

BSPE 00471-780-4

울릉분지 지질구조의 지구물리학적 연구

Geophysical Studies on the Structure of
the Ulleung Basin

1995. 3.

한국해양연구소

제 출 문

한국해양연구소 소장 귀하

본 보고서를 “울릉분지 지질구조의 지구물리학적 연구”의 최종 보고서로 제출합니다.

1995년 3월

연구책임자 : 김 한 준, 박 찬 홍, 최 동 립

연구 조원 : 주 형 태, 홍 종 국

요 약 문

I. 제목

울릉분지 지질구조의 지구물리학적 연구

II. 연구내용 및 결과

τ -sum 역산방법을 해저면 지진계 자료에 적용 가능하도록 수정하여 울릉분지 지각의 속도-심도 함수를 얻었다. 이를 위해 탄성과 파원과 수신기가 각각 해수면과 해저면에 위치할 경우의 주시방정식을 유도하였다. 울릉분지 중앙부의 속도-심도 함수는, 퇴적층 하부에서 4 km/sec에 달하는 탄성과 속도가 하부지각에서 7 km/sec까지 증가함을 보여준다. 지각내 속도분포는 정상적인 해양성 지각의 경우와 매우 일치하며 좁은 범위에서 상부지각에서 하부지각으로 전이함(5.3에서 6.1 km/sec)을 관측할 수 있다. 이러한 특성은 울릉분지 하부의 지각이 얇아진 대륙성 지각이라기 보다 정상보다 두꺼운 해양성 지각임을 시사한다.

울릉분지에서의 중력탐사결과는 푸리에어 이상의 분포양상이 해저지형과 거의 일치하지만 일부 지역에서는 기반 심부의 특성의 영향을 받는다. 저이상대는 주로 심해분지나 두꺼운 퇴적층이 분포하는 지역에서 그리고 고이상대는 기반암이 솟은 지역과 화산암이 발달한 지역에서 각각 나타난다.

SUMMARY

I. Title

Geophysical studies on the structure of the Ulleung Basin

II. Abstract

The τ -sum inversion method was modified so as to be applicable to OBS data in an effort to derive a crustal velocity-depth function of the Ulleung basin. The modification involves formulation of a traveltime equation for source and receiver located at sea surface and sea bottom, respectively. The velocity-depth function of the central Ulleung basin shows that the velocity of 4 km/sec at the base of a thick sedimentary sequence increases to 7 km/sec in the lower crust. The crustal velocity distribution falls well within that of the normal oceanic crust, and a narrow transition from upper to lower crust (5.3 to 6.1 km/sec) is notified. These features suggest that the Ulleung basin is underlain by the thick oceanic type crust rather than the thinned continental one.

Gravity data analysis of Ulleung Basin show that free-air anomaly distribution goes generally with the bottom topographic features, but some places reflects the deeper structures. Lower anomaly is indicated by thick sediment or deep water area whereas higher anomalies by basement high or volcanics.

차 례

그림 목차(List of Figures)	6
1. 서론	8
2. 해저면 지진계에 의한 울릉분지의 지각구조	10
2.1. 서론	10
2.2. τ 합역산법	11
2.3. τ 합역산법의 수정	11
2.4. 울릉분지 OBS 자료의 해석 및 토의	13
3. 중력자료에 의한 울릉분지의 지질구조 해석	19
3.1. 서론	19
3.2. 중력자료	19
3.3. 해상 중력측정	20
3.4. 중력보정	22
3.5. 중력이상의 해석 및 토의	25
4. 종합 결론	32
참고 문헌	33

그림 목차(List of Figures)

- Fig. 1-1. Study location and general physiography in the East Sea of Korea(Japan Sea). ————— 9
- Fig. 2-1. The path of a refracted ray at the bottom of a stack of homogeneous flat layers of thickness Z_j and velocity v_j for a source and a receiver located on the surface. The horizontal distance traveled is X , and the angle of the ray in each layer as measured to the vertical is i_j (from Diebold and Stoffa, 1981). ————— 12
- Fig. 2-2. The path of a refracted ray at the bottom of a stack of homogeneous flat layers of thickness Z_j and velocity v_j for a source and a receiver located at sea surface and sea bottom, respectively. Other notations are the same as in Fig. 2-1. ————— 12
- Fig. 2-3. Locations of OBSs and seismic refraction lines shot during the experiment. The open circle indicates the position of OBS-13 whose record section is shown in Fig. 4. ————— 14
- Fig. 2-4. Record section of OBS-13. P1, P2, P3, and PmP denote refractions from sediment cover, upper crust, lower crust, and reflections from the Moho. ————— 14
- Fig. 2-5. (a) The tau-p transform of OBS-13 record, (b) picked tau-p values, and (c) the crustal velocity depth function derived by the τ -sum inversion method. Note concentration of energy on velocities of 4, 5-6, and 6.5-7 km/sec in Fig 2-5a. ————— 16
- Fig. 2-6. Ray diagram for OBS-13. The model comprises 3 layers beneath the water column of 2.1 km depth and above the Moho. The rays were traces

at every 5 km range. Theoretical (ray traced) traveltimes are denoted by □ on the record section of OBS-13 in Fig. 2-4. ————— 17

Fig. 2-7. Comparison of crustal structures of the Japan, Yamato, and Ulleung basins in the Japan sea. The crustal structures of the Japan and Yamato basins were modified from Hirata et al.(1992) and Chung et al.(1990), respectively. The crustal structure of the central Banda sea(Purdy & Detrick, 1978) is also shown as an example of thick ocean crust. ——— 17

Fig. 3-1. Distribution of gravity data in the Ulleung Basin. Gridded gravity are determined from satellite altimeter data and surface gravity data(Fukuda, 1990). Tracks are shipbone gravity data collected using the R/V Onnuri in 1993 and the one from NGDC. ————— 21

Fig. 3-2. Free-air anomaly map. Anomaly distribution goes generally with the bottom topographic features, but at some places reflects the deeper structure. Lower anomalies are shown up on thick sediment or deep water area and higher on basement high or volcanic topography. ————— 26

Fig. 3-3. Bouguer anomaly map of the Ulleung Basin. ————— 29

Fig. 3-4. Residual Bouguer anomaly map by applying a median filter. Median values within a radius of 50 km were estimated and subtracted from Bouguer anomaly. Filtered map indicates that the basin is bounded by a fault SSW-NNE trending in the western margin of the basin. The basin is outlined by a low anomaly zone perhaps attributed to deep narrow trough filled with a thick sediments along the margin. ————— 30

1. 서 론

울릉분지는 동해의 큰 세 개의 퇴적분지중의 하나로써 동해내에서 남서부쪽에 치우쳐 있으며(Fig. 1-1), 두 개의 일본 및 야마토분지에 비하여 상대적으로 자료가 훨씬 빈약하고 그만큼 충분한 연구가 이루어져 있지 않다. Ludwig et al.(1975)는 울릉분지내 3 지점의 소노브이(sonobuoy) 자료를 이용하여 지각의 두께가 상당히 두꺼울 것이라는 사실을 지시하는 모호로부터의 탄성과 신호를 기록한 바 있고 기반암의 심도가 일본분지에 비하여 얕은 2km 정도라는 것을 밝혔다. 야마토분지와도 마찬가지로 특징인 기반암의 천부존재는 분지의 지각이 박층화된 지각이라는 것을 시사한다(Jolivet and Tamaki, 1992). 다중채널을 이용한 탄성과 탐사에서도 울릉분지내 퇴적구조가 상당히 밝혀진 바 있으나(Chough and Lee, 1992), 깊은 수심과 두꺼운 퇴적층의 존재로 인하여 심부 지질구조 파악에는 한계가 있다. 울릉분지내에서 음향기반암은 해수면하 왕복 주시 5-6 초 깊이에서 나타나고 있으나(Chough and Lee, 1992) 기반암 상부의 강한 반사면의 존재로 돌출기반암 등 일부를 제외하고는 기반암은 확인되지 않고 있다. 한반도 동해연변부에서 실시된 에어건을 이용한 탄성과 반사법 탐사에 의하여 분지의 동측 연변부에 대해서는 퇴적층 및 기반암구조(Schluter and Chun, 1974; Yoon and Chough, 1993)가 밝혀진 바 있다. 울릉분지의 지질구조 및 기반암은 특성을 밝히기 위해 해저면 지진계(OBS : Ocean Bottom Seismometer)에서 얻은 탄성과 자료 분석 결과와 중력탐사자료 분석결과를 이용하였다. 다음은 울릉분지의 하부 지각특성을 밝히기 위한 해저면 지진계자료 분석 결과와 지질구조를 밝히기 위한 중력탐사 결과를 정리하였다.

