

탄성파 탐사를 통해 본 울릉분지의 지각특성과 동해형성에 있어서의 의미

김한준

한국해양연구소 해저지구조 연구실

요 약

동해의 남서해역에 위치하는 울릉분지의 지각은 정상적인 해양지각보다 두꺼워서 과연 해양지각 인지 아니면 얇아진 대륙지각인지가 불분명하다. 울릉분지의 지각구조와 그 특성을 정확히 모르는 가운데 분지의 진화에 관한 서로 다른 모델들이 제시되고 있음에 비추어 이 논문에서는 심부 탄성파 탐사자료를 이용하여 울릉분지의 지각구조와 특성을 밝히고 형성에 대한 단서를 제시하고자 한다. 울릉분지 지각의 두께는 10 km로서 정상적인 해양지각보다 두꺼우나 해저면 지진계 자료의 τ - p 분석과 2차원 파선추적을 기초로 하는 해석의 결과는 다음과 같이 해양지각의 특징을 가짐을 지시한다. (1) 울릉분지의 지각은 깊이에 따른 속도와 속도구배(velocity gradient)의 분포에서 상부층과 하부층으로 구성되는데 이들은 각각 전형적인 해양지각을 이루는 층단위 2 (layer 2)와 층단위 3 (layer 3)과 일치한다. (2) 상부층과 하부층 사이에는 약 1 km 구간에 걸쳐 5.7-6.3 km/s의 속도를 갖는 층을 관찰할 수 있는데, 이 것은 해양 층단위 2와 3 사이의 전이층으로 알려진 층단위 2C를 나타낸다. 그러므로 전형적인 대륙지각의 특징을 보이는 남서 일본열도가 늘어나면서 울릉분지가 형성되었다고는 볼 수 없다. 대신, 지각의 속도와 두께는 맨틀플룸의 바로 위가 아니라 그 주위에서 형성되는 정상보다 뜨거운 맨틀대류권내에서 발생하는 해저면확장에 의해 울릉분지가 형성되었음을 지시한다. 울릉분지의 형성에 영향을 미친 맨틀플룸은 중국 북동부에 존재하였을 것으로 추정되는데 이러한 논리는 울릉분지내와 그 주변에 분포하는 화산암의 형성시 맨틀플룸의 영향을 받았다는 지화학적 추론과 일치한다. 따라서 이 논문에서는 동해 남서부의 열림이 일본열도의 늘어남에 의한 것이 아니라 해저면 확장과 맨틀플룸의 영향을 받은 것임을 제시한다.

주요어: 울릉분지, 지각구조, 층단위 2C, 맨틀플룸

Kim, Han-Joon, 1999, Seismic study of the Ulleung Basin crust and its implications for the opening of the East Sea, Journal of the Korean Geophysical Society, v. 2, n. 1, p. 9-26.

ABSTRACT: The Ulleung Basin (Tsushima Basin) in the southwestern East Sea (Japan Sea) is floored by a crust whose affinity is not known whether oceanic or thinned continental. This ambiguity resulted in unconstrained mechanisms of basin evolution. The present work attempts to define the nature of the crust of the Ulleung Basin and its tectonic evolution using seismic wide-angle reflection and refraction data recorded on ocean bottom seismometers (OBSs). Although the thickness of (10 km) of the crust is greater than typical oceanic crust, tau-p analysis of OBS data and forward modeling by 2-D ray tracing suggest that it is oceanic in character: (1) the crust consists of laterally consistent upper and lower layers that are typical of oceanic layers 2 and 3 in seismic velocity and gradient distribution and (2) layer 2C, the transition between layer 2 and layer 3 in oceanic crust, is manifested by a continuous velocity increase from 5.7 to 6.3 km/s over the thickness interval of about 1 km between the upper and lower layers. Therefore it is not likely that the Ulleung Basin was formed by the crustal extension of the southwestern Japan Arc where crustal structure is typically continental. Instead, the thickness of the crust and its velocity structure suggest that the Ulleung Basin was formed by seafloor spreading in a region of hotter than normal mantle surrounding a distant mantle plume, not directly above the core of the plume. It seems

that the mantle plume was located in northeast China. This suggestion is consistent with geochemical data that indicate the influence of a mantle plume on the production of volcanic rocks in and around the Ulleung Basin. Thus we propose that the opening models of the southwestern East Sea should incorporate seafloor spreading and the influence of a mantle plume rather than the extension of the crust of the Japan Arc.

Key words: Ulleung Basin, Crustal structure, layer 2C, mantle plume

(Kim, Han-Joon, Marine Tectonics lab., Korea Ocean R & D Institute, Ansan P.O. Box 29, 425-600, Korea. email: hanjkim@kordi.re.kr)

1. 서 론

동해는 아무리아, 태평양, 그리고 필리핀 판의 복잡한 경계부에서 형성된 후열도해(back-arc sea) 이지만 세 개의 큰 분지(일본, 야마토, 그리고 울릉분지)와 한국대지(Korea Plateau) 및 야마토 해령(Yamato Ridge)과 같은 높은 지형대로 이루어져 있다는 사실에서 그 열림과정이 단순하지 않았음을 짐작할 수 있다(Fig. 1).

소노부이와 해저면지진계(OBS: ocean bottom seismometer)를 이용하여 일본분지 및 야마토분지에서 수행한 심부 탄성파 탐사(Ludwig *et al.*, 1975; Hirata *et al.*, 1989; Shinohara *et al.*, 1992)는 해양지각 뿐만 아니라 해양과 대륙의 중간이라고 볼 수 있는 지각이 동해내에 존재함을 보여준다. 일본분지의 동쪽에는 속도와 두께에서 해양지각이 존재하는 것으로 판단하는 것이 당연하나 야마토분지의 경우에는 지각의 두께가 11-12 km에 이른다. 야마토분지의 두꺼운 지각을 Ludwig *et al.* (1975)과 Hirata *et al.* (1989)은 정상보다 두꺼운 해양지각으로 추정하였으나 Shinohara *et al.* (1992)은 해양지각도 아니고 대륙지각도 아닌 중간으로 정의하였다.

울릉분지는 동해 남서부의 대표적인 지형단위로서 한반도와 야마토리지/오키뱅크의 사이에 위치한다(Fig. 1). 울릉분지의 열림에 관해 많은 모델이 제시된 바 있으나 그 중 자주 인용되는 것은 다음과 같다. (1) 일본분지의 당겨열림(pull-apart opening) 이후 일본열도 아래로 태평양판이 섭입하는 것과 관련되어 발생한 후열도 확장(Lallemand · Jolivet, 1985), (2) 후열도확장의 결과로서 남서 일본열도가 한반도와 가까운 곳에서 시계방향으로 빨리 이동하면서 형성(Otofugi *et al.*, 1991), (3) 당

겨열림작용에 의해 일본열도가 남쪽 방향으로 이동한 것에 따라 원래자리에 있던 일본열도 아래의 대륙지각이 얇아진 것(Jolivet · Tamaki, 1992). 그 다양성에도 불구하고 이러한 모델들은 울릉분지의 지각구조를 모르는 상태에서 제시되었다. 그 이유는 이 모델들이 제시되기 전 울릉분지에서 수행된 바 있는 유일한 심부 탄성파 탐사(Ludwig *et al.*, 1975)에서 지각하부와 모호면으로부터의 신호가 감지되지 못하였기 때문이다.

1991년 한국해양연구소와 러시아의 해양지질지구물리 연구소(IMG & G: Institute of Marine Geology and Geophysics)가 공동으로 울릉분지내 13개 지점에서 OBS자료를 획득하였다. 이 실험의 일차적인 해석결과는 이웃하는 야마토 분지와 같이, 울릉분지의 지각이 정상보다 두꺼움을 보였다 (Kim *et al.*, 1994). 하지만 이 해석은 분지 중앙부에서 획득된 하나의 OBS자료를 기초로 한 것이었다. 따라서 이러한 유형의 지각이 과연 울릉분지 전체에 걸쳐 존재하는지를 알아내는 것이 중요하며 만약 그렇다면 이 것이 해양지각인지 아니면 대륙지각인지를 구명해야 한다. 더욱 중요한 것으로, 동해 남서부의 열림을 이해하기 위해서는 울릉분지의 지각이 지구조적으로 어떻게 형성되었는지를 설명해야 한다.

