의 天氣圖를 해석하는 요령의 하나가 된다.

季節風이 부는 모양도 天氣圖를 자세히 보면 3類型으로 분류할 수가 있다. I型은 동쪽에 있는 低氣壓은 그다지 발달되지 못했으나 서쪽의 大陸高氣壓의 세력이 극히 강할때, 氣壓傾度가 급해져 高氣壓으로부터 低氣壓을 향하여 밀어붙이는 형태로 바람이 부는 경우로 이를 「밀어붙이 季節風」,

II型은 반대로 大陸高氣壓의 세력은 그다지 강하지 않지만 低氣壓이 동쪽 海上에서 극히 발달하여, 상대적으로 氣壓傾度가 커져서 低氣壓의 흡인작용으로 低氣壓中心으로 끌어들이는 모양으로 부는 경우로, 이를 「끌어들이 季節風」이라 부른다. III型은 I型과 II型이 중첩된 형으로 高氣壓과 低氣壓이 함께 대단히 발달한 경우이다.

이 세개의 類型으로 모형적으로 나타낸 것이 그림 3·1이고 실례를 나타낸 것이 그림 3·2의 天氣圖이다. I型일 때는 高氣壓이 쇠약하면 季節風도 약해지고, II型일 때는 低氣壓이 쇠약하면 바람도 약해지는 것이 일반적이다. III型일 때는 高氣壓과 低氣壓이 함께 약해지지 않는 한 季節風도 약해지지 않으므로 대단히 강한 季節風이 며칠이고 지속하여 부는 경우가 많다.

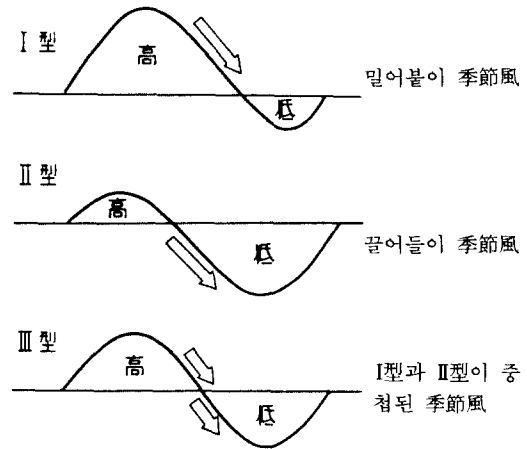
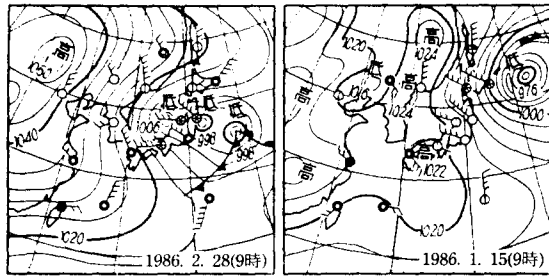


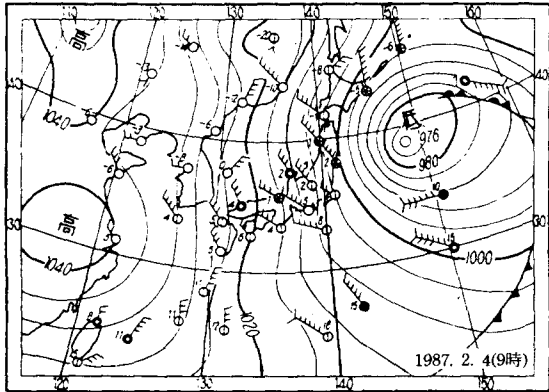
그림 3·1 季節風의 形態

季節風에 의한 황천의 범위, 강도 및 지속시간 등의 규모에서 보면 III型이 가장 강력하고, I型, II型의 순으로 된다. 우리가 海上에서 매일 대하는 FAX天氣圖나 TV의 화면에 나타나는 天氣圖, 또는 新聞天氣圖가 一見 아무런 색다른 것 없이 똑같은 西高東低型의 氣壓配置처럼 보여도 季節風이 강할 때는 이상의 세類型中 어느 것에 의하여 황천을 보이는가를 주의 깊게 관찰하는 것은 天氣의 이용, 自船의 安全運航 등에 기여하는 바가 클 것이다.



I型の季節風

II型の季節風



I型和 II型이 중첩된 季節風

그림 3·2 季節風과 實況天氣圖例

2. 有義波와 波浪豫報

(1) 有義波의 定義와 便利性

일반적으로 海面波는 風浪群과 Swell群이 섞여 있으며 서로 복잡하게 간섭하고 있으며 극히 복잡하여, 그야말로 文字 그대로 「千波萬波」의 기복을 나타내고 있는 것이 보통이다. 이와 같은 海上波形的의 복잡성을 간단한 형식으로 數量的으로 나타내는 것은 곤란하기 때문에 오랜동안 波浪의 학문연구 특히 波浪豫報의 연구면에서 큰 장애가 되어 왔다. 제2차세계대전 말기(1943年)에 英美 등의 연합군은 Normandy 등의 상륙작전을 실시하였다. 이때에 인류사상 최초로 조직적인 波浪豫報가 실용화되어 작전수행에 크게 공헌하였다. 그 당시의 이 波浪豫報의 기술개발의 중심인물은 Sverdrup와 Munk(美)의 두사람이었다. 그들은 海面波形的의 복잡성을 수치표현이 가능한 「有義波(Significant

wave)」라는 量을 도입하여 豫報法의 기술개발에 성공하였다. 이 방법은 「有義波法」 또는 「SM法」이라 불려지고 있다.

이 波浪豫報의 성공은 波浪의 연구상 실로 획기적인 사건이었으며, 有義波는 전후에 각국에 도입되어 전후의 새로운 波浪豫報의 기술개발에 이용되고 있으며 각국의 기상관서가 발표하고 있는 波浪豫報의 대부분은 有義波를 기준으로 한 것이다.

有義波는 「海上의 一點을 연속하여 통과하는 100波이상의 波中에서 波高가 높은 쪽으로부터 1/3個를 뽑아서 이를 평균한 波」로 정의하고 그 波의 波高를 有義波高, 周期를 有義波周期라 부른다. 그리하여 이 有義波에 의하여 어느 한 海面의 복잡한 波浪狀態를 대표시키고 있는 것이다. 따라서 적어도 100波이상의 波가 존재하는 海面波의 상태를 단일적인 波形으로 표현하기 때문에 有義波는 일종의 통계량인 것이다. 그리고 有義波를 1/3最大波라 부르기도 한다.

오래전부터 航行中인 船舶이나 등대 등에서 目視에 의한 波浪觀測이 행하여지고 있다. 이 관측에서는 눈에 보이는 많은 波中에서 높은 듯하며 비교적 뚜렷하게 보이는 數個의 波를 취하여 이들을 평균하는 방법을 채택하고 있지만 조사한 바에 의하면 이 目視觀測値는 有義波에 대단히 가까운 波(觀測者가 숙련자일수록 가깝다)라는 것이 판명되었다.

이와같이 有義波는 「복잡한 海面狀態를 單一的으로 표현할 수 있다」는 편리성과, 그것이 「目視觀測値에 가깝다」는 유리성에서 현재는 단지 海上氣象관계 뿐만 아니라 海岸工學, 海洋開發, 沿岸防災 및 造船工學 등 대단히 많은 분야에서 이용되고 있다.

(2) 外洋波浪解析圖(AWPN)와 有義波

현재 발표되고 있는 波浪에 관한 정보는 거의 모두가 有義波를 기준으로 하고 있다. JMH를 통하여 매일 FAX 방송되고 있는 外洋波浪圖(당일 午前 9時의 實況 및 다음날 午前 9時의 豫想)도 예외가 아니다.

그림 3·3은 外洋波浪解析圖의 한 예이다. 이것은 洋上의 船舶과 沿岸의 觀測所로부터 입수된 자료를 기준으로 하여 Computer로 波浪의 狀況을

해석한 그림이다. 이 그림속에는 1m마다의 等波高線, 탁월波向(風浪과 Swell이 있을 때는 그중에서 波高가 높은 波의 方向), 高低氣壓의 中心位置 및 中心氣壓, 前線系의 위치, 船舶氣象實況值(風向風速, 風浪과 Swell의 方向, 周期 및 波高) 및 混亂域의 발생해역 등이 표시되어 있다. 따라서 이 그림을 잘 활용함으로써 船舶의 航行安全, 經濟運航, 海難防止 등에 있어서 많은 도움을 받을 수 있다.

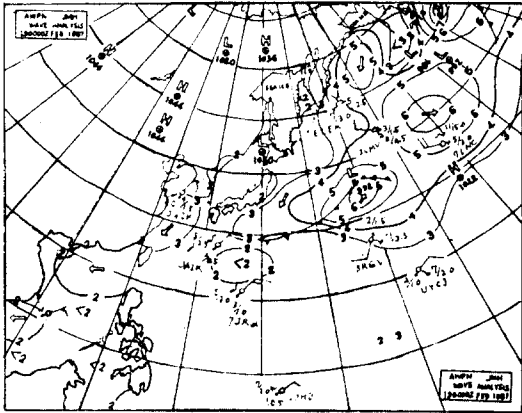


그림 3·3. 外洋波浪解析圖

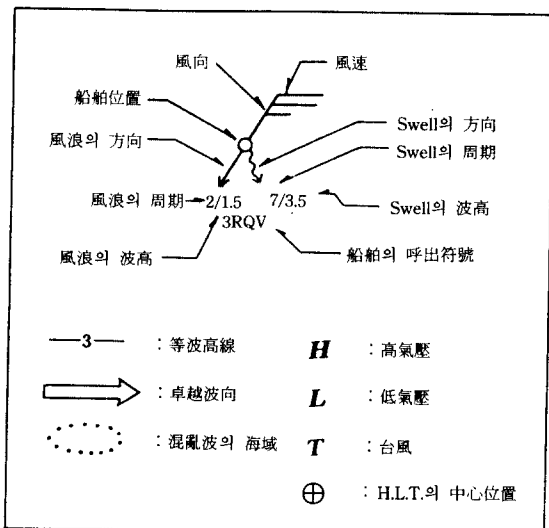


그림 3·4 波浪解析圖上的 記號說明

그리고 波高는 風浪 및 Swell 모두가 有義波高이고 等波高線은 風浪과 Swell의 合成波로

$$\sqrt{(\text{風浪의 波高})^2 + (\text{Swell의 波高})^2}$$

로 계산된 값이다.