45°N

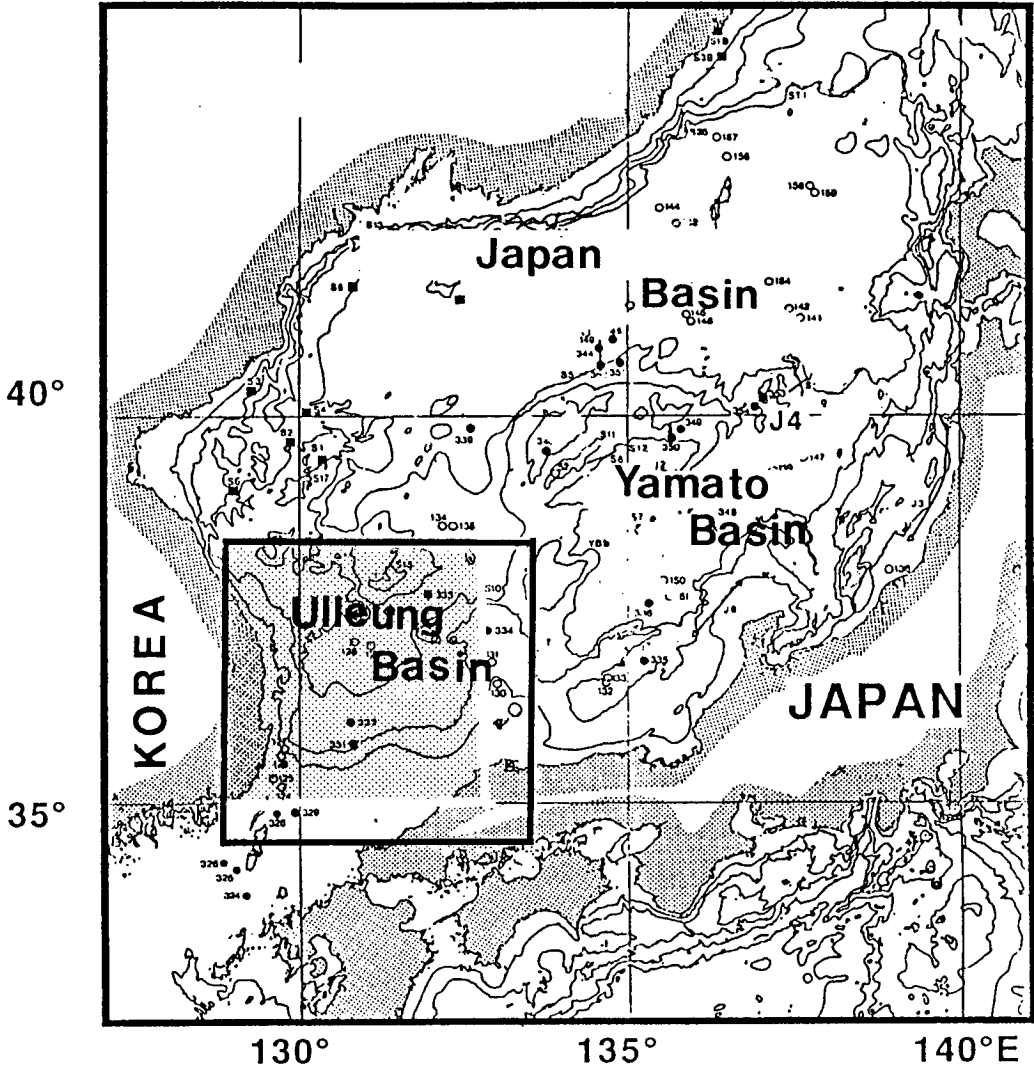


Fig. 1-1. Study location and general physiography in the East Sea of Korea(Japan Sea).

2. 해저면 지진계에 의한 울릉분지의 지각구조

2.1. 서론

탄성파자료의 속도분석 방법중 τ -p (intercept time - ray parameter) 변환의 성질을 이용하는 τ -sum 역산법 (Diebold and Stoffa, 1981)은, 송.수신 간격 5 km 이내의 일반적인 다중채널 탄성파 탐사에서 얻는 반사파뿐만 아니라 송.수신 간격이 매우 클 경우 얻게 되는 지하하부의 초임계 반사파 (supercritical reflection)와 굴절파를 동시에 이용하여 탄성파 속도분석을 할 수 있는 장점을 가진다.

이 연구에서는 먼저 송.수신기가 동일한 해수면에 위치하는 배열에 적용되는 기존의 τ -sum 역산법을, 해저면에 위치하는 해저면 지진계 (OBS: Ocean Bottom Seismometer)에서 얻는 탄성파 자료에 적용이 가능하도록 수정하였다. 그리고 이 수정된 방법을, 울릉분지에서 수행한 1991년 한국-러시아 공동조사시 분지의 중앙부에서 얻은 OBS자료에 적용하여 하부지각까지의 속도-심도함수를 정확히 구하고자 시도하였다. 현재로서 동해의 생성과 남서 일본열도의 이동과 관련하여 매우 중요하다고 여겨지는 울릉분지의 심부 지각구조를 모르는 상태이므로 동해 지각의 구조 및 성인은 통일되지 못하고 있다. 따라서 이 연구에서 구하는 울릉분지 지각의 속도구조는 동해의 심부 지질 및 지구물리 연구에 상당한 정보를 제공할 것으로 기대된다. 끝으로 이 논문에서 지각은 퇴적물하부 음향기반부터 모호면사이에 위치하는 물질이며, OBS 자료의 해석결과를 지구물리학적 관점에서 기술하였음을 밝혀둔다.

2.2. τ 합역산법

탄성과 주시(traveltime) 방정식은 τ 와 p 로써 반사 및 굴절, 그리고 모든 송.수신 배열에 대해 효과적으로 전개할 수 있다. 탐사대상인 지층이 수평층으로 이루어지고 송.수신기가 지표면상에 위치할 경우 (Fig. 2-1) 반사파 및 굴절파의 주시방정식은 τ 와 p 를 이용하여 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$T = pX + 2 \sum_{j=0}^n q_j Z_j = pX + \tau \quad (1)$$

여기에서 q_j 및 Z_j 는 각각 j 번째 지층의 수직 지연(slowness) 성분 및 두께이다. 이 중 수직지연성분은 지층의 지연 u ($=1/v$, v 는 지층의 속도)와

$$u = 1/v = (p^2 + q^2)^{1/2} \quad (2)$$

의 관계를 갖는다. 탄성과 자료를 τ - p 변환하여 변환영역에서 증첩된 타원의 바깥쪽적을 τ 와 p 의 좌표로 구할 수 있으면 τ -sum 역산 순환방정식은

$$Z_k = \frac{\tau(p_{k+1})/2 - \sum_{j=0}^{k-1} Z_j (u_j^2 - p_{k+1}^2)^{1/2}}{(u_j^2 - p_{k+1}^2)^{1/2}} \quad (3)$$

와 같다 (Diebold and Stoffa, 1981).

2.3. τ 합역산법의 수정

수신기로서 OBS가 해저면에 위치할 경우 (Fig. 2-2), 주시방정식은 다음과 같이 변형된다.

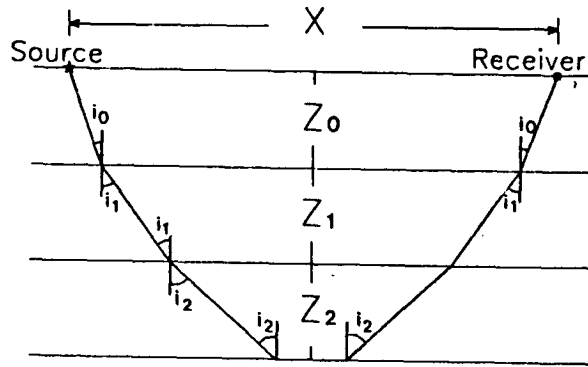


Fig. 2-1. The path of a refracted ray at the bottom of a stack of homogeneous flat layers of thickness Z_j and velocity v_j for a source and a receiver located on the surface. The horizontal distance traveled is X , and the angle of the ray in each layer as measured to the vertical is i_j (from Diebold and Stoffa, 1981).