탄성파 속도를 통하여 알려진 해양지각의 속도 구조는 탄성파속도가 깊이에 따라 불연속적으로 가 아니라 연속적으로 증가하며 층단위 2 (layer 2)와 층단위 3 (layer 3)사이에 전이지대인 층단위 2C (layer 2C)가 존재한다는 것이다(Ewing · Houtz, 1979; Bratt · Purdy, 1984). 태평양 동부의 코스타리카 리프트의 남쪽에서 해양지각의 층단위 3 상부까지 뚫은 ODP (Ocean Drilling Program) 시추 공 504B의 물리검증에서 확인된 바가 있듯이(ODP

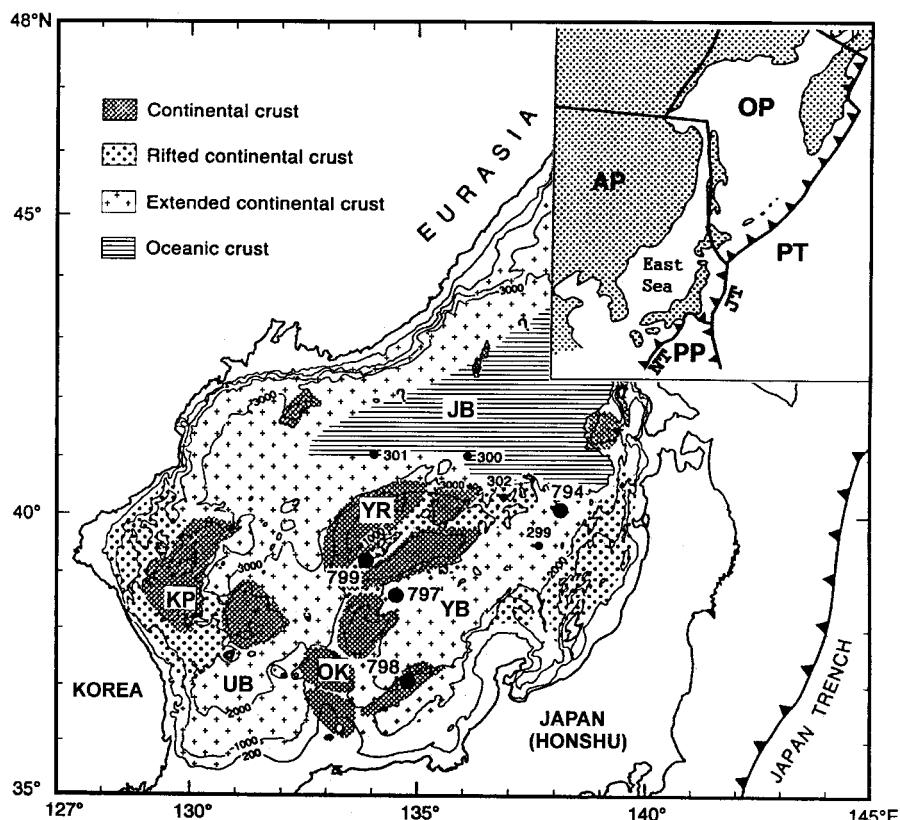


Fig. 1. Physiographic map of the East Sea (Japan Sea) showing the discrimination of crustal type (from Tamaki et al., 1992); JB, YB and UB = Japan, Yamato and Ulleung Basins, respectively, YR = Yamato Ridge, KP = Korea Plateau, and OK = Oki Bank. Bathymetry is shown in meters. The numbers indicate the locations of DSDP and ODP sites. Inset shows the plate configuration; OP, PT, PP and AP = Okhotsk, Pacific, Philippine and Amurian plates, NT and JT = Nankai and Japan Trenches, respectively. Note that the crustal structure and type of the Ulleung Basin are under assumption.

Leg 148 Shipboard Scientific Party) 층단위 2C는 해양지각의 유력한 증거가 된다. 하지만 이전의 동해에서 수행된 탄성파 탐사에서는 층단위 2C의 속도(5.8-6.2 km/s) (Keary + Vine, 1990)가 보고된 바가 없다. 따라서 이 연구에서는 울릉분지의 지각내에 층단위 2C가 존재하는지를 알기 위해 OBS 자료의 τ -p 분석에 중점을 두었다. τ -p 분석으로부터 구한 속도구조는 2차원 파선추적과 탄성파 모델링을 이용하여 더욱 정확하게 구하였다. 이 연구에서 지각은 최하부 퇴적단위 아래에서 모호면 사이에 존재하는 결정암체(crystalline mate-

rial)임을 밝혀둔다.

2. 자료획득 및 처리

1991년 한국해양연구소와 IMG&G가 공동으로 울릉분지에서 수행한 심부 탄성파 탐사시에 측선 A와 B상의 26개 지점에서 30개의 OBS 기록을 획득하였다. OBS-3', 4', 그리고 5'를 제외한 OBS간 간격은 20 km이며 line A와 B의 길이는 각각 320 및 220 km이다(Fig. 2). OBS-1부터 OBS-18까지의 자료획득을 위해서는 600 m마다 60 ℓ 의 에어 건

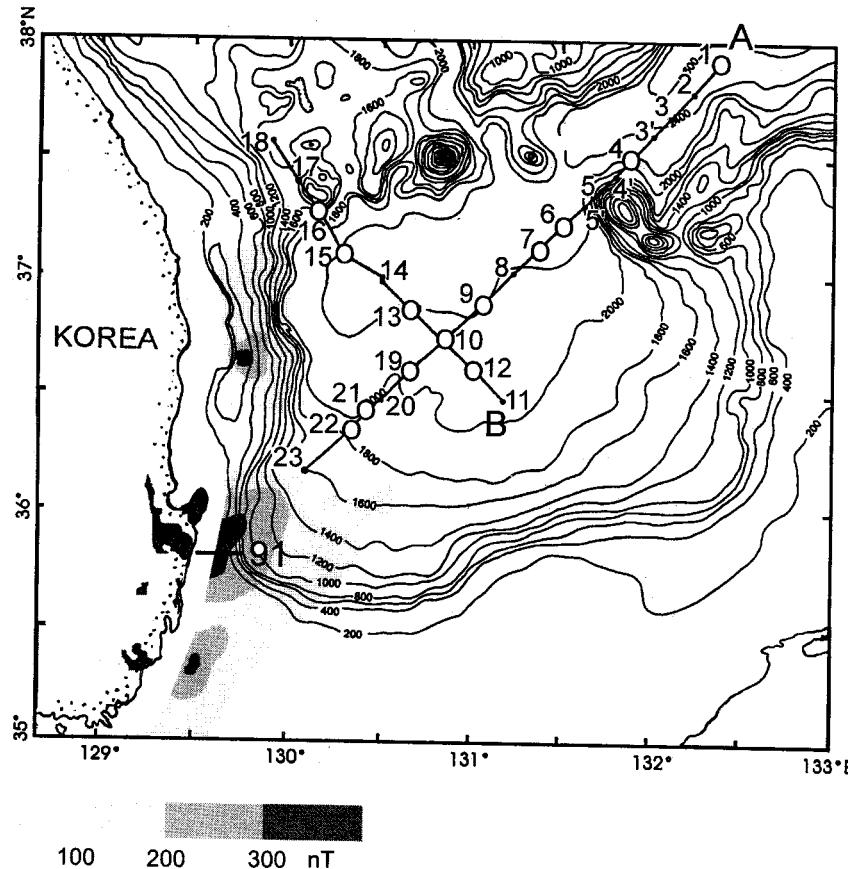


Fig. 2. Location map of wide-angle seismic profiles with magnetic anomaly of 100-400 nT along the southeast coast of the Korean Peninsula (Isezaki and Shevaldin, 1996; Han et al., 1997). Circles indicate the positions of 13 OBSs that returned with seismic signals from the crust. Bathymetric contour interval is 200 m. Thick line segment 91 is the multichannel seismic profile whose section is shown in Fig. 14. Position of extrusive volcanic rocks (25-17 Ma) in the southeast Korean Peninsula is shown by shading (from Chough and Lee, 1992; Yoon and Chough, 1995).

을 발파하였으며 OBS-19부터 OBS-22까지는 300 m마다 30 ℓ의 에어 건을 발파하였다. 전체 중 13개의 OBS가 지각모델링이 가능한 신호를 기록하였다(Fig. 2).

OBS에 의해 아날로그 방식으로 기록된 자료는 A/D (analog to digital) 변환을 거친 후 발파-수신 거리 정보와 함께 정리하였다. 자료의 스펙트럼 분석결과 탄성파의 에너지가 8-10 Hz 대역내에 집중됨을 알 수 있었으므로 6-12 Hz의 구간으로 OBS자료를 대역필터하여 신호대역 이외의 잡음을

제거하였다. Fig. 3a는 대역필터링후 OBS자료의 예로서 송수신 거리 30 km 이상의 부분을 나타낸 것이다. 이 그림에서 탄성파가 60 km 이상까지 기록되었지만 송수신 거리에 따른 트레이스 진폭의 보정효과 때문에 무작위 잡음도 거리에 비례하여 증가되었음을 볼 수 있다. 발파점 모음자료내의 무작위 잡음은 가중 유사도 함수를 기초로 하는 spatial signal detection (SSD) 필터링(Kong et al., 1985) 혹은 이것과 유사한 유사도 필터링(Reiter et al., 1993)에 의해 효과적으로 억제시킬 수 있다.

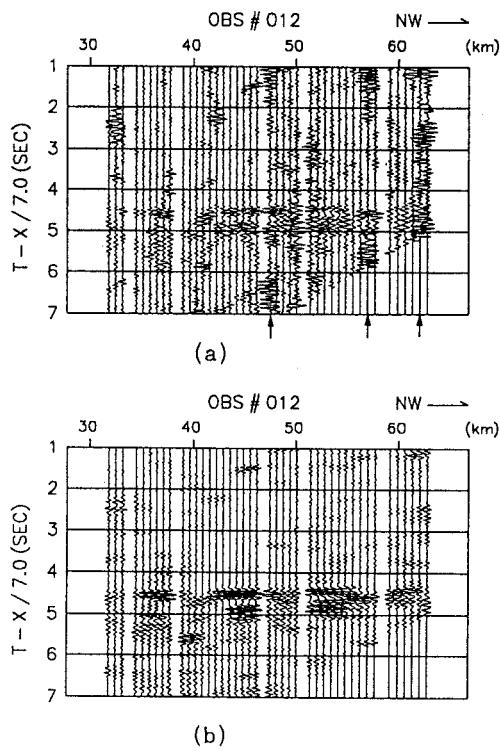


Fig. 3. Part of the record section of OBS-12 (a) before and (b) after spectral balancing and SSD (spatial signal detection) filtering. Arrows indicate noisy traces of resonant character.