그런데, 지금 外洋波浪圖에서 어느 海域의 波高가 3m로 나타나 있을 때, 이값은 有義波高라는 것, 또 그것은 하나의 통계량이라는 것을 유의할 필요가 있다. 즉, 그 海域의 모든 波浪의 波高가 3m라는 것이 아니고 3m이상과 이하의 다수의 波가 공존하고 있으므로 「波高 3m」는 그 海域이 波浪狀態를 나타내는 하나의 대표치에 지나지 않는다는 것이다.

有義波는 전술한 바와 같이 「높은 쪽으로부터 1/3個의 평균」이므로 1/3最大波라고 부른다. 같은 방법으로 1/10最大波, 1/100最大波, 1/1000最大波 등이 사용되고 있다. Longuet-Higgins(1952)의 통계에 의하면 有義波를 1.0으로 했을 때 모든 波의 산술평균치나 上記의 여러 종류의 最大波의 波高比率은

平均波高(算術平均值) :	0.63
1/10最大波高 :	1.27
1/100最大波高 :	1.61
1/1000最大波高 :	19.4

로 되는 것이 통계적으로 구해졌다. 결국 똑같은 海面狀態가 장시간(數時間 이상)에 걸쳐 계속될 때는 1000波中 1波는 有義波高의 約2배로 되는 波가 나타나는 가능성이 있다는 것이다.

(3) 外洋波浪24時間豫想圖(FWPN)

당일의 00Z(09時)에서 24시간후의 有義波의 예상분포도이다. 따라서 自船이 하루후에 위치하게 될 海域의 波浪의 상태가 예상되기 때문에 航行上 대단히 유용한 그림이다. 그림 3·5에서 보는 바와 같이 豫想圖의 표시법이나 보는 방법도 實況圖와 거의 같지만 다른 점은 船舶實況值 대신 推算值가 기입되어 있으므로 風向, 風速 및 船舶의 호출부호가 없으며 風浪과 Swell중 높은 것의 波向, 周期 및 合成波高值가 기입되어 있는 점이다.

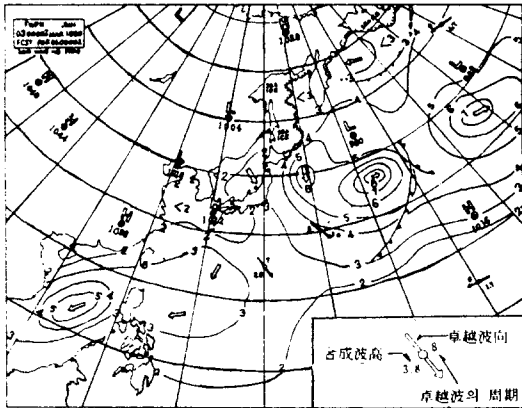


그림 3·5 外洋波浪24時間豫想圖

豫想圖의 작성을 위해서는 대형전자계산기에 의한 數値波浪豫報計算이 1日 1回 행하여진다. 이 數値計算에는 北太平洋을 381Km의 간격으로 508개의 計算格子點을 설정하여 6시간 간격으로 각點에 있어서의 波浪의 상태를 계산하여 간다. 각 格子點에 있어서의 波浪의 상태는 여러 方向(16方位) 및 周期(22成分)를 가지는 正弦波의 합성에 의하여 표현되어 개개의 正弦波가 가지는 Energy를 계산한다. 여기서 바람이 불므로 波浪이 발달하는 것은 물론, 風浪이 Swell로 되어 전파하는 과정이나, 진행방향과는 반대방향의 바람에 의한 波高의 감쇠효과 등이 고려되어진다. 이와같은 波浪의 계산에는 海上風에 관한 정보가 필요 불가결하므로 北半球이 大氣狀態를 예측하여 數値計算을 하여, 그 계산결과를 가지고 波浪計算에 필요한 海上風을 산출한다. 이상의 결과, 다음날 09時의 波浪豫想分布(波高, 周期 및 波向)이 出力된다.

그러나, 數値計算에 사용되는 格子간격이 381 Km로 넓기 때문에 그보다 작은 규모의 低氣壓이나 前線, 颶風 등에 동반되는 波浪의 특징을 정확하게 표현할 수 없을 때가 있으며 또 급속히 발달하는 低氣壓의 추적이 불량해질 때가 있으므로 급변하는 氣象現象에 대하여 豫想圖의 精度가 낮아 지기도 한다. 따라서 현재는 이 計算值에 豫報者의 해석에 의한 地上24時間豫想天氣圖(FSAS)나 당일의 船舶으로부터 보고된 波浪值 등을 참고로 하여 수정을 하여 FAX放送圖가 작성된다. 그러나, 航海

者는 이 豫想圖의 이용에 있어서는 自船의 관측이나 경험에 의한 觀天望氣 등도 가미하여 보다 정확한 판단을 하는 것이 바람직하다. 豫想圖의 精度는 다음날의 實況圖와 비교하므로써 검토할 수 있다.

(4) 北太平洋波浪概況圖

北太平洋을 航行하는 船舶을 대상으로 하여 日本의 共同通信社(JJC)가 방송하고 있는 FAX放送圖의 하나에 北太平洋波浪概況圖가 있다. 이 放送圖는 日本氣象協會 또는 海上保安廳이 작성하여 일정의 계약을 맺은 船舶에 대하여 JJC에서 통보하는 것이다.

그림 3·6은 JMH의 外洋波浪解析圖와 같은 방법에 의하여 等波高線을 나타냈으며, 北太平洋과 南支那海를 대상으로 하고 있다. 이 그림에는 高低氣壓의 위치와 中心氣壓 및 과거 24시간의 이동(→), 風向·風速(Knot), 卓越波向(→), 高波高域의 이동(→), 안개發生域(破線), 그리고 風浪階級の 英語名이 약호(예를 들면, Very rough는 VR)로 필요에 따라 기입된다. 그리고 그림의 상단에는 바람과 波浪을 주로 한 氣象概況과 豫報의 해설이 나와 있다.

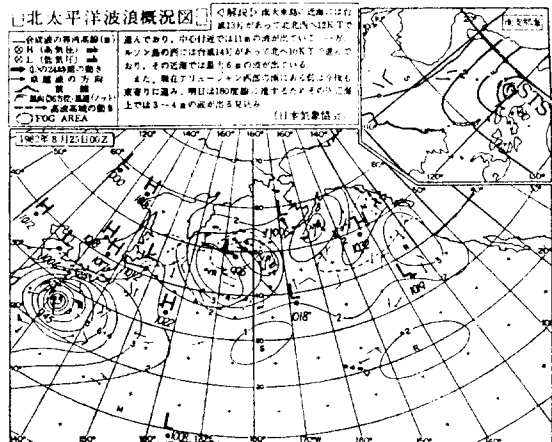


그림 3·6 北太平洋波浪概況圖

3. 風浪의 發達과 豫想

(1) 波의 發達과 3要素

우리는 경험상 다음과 같은 사실을 알고 있다.

즉 「外洋에서는 바람이 강할수록 風浪은 발달하지만 바람이 부는 시간이 짧으면 것처럼 발달하지 않는다」. 또 「内海와 같이 좁은 海面에서는 오랜 시간 強風이 불어도 어느 정도 이상의 高波는 발생하지 못한다」. 이와같은 경험적 사실에서 風浪이 발달하려면 다음의 3요소가 갖추어져야 한다.

- ① 風速(Wind velocity, V)
- ② 吹續時間(Duration, t) : 같은 방향으로 바람이 계속 부는 시간.
- ③ 吹走距離(Fetch, F) : 같은 방향으로 바람이 불어가는 風上側의 거리.

즉, 이들 3요소의 값이 클 때일수록 波는 발달한다. 그러나, 극히 넓은 해역에 장시간 같은 風速의 바람이 불어도, 波는 무한정 발달되지는 않는다. 波가 발달하는 단계에서는 바람으로부터 波 Energy를 공급받아 波가 성장하지만 부서지는 波나 내부마찰(粘性) 등으로 잃는 Energy도 커지며 마칩내는 바람에 의하여 얻는 Energy가 잃는 Energy와 같게 되어, 소위 Energy평형상태에 달한다. 따라서 吹走距離나 吹續時間이 아무리 길어도

波는 더는 발달할 수 없는 상태에 달하게 되는데 이와같은 상태하의 波를 「충분히 발달한 風浪(Fully developed sea)」라고 부른다. 이 충분히 발달한 波는 風速에 의하여 지배되며, 風速이 클수록 波高는 커진다. Aleutian低氣壓이나 北西季節風 등, 冬季에 있어서 氣壓의 場이 數日間 변하지 않을 때는 바람의 場도 그 기간에는 별로 변하지 않으며 吹走距離나 吹續時間이 상당히 길어져 충분히 발달한 波로 될 때가 많다.

그러면, 주어진 風速V에 대하여 風浪이 충분히 발달한 상태로 되려면 어느정도의 吹續時間(t)이나 吹走距離(F)가 필요한가에 대하여 살펴보자. 그 한계치를 각각 最小吹續時間(t_m), 最小吹走距離(F_m)이라 부른다. F_m 과 t_m 은 V의 증가와 함께 커지며 표 3·1은 Pierson-Neumann-James(1955)에 의한 것으로 이들 3者の 관계를 나타낸 것이다. 이 표에서 風速 20Knot의 경우에는 F_m 이 75海里, t_m 이 10時間정도라는 것을 알 수가 있다. 이와 같이 충분히 발달된 波를 형성시키기 위해서는 吹走距離 및 吹續時間 모두 F_m 과 t_m 을 초과해야 한다.

