

## 北太平洋漁場の 海洋環境

張 善 德

(釜山水産大學)

### Review of Oceanography of the Subarctic North Pacific Ocean

by

Sun-duck CHANG

(Pusan Fisheries College)

Oceanography of the Subarctic North Pacific Ocean is reviewed. The submarine topography and the current systems in the region are explained.

Recent serial observation data reveals that, though the upper mixed layer of low salinity is relatively thick, the pattern of the property distribution in winter is essentially similar to that in summer.

Alaskan Stream Extension Water, which influences the abundance and the location of demersal fishes, extends northward to 58° N Lat in the Bering Sea. A southeastward intrusion of the Bering Boreal Cold Water causes the formation of a sharp oceanic front, where the demersal fishes such as Alaska pollacks and cods are concentrated. The Alaska pollacks seem to avoid the low salinity water of the Alaskan Coastal Water.

### 머 리 말

북태평양의 북부는 심각형 모양으로 되어 있는 바, 그 꼭지점인 Bering 해협은 (66°N) 폭이 좁고 (약58km) 수심도 얕다 (약58m). 북위 40°—45° 해역에는 34.0‰ 등염분선이 동서로 뻗어 있어 아열대(Subtropic) 해역과 아한대(Subarctic) 해역의 경계를 이룬다. 이 선은 극전선(Polar Front) 또는 아한대 수렴선(Subarctic Convergence)이라 불려진다.

북양어장의 한계는 분명하지 않으나, 본고에서는 편의상 이 수렴선 이북의 아한대역을 뜻하는 것으로 정한다.

이 해역에 관한 과거의 연구 결과는 Sverdrup *et al.* (1942)에 의하여 명료하게 엮어졌으며, 그 이후의 자료는 Fleming (1955)이 종합하여 보고하였다.

1955년 일본, 미국, 캐나다에 의한 광범한 해양관측(NORPAC) 결과와, 그 이후 주로 이들 3개국에 의한 노력으로 많은 새로운 현상이 규명되었다(Uda, 1963; Dodimead *et al.* 1963). 최근 Argo호에 의한 겨울 관측의 성공은 이 해역의 해양 파악에 큰 도움을 주게 되었다.

본고에서는 이 해역의 해양에 관하여 review하고 CSK 및 NORPAC자료와, 일본 Hokkaido

University (1968)의 Data Report 자료를 해석하여 북양어장의 해양환경에 관해 검토하기로 한다.

### 해 저 지 형

이 해역의 해저지형은 Fig.1에 의하면 수심의 격차가 현저한 점이 특징이다. 즉 Aleutian열도 남방과 Kurile 열도 동방에는 좁고 긴 해구(trench)가 형성되어 있고, 이 해구에는 4000 fathom (약7300m) 이상의 깊은 곳이 존재한다. Bering 해와 Okhotsk 해를 제외한 해역의 대부분은 수심 4000m보다 깊은 심해평원(abysal plain)이며, 동부 해역, 특히 Alaska만에는 표면하 400 fathom (약730m) 미만까지 솟아오른 해산(sea mount)이 상당히 분포한다(Fleming, 1955; Uda, 1933). 이와 반면에 Bering해의 북동부와 Okhotsk 해 북부에는 수심 약 200m 미만의 넓은 대륙붕이 형성되어 있다.

Bering해는 북부 및 동부의 대륙붕과 1000m 이상인 심해의 넓이가 약결반씩 차지하고 있다. Siberia와 Alaska는 동일 대륙덩이(大陸塊)로부터 분리된 증거가 있으며, 5~6천만년 전에 침강된 것으로 알려졌고, 최종침강은 신신세(鮮新世, Pliocene) 말기에 일어난 듯하다(Favorite, 1966). 동남부에는 4~5°의 경사가 있고, 그 속의 Bering Canyon에 0.5°의 경사가 있다.

Bering 해 서부에는 Olyutorski Ridge 및 North Rat Island Ridge 등 2개의 해저산맥이 형성되어있어, 해수의 유동에 영향을 미칠 것이 예상된다. 또 Kamchatka 반도와 Komandorski 섬 사이에 가장 깊은 passage (4420m)가 있어서 Bering해의 최심부를 이룬다.

신생계(新生界, Cenozoic) 화산성 기원인 Alaska 반도와 Aleutian 열도는 해수 유동에 큰 영향을 미친다. 다만 179°W의 Amchitka Pass만 수심 1000m 이상되는 곳이 있어서 태평양과 Bering해 사이의 해수 교환을 가능케한다. 북단의 Bering 해협은 그 폭이 31mile이고 수심이

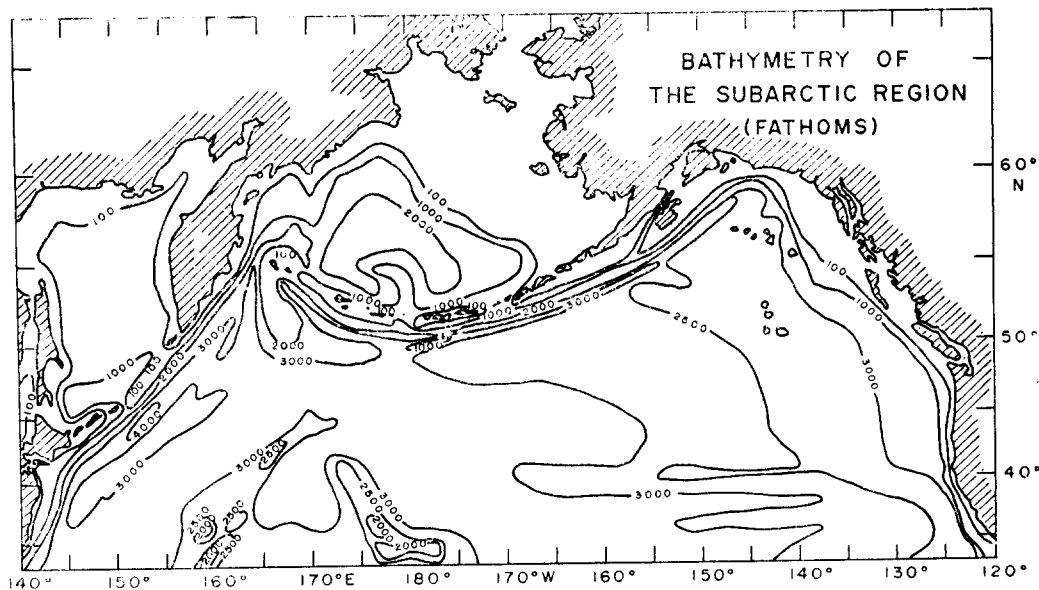


Fig. 1. Bathymetry of the Subarctic Pacific Region.

북태평양 어장의 해양환경

최고 91m에 불과하므로 북극해와의 해수 교류도 극히 한정되어 있다.

해저의 저질은 대륙붕에는 주로 모래이지만 대륙 경사면(continental slope) 부근에서는 차츰 silt로 바뀐다. 심해에는 점토가 섞인 규조토 연니(diatomaceous ooze)가 주로 분포한다. core sampling 결과 foraminifera와 silt 및 ash material이 채집되었음이 밝혀졌다(Favorite, 1966).