무작위 잡음외에도 Fig. 3a의 화살표에서 표시한 것처럼 일부 트레이스들에서 공명잡음이 있음을 볼 수 있다. 공명잡음은 진폭이 크기 때문에 유사도의 계산에 상당한 영향을 미치게 되므로 SSD이 전에 제거하는 것이 바람직하다. spectral balancing은 모든 탄성파 트레이스들이 스펙트럼영역에서 같은 주파수성분과 진폭을 갖도록 만들기 위해 자주 사용된다. 그중 Tufekcic *et al.* (1981)의 방법은 모든 트레이스들에 공통된 스펙트럼을 보존할 뿐만 아니라 개별적인 트레이스들에서 발생하는 강한 공명잡음도 억제시키는 것으로 알려져 있다. 따라서 OBS자료에 spectral balancing (Tufekcic *et al.*, 1981)을 먼저 적용하고 다음에 SSD 필터링을 적용하였다. Fig. 3b는 이렇게 처리된 Fig. 3a의 자료로서 처리후 신호의 일관성이 향상되었을 뿐만 아니라 무작위 및 공명잡음도 상당히 제거되었음을 보여준다.

3. 기록 자료

여기에서는 울릉분지 지각의 일차적인 특징을 정의하는 데에 있어 중요한 OBS-4, 6, 12, 13, 19, 그리고 22의 기록자료들에 대해 간단히 설명한다 (Fig. 4). 첫 번째인 OBS-4의 자료는 울릉분지의 북쪽에서, 그 다음 4개(OBS-4, 6, 12, 그리고 13)는 중앙부에서, 그리고 마지막 OBS-22자료는 남쪽에서 얻은 것이다. 이 중 OBS-12/13 및 19/22는 각각 서로 반대방향으로 얻은 자료이다. spectral balancing과 SSD에 의해 처리된 부분은 Fig. 4에서 밑줄로 표시하였다. 자료들에서 4개의 탄성파 위상 즉, P1, P2, P3, 그리고 PmP를 구분할 수 있는데 이들 각각은 퇴적층, 상부지각, 하부지각의 굴절파 그리고 모호면에서의 반사파이다.

P1은 대부분의 기록에서 10-12 km 구간에서 보이는 초동파(first arrivals)로서 3.5-4.5 km/s의 속도를 갖는다. 이 속도는 하부 퇴적층의 속도에 해당하는 것으로 해석된다. P2는 대개 10-15 km 구간에서 P1으로부터 분리되어 나타나는데 5 km/s 이상의 속도를 가지며 상관성이 아주 높다. P3는 약하거나 보통의 진폭을 가지고 약 7 km/s의 속도에 접근하며 자료단면의 끝까지 나타난다. P2와 P3는 위상에서 뚜렷한 편차를 보이지 않을 뿐만 아니라 일관성이 양호하며 그 특성과 속도에서 서로 분리될 수 있다. 이러한 점들은 퇴적층 하부의 지각이 수평방향으로 발달된 상부층과 하부층의 두 개로 이루어져 있음을 지시한다. 모호면 반사파인 PmP는 대부분의 단면에서 40 km 이상의 범위에서 나타나며 P3와 구분된다. PmP는 도달시간 및 나타나는 범위에서 전체적으로 일관성을 보이는데 이것은 울릉분지내의 모호면이 깊이와 반사 특성상 큰 변화가 없음을 가리킨다. 50 km 이상의 범위에서 Pn (상부 맨틀로부터의 굴절파)이라고 짐작되는 위상을 볼 수 있다 (Fig. 4a와 4f). 하지만 이것은 비교적 짧은 송수신 거리 때문에 완전히 기록되지도 않았을 뿐만 아니라 약한 진폭 때문에 쉽게 구분되지 않는다. 따라서 1991년도의 자료에서는 모호면 위의 지각에 대해서만 속도구조를 모델하였다.

4. τ - p 분석을 이용한 지각의 속도-깊이 관계

τ - p 변환을 이용하는 τ -sum 역산(Diebold · Stoffa, 1981; 김한준 외, 1994)은 송수신 범위가

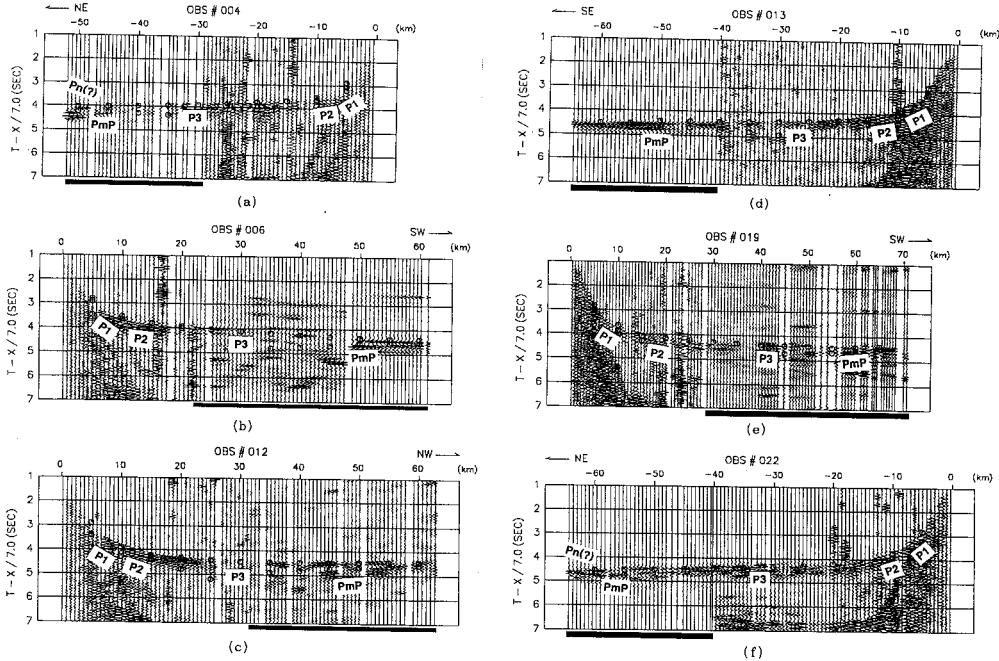


Fig. 4. (a)-(f) Record sections of OBS-4, 6, 12, 13, 19, and 22, respectively. Data portions processed by spectral balancing and spatial signal detection filtering are underlined. Circles denote the calculated traveltimes from crustal models in Fig. 10.

큰 탄성파자료로부터 지각의 속도구조를 쉽게 계산하는 방법이다. 이 방법은 τ - p 변환을 통해 탄성파자료를 작은 값부터 큰 값까지의 속도를 갖는 평면파로 분해하기 때문에 깊이에 따라 속도가 연속적으로 증가하는 해양지각의 속도구조를 얻는데에 유용하다. 따라서 지각속도의 초기값을 구하기 위해 τ -sum 역산을 사용하였다. τ - p 변환시에는 처리를 거치지 않은 OBS자료를 이용하였는데 그 이유는 SSD와 관련되어 혹시 나타날지 모르는 인공적인 자료의 왜곡이 τ - p 변환에 영향을 미치지 않도록 하기 위해서이다. OBS자료를 τ - p 변환시키기 전에 일차 위상과 관련이 없는 신호들을 뮤트시켰는데 그 예는 Fig. 5a에 예시되어 있다. τ - p 변환은, spatial aliasing과 truncation의 효과를 감소시키기 위해, Stoffa *et al.* (1981)이 제시한 유사도 기법으로 수행하였다.

OBS-13자료의 τ - p 변환은 P 위성들이 속도에 따라 잘 분해되었음을 보여준다(Fig. 5b). P1 속도는 4 km/s 부근이며 P2 및 P3은 각각 4.8-6.3, 그

리고 6.4-7.1 km/s의 속도를 갖는다. P2를 다시 P2B (4.8-5.3 km/s)와 P2C (5.7-6.3 km/s)로 나누었는데 이것은 이들이 각각 층단위 2B (4.8-5.5 km/s) 및 층단위 2C (5.8-6.2 km/s)의 속도(Keary · Vine, 1990)를 나타내기 때문이다. 선택된 τ - p 값들(Fig. 5c)은 τ -sum 순환방정식을 이용하여 지각의 속도-깊이 단면으로 전환시켰다(Fig. 6a).

Chough · Lee (1992)는 다중채널 탄성파(MCS: multichannel seismic) 단면을 이용하여 울릉분지의 지각상부 퇴적층의 구조를 해석한 바 있다. MCS 단면을 울릉분지 남쪽 주변부에 위치한 시추공에서 얻은 층서자료와 결합하여 Chough · Lee (1992)는 퇴적층을 4개의 단위로 나누었다. 분지 중앙부에서 상부 세 개의 단위는 층상구조가 발달된 혼탁류(highly stratified turbidites), 층상구조가 약한 반원양퇴적물(weakly stratified hemipelagics), 그리고 해양성 혈암(marine shale)인데 그 전체의 두께 및 평균속도는 대략 2 km 및 2.0-2.2 km/s이다. 최하부 퇴적단위는 퇴적물이 혼재된 화산암으

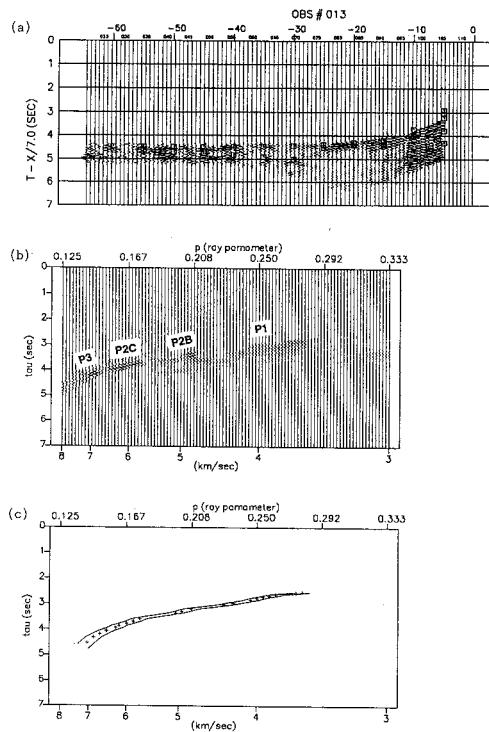


Fig. 5. (a) The OBS-13 record section muted for the tau-p transform. (b) The tau-p transform of Fig. 5a and (c) its picked tau-p values.