표 3·1 最小吹走距離와 最小吹續時間(P. N. J.法)

V	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32
F_m	10	18	28	40	55	75	100	130	180	230	280	340
t_m	2.4	3.3	5.2	6.6	8.3	10	12	14	17	20	23	27
V	34	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	56
F_m	420	500	600	700	830	960	1100	1250	1420	1610	1800	2100
t_m	30	34	38	42	47	52	57	63	69	75	81	88

(2) 有義波高·周期의 推定

그림 3·7은 風速, 吹走距離, 吹續時間을 가지고 風浪을 추산하는 相關圖로 Sverdrup와 Munk가 작성한 것을 Bretschneider(1970)가 개량한 것이다. 이 그림은 실제로 많이 사용되고 있으므로 사용법은 간단히 설명한다.

지금 風速 30Knot, 吹走距離 100海里, 吹續時間 8時間의 경우를 가정하여 그림 3. 7에서 風浪을 구해보자. 우선 風速 30Knot이며 吹走距離가 100海里라는 조건으로 추산한다. 종축 30Knot의 선과 횡축 100海里의 선이 교차한 點의 有義波高와 周期

를 읽으면 3.3m와 7.2秒로 추산된다. 다음에는 風速 30Knot로 吹續時間이 8時間이라는 조건으로 風浪을 추산한다. 같은 방법으로 종축30Knot의 선과 破線의 點을 읽으면 有義波高와 周期는 2.8m, 6.8秒로 추산된다. 이와같이 두개의 다른 조건으로 추산된 값중에서 有義波高가 낮은 쪽이 구하는 風浪으로 되며, 이 예에서는 有義波高 2.8m, 有義周期 6.8秒로 된다. 이것은 波의 발달이 吹走距離가 아닌 吹續時間에 의하여 한정되어진 것을 뜻한다.

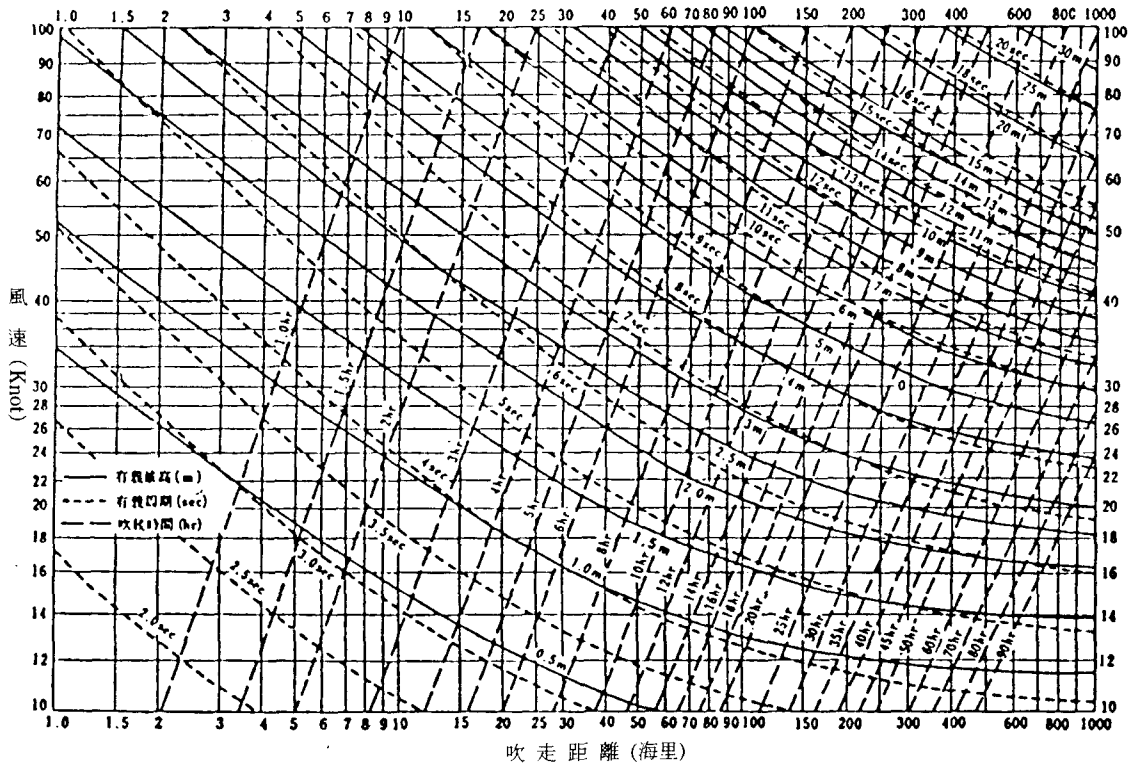


그림 3·7 風速, 吹走距離, 吹續時間으로부터 風浪을 計算하는 그림 (Bretschneider, 1970)

吹走距離와 吹續時間을 구하려면 地上天氣圖를 참조하여 같은 방향의 바람이 계속 부는 風上側의 거리 및 시간을 추정하게 되는 것이지만, 이때 吹走距離의 추정은 주관적인 것이 될수 밖에 없으며 또 天氣圖는 6時間마다 나오기 때문에 엄밀히는 精確한 吹走距離나 吹續時間을 구할 수는 없다. 따라서 그림 3·7을 이용할 때는 概略적인 風浪을 추정할 수 밖에 없다는 것에 유의해야 한다.

그리고 吹走距離와 吹續時間이 충분히 길 때, 風速이 주어졌을 때 대략의 有義波高와 周期를 구하는 통계식을 다음과 같다.

$$\text{有義波高(m)} = 0.03 \times [\text{風速(m/秒)}]^2$$

$$\text{有義周期(秒)} = 0.8 \times [\text{風速(m/秒)}]^2$$

(3) 氣溫·水溫差와 波高

大氣가 不安定한 경우에는 風速은 安定한 경우에 비하여 커진다. 따라서 水溫이 氣溫보다 높은 海域에서는 같은 氣壓傾度일지라도 바람이 강하게

불고 그때문에 波가 높아진다. 氣溫이 낮고 水溫과의 差가 크면 不安定度를 증대시키며, 平均風速은 같아도 突風率이 큰 경우는 波高에 영향을 미치는 것을 경험적으로도 알려져 있다.

이와 같이 氣溫·水溫差는 風速, 吹走距離 및 吹續時間 등 이른바 3要素이외에, 그 差가 클 때는 波高를 높이는 요소가 되는 것이다.

氣溫·水溫差에서 海上風을 구하는 경우, 大氣安定度의 보정으로써 松本·山下(日)는 北西太平洋의 定點觀測船의 자료를 해석하여 다음과 같은 실험식을 제시하였다.

$$V_s = \{0.80 - 0.02(T_A - T_w)\} V_g$$

여기서 V_s 는 海上風, V_g 는 地衡風(또는 傾度風), T_A 및 T_w 는 각각 氣溫과 海面水溫이다. 즉, 氣溫과 水溫이 같을 때 海上風은 理論風(地衡風)의 0.8배 정도이지만 氣溫이 水溫보다 5°C 낮을 때는 0.9배, 10°C 낮을 때는 1.0배로 되어 冬季 日本의 東方洋上

Kuroshio暖流域에서는 그 위를 寒氣가 덮고 있을 때는 거의 地衡風과 같은 정도 또는 그 이상의 바람이 불게 된다. 이와같이 大氣의 不安定度가 증가하면 風速이 커지고 따라서 波高도 커진다.

그리고 風速이 같을 경우의 波高와 氣溫·水溫差와의 관계에 대해서는 이론적인 뒷받침이 없다. 그러나, 等風速이라도 氣溫·水溫差가 크면 波高가 높아지는 調査例가 몇개 있지만 그 중에서 松本·古川(日)는 北方定點(39°N, 153°E)의 자료에서 等風速의 경우 氣溫이 水溫보다 1°C씩 낮아짐에 따라 평균 5%의 비율도 波高가 높아진다. 즉, 等風速이라도 波高는 氣溫·水溫差가 0일때에 비하여 -5°C에서 25%, -10°C에서 50%로 높아진다고 말하고 있으며, 等風速이라도 突風率이 큰 不安定한 大氣상태하에서는 風浪의 발달은 보다 현저하다고 추론하고 있다.

(4) 巨大波(一發大波)

옛부터 外洋의 황파에 의하여 일어난 船舶의 海難例는 매거할 수 없을만큼 많지만, 이들의 海難時에는 생존자의 증언이나 사후의 해석으로부터 거대한 波의 조우가 원인이라고 보고되는 경우가 많다. 그러나, 이들 巨大波의 실체에 대해서는 아직도 불명확한 점이 많으며 그 機構의 해명은 금후의 과제로 남아 있다.

지금까지의 波浪의 目視觀測記錄에 의하면 최대의 波高記錄으로는 美海軍의 Tanker 「Ramapo號」가 관측한 波高112ft(約 34m)이다. 이것은 1933年 2월에 同船이 Philippine의 Manila에서 美國의 California州의 San Diego를 향하여 航行中 太平洋上에서 만난 것이다. 당시의 氣象狀況은 Kamchatka로부터 北美까지 뻗치는 氣象擾亂이 버티고 있어, 이 때문에 Ramapo號의 航行海域은 1週間に 걸쳐 바다가 거칠었다. 10余層의 빌딩높이에 필적하는 이 波高는 언뜻 믿어지지 않는 높이이지만 관측시의 波高와 船體構造나 觀測位置 등에서의 기하학적인 해석, 그리고 여러 목격자의 증언 등에 의하여 이 波高值(34m)는 상당히 신뢰성이 있다고 말하여지고 있다. 당시의 Ramapo號의 관측치로서 風速은 68Knot, 波의 最大周期은 14.8秒로 기록되어 있다.