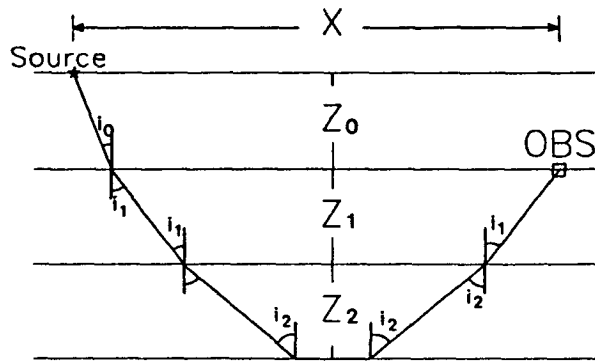


Fig. 2-2. The path of a refracted ray at the bottom of a stack of homogeneous flat layers of thickness Z_j and velocity v_j for a source and a receiver located at sea surface and sea bottom, respectively. Other notations are the same as in Fig. 2-1.

$$T = pX + 2 \sum_{j=1}^n q_j Z_j + Z_0 (u_0^2 - p^2)^{1/2} \quad (4)$$

여기에서 Z_0 와 u_0 는 각각 바닷물의 깊이 및 지연이다. 따라서 이 경우의 τ -sum 역산은 순환방정식

$$Z_k = \frac{\tau(p_{k+1})/2 - \sum_{j=1}^{k-1} Z_j (u_j^2 - p_{k+1}^2)^{1/2} - Z_0 (u_0^2 - p_k^2)^{1/2}}{(u_j^2 - p_{k+1}^2)^{1/2}} \quad (5)$$

로서 수행할 수 있다. OBS 자료의 τ -p 변환을 위해서는 일반적으로 원래의 자료에서 바닷물의 지연시간을 보정하거나 (Orcutt et al., 1976) τ -p 변환시 바닷물에서의 전파경로를 보정 (water path correction: Purdy, 1982)하는데 두 가지 모두 계산이 복잡하고 시간이 많이 걸린다. 하지만 이 논문에서 간단하게 유도한 수정된 τ -sum 역산법은 OBS 자료를 통상적인 방법대로 쉽게 τ -p 변환시킨 후, 변환영역에서 구해지는 신호의 궤적에 (5)식을 적용하므로 매우 편리하다.

2.4 울릉분지 OBS자료의 해석 및 토의

1991년 한국 해양연구소 (KORDI)와 러시아의 지질·지구물리 연구소 (IMG&G)가 공동으로 수행한 울릉분지의 OBS 탐사측선은 Fig. 2-3과 같다. 이 논문에서는 울릉분지 중앙부에 위치하는 OBS-13자료의 τ -sum 역산을 통해 지각의 탄성과 속도구조를 구명하고자 한다. 상기 공동조사의 자세한 사항은 석봉출 등(1992)에 기재되어 있다.

OBS-13의 기록단면 (Fig. 2-4)은 울릉분지의 지각구조와 관련한 주요특성들을 잘 보여준다. 우선 10 km범위 이전의 초동진동은 겉보기속도 (apparent velocity)가 4 km/sec로서 하부 퇴적층에서 굴절되어 온 파(P1)이며 그 이후의 것

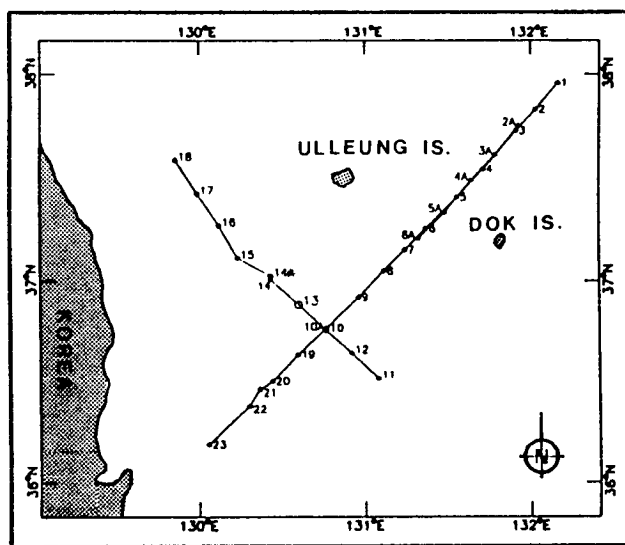


Fig. 2-3. Locations of OBSs and seismic refraction lines shot during the experiment. The open circle indicates the position of OBS-13 whose record section is shown in Fig. 4.

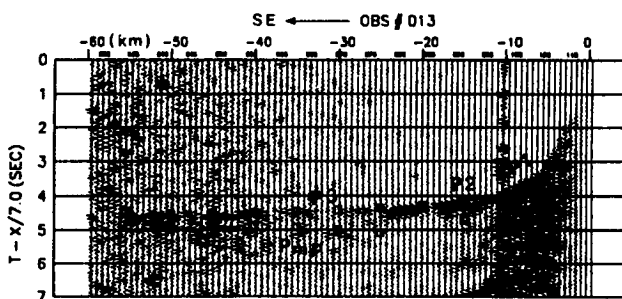
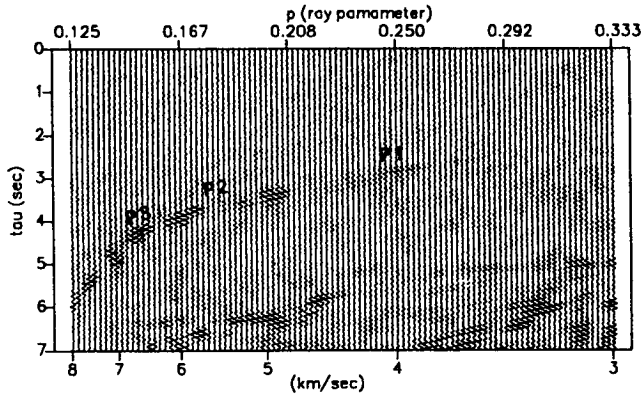


Fig. 2-4. Record section of OBS-13. P1, P2, P3, and PmP denote refractions from sediment cover, upper crust, lower crust, and reflections from the Moho.

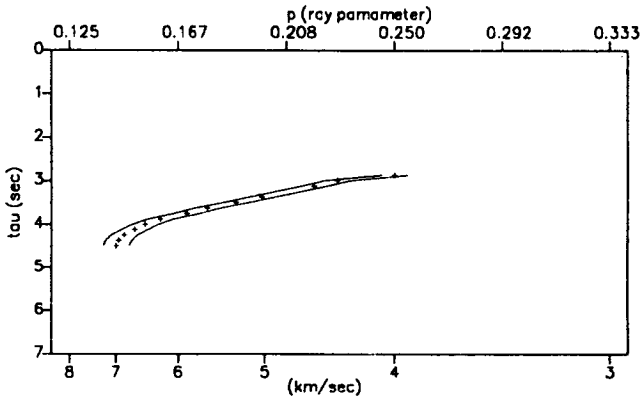
들은 상부 및 하부 지각에서 굴절되어 온 파들 (P2 및 P3)이다. 이 기록에서 특기할 만한 점은 모호면에서 반사되어 올라온 파들 (PmP)이 P3와 구별되게 기록되어 있는 것이다. 따라서 모호면 상부의 속도-심도 구조를 정확히 알 경우 이차원 파선추적 (2-D ray tracing)을 이용하여 PmP의 도달시간으로부터 모호면의 심도와 형상을 알아낼 수 있다. OBS-13기록의 τ -p변환 (Fig. 2-5a)은 지층의 속도가 4, 5-6, 그리고 6.5-7 km/sec 에 집중됨을 지시한다. 4 km/sec의 속도는 울릉분지 중앙부에서 얻은 다중채널 탄성과 자료로부터 구한 하부 퇴적층의 구간속도 (Lee, 1992)와 매우 일치한다. 또한 마지막 두 가지 속도분포는 Keary and Vine (1990) 등에서 설명된 해양 지각층 2 (layer 2)와 3 (layer 3)의 속도범위와 일치한다. τ -p변환자료에서 타원의 바깥궤적을 따라 취한 τ -p값 (Fig. 2-5b)을 (5)식에 대입하여 구한 속도-심도 함수는 그림 5c와 같다. 여기에서, 퇴적층의 두께는 약 4 km로서 이중 하부의 2 km는 4 km/sec의 속도를 가짐을 알 수 있다. 또한 상부지각의 속도는 5 - 6 km/sec 로서 심도 6.7 - 7 km의 좁은 구간에서 하부지각으로 전이됨을 볼 수 있다. 상부 맨틀에서의 굴절파(Pn)가 제대로 기록되지 않아서 모호면까지의 깊이는 직접 정확히 알 수 없으나 하부지각은 거의 15 km 심도까지 연장되므로 정상적인 해양 지각층 3에 비해 매우 두꺼운 편이다.

Fig. 2-6은 위의 τ -sum 역산으로 구한 일차원 속도-심도 함수를 초기치로 이용하고 PmP 파의 도달시간까지 고려한 이차원 파선추적 (Cerveny and Psencik, 1983)을 수행하여 재구성한 모호면까지의 지질구조이다. 파선추적은 송수신 수평거리 5 km마다 수행하였으며 그 결과 얻은 도달시간은 OBS-13의 기록 단면 (Fig. 2-4)상에 \square 로 표시하였다. 여기에서 하부지각의 두께는 약 8 km이며 모호면은 해수면하 15 - 16 km의 깊이에 평탄하게 존재함을 알 수 있다.

