

北太平洋에서의 冬季航行安全에 關한 研究

尹点東* · 權種浩* · 朱載勳* · 許龍範** · 崔明植***

A Study about Securing Safe Sailing on the Sea Route of the North Pacific Ocean in Winter Season

Jeom-Dong Yoon · Jong-Ho Gwon · Jae-Hun Joo · Yong-Bum Huh
Myeong-Sik Choi

〈目 次〉

- I. 序 論
- II. 北太平洋에 있어서의 冬季 波浪分布
 - 1. 風力과 海面狀態와의 關係
 - 2. 高層風의 分布과 冬季 地上低氣壓의 發生 및 移動經路
- III. 北太平洋에 있어서의 冬季 Current 分布
 - 1. 海流의 特性 및 發生原因
 - 2. 海流의 分布 및 種類
 - 3. 冬季 北太平洋 航路에 對한 Current 영향
- IV. 北太平洋에서의 冬季 最適航路
 - 1. 冬季 北太平洋의 東航船과 西航船의 航路에 對한 檢討
 - 2. 冬季 北太平洋 航路船의 最適航路
- V. 大型船의 耐航性能에 對한 檢討
 - 1. 不規則 海面에서의 外力과 船體 運動(橫搖)
 - 2. 不規則海面에서의 外力과 船體의 縱 強度
 - 3. 船體가 받는 應力에 對한 考察
 - 4. 安全航海를 위한 橫搖角度的 限界 및 應力의 限界
- VI. 最適航路上에서의 船體의 橫搖運動 및 縱 強度에 對한 數值計算
 - 1. 航路로 선택되는 計算對象 海域
 - 2. 計算에 使用한 氣象 및 海象資料
 - 3. 計算에 使用된 Sample 船
 - 4. 各 海域別 橫搖 및 應力값
 - 5. 各 海域別 橫搖 및 應力값에 對한 檢討
 - 6. 50kt 바람을 0°와 45° 방향에서 받을 때의 船體 橫搖값 및 應力값에 對한 計算
 - 7. 風力別 橫搖角 및 應力값 計算
- VII. 安全航行을 위한 限界海面荒度の 設定 및 荒天時의 回避 操船方法
 - 1. 荒天率
 - 2. 風속에 따른 海面 및 波浪狀態
 - 3. 安全航行을 위한 海面狀態의 限界
 - 4. 荒天時의 最良의 避航操船方法
- VIII. 結 論

Abstract

Nowadays, the transportation of almost all cargoes depends on sea routes in international trade. In the transaction of trade, cargo transportation must be completed on the base of two contrary objectives, one of which is to protect the vessel, cargoes and crew aboard her safely through every step of the transportation and the other is to pursue profits from the transaction

* 正會員, 韓國海洋大學

** " , 韓國海技研修院

*** " , 木浦海洋專門大學

of the trade.

In spite of the great development of the modern techniques in shipbuilding today, many sea disasters of big merchant vessels have been occurring successively in winter season every year on the sea routes of the North Pacific Ocean.

Whenever the accident of losing a vessel in rough sea occurred, many experts of the country to which the vessel belonged had tried to take out the reason of the missing without manifesting the exact causes of the unhappy occurrence.

In this paper, we calculated ocean wave status along the route of the North Pacific Ocean theoretically concluded by us as optimum on the basis of weather and sea conditions. In the calculation, we used ITTC wave spectrum formula and meteorological data of "Winds & Waves of the North Pacific Ocean" edited by Ship Research Institute of Japan on the basic data assembled by World Meteorological Organization through past 10 years. We selected three sample vessels of most common size in the North Pacific Ocean Routes, a container, a log carrier and a bulk carrier and applied three sample vessels to the calculated sea conditions for getting the rolling angles of the vessels and stress exerting on the hulls.

Examining the calculated results, we concluded as follows;

1. Under the condition of the sea status 7 by beaufort scale, "heave to" maneuvering is the best and safest way to steer every vessel.
2. The most dangerous part of sea area along the west bound optimum route of the North Pacific Ocean in winter season, is the southern sea area of the Kamchatka peninsula.

I. 序 論

오늘날 국제적인 무역에 있어서 物品의 輸送은 그 대부분의 量이 船舶에 의하여 이루어지고 있다. 商船의 貨物운송에 있어서는 두가지의 基本的인 目的이 동시에 달성되어야 한다. 첫째, 선박회사의 기업적인 目的인 이윤추구가 이루어져야 하고 둘째, 船舶에 승선하고 있는 船員의 生命과 船舶 및 이에 積載된 貨物의 安全이 確保되어야 한다. 그러나 이 두가지의 目的은 상호 보완적인 것이 아니고 相反的인 內容을 갖는다고 볼 수 있다.

왜냐하면 모든 해상위험에서 人命의 安全이 완벽하게 확보될 수 있는 안전선박의 건조는 오늘날의 산업기술로 불가능한 일은 아니지만 그러한 선박을 건조하면 運航상의 이윤추구가 불가능할 정도로 건조원가가 상승하기 때문에 완벽하게 安全한 船舶을 건조한다는 것은 기업이윤을 추구하는 선박회사로서는 실제로 불가능한 일

이다. 또한, 이윤추구만을 목적으로 값싼 선박을 건조하면 여러가지 안전검사에 합격이 불가능할 뿐만 아니라 설사 검사에는 합격한다 할지라도 그러한 선박에 승선할 船員을 求하지 못할 것이다.

약 30년 전에 비하여 오늘날 선박건조의 현저한 특징은 크기에 있어서 대형화, 구조에 있어서 전용화 및 설비면에서 고도로 자동화된 세가지라고 요약할 수 있다. 오늘날의 대형선박은 고도로 발달된 20세기말의 산업기술의 총 집약체라고 볼 수 있고 그 건조에 소요되는 비용도 수백억원에 달하는 엄청난 비용인 것이다.

그러나 이러한 高價인 선박이라 하더라도 前述한 이유때문에 모든 海上의 위험에서 절대적으로 安全한 것은 아니다. 그것은 최근 20년간 북태평양에서만 발생한 선박의 커다란 조난사건들을 적은 표 1-1을 보면 곧 알 수 있다.

1970년대의 어느 겨울철에 미국에서 석탄을 만개하고 극동쪽으로 오다가 태평양 한복판에서 실종된 Pack Rover 호나 미국에서 고철과 목재를

만재하고 한국으로 오다가 역시 태평양 중간에서 선수부침수로 인하여 침몰한 Roses 호 조난사고는 우리들의 기억에서 영원히 지울 수 없는 슬프고 가슴아픈 대 조난사건들이다. 왜냐하면 그들 선박의 전 승조원은 우리나라 선원들이었고

Roses 호는 선장이 황천속에서 선수부가 침수되어 선체가 침몰중이라는 최후의 전보를 타전하였기에 더욱 그러하다. 그러나 표1-1에서 이들 사고를 제외한 것은 사고에 대한 확실한 기록을 쉽게 확인할 수 없었기 때문이다.

표 1-1 북태평양에 있어서의 조난사고 사례

번호	선 명	선 종	중 량 톤	일 시	장 소	원 인	인명손실
1	보루비아루	광석전용선	54,271톤	1969. 1. 5	33.0°N 144.5°E	선체절손 침몰	31
2	소파아P호	탱카	18,620톤	1970. 2. 6	31.8°N 151.8°E	선체절손 침몰	7
3	안토니오스 데마데스호	일반화물선	23,990톤	1970. 2. 7	35.8°N 158.1°E	선체파열 침수침몰	10
4	카리포니아루	광석전용선	62,147톤	1970. 2. 9	35.1°N 143.9°E	선수부선체 절손침몰	5
5	해당화	광석전용선	102,805톤	1980. 7. 23	민다나오섬 동안60마일	태풍속에서 침몰	전체선원
6	더비아샤호	광석전용선	102,000톤	1980. 9. 10	오끼나와 부근해상	태풍속에서 침몰	44
7	도우나호	일반화물선	25,200톤	1980. 12. 28	31.0°N 152.0°E	선체파손 침몰	35
8	오노미케루	광석전용선	56,321톤	1980. 12. 30	31.0°N 156.0°E	선수부선체 절손침몰	0
9	안파로스호	일반화물선	24,527톤	1981. 1. 3	33.3°N 153.7°E	선체파괴 침몰추정	35
10	마루코나 트레이다호	광석전용선	64,417톤	1981. 3. 1	33.7°N 170.0°E	선수부절손 탈락귀환	0
11	한진인천호	컨테이너선	17,676톤	1987. 2. 14		황천속에서 전복침몰추정	21

船舶은 20세기 말의 고도로 발달된 산업기술의 총 집약체이며 또한 오늘날 항해제기 및 항해기술은 고도로 발달되어 시간과 장소에 관계없이 지구상의 어느 해상에서나 필요하면 수시로 정확한 船位를 구할 수 있다. 그리고 기상 및 해상분석과 이에 관한 예보시스템도 잘 발달되어 있으며, 大洋을 항해하는 船舶의 船長 및 航海士官들은 상당한 교육을 이수한 者들로 수신된 기상정보에 의하여 자기 선박이 향후 어떤 기상과 해상조건에 조우할 것인지 대략 알고 항해하는 것이다.

그러면 왜 표1-1에서 보는바와 같은 대형조난사고가 끊임없이 발생하는 것일까?

이러한 의문에 대한 해답은 한 마디로 내릴 수 없는 복잡한 내용들을 갖고 있다. 船舶의 耐航性能을 현재의 상태로 두고 이러한 문제에 對한 명확한 해답을 얻기 위해서는 문제에 對한 다음과 같은 접근방법이 이루어져야 한다고 생각된다.

1. 기상 및 해상에 관한 정확한 實態 파악
2. 현재의 제반 안전법규에 의하여 건조되고 있는 선박의 정확한 強度 및 耐航性能 파악
3. 1 및 2항을 비교하여 선박이 감내할 수 있는 外力의 한계 결정
4. 황천항해시 操船에 임하는 船長 및 航海士官들과 선박회사의 육상책임자들의 선박의

耐航性能에 관한 한계 인식

5. 해상위험에 對한 安全對策 導出

위의 다섯가지 관점에 焦點을 맞추어 서술적인 방법으로 冬季 북태평양에서의 航行安全에 關하여 論述하기로 한다.

II. 北太平洋에 있어서의 冬季 波浪分布

1. 風力과 海面狀態와의 關係

엄밀한 의미에서 大洋上에서는 規則波라는 것은 존재하지 않으며 大洋의 波는 극히 복잡하고 不規則的이다. 그러므로 이러한 海面상태는 統計的으로 파악될 수 밖에 없다.

가. 파에너지 스펙트럼(Wave energy spectrum) 및 파스펙트럼

불규칙 海面의 파는 파장과 파고가 서로 다른 수많은 sine wave 가 합성되어 이루어 진다고 가정한다. 왜냐하면 그러한 파는 극히 불규칙적일 뿐만 아니라 절대로 반복되지 않기 때문이다. 그러나 海面의 荒度を 나타내는 해상단위면적당의 에너지분포는 荒도가 같으면 변함이 없는 것이다. 이것이 wave energy spectrum 의 기본이론이다.

에너지 스펙트럼하의 총면적은 모든 요소파가 갖는 전체에너지이다. d_n 증분으로 이루어지는

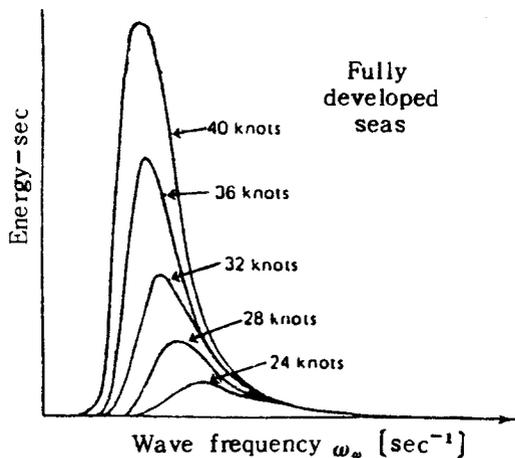


그림 2·1. 풍속에 따른 에너지 스펙트럼

모든 角주파수에 대한 에너지를 표시하려면 그림 2·1에서 표시한 곡선처럼 곡선이 모든 점에서 연속되어야 한다.

실제의 파랑해면은 모든 角주파수의 파들로 구성되며 파의 모양은 반복되지 않으므로 에너지 스펙트럼 곡선은 연속되어야 한다.

파가 커져서 파장이 길면 길수록 角주파수는 $\omega_w \rightarrow 0$ 에 가까워지고 단일파가 갖는 에너지는 커지며 파가 적을수록 角주파수는 $\omega_w \rightarrow \infty$ 에 가까워진다.

그러므로 실제 해면의 에너지 분포를 표시하는 파의 角주파수는 $0 \sim \infty$ 의 범위에 있다. 일정한 바람이 계속하여 불 때 해면에 처음에는 파장이 적은 파가 생기고 그것이 점점 발달하면서 큰 파가 되고 드디어 더 발달하지 않는 일정상태의 해면이 나타난다.

바람의 세기에 따라서 에너지 스펙트럼은 달라지지만 바람이 강하면 강할수록 그림 2·1과 같이 스펙트럼은 좌측으로 옮겨간다.

파에너지 스펙트럼은 $E = \sum \frac{1}{2} \rho g h_n^2$ 에서 만들어지는 것이나 파스펙트럼은 위의 E에서 ρg 를 제거한 스펙트럼을 말한다.

나. 풍력에 따른 不規則海面의 發生 및 數式的인 再現

어떤 海面의 荒度を 정의하기 위하여는 계절에 따라서 一定期間동안 많은 波浪을 관측하여 에너지 스펙트럼이나 파스펙트럼을 만들어야 한다. 똑같은 파장은 반복되지 않지만 통계적인 상태의 동일성 즉, 스펙트럼 상태는 계절과 풍력에 따라서 일정한 모양이 된다. 이것이 海面의 통계적인 처리의 이점이다.

스펙트럼이 변하지 않는 이유는 합성파는 다르지만 그것을 이루는 요소파들은 같다. 다만 이것들이 합성파를 이룰 때 여러가지 파가 위상을 달리하여 합성되기 때문에 똑같은 합성파가 반복되지 않을 뿐이다. 그러므로 같은 자연조건이면 해면이 갖는 에너지는 동일하고 스펙트럼은 변하지 않는다.

어떤 해역에서 波浪에 관한 스펙트럼을 잘 알 수 없을 때 다음의 ITTC(International Towing Tank Conference)의 스펙트럼 公式를 이용하여

야 한다.

$$a. S(\omega) = \frac{A}{\omega^5} e^{-B/\omega^4} \dots\dots\dots (2\cdot1)$$

단, $A=8.10^{-3} \times g^2$, g 는 지구중력 가속도이다.
 유의파고 $h_{1/3}$ 이 cm 단위이면 B 는 $B=3.11 \times 10^4/h_{1/3}^2$ 이고 $S(\omega)$ 는 $cm \cdot sec$ 단위이다.
 $h_{1/3}$ 이 ft 단위이면 $B=33.56/(h_{1/3})^2$ 이고 $S(\omega)$ 는 $ft^2 \cdot sec$ 단위이다.

b. 만약 파의 주기 및 유의 파고에 대한 통계 정보가 있으면
 $A=173(h_{1/3})^2/T_1^4$, $B=691/T_1^4$ 이다. T_1 은 유의파주기이고, $T_1=2\pi(m_0/m_1)^{1/2}$ 로 주어진다.

c. 풍속이 일정하더라도 유의파고는 여러가지가 있으나 대양상에서는 대략으로 표 2-1의 값을 사용한다.

표 2-1 풍속에 따른 유의파고

풍 속(knot)	유의파고(ft)
20	10
30	17.2
40	26.5
50	36.6
60	48.0

식(2·1)공식을 이용하여 풍속 31 knot 때 유의파고 18.5ft를 이용하여 계산한 파스펙트럼을 계산한 표 및 그림은 표 2-2 및 그림 2·3과 같다.