최근에는, 이들 巨大波는 「合成波가 主體」라고 보는 경향이 많아졌다. 그림 3·8은 다섯波의 합

성을 나타낸 것이지만, 현실의 海面은 더욱 복잡하여 波向, 波高, 周期가 서로 다른 대소 무수의 波가 간섭하며 회합하여 문자 그대로 千波萬波를 나타내고 있다. 이들 波는 일반적으로 位相이 다르므로 合成波形은 것처럼 높아지지 않는다. 靜止面에서의 높이에(+)와 (-)가 있어 상쇄되기 때문이다. 그러나 복수의 波의 位相이 합류하는 가능성이 전무한 것은 아니다. 때로는 의외의 高波가 나타날 가능성도 있는 것이다. 三角波, 一發大波, Green water(또는 Green sea, 靑波), Freak wave(狂暴波)등으로 불리지는 巨大波는 복수의 大波가 부딪치어 이따금 이들 波의 位相이 합치되었을 때 출현하는 것이리라 믿어지고 있다.

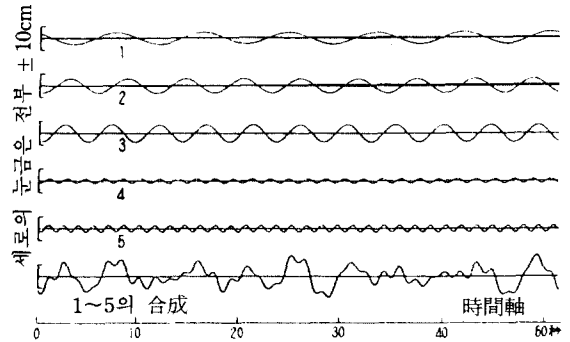


그림 3·8 波形의 合成

波가 회합할때 흥미가 있는 현상이 나타나는 것을 볼 수가 있는데, 波向, 波高, 周期 등이 서로 다른 복수의 波가 1點에 회합하면 회합점에서 복잡한 合成波形을 형성하는 것은 전술한 바와 같지만, 회합점을 빠져나가면 각각의 波는 거의 원래의 형을 되찾으며 방향도 거의 원래의 방향으로 진행해 간다. 다시 말하면, 각각의 波는 서로 회합점을 슬쩍 빠져나간다. 이 현상을 「波의 Ghost(유령)現象」이라고 부른다.

巨大波를 만난 사람들은 「巨大波는 연속적으로 출현하지 않는다」 또는 「지속성이 없다」라고 종종 증언하고 있지만, 이것은 Ghost現象으로 설명이 된다. 一發大波나 Freak wave 등의 명칭도 이 Ghost現象의 성질을 잘 표현한 것이라고 보여진다.

앞서 有義波를 설명할 때 1/100最大波, 1/1000最大波에 대하여 언급한 바 있지만, 巨大波란 數千分の 1이나 數萬分の 1과 같이 극히 출현확률이 적은 波일 것이다. 어쨌든 航行中에 荒天荒波가 오래 지속될 때는 그만큼 巨大波의 출현확률이 커지기 마련이므로 船舶은 엄중한 주의를 해야 한다.

(5) 日本東方洋上의 高波

日本の 東方洋上에서 冬季에 海難이 빈발하는 海域은 30°~37°N, 140°~160°E로 이곳은 Kuroshio의 蛇行流軸에 해당하는 곳이다.

그림 3·9와 3·10은 각각 北西太平洋의 2月の 大風速과 高波高의 관측수의 분포도이다. 1966~1975년의 10年間の 北西太平洋(海域범위는 0°~50°N, 100°E~180°~170°W)內的 北太平洋과 日本의 주변해역)에서 관측되어 日本氣象廳에 수집된 船舶氣象資料는 약 307萬에 달한다. 이들 자료중에서 大風速(50Knot 이상)과 高波高(10m 이상)을 뽑아서 月別, 海域別의 출현분포의 특성을 조사하였다. 그 결과 大風速은 약 4940, 高波高는 3340이었고 전 관측수에 대한 비율을 각각 0.16%, 0.11%이었다. 大風速과 高波高의 관측회수를 月別, 海域別로, 緯度2°×經度5°의 小海域으로 나누어 통계를 내어 海域分布圖를 작성하였다.

그 결과는 大風速은 주로 11月~3月の 寒候期에 빈발하고 5月~8月の 暖候期에는 적감하였다. 그림 3·9에서 보는 바와 같이 20회 이상의 현저출현해역은 日本東方洋上으로 年間最大를 나타낸다. 이곳은 低氣壓의 주요 移動經路의 남쪽에 해당하는 35°N부근을 따라 東쪽으로 길게 뻗어 있다.

그림 3·10의 高波高域은 그림 3·9의 大波高域보다는 약간 南偏하여 나타나고 있다. 그리고 전체의 관측회수는 年間最大로 되어 있으며 20회 이상의 현저관측역은 野島崎東方洋上의 35°N, 158°E 부근에 나타난다. 季節風이 탁월하는 이 海域은 Kuroshio의 流向과 海上風에 의하여 발생하는 風波의 波向의 상위, 下層寒氣의 진입때문에 일어나는 氣溫·水溫差의 증대로 氣層이 不安定해져 風速이 증대, 低氣壓中心에서 멀리 떨어진 海域에 형성되는 高波高域內에서의 風浪과 Swell의 간섭 효과, 天氣圖上에서도 때로는 검출하기 어려운 2次, 3次 寒冷前線이나 對流現象에 의한 突風の 출

현, 장시간 존재하는 Swell과 새로 형성된 風浪과의 合成 등, 많은 요인이 얽히어 국부적으로는 계산에서 나온 推定値보다 훨씬 높은 波가 출현한다고 생각된다.

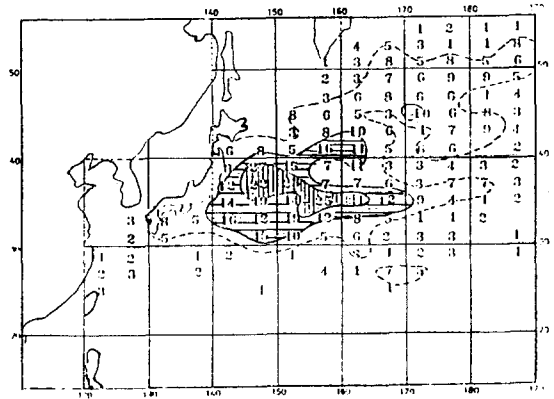


그림 3·9 北西太平洋의 大風速觀測數分布 (2月)

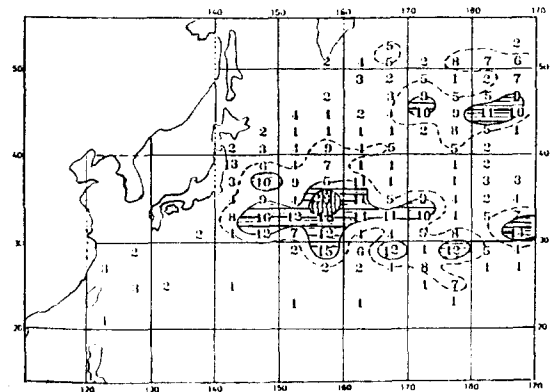


그림 3·10 北西太平洋의 高波高觀測數分布 (2月)

冬季의 Kuroshio는 35°N線을 중심으로 32°~38°N사이를 南北으로 크게 蛇行하면서 東進하고 있으며, 그 流速도 2~3Knot, 때로는 4Knot에 달한다. 海流와 波浪의 방향이 서로 다른 경우, 예를 들면 2~3Knot의 海流에 대하여 20~30Knot의 바람이 계속되면 海流가 없을 때보다 20~30% 정도 波高가 더 높아져 荒波로 발달할 수 있다는 조

사결과도 있다.

또 大陸에서 불어온 寒氣가 日本의 東方洋上의 暖流域을 덮고 있을 때는 큰 氣溫·水溫差를 일으키는데 그 溫度差는 때때로 10°C 이상에 달한다. 이 때문에 大氣가 不安定해져서 對流現象이 일어나고 따라서 上空의 寒氣가 불어내려와 突風性的의 強風으로 되어 高波를 일으키는 것이다. 이와같이 큰 氣溫·水溫差를 가질 때 海上風은 地衡風이나 傾度風과 같은 또는 그 이상의 強風으로 되며, 따라서 風波도 높아진다는 것은 앞에서 거론(Ⅲ. 3. (3)항 참조)한 바 있다.

그림 11~13은 低氣壓에 동반된 2, 3次前線, 中心에서 멀리 떨어진 高波高域, 風浪과 Swell의 간섭효과 등을 보여주는 것이다.

그림 3·11은 實況天氣圖이고, 그림 3·12는 그림 3·11을 모형적으로 나타낸 것으로 高波高域이 高氣壓의 前面, 低氣壓의 南~南西側에 그것도 低氣壓中心에서 상당히 먼 곳에 형성된다는 것을 나타내고 있다. 그리고 그림 3·13은 그림 3·12에 나타난 西高東低의 氣壓配置에 의하여 일어나는 冬季의 荒天荒波상태의 海域의 形成을 模型圖化하여 나타낸 것이다.

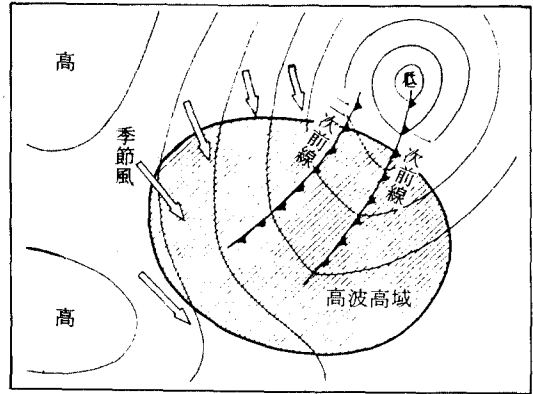


그림 3·12 그림 3. 11을 模型圖化하여 高波高域을 나타낸 것.