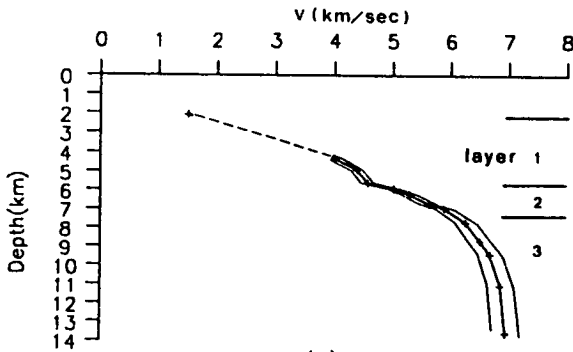
동해의 남동부에 위치하는 야마토 분지의 지각구조 역시 하부지각이 정상적인 해양지각보다 두꺼우나 (약 10 km) 지각층 2에서 지각층 3으로 전이됨을 지시하는 6 km/sec 속도의 지층이 존재하지 않는 것으로 밝혀져 있다 (Hirata et al.,



(a)



(b)



(c)

Fig. 2-5. (a) The tau-p transform of OBS-13 record, (b) picked tau-p values, and (c) the crustal velocity depth function derived by the τ -sum inversion method. Note concentration of energy on velocities of 4, 5-6, and 6.5-7 km/sec in Fig 2-5a.

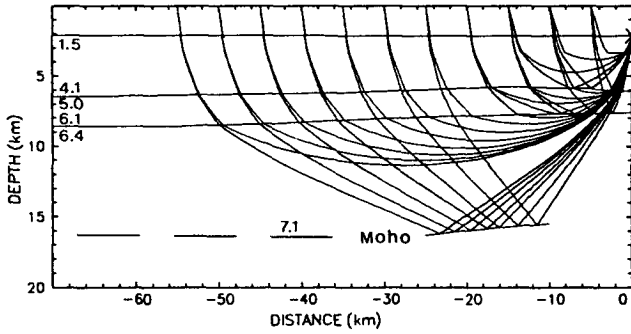


Fig. 2-6. Ray diagram for OBS-13. The model comprises 3 layers beneath the water column of 2.1 km depth and above the Moho. The rays were traces at every 5 km range. Theoretical (ray traced) traveltimes are denoted by \square on the record section of OBS-13 in Fig. 2-4.

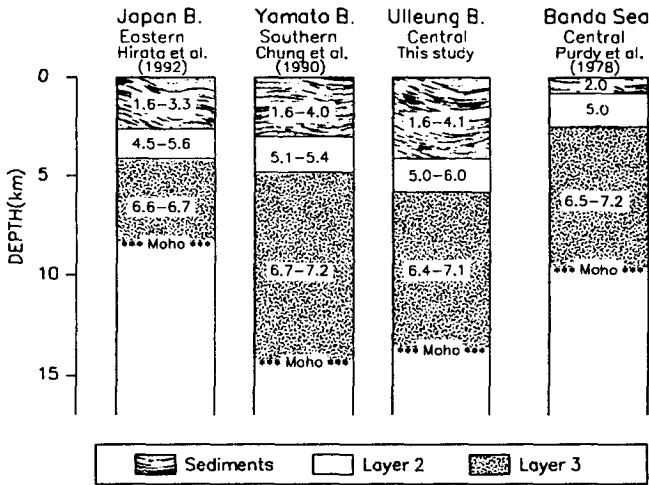


Fig. 2-7. Comparison of crustal structures of the Japan, Yamato, and Ulleung basins in the Japan sea. The crustal structures of the Japan and Yamato basins were modified from Hirata et al.(1992) and Chung et al.(1990), respectively. The crustal structure of the central Banda sea(Purdy & Detrick, 1978) is also shown as an example of thick ocean crust.

1989). 따라서 야마토 분지의 지각을 해양성이라기 보다 얇아진 육상지각기원 (continental thinning)으로 해석하기도 한다 (Jolivet and Tamaki, 1992). 울릉 분지의 하부지각은 야마토분지에 비해 더 얇으며 지각의 속도분포도 해양지각과 일치할 뿐만 아니라 정상적인 해양성 지각에서 볼 수 있는 지각층 2에서 지각층 3으로의 좁은 전이대가 뚜렷이 존재한다. 더우기 약 10 km 두께의 해양지각은 반다 (Banda) 분지와 같은 서 태평양의 다른 후호상 분지에서도 보고된(Fig. 2-7) 바 있으므로 (Purdy and Detrick, 1978) 역시 후호상 분지인 동해에서 10km 미만의 지각두께를 육상기원의 증거로 보는 것은 타당하지 않다고 할 수 있다. 울릉 분지의 경우 정밀한 자력탐사가 이루어지지 않아서 해양성 지각에서와 같은 자력 이상이 있는 지는 확인되지 않고 있으나 결론적으로 지금까지의 탄성과 탐사 결과는 해양성 지각의 존재를 강하게 시사한다.

3. 중력자료에 의한 울릉분지의 지질구조해석

3.1. 서론

국내 시스템으로는 처음인 은누리호의 선상중력계의 도입과 운영의 개시로 해상중력자료의 자체획득이 가능하게 되었고 국제공동연구 등이 포함된 일련의 지구물리탐사 실시를 계기로 울릉분지의 심부구조가 일부 밝혀지게 되었다. 한국해양연구소와 러시아는 1991년과 1992년에 걸쳐 공동으로 울릉분지에서 해저면 지진계(OBS)와 에어건을 이용한 심부 굴절법 탐사를 통하여 모호면의 일부를 비롯한 지각의 속도구조를 제시한 바 있다(석 외, 1993; Kim et al., 1994). 동해의 확장과 관련하여 울릉분지의 성인 및 성격이 아직 분명히 규정되지 못하고 있는 상황에서 무엇보다도 중요한 것은 정확한 분지 내부구조의 파악이라 할 수 있다.

3.2. 중력 자료

본 연구에서는 미국 국립지구물리자료센터(NGDC:National Geophysical Data Center)에서 입수한 중력자료와 최근 한국해양연구소 조사선 은누리호의 해상중력계를 이용하여 울릉분지 해역에서 관측한 선상중력자료 및 선상중력자료를 이용하여 인공위성 해면고도 자료를 중력치로 환산한 일본 동경대학 해양연구소 자료(Fukuda, 1990)를 통합하여 처리하였다. 동경대학 해양연구소 자료는 해상 및 육상지역의 중력 실측자료와 인공위성으로부터 측정된 해면고도자료를 이용하여 5' x 5' 간격의 격자점마다 계산한 지오이드와 후리에어중력이상을 포함하고 있다. 전체적으로 계산오차는 중력이상의 경우 5 mGal, 지오이드의 경우 20 cm 정도 예상된다(최 외, 1994). 그러나 한반도 주변 해역의 경우 중력관측자료의 부족으로 오차의 정도는 보다 클 것이며 동해에 국한시킬 경우 10mGal에 이를 것

으로 추정된다(최 외, 1994). 울릉분지의 NGDC 선상중력자료는 미국해군, 일본 지질조사소, 프랑스 및 Scripps해양연구소 등에 의해서 측정된 것으로서 관측치와 Eotvos 보정치 및 후리에어 이상치 등이 수록되어 있다. 해면고도로부터 환산된 중력은 연구지역 전역에 걸쳐 위,경도 5' 간격으로 분포되어 있다. 본 연구에서 사용한 모든 중력자료점은 Fig. 3-1과 같다.

3.3. 해상 중력측정

한국해양연구소는 1993년 동해울릉분지 북서부 일원에서 조사선 온누리호(1450 톤)에 탑재된 LaCoste & Romberg사의 해상중력계를 이용하여 국내 관측 시스템으로는 사실상 처음으로 해상중력관측을 실시하였다(Fig. 3-1). 선상에서 측정된 중력치를 절대중력치로 환산하기 위하여 진해부두를 입출항할 때 국제중력표준망(IGSN71)인 부산대학의 중력기점에 접속하여 진해부두에 설치한 중력보조점에 연결측정하였다.

온누리호에 설치된 선상중력계는 변형으로부터 복원된 후에도 제로변형상태로 돌아가는 특수재질의 스프링(zero length spring)이 중력의 변화에 따라 일으키는 변위를 중력으로 환산한다. 그러나 해상에서의 중력 측정은 선체가 파도 등에 의해서 상하좌우로 요동되고 진행되는 상태에서 이루어지기 때문에 측정되는 중력가속도가 크게 변할 수 있으므로 정지상태의 중력치로 환원하는 것이 필요하다. 안정판 위에 설치된 빔형 선상중력계로 요동하는 선체상에서 중력을 측정할 때 가속도의 중첩(cross coupling) 현상이 발생한다. 즉 빔의 변위는 연직가속도에 의해 결정되지만 기울어진 빔에 작용하는 수평가속도는 수평가속도와 연직가속도간 및 빔 기울기와 수평가속도간의 위상의 곱의 함수인 coupling을 유발하게 된다. Coupling에 의해서 초래되는 오차는 상당히 심각할 수 있으며 이것을 감소시키는 방법으로 계기를 연직축에 대하여 천천히 움직일 수 있도록 자동