그림 2·2는 관측자료에 의하여 얻어진 풍력에 대한 유의파고를 나타내는 것이다.

$SUM_0=646.92ft^2 \cdot sec$ 이므로 스펙트럼곡선 하부의 면적 m_0 는 $m_0=1/3 \times \Delta\omega \times SUM_0=1/3 \times 0.1 \times 646 \cdot 92ft^2=21.564ft^2$ 이다.

그러므로 통계적으로 처리된 해면상태는 다음과 같다.

$$h_{av} = 2.506 \sqrt{m_0} = 2.506 \times 4.65 = 11.67 ft$$

$$h_{1/3} = 4.000 \sqrt{m_0} = 4 \times 4.65 = 18.60 ft$$

$$h_{1/10} = 5.090 \sqrt{m_0} = 5.090 \times 4.65 = 23.65 ft$$

$$h_{1/100} = 6.671 \sqrt{m_0} = 6.671 \times 4.65 = 31.00 ft$$

표 2-3은 파스펙트럼을 이용하여 해면의 상태를 제한한 표이다.

표 2-2 파스펙트럼 계산

$(f)\omega$ [sec ⁻¹]	E/ω^4 (2)	e^{-B/ω^4} (3)	$S(\omega)$ [ft ² -sec] (4)	Simpson's Product Multiplier (5)	Product (4)×(5) (6)
0.20	61.286	0	0	1	0
0.30	12.106	0	0.02	4	0.03
0.40	3.830	0.022	17.80	2	35.60
0.50	1.569	0.208	55.97	4	233.88
0.60	0.757	0.469	50.68	2	101.36
0.70	0.408	0.665	33.22	4	132.88
0.80	0.239	0.787	20.17	2	40.34
0.90	0.149	0.861	12.25	4	49.00
1.00	0.098	0.907	7.61	2	15.22
1.10	0.067	0.935	4.88	4	19.52
1.20	0.047	0.954	3.22	2	6.44
1.30	0.034	0.966	2.19	4	8.76
1.40	0.026	0.975	1.52	2	3.04
1.50	0.019	0.981	1.09	4	4.36
1.60	0.015	0.985	0.79	2	1.58
1.70	0.012	0.988	0.59	4	2.36
1.80	0.009	0.991	0.44	2	0.88
1.90	0.008	0.993	0.34	4	1.36
2.00	0.006	0.994	0.26	1	0.26
SUM ₀				646.92 ft ² -sec	

표 2-3

	진	폭	파 고	
평	균	과	$1.25 \sqrt{m_0}$	$2.50 \sqrt{m_0}$
유	의	파	$2.00 \sqrt{m_0}$	$4.00 \sqrt{m_0}$
1/10	최대평균과		$2.55 \sqrt{m_0}$	$5.09 \sqrt{m_0}$
1/100	최대평균과		$3.34 \sqrt{m_0}$	$6.67 \sqrt{m_0}$

단, $m_0 = \int_0^\infty S_\zeta(\omega) d\omega$

평균파의 주기 T 및 파장 λ은 다음 식으로 주어진다.

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{m_2}{m_4}} \dots\dots\dots (2\cdot2)$$

$$\lambda = 2\pi g \sqrt{\frac{m_0}{m_4}} \dots\dots\dots (2\cdot3)$$

단, $m_n = \int_0^\infty \omega^n S_\zeta(\omega) d\omega$ 로서 m_2 는 Spectrum 곡선 하부의 2차모멘트, m_4 는 4차모멘트를 뜻한다.

그리고 n개의 파관측기록에서 예상최대파고는 (2·4)식에 의하여 구할 수 있고 관측파수에

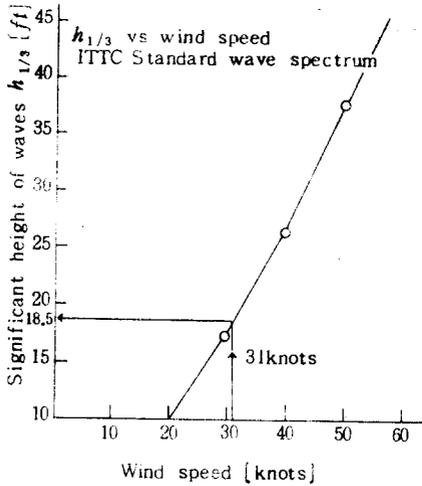


그림 2·2. 풍속 대 유의파고

대한 예상최대파고는 표 2-4 와 같다.

$$\sqrt{2 \log e^n} \times \sqrt{m_0} \times CF \dots \dots \dots (2\cdot4)$$

이 식에 의하여 계산한 最大波高는 표 2-4 와 같다.

표 2-4 가능최대파고

파 의 수	예상최대파진폭
1	$1 \times \sqrt{m_0} CF$
10	$2.24 \times \sqrt{m_0} CF$
100	$3.07 \times \sqrt{m_0} CF$
1,000	$3.74 \times \sqrt{m_0} CF$
10,000	$4.30 \times \sqrt{m_0} CF$
100,000	$4.81 \times \sqrt{m_0} CF$

예를 들면 $m_0 = 80.70 ft^2$ 인 경우, $CF = 1$ 로 잡고 파 1,000개중 예상최대 파고는 33.6ft 가 된다. 이러한 통계치는 선박설계 뿐만 아니라 해 난방지에 대단히 기여할 것이다.

2. 高層風의 分布와 冬季 地上底氣壓의 發生 및 移動經路

冬季北太平洋의 波浪分布는 매년, 그리고 같은 해에도 기간에 따라 다르다. 하지만 低氣壓의 經路를 알면 波浪分布를 알 수 있는데, 低氣壓의 經路는 高層風에 의해 지배되므로 高層風과 低氣壓의 발생· 발달과의 관계를 살펴보고 偏

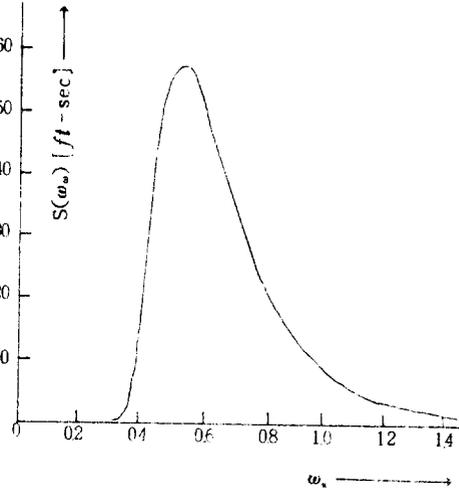


그림 2·3. 유의파고 18.5 ft 에 대한 파스펙트럼

西風의 강도를 나타내는 좋은 지표로 사용되는 東西指數를 이용하여 東西指數와 波浪分布와의 관계를 살펴본다.

가. 高層의 偏西風

(1) 高層의 偏西風帶

北半球의 중위도에서는 等壓面傾度에 따라 偏西風帶를 형성하게 되는데 그 風向은 地面摩擦의 영향을 받지 않으므로 等壓面高度가 낮은 쪽을 左로 하고 等高線에 평행이다. 그리고 그 風速은 地衡風의 法則에 의해 等壓面傾度에 비례한다.

高層의 天氣圖와 관련하여 冬季北太平洋에 있어서의 高層偏西風에 대하여 보다 상세히 살펴보기로 하자. 그림 2·4는 1980년 1월의 北半球에서의 500 mb 月平均天氣圖로써 실선은 50m 마다 그은 500mb 等高線을 나타내고 점선은 같은 기간의 月平均地上天氣圖에서의 1,002mb 等壓線으로 알류산 低氣壓의 위치이다.

그림 2·4에서 500mb 等壓面은 熱帶에서 極地方보다 높고 중위도에서는 남에서 북으로 等壓面等高線이 기울어져 있으며 극을 중심으로 동심원을 그리고 있다. 또한 偏西風帶의 일부에서는 等高線이 밀집해 있다.

극으로 갈수록 等高線의 高度가 낮아지는 이유는 다음과 같다. 氣溫은 熱帶地方이 極地方보다 높고 氣壓은 높이가 증가함에 따라 낮아지는

데 그 비율은 氣溫에 따라 달라서 暖氣에서 보 氣溫이 낮아 500mb 等壓面 等高線은 저위도보다 다 寒氣에서 더 크다. 따라서 극으로 갈수록 高위도에서 낮다.

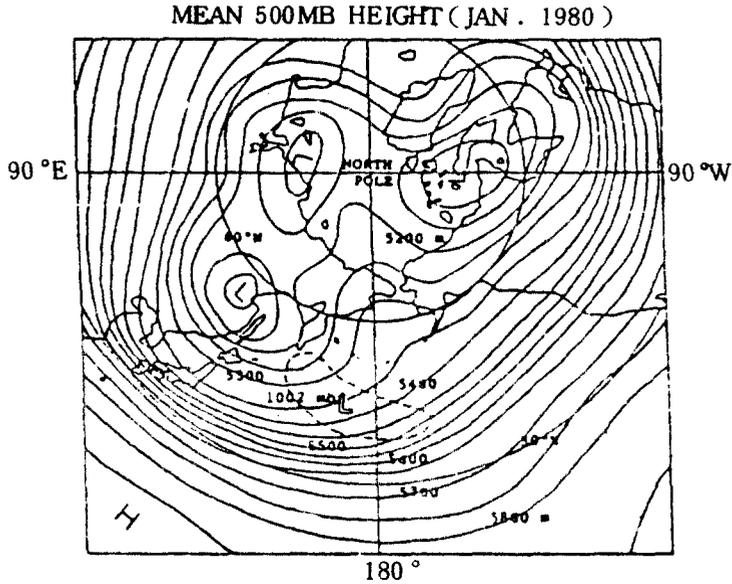


그림 2·4. 1980년 1월의 북반구에서의 500mb 有平均天氣圖

等高線이 밀집한 偏西風帶 즉, 우리나라의 남 동해상과 일본부근에서 제트氣流(Jet stream)가 발생한다. 제트氣流는 高層風의 風速이 극히 강 하여(20m/sec) 겨울에는 중위도에서 보다 저위 도 즉, 30°N에서 최대이고 여름에는 보다 고위 도, 즉 45°N에서 최대이다. 제트氣流가 발생하 는 지역에서는 남북의 온도차가 크다. 이는 그 림 2·5에서도 알 수 있다.

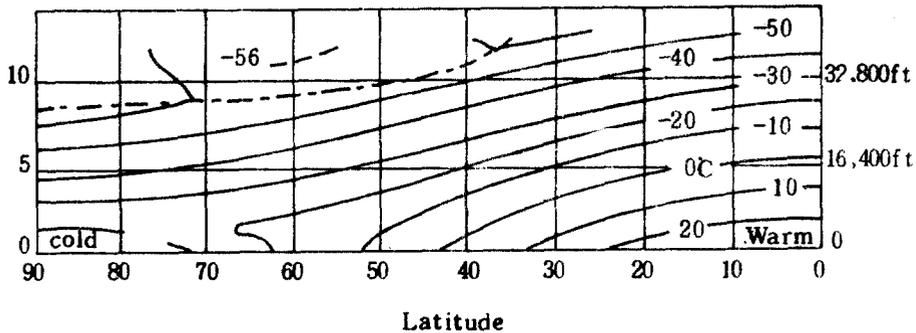


그림 2·5. 동계 대륙에서 자오선상의 온도분포

그림 2·5에서는 30°N부근에서 溫度의 변화가 가장 큰데 그림 2·4에서는 30°N부근에 等高線이 밀집해 있다. 이 사실로부터 겨울에는 위도에 따라 온도차가 가장 큰 30° 부근에서 偏西風이 강하다는 것을 알 수 있다. 그러므로 等高線이 밀집한 부분에서는 남북의 온도차가 크기 때 문에 前線이 발생하기 쉬우며 前線의 波動으로 저기압이 발생하여 500mb 等壓線을 따라 東進하게 된다.

(2) 偏西風波動
偏西風帶의 氣流에는 남북으로 진동하는 장단의 波가 발생하여 동진한다. 이를 偏西風波動이

라 한다.

C. G. Rossby의 理論的 研究에 의하면 偏西風 波動의 波長 L, 東向의 進行速度 C, 偏西風의 平均風速 U 간에는 다음 식이 성립한다.

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \dots\dots\dots (2.5)$$

단, β 는 위도에 따라 결정되는 상수 ($\beta = 2\omega \cos \varphi/R$), R는 지구의 반경

偏西風波動에는 波長이 3,000~4,000km인 短波와 5,000km 이상의 長波 및 특히 波長이 긴 ($L > 8,000\text{km}$) 超長波로 구별된다. 短波는 長波나 超長波에 비하여 진행속도가 빠르기 때문에 매일의 高層天氣圖를 수일간 관측하여 평균하면 短波는 소실되고 超長波만 남는다. 즉 (2.5)식

에서 L이 커서 $C=0$ 인 경우가 된다.

나. 低氣壓의 發生과 移動

長波나 超長波(Rossby波)의 골과 마루는 地上高低氣壓과 밀접한 관계가 있는데, 골의 東과 마루의 西에서는 地上의 低氣壓이 발생하기 쉽고, 골의 서와 마루의 동에서는 地上의 高氣壓이 발생하기 쉽다. 또한 이러한 경향은 長波의 진폭이 클수록 현저하다.

그림 2.6에서는 700mb 等壓面의 等高線에서 골(trough)과 마루(ridge)와 地上高低氣壓의 발생과의 관계를 나타내고 있다. 각각 실선은 地上의 等壓線, 점선은 700mb 等壓面의 等高線을 나타낸다.

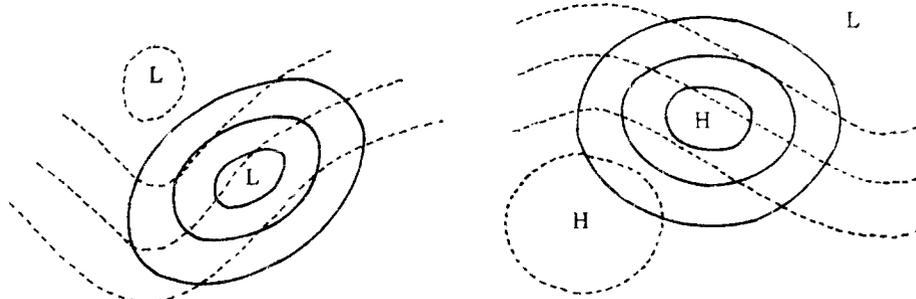


그림 2.6. 700mb 等壓面의 等高線과 地上의 高低氣壓

(1) 高層天氣圖와 地上低氣壓과의 관계

高層의 平均氣象狀態와 低氣壓의 發生· 발달· 진행과의 관계를 실제로 조사해 보기 위해 1978년 12월의 30일간 平均500mb 天氣圖, 그리고 같은 기간동안 低氣壓의 經路를 그림 2.7에서 나타냈다.

그림 2.7에서 실선이 저기압의 經路이고 중선은 500mb 等壓面의 強풍축으로 平均계트氣流이다. 平均기간이 30일이므로 이 동안에 天氣圖上에 어느 정도 변화가 있을 수가 있어 等高線分布와 低氣壓간의 관계를 명확히 알 수는 없지만 다음의 관계를 알 수 있다.

첫째, 低氣壓은 平均天氣圖의 골 부근에서 발생하고 골의 동쪽에서 등고선을 따라 발달하여 결국 북극의 저압부에 합병되어 소멸된다.

둘째, 低氣壓은 平均계트기류의 풍속극대역의 북동쪽에서 발달한다.