로 해석이 되는데 약 2 km의 두께로 쌓여 있으며 구간속도가 3.6-4.8 km/s이다. OBS-13자료에서 볼 수 있는 P1의 속도범위(3.5-4.5 km/s)와 두께(2 km)(Fig. 7a) MCS단면에서 구한 최하부 퇴적단위의 그것들과 잘 일치한다. 최하부 퇴적단위는 이전에 Ludwig *et al.* (1975)도 미고결된 퇴적물하부와 기반암 사이에 3.5 km/s 이상의 속도를 갖는 화산암으로 인지한 바 있는데 그들은 큰 에어 전을 사용하여 구한 단체널 탄성파 단면을 참조하여 동해의 기반암 위에는 화산암이 상당히 많이 분포하고 있음을 보고하였다.

충단위 2의 상부는 세분하면 충단위 2A와 충단위 2B로 나뉘어지는데 이를 각각은 그 암상이 분출암(extrusives)과 판상 다이크(sheeted dikes)로 알려져 있다. 하지만 충단위 2A는 해양지각의 분출 중심지인 해령(oceanic ridge)상에서만 존재하며 그 위에 퇴적물이 몇 백 m만 쌓여도 속도가 5 km/s

이상으로 증가한다(Rohr, 1994). 그 이유로서, 퇴적물은 충단위 2A의 공극율을 직접 감소시킬 뿐만 아니라 분출된 현무암을 덮어서 공극내에 광화작용을 촉발시키는 방향으로 열수의 대류에 영향을 주기 때문이다(Purdy, 1986). 그러므로 울릉분지에서 4 km에 달하는 퇴적층의 두께를 고려할 때 충단위 2의 상부에서 바로 충단위 2B의 속도를 관측하는 것은(Fig. 5b와 6a) 매우 타당하다고 볼 수 있다. 하지만 울릉분지에서 관측된 충단위 2B의 속도는 ODP Hole 504B에서 물리검증으로 얻은 속도보다 다소 높게 나타나는데(Fig. 6b) 이것은 퇴적물의 두께가 300 m밖에 되지 않은 시추공 504B의 위치에 비해 울릉분지의 경우 퇴적물이 훨씬 더 두꺼워서 공극률이 더욱 감소한 때문으로 풀이된다.

응집도가 높은 P2C (5.7-6.3 km/s)는 약 1 km의 두께를 가지는데(Fig. 6a) 5.8-6.2 km/s의 속도범위와 1 km의 두께를 가지는 충단위 2C (Keary · Vine, 1990)와 매우 일치한다. 충단위 2C는 괴상현무암(massive basalts)내의 다이크(Keary · Vine, 1990) 혹은 열수작용에 의해 변질된 판상 다이크(ODP Leg 148 Shipboard Scientific Party, 1993)로 해석된다. OBS-13자료로부터 계산된 속도단면을 시추공 504B의 속도검증자료와 비교했을 때 충단위 2C의 속도분포는 잘 일치한다 (Fig. 6b).

τ -p 변환(Fig. 5b)에서 나타나는 P3의 속도-깊이 단면은(Fig. 6a)은 하부지각의 두께가 6 km 이상임을 보여준다. 하지만 속도범위와 그 구배(0.2/s 이하)는 충단위 3의 특성(Spudich · Orcutt, 1980; Purdy, 1986)을 잘 따른다. Pn이 완전히 기록되지 않았고 P3의 속도는 7.1 km/s를 넘지 않으므로 7.1 km/s 보다 큰 p값들에 대한 속도 단면을 구하지 않았다. 따라서 모호면의 깊이를 τ -sum 역산으로 추정하지 않았다. 대신 모호면의 깊이는 뒤에서 PmP의 파선추적으로 결정하였다.

다른 OBS자료(OBS-4, 6, 12, 그리고 22)의 τ -p 변환 역시 잘 분해된 P 속도의 범위를 보여준다 (Fig. 8). 퇴적층에서 굴절되어 기록된 P1의 경우 τ -p 변환에서 다소 변화가 있지만 지각에 해당하는 P2와 P3의 τ -p 변환은 전체적으로 속도가 5에서 7 km/s까지 연속적으로 증가하는 비슷한 궤적을 가진다. 이 사실은 속도가 충단위 2에서 충단위 3까지 점진적으로 증가함을 지시한다. 충단위 2C의 존재는 τ -p 영역에서 6 km/s 부근에 나타나는 연속된 진폭(Fig. 7)과 속도-깊이 단면(Fig. 8)에

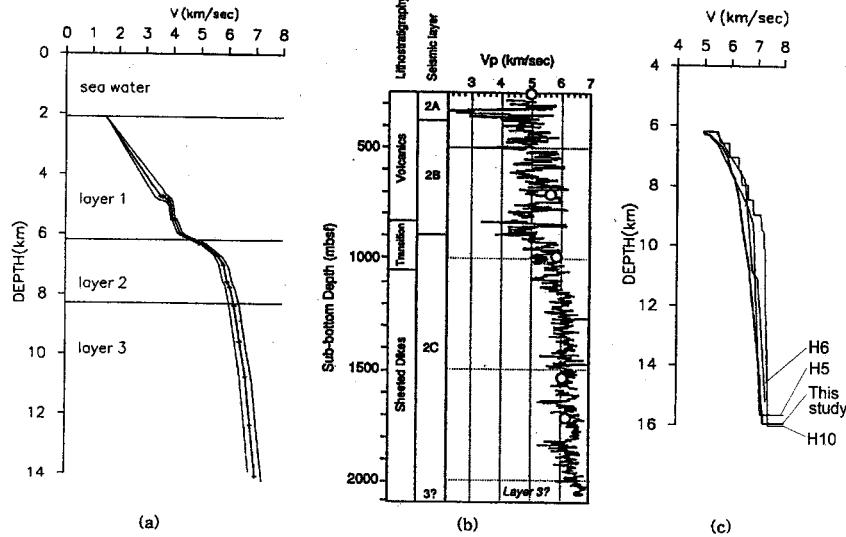


Fig. 6. (a) The crustal velocity-depth function derived by tau-sum inversion of the OBS-13 record. The surrounding band represents confidence bounds for ± 0.005 of picked p values. (b) The measured velocity distribution of oceanic layer 2 in ODP Hole 154B (from ODP Leg148 Scientific Party, 1993). Velocities higher than 5 km/s from Fig. 6a are shown by circles for comparison. (c) A comparison of velocity(≥ 5 km/s)-depth profile in Fig. 6a (thick curve) with those (H5, H6, and H10) from oceanic crust in areas affected by the Iceland mantle plume (from White et al., 1992). The Moho depth of 16 km under OBS-13 was computed from PmP arrivals (see Fig. 11d). The curves were aligned with 5 km/s at 6.2 km depth.

의해 드러난다.

속도-깊이 단면(Fig. 6a와 8)에서 층단위 2C의 존재 외에도 다음과 같은 두 가지의 특성을 관측 할 수 있다: (1) 층단위 2는 층단위 3보다 큰 속도 구배를 가진다 (2) 층단위 2는 5 km/s 부근에서 속도의 불연속에 의해 층단위 1(퇴적층)과 구분 된다. 해양지각내에서 탄성파의 속도는 깊이에 따라 두 세 개의 균일한 속도로서가 아니라 일련의 연속적으로 변하는 구배를 가지며 증가한다(White et al., 1992). 마찬가지로 울릉분지의 경우, 속도구 배는 층단위 2의 상부에서 가장 높으며($\sim 1.0 \text{ s}^{-1}$) 층단위 3에서 0.2 s^{-1} 이하로 점차 감소한다.

OBS-6자료로부터 구한 속도-깊이 단면은 층단위 2의 두께가 3 km 이상이라는 점에서 다른 단면들과 다르다(Fig. 8b). OBS-6 자료는 울릉도와 독도 사이에 있는 해저화산 부근에서 획득하였는데(Fig. 9) 아마도 이 지역에서 활발했던 화산작용

이 상부지각의 속도구조를 변화시킨 것으로 해석 된다.