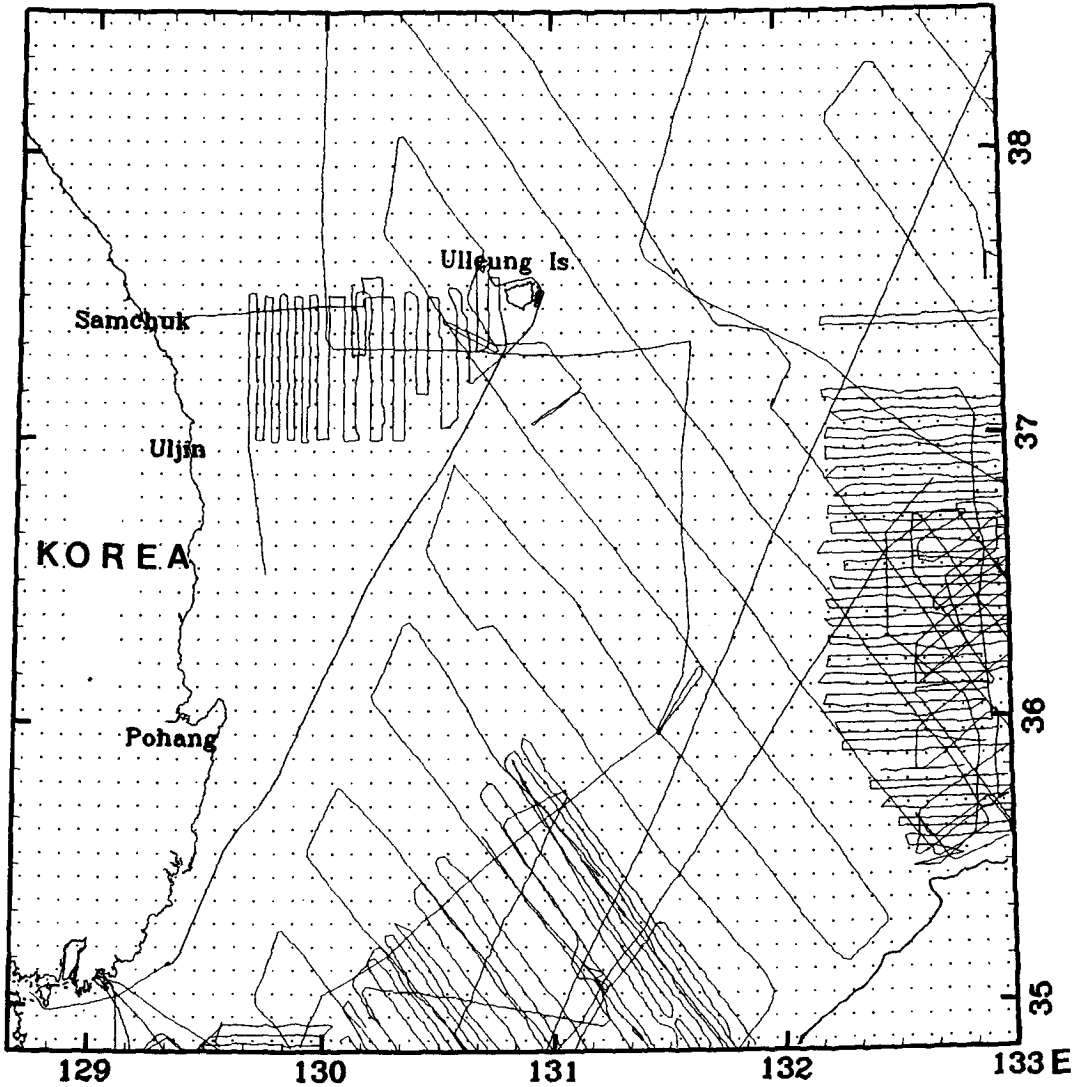


Fig. 3-1. Distribution of gravity data in the Ulleung Basin. Gridded gravity are determined from satellite altimeter data and surface gravity data(Fukuda, 1990). Tracks are shipbone gravity data collected using the R/V Onnuri in 1993 and the one from NGDC.

수평유지대위에 계기를 설치하는 것이다.

온누리호의 중력계는 자동수평유지판에 설치되어 있으며 이 수평판 위에는 직교방향의 자이로가 달려 있어서 판의 기울기를 측정하여 컴퓨터에 전송하면 소프트웨어적으로 기울어진 만큼 다시 수평판의 서보모터를 제어하여 기울어진 판을 수평으로 복원하도록 되어 있다. 뿐만 아니라 중력계내 스프링의 중력변화에 따른 변위량은 컴퓨터에 전송되고 coupling 효과 등이 소거된 후 중력계 고유의 계수를 곱하므로써 중력치로 환원되며 이와 같은 과정은 모두 소프트웨어적으로 자동수행된다. 해상중력계에 의하여 측정된 중력자료는 조사선 위치, 선속, 항진 방위, 선체의 좌우,전후 및 수직적 운동량 자료 등 다른 관측자료와 함께 조사선 내 해양자료 종합관리 전산망(MDM 300 : Marine Data Management system)에 의해서 선내 워크스테이션의 데이터 베이스에 수록되며 모든 관측자료는 실시간으로 모니터링된다. 본 연구에 사용된 해상중력은 매 10 초 마다 연속적으로 측정 하되었으며, 위치측정은 GPS (Global Positioning System, MX9210, MX4200)가 사용되었다.

3.4. 중력보정

Eotvos 보정

일반적으로 선상중력은 곡면으로 이루어진 지구가 자전과 공전을 하고 조사선이 이동하는 상태에서 이루어지기 때문에 정지상태에서 측정한 값과 차이가 있으며 그 양은 조사선의 위치와 속도 벡터의 함수로 나타난다. 이와 같은 양을 Eotvos 효과라 하며 정지상태의 중력 값으로 환원시키는 과정을 Eotvos 보정이라 한다. Eotvos 효과는

$$g_{Et} = 7.508 V \cos \phi \sin \delta + 0.004154 V^2 \text{ mGal}$$

에 의하여 산출하여 관측치에 가산하였다. 여기서 V 는 조사선 속도, ϕ 는 관측점 위도 δ 는 조사선 진행방위이다. 조사선이 위도 35° 지점에서 북서방향($\delta=45$)으로 10 노트 속도로 진행하고 있다고 가정하면 이때 Eotvos 보정치는 43.90 mGal이며 같은 지점에서 -45° 방향으로 진행된다면 -43.07 mGal이 되어 동일 지점에서 조사선의 진행방향의 차에 의해서 발생하는 전체 보정량은 약 87 mGal에 이른다. 또한 동일지점에서 조사선 진행방위가 1° 변하면 중력가속도에서 0.76 mGal의 차가, 조사선 속도 1 노트에 대해서 약 4.3 mGal 정도 차가 유발되므로 Eotvos 보정의 정확도를 높이기 위해서는 상당한 정확도를 갖는 조사선 위치, 방위 및 속도의 관측을 필요로 한다. 적도상을 항해하는 선박에서 관측한 중력자료를 1 mGal 정도의 정밀도로 보정하기 위해서는 선박의 속력이 1 노트, 방위각이 0.1도 이내의 오차를 유지할 수 있어야 한다. 온누리호의 항법장치가 비교적 정확한 위치 측정이 가능한 GPS(MX9210, MX4200)로 되어있기 때문에 다행스럽기는 하지만 cycle slip 등 GPS 운용상의 문제로 인하여 때에 따라 오차는 달라질 수 있다(석 등, 1993).

후리에어 보정

후리에어보정은 중력을 지구타원체면상의 값으로 환산하는 것으로써 지구타원체면과 근접하는 해수준면을 기준으로 할 때 해상관측시 후리에어 보정은 곧 관측위치에서의 위도보정과 같다. 여기서는 GRS1967 정상중력식을 이용하여 보정하였으며, 이때 대기질량에 의한 인력이 고려되었다.

3 차원 부계보정

해상중력에 있어서 부계보정은 관측점인 해수면과 해저면사이에 지각물질이 충전되어 있다고 가정했을 때 발생하는 중력효과이다. 일반적으로 해상에서의 후리에어 이상은 해저지형의 영향을 강하게 받기 때문에 해저밀도구조를 파악하

는 데는 적절치 못하며 이와 같은 목적에는 부계이상이 효과적이다. 그러나 부계이상도 해수층을 특정 밀도의 지각물질로 가정하는데서 오는 편차가 예상될 수 있으므로 주변 대륙의 지각밀도와 저밀도 퇴적층의 두께 및 밀도를 고려하는 것이 필요하다. 또한 단순부계보정은 측점 직하부의 해저지형만을 고려하기 때문에 해저지형이 복잡한 경우 주변 지형의 효과가 무시된다. 따라서 본 연구는 5' x 5' 간격의 격자점 수심 자료를 이용하여 해저지형을 3 차원적으로 고려하는 부계보정을 실시하여 완전부계 이상을 산출하였다.