위의 결과는 다음과 같이 설명할 수 있다. 자

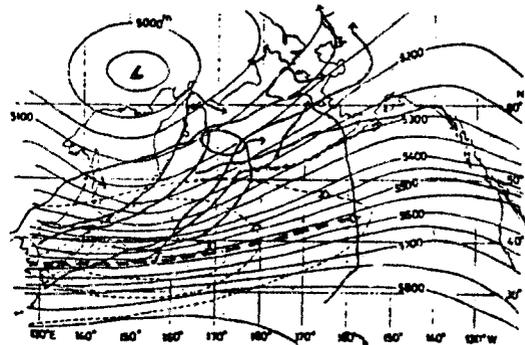


그림 2.7. 低氣壓經路의 예(1978년 12월)

전하는 지구에 고정된 좌표축에 대한 大氣의 운동방정식에서, 過度方程式은 다음과 같다.

$$\frac{d}{dt}Q = -Q \text{div } V \dots\dots\dots (2.6)$$

단, Q는 絕對渦度(absolute vorticity), q는 相對渦度(relative vorticity)로 $Q = q + 2\omega \sin \varphi$ 이다.

㉗ 高層의 渦는 相對渦度 q 의 正의 중심이 되어 있다.

공기는 流線을 따라 서에서 동으로 빠져나가 고 渦度에 변화가 발생한다. 즉, 渦의 서에서는 $dq/dt > 0$ 이고, 이것을 (2.6)식에 대입하면 $div V < 0$ 이어서 공기가 수렴한다. 高層에서 공기가 수렴하면 地上의 氣壓은 상승하고 高氣壓이 발생· 발달한다. 따라서 渦의 서에서는 바람이 약하다. 한편 渦의 동에서는 $dq/dt < 0$ 이고 $div V > 0$ 이므로 對流圈上部에서 공기가 발산하여 기압이 하강하고 저기압이 발생· 발달한다. 따라서 渦의 동에서는 바람이 강하다.

㉘ 高層의 마루에서는 渦와 반대로 相對渦度 q 에 負의 중심이 있다.

마루의 서에서는 기압이 내려가며 地上風이 강하고 마루의 동에서는 기압이 상승하고 지상풍이 약하다.

㉙ 제트氣流에는 극히 풍속이 큰 부분이 있다.

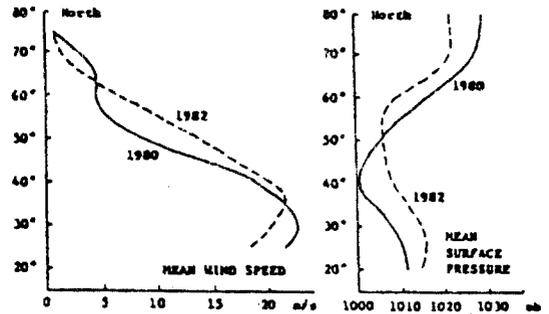
이를 제트핵(Jet core)이라 한다. 제트핵의 북에서는 강한 正의 渦度中心이 있지만, 남에서는 負의 渦度の 중심이 존재한다. 이 때문에 제트핵을 빠져나가는 공기의 渦度는 급격히 변화하여 ㉚에서 설명한 바와 같이 핵의 입구좌측과 출구우측에서는 高層에서 공기가 수렴하여 地上氣壓이 상승한다. 한편 핵의 입구우측과 출구좌측에서는 高層이 공기가 발산하여 地上氣壓이 하강하고, 입구우측에 발생한 低氣壓은 진행하여 출구의 좌측에 달하면 급격히 발달하여 강풍역이 된다.

(2) 高層偏西風과 알류산低氣壓의 위치 및 강도

冬季北太平洋의 天候를 지배하는 알류산 低氣壓은 우리나라의 남동부, 일본부근의 前線帶에서 발생하여 동진하며 일본의 동쪽해상에 나타나면 高層의 기압골의 동에 해당하므로 앞에서 설명한 바와 같이 발달하여 高層의 等高線을 따라 북동진한다. 그 후 알류산 열도에 달하면 폐색하여 정체한다.

그런데 前線帶가 존재하는 위도는 매년 약간씩 달라지며 알류산 低氣壓의 위치와 강도도 다

르다. 임의로 선택한 1980년과 1982년 1월에 高層偏西風과 알류산 低氣壓의 위도를 살펴보자.



(a) 90°E~180°W의 경도범위에서 500mb 등압면 月平均偏西風速의 南北分布 (b) 180°자오선상에서의 地上低氣壓의 南北분포

그림 2.8

그림 2.8(a)는 북태평양전역을 포함하는 90°E~100°W 범위에서 위도 10°마다 구한 500mb 등압면의 月平均偏西風速의 南北分布를 (b)는 알류산 低氣壓의 위치와 강도를 나타내기 위해 180°경도선에서의 月平均地上低氣壓의 南北分布를 나타낸 것이다.

각각 실선은 1980년, 점선은 1982년에 해당한다.

1980년에는 偏西風速의 극대역이 30°N에 있고 그 180°선상에는 40°N에 低氣壓中心이 있다. 한편 1982년에는 風速의 극대는 36°N에 있고 180°경도선상에서의 低氣壓中心은 40°~60°N 부근에 있다. 따라서 偏西風의 강풍역이 남으로 치우치면 低氣壓도 남으로 치우치고 그 발달의 정도는 강하다. 한편 강풍역이 북으로 치우치면 低氣壓도 高緯度에 위치하여 그 발달의 정도는 약하다.

다. 東西指數와 그 變動

500mb 天氣圖의 等高線形式은 시간에 따라 다른데, 이는 偏西風의 풍속이 변동하기 때문이다. 平均偏西風速은 東西指數로 나타낼 수 있는데 偏西風速을 대표하는 東西指數와 低氣壓의 위치와 경로를 살펴보자.

(1) 東西指數와 低氣壓의 經路

먼저 北太平洋에서의 平均偏西風을 구하는 방법에 대하여 살펴보자. 그림 2.9에서와 같이 경

도범위를 90°E~100°W로 정하여 40°~60°N의 위도권을 경로 10°로 나누어 18개의 500mb 等壓面高度를 天氣圖에서 찾아 40°N와 60°N의 평균고도, 즉 H_{40} 와 H_{60} 를 구한다. 각각 좌표의 x 축을 동쪽으로 y 축을 북쪽으로 하여 40°N와 60°N의 거리(2,222km)를 Δy 라 할 때, 40°N와 60°N간의 平均等壓面傾度는 $(H_{40}-H_{60})/\Delta y$ 이다.

地衡風の 法則에 의해 이 等壓面傾度는 地球

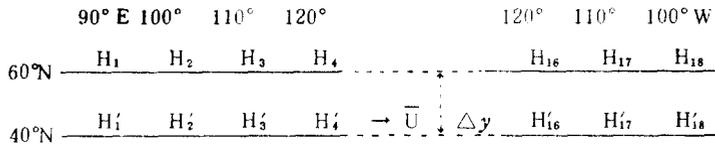
自轉의 轉向力에 비례한다.

$$\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \cdot \bar{U} = \frac{H_{40} - H_{60}}{\Delta y}$$

단, \bar{U} 는 風速東西成分의 平均值, ω 는 地球自轉의 角速度, φ 는 위도(이 경우는 50°), g 는 중력가속도.

따라서 40°~60°N에서의 平均風速은 다음과 같다.

$$\bar{U} = \frac{g(H_{40} - H_{60})}{2\omega \sin \varphi \cdot \Delta y} \dots\dots\dots(2.7)$$



$$\begin{aligned} \bar{H}_{60} &= (H_1 + H_2 + \dots\dots\dots + H_{18}) / 18 \\ \bar{H}_{40} &= (H_1' + H_2' + \dots\dots\dots + H_{18}') / 18 \\ \bar{U} &= \frac{g}{2 \omega \sin \varphi} \frac{\bar{H}_{40} - \bar{H}_{60}}{\Delta y} \end{aligned}$$

그림 2.9. 東西指數의 計算法

北太平洋에서의 平均偏西風速을 구하는데 위도범위를 40°~60°N를 사용한 이유는 그림 2.8(a)에서와 같이 위도범위를 0°~90°N로 하면 그 계산이 복잡하고 꽤 시간이 소요되는데 그림 2.8(b)에서 알 수 있는 바와 같이 40°~60°N의 平均風速으로 강풍역이 남·북으로 어디에 치우치는가를 알 수 있기 때문이다.

(2.7)식에서 ω , φ , g , Δy 는 모두 일정하기 때문에 \bar{U} 는 $H_{40} - H_{60}$ 에 비례한다. 따라서 平均風速은 ZI로 대체할 수 있다.

$$ZI = H_{40} - H_{60}$$

이 ZI(Zonal Index)를 東西指數라 한다.

ZI를 계산하기 위한 경도범위는 조사목적에 따라 다르다. 특정지역의 기상상태를 알기 위해서는 그 지역을 포함한 超長波의 1波長分 정도의 경도범위를 이용하여 ZI를 구한다.

本 研究에서의 조사대상은 北太平洋이므로 140°E~110°W의 경도범위를 사용한다. 이후의 ZI는 이 범위에서의 東西指數이다.

그림 2.8에서의 1980년과 1982년 1월의 실제

ZI를 계산해 보면 각각 237m와 330m이다. 이 사실로부터 偏西風과 低氣壓經路의 관계를 ZI를 사용하여 알 수 있다는 것은 명백하다. 즉, ZI가 높으면 低氣壓은 고위도로 치우쳐 진행하고 그 발달은 약하고 ZI가 낮으면 低氣壓經路는 남으로 치우쳐 강하게 발달한다.

(2) 東西指數의 變動

偏西風이 변동하듯이 東西指數도 불규칙한 주기로 변동하지만 계절에 따라 규칙적인 변동을 한다.

그림 2.10에서는 1961~1967년 6년동안 北太平洋에서 5日平均 ZI의 변화상태를 나타낸다. ZI는 불규칙적인 주기로 변동하는데, ZI가 높은 값에서 감소하다 다시 증가한다. 이러한 과정을 指數循環(index cycle)이라 한다. 이 주기는 대개 20~40일이나 계절에 따라 다르다.

指數循環이 일어나는 이유를 그림 2.11과 관련하여 설명한다.

ZI가 높을 때 그림 2.11(a)는 偏西風이 고위도로 치우쳐 장파의 진폭이 적다. 이 때문에 남

북의 온도차가 크고 강풍역의 풍속이 증대하는 데, 풍속이 임계치에 달하면 氣流는 불안정하게 되어 長波의 진폭이 증대한다(그림2·11(b)). 장파의 진폭이 증대함에 따라 寒氣는 남으로, 남의 暖氣는 북으로 수송되어 남북의 온도차는 점차 감소한다. 이때 偏西風速의 東西成分이 감소

되고 南北成分이 증대하여 ZI는 감소한다. 장파의 진폭이 더욱 증대하면(그림2·11(c)), 마루의 앞쪽은 고위도에서 분리되어 切離高氣壓(cut-off high)이 형성되고 끝의 앞쪽은 低緯度에서 분리되어 切離低氣壓(cut-off low)이 발생한다.

이러하여 고위도에서는 等壓面高度가 높고 저

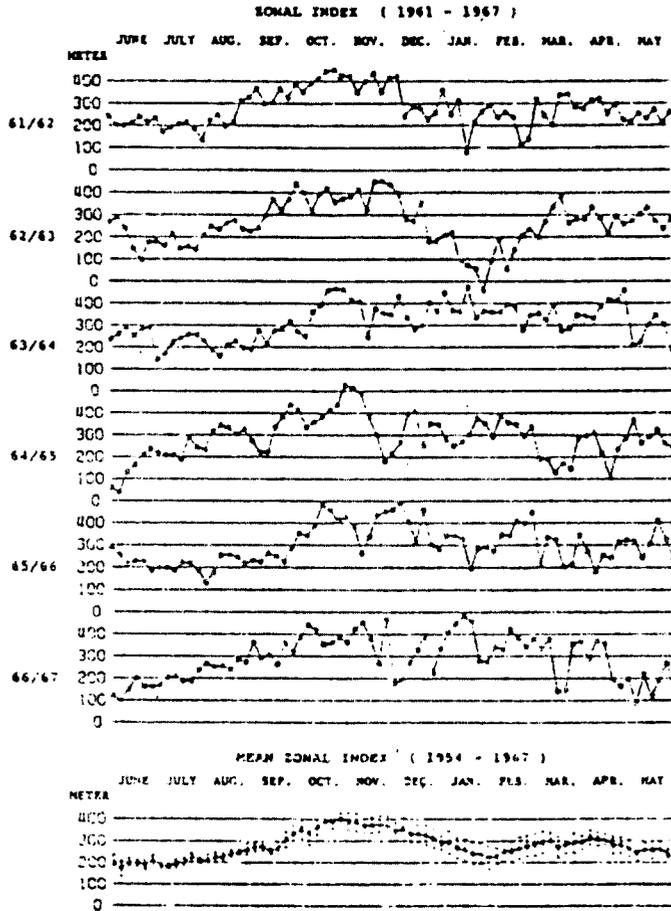


그림 2·10. 1961~1967년간의 5일 평균 ZI의 변화

1954~67년간의 5일평균 ZI의 평균연변화

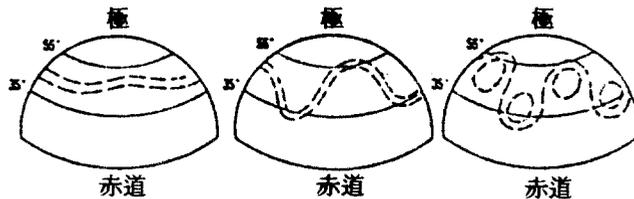


그림 2·11. 東西指數와 偏西風의 強風域

위도에서는 等壓面高度가 낮아 ZI가 작게 된다. 그러나 북상하여 고위도에 달한 暖氣는 냉각되고 남하하여 저위도에 달한 寒氣는 가열된다. 그리하여 ZI가 계속 낮은 상태로 지속되지 않고 남북온도차의 증대와 더불어 偏西風은 점차 강해져 ZI가 증대한다.

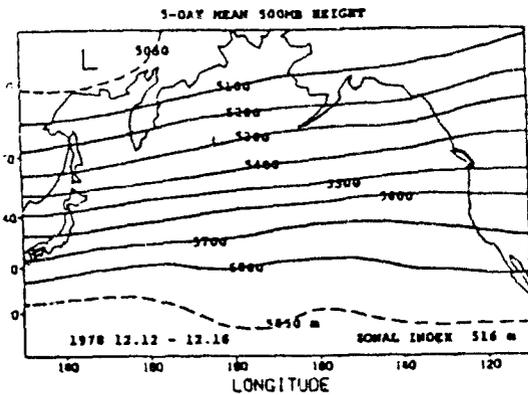
다음으로 ZI의 變動에는 규칙적인 季節變化가 있다. 이것은 그림 2·10의 아래 그림에서 알 수 있다. 이는 1954~67년 14년간의 平均變化曲線(mean zonal index)이다. 이 곡선에서 ZI는 봄(3·4월)과 가을(10월)에 극대이고 겨울(1·2월)과 여름(6·7월)에 극소가 된다. ZI의 표준편차는 10월에서 2월까지 冬季에 크고 4~9월 夏季

에 비교적 적다. 이는 冬季에 남북의 온도차가 크고 指數循環의 진폭이 크기 때문이다.

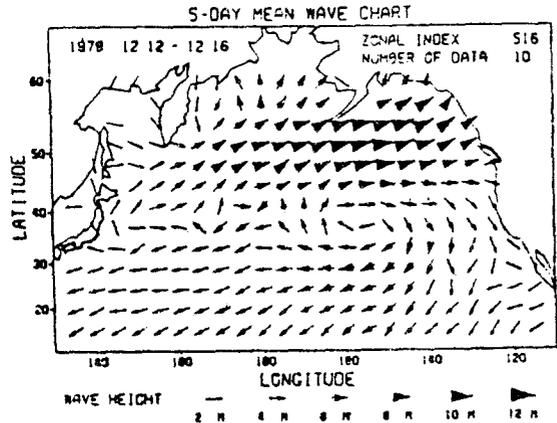
라. 東西指數에 따른 波浪分布

ZI에 따라 高層偏西風 및 알류산 저기압의 위치가 다른 것은 앞에서 설명했다. 여기서는 5일 평균 500mb 天氣圖와 같은 기간의 平均波浪分布圖를 이용하여 北太平洋의 氣象과 海象의 관계를 살펴본다.