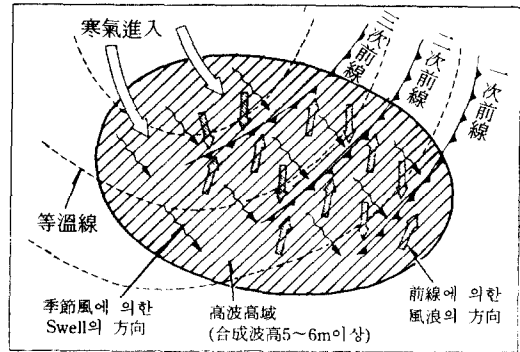


그림 3·13 高波高海域의 形成過程

표 3·2은 日本東方洋上의 波浪상태를 보기 위하여 北方定點(39° N, 153° E)에 있어서의 觀測結果를 나타낸 것이다.

즉, 北方定點에서는 1월에 月平均波高가 4.2m에 달하며 가장 높고 5~8월에는 가장 낮다. 年間을 통하여 가장 빈번히 觀측되는 波高는 1.0~3.0m이며 5m이상의 큰 波高의 出現빈도는 年間10%로 나타난다고 한다. 물론 계절에 따라 크게 다르며 冬季에는 22.6%인데 비하여 夏季에는 1.7%, 春季에는 7.9%, 秋季에는 7.5% 정도를 넘지 않는다는

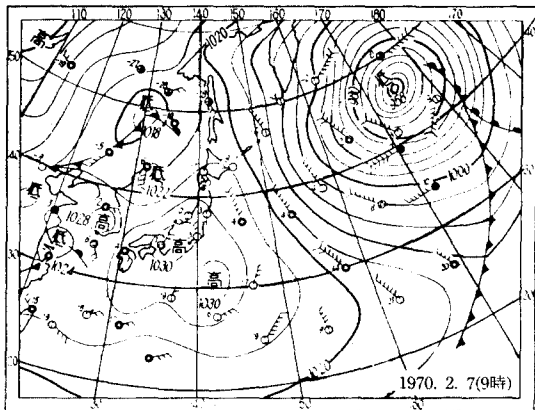


그림 3·11 地上天氣圖

표 3·2 北方定點에서의 波浪

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
波高(m)	4.2	3.7	3.1	2.7	1.9	2.0	1.7	1.8	2.1	2.4	3.1	3.6	2.7
周期(秒)	8.6	8.2	8.3	8.0	7.7	7.6	7.4	7.8	7.8	7.8	8.3	8.3	8.0

결과를 얻고 있다.

3개년간에 5m이상의 波를 발생시킨 暴風數는 北方定點에서 107개였는데, 低氣壓에 의한 것이 83개로 가장 많고 季節風에 의한 것이 19개, 颶風에 의한 것이 5개로 나타났다. 低氣壓과 季節風에 의한 것은 대부분이 冬季에 나타난 것은 말할 필요도 없다.

4. 風浪과 船速의 關係

황천하의 海역을 航行할 때는 여러 형태로 波의 영향을 받게 된다. 有義波長이 船體의 長이의 3/4 이하일 때는 波의 영향은 그리 크지 않다. 그러나, 波長이 船體의 長이와 같을 정도로 되면 때때로 심한 동요를 일으켜 船體나 積貨物 등에 피해를 준다. 波長이 船體長이 이상으로 되면서 船速과 波速이 同調상태에 가까와지면 Rolling이나 Pitching의 증대, Pounding現象(船首底波浪衝擊), 船體振動數 증가, Green water現象(大波가 船側을 넘어 직접 甲板上에 낙하하는 현상) 등이 일어난다.

이와같이 船舶에 위험한 波의 波長帶는 일반적으로 좁으므로 船速을 낮추어 波速과의 동조를 회피하므로써 간단히 배의 동요를 완화시킬 수 있다. 그런데 針路나 船速의 변경도 船體의 동요를 일시적으로 완화시키는데 효과가 있지만 마침내 다른 成分波와 동조하여 다시 세찬 동요를 가져오는 결과가 되기도 한다. 그러나 지금으로서는 船體의 동요를 완화시키는데 船速을 낮추는 것이 가장 좋은 방법이며 이것 이외에는 僻쪽한 다른 방법이 알려지고 있지 않다.

그림 3·14는 R. W. James(美)가 Victory型 船舶의 막대한 航海日誌를 조사하여 작성한 運航曲線의 하나로, 波高와 船速의 저하關係를 나타낸 것이다. A, B, C의 3型의 船舶에 대하여 앞파도(向波, Heading sea), 옆파도(橫波, Beam sea) 및 뒷파도(追波, Following sea)의 세경우로 나누어 波高에 다른 船速을 나타낸 결과, 어느 船舶이나 波高가 높을수록 감속률도 크지만 특히 C의 低速船의 높은 감속이 눈에 띈다. 예를 들면, 앞파도의 波高 24ft의 경우 A와 B는 정온시의 약 50%의 船速을 가지지만 C의 船速은 40% 이하로 떨어진다. 船型에 따라서도 다르지만 波의 영향은 小型이며 低速船일수록 큰 것 같다. 이 그림은 數千톤이상의 大型

船舶에 대하여 조사한 것이므로 그대로 小型船舶에 적용시킬 수는 없을 것이다. 小型船舶이나 漁船의 경우에는 그림에 나타난 것 이상의 대단히 심한 파도의 영향을 받으리라 생각된다.

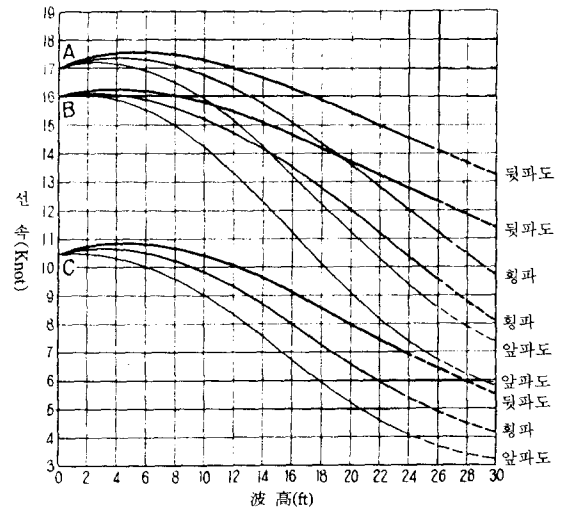


그림 3·14 運航曲線

어쨌든, 小型船舶일수록 荒天海域의 航行은 될 수 있는대로 피하도록 힘써 우회하여 航行함으로써 결과적으로는 경제적으로, 또는 시간적으로 빨리 目的港에 도달할 수가 있는 것이다.

IV. 冬季의 低氣壓·季節風과 航法

冬季의 北太平洋 특히 日本東方洋上은 強風과 高波가 탁월하여 魔의 海域이라고 불려지듯 海難事故가 빈발하고 있다. 1980年 12月27日부터 1981年 1月3日에 걸쳐 약1주일 사이에 5隻의 大型船舶의 海難事故가 연발하였다. 強風과 이에 동반된 高波는 氣象·海象에 의한 海難事故의 主因이다.

冬季의 전형적인 氣壓配置인 西高東低型, 즉 北海道東方洋上의 低氣壓과 대륙방면에 위치한 高氣壓의 발달로 우리나라 부근으로부터 日本의 東方洋上 멀리까지 大陸에서 寒氣가 季節風으로 며칠 이고 불어나가기 때문에 強風에 의한 高波가 형성

된다.

1. 低氣壓의 動靜과 航法

원래 우리나라근해는 Himalaya山脈의 존재와 海陸의 熱的Contrast 등으로 上層에 超長波(波長 1萬km 정도)의 골(Trough)이 冬季에 발달한다. 이 골의 발달과 함께 偏西風 Jet氣流가 남하하게 되는데 이 超長波의 골속을 短波(波長 3千km 정도)의 골이 통과하면 地上에서는 低氣壓이 발생·발달하기 쉬운 場으로 된다.

地上의 高低氣壓의 이동도 上層의 氣流에 지배될 때가 많은데, 예를 들면 1980年末에서 1981年初에 걸쳐 日本의 東方洋上에 強風과 高波가 탁월했는데 이 기간에 Okhotsk海를 中心으로 하여 東에서 西로 이동한 上層의 阻止高氣壓(Blocking high)이 버티고 있어 北海道東方海上에 발달한 低氣壓이 거의 정체하고 있었다. 이로 인하여 低氣壓의 남쪽 가장자리에 놓인 日本의 東方洋上에서는 강한 季節風이 지속적으로 불어 高波가 출현하였다. 이와같이 上層의 高低氣壓의 상태는 地上의 低氣壓이나 季節風의 발달이나 지속 및 高波의 발생 등과 깊은 관계를 가지고 있다.

低氣壓에 동반되어 일어나는 海難은 일반적으로 ① 低氣壓이 급속히 발달할 때 (1時間當 1mb 이상 하강하여 中心氣壓은 990~980mb로 됨), ② 低氣壓이 異常으로 발달할 때(예컨대 960mb이하), ③ 低氣壓의 中心이 통과해도 바람이 강하게 불지 않고 氣壓이 상승하고 있어 이제는 안심해도 좋다고 생각하고 있을 때 잘 발생한다. 그리고 이런 때는 대개 突風이 잘 일어나기 쉬운 氣壓配置로 되기 쉽다. 같은 955mb의 低氣壓일지라도 어느 때는 海難이 많이 발생하고 다른 경우는 거의 발생하지 않는 경우가 있는데, 조사결과는 突風이 심하였던가, 아닌가의 차이에 의한 때가 많다. 低氣壓이 급속히 발달할 때는 심중팔구는 突風이 강렬할 것이라고 예측하고 荒天航海에 대한 준비를 하는 것이 바람직하다.

低氣壓에 동반되는 高波高域은 低氣壓의 발달단계에 따라 다른데, 일반적으로 발달기의 低氣壓은 中心에서 後面에 걸쳐 출현하고 移動이 느릴 때는 中心域에 나타나기 쉽다. 그리고 閉塞期에는 低氣

壓의 中心附近은 바람과 波도 약해지고 오히려 周邊部에 強風과 高波가 나타난다.