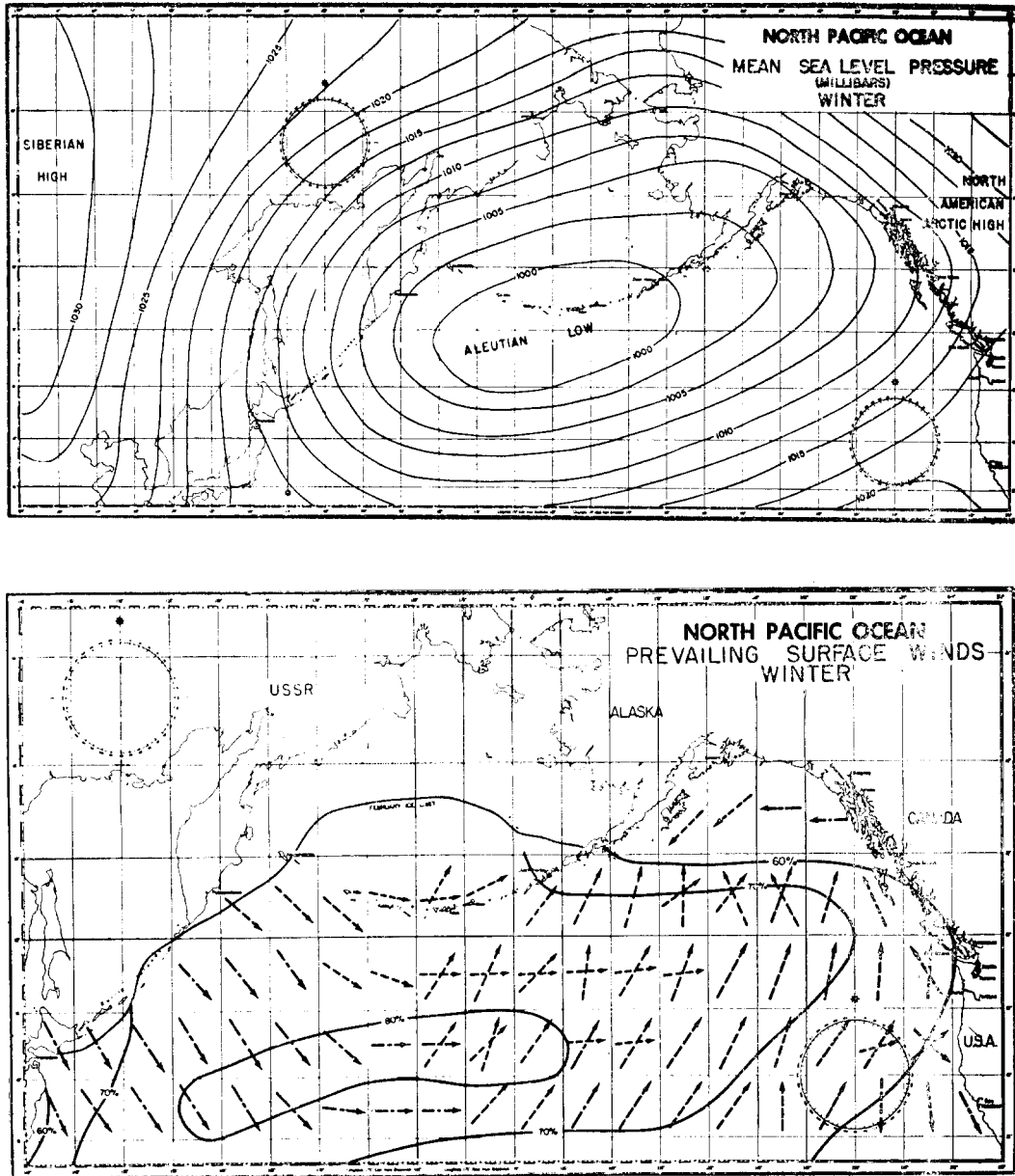


Fig. 2. Mean sea level pressure (mb) and prevailing surface winds in winter (contours indicate the percentage of time the wind forces are 3 and less).

장 선 덕

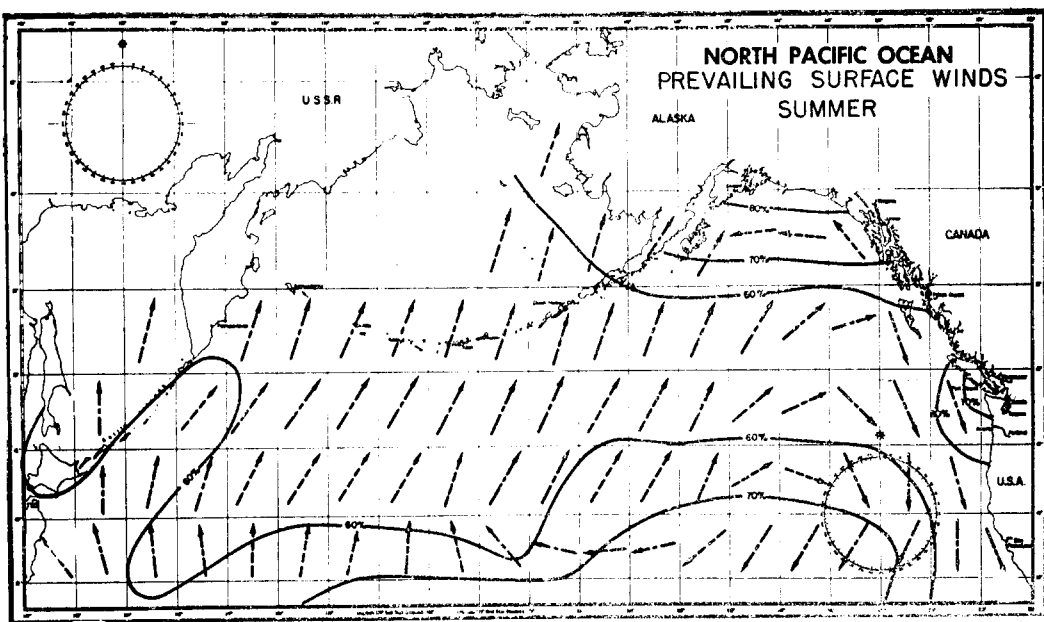
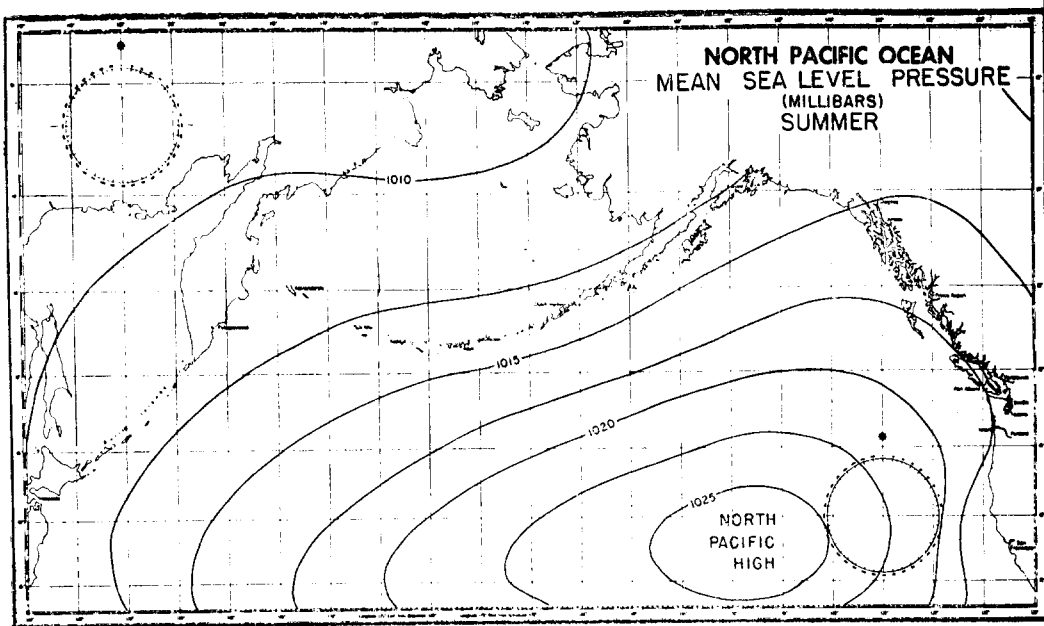


Fig. 3. Mean sea level pressure (mb) and prevailing surface winds in summer  
(Contours indicate the percentage of time the wind forces are 3 and less).

## 기 상

### 1. 기 온

기온은 계절이나 해역에 따라 다르기 때문에 일괄적으로 말할 수 없으나, Aleutian 열도에서는 겨울의 평균이 2°C이고 여름에는 10°C로서 그 년 교차는 작은 편이다. 맨 북쪽의 Bering해협에서는 겨울의 평균 기온이 -25°C이지만 여름에는 6°C로서 그 교차는 30°C를 넘는 셈이다.

### 2. 기압과 바람

겨울(12월-3월)에는 보통 Bering해와 Aleutian 열도에 약 1000mb의 저기압 중심이 위치한다(Aleutian 저기압). 이 저기압의 서편 대륙에는 Siberia 고기압이 있고, 동편에는 North American Arctic 고기압이 통상 존재한다(Fig. 2). 이와같은 기압 배치로 인하여 겨울에는 일반적으로 서풍이 우세한 편이다. 즉 아한대 해역의 서부에는 북서풍이 불며, 중부와 동부로 갈수록 점점 남서풍으로 바뀐다. 그러나 Alaska만 북단에서는 편동풍이 우세하다(Fig. 2).

이른 여름에는 Aleutian 저기압은 사라지고, 30°~40° N Lat에 중심을 둔 북태평양 고기압(North Pacific High)이 우세하게 된다. 따라서 바람은 남풍 또는 남서풍으로 변한다(Fig. 3). 이와같이 따뜻한 남풍이 Kamchatka 반도와 Aleutian 열도 부근의 한랭한 해상을 통과하는 동안에 광범한 이류안개(advection fog)를 발생 시킨다. 아한대해역 동부(미국, 캐나다 외해)에는 여름에 북서풍이 우세하고, Alaska 만에서는 바람이 약하고 풍향도 잘 변한다(Fig. 3). 월별 및 년별 평균 기압 분포에 관하여는 Fofonoff (1960 a, b, c, d, e, ; 1961)가 상세하게 보고한 바 있다.

### 3. 강수량과 증발량

북태평양의 강수량과 증발량의 차는 Fig. 4에 나타난 바와 같다(Jacob, 1951). 약 40°N Lat 이북에서는 강수량이 증발량보다 많고, 이남에서는 증발량이 더 많음을 알 수 있다. 강수량과 증발량이 균형을 이루는 선은 앞서 말한 바와 같이 아한대해역과 아열대해역의 경계선에 거의 일치한다. 따라서 아한대해역은 해수 염분을 감소시키는 곳임을 추리할 수 있다.

Bering해에서는 맑은 날수는 적은 편이며 하늘은 보통 구름이 끼고, 안개도 빈번하다. 9월~6월에는 눈내리는 것이 보통이다.