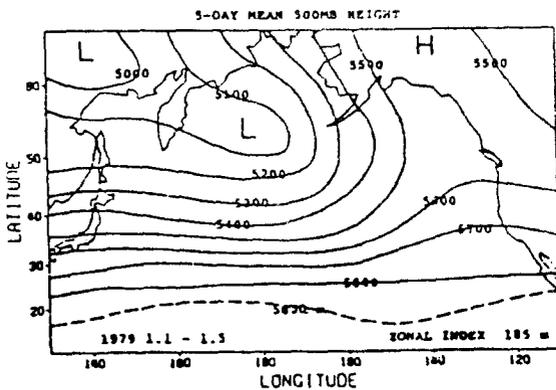
ZI가 높은 1978년 12월 12~16일(ZI=516m)과 ZI가 낮은 1979년 1월 1~5일(ZI=185m) 동안의 5일 평균 500mb 天氣圖를 그림 2·12에 그에 상응하는 波浪分布圖는 그림 2·13에 나타나 있다.



(a) 1978年 12月 12日~16日(ZI=516m)

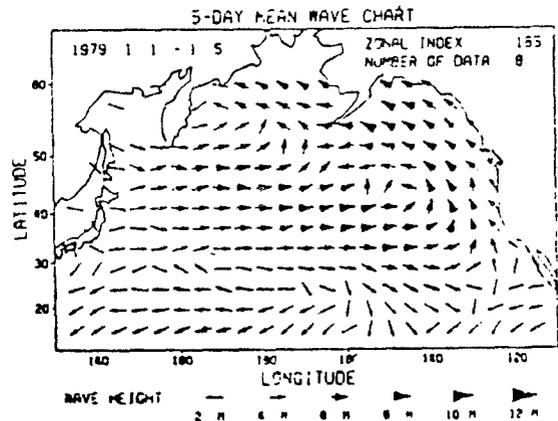


(a) 1978年 12月 12日~16日(ZI=516m)



(b) 1979年 1月 1日~5日(ZI=185m)

그림 2·12. 高指數期와 低指數期の 5일 평균 500mb 天氣圖의 예



(b) 1979年 1月 1日~5日(ZI=185m)

그림 2·13. 高指數期와 低指數期の 5일 평균 波浪分布圖

그림 12·2(a)를 보면 高層의 偏西風이 북으로 치우쳐 北太平洋의 北部全域에 서풍이 불고 있는 반면 (b)에서는 偏西風의 장파의 진폭이 현저하여 북극의 저압부는 남하하여 베링해에서 절리되어 독립의 저기압이 되고 열대의 고압부는 북상하여 알래스카에서 절리되어 독립의 고기압을 이루고 있다. 또한 이것에 상응하여 偏西風의 강풍역은 남으로 치우쳐 30°N 위도권에 존재한다.

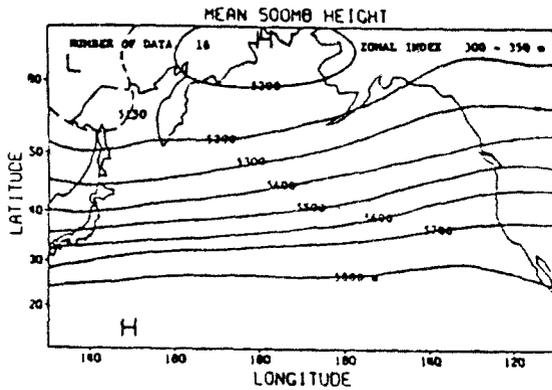
이와같이 ZI에 따라 高層大氣의 循環形式이 달라지는데 (a)를 高指數型(high index type), (b)를 低指數型(low index type)이라 한다. 指數循環을 분류하면 표 2-5 와 같다.

다음으로 高層天氣圖가 高指數型 및 低指數型 일 때 波浪分布가 어떻게 되는가 살펴보자.

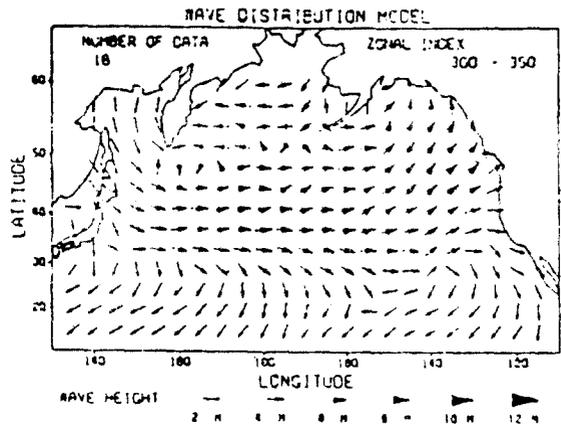
표 2-5 指數循環의 분류

Zonal Index	Index Pattern
300m 未滿	Low Index
300m以上 400m未滿	Medium Index
400m 以上	High Index

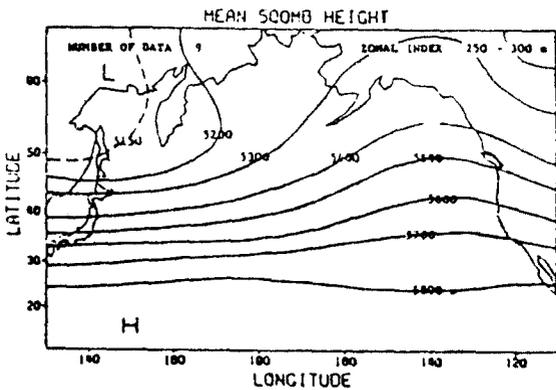
高指數期에는 서에서의 파랑이 45°N 이북에 한정되어 있고 波高는 동쪽으로 갈수록 강하다. 이는 偏西風의 강풍역이 북으로 치우친데다 장파의 진폭이 적어 西風의 파치가 길기 때문이다. 이에 반해 低指數期(b)에는 서에서의 波浪의 한계는 30°N 부근까지 남하하는 한편, 베링해에서 알래스카에 걸친 고위도영역은 알류산 저기압의 북쪽에 해당하므로 동에서의 파랑이 탁월하다.



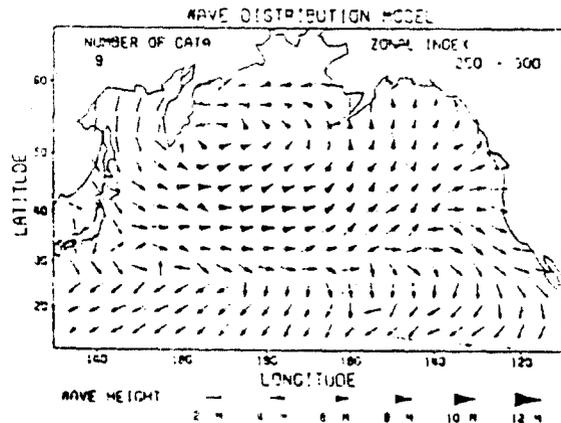
(a) ZI=300~350m



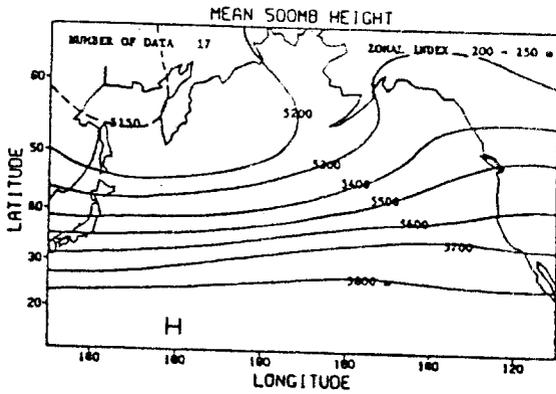
(a) ZI=300~350m



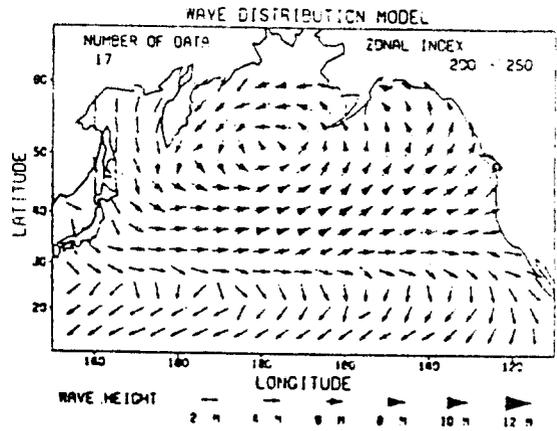
(b) ZI=250~300m



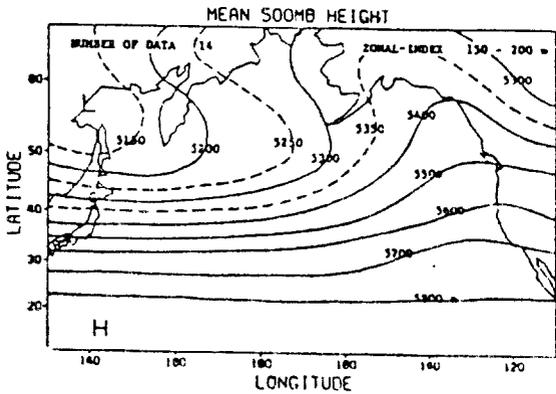
(b) ZI=250~300m



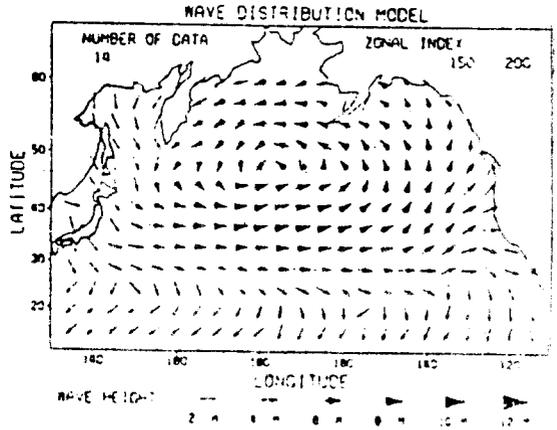
(c) ZI=200~250m



(c) ZI=200~250m



(d) ZI=150~200m



(d) ZI=150~200m

그림 2·14. 1978~83년동안 5일평균 ZI에 따른 고층천기도

그림 2·15. 파랑분포도

끝으로 2월에 高層의 循環이 변동함에 따라 波浪分布가 어떻게 변하는가를 조사하기 위해 1978~83년의 高層天氣圖와 波浪分布圖를 사용하여 5일평균 ZI를 50m 간격으로 4등급으로 분류하여 각 등급마다 500mb 合成天氣圖와 合成波浪分布圖를 작성했다.

먼저 그림 2·14의 500mb 天氣圖를 순서대로 살펴보면 ZI가 감소함에 따라 偏西風帶의 强풍역은 남하하여 강하여지며 强파의 진폭은 증대하고 있다. 다음으로 그림 2·15의 波浪分布圖를 보면, 500mb 天氣圖에 상응하여 체계적으로 변화

하고 있다. 대체로 ZI가 감소함에 따라 서에서의 파가 남하하여 베링해 전역에 걸쳐 동에서의 파가 일고 있다.

이상의 ZI와 波浪分布圖의 관계를 통해 선박의 항해와 관련하여 다음과 같이 말할 수 있다. 2월에 시애틀을 출항하여 한국까지 대권으로 항행하는 선박은 Unimark passage까지 좌현 혹은 좌현선미에서 오는 파를 받게되고 베링해에서는 선미파를 받게 된다. 그 후 캄차카와 튜릴열도 부근에서는 우현 혹은 우현선미에서 파를 받을 경우가 많다.

Ⅲ. 北太平洋에 있어서의 冬季 Current 分布

북태평양에서의 동계 current 분포가 선박운항에 미치는 영향을 조사함에 있어서는 먼저 current의 발생원인과 종류에 對하여 살펴보아야 한다.

1. 海流의 特性 및 發生原因

가. 海流의 特性

海流는 海水의 영구적인 흐름으로서 그 힘은 해면위에 불고 있는 바람의 접선변형력, 해수의 밀도분포, 중력 등의 구동력(driving force)과 Coriolis의 힘, 마찰력, 원심력 등의 조종력(Steering force)에 의해 흐름이 발생한다. 또한 이렇게 형성된 해류의 흐름을 타고 항해할 경우 약 10%내외의 연료절감이 가능할 정도로 海流가 船舶의 속력에 미치는 영향은 대단히 크다고 할 수 있다.

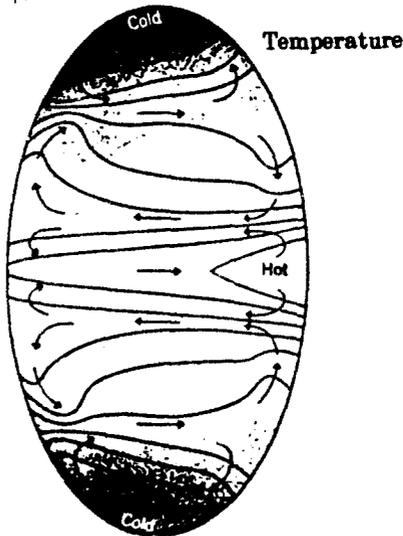


그림 3.1. 大洋에서의 수온분포에 의한 일반적 환류도

나. 發生原因

(1) 溫度分布의 차이(Temperature Differences)

적도지방과 극지방 사이의 기온경사(Temper-

ature gradient)로 인하여 적도지방의 가열된 해수의 표층부분이 용승하여 극방향으로 흐르게 되고 이 부분의 압력이 낮아져서 극지방의 냉각된 심해수괴(Deep water mass)가 적도방향으로 흐른다.

(2) 鹽分分布의 차이(Differences in Salinity)

그림 3.2에서 (+)기호는 물의 증가 즉, 증발보다 많은 강수의 영향으로 염분이 줄어지는 것을 표시하고, (-)기호는 물의 감소 즉, 강수보다 많은 증발의 영향으로 염분의 증가를 표시하고 있다.

따라서 海水의 흐름은 염분농도가 낮은 곳에서 높은 곳으로 흐르게 된다.

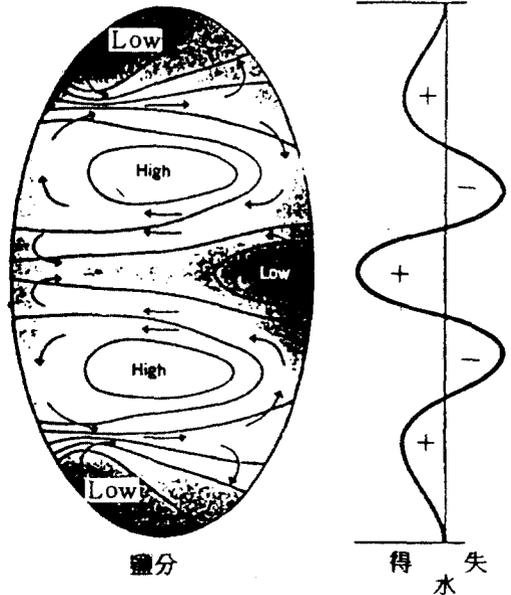


그림 3.2. 大洋에서의 염분분포에 의한 일반적 환류도

(3) 바람의 영향(Winds Effect)

해류의 가장 주된 발생원인은 바람으로 그림 3.3에서 보듯이 위도 40° 부근에서는 강한 편서풍의 영향으로 海流는 西에서 東으로, 위도 20° 부근에서는 무역풍의 영향으로 東에서 西로 향하는 강한 운동이 생긴다.