日本東方洋上에서 西高東低型의 氣壓配置가 강화되어 北西季節風이 탁월하며 強風이 지속하여 불면 高波는 低氣壓의 中心에서 南南西~南西쪽으로 300mile 이상 떨어진 海域에 잘 나타난다. 그리고 低氣壓域內에 나타나는 有義波의 最大波高는, 未發達低氣壓에서는 4~6m, 發達한 低氣壓은 6~9m, 현저히 發達한 低氣壓은 9~15m 정도이다.

北方定點에서의 관측결과에서도 알 수 있는 바와 같이 日本東方洋上의 大波는 溫帶低氣壓에 의한 것이 季節風이나 颱風에 의한 것보다 월등히 많다. 따라서 冬季의 低氣壓이나 季節風에 의한 海難事故가 颱風에 의한 그것보다 훨씬 많이 발생하는 것은 당연한 귀결이라고 생각된다. 그리고 冬季의 低氣壓과 颱風의 상위점도 큰 원인이 될 수 있다는 것도 혼탁할 수 있다. 颱風은 南方洋上에서 발생하여 우리나라近海까지 올려면 적어도 1週日가 가이 걸릴 뿐만 아니라 적어도 數日前부터 시시각각 예보가 나오므로 船舶은 충분한 여유를 가지고 避航하거나 荒天準備을 하여 이에 대처할 수가 있다. 그러나, 冬季의 低氣壓은 발생하여 24시간 내외의 짧은 기간내에 近海에 도달할 뿐만 아니라 급속히 발달하므로 시간적인 여유가 없는 것이다. 더욱이 低氣壓은 접근해와도 그 동측은 바람이 비교적 약하므로 氣象·海象상태는 것처럼 나쁘지 않지만 통과후에는 급격히 強風이 불며 여기에 季節風이 가세하여 數日間 強風이 계속 불기 때문에 사고가 많이 발생한다. 그리고 颱風은 中心의 통과전후 數時間동안만 잘 넘기면 뒤에는 급속히 바다는 가라앉지만, 低氣壓은 급격히 荒天으로 변하고 또 장기간에 걸쳐 계속된다는 큰 차이가 있다. 이와 같이 冬季의 低氣壓은 그 中心을 피하였다고 하여 급히 약해지지도 않으며 또 強風과 高波의 범위도 넓으므로 바람을 극력 이용하여 피항하는 것이 좋다. 그리고 寒冷前線이 통과하는 전후에도 暖氣突風, 寒氣突風 등이 일어날 때가 빈번하므로 이것도 염두에 두어야 한다.

2. 季節風과 航路의 選定

冬季의 우리나라近海와 北西太平洋은 荒天의 연

속이라고 해도 과언이 아니다. 低氣壓과 이에 동반된 寒冷前線의 통과, 그 뒤의 Siberia高氣壓으로부터 불어 오는 北西季節風 등의 주기적인 반복의 연속으로 海難事故가 빈발한다. 低氣壓의 세력이 강하면 강할수록 일반적으로 季節風도 강하고 또 오래 지속된다. 季節風이 강할 때는 60~80Knot에 달할 때도 있으나 대략 40Knot전후의 강풍일 때가 많다. 그러나, 한번 불기 시작하면 數日間 계속되기 쉬우므로 荒天準備는 철저히 할 필요가 있다.

또 季節風의 강도는 寒氣의 강도와도 비례하여 近海에서는 500mb面の 氣溫이 -30°C 이하이면 40 Knot, -35°C 이하에서는 50Knot 정도로 불며 -40°C 이하로 되면 60Knot이상의 強風이 분다. 그 위에 氣溫·水溫差가 큰 海域에서는 大氣의 成層狀態가 불안정해져서 風浪은 波高가 높아지고 波長이 짧아지는 험한 波가 형성되므로 특히 위험하다.

波를 발달시키는 風速, 吹續時間 및 吹走距離의 三要素中 吹走距離가 짧아도 큰 波가 형성될 수 없는데 이를 위하여 陸地의 차폐효과를 이용하면 된다. 즉 風上側으로 陸地에 접근하여 航路를 선정하면 된다. 波가 충분히 발달하는데 필요한 吹走距離에 대해서는 표 3·1의 P. N. J.法 이외에도 Sverdrup와 Munk의 式 등 몇개의 연구가 있지만, 실무적 경험으로는 陸地를 차폐하여 50mile정도까지 접근하면 실제로 航行하기 쉬운 모양이다.

西高東低型의 氣壓配置로 우리나라부근에 北西季節風이 강할 때 南支那海에서는 北東風(NE Monsoon)이 강하고 파도가 거칠다. 이때 Bashi海峽을 통과하여 Singapore쪽으로 향하는 小型船은 뒷파도를 받으면서 順走(Scudding)航行이 되는 셈이지만 風波가 험하여 難航이 된다. 그리하여 이 海域의 海圖를 보면 小型船(Low powered ship)을 위한 追薦航路가 그어져 있는데 그 線은 Philippine의 Luzon島와 다른 여러섬을 거쳐 Borneo섬의 海岸線 가까이를 弓形으로 달리며 Singapore까지 이어져 있다. 그리고 이 線은 海岸線으로부터 대체로 50mile내외의 거리를 유지하고 있다. Singapore방면에서 Bashi海峽으로 北上하는 경우에는 中大型船도 특히 空船航海 때는 거의 正船首에서 風波를 받으므로 難航이 되기 쉽다. 따라서 거리는 약간 멀지만 많은 船舶이 이 航路를 이용하고 있다. 波

浪의 추산에 잘 이용되는 그림 3·7에 의하면 吹走距離에 제약을 받지 않는 大洋에서는 吹續時間이 24時間이면 風速 30Knot의 경우 有義波高는 4.5 m, 40Knot일 때 7m로 된다. 이것을 陸地에 접근하여 吹走距離를 50mile로 하면 風速30Knot일 때 2.6m, 40Knot일 때 3.8m로 되어 상당히 波高가 낮은 海域을 航行할 수가 있는 것이다.

그러면 冬季의 北太平洋航路에 대하여 살펴보자. 먼저 西行航路에 관하여 보면, 北美西岸諸港에서 우리나라부근으로 향하는 船舶은 出港後에 航路를 大圈 또는 Bering海 경유로 하느냐 아니면 眞西로 Rhumb line航路로 하느냐 하는 문제는 船長으로서의 항상 망서려지는 일이다. 氣候學적으로는 35°N 이남의 海域은 비교적 평온하다고 한다. 國際滿載吃水線條約의 帶域 및 季節區域圖(Chart of zones and seasonal areas)에도 10月16일부터 4月15일까지의 6個月間은 35°N 이북은 季節冬期帶(Seasonal winter zone)로, 35°N 이남은 年中 夏期帶(Summer zone)으로 되어 있다. 이것은 통계상 35°N 이남은 海上이 평온하므로 깊은 吃水까지 貨物을 적재해도 된다는 것을 뜻한다. 따라서, 평온한 35°N 이남의 西行航路를 선정하면 좋을 것이다. 그러나, 35°N 이남의 海域은 평온하다는 과거로부터 전하여 내려온 고정관념이 정당화가 아닌가를 검토할 필요가 있다.

大陸과 近海에서 발생한 低氣壓은 中緯度를 경유하여 Bering海 또는 Alaska灣에 도달하여 소멸하는 것이 보통이다. 이경우 低氣壓은 前線을 동반하고 北東進하지만 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 부근에서는 SW~NW의 強風이 계속 불고 또한 低氣壓통과후에는 西高東低의 氣壓配置로 되어 2, 3日間 北西季節風이 분다. 특히 35°N 부근의 日本東方洋上은 따뜻한 Kuroshio의 영향으로 大氣가 不安定해져서 風波가 높다. 波浪圖를 주의 깊게 관찰하면 분명히 低氣壓의 남쪽~남서쪽에 항상 風浪이 높으며 그 高波海域은 低氣壓과 함께 이동해 간다. 이때문에 35°N 부근은 끊임없이 高波海域으로 되어 있다고 해도 과언이 아니다. 따라서 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 사이를 西航하는 船舶은 보통은 船首로 風波를 받으면서 航行하지 않으면 안되며 難航이 되는 것이 일반적인 상황이다. 그러므로 北美西岸南部에서 우리나라로 西航

하는 船舶은 風波가 높은 大圈航路를 피하여 南方航路를 선정할 때는 30°N이남의 평온한 海域을 西行航路로 택하는 것이 좋을 것이다.

다음에는 北美西岸北部에서 西航하는 경우를 살펴보자. 上層強風帶를 따라 北上한 低氣壓은 Bering海 또는 Alaska灣에서 쇠약하여 低壓部를 형성하므로 이들 海域은 氣壓은 낮지만 바람은 약하고 低氣壓의 중심일지라도 평온하다.

Bering海를 통과하는 北方航路를 취하면 최초의 3日정도는 Alaska灣을 횡단하는데 다소 難航이 될 때도 있지만 그 후는 Aleutian列島를 비롯하여 Kamchatka半島, Kuril列島 그리고 北海道 등 日本列島로 연결되는 천연의 차폐물이 있어 이를 적절히 이용하면 航行에 큰 도움이 된다. 北方航路라고 하지만 53°N정도까지 북상하여 Bering海의 입구인 Unimak직전에서 그때의 氣象·海象 상황에 따라 Bering海로 進入하든가 아니면 Aleutian列島의 남쪽을 바짝 붙어서 航行한다. 혹시 도중에 상황이 변하여 Bering海로 들어가야 할 때는 Amukta pass나 Amchitka pass를 이용하면 된다.

Attu섬을 지난후 상황이 좋으면 津輕海峽을 향하여 直進하면 되지만 혹시 風波가 높으면 그대로 西進을 계속하여 Kamchatka半島와 Kuril列島에 접근하여 西航을 계속한다. 이 航路의 西航橫斷은 北美西岸을 북상하는 Alaska海流와 Bering海의 東風 및 Kuril列島와 北海道를 따라 南下하는 Oyashio 등의 도움도 받는셈이 된다. 이 航路를 취하므로써 美國西岸北部의 諸港口에서 동시에 出港한 다른 船舶이 大圈 Course를 航行하면서 계속되는 強風과 高波에 조우하며 難航하여 우리나라에 도달하는 것보다, 평온 海域을 航行하면서도 1~2日 먼저 目的地에 도착한 경우가 흔히 있는 것이다.