5. 지각구조

τ -sum 역산으로부터 구한 속도모델에 2차원 파선추적(Cerveny · Psentik, 1983)을 이용하여 OBS 자료에서 관측되는 주시에 가장 적합한 지각모델을 구하였다. 최종적으로 구한 지각모델을 검증하기 위해 합성탄성파 기록을 계산하여 관측된 자료와 비교하였다. Fig. 10은 이렇게 구한 측선 A와 B하부의 최종적인 지각모델이다. 각 OBS의 기록 범위에서 나타난 바와 같이 지각구조는 역방향 혹은 동일방향으로 배열된 인접하는 OBS자료로부터 구하였다. Fig. 11과 12는 각각 Fig. 4의 OBS 자료에 해당하는 파선 다이아그램과 합성탄성파 기록이다. 여기에서 파선추적에 의해 계산된 주시는

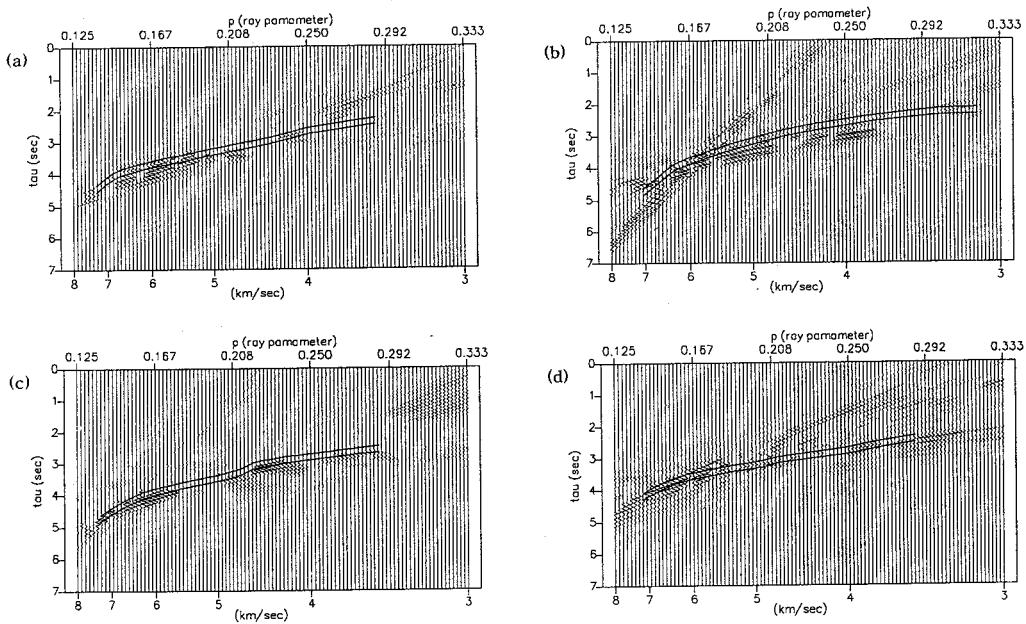


Fig. 7. The tau-p transform of (a) OBS-4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, and (d) OBS-22 records.

Fig. 4의 기록상에 원(○)으로 나타내었다.

속도모델에서 볼 수 있듯이 지각구조는 대체로 τ -p 분석으로 구한 초기모델의 특징을 다음과 같이 그대로 유지한다. (1) 퇴적층의 두께는 대개 4 km이며 그 하부의 지각은 수평구조로 이루어져 있는데 상부층 및 하부층의 두께는 각각 2 km 및 8 km이다. (2) 상부층내에서 속도는 5 km/s에서 6.3 km/s까지 증가하며 하부층에서는 모호면까지 내려가면서 7.1 km/s까지 증가한다. PmP의 파선추적 결과 모호면은 해수면 아래 약 15-16 km의 깊이에서 평탄하게 위치한다(Fig. 11과 12).

6. 토의

6.1. 동해에서 층단위 2C의 의미

일본분지와 야마토분지에서 수행된 이전의 연구(Ludwig *et al.*, 1975; Hirata *et al.*, 1989, 1992)에서 층단위 2C는 보고되지 않았다. 이것은 울릉분지의 지각구조가 동해의 다른 분지와는 다르다는 것을 지시한다고 볼 수 있다. 하지만 반면에 이전의 연구에서 시간-거리영역의 OBS자료에서 나타

나는 P 위상의 기울기로부터 지각의 속도를 추정하였음을 감안하면 미세한 층단위 2의 구조를 감지하지 못했을 가능성도 있다.

6 km/s는 일본열도에서 혼슈와 동해 및 태평양 쪽 주변부에 넓게 자리잡고 있는 화강 기반암의 대표적인 속도이다(Ludwig *et al.*, 1975). 폭발물을 사용하여 얻은 탄성파자료의 몬테칼로 역산을 이용하여 Hashizume · Matsui (1979)는 동해를 바라보는 남서 일본열도에 6 km/s의 속도를 갖는 층의 두께가 12 km 이상임을 밝혔다. 울릉분지의 북동쪽에 있는 야마토분지의 경우 6 km/s의 층의 두께가 약 10 km로서 일본열도와 매우 유사한 속도구조를 가지므로 혼슈의 대륙지각이 늘어나면서 떨어진 부분으로 해석된다(Kurashimo *et al.*, 1996). Jolivet · Tamaki (1992)는 울릉분지와 야마토분지를 포함하는 동해의 남쪽해역은 일본열도의 대륙지각이 둡시 늘어난 지역이며 Hirata *et al.* (1989)이 구한 야마토분지의 지각구조가 그 대표적인 구조일 것으로 추정하였다. 따라서 결과적으로 Jolivet · Tamaki (1992)는 야마토분지와 마찬가지로 울릉분지에도 6 km/s의 층이 없을 것으로 판단

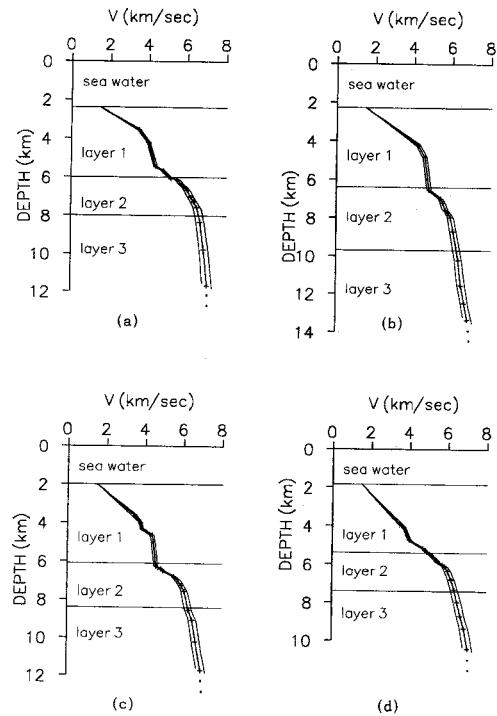


Fig. 8. The crustal velocity-depth function from (a) OBS-4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, and (d) OBS-22 records.

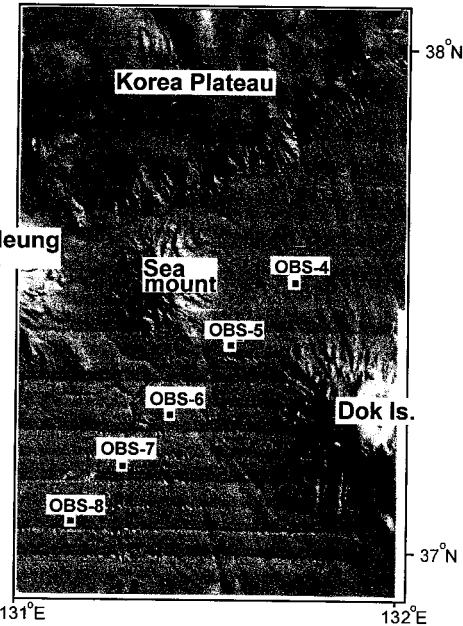


Fig. 9. Shaded SeaBeam bathymetry of the northeastern Ulleung Basin showing Ulleung and Dok volcanic Islands and a seamount between them which were formed by volcanic eruption. The crustal model (Fig. 8b and 10a) suggests that the crustal structure in this area was altered by the volcanism.

하였으며 그 원인으로 동해의 형성때 남서 일본열도를 구성하는 취성(brittle) 화강암이 늘어나는 과정에서 붕괴되어 소실된 것을 들었다.

Jolivet · Tamaki (1992)의 가정과는 달리 울릉분지의 지각에는 충단위 2C로 해석할 수 있는 6 km/s의 층이 존재한다. 울릉분지에서 충단위 2C의 대표적인 두께는 1 km이다. 만약 이것이 일본열도의 아래에 있는 화강암이 늘어난 것이라면 확장계수(stretch factor)가 10 이상이었음을 의미한다. 하지만 이 엄청난 확장계수는 취성인 상부지각에 대해서는 적용하기가 불가능하다. 울릉분지 지각의 속도-깊이 단면에서는 5-7 km/s의 구간에서 속도가 연속적으로 증가함을 볼 수 있다. 반면에 남서 일본열도의 경우, 6 km/s의 층과 그 하부층 사이에서 속도의 불연속이 나타나므로(Hashizume · Matsui, 1979) 울릉분지와는 뚜렷한 차이를 보인다. 그러므로 울릉분지의 충단위 2C를 일본열도의

지각에서 유래된 것으로 보기가 곤란하다.

울릉분지에서 충단위 2는 울릉분지가 남서 일본열도의 지각이 늘어나면서 형성되었다는 모델에 대해 또 다른 문제점을 던져준다. Gnibidenko (1979)는 울릉분지의 기반암이 일본분지에 비해 2 km 정도 더 얕게 존재한다고 언급한 바 있다. 이러한 해석은 부분적으로 Jolivet · Tamaki (1992)로 하여금 울릉분지의 기반암을 얕아진 대륙지각으로 가정하게 만들었다. 일본분지에서 충단위 2B의 속도는 해수면하 6 km의 깊이에서 일정하게 나타난다(Hirata et al., 1992). 앞에서 논의한 것처럼 두꺼운 퇴적물로 덮여있는 해양지각의 상부가 충단위 2B의 속도를 가짐을 고려하면 해양지각으로 이루어진 기반암의 실제 깊이에서 두 분지는 차이를 보이지 않는다. 따라서 기반암의 깊이는 동해에서 지각의 유형을 분간하는 신뢰할만한 기준이 되지 못한다.