海流의 유속은 풍속에 비례하는데 대략 풍속의 2~4%의 속도로 흐른다.

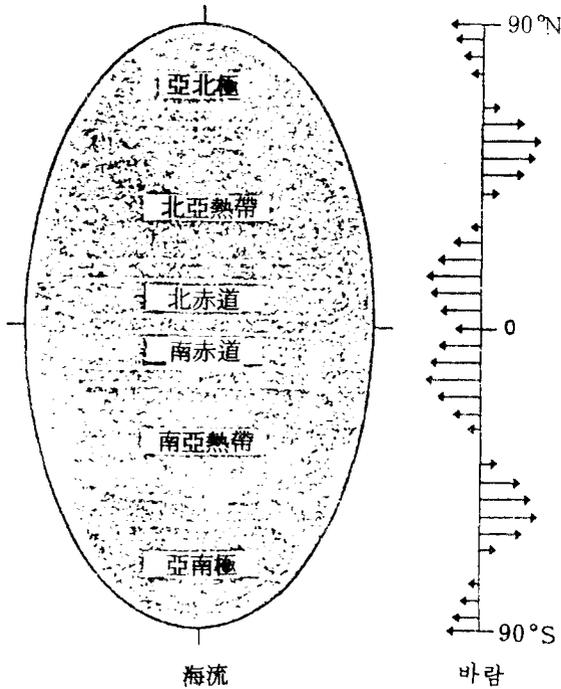


그림 3.3. 풍계와 해류계의 대응관계

다. 發生原因에 따른 海流의 分類

(1) 吹送流(Drift current)

바람에 의해 형성되는 海流로서 일정방향의 바람이 오래 지속되면 등기와 해면의 마찰로 인하여 해면운동이 일어나고 이것이 물의 점성때문에 점차 해수 심층까지 영향을 미쳐 海流를 이룬다.

E. Kman 理論에 의하면 海流는 지구자전의 向心力 때문에 流向은 風下의 우측으로 45° 정도 偏향해서 흐르고 심해로 들어 갈수록 流向은 시계방향으로 돌면서 유속은 점성에 의한 에너지 손실로 급격히 줄어든다. 그래서 어떤 깊이에서 유속은 표면유속의 반대가 되고 그 깊이에서 유속은 표면유속의 4%정도가 된다.

(2) 傾斜流(Slope current)

海水가 바람에 의하여 이동한 후 대륙에 부딪히면 海水가 堆積되어 해면에 경사를 일으키게 되는데, 이차려 바람, 기압의 수평경도, 강수 등으로 인하여 해면에 경사가 생겨서 발생하는 海流이다.

(3) 密度流(Density current)

海水의 밀도 즉, 수온과 염분분포에 의해서 형성되는 海流로서 어떤 해면의 수평온도차에 의해서 해면경사가 생기게 되면 등압면은 난수층으로 기울게 되어 해수는 난수층에서 냉수층으로 향하여 운동하게 되는데 동시에 coriolis 힘이 작용하기 때문에 방향은 점점 변화하게 된다.

(4) 補流(Compensation current)

어떠한 원인에 의하여 해수의 이동이 일어나면 유권의 연속 성질에 의해서 다른 지역의 해수가 이를 보상하기 위해 흐르게 되는 해류이다. 예를 들면 적도반류, Oyashio, Alaska 해류 등이 이에 속한다.

2. 海流의 分布 및 種類

가. 大洋에 있어서의 海流系

(1) 수평방향의 해류는 前述한 바와 같이 주로 바람에 의해서 분포와 방향이 결정되

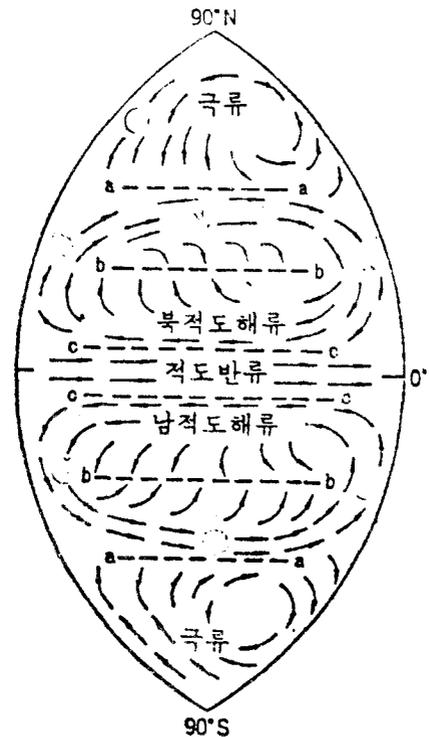


그림 3.4. 大洋에서의 海流系 모형

지만, 主風의 방향과는 정확하게 일치하지 않고 지구자전의 영향에 의해서 북반구에서는 풍향보다 우측으로 전향한다.

(2) 남·북적도 해류는 대양의 서단에 이르면 대부분 극방향으로 전향하고 마침내 편서풍을 따라 대양을 횡단한다. 동단에 이르면 대부분 적도쪽으로 전향하여 하나의 커다란 환류계를 형성한다.

(3) 극지방에서는 편동풍에 의한 해류가 극에서 비스듬히 적도쪽으로 흘러서 작은 환류계를 이룬다.

(4) 따라서, 북태평양의 조류계를 살펴보면 북적도해류 → Kuroshio → 북태평양해류 → California 해류라는 정연한 환류계를 이루며 북방에서는 Oyashio가 남하하여 극전선을 형성한다.

나. 北太平洋海流

그림 3·5에서 보는 것처럼 북태평양 해류에는 적도반류, 북적도해류, Kuroshio 해류, 북태평양해류, 캘리포니아 해류, 알래스카 해류, Oyashio 해류 등이 있다.

(1) 적도반류(Equatorial Counter-Current)

대체로 3~7°N 사이를 西에서 東으로 흐르는 해류로서 유속은 1~3 Knot, 두께는 100~200m 정도이다. 무역풍에 의해서 서쪽으로 흐르는 북적도 해류가 남동아시아 해안이 만과 같은 모양을 하고 있기 때문에 이곳에 퇴적되어서 135°E 해면은 99°W 해면보다 약 63cm 높아져 있다. 이 작은 경사가 적도반류를 형성한다.

(2) 북적도 해류(North Equatorial Current)

북동 무역풍에 의하여 발생하는 온류성 해류로서 7°~25°N 부근에 존재하며 북미서안에서 필리핀까지 東에서 西로 횡단하고 유속은 0.5~1.5 Knot 정도이다. 필리핀 부근에서 양분되어 하나는 북상하여 Kuroshio의 근원이 되고 하나는 남하하면서 Mindanao 섬 동안을 따라 흘러 적도반류에 연결된다. 겨울철에는 계절풍의 영향을 받아 서부쪽보다 훨씬 남쪽까지 퍼진다.

(3) Kuroshio 해류

북적도 해류가 필리핀에 이르러 북상하면서 日本동안에 이르는 해류로서 대만부근에서 유속

이 1~2 Knot, 오키나와 부근에서 2~2.5 Knot, 日本 근해에 이르면 3~4 Knot에 달한다. 수온이 높고 Sanriku(三陸) 外海에서 쿠릴열도 근해로부터 남하하는 한류계 Oyashio 해류와 접하여 극전선을 형성하며 선형으로 퍼지면서 東流하여 북태평양 서풍피류에 연결된다. Cf. Kuroshio Extension(160°E 부근까지)

(4) 북태평양 서풍피류(North Pacific Current)

Kuroshio 해류의 속류로서 35~50°N의 중위도 편서풍에 의하여 발생하는 온류계의 東流로서 유속은 0.4~0.8 Knot 정도이다. 이동하여 북태평양 동안에 부딪히면 일부는 북상하여 알래스카 해류에 연결되며 대부분 남진하여 캘리포니아 해류가 된다.

(5) 캘리포니아 해류

서풍피류의 말단은 Alaska에 달하여 일부는 북상하지만 대부분은 40°~45°N에서 북미 서안을 따라 남하하여 Mexico—중양미국 의해에서 SSW로 전향하고 차츰 西流가 되어 북적도해류에 합류한다. 겨울철에는 중앙미국 연안을 따라 48°N 또는 더 북쪽에 이르는 차가운 반류인 Davidson current가 나타난다.

(6) 알래스카 해류

북태평양 서풍피류가 북미대륙 서안에 부딪혀 북상하여 Alaska 연안에 이르러 NW 탁월풍의 영향을 받아 차츰 전향하여 서풍피류와의 사이에 생기는 반시계방향의 한류를 말한다. 겨울철에는 Davidson current에 의해 세력이 강화되며 일부는 Aleution 열도를 따라 西流하면서 섬 사이를 통과하여 Bering 해로 흘러 들어가서 Oyashio를 助成한다.

(7) Oyashio 해류

오호츠크해, 쿠릴열도 근해, Kamchaca 근해의 해빙이 녹아서 생긴 저온, 저염분의 해수가 남하하는 것을 말한다. 日本 Sanriku(三陸) 外海 부근에서 Kuroshio와 접하여 극전선을 형성하고 유속은 0.3~1.0 Knot 정도이고 두께는 200~400 m 정도이다. 표층에서는 바람의 영향을 받아 겨울에서 이른 봄철 사이에 강세를 보이며 일반적으로 동계에 남하하고 하계에 북상한다.

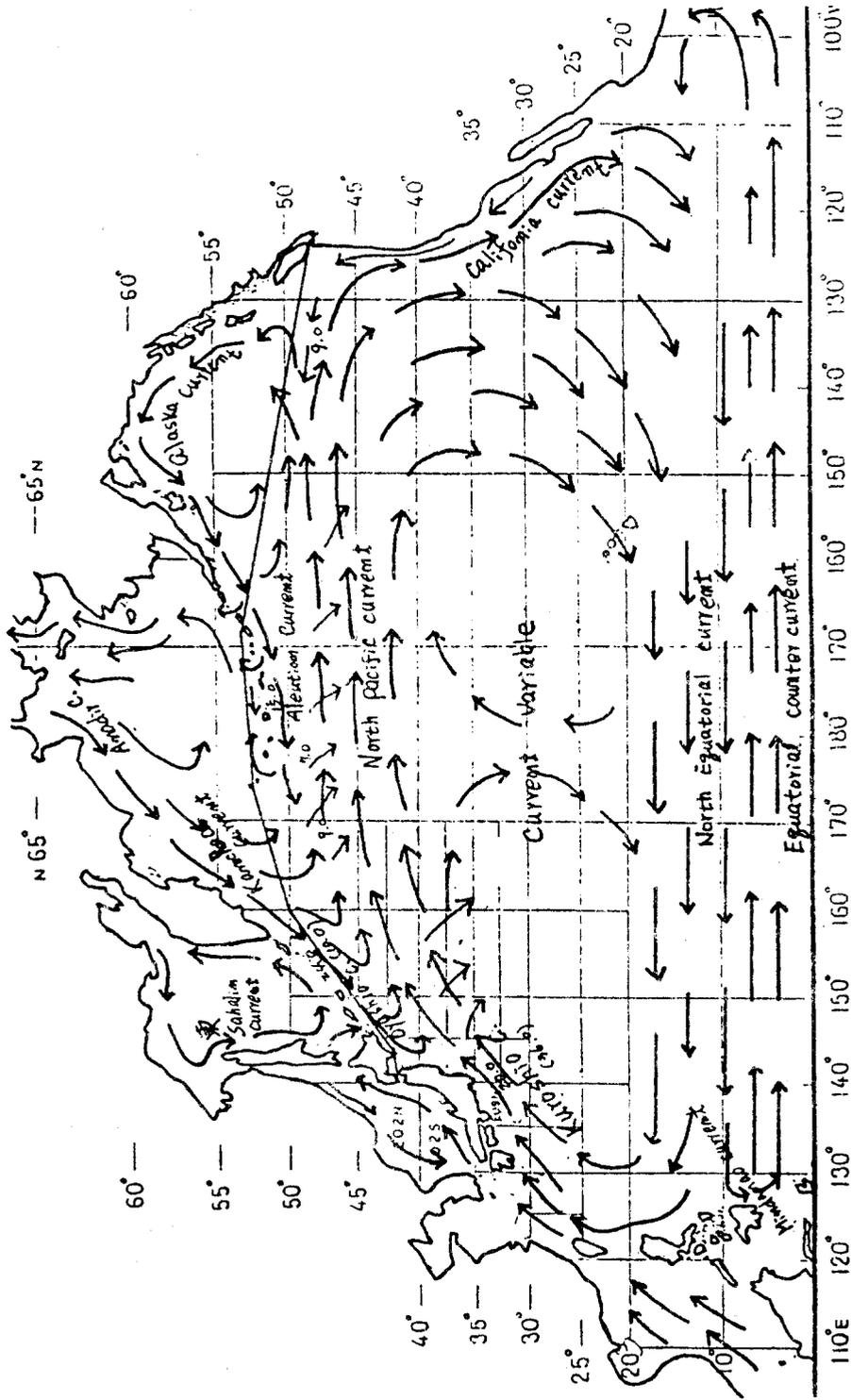


그림 3·5. 북태평양 해류

3. 冬季 北太平洋 항로에서의 Current 의 영향

이상에서 고찰한 바와 같이 겨울철에 북미 서안을 출항해서 日本 근해쪽으로 항해하는 선박은 북미 연안을 따라 올라오면서 캘리포니아 해류의 반류인 약한 Davidson current 의 영향을 받다가 Unimark Pass 까지는 알래스카 해류의 환류영향으로 약 0.2 Knot 의 Head current 를 받는다.

Unimark Passage를 지나 Aleutian열도 부근에서는 西流인 유속 약 0.6~0.7 Knot 의 Aleutian current 영향을 받게 되고 Attu Is. 를 통과하면서 부터는 Kamchaca current 의 지류인 약한 NNW current 를 받다가 Kamchaca 남단부근에서 Kamchaca 해류와 Oyashio 해류의 合流인 강한 NE current 를 받게 된다.

그러나 겨울철에는 북태평양 저기압대의 강한 바람때문에 원래의 流向과는 관계없이 국지적인 유향은 풍향의 영향을 크게 받는다고 볼 수 있다.

IV. 北太平洋에서의 冬季 最適航路

最適航路라고 하는 것은 같은 목적지를 가는데 다른 航路를 통하는 경우보다 단시간내에 목적지에 도착할 뿐만 아니라 安全이 보장되는 항로를 말한다.

航海中 황천으로 인하여 선박이 위험을 느끼게 되면 기관의 출력을 낮추고 침로를 수정하면서 항해하여야 한다. 그러므로 기상 및 해상상태를 고려하면서 船速은 시간, 장소 및 침로라는 변수로 이루어지는 함수로 파악되어야 한다.

그림 4·1은 한 선박의 유의파고에 따른 선속의 한계를 나타낸 그림이다. 이 그림을 보면 船速은 파고와 침로에 따라서 결정됨을 쉽게 알 수 있다.

우리가 어떤 출발지 A항으로부터 목적지 B항까지 정상적인 항해를 하여 24시간 정도가 걸린다고 하고 출항전에 24시간 후 미래에 대한 기

상과 해상상태를 완전히 파악하고 있다고 하자. 그러면 그림 4·1을 이용하여 그림 4·2와 같은 최단시간 항로를 결정할 수 있다.