### 4. 해 빙

Kamchatka-Bristol만의 해안선에는 10월에 결빙하여 11월에는 대부분의 항만과 Bering 해협에 해빙이 형성된다. 2월에 결빙 면적이 최대에 이르러 200m 등심선 부근까지 덮는다. 그러나 Kamchatka 근해에는 200m 등심선 외각에서도 해빙이 형성되는 바, 이것은 대륙의 찬기단의 이동에 기인되는 것이다. 한편 Aleutian 열도 및 Alaska 반도 서단 부근 해역에서는 따뜻한 Alaskan Stream의 영향으로 해빙이 형성되지 않는다. 해면의 80~90%가 얼음으로 뒤덮여도 빙산은 존재하지 않는다. 유빙은 두께가 약 2m이고 빙구(氷丘)나 얼음 뗏목도 5~10m에 불과

장 선 덕

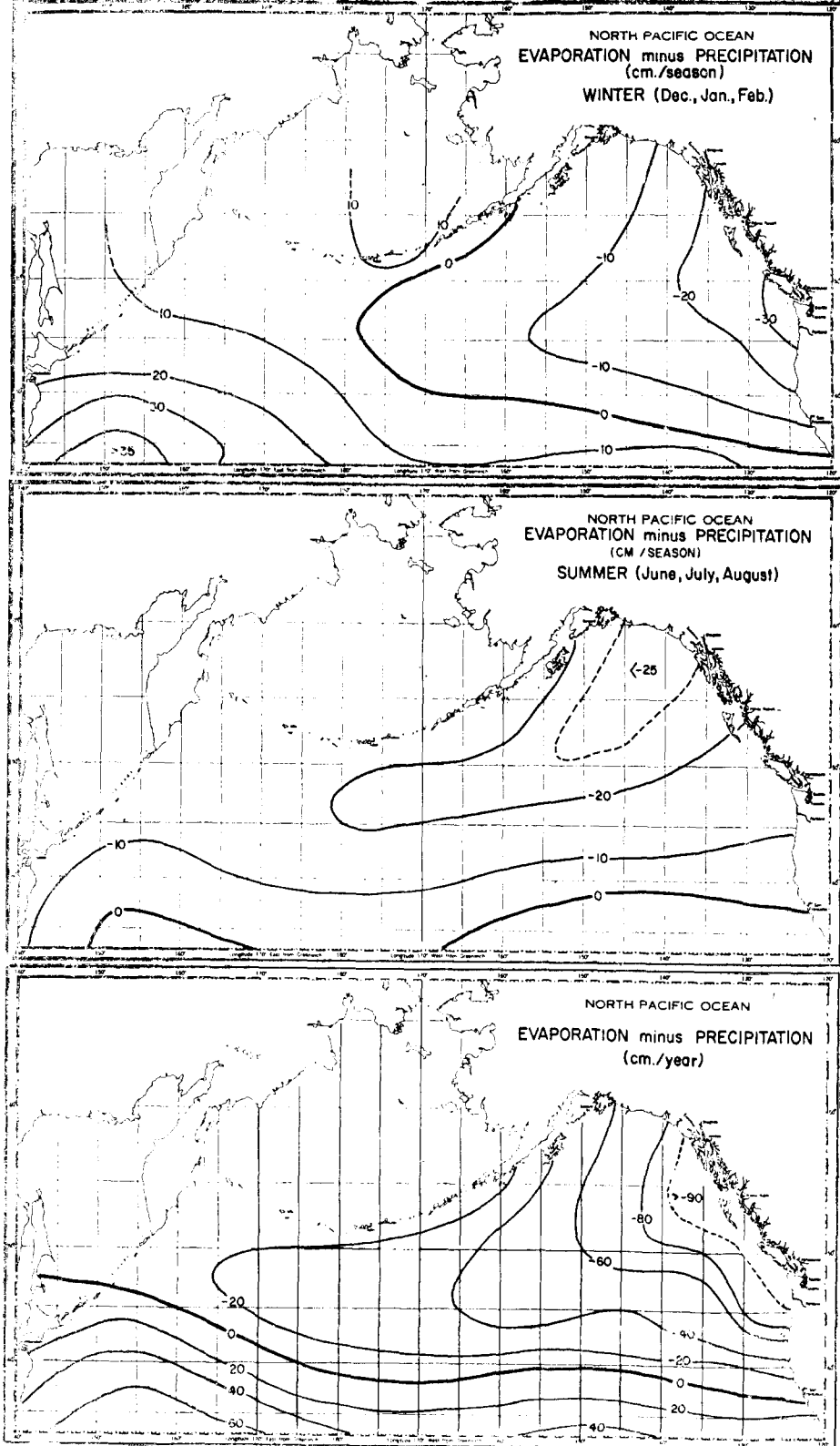


Fig. 4. Evaporation minus precipitation in centimeter (after Jacobs, 1931).

## 북태평양 어장의 해양환경

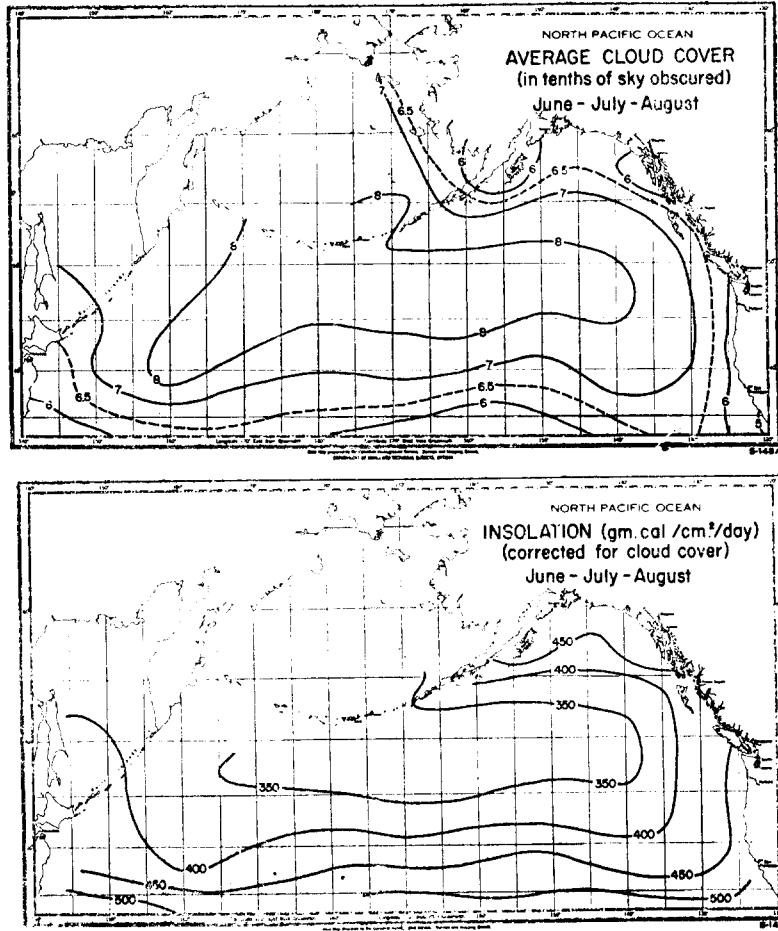


Fig. 5. Average cloud cover and insolation during summer and winter (after Dodimead *et al.*, 1963).

하다. 빙원의 위치는 3월까지의 거의 일정하지만 4월에는 급속히 분해되고, 그 경계선은 북으로 이동한다. 내수면이나 연안에서는 봄에 유출되는 하천수에 의해 녹기 시작하며, 6월말에는 Bering 해에 얼음이 자취를 감춘다.

## 해 수 유 동

### 1. 해 류

외양의 해류를 규명하는 방법은 여러가지가 있다. 즉 해면상의 바람의 응력에 의한 이론적인 고찰이외에 직접 측류, 해류병 기타 표류물의 추적, 해양의 특성치 분포에 의한 추리, 그리고 지형류의 역학 계산 등이 있다. 직접 측류자료가 충분하다면 좋겠으나 현실적으로 너무 부족하기 때문에 여기에서는 주로 1000 decibar면을 무류면 (reference level)으로 가정한 역학적

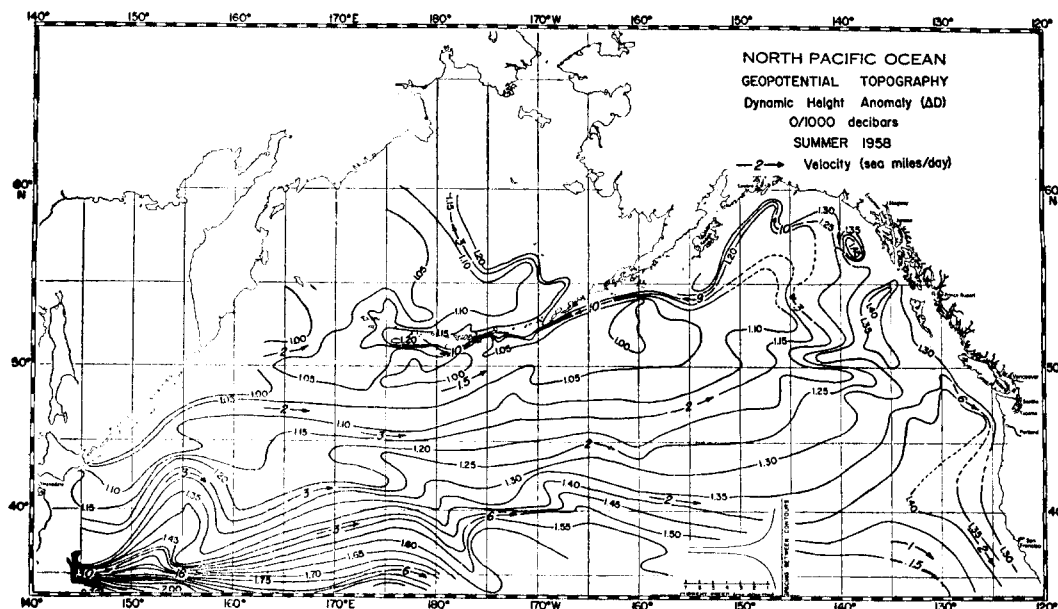


Fig. 6. Geopotential topography, 0/1000 decibars, summer 1958.

고저도에 의하여 유동을 살펴 보기로 한다(Fig. 6). 이것으로 부터 평상시의 일반적인 해류를 추정하여 얻은 해류도는 Fig. 7과 같다. 또 Dodimead *et al.* (1963)는 1000 decibar 면에 대한 표층 해류를 모식적으로 나타낸바 있다.