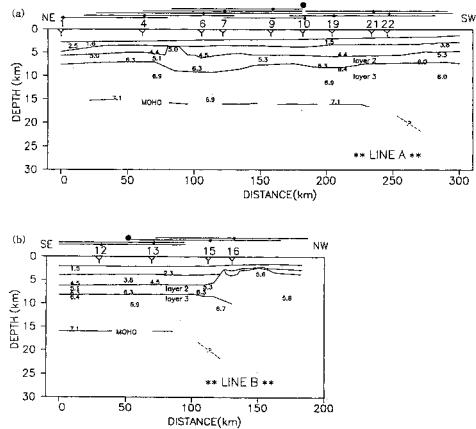


Fig. 10. The crustal cross-sections under (a) Line A and (b) Line B, respectively. The line segments above represent the coverage of OBS records. The crossing point of two seismic lines is denoted by a solid circle.

6.2. 맨틀플룸에 영향을 받은 해양지각

맨틀의 온도가 정상보다 높을 때 두꺼운 해양지각이 형성된다는 사실은 넓게 인정되고 있으며 그 과정도 잘 이해되고 있다(Su *et al.*, 1994). White *et al.* (1992)은 심부 탄성파 탐사의 결과로부터 맨틀플룸을 애워싸고 있는 정상보다 뜨거운 맨틀지역을 확장중심이 통과할 때 해양지각의 두께가 10.3 ± 1.7 km이며 확장중심이 맨틀플룸 직상부를 통과할 때는 20 km까지 증가함을 보였다. Fig. 6c는 아이슬란드 맨틀플룸의 영향을 받은 상태에서 형성된 해양지각의 속도-깊이 단면을 Fig. 6a와 비교한 것이다. 여기에서, 비교된 속도는 5 km/s 이상이며 H5, H6, 그리고 H10은 속도가 깊이에 따라 증가하는 50-52 Ma의 지각에서 얻은 단면들이다(White *et al.* (1992)의 Fig. 13 참조). 플룸에 영향받은 지각과 울릉분지 지각간에 뚜렷한 일치를 볼 수 있는데 울릉분지에서 지각의 두께가 10 km

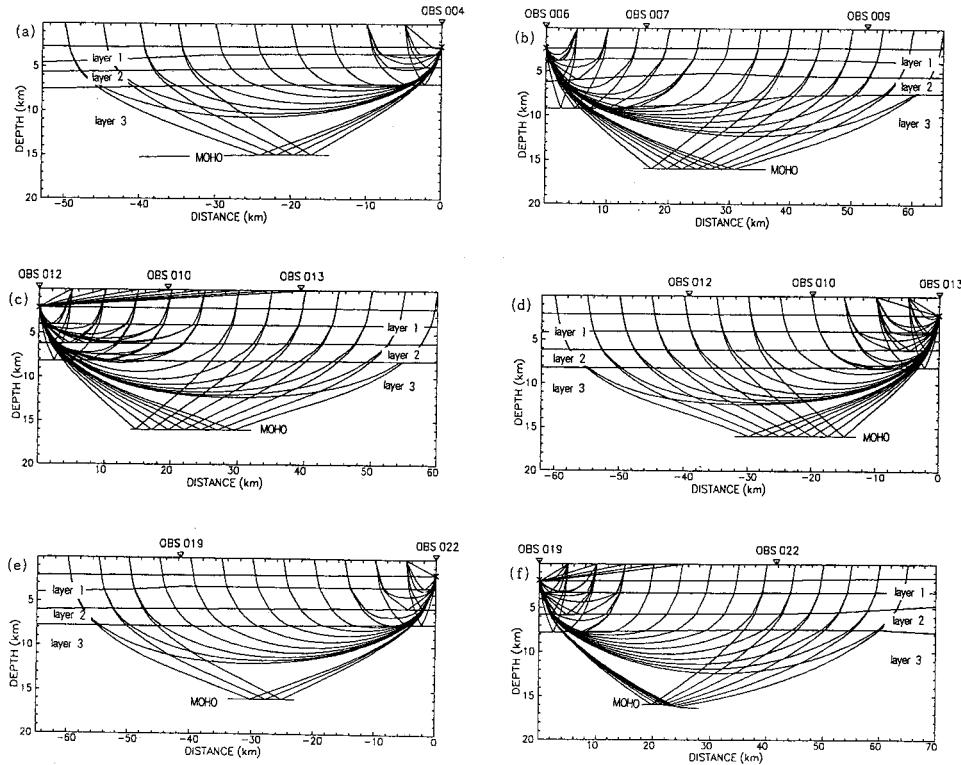


Fig. 11. The crustal velocity models pertinent to (a) OBS-4, (b) OBS-6 (c) OBS-12, (d) OBS-13, (e) OBS-19, and (f) OBS-22, respectively, with traced rays at 5 km intervals. The ray-traced traveltimes are denoted by circles on the pertinent record sections in Fig. 4. Velocity information is plotted in Fig. 10.

임을 감안하면 그 일치는 더욱 두드러진다. 따라서 풀룸에 영향을 받은 모델은 울릉분지의 두꺼운 해양지각의 형성을 설명할 수 있는 상당한 가능성 을 가진다.

울릉도의 화산암을 지화학분석하여 동해 남서부에서 맨틀풀룸의 영향을 처음으로 인식한 사람은 Miyashiro (1978)이다. 그후 Miyashiro (1986)는 서태평양의 후열도분지들이 백악기 후기에 오스트레일리아에서 북쪽으로 이동하여 마이오세 초기에 중국의 북동부까지 다다른 hot region에 의해 연속적으로 형성되었음을 주장하였다(Fig.13). 여기에서 hot region은 판경계에서 발생하는 작용과 관련이 없으며 맨틀풀룸에 의해 형성된다는 점에서 열점(hot spot)과 같은 성질을 가지지만 열점보다 훨씬 큰 유동성과 크기를 갖는다고 제시되었다 (Miyashiro, 1978). Tatsumi · Kimura (1991)은 중국 북동부와 일본의 암석학적 연구를 통해 동해의 열림을 맨틀풀룸과 관련시킨 또 다른 이론을 발표하였다. 그들은 30 Ma전에 중국 북동부에서 상승한 맨틀풀룸이 동해에서 후열도분지를 열리게 했으며 그 반작용으로 마이오세 초기에 중국 북동부에서 북동-남서 방향의 열곡대(rift system)의 활동이 멈추어졌다고 제시하였다. Tatsumi · Kimura (1991)의 모델에서 맨틀풀룸이 해양판의 섭입지역 가까이 위치할 때는 대륙을 조개는 대신 후열도해의 리프팅(rifting)을 유발시키는 것으로 설명된다.

Nakamura *et al.* (1989)은 중국 북동부, 한반도, 그리고 남서 일본의 현생 알칼리 현무암의 주원소 및 미량원소들을 지화학분석함으로써 맨틀풀룸의 증거를 제시하였다. Nakamura *et al.*은 이들 지역에서, 맨틀풀룸이 비교적 크게 부분용해(partial melting)되고 MORB (mid-ocean ridge basalt) 유형의 맨틀이 작은 정도로 부분용해되어 혼합된 마그마에 의해 용융물질이 생겨났음을 보였다. 비록 Nakamura *et al.*이 분석한 현무암이 마이오세보다 연대가 깊은 것들이지만 맨틀풀룸이 생겨나면 그 효과는 상당기간 지속되기 때문에 그들의 연구는 울릉분지의 지화학적인 모델을 제시한다고 생각된다. 가장 최근에 S'edin · Sato (1996)는 동해의 섬들과 해저화산들에서 화산암을 수집하여 분석하였다. 그 결과 Nakamura *et al.* (1989)이 제시한 바와 같이 울릉도와 독도, 그리고 그 사이의 해저화산(Fig. 9)에서 화산암의 형성될 당시 맨틀풀룸이 영향을 미쳤으며 이러한 현상은 특이하게도 동해의 다른 지역에서는 관측되지 않음을 밝혔다.

6.3. 한반도 대륙주변부에서의 리프팅과 맨틀풀룸의 위치

한반도의 동해쪽 주변이 후열도 리프팅과 이에 따른 울릉분지의 형성과 관련된 활발한 화산작용이 있었음에도(Jolivet · Tamaki, 1992; Yoon · Chough, 1995) 이 지역의 진화과정은 주로 구조지질학적 측면에서 다루어져 왔다. 따라서 울릉분지의 형성과 관련된 리프팅에 대한 이해의 폭을 넓히기 위해서는 한반도의 대륙주변부를, 현재 가장 잘 연구된 지역중 하나인 대서양의 화산성 대륙주변부(volcanic rifted margin)와 비교할 필요가 있다.