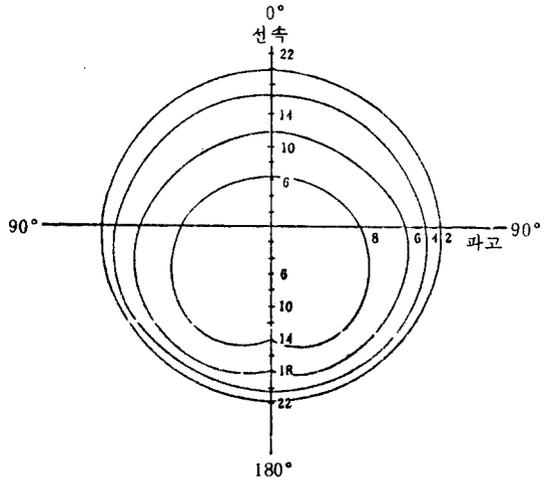


그림 4·1. 極座標表示의 性能曲線

즉, 그림 4·2에서 보면 A, B지점간의 공간적인 최단거리는 직선거리 침로인 (A)—①의 경로가 되겠지만 시간적인 최단침로는 (A)—③가 되는 것이다.

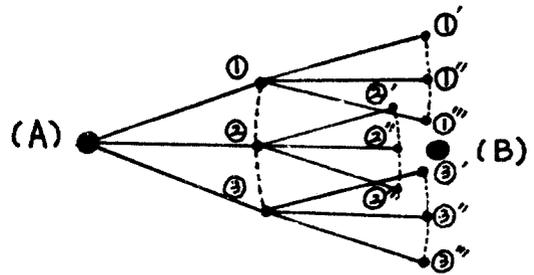


그림 4·2

1. 冬季 北太平洋의 東航船과 西航船의 航路에 對한 檢討

오늘날 최신의 Container 선이 북태평양을 횡단하는 데는 대략 10일내외의 항해일수가 걸린다. 이러한 선박들이 출항시에 10일후의 미래에 대한 기상과 해상을 완전히 알고 있다면 최단시간이 소요되면서 보다 안전한 항로를 결정하여 항해할 수 있다. 그러나 현실적으로 그러한 일

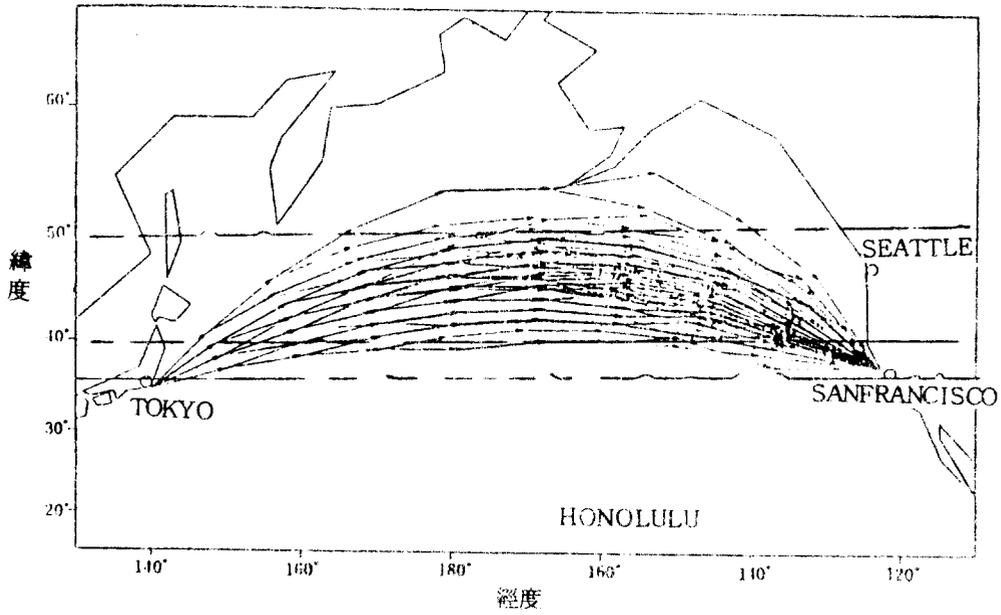


그림 4.3. 最短時間航法船의 航跡(東航船)

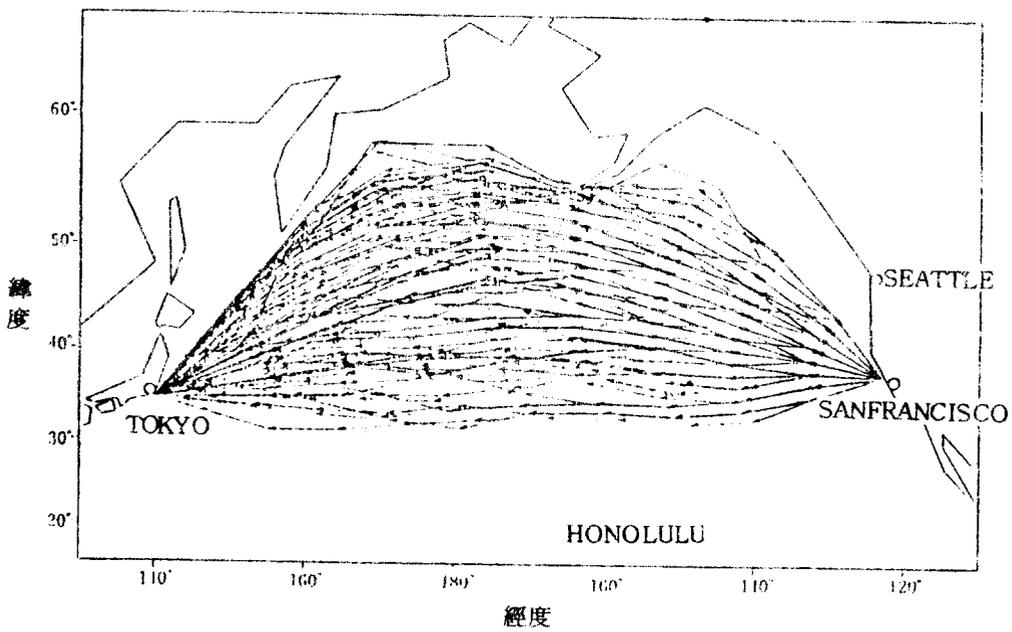


그림 4.4. 最短時間航法船의 航跡(西航船)

이 불가능하므로 과거의 기상 및 해상자료를 이용하여 가상선박의 동계북태평양 횡단의 최단시간 항로를 결정하는 Simulation을 하면 동계 북태평양에서의 최적항로 결정의 실마리를 찾을 수 있을 것이다.

출항전에 목적지 도착까지의 미래에 對한 기상과 해상을 완전히 파악하고 있다는 가정하에 최신의 Container 船(G/T 16, 200톤, 길이 175m)이 冬季 일개월간 Tokyo와 Sanfrancisco 간을 항

해하는 최단시간 항로를 찾는 Simulation 결과는 그림 4.3 및 그림 4.4와 같다.

東航船의 최단시간 항로는 대략 대권항로를 중심으로 그 주위에 집중되어 있다. 그러나 西航船의 항로는 위도 30°N에서 60°N까지 광범위하게 분산되어 있음을 볼 수 있다.

그림 4.5는 西航船의 어느 해 1月中 Sanfrancisco출발일자에 따라서 결정되는 항로의 Vertex를 출발일자와 동시에 표시한 것이다.

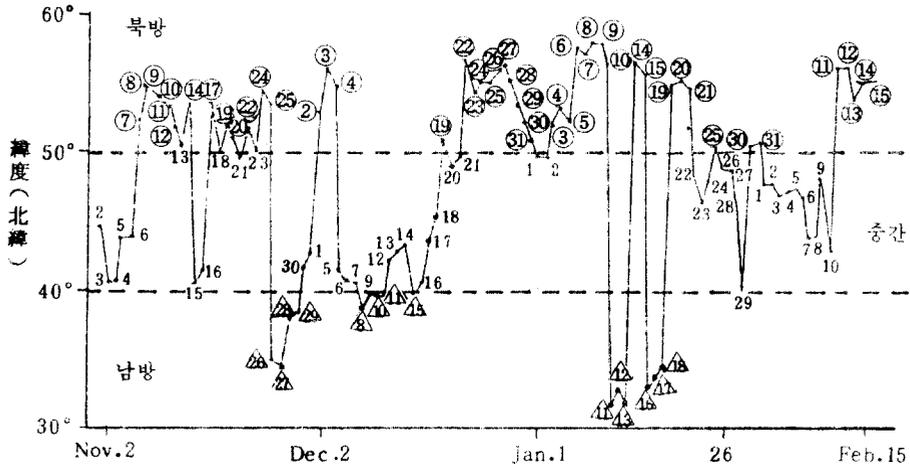


그림 4.5. 西航最短時間航法船의 航跡의 Vertex의 變化(小數字는 出港日)

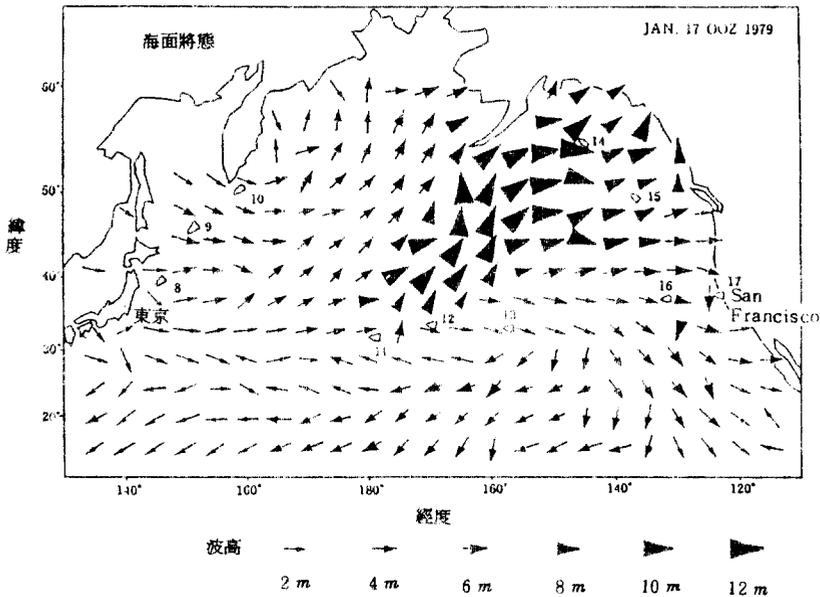


그림 4.6. 1월 17일의 해면상태와 이때 항주하고 있는 최단시간 항법선의 위치

위 그림을 보면 남방항로가 2~3일 계속된 후 북방항로가 2~3일 계속되는 변화가 극심함을 알 수 있고 西航에서는 북방항로가 최단시간 항로가 되는 경우가 잦음을 알 수 있다.

그림 4·6은 그해 1월 17일의 해면상태와 이 날짜에 북태평양을 西航하고 있는 최단시간 항법선의 선위를 표시한 것이다. 船位열의 작은 숫자기호는 그 선박이 Sanfrancisco를 출발한 날자이다. 이 그림은 1월 17日 어느 시간의 한 단면을 보여주는 그림으로 이 시간의 전후를 통하여 대권항로 부근에서는 四方으로부터 오는 파랑이 대단히 높았음을 알 수 있다.

그림 4·7의 (a) 및 (b)는 西航船과 東航船의 항해완성 소요시간을 표시한 것이다.

그림 4·5에서 西航船의 항해시간을 보면 1월

13日 출항선은 남방항로를 택하게 되고 1월 14日 출항선은 북방항로를 택하게 되는데, 그림 4·7(a)를 보면 항해소요시간은 공히 257시간 내외로 거의 같음을 알 수 있다. 그리고 東航船의 항해소요시간은 西航船에 비하여 평균적으로 크게 짧을 뿐만 아니라 큰 기폭이 없다는 것을 알 수 있고 이것은 동계 북태평양에서 東航船의 항해에는 큰 어려움이 없음을 잘 시사하고 있다.

과거 십수년 동안에 우리나라 선원들이 승선한 선박들이 동계 북태평양 항해에서 조난당하여 전원이 실종된 大事件들을 보면 Pack Rover 호 조난실종, Roses 호 조난실종 및 최근의 Hanjin Incheon 호 조난실종 등 모두 동계 북태평양에서 航의 西航海에서 생긴 사건들이다.

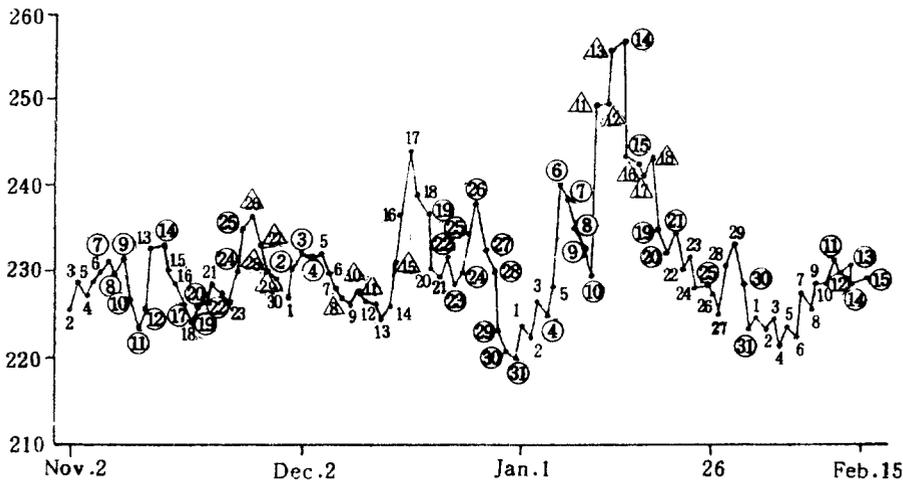


그림 4·7. (a) 最短時間航法船의 航海時間(西航船)

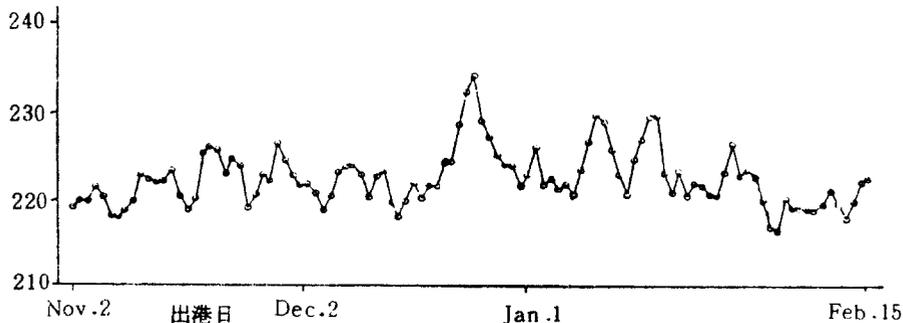


그림 4·7. (b) 最短時間航法船의 航海時間(東航船)

2. 冬季 北太平洋 航行船의 最適航路

가. 東航船의 最適航路

동계 북태평양에서 발생한 조난사고의 실례를 표시하는 표 1-1 과 항로선정을 위한 참고자료인 그림 4·3 및 그림 4·7(b)를 보면 동계 북태평양 東航船은 큰 위험없이 항해하고 있음을 알 수 있다. 그리고 東航船의 最適航路는 위도 40°N~50°N 사이를 항해하는 대권과 저동권 항해의 연결임을 쉽게 알 수 있다.

나. 西航船의 最適航路

앞으로 기상 및 해상에 관한 학문과 지식이 아주 발달되어 10일 정도의 미래에 對한 기상 및 해상의 상태를 확실하게 예보하는 때가 오면 출

항 일자에 따른 최적의 북방, 중위도 또는 남방 항로를 결정할 수 있을 것이다.

그러나 오늘날 기상학의 발달정도로는 정확한 미래의 기상예보는 48~72시간 정도의 시간범위를 벗어나지 못하고 있다. 그러므로 동계 북태평양에서의 西航船에 對한 最適航路는 과거의 대 해난사고 실적과 기상 및 해상의 기록에서 최단시간 항로를 Simulation 한 결과와 동계의 파랑, 풍향 및 current 를 관측한 자료를 근거로 하여 결정할 수 밖에 다른 방법이 없다.