지형류 계산에 있어서 기준면의 결정이 문제가 되지 않을 수 없음은 당연한 일이다. 대서양의 경우 기준층은 적도로부터 양극으로 향하여 상승한다(Neuman, 1955). 그러나 태평양에서는 Reid (1961)에 의하면 1000 decibar면을 기준으로한 지형류는 선박 표류 등의 자료에 의한 추정 해류와 잘 일치한다고 하였다. Barnes and Thompson (1938)은 Bering해의 1000 decibar면에는 해수의 유동이 거의 없다고 주장하였다. 따라서 이 해역에서 1000 decibar면을 기준층으로한 지형류는 실제 일반 해류계를 추정하는데 쓰여질 수 있다고 보아진다. Dodimead and Hollister (1958)는 해류병 시험 결과가 지형류와 잘 일치함을 보고한 바 있다. 한편 Bennett (1959)는 Alaskan 환류 북부의 유속이 매우 강한 해역에서 1955년 여름에 2000 decibar면에 대한 표층의 지형류는 1000 decibar면에 대한 유속의 약 1.5배였음을 보고한 바 있다. 뿐만 아니라 미국 연안측지국의 Explorer호에 의한 Aleutian 열도 부근 해역에서의 해류관 표류실험 결과는 역학적 고저도에 의한 해류와 잘 일치하지않았다. 그러므로 육지부근 해역에서는 다소 정도가 떨어질 수 있음을 부기해 둔다.

북태평양의 서부 경계 해류인 Kuroshio는 대만을 거쳐 일본 열도 동방을 따라 북상한다. 수온과 염분이 높은 이 해류는 36°N 부근에 도달하면 주축이 동으로 향하여 급선회한다. 유속은 Ryukyu 열도 부근에서 2.5kt, 일본 Shionomisaki 부근에서 3~4kt로 최고에 달한다. 동쪽으로 선회하는 동안에 약 1kt로 약해지는데 이를 Kuroshio 속류(Kuroshio Extension) 라고하며 그 경계는 160°E이다. Wüst는 Kuroshio, Kuroshio 속류 및 북태평양류(North Pacific Current)를 합하여 Kuroshio System이라고 하였다. Kuroshio 속류의 한 지류는 남으로 흘러가지만 주류는 150°W에 이르기까지 북태평양 중부를 동류하는데, 이것이 곧 북태평양류이다.



북태평양 어장의 해양환경

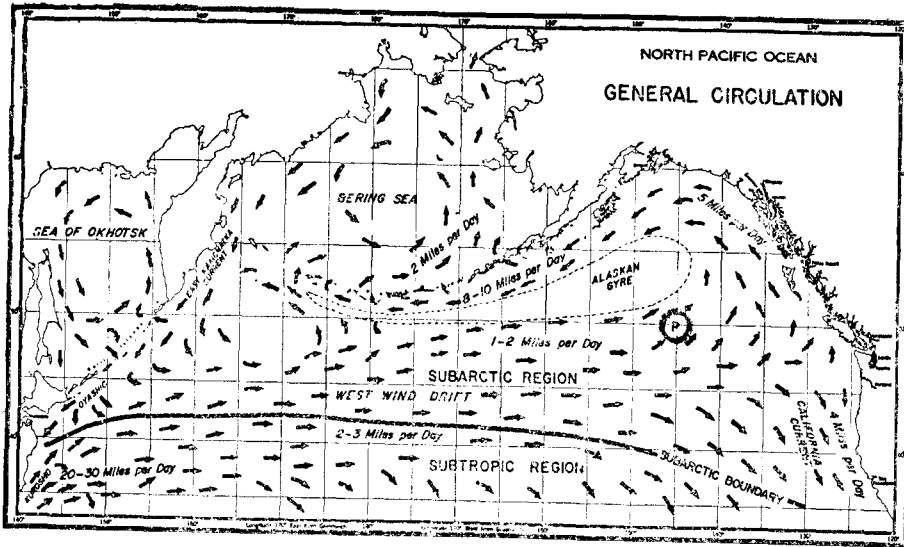


Fig. 7. Persistent circulation in the Subarctic Pacific Region (after Tully and Giovando, 1963).

한편 Kuroshio 해류의 일부는 북동으로 흐른다. 이것은 40°N 부근에서 한류인 Oyashio 해류와 만난다. Oyashio는 Kuril열도 동부와 일본 Hokkaido 북동부 해역을 따라 남하하는 한류를 일컫는다. 이들 두 해류가 충돌하는 조경 (oceanic front) 부근에는 크고 작은 소용돌이가 줄지어 발달하고 왕성한 혼합작용이 일어난다. 이 혼합수는 주로 편서풍에 의하여 동류하기 때문에 서풍 표류(West Wind Drift)라 불려진다. 유속은 현지히 떨어져 4~8cm/sec에 불과하다. Uda (1963)에 의하면 이 유속은 약 300m층에 이르기까지 거의 일정하다. 이 해류는 일부변경선 부근(180°)에서는 45°N에 이르고, 이후 계속 동으로 흘러 Washington-Oregon 해안선으로부터 약 300 miles되는 곳에 이른다(Dodimead *et al.* 1963). 여기서 유속은 약해지고 해류는 둘로 나누어진다. 즉 하나는 오른쪽(남쪽)으로 돌아 California Current를 이루지만, 다른 한쪽은 왼쪽(북쪽)으로 돌아 Alaska만으로 흘러간다.

Kuroshio와 잘 혼합되지않은 Oyashio의 일부분은 북동으로 흘러 180°부근 Aleutian열도 약 60 miles의 해역에 이른다. Bering 해수와 거의 같은 성질의 이 해수는 여기에서 약 4cm/sec의 유속으로 동류하는데 이를 아한대 해류(Subarctic Current)라 한다. 이 해류는 Alaska 환류(Alaskan Gyre)를 돌면서 Alaska 만으로 들어 갔다가 다소 변질되어, Aleutian열도 남쪽을 따라 강한 서류를 이루는데(16~20cm/sec) 이를 Alaska 해류(Alaskan Stream)라 한다(Kodiak 섬에서 Unimak Pass까지). 나머지부분은 50°N Lat, 165°E Long 부근 해역에서 반시계 방향의 환류를 이룬다(Western Subarctic Gyre).

Bering해에 흘러 들어가는 태평양수는 대체로 겨울에  $11 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 로 추산되는 바 그 3/4은 Alaska해류에 의하여 운반되어온 동부 아한대수이다(Ohotani, 1971a). 염분이 낮은 이 표층수의 일부는 Alaska만도 남단 부근 해협을 통하여 Bering해에 유입하여, 대륙붕 남동부의 육붕 변두리를 따라 북서로 흘러간다. 그러나 Alaska 해류의 대부분은 Aleutian 열도를 따라 서로 흘러 Amchitka Pass와 Attu섬 서방의 해협을 통하여 (170°E Long 부근) Bering해로 유입하는 것이다. 이 해역에서 Alaskan Stream은 서부 아한대환류의 북류부분과 수렴하면서 북으로 향하

여 흐르는 동안, 서 Aleutian 해분 (Western Aleutian Basin)에서 소규모의 반시계 방향의 소용돌이를 이루고, North Rat Island Ridge 부근에서 시계 방향의 환류를 이룬다(Favorite, 1966). 이 해류의 주류는 이 해저산맥을 따라 북으로 흐르다가 동으로 흘러 Bering해 깊은 곳에서 반시계 방향의 선회 운동을 한다(Fig. 8).

Bering해 동부에서는 이 해류가 대륙붕 부근에서 북으로 돌때에 시계 및 반시계 방향의 소용돌이가 생긴다. 북부에서는 Bering해협으로 향하는 작은 기지가 있으나 대부분은 서남으로 향하여 Kamchatka 반도 해안 가까이를 따라 흘러 동 Kamchatka 해류가 되어 드디어는 대평양으로 흘러나온다.

Alaska 근해의 대륙붕에는 조류가 우세하다. 그러나 연안 해역에서는 Alaska 해안으로부터 유출하는 하천수가 북으로 흘러 Bering 해협을 통해 유출된다. 이 해협 동부에서 300cm/sec의 빠른 흐름이 관측된 바 있다. 여름(8-9월)의 유속이 얼음이 있는 겨울(2-3월)보다 3~4배 빠르다. 이 현상은 이 해역에 우세한 바람에 의하여 설명될 수 있다. 이 해역의 서단에는 극류(Polar Current)라 일컬어지는 반류(남류)가 때때로 관측된다.

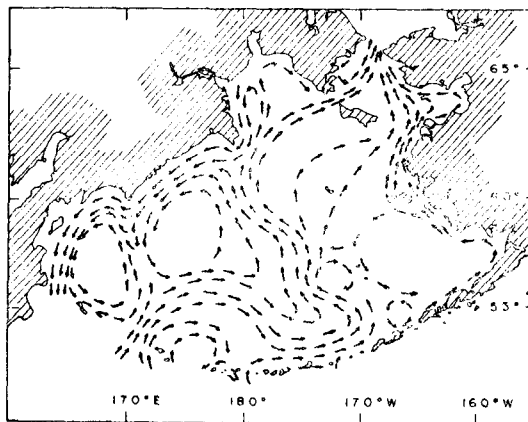


Fig. 8. Circulation in the Bering Sea (after Favorite and Shor, 1966).

이 현상은 이 해역에 우세한 바람에 의하여 설명될 수 있다. 이 해역의 서단에는 극류(Polar Current)라 일컬어지는 반류(남류)가 때때로 관측된다.