Voring Plateau, Hatton Bank, 그 외 북대서양의 화산성 대륙주변부에서는 지각의 아래부분에 탄성파속도가 7.2 km/s 이상 되는 두꺼운 물질이 존재한다. 또한 퇴적물 아래의 기반암은 깊은 지역에 걸쳐 분출성 현무암으로 이루어져 있는데 MCS단면에서 seaward dipping reflector (SDR)의 형태로 나타난다(White · McKenzie, 1989; Eldholm · Grue, 1994). 이러한 형상의 지각은 대륙지각이 갈라질 때 혹은 해저면 확장의 처음단계에서 맨틀풀룸들에 의해 공급되어진 뜨거운 열권맨틀(asthenospheric mantle)의 용해에 의해 형성된 것으로 해석된다(White · Mckenzie, 1989). 북미대륙의 주변부에서는 SDR이 나타나는 지역이 East Coast Magnetic Anomaly (ECMA)와 관련되어 있음이 알려져 있다(Keen · Potter, 1995). 특히 북대서양의 아이슬란드-파에로스(Iceland-Faeroes)와 같은 해령들은 상승하는 맨틀내에서 만들어진 엄청난 양의 용융물질에 의해 형성된 것으로 광범위한 화산작용의 정도를 지시해준다. 반면에, 중앙대서양의 북미쪽 주변부에서는 다음의 이유 때문에 북대서양에 비해 화산활동의 규모가 작았음이 관찰된다. SDR은 제한적으로 빌달해 있고 화산작용에 의한 리지도 형성되어 있지 않다. 이러한 제한된 화산작용은 리프팅 당시, 맨틀풀룸이 대륙주변부에서 내륙쪽으로 위치하여 그 결과 리프팅이 풀룸에 의해 뜨거워진 맨틀의 변두리에서 일어났기 때문으로 풀이된다(White · Mckenzie, 1989).

한반도에 가까운 대륙주변부에서 심부 탄성파 탐사를 수행하지 않았기 때문에 그 하부의 지각구조를 알 수 있는 탄성파 자료는 없다. 하지만 한반도의 동남부에는 현무암과 응회암(tuff)이 널리 분포하고 있음에서 보듯이 분출성 화산작용이 있었으며(Yoon · Chough, 1995), K-Ar 방사능 측정법을 이용하여 측정한 이 화산암의 연대는 25-17

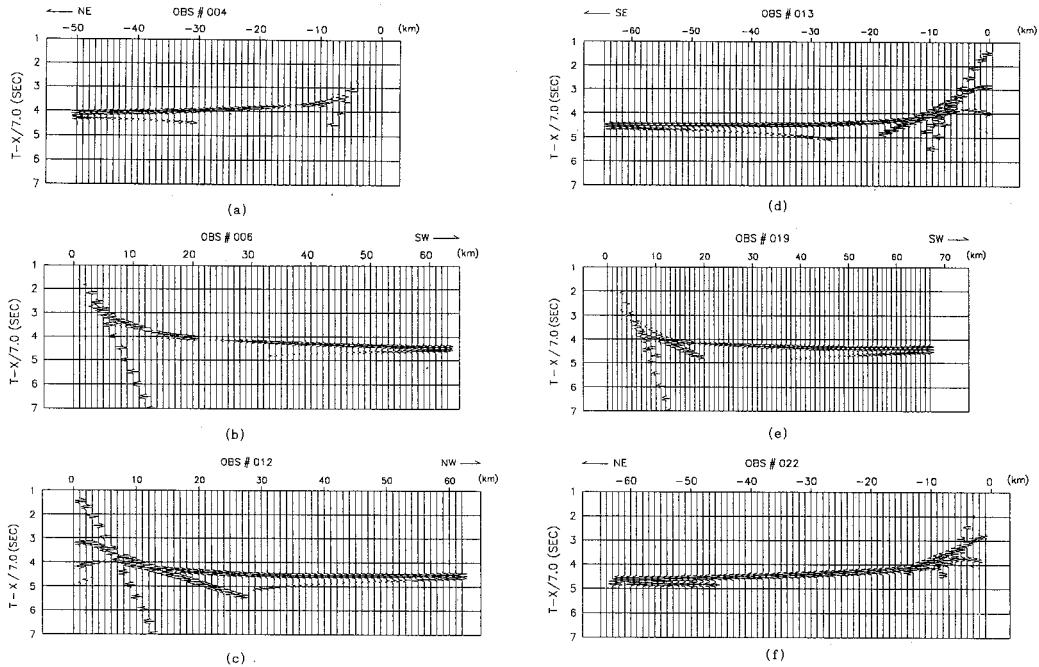


Fig. 12. Synthetic sections for (a) OBS-4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, (d) OBS-13, (e) OBS-19, and (f) OBS-22 records.

Ma로 알려져 있다(Lee + Pouclet, 1988). 울릉분지가 열린 시기는 아직까지도 구명되지 않고 있다. Otofuji *et al.* (1991)은 울릉분지가 열린 주된 시기가 일본 남서부의 고자자기자료로부터 16-14 Ma 일 것으로 가정하였다. 약간의 차이는 있으나 Tamaki *et al.* (1992)은 ODP Legs 127/128중 암마토분지에서 얻은 굴착자료로부터 울릉분지가 열린 시기가 암마토분지와 같은 20(혹은 더 이전)-15 Ma라고 비슷하게 제시하였다. 두 경우 모두 한반도 동남부 지역의 분출성 화산작용이 대륙의 리프팅과 그 이후 진행된 울릉분지의 형성과 관련이 있음을 지시한다.

Fig. 14는 한반도 동남부 해안에서 동쪽으로 약 20 km 진행된 측선을 따라 얻은 MCS 단면이다. 이 그림에서 수심 1300 m (왕복주시 약 1.8 s)에서부터 경사반사면들이 기반면 바로 아래에 나타나는 것을 볼 수 있다. 반사면들은 바다쪽으로 전진하고(prograde) 있으며 그 경사는 아래로 갈수록 증가하는 것 같다. MCS자료가 구조보정되지 않았

기 때문에 경사반사면들의 실제 경사를 측정하는 것은 곤란하지만 이들은 Hatton Bank와 같은 화산성 대륙주변부에서 얻은 MCS단면 (White *et al.* (1987)의 Fig. 2 참조)에서 관찰되는 SDR과 매우 유사하다. Mutter *et al.* (1982)은 화산성 대륙주변부에서 SDR이 형성되는 원인을 다음과 같이 설명하였다; 리프팅의 마지막 단계 혹은 해저확장의 시작단계에서 확장중심이 대기에 노출된(subaerial) 환경에서 형성되는데 이 때 해양지각 물질이 분출되면서 상당한 거리까지 훌러가며 이 과정은 지각이 벌어짐에 따라 순차적으로 발생하기 때문에 화성층서(igneous stratigraphy)를 가진다. 한반도 동남 해안을 따라서 양(+)의 값을 갖는 자력이상대가 남북방향으로 약 250 km 빙어 있다(Isezaki + Shevaldin, 1996; 한상준 외, 1997). 한반도 동남부의 자력이상대는 그 길이에서 ECMA보다 훨씬 작지만 자력의 세기(300-400 nT)는 ECMA (200-300 nT)보다 더 강하다. 한반도의 동남부에 분포하는 화산분출암, 그 대륙주변부의 자력이상대, 그리고

여기에서 얻은 MCS단면에서 보이는 기반암의 특징을 종합해보면 분출작용이 대륙주변부까지 연장되어 있으며 이와 관련하여 SDR을 만든 것으로 해석된다.

대서양의 대륙주변부 및 이에 가까운 대륙에서 넓은 범위에서 동시대에 발생한 화산작용은 대서양의 열림과 밀접하게 관련되어 있는데 맨틀플룸 주위에 형성되는 열이상대(thermal anomaly)의 범위가 1000-2000 km임을 지시한다(White · McKenzie, 1989). Miyashiro (1986)에 따르면 중국 북동부에는 맨틀플룸에 의해 생겨난 강력한 화산분출 중심이 3개 있다(Fig. 13). 이 중 Province 1의 분출(26-13 Ma)이 시기적으로 한반도 대륙주변부에서의 리프팅과 관련있어 보인다. Miyashiro (1986)의 연구 당시 다른 분출지역인 Province 2와 3은 각각 플라이오신에서 플라이스토신, 그리고 플라이오신에서 홀로신의 시기로 알려져 있다. 하지만 한반도 주변에서의 리프팅과 관련된 맨틀플룸이 Province 1 내에 혹은 그 가까이에 있었다고는 인정하지 않는다. 최근의 방사능 연대측정 결과 백두산을 중심으로 하는 Province 3의 연대는 올리고세 후기(29 Ma)까지 거슬러 올라가는 것이 밝혀졌다(이동영 외, 1997). 또한, 맨틀플룸이 내륙에 위치할 경우 그것의 정확한 위치는 대륙주변부에서 발생하는 리프팅의 해석에서 크게 중요하지 않기 때문이다(White · McKenzie, 1989). 한반도의 동남부 해역과 중국 북동부의 화산지역간 거리는 800-1500 km 정도 되는데(Fig. 13) 이들 두 지역이 맨틀플룸에 의해 형성되는 하나의 대류권(convective cell)내에 위치하며 리프팅은 이 대류권의 변두리에서 일어났음을 가리킨다. 그 결과 두꺼운 화산암 리지가 한반도의 주변에 형성되지 않았다고 보여진다. 다시 말해서 중앙 대서양의 volcanic margin과 유사하게 한반도 주변에서의 리프팅은 내륙쪽에 위치한 맨틀플룸과 거리상으로 떨어져서 발생하였으며 그 결과 화산활동이 제한적이었다.