3 차원적 지형을 고려하는 부계 보정은 특히 해저지형이 불규칙하게 변하는 지역에서 측점 직하부의 수심만을 고려하여 보정함으로써 발생하는 공간적 지형 변화에 의한 중력효과도 보정하기 때문에 보다 정확한 지하밀도구조를 파악할 수 있도록 한다. 해수층에 의한 중력효과는 대상지역을 일정하게 격자화하고 높이가 격자구역의 평균 수심인 직육면체로 나눈 후 관측점에서 주변지역의 직육면체에 대한 효과를 계산하는 것이다. 각 격자내 직육면체로 표현되는 해수층의 중력효과는

$$\delta g = \sum_{i,j,k=1,2} (-1)^{i+j+k-1} f(x_i, y_j, z_k)$$

와 같이 쓸 수 있으며, 여기서,

$$f(x, y, z) = G\Delta\rho \left[x \ln \frac{y+r}{(x^2+z^2)^{1/2}} + y \ln \frac{x+r}{(y^2+z^2)^{1/2}} + z \arctan \frac{zr}{xy} \right]$$

와 이고, $r=(x^2+y^2+z^2)^{1/2}$ 로서 계산점으로 부터 격자점 까지의 거리를 나타낸다.

본 연구에서는 ETOPO-5 수심자료를 이용하여 조사지역을 평면상 5' x 5

이고 높이가 격자구역의 평균 수심인 직육면체로 나누고 관측점에서 주변지역의 직육면체에 대한 효과를 계산하였으며, 계산은 관측점으로부터 반경 약 100 km 이내에 분포하는 지형에 적용하였다. 적용된 밀도는 2.67g/cm^3 이다. 이와 같이 해저지형에 의한 중력효과를 3 차원적으로 보정하는 것은 지형보정을 포함하므로 그 결과는 완전부계보정으로 나타난다. 3 차원 지형보정에 의한 중력이상과 관측점과 그 직하부 해저면사이를 해수대신에 수심에 해당하는 두께와 특정한 밀도를 갖는 무한 평판의 암석으로 대체할 경우를 가정한 단순부계이상과 비교한 결과 최대 약 15 mGal의 편차를 보였으며 가장 큰 편차는 역시 해저지형의 변화가 크게 나타나는 분지의 사면과 해저산 및 주변 해저곡에서 나타난다.

3.5. 중력이상의 해석 및 토의

울릉분지와 그 주변해역에서의 후리에어 이상은 전반적으로 해저지형의 변화를 반영하고 있지만 곳에 따라 해저기반암의 영향으로 해저지형과 무관한 변화를 나타내기도 한다(Fig. 3-2). 분지 남측으로 수심 500m, 동측으로 수심 1000m 이상되는 분지내부와 쓰시마 섬 북서연안인 대한해협을 따라 남서-북동방향으로 발달하고 있는 대한해곡 및 울릉분지간 평원 등 주로 수심이 깊은 저지대를 따라 음이상대가 발달하고 있다. 양 이상대는 한반도 연안 대륙붕이나 북쪽의 한국대지와 분지 남동부의 일본 북서연안 대륙붕상에서 주로 나타난다. 한반도 동해연안과 분지 남쪽의 대륙붕지역에서 나타나는 양의 후리에어 이상은 주로 육지로부터 연장되어온 대륙성 기반암의 영향을 받고 있다. 50 mGal 내지 100mGal에 이르는 고이상대는 울릉도와 독도를 비롯하여 Oki 뱅크상의 화산성 고지형상에서 뚜렷하다. 이것은 해저면상 지형의 돌출뿐만 아니라 퇴적층내 관입 또는 분출된 화성암체의 상대적 밀도차에 기인한 것이다. 이에 반하여 분지 북부의 한국대지나 한국동해연안에서 구조운동으로 형성된 퇴적분지나 수로상에서 음이상대가 광

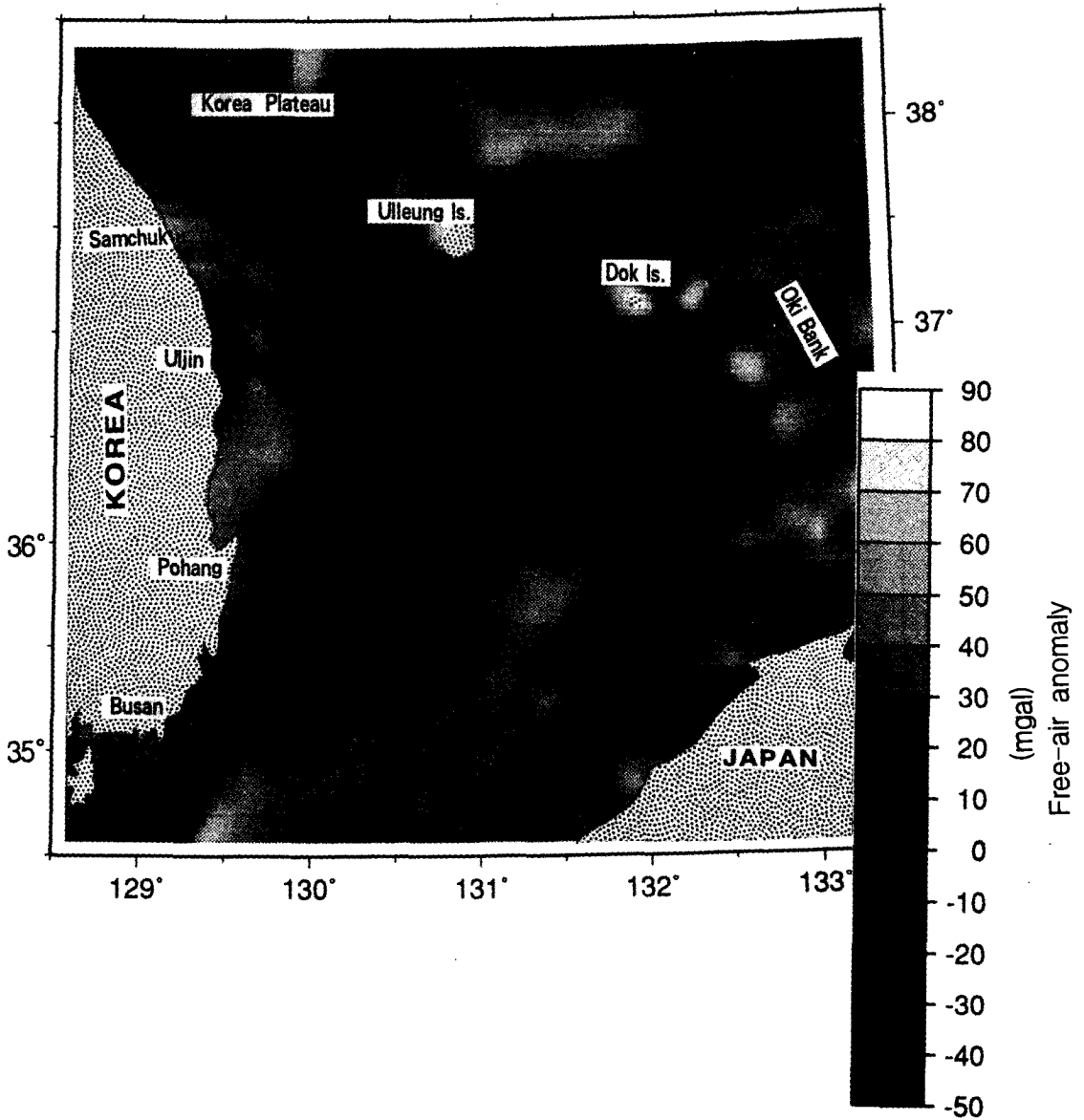


Fig. 3-2. Free-air anomaly map. Anomaly distribution goes generally with the bottom topographic features, but at some places reflects the deeper structure. Lower anomalies are shown up on thick sediment or deep water area and higher on basement high or volcanic topography.

범위하게 분포하며 상대적으로 융기된 기반암 지역에서는 국부적인 양이상대가 분포한다.

분지의 서측과 남측 경계부에는 -50 ~ -30 mGal로써 특히 낮은 대상의 음이상대가 발달하고 있다. 이와 같은 저이상대는 해저지형변화에 부합되지 않는 것으로써 그 원인의 상당부분은 분지경계부를 따라 밀도가 낮은 대륙사면으로부터 사태에 의해 유입된 퇴적물이나 두꺼운 저탁류 퇴적물에서 비롯된다. 그러나 분지의 남서단에서 발달하고 있는 최저이상대는 저탁류 퇴적물을 포함하는 울릉해곡(Ulleung Trough)의 두꺼운 퇴적층과 관련있다. 이 울릉해곡(Ulleung Trough)은 백악기 경상계의 퇴적 복합체로 이루어진 기반암위에 두꺼운 제3기(Tertiary) 지층이 두껍게 쌓여 있으며 두께는 최대 8 km 이상으로 추정된다(Park, 1990). 한편 쓰시마해곡(Tsushima Trough)에서는 -5 내지 -30 mGal의 음 이상대가 해곡의 발달방향에 따라 남서-북동방향으로 좁고 길게 나타나고 있으며 쓰시마섬 북서연안을 따라 급구배를 보인다. 이 저이상대는 어느정도 쓰시마해곡을 따라 발달하고 있는 수심 180-200m의 깊은 해저골에 기인하지만 동측에 단층을 경계로한 퇴적분지내 형성된 10 km이상의 두꺼운 퇴적층의 영향을 반영한다. 울릉분지 남동단에서 나타나는 북서-남동방향의 양이상대는 울릉분지와 울릉해곡을 사이의 기반암 융기대에 의한 영향이며 이 기반암 융기대는 두 개의 퇴적분지를 구분하고 있다. 분지의 남동경계부에서 분지 동측 경계를 따라 북쪽으로 연장되는 급 구배의 이상대는 단애(escarpment)의 발달에 기인한다.