## 2. 조 류

Bering해 남서부(쑤련 연안)에서는 일주조(diurnal tide)이고, 60°N Lat 부근에서는 혼합조이다. 그러나 62°N Lat 이북 해역에서는 반일주조(semidiurnal tide)이다. Aleutian열도 중서부에서는 일주조이지만 Alaska 연안 (Bering 해에서 Alaska 반도 사이)에서는 혼합조이다.

Anadyr 만에서는 반월주조의 조차(semimonthly tidal range)가 2.5m이고 Bristol 만에서는 약 5m에 달하지만 그 이외의 해역에서는 모두 작아 0.5~1.5m에 불과하다.

과거에는 Aleutian 열도 남방을 서류하는 Alaskan Stream은 섬사이를 통하여 현저한 북분이 있는 것으로 알려졌지만 최근의 연구 결과 강한 조류가 있는 것으로 밝혀졌다. 즉 이 열도의 수도 중 어민 곳에서는 140~400 cm/sec (약 3~8knots)의 강한 조류가 관측된 바 있다. 대체로 밀물과 썰물의 유속이 거의 같음이 밝혀졌다.

## 해 환

### 1. 염 분

#### A. 연직구조

이 해역의 염분 연직구조는 시간과 장소에 따라 다소 차이가 생기지만 대체로 상층, 염분약층 및 하층으로 구분될 수 있다.

상층은 보통 33‰ 미만의 낮은 값을 보인다. 염분구조는 여름에서 겨울 사이에 변한다. 겨울에는 상층은 약 100m층까지 염분이 같아 혼합층을 이룬다. 이 현상은 표층의 냉각과 폭풍에 의한

북태평양 어장의 해양환경

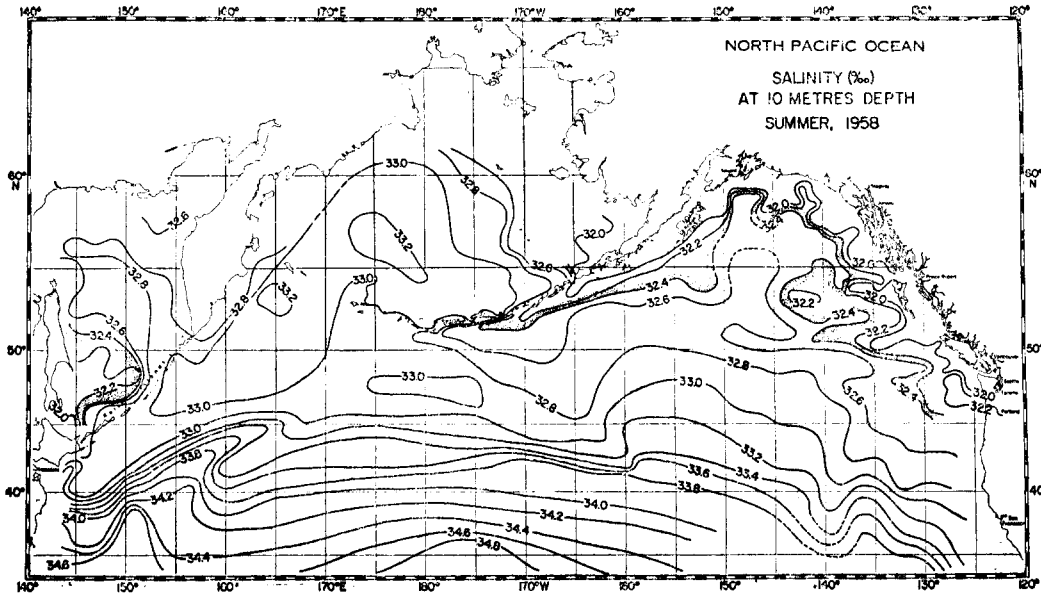


Fig. 9. Salinity at 10 metres depth, summer 1958 (after Dodimead *et al.*, 1963).

혼합작용에 기인되는 것이라 보아진다. 여름에는 표층 염분구조가 다소 복잡해진다. 즉 10~30m 미만에 혼합층이 존재하고 조그마한 염분 약층이 보인다. 이 약층 아래에는 균질한 해수가 분포하여 약 100m 층에 이른다.

상층 아래에는 염분 약층이 연중 존재한다. 대체로 100m 층에서 200m 층으로 수심이 깊어짐에 따라 염분이 약 1‰ 높아진다.

염분 약층 아래의 하층에는 염분이 천천히 높아지며 1000m에 약 0.6‰ 증가하는 바 이것은 이류(advection)에 의한 영향이라 보아진다.

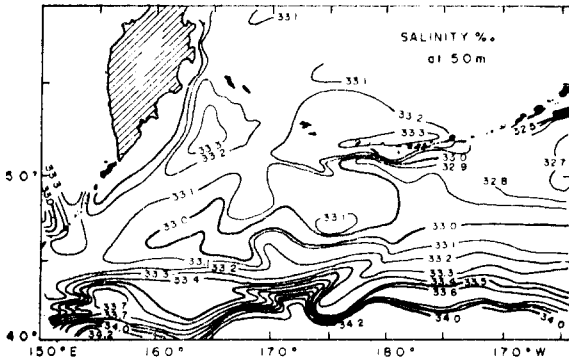


Fig. 10. Salinity at 50 metres depth in winter.

1966년 Argo에 의한 STD 관측 결과에 의하면 겨울에도 혼합층의 두께는 대체로 100m 정도이며, 200m를 넘는 경우는 전혀 없었던 것으로 판명되었다 (Fig. 11). 북부 대서양의 아한대 해역에는 혼합층이 매우 발달하는데 반하여, 북태평양에서는 혼합층이 200m 미만의 얇은 표층에 국한되는 것은 주로 양해역의 염분차에 기인되는 듯하다. 즉 북태평양은 염분이 낮아 수온이 결빙 온도인  $-1.8^{\circ}\text{C}$  전후까지 내려가도 해면에  $\sigma_t = 26.80$  보다 무거운 해수가 형성되지 않으며, 표층수가 직접 침강하는 것은

200m 정도에 불과하다(Reid, 1965).

Aleutian 열도 부근처럼 해저 지형이나 조류에 의한 혼합이 큰 곳에서는 약층의 상한이 깊어 약 400m층 부근이며 하한은 무한정이다. Bering 해의 얇은 곳과 대륙붕 남쪽 변두리 부근에서는 겨울에 염분약층이 없다. 이것은 왕성한 대류와 해빙 형성시의 방염 현상이 그 주된 원인이라 생각된다. 40°~45°N Lat 해역에는 염분과 수온이 급변하는 해역이 있다(Figs. 9, 10). 이 해역이 곧 극전선(Polar Front)에 해당한다. 극전선 남방해역에서는 염분약층이 차츰 불명확해지고, 표층 염분은 33.8‰에 가까워진다. 150m 미만의 상층에는 두세개의 염분 역전층이 존재하는 경우가 있다.

**B. 수평 분포**

표층 염분을 논하기 위하여 10m 층의 염분 분포도를 검토해보기로 한다(Fig. 9). 35°~45°N Lat의 해역에서는 대체로 등염분선은 동서로 뻗어있다. 그러나 연안에서는 해수유동과 바람 및 담수 유입 등으로 인하여 다소 복잡한 분포를 보인다. 염분이 매우 낮은 곳은 Bristol만과 Anadyr만 사이의 대륙붕인데, 이것은 주로 육지로부터의 하천수 유입과 해빙이 녹음으로 인하여 일어나는 현상이라 생각된다.

Columbia하구 외양의 염분도 낮은 편이지만 그 이남 해역에서는 염분은 일반적으로 높다. 이것은 아마 하천수 유입이 적은 점과 여름에 우세한 북서 계절풍으로 인한 용솟음(upwelling)의 결과라 생각된다. Vancouver 섬 북단과 Queen Charlotte 섬 사이의 해역인 51°~55°N Lat에서는 32.4‰ 이하의 저염분수가 상당히 멀리까지 분포하는 바, 이것은 아마도 잘 변동하는 약한 해류의 구비침(meandering)에 기인되는 것이라 생각된다.

염분 최고값은 (32.8~33.1‰) 보통 Alaska만의 Kodiak도 및 Shumagin도 남방 해역에서 볼 수 있는데, 이것은 Alaska 환류의 중심과 관련이 있는 듯하다. Alaska 환류 남쪽에서 낮아졌다가 (32.6~32.7‰), 남으로 향함에 따라 다시 높아진다. Bering해 중앙부와 Okhotsk해 중앙부에는 고염분 해역이 있어, 여름에는 33.0‰ 이상에 달한다. 이것은 해수 유동과 관련된 현상으로서, 이들 양 해역에는 *contra solem* 방향의 환류가 존재하여 아래층의 고염분수가 상승한 것이 주원인이라 보아진다.

아한대 해역과 아열대 해역의 경계선 부근에는 남북의 염분 기울기가 매우 크다.

일본 북동 해역에는 Oyashio에 의한 저온 저염분수와 Kuroshio에 의한 고온 고염분수가 접촉하여 수평 기울기가 클뿐만 아니라, 그 구비침으로 인하여 매우 불규칙하고 복잡한 분포를 보인다.

겨울의 분포는 본질적으로 여름과 큰 차가 없으나 다만 여름보다 조금 높은 값을 (약 0.2‰) 보인다.