동해는 후열도분지가 열리기 훨씬 전부터 일본 열도 아래로 침입하는 태평양판의 영향을 받고 있었다(Uyeda, 1981). 따라서 맨틀플룸의 작용이 한반도의 대륙주변부에서 진행된 리프팅을 전적으로 설명할 수 있는지 혹은 침입과 관련해서 그 이전부터 발생하고 있었던 리프팅에 간접적인 영향을 미친 것인지는 알 수가 없다. 하지만 위의 논의에서, 플룸과 관련된 리프팅은 대륙주변부가 대서양

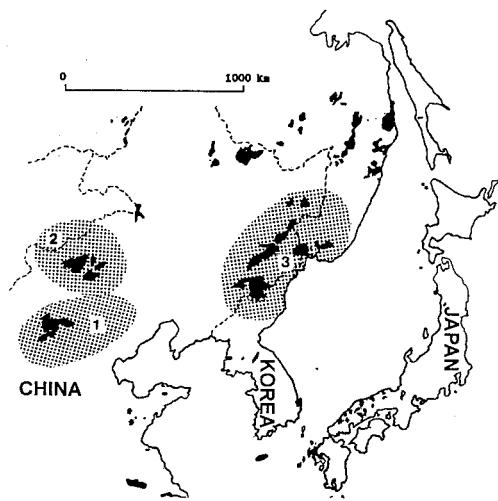


Fig. 13. Distribution of alkaline basalts in northeast Asia (from Nakamura, 1989; Yoon and Chough, 1995). Three provinces produced by the hot region, designated as 1, 2, and 3, are centers of intense volcanic eruption of Miocene (26-13 Ma), Pliocene-Pleistocene, and Pliocene-Holocene, respectively (from Miyashiro, 1986). The basalt fields in northeast China are scattered along the failed rift system in the NE-SW direction (Tatsumi and Kimura, 1991).

과 같은 대양에 속해 있든지 혹은 동해와 같은 후열도해 내에 있든지 간에 비슷한 화산작용을 야기하는 것을 짐작할 수 있다.

6.4. 지열(heat flow)

정상적인 해양지각보다 두꺼운 암마토분지의 지각이 해양지각인지 아니면 얇아진 대륙지각인지에 대해서는 의견이 일치되지 않고 있다. Hirata *et al.* (1989)은 암마토분지가 형성될 당시 그 하부에 있던 맨틀플룸 때문에 용융물질의 양이 많아져서 해양지각이 두꺼워진 것으로 해석하였다. 하지만 암마토분지의 지열은 대부분 $90-100 \text{ mW/m}^2$ 으로서 늘어나서 형성되는 암권의 지열모델에서 계산된 값을 보여주므로 맨틀플룸의 존재가 부정된다. 그렇지 않고 혹시 맨틀플룸이 있었다면 암마토분지의 형성 당시 비정상적인 열을 발생시켜 지열에서 초과분(excess heat)이 관측되었을 것이다(Langseth · Tamaki, 1992). 울릉분지는 동해에서 지열이 100

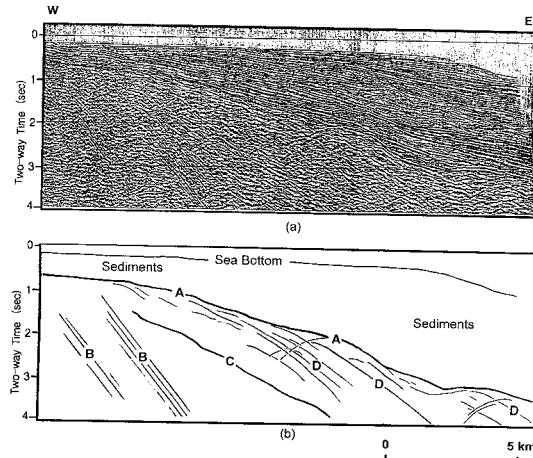


Fig. 14. (a) Multichannel seismic profile 91 (see Fig. 2 for location) (from Choi, 1996) and (b) its line drawings with interpretation shown as letters: A (basement), B (diffraction), C (peg-leg multiple of basement), and D (seaward dipping reflectors).

mW/m^2 이상 되는 넓은 지역중 하나이다(Langseth · Tamaki, 1992). 울릉분지의 연대가 20-15 Ma임을 가정하면 퇴적물의 두께가 4 km이므로, 해양지각이 식을 때 퇴적물이 쌓이는 분지의 열진화모델에 의해 계산되는 지열은 85 mW/m^2 을 넘지 않는다(Langseth et al. (1980)의 Fig. 5 참조). 아마도분지의 경우 퇴적물의 두께가 2 km (Ludwig et al., 1975)이고 연대가 20-15 Ma 이므로 이 값들을 같은 모델에 적용시키면 관측치와 같은 $90-100 \text{ mW/m}^2$ 의 지열값이 계산된다. 즉, 아마도분지의 지열값은 초과분을 보여주지 않음을 다시 한 번 확인할 수 있다. 그러므로 아마도분지와 달리 울릉분지는 지열의 초과분을 분명히 가짐을 알 수 있다. 하지만 이 초과분이 맨틀플룸의 영향을 설명하는 것인지는 불분명하다. 왜나하면 지열모델에서 주어지는 계산은 정확히 알 수가 없는 변수(예를 들어, 암권의 처음 두께, 지각의 연대 등)를 필요로 하기 때문이다. 더욱이 울릉분지의 경우 화산활동이 분지형성 이후에도 활발했으므로(Chough · Lee, 1992) 지열로써 분지의 형성과정을 추론하기가 곤란하다.

6.5. 동해에서 플룸의 영향을 받은 해저면 확장

일반적으로 후열도분지는 해양지각의 섭입에 반

응하여 형성된다고 알려져 있다. 하지만 이러한 모델은 태평양판이 여전히 일본열도 아래로 섭입하고 있음에도 불구하고 왜 동해에서는 해저면 확장이 멈추어 버린 것인지를 설명하지 못한다. Miyashiro (1986)가 제시한 이동하는 hot region의 가설은 섭입과는 관계없는 다른 대안으로서 서태평양에 발달한 후열도분지들의 상당수가 북쪽으로 갈수록 연대가 젊어지는 현상과 후열도 확장이 오랫동안 지속되지 못한 현상을 설명할 수 있다 (Keary · Vine, 1990). Miyashiro (1986)에 따르면 30-20 Ma경에 hot region이 일본열도 부근까지 올라와서 동해를 열고서 중국대륙으로 들어갔다.

동해의 열림모델은 아주 다양하지만 한 가지 일치하는 점은 해저면 확장이 일본분지의 오른쪽에서 시작되었다는 것이다(Jolivet · Tamaki, 1992). 이 경우, 일본분지의 오른 쪽에서 관찰되는 정상적인 두께의 해양지각(Hirata et al., 1992)은 맨틀의 온도 또한 정상적이었음을 즉, hot region이건 맨틀플룸이건 그 영향이 없었다는 것을 의미한다. 따라서 Miyashiro (1986) 및 Tatsumi · Kimura (1991)와는 달리, 동해에서 해저면 확장은 맨틀플룸 때문에 시작된 것이 아니며, hot region은 동해를 거쳐 중국대륙으로 들어가지 않았다고 생각된다. 그 대신 중국의 북동부에서 새로운 맨틀플룸이 형성되어 한반도의 대륙주변부에서 리프팅과 그 이후 진행된 해저면 확장에 영향을 주었으며 그 영향은 맨틀플룸의 대류법위를 넘어서지 않은 동해의 남서부에 국한되었다고 볼 수 있다. 이러한 해석은 플룸에 영향을 받은 화산암이 동해의 남서부에 제한적으로 분포한다는 사실과 부합된다.

동해의 지각구조는 다음과 같은 한 가지 의문을 제기한다: 해저면 확장이 부분적으로 맨틀플룸의 영향을 받은 후열도해로서 동해는 유일한 존재인가? 심부 탄성파 탐사의 결과 전세계에서 후열도 분지를 이루는 많은 지각은 그 두께가 7 km로서 정상적인 해양지각임을 지시하고 있으나 대서양 카리브해의 베네주엘라분지에서와 같이 상당히 더 두꺼운 지각도 자주 발견된다. 동해와 대서양의 지각구조를 비교해 보면 유사한 점이 발견된다. 즉, 베네주엘라분지의 경우에도 두 가지의 상이한 구조의 지각이 공존한다; 남쪽에는 정상적인 해양지각이 분포하는 반면 북쪽과 서쪽의 카리브지각은 정상보다 더 두껍다(Diebold et al., 1981). 이 두꺼운 카리브지각이 베네주엘라분지의 형성 이전에 있었던 더 오래된 해양지각이 포획(entrapp)된

것인지 아니면 분지의 형성시 생긴 것인지는 불분명하다. 하지만 베네주엘라분지 역시 거대한 규모의 맨틀상승에 의해 형성된 백악기 Large Igneous Province (LIP)의 하나인 점은 매우 흥미롭다. 따라서 맨틀플룸과 섭입의 영향을 동시에 받은 후열도분지에서 두꺼운 해양지각이 형성되는 현상은 더욱 깊이 연구되어야 할 과제이다.

7. 결 론

이 연구에서는 동해 남서부의 형성과 진화를 이해하기 위해 해저면 지진계자료를 이용하여 울릉분지 지각의 구조와 특성을 연구하였다. 울릉분지의 경우 대개 4 km 두께의 퇴적층이 지각을 덮고 있으며 지각은 각각 2 km 와 8 km의 두께를 갖는 상부층과 하부층으로 구성되어 있다. 지각의 두께가 정상적인 해양지각보다 2-3 km 더 두꺼우나 