그러나, 北方航路를 택할 때는 혹한기의 船體의 着氷과 이른 봄철의 Okhotsk海에서 유출하는 流氷에 주의해야 한다. 즉 혹한기에 Attu섬 부근에 접근하면 Bering海에서 流出된 寒流때문에 水溫이 하강하여 甲板上에 치켜올라온 海水는 즉시 빙결을 일으켜 船舶의 重心을 높일 뿐만 아니라 甲板機械, Compass 등의 航海計器, Cargo hatch, Derrick boom 등의 하역장치에 着氷되어 船舶의 安全運航과 目的地에 도달한 뒤의 荷役に 지장을 초래

하게 된다. 따라서 Bering海를 航行하려는 船舶은 入渠中 또는 적당한 시기에 따뜻한 機關冷却水를 Hose로 앞뒤 甲板上에 끌어서 사용할 수 있는 설비를 갖출 필요가 있다. 또, 때로는 無線電信用의 Antenna에 얼음이 붙어서 그 무게로 Antenna가 절단되는 경우가 있으므로 이에 대한 대책도 마련해야 한다.

일반적으로 東行航路는 高氣壓의 중심이나 그 북측, 低氣壓의 남측(西航의 경우는 高氣壓의 중심 아니면 남측 또는 低氣壓의 북측)을 지날수 있도록 航路를 선정하면 船尾쪽에서 風波를 받게되거나 海上이 비교적 평온하므로 순조로운 航海가 될 것이다. 따라서 強風帶를 피하기 위하여 大圈Course의 남쪽을, 西風을 될 수 있는 한 船尾쪽으로 받으면서 順走한다. 그러나 東航의 경우에도 강한 季節風 등으로 충분히 발달한 波高 8m정도의 追波가 甲板上的의 시설물을 파손시키기도 한다. 그리고 追波는 마주치는 周期가 길어 위험의 지속시간이 길기때문에 오히려 向波에 비하여 위험할 때도 있다. 물론 向波나 橫波의 충격력도 무섭지만 航路選定에 있어서 太平洋을 큰 低氣壓이 통과한 뒤에 또는 그와 병행하여 그 남측을 東航하는 경우 追波에 의한 위험의 가능성도 많다는 것을 기억할 필요가 있다.

3. 外洋波浪圖의 利用法

船舶의 航海安全과 經濟運航을 위하여 日本氣象廳에서는 그림 3·3, 3·5와 같이 180°以西의 北西太平洋에 대한 外洋波浪圖(實況圖와 豫想圖)를, 그리고 日本氣象協會는 共同通信社(JJC)를 통하여 北太平洋全域과 南支那海에 대한 概況圖를 방송하고 있다. 따라서 航行中の 船舶은 每日 1回씩 JMH FAX로 방송되고 있는 外洋波浪圖를 입수하여 이용할 수가 있다. JMH의 實況(當日 09時)의 입수시간은 15時 02分~15時 21分이고 豫想(翌日 09時)은 16時 29分~16時 48分이다.

波浪圖의 특징은 각종 天氣圖에서는 직접 파악할 수 없는 각 海域의 波浪狀況이 일목요연하게 나타나고 있는 점이다. 또 洋上의 船舶은 波浪圖를 계속하여 受圖하므로써 각 海域의 波高의 변화추적, 高波高域의 동향판단, 高波高域과 高低氣壓,

前線系 등과의 상호관계의 조사 등에 이용할 수 있다.

航海者는 우선 波浪圖의 高波高域을 주목하고, 地上天氣圖, Radar 및 氣象衛星 등의 자료에 의하여 高波高域에 존재하는 一次前線, 二次前線 등의 유무를 파악하고 더 나아가서는 高層天氣圖에 의하여 上層寒氣의 동정, 寒氣의 流入方向과 그 南限이 어느 곳까지 달하고 있는가 등에 유의하므로써 海面狀態의 이상적인 악화를 조기에 예측할 수 있는 경우가 많다.

지금, 航行中の 船上에서 波浪圖를 수신하였다 고 하자. 이때 이용자는 自船이 당일 09時頃에 통과한 海域의 波浪狀態를 상기할 필요가 있다. 實況圖의 波浪分布가 그상태에 가까웠다면 그날의 豫想圖의 精度는 신뢰해도 좋을 것이다. 實況은 豫想의 기초가 되기 때문이다.

波浪圖에서 24時間內的 高低氣壓이나 前線系의 동정도 파악할 수 있다. 그러나, 波浪狀況은 이들 氣象系의 급격한 변동에 의하여 몇時間內에 급변할 수도 있다. 따라서 波浪圖를 이용할 때는 實況天氣圖와의 비교검토나 自船에서의 관측이나 觀天望氣의 경험 등을 가미한 종합적인 검토와 판단이 바람직하다.

高波域을 航行할 때는 船體나 積貨物에 손상을 입기도 하며 또 船速이 저하하여 目的港에의 도착이 크게 지연되기도 한다. 이런 경우에 最短航路만을 고집하지 말고 가능하면 高波域을 피하여 航行하는 쪽이 결과적으로는 훨씬 경제적인 運航이었다고 판단될 때가 많다. 經濟運航이란 航路上의 波浪狀況을 감안하여 航海의 경제효과를 높이려고 하는 航法이다.

과거의 기록으로는 1萬噸級の 船舶이 波高 9m의 高波域을 만나 船速이 1/3로 저하한 예가 있다. 그리고 小型船의 위험성을 고려하여 波高 4m이상을 高波高海域으로 나타내어 요주의 海面으로 보고 波浪圖上에는 4m, 8m(때로는 12m)의 等波高線을 굵은 實線으로 표시하고 있다.

日本氣象廳이 발표하는 FAX放送은 北太平洋西部에만 한정되어 있으므로 北太平洋東部の 地上解析圖나 波浪圖는 다른 FAX放送 Center에서 방송하는 것을 수신하여 이용하면 된다. 이들 FAX放送

Center로는 Pearl Harbor(NPM), San Francisco(NMC), Guam(NPN) 등이 있으며, 地上天氣圖, 上層天氣圖 및 波浪圖와 이들의 豫想圖를 방송하고 있으므로 가능한한 많이 수신하여 이용하면 좋을 것이다. 특히 NPM의 地上天氣圖는 一見 허슬해 보이나 船舶運航에 직접 관계가 없는 低氣壓 등을 생략하고 간결하게 그려져 있고 또 北太平洋全域에 걸쳐 그려져 있으므로 橫斷航路의 선정에는 이용 가치가 크다고 보아진다.

4. 最適氣象航路情報Service

지금이야말로 情報Service시대이지만 大洋航海에도 最適氣象航路情報Service (Weather routing service)제도가 도입되어 船舶에 대한 바람과 파도의 영향을 가능한 한 적게 받아 航海目的에 가장 적합한 航路(이를 最適航路, Optimum route라 함)를 선정하여 船舶의 安全運航 및 經濟運航에 대한 Service業務를 실시하고 있다.

이전부터 船舶은 安全性, 經濟性, 快適性을 만족하면 더 바랄 것이 없다고 말하여져 왔지만, 積貨物 등의 관계로 最短時間運航을 하는것, 安定性을 최대한으로 요구하며 運航하는 것, 또 油類의 소비량을 적게 하는 등 經濟上의 이유로 減速航海을 하는것 등, 運航形態가 서로 다른 조건이 있으므로 각각의 조건에 가장 적합한 Service내용을 필요로 하게 되었다.

航行中の 船舶이 입수할 수 있는 氣象·海象의 정보로는 ① FAX에 의한 각종 天氣圖(波浪圖 포함)의 수신, ② 氣象衛星에 의한 구름사진의 受画, ③ 無線에 의한 警報 ④ 音聲放送 등이 있지만 이들의 모든 정보를 망라하려해도 船舶으로서 스스로의 한도가 있게 마련이다. 그리하여 陸上에서 입수하기 쉬운 地上·上層의 각종 天氣圖, 波浪實況 및 豫想圖, 海流·水溫·海水 등의 발생상황에 따라 종합적으로 해석·검토하여 航行中の 船舶에 적합하는 정보를 작성·제공하여 船長 또는 航海士의 판단재료로 이용할 수 있도록 하는 것이 이 Service의 주된 취지이다.

Weather routing에는 上述한 바와 같이 목적에 따라 航海時間을 가장 짧게 하는 最短時間航法, 연료의 소비를 최소로 하는 最少燃料航法, 또는

船體의 動요를 最小化하는 航法 등 여러가지가 있겠지만 여기서는 보통 많이 이용하고 있는 最短時間 航法에 대하여 그 개요를 설명하기로 한다.

그림 4·1에서 A港을 출발하여 B港으로 가는 船舶을 생각하자. 편의상 海上의 波浪分布는 出港 時로부터 3日間(72時間)은 정확히 예상된다고 가정하자. 가상의 船舶을 그림과 같이 일정각도, 예를 들면 20°마다의 5개의 針路로, 기관의 出力을 똑같이하여 同時에 出港시켰다고 하면, 각각의 船舶의 速度는 波의 實況으로부터 性能曲線을 사용하여 구해지므로 24時間 지난 뒤의 船位가 a, b, c, d, e로 결정되었다고 하자. a~e를 연결하는 곡선 S₁을 24時間뒤의 等時線(Isochrone)이라 부른다.

다음으로는 48時間뒤의 等時線을 구한다. S₁위의 각점에서 大圈을 사이에 두고 5本の 방사선을 20°마다 그어, S₁을 출발하여 24時間뒤의 船位를 24時間 波浪豫想值를 사용하여 결정하면 마침내 48時間 뒤의 等時線 S₂가 구해진다. 대개의 경우는 편법으로 S₁上的 點에서 曲線에 法線을 세워, 그위에서의 船速으로부터 48時間뒤의 위치를 결정해도 무방하다. 다시 S₂의 각점에서 같은 방법으로 48時間 波浪豫想值와 性能曲線을 이용하여 出港後 72時間의 等時線 S₃가 구해진다.