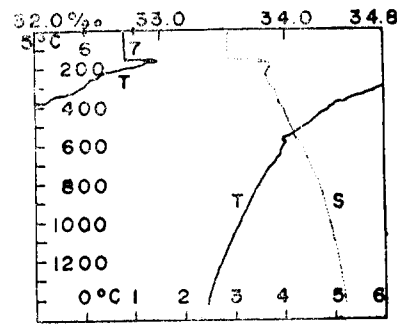
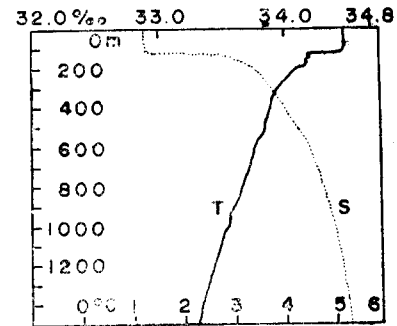
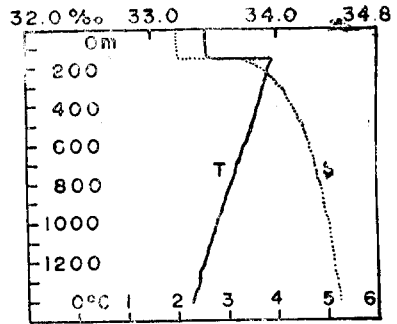


Fig. 11. Temperature and salinity structure by STD.

북태평양 어장의 해양환경

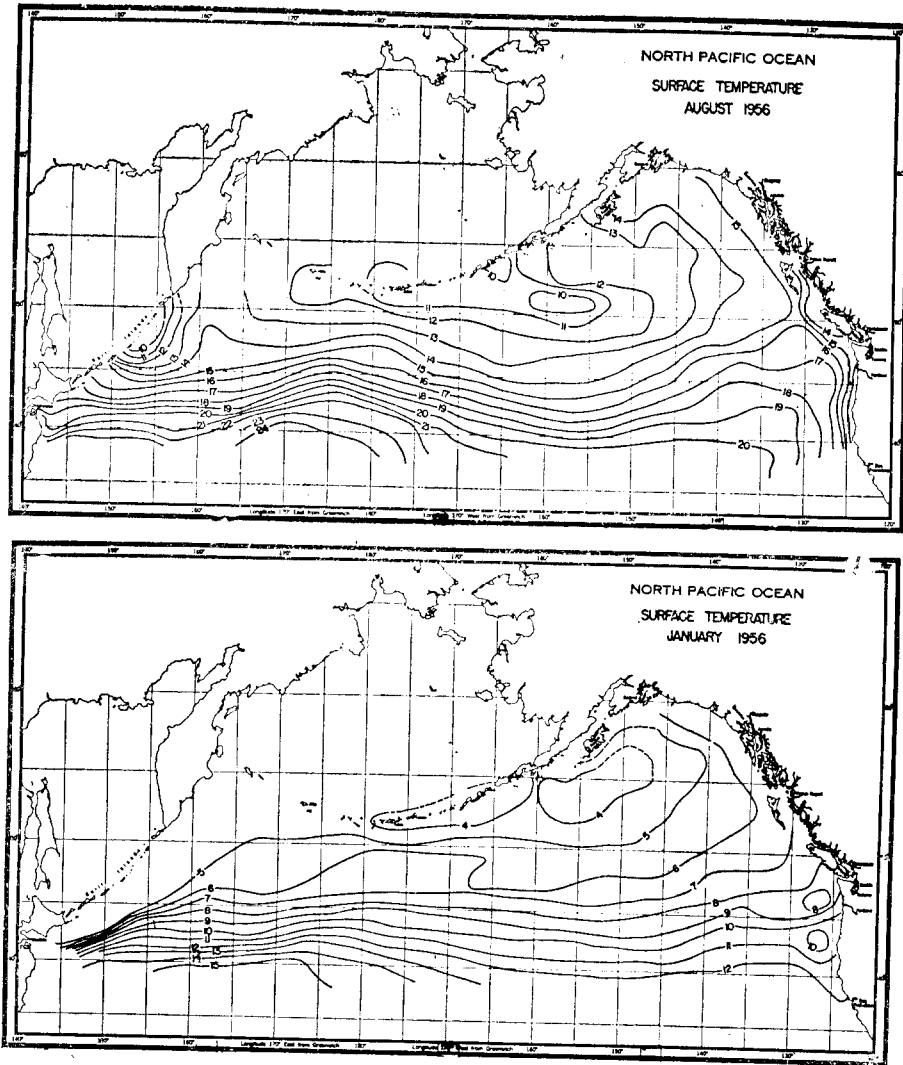


Fig. 12. Monthly mean sea surface temperature in August, 1956 (after Saur and Eber, 1962).

2. 수 온

A. 연직 구조

아한대 수역의 수온 연직구조는 시간(계절)과 장소에 따라 현저히 달라진다. 여름에는 약 30m 층까지 혼합층이 이루어진다. 그 아래에는 예리한 수온약층이 발달하여 약 75m층 부근에 달한다. 그 이하에서는 수심이 깊어짐에 따라 점점 수온이 낮아지거나 또는 염분약층에서 약간 높아졌다가 다시 낮아진다.

겨울에는 혼합층은 두터워져 (약 100m) 염분약층 상층에 이른다(Fig. 11). 이 아래에서는 겨울의 냉각 정도에 따라 상승 또는 하강의 경향을 달리한다. 연간 수온의 교차(range)는 약 7°C에 불과하다. 그러나 고위도 해역일수록 그 교차가 작아진다. Aleutian 열도 부근에서는 혼합이 왕성하여 여름의 수온 약층이 거의 보이지 않는다.

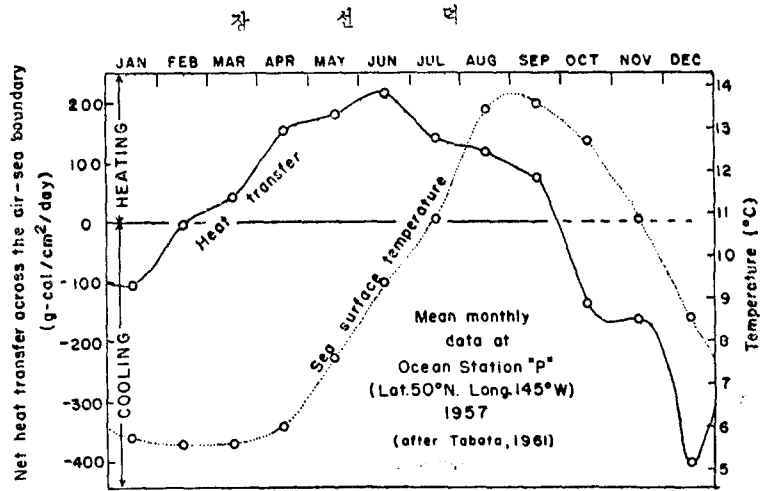


Fig. 13. Annual cycles of heating and cooling, and sea surface temperature at Ocean Station "P" in the North Pacific Ocean 1957.

### B. 수평 분포

그림에서 표층 등온선의 모양이 표층수의 유동과 밀접한 관련이 있음을 알 수 있다. 즉 등온선은 대체로 동서로 향하고 있다. Alaska 만에는 수온의 극소값을 보이는 곳이 있다. 여름에는 이 냉수역의 중심은 열분극대역과 잘 일치하지 않으나, 겨울에는 대체로 잘 일치한다. Alaska 환류 중앙에서 찬 고염분수가 상층으로 밀려올라온 (entrain) 것이라 생각된다.

일본 북동 해역에는 등온선이 밀집한 곳이 몇군데 있다. 이것은 따뜻한 Kuroshio 해류와 찬 Oyashio 해류가 충돌하여 이루어진 조경을 나타낸다. 겨울의 아한대 표층수는 서단에서 최저이고 동으로 갈수록 수온이 상승된다. (Fig. 12)

180°E Long 이등에서는 겨울에도 표층(혼합층)수온은 3°C 이상이며, Alaska 해류속류역에서는 Attu섬 서방에서도 수심 200m~300m에서 4°C 이상을 보인다. 혼합층 수온이 2°C 이하로 내려가는 곳은 170°E Long 이서해역(동 Kamchatka 동방에서 Kuril 열도)에 한정되어 있다. 여름에 해면과 그 부근의 수온이 높아짐에 따라 중냉수(dichothermal water)가 이루어지는 것으로 알려져 있다. 따라서 이 중냉수는 북양의 겨울 해황을 추측하는데 쓰여질 수 있는 지표이기도 하다 (Hasunuma, 1970). 정점 P에서의 연간 수온 변동을 Fig. 13에 나타내었다.

### 해 황 과 어 장

#### 1. 열분 구조형

북태평양 아한대 해역은 폐쇄적인 반시계 방향의 환류를 이룬다.

아한대 수역에는 일반적으로 뚜렷한 열분 약층이 이루어져 있으며, 계절적인 기상 변동의 직접적인 영향은 이 열분 약층보다 얇은 층에 국한되는 것이

Table 1. Characteristics of Vertical Structure of Salinity in the Bering Sea

Type of Structure	A	B	C	D
Depth of mixed layer (m)	100-140	140-300	150-200	300
Temperature of dichothermal water (°C)	1.0-2.0	1.0	2.0-3.0	2.5-3.5
$\frac{\partial s}{\partial z}$ (‰/m)	0.01	0.006	0.004	0.002
Salinity at the bottom of thermocline (‰)	33.8	33.7-33.8	33.7-33.8	
Temperature of mesothermal water (°C)	3.6-3.7	3.7-3.8	3.8-3.9	3.9

북태평양 어장의 해양환경

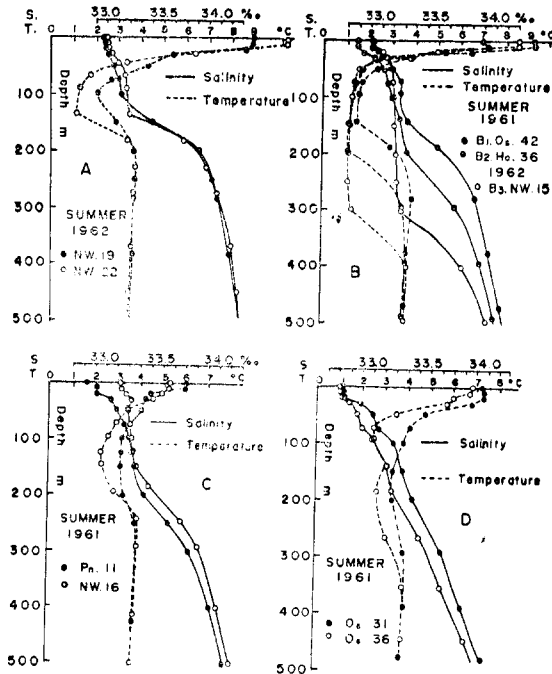


Fig. 4. Type of vertical structure of salinity.