한편 분지 중앙 북동부 지역은 수심이 가장 깊은 곳임에도 불구하고 후리에어 이상이 주변에 비해 높게 나타나는 데 이는 지각물질의 밀도가 주변에 비하여 높거나 맨틀이 천부에 존재하기 때문인 것으로 해석된다. 또한 울릉도와 독도사이 해역에서 나타나는 국부적인 고이상대는 화성암의 관입체나 분출암의 영향으로 보이며, 울릉도 및 독도를 포함한 해저관입체 및 기반암의 돌출등에 의한 양이상분포가 일본 북서연안쪽을 향하여 북서-남동방향으로 배열되고 있다.

부계이상은 분지내부쪽으로 약 150-160 mGal로 높아지며 그 외곽 및 대륙봉에서는 상대적으로 낮은 값을 나타낸다(Fig. 3-3). 부계이상분포로 볼 때 분지는 남서-북동 방향으로 길쭉하고 북서-남동방향으로는 상대적으로 짧지만 불룩한 형태로 경계지워 진다. 동측으로는 단애의 발달로 급구배의 부계이상과 접하며 북부와 울릉도 및 독도등 화산성 해저고지형과 경계 지역에서도 부계 이상은 급격히 변화한다. 그러나 부계이상은 남쪽으로 분지 외곽을 둘러 쌓고 있는 대상의 저 이상대까지 완만한 구배로 감소한다. 분지의 내부가 외곽지역에 비해 높은 부계이상을 갖는 것은 맨틀이 천부에 존재하고 지각의 밀도도 주변 지역의 것보다 높기 때문뿐만 아니라 일부는 분지내 관입 혹은 분출된 화성암이 원인이다. 분지중앙북동부의 고이상대와 구별되면서 분지남부 주변부를 따라 30-70 km폭으로 광범위하게 발달하고 있는 40-100mGal 범위의 이상대는 밀도가 낮은 저탁류(turbidites) 등 퇴적층이 기반암상부에 두껍게 축적되어 있는 것과 분지내부와 외부의 지각사이에 밀도가 바뀌는 밀도 전이대의 존재에 의한 것으로 해석된다.

한편 한반도 동해연변부는 제3기 퇴적분지의 두꺼운 퇴적층으로 인한 낮은 이상치가 특징적으로 나타나고 있다. 주변 대륙봉이 50-100mGal의 이상치를 보이는 반면에 이들 퇴적분지상에서 20-30 mGal 정도로 낮아진다. 후포-울진 연안과 삼척 북부연안에서 분포하는 저이상대는 각각 후포분지와 묵호분지의 위치와 범위를 보여준다. 그 중 묵호분지는 북북서-남남동방향의 장축으로 약 95 km, 단축으로 약 40 km로써 동해연안 제3기 분지 중 규모가 가장 크고, 후포분지는 동측의 단층을 경계로 하여 남북으로 약 90 km로 길고 동서로는 좁게 발달하고 있다. 한편 포항-영덕분지는 부계이상이 두 분지에 비해 훨씬 미약하게 나타나는 데 이것은 포항-영덕분지가 북쪽 2 개의 제 3 기 분지에 비하여 상대적으로 얇은 퇴적층후를 갖고 있기 때문으로 해석되나 포항과 그 북쪽으로 나타나는 소규모 저이상대는 퇴적층후가 국부적으로 증가하고 있음을 나타낸다(Fig. 3-4). 탄성과 탐사결과 묵호분지는 퇴적층후가 1400 m이상으로 동해안 제3기 분지 중

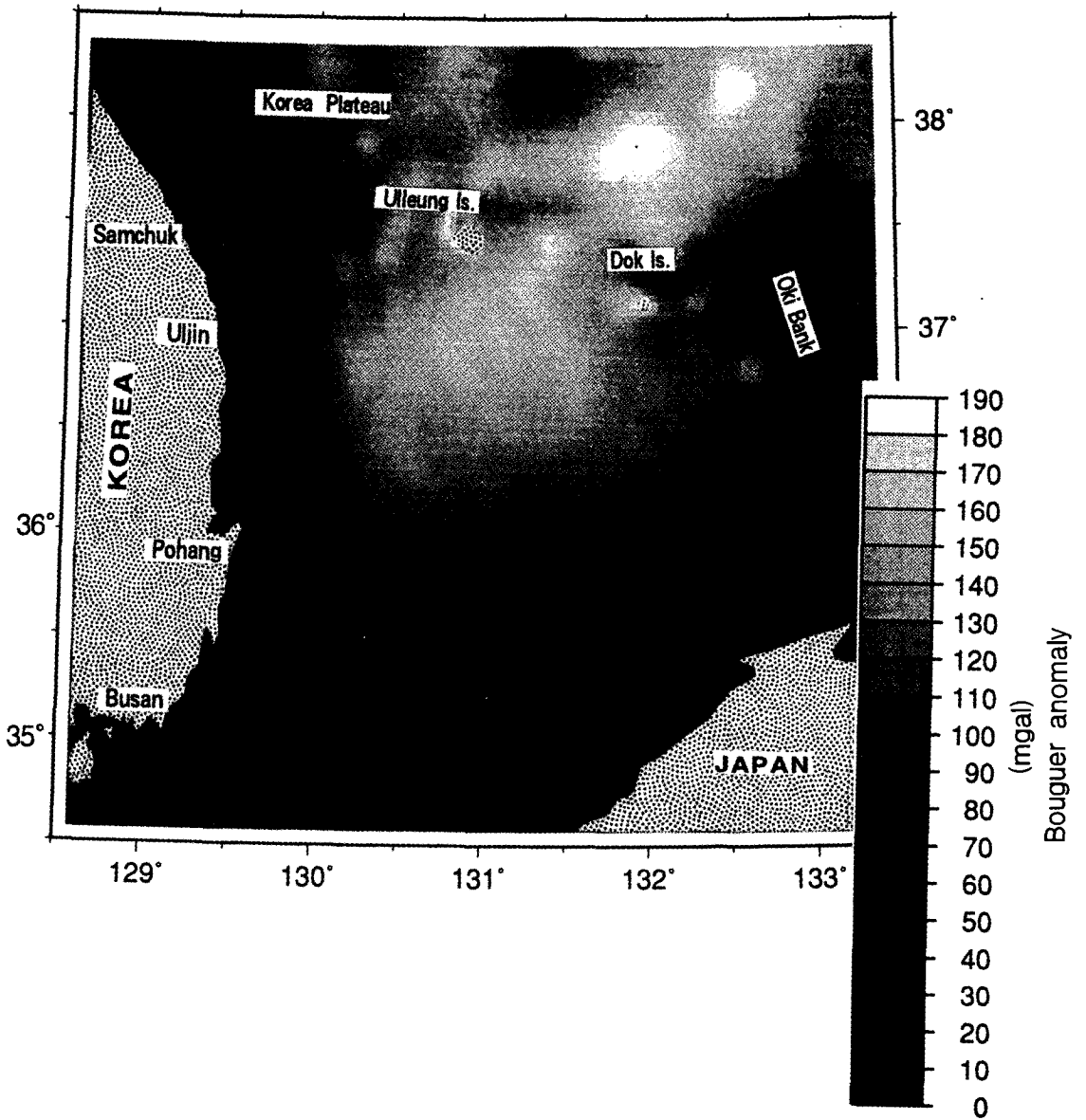


Fig. 3-3. Bouguer anomaly map of the Ulleung Basin.