(1) 過去の 大海難이 발생했던 장소

표 1-1 에 기록된 대해난이 발생했던 장소를 동계특유의 低指數期 북태평양 파랑분포도에 記入하여 보면 그림 4·8 과 같다.

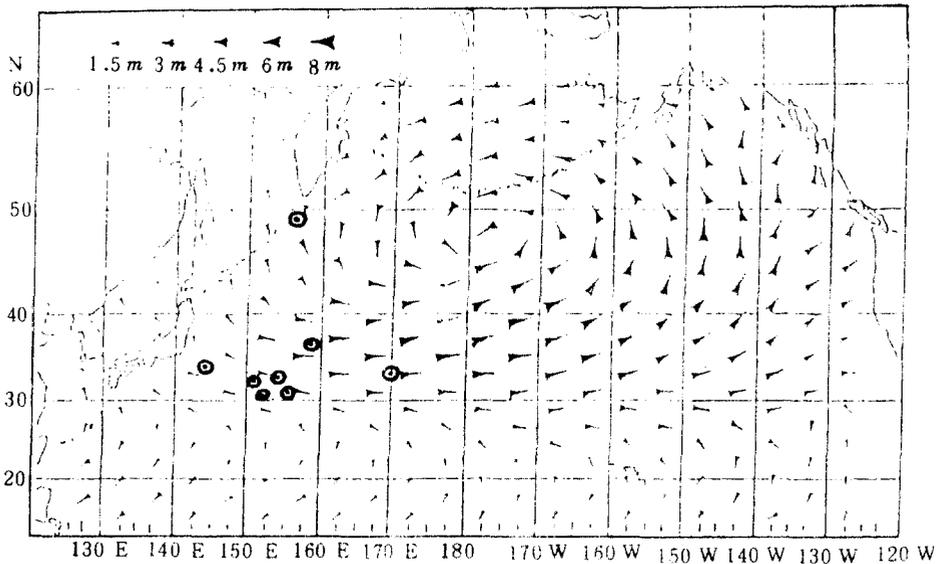


그림 4·8. 低指數間의 北太平洋 平均波浪分布 및 사고海點

그림 4·8을 보면서 우리가 느끼는 것은 동계에 북태평양 西航船이 태권항로를 취하면서 높은 위도지방을 항해하면 더욱 많은 해상위험에 노출될 것이라는 우리의 상식이 아주 틀릴 수 있다는 것이다.

(2) 氣象 및 海象狀態

이러한 우리의 상식선에서의 생각이 크게 틀려 있다는 것은 북태평양의 강풍해역을 표시하는 그림 4·9, 북태평양의 고파해역을 표시하는 그림 4·10, 북태평양의 동계평균 풍속을 나타내

는 그림 4·12 및 북태평양의 평균파고를 나타내는 그림 4·13을 보면 쉽게 알 수 있다.

강풍해역과 高波海域의 그림을 보면 西航船이 북방항로를 택하는 경우보다 남방항로를 택하는 경우가 오히려 이러한 위험해역을 항해하는 시간이 길다는 것을 알 수 있다. 그리고 연중의 평균풍속과 평균파고를 보여주는 그림 4·11 및 그림 4·12를 보면 또한 남방항로가 북방항로에 비하여 좋은 점이 별로 없다는 것을 쉽게 이해할 수 있다.

Note : Numbers 1~12 correspond to Months from
January to December

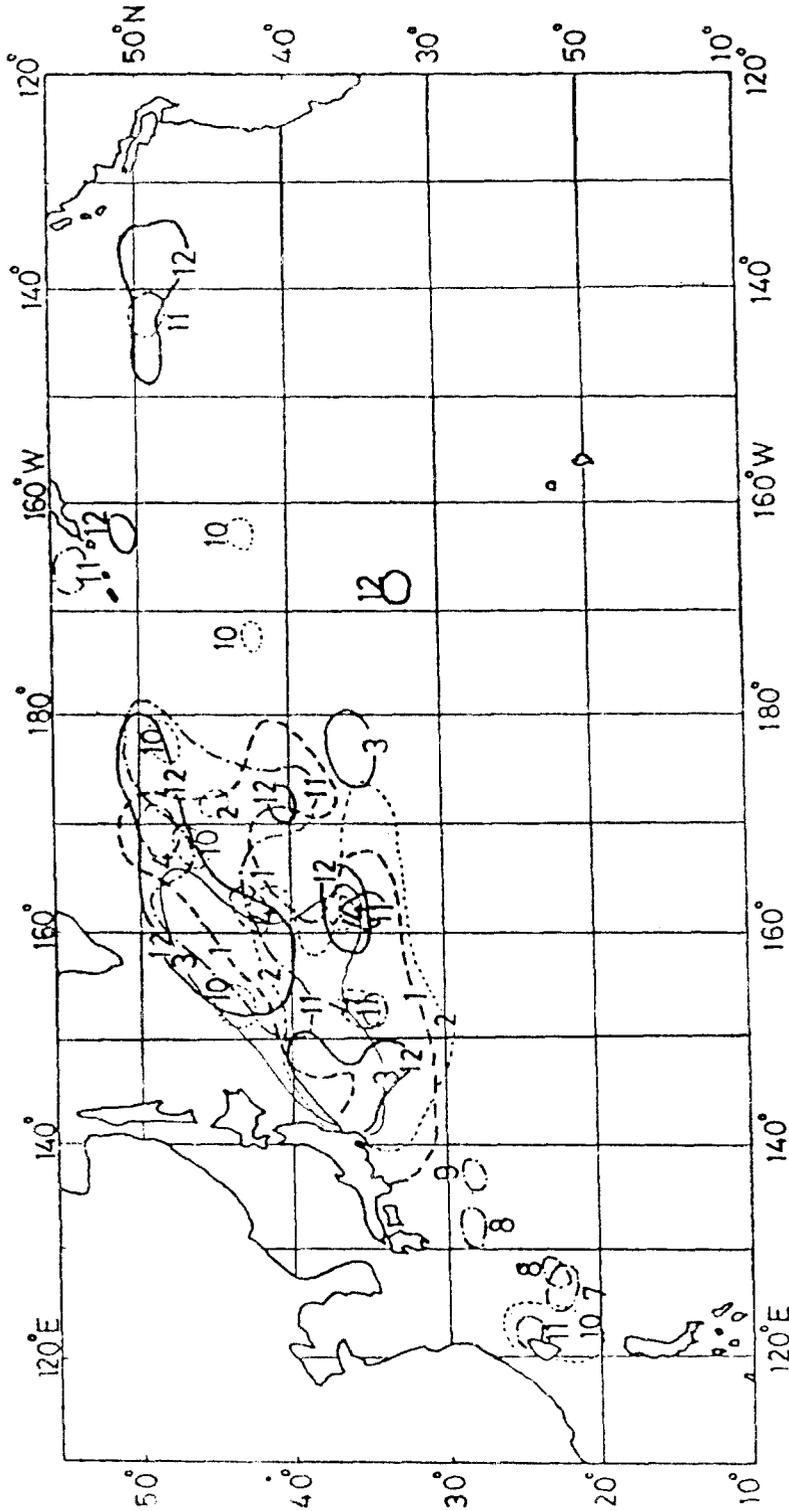


그림 4·9. Area Distribution Where Strong Winds Over 50 knots
Has Been Observed More Than 10 Times in Each Month through 10 Years

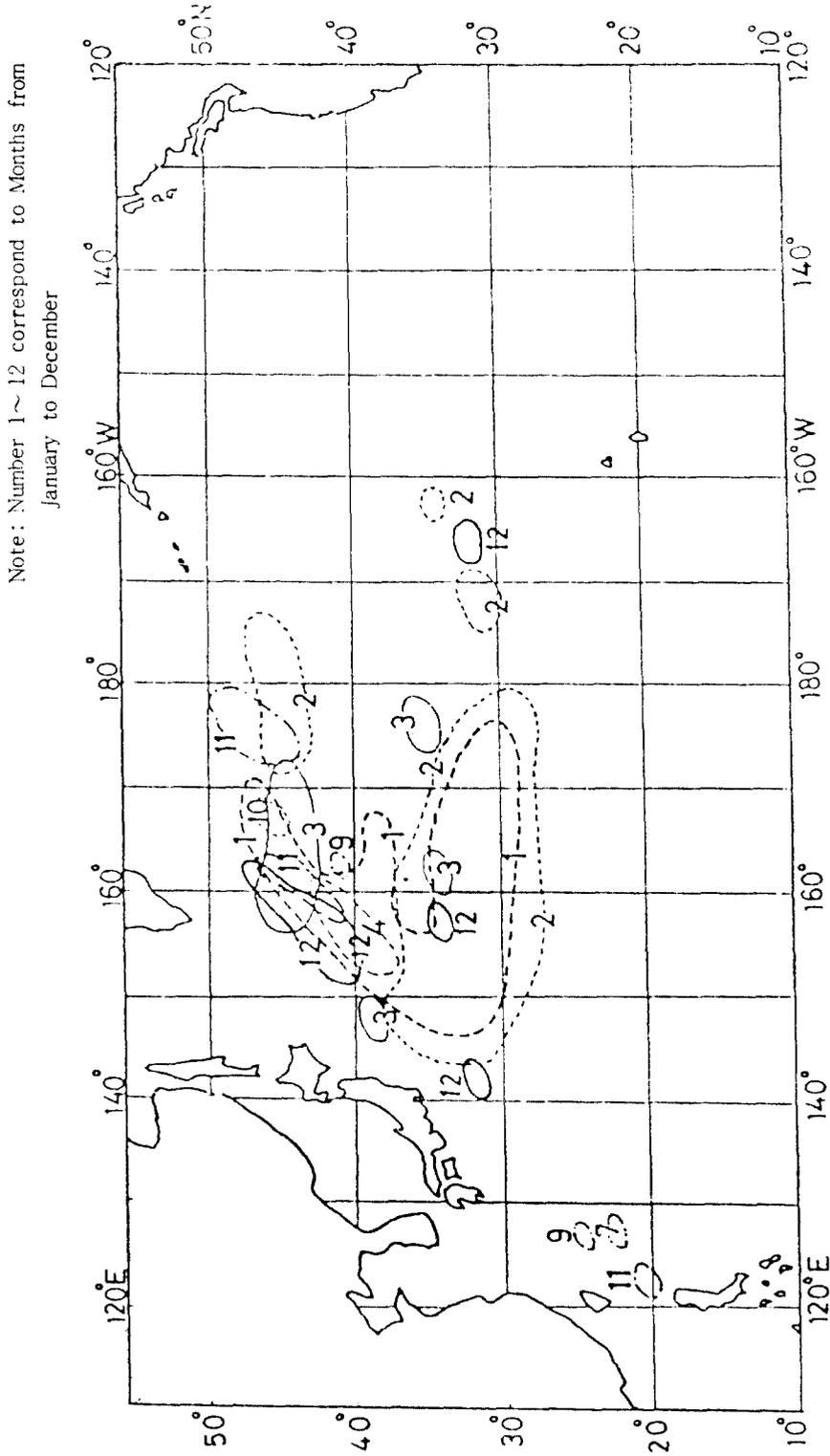


그림 4.10. Area Distribution Where High Wave Over 10m Has Been Observed More Than 10 Times in Each Month through 10 Years