층이 다소 희미한 C형이 분포한다. 북쪽과 북서쪽 대륙 연안부근에는 상층이 두텁고 다소 확실한 B형이 분포한다. 한편 Cape Olyutorskii로 부터 남쪽으로 뻗은 해저 산맥과 잠에 의해 구분되는 서쪽 해분에는 염분약층이 가장 뚜렷한 A형이 분포한다. Ohotani (1971)는 이들 염분 연직 구조형의 변동 과정에 관하여 언급한 바 있다. Aleutian 열도 부근에서의 광성한 연직 혼합은 하층으로부터 풍부한 영양염을 윗층으로 운반하는 역할을 하며 이 해역의 생산력에 기여하는 것으로 생각된다.

2. 저층 물덩이

Bering해 저층 물덩이(water mass)는 알래스카 연안수(Alaskan Coastal Water), 알래스카 해류계수(Alaskan Stream Extension Water) 및 북방냉수(Bering Boreal Cold Water)로 구분된다. Kihara and Uda (1969)는 T-S diagram에 이 3물덩이의 표준 수온, 염분을 꼭지점으로 하는 3각형 ABC를 만들고 (Fig. 15) 관측 자료를 plot하였다.

물덩이의 수평 분포는 연도에 따라 다소 달라지지만 여름에는 대체로 Alaskan Stream Extension Water는 그 세력이 58°N Lat까지 확장되고, Alaskan Coastal Water는 58°~59°N Lat 이북 및 동부의 Alaska 연안 해역에 분

다. Bering해에 유입하는 태평양 해수의 대부분은 Alaskan Stream로서 서류하는 동부 아한대 수역이다 (Ohotani, 1970).

이 아한대수의 표층은 Alaska 연안에서 유출한 담수에 의해 희석된 저염분수이다. 이것이 Aleutian 열도 부근을 흐르는 동안에 강한 조류와 해저 지형으로 인한 요란으로 인하여 연직 혼합이 활발해짐으로서 저 염분수는 차츰 그 특성을 잃게되며 Bering 해에 유입하는 Alaskan Stream계 해수는 대부분이 염분의 성층 구조가 깨트려지고, 해면으로 부터 일정한 수심까지는 염분 연직경도  $\frac{\partial S}{\partial Z}$ 가 거의 일정하게 된다.

Bering해의 염분 연직구조는 Fig. 14와 같이 4개의 형으로 크게 나눌 수 있고 (Ohotani, 1971), 그 중요한 특징은 Table 1에 나타난 바와 같다. 이 염분 구조형의 분포를 보면 Aleutian 열도와 중앙부근의 대륙붕 변두리 해역에는 염분약층이 없는 D형이 분포하고, 중앙부 동쪽에는 염분 약

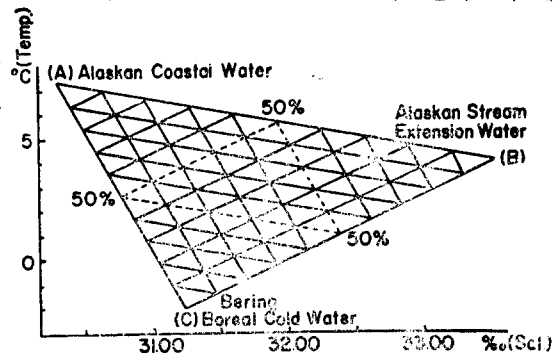


Fig. 15. Basic water masses in the Bering Sea (after Kihara and Uda, 1969).

장 선 덕

포한다. 북방냉수는 이들 양 물덩이 사이를 허 모양으로 밀고 들어오며, 알래스카 해류계수의 세력이 강한 해에는 166° W Long 부근에 머물지만 (Fig. 16), 그 세력이 약한해(1964년)에는 강화되어 163° W Long 부근에 이른다.

알래스카 해류계수와 북방냉수 사이에는 현저한 조경이 형성되지만, 이들 양물덩이와 알래스카 연안수 사이에는 혼합수역이 광범하게 형성된다.

3. 어 장

A. 끄치, 연어: 어장의 기초생산력이 높은 해역은 아한대 해역의 중심(40°-60° N Lat)에 위치한다(Fig. 17). 따라서 끄치어장으로서의 가치가 높은 해역도 이 해역임은 당연한 것이다(Fig. 18).

연어 어장의 분포 한계는 Fig. 19에 나타난 바와 같다.

B. 명태 *Thelagra chalcogramma* (Pallasi): 명태 어장에서 어군 농도는 Alaskan Stream Extension Water가 Bering해에 유입하는 세력의 소장에 따라 달라진다. 즉 어장은 Alaskan Stream Extension Water가 40% 함유된 혼합수의 이동에 따라 이동한다. 1963-65에는 중심 해역의 수온은 2.8°C 이고 염분 32.25‰이었다(Kihara and Uda, 1969). 그러나 1968-1969년에는 1.7°C 및 2.7°C였으며 (Wakabayashi, 1970) 중심 어장의 위치는 1968년에는 164° 45' W Long, 56° 37.5' N Lat였고, 1969년에는 164° 45' W Long, 57° 37.5' N Lat였다. 표면 부근까지 균일한 수온 구조를 하고 수온 수평 경도가 큰 조정부근의 연안수 밖, 즉 Alaska Stream Extension Water 영향이 강한 곳이 좋은 어장이다.

명태의 분포는 수온과 물덩이 영향의 분포를 크게 받는다. 그러나 적수온 해역이라 할지라도 그 범위가 넓은 경우에는 어족은 분산하여 어군 밀도가 낮아 좋은 어장이 될 수 없는 경우가 많다. 이런 경우 어군 밀도를 높일 수 있는 수온 구조(예를 들면 조경이나 수온 약층)를 보이는 곳에 좋은 어장이 형성됨은 당연하다.

적수온 해역이라 할지라도 염분이나 산소 용존량, pH 등 다른 환경요인이 적합하지 못하거나 먹이가 되는 생물 (plankton, 치자 등)이 너무 적은 해역에는 어장이 형성되지 못할 것이다.

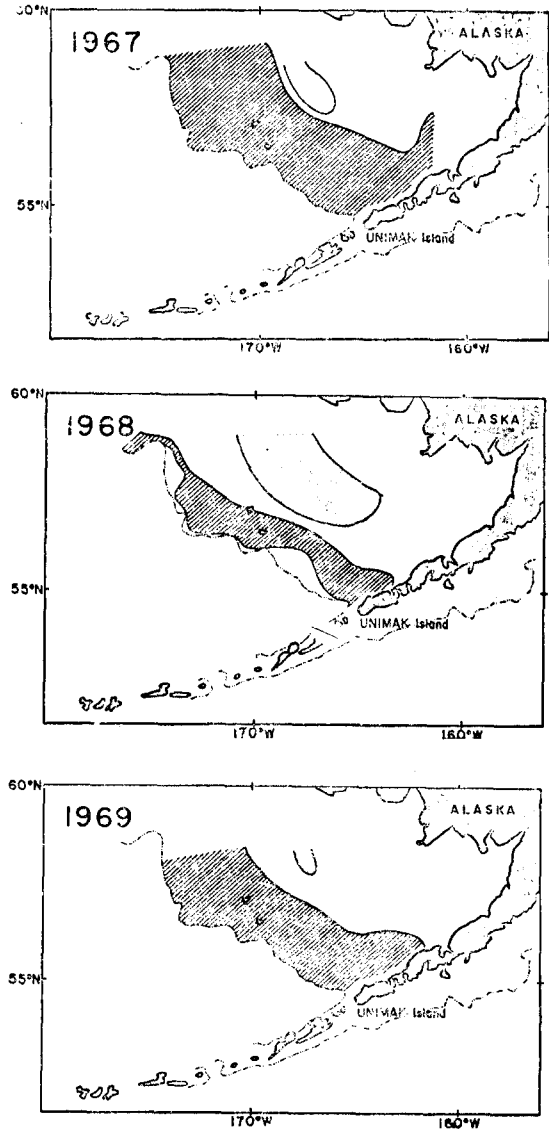


Fig. 16. Location of Alaskan Stream Extension Water and Bering Boreal Cold Water in the bottom layer, 1967~1969.