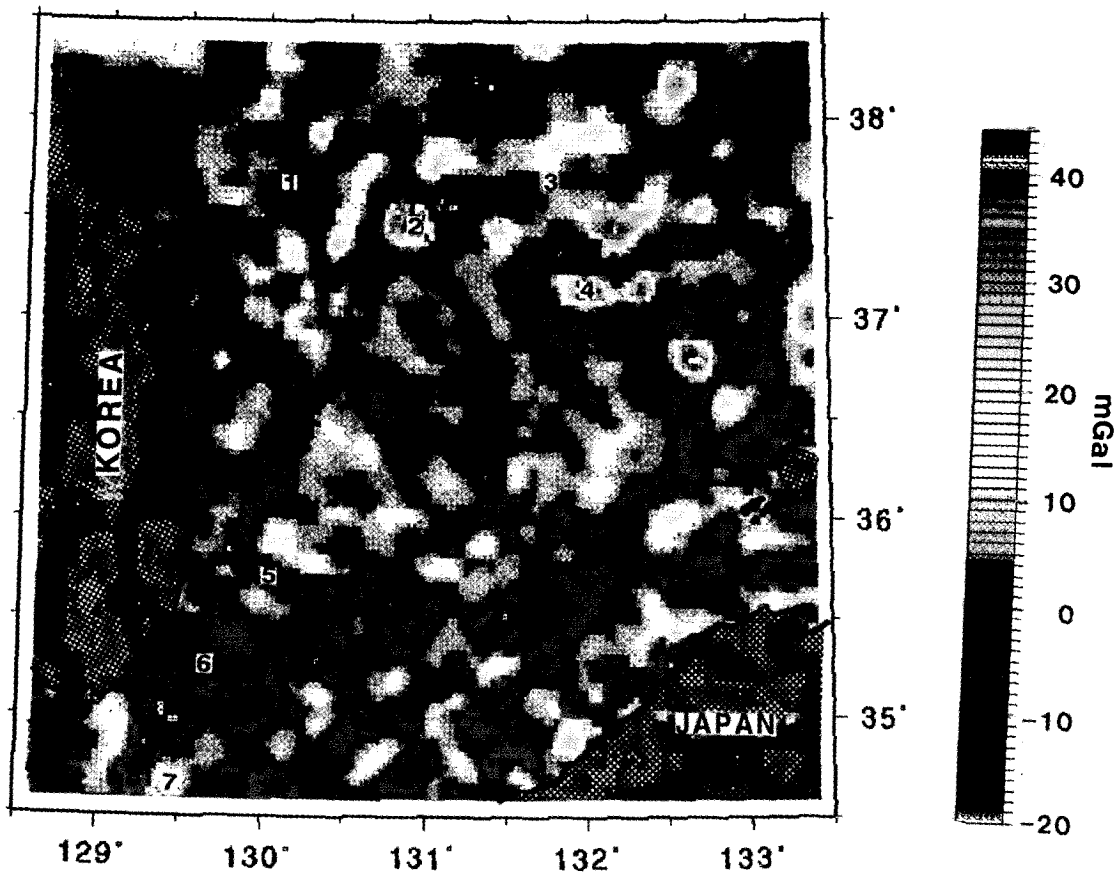


Fig. 3-4. Residual Bouguer anomaly map by applying a median filter. Median values within a radius of 50 km were estimated and subtracted from Bouguer anomaly. Filtered map indicates that the basin is bounded by a fault SSW-NNE trending in the western margin of the basin. The basin is outlined by a low anomaly zone perhaps attributed to deep narrow trough filled with a thick sediments along the margin.

가장 두꺼운 퇴적층후를 나타내며 후포분지가 850 m정도인 반면에 포항-영덕분지는 700m를 넘지 않는다(Huntec, 1968). 이 포항-영덕 분지는 우수주향이동단층인 양산단층(Yangsan fault)와 후포단층(Hupo fault)사이에 발달하고 있으며, 이들 주향이동단층들은 단층간에 장력이 작용함으로써 저지대를 형성하였다(Yoon and Chough, 1993). 특히 부계이상분포에서 후포분지 동측에 나타나는 두 개의 남북방향의 선구조는 후포뱅크(Hupo Bank)를 사이에 두고 각각 동,서에 발달하고 있는 후포단층에 의한 것이며, 그것은 동측의 보다 소규모의 퇴적분지를 차단하고 있다. 대륙붕단을 따라 남북으로 연장되고 있는 급구배의 부계 이상은 급경사를 갖는 기반암의 단에 발달에 의한 것이다. 이 단에는 한국대륙연변부와 울릉분지의 구조적 경계를 이룬다(Yoon and Chough,1993).

4. 종합 결론

1. OBS 연구결과에서는 기존의 τ 합역산방법을 수신기가 해저면에 있을 때 적용할 수 있도록 수정하여 해저면 지진계 자료로 부터 울릉분지 중앙부의 지각 속도구조를 규명하였다.

2. 울릉분지 중앙부의 속도 심도 함수는 퇴적층 하부에서 4 km/sec 에 달하는 탄성과 속도가 7 km/sec까지 상당히 연속적으로 변하는 데 지각내 속도분포는 정상적인 해양성지각의 경우와 잘 일치한다.

3. 하부지각이 역시 두꺼운 것으로 알려진 야마토분지와는 달리 울릉분지의 경우 6 km/sec의 속도층이 존재하며 좁은 범위에서 탄성과 속도가 상부지각(layer 2)에서 하부 지각(layer 3)으로 전이함을 관측할 수 있다.

4. 이러한 탄성과 속도구조 특성은 울릉분지 하부의 지각이, 얇아진 대륙성 지각이라기 보다 정상보다 두꺼운 해양성 지각임을 지시한다.

5. 중력탐사결과 울릉분지 남측으로 수심 500m, 동측으로 수심 1000m 이상되는 분지내부와 쓰시마 섬 북서연안인 대한해협을 따라 남서-북동방향으로 발달하고 있는 대한해곡 및 울릉분지간 평원 등 주로 수심이 깊은 저지대를 따라 음이상대가 발달하고 있다.

6. 양 이상대는 한반도 연안 대륙붕이나 북쪽의 한국대지와 분지 남동부의 일본 북서연안 대륙붕상에서 주로 나타난다. 한반도 동해연안과 분지 남쪽의 대륙붕지역에서 나타나는 양의 후리에어 이상은 주로 육지로부터 연장되어온 대륙성 기반암의 영향을 받고 있다.

7. 부계이상은 분지내부쪽으로 약 150 - 160 mGal로 높아지며 그 분지 주변의 대지 및 대륙붕상에서는 상대적으로 낮은 값을 나타낸다.

참고 문헌

- 석봉출, 김한준, 박찬홍, 박맹언, Anosov, G.I., Gribidenko, H.S. 외 30명, 1993. 동해지역 국제공동 해양연구(한국-러시아 공동연구). 한국해양연구소 보고서.
- 최광선, 김진후, 양철수, 민경욱, 김호영, 1994. 지구중력장 분포 및 우주환경에 관한 연구. 부산대학교 연구보고서.
- Cervený, V. & Psencik, I., 1983. Program SEIS83, numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method.
- Chung, T.W., Hirata, N., & Sata, R., 1990. Two dimensional P and S wave velocity structure of the Yamato basin, the southeastern Japan sea, from refraction data collected by an ocean bottom seismographic array. *J. Phys. Earth*, 38, 99-146.
- Diebold, J.B. & Stoffa, P.L., 1981. The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data, *Geophysics*, 46, 238-254.
- Fukuda, Y., 1990. Precise determination of local gravity field using both the satellite altimeter data and the surface gravity data. *Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo*, 28.
- Hirata, N., Tokuyama, H., & Chung, T.W., 1989. An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Japan Sea : the final stage of back-arc spreading. *Tectonophys.*, 165, 303-314.
- Huntec Ltd., 1967. Report on the offshore geophysical survey in the Pohang area, Republic of Korea. *CCOP Tech. Bull.*, 1, 1-12.
- Jolivet, L. & Tamaki, K., 1992. Neogene kinematics in the Japan sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc. *Proc. Ocean Drilling*

- Program, Sci. Results, 127/128, 1311-1331.
- Keary P. & Vine, F.J., 1990. Global tectonics. Blackwell Sci. Publ., London, 302p.
- Kim, H.J., Park, C.H., Hong, J.K., Jou, H.T., Chung, T.W., Zhigulef, V. and Anosov, G.I., 1994. A seismic experiment in the Ulleung Basin(Tsushima Basin), Southwestern Japan Sea(East Sea of Korea). Geophys. Res. Lett., 21(18), 1975-1978.
- Lee, K.E., 1992. Geologic structure of Ulleung back-arc basin. M.Sc. Thesis, Seoul National Univ., Korea. 121p.
- Orcutt, J.A., Kenett, B.L.N., & Dorman, L.M., 1976. Structure of the eastern Pacific rise from an ocean bottom seismometer survey. Geophys. J.R.astr.Soc., 45, 305-320.
- Park,K.S., 1990. The seismic stratigraphy, structure and hydrocarbon potential of the Korea Strait. Unpublished Ph.D. thesis, Univ. of London, London, 441p.
- Purdy, G.M., 1982. The correlation for the travel time effects of seafloor topography in the interpretation of marine seismic data. J.Geophys.Res., 87(B10), 8389-8396.
- Purdy, G.M. & Detrick, R.S., 1978. A seismic experiment in the Central Banda Sea. J.Geophys.Res., 83(B5), 2247-2257.
- Yoon, S.H. and Chough, S.K., 1993. Evolution of Neogene sedimentary basins in the eastern continental margin of Korea. Korean J. of Petrol. Geol., 1, 15-27.