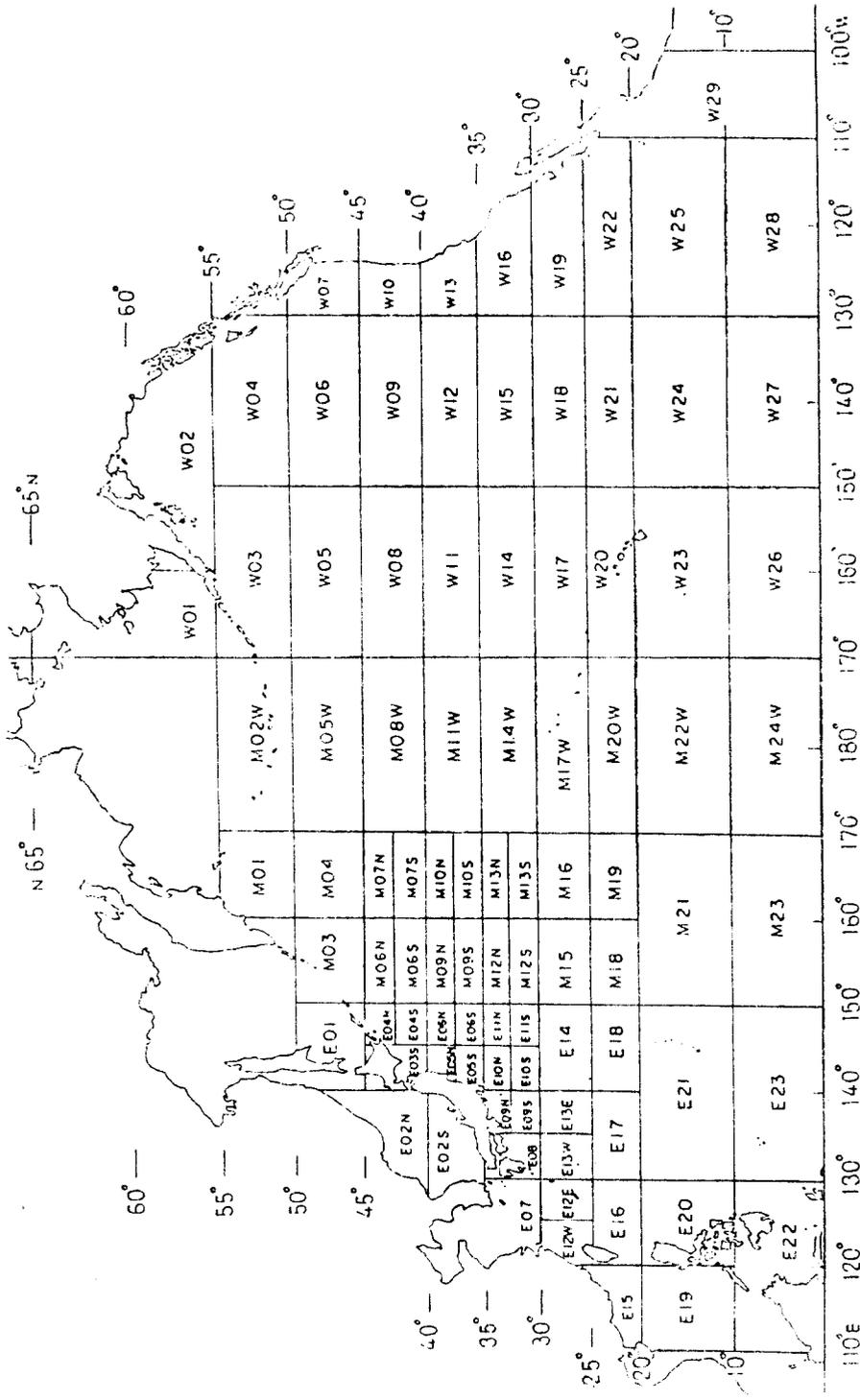


그림 4-11. Division of Sea Area into Sub-Zones

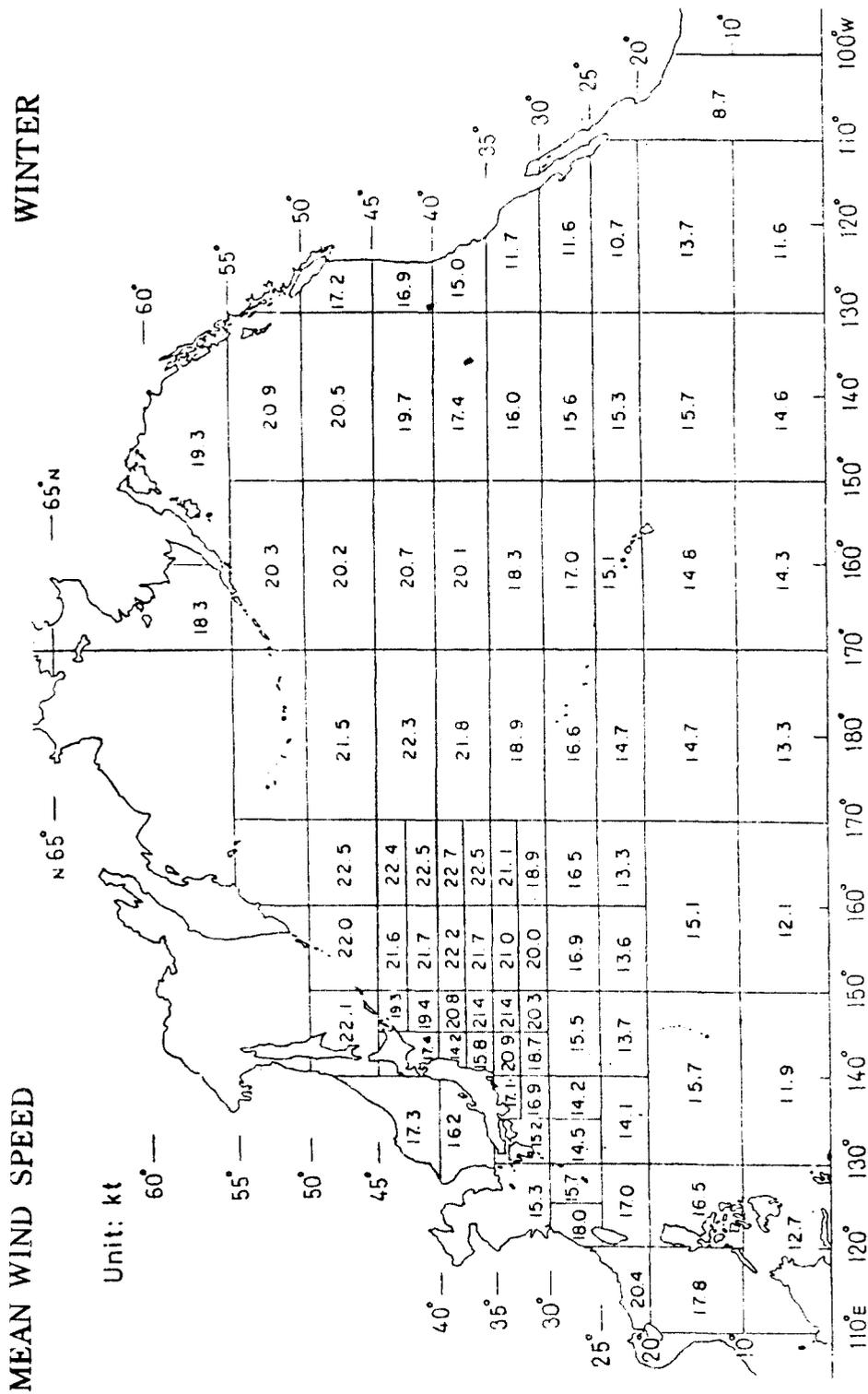


그림 4.12

WINTER

MEAN WAVE HEIGHT

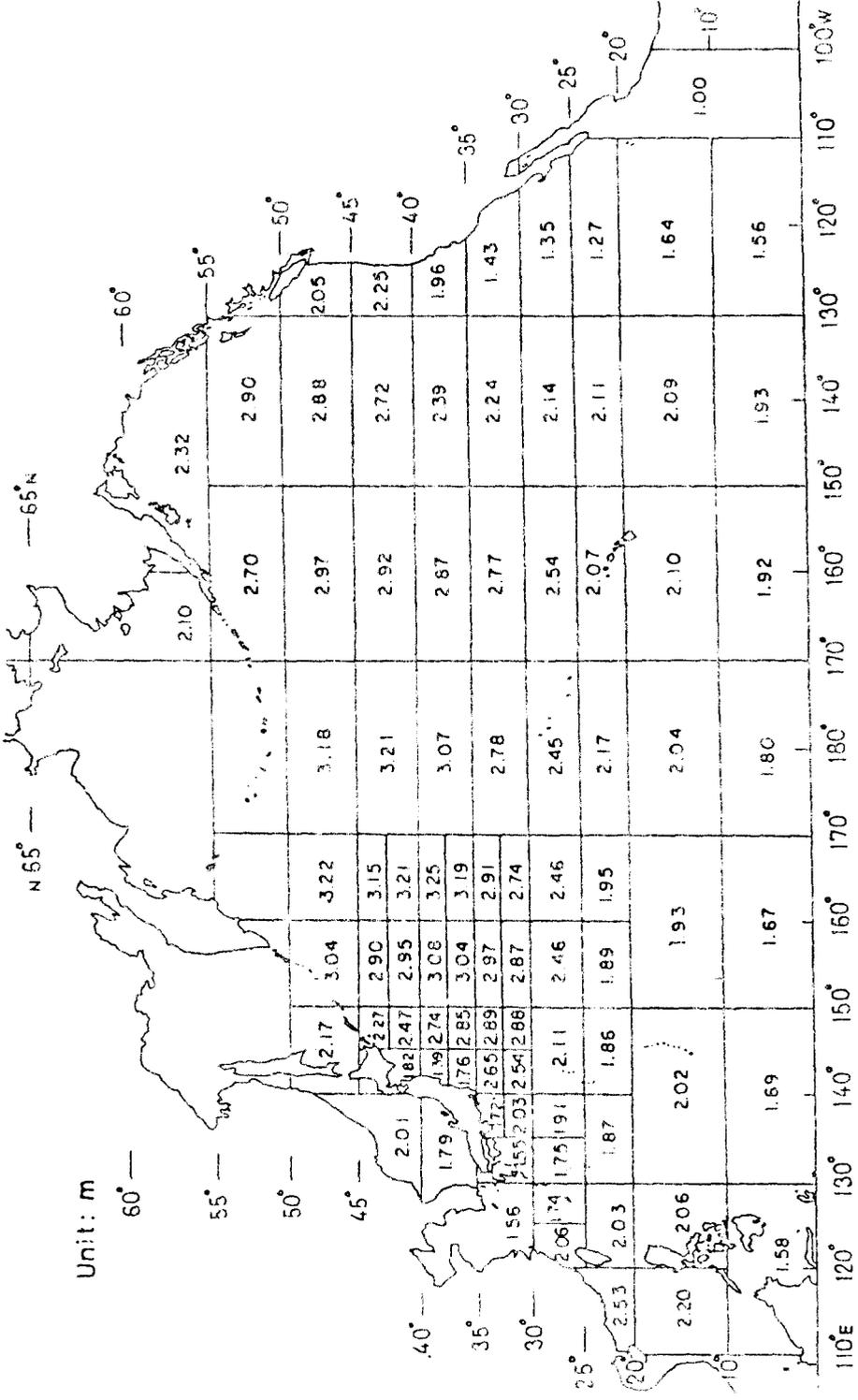


그림 4-13

이상의 기상 및 해상도표와 과거의 해난사고 발생해역과 그림 4·5 및 그림 4·7(a)를 보면 동계의 북태평양 西航에서 최적항로는 南方보다

北方항로에 있다는 것을 알 수 있다.

(3) 最適航路

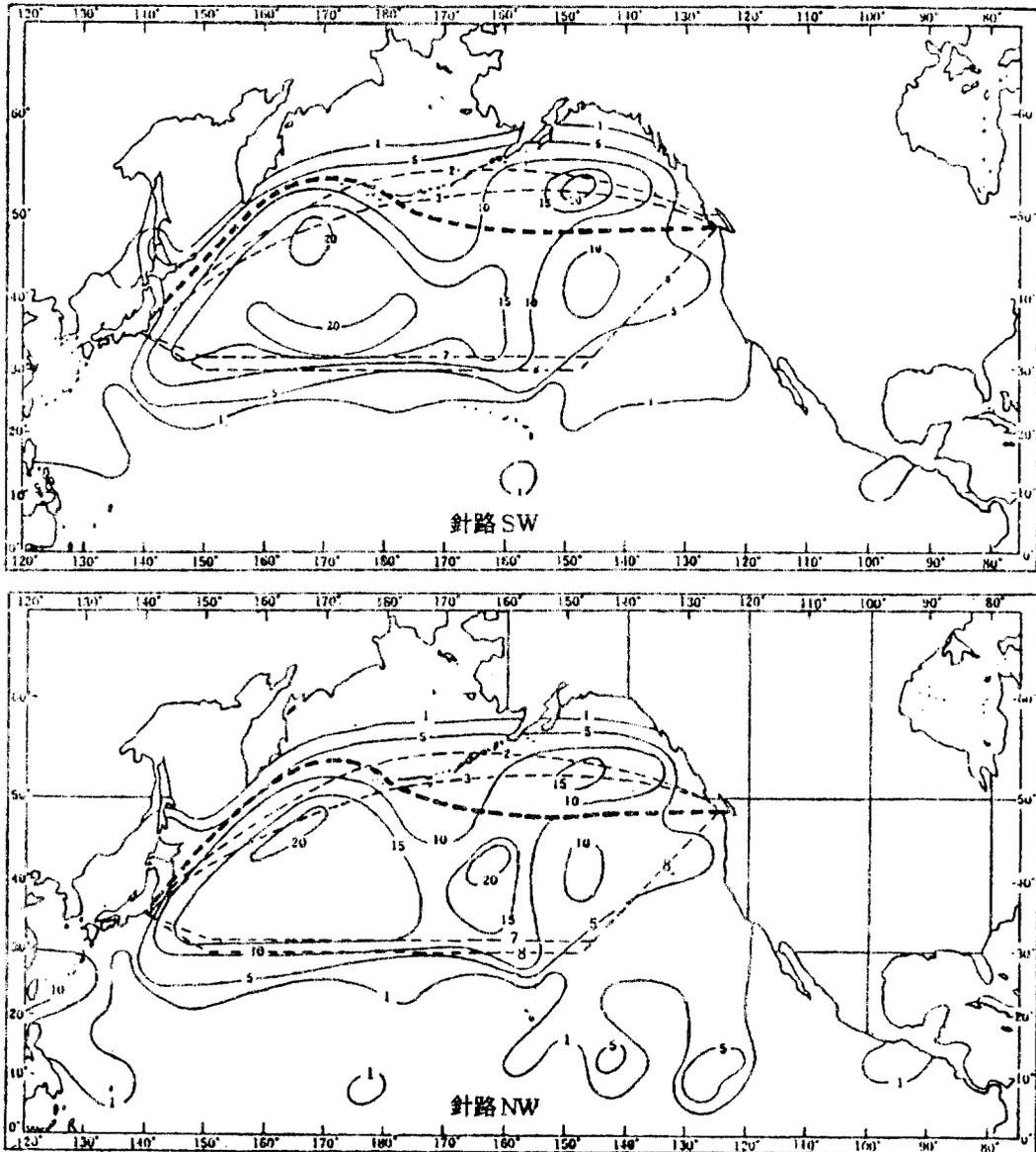


그림 4·14. 枋랑도와 미국수로지의 동계추천 항로도

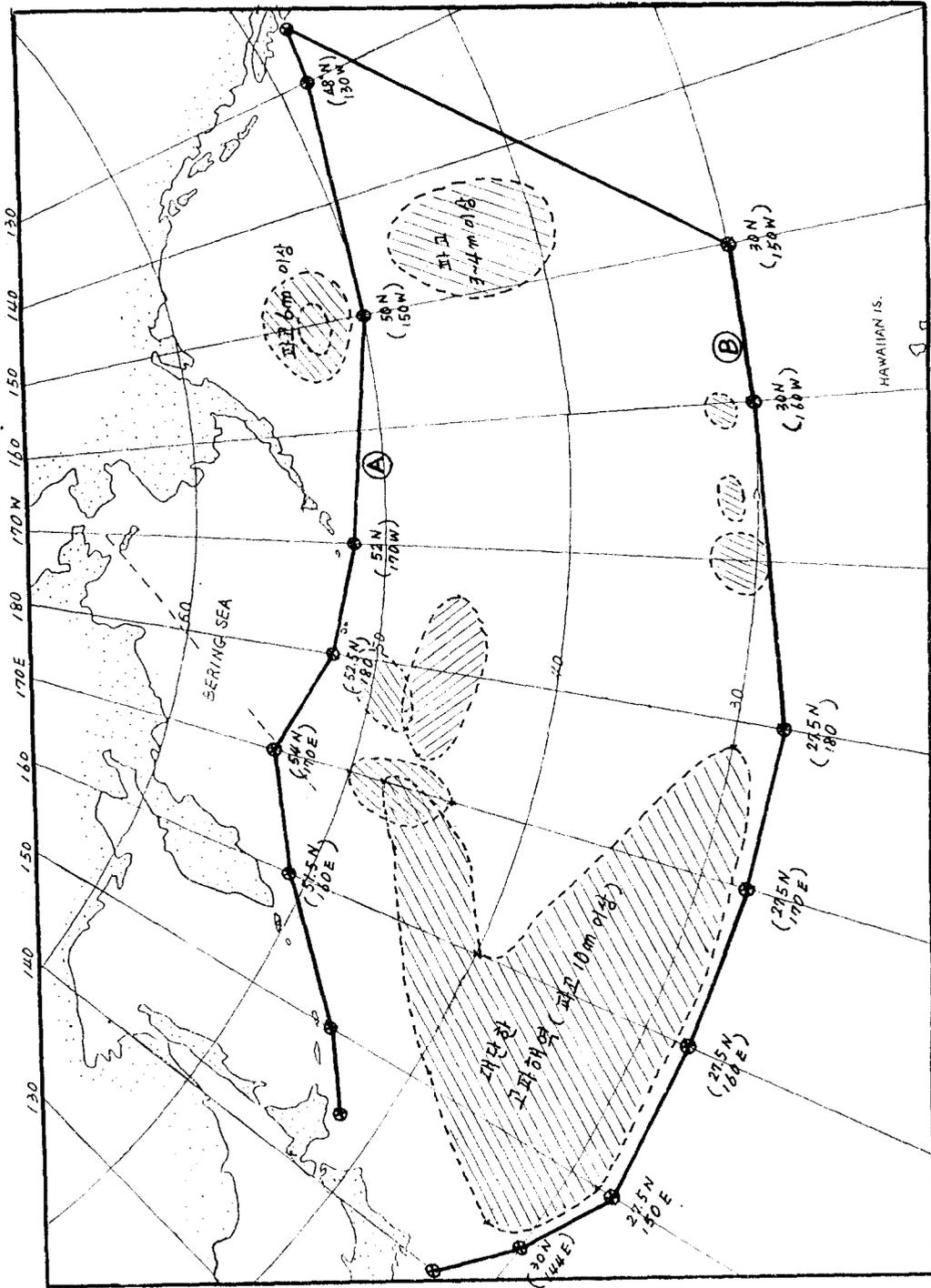


그림 4-15. 동계 가상 최적 항로

以上の 論述에서 살펴본 바람, 파랑, 해류 등의 제반여건을 고려할 때 남방항로보다는 북방항로가 최적항로가 된다는 것을 알 수 있고 북방항로를 택할 때는 그림 4·15의 ㉔ course가 최적 Route가 된다고 사료된다. 남방항로를 택할 때는 27.5°N 까지 남하하는 것이 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$

사이를 항해하는 것보다 오히려 최적항로가 된다(그림 4·15 ㉔ course).

그러나 최적항로는 대개 이러한 항로선이 될 것이라는 가상이고 그때 그때의 기상 및 해상의 요인에 따라서 가변적인 것이 되어야 하고 固定 불변적인 것이 될 수는 없는 것이다.