북태평양 어장의 해양환경

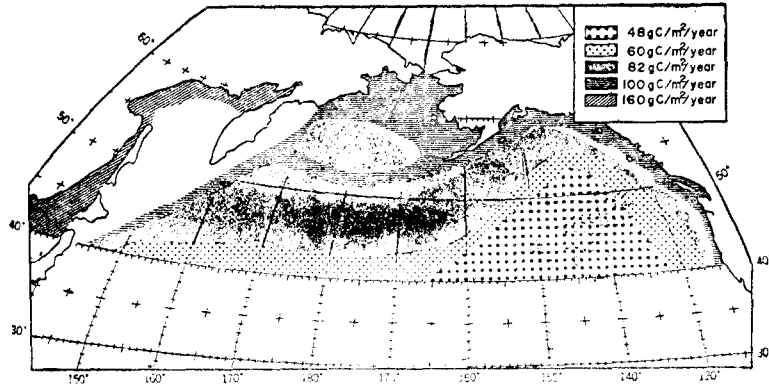


Fig. 17. Primary production in the Subarctic North Pacific Ocean (after, Sanger, 1971).

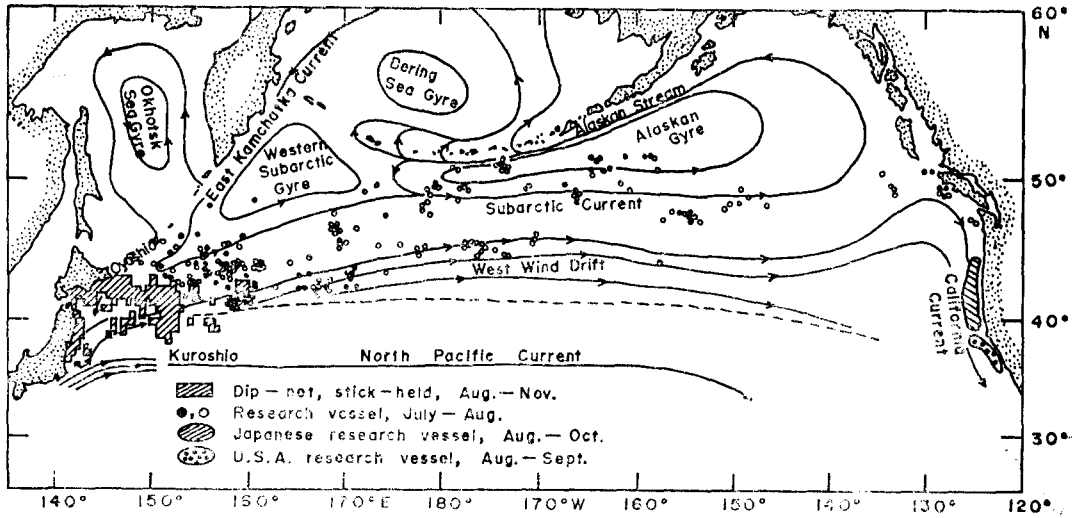


Fig. 18. Distribution of Pacific saury and the fishing operation.

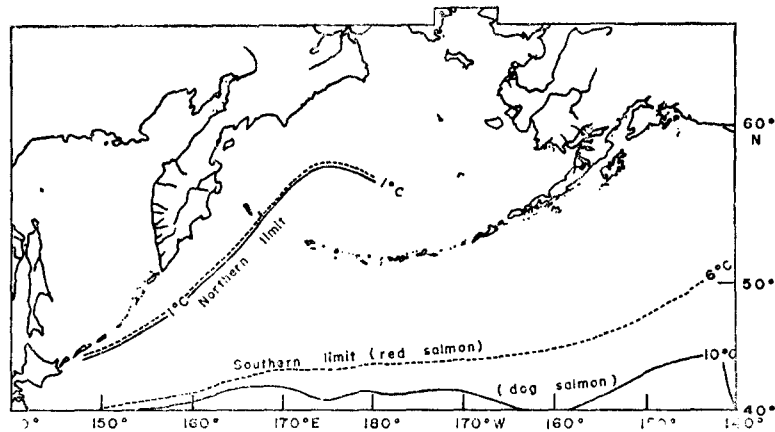


Fig. 19. Northern and southern limit of the distribution of salmon.

## 장 선 덕

Alaskan Coastal Water가 주로 분포하는 대륙붕에는 용존 산소가 대체로 5ml/L 이상이기 때문에 별 문제가 되지 않겠으나 염분이 너무 낮기 때문에 이것이 명태 분포를 제한하는 원인의 하나라 볼 수 있을 것이다. *Euphausia*의 분포 범위가 명태의 분포와 거의 일치하는 사실도 매우 중요한 일이다. 북방 냉수와 같은 부적물덩이의 확장은 어군 밀도를 크게 하는 역할을 하는 것으로 추려진다.

C. 대구 *Gadus macrocephalus* (Tilesius) : 어장 중심 부근의 수온은  $-1.5\sim 7.3^{\circ}\text{C}$ 이고 최저 수온은  $0.2\sim 3.3^{\circ}\text{C}$ 이다. 그러나 물딩이 분석 결과에 의하면 어장 중심은  $2.9^{\circ}\text{C}$ 와 염분 32.0‰에 있었다(Kihara and Uda, 1969). 대구의 적온 및 적염분 범위는 비교적 광범한 편이다. 어장의 범위는 Alaskan Stream Extension Water 및 혼합수역을 포함한다.

## 문 헌

- Barnes, C. A. and T. G. Thompson(1938) : Physical and chemical investigations in Bering Sea and portions of the North Pacific Ocean. Univ. of Washington, Publ. in Oceanogr. 3(2), 35-79, and Appendix, pp.1-64.
- Bennette, E. B. (1959) : Some oceanographic features of the northeast Pacific Ocean during August 1955. J. Fish. Res. Bd. Canada 16(5), 565-633.
- Defant, A. (1960) : Physical Oceanography. Pergamon. Oxford. 598 pp.
- Dodimead, A. J., F. Favorite and T. Hirano(1963) : Review of oceanography of the Subarctic Pacific Region. Int. N. Pac. Fish. Comm. Bull. 13, 195 pp.
- and H. J. Hollister(1958) : Progress report of drift bottle releases in the northeast Pacific Ocean. J. Fish. Res. Bd. Canada 15(5), 851-865.
- Favorite, F. and G. G. Shor, Jr (1966) : Bering Sea. Encyclopedia of Oceanography. Reinhold. New York. 1021 pp.
- Fleming, R. H. (1955) : Review of oceanography of the Northern Pacific. Int. N. Pac. Fish. Comm. Bull. 2, 1-43.
- Fofonoff, N. P. (1960a) : Transport computations for the North Pacific Ocean, 1955. Fish. Res. Bd. Canada, MS. Rept. Oceanogr. and Limn. Ser. 77, 11 pp.
- (1960b) : Transport computations for the North Pacific Ocean, 1953. *ibid.*, 78, 11 pp.
- (1960c) : Transport computations for the North Pacific Ocean, 1957. *ibid.*, 79, 11 pp.
- (1960a) : Transport computations for the North Pacific Ocean, 1958. *ibid.*, 80, 11 pp.
- (1960b) : Transport computations for the North Pacific Ocean, 1959. *ibid.*, 81, 11 pp.
- (1961) : Transport computations for the North Pacific Ocean, 1960. *ibid.* 93. 11 pp.
- Hasunuma, K. (1970) : Surface waters in the winter of the northern North Pacific. Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr. 16, 222-229.
- Hokkaido Univ. (1968) : Data Record of Oceanographic Observations and Exploratory Fishing. 12, 422 pp.

- Jacob, W. C. (1951) : The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences. Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Univ. of Calif. 6(2), 27—122.
- Kihara, K. and M. Uda(1969) : Studies on the formation of demersal fishing grounds. 1. Analytical studies on the mechanism concerning the formation of demersal fishing grounds in relation to the bottom water masses in the eastern Bering Sea. J. Tokyo Univ. Fish. 55(2), 83—90.
- Kihara, K. (1970) : Ditto. 2. Annalytical studies on the effect of the wind on the spreading of water masses in the eastern Sea. La Mer 9(1), 12—22.
- Neuman, G. (1955) : On the dynamics of wind-driven ocean currents. Meteorol. papers, New York Univ., Coll. of Eng. 2(4), 32 pp.
- Ohotani, K. (1970a) : A brief review of the northern North Pacific. Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr. 17, 38—43 (in Japanese).
- (1970b) : Relative transport in the Alaskan Stream in winter. J. Oceanogr. Soc. Jap. 26(5), 271—282.
- (1971a) : Formation of the bottom waters on the continental shelf in the eastern Bering Sea. Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr. 19, 103—107 (in Japanese).
- (1971b) : Oceanographic characteristics of the Bering Sea. *ibid.* 158—162 (in Japanese).
- Reid, J. L. (1961) : On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1,000—decibar surface. Tellus 13(4), 489—502.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming (1942) : The oceans. Prentice-Hall. New York, 1087 pp.
- Takazawa, T. (1969) : Outline of meteorology in the northern North Pacific. Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr. 15, 103—110 (in Japanese).
- Tully, J. P. and L. F. Giovando (1963) : Seasonal temperature structure in the eastern Subarctic Pacific Ocean. Marine Distributions. Univ. of Toronto Press, 10—36 pp.
- Uda, M. (1955) : Researches on the fluctuation of the North Pacific circulation. 1. The fluctuation of Oyashio Current in relation to the atmospheric circulation and to the distribution of the dichothermal waters in the North Pacific Ocean. Rec. Oceanogr. Wks. Jap. 2(2), 43—55.
- Uda, M. (1963) : Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean. J. Fish. Res. Bd. Canada 20(1), 119—179.
- Wakabayashi, K. (1970) : Distribution of demersal fishes and oceanography above the continental shelf in the East Bering Sea. Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr. 17, 132—148 (in Japanese).
- Zenkevitch, L. (1963) : Biology of the Seas of the U. S. S. R. Interscience Publishers, New York, 955 pp.