혹시 S₃에서 B港까지의 거리가 그리 멀지 않으면 B에 가장 가까운 S₃上的 點 Z를 구하여, 이때까지와는 반대방향으로 A港까지의 航路를 그으면 된다. 즉 Z에서 가장 가까운 S₂上的 點을 Y, Y에서 가장 가까운 S₁上的 點을 X라고 하면 折線 AXYZB가 이 경우의 最適航路가 된다.

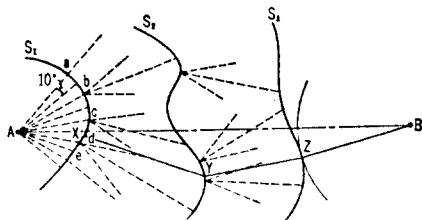


그림 4·1 Weather routing의 原理

이상이 最適航法(Weather routing)의 원리를 단순화시켜 설명한 것이지만, 이것을 실제의 航海에

적용시킬 때는 사정은 훨씬 복잡해진다. 우선 性能曲線은 船舶에 따라 달라지므로, 實船에 가장 적합한 것을 택하여 사용해야 한다. 다음으로 海上의 波浪分布는 부단히 변화하므로 24時間뒤의 等時線을 구하려면 6時間마다의 波高·波向의 豫想值가 필요하게 된다. 數值豫報의 精度는 물론 100%가 될수 없으므로 계산은 매일 새로운 豫想圖에 기초하여 수정하여 最適航路를 수정하지 않으면 안된다.

Weather routing은 아직까지도 완성된 기술이 아니지만 현재의 단계에서도 그것이 航海時間이나 燃料 절약에 효과가 있는 것은 의심할 여지가 없다. Weather routing은 현재 美國, 日本, 英國, 獨逸, 和蘭의 각국에서 실시하고 있으므로 船舶은 이들 나라의 氣象機關 또는 Service機關에 신청하여 出港時 및 航行中에 推薦航路와 기타의 情報를 제공 받을 수가 있다.

V. 結 論

北太平洋上에서 航行中인 船舶이 조우하게 되는 여러 惡氣象·海象中에서 低氣壓과 冬季季節風에 대하여 그 실상과 이것이 船舶의 安全運航에 미치는 영향과, 그리고 이와같은 惡條件下에서 船舶의 安全運航을 위하여 操船上 유의할 點 등에 대하여 논하였다.

우리나라 近海와 北西太平洋海域은 冬季에 低氣壓이 많이 발생하고 또 크게 발달하여 航海安全에 위협을 준다. 특히 日本의 東方洋上은 低氣壓이 급격히 발달하며 또 季節風도 강하여 高波高海域으로 유명하며 大型船의 海難事故도 빈발하는 곳이다. 이 海域은 Kuroshio暖流때문에 큰 氣溫·水溫差를 일으켜 大氣가 不安定해진 결과 예상보다 훨씬 큰 波가 형성된다. 이 海域은 발달한 低氣壓과 이에 동반된 寒冷前線의 빈번한 통과와 뒤따라 내습하는 北西季節風도 오랫동안 지속되므로 巨大波가 형성되어 海難事故를 빈발시킨다고 해석된다.

冬季의 北太平洋의 橫斷航海는 大型船으로도 難航이 된다. 특히 西航의 경우에는 더욱 심하므로

推薦航路를 적극 이용하는 것도 船舶의 安全運航과 經濟運航에 큰 도움이 될 것이다.

參考文獻

- 関丙彦：海洋氣象學 pp. 254~270, 371~375, 韓國海洋大學圖書出版部(1980)
- Burgess C. R. : Meteorology for seamen, 4th ad., pp. 74~80, 178~181, Brown, Son & Ferguson, LTD., Glasgow(1980)
- Meteorological Office : Meteorology for mariners, 3rd ed., pp. 38~48, 199~208, Her Majesty's Stationery Office, London(1981)
- Kenneth E. Lilly, Jr. : How to use radiofacimile weather maps, pp. 4~6, Furuno U. S. A. INC.
- Nathaniel Bowditch : Marine weather, pp. 115~124, Arco publishing, INC., New york (1982)
- 高橋浩一郎：天氣豫報の科學, pp. 79~107, 127~129, 日本放送出版協會, 東京(1957)
- 橋本梅治 外：新しい航空氣象, pp. 91~97, 日本氣象協會, 東京(1963)
- 安井善一：操船と氣象, pp. 284~297, 成山堂, 東京(1964)
- 日本海難防止協會：海上氣象の統計的調査研究(中間報告書) p. 29(1965)
- 能沢源右衛門：新しい海洋氣象學, pp. 227~261, 成山堂, 東京(1968)
- 高橋浩一郎：日本の天氣, pp. 170~179, 岩波書店, 東京(1969)
- 菊田一郎 外：FAXの利用法, pp. 19~32, 海洋氣象學會, 神戸(1969)
- 倉嶋 厚：季節をはこぶ風 モンスーン, pp. 56~76, 河出書房新書, 東京(1972)
- 福地 章：海洋氣象學講座, pp. 95~106, 243~255, 成山堂, 東京(1975)
- 佐々木 幸 外：漁業氣象と漁船の運航, pp. 79~104, 日本氣象協會, 東京(1976)
- 鈴木盛男：北太平洋航路氣象サービス, 氣象, 第22卷 第3號 pp. 22~25(1978)
- 大谷東平 外：天氣豫報と天氣圖, pp. 45~75, 171~180, 法政大學出版局, 東京(1978)
- 馬場邦彦：シーマンのための氣象講座, pp. 125~132, 天然社, 東京(1980)
- 日本海難防止協會：海難防止の調査研究事業報告書, pp. 152~165(1980)
- 松本次男：北太平洋において觀測された大風速と大波高の出現特性, 船と氣象, 第157號, pp. 1~14, 日本海難防止協會, 東京(1980)
- 須田 建 外：冬期北太平洋におけるウェザルーティングの一手法について, 日本航海學會論文集, 第65號, pp. 135~149, 東京(1981)
- 殿村清人：本州東方海上の冬季の氣象と海象, 海と安全, No. 285, p. 15, 日本海難防止協會, 東京 (1982)
- 内嶋善兵衛：農林・水産と氣象, pp. 156~158, 朝倉書店, 東京(1982)
- 須田 建 外：冬期北太平洋におけるウェザルーティング—海象特性と豫測指標—, 日本航海學會論文集, 第67卷, pp. 149~154(1982)
- 松本次男：異狀波浪, 海と安全, '82-11, p. 9, 日本海難防止協會, 東京(1982)
- 小野田 仁：沿岸波浪の現況, 船と氣象, 第162號, pp. 1~8, 日本氣象協會, 東京(1983)
- 殿村清人：日本附近の冬季における氣象と海難, 船と海上氣象, 第27卷 第1號, pp. 9~10, 日本氣象廳, 東京(1983)
- 朝倉 正 外：氣象調査法, pp. 111~117, 朝倉書店, 東京(1983)
- 氣象海洋コンサルタント：北洋海域における海洋データ利用に関する實態調査, pp. 96~103, 日本水路協會, 東京(1983)
- 須田 建：航海氣象學, pp. 171~186, 海文堂, 東京 (1983)
- 大塚龍藏 外：海の氣象教室, pp. 81~96, 139~154, 海文堂, 東京(1983)
- 松本次男：冬季の強風と高波, 海と安全, No. 301, p. 13, 日本海難防止協會, 東京(1984)
- 中城忠守：北洋の氣象, 船と氣象, 第165號, pp. 2~5, 日本氣象協會, 東京(1984)
- 和田德弘 外：氣象・海象模寫放送圖の解説, 第29卷 第5・6號合併號, pp. 23~30, 日本海洋氣

象學會, 神戸(1984)

- 田上和昭：北太平洋における航路の選定について
(その2), 船と海上氣象, 第29卷 第1號, pp.
1~5, 日本氣象廳, 東京(1985)
- 小野田 仁：波浪の話, 海と安全, No. 315, pp. 14~
17, 日本海難防止協會, 東京(1985)
- 竹永一雄：暖流と海難, 船と氣象, 第166號, pp. 1~
7, 日本氣象協會, 東京(1985)
- 小野田 仁：有義波と波浪圖, 船と海上氣象, 第29卷
第2號, pp. 3~4, 日本氣象廳, 東京(1985)
- 竹内昌明：外洋波浪の性質, 船と氣象, 第168號, pp.
1~10, 日本氣象協會, 東京(1985)
- 鈴木精一 外：ANA Aviation Weather(應用編) p.
316, 全日本空輸(株), 東京(1986)
- 能沢源右衛門：新しい海洋科學, pp. 166~181, 成
山堂, 東京(1987)
- 飯島邦彦：低氣壓の發達と移動, 海と安全, '87~7,
pp. 18~20, 日本海難防止協會, 東京(1987)
- 大塚龍藏：高層天氣圖の利用法, pp. 106~125, 日
本氣象協會, 東京(1987)
- 漁船保險協中央會：漁船と氣象・海象, pp. 16~35,
103~151, 日本氣象協會, 東京(1987)
- 福谷恒男：海洋氣象のABC, pp. 118~126, 成山堂,
東京(1988)
- 小成 均 外：氣象FAXの利用法, pp. 83~113, 日本
氣象協會, 東京(1988)
- 大塚龍藏：くらしの氣象學, pp. 39~42, 日本氣象
協會, 東京(1988)
- 權藤光宏：冬期の大型船の遭難, 氣象, '88~3, pp.
7~9, 日本氣象協會, 東京(1988)
- 桑島 進：海洋氣象, pp. 72~85, 成山堂, 東京(1989)
- 福地 章：高層氣象とFAX圖の知識, pp. 113~117,
135~137, 成山堂, 東京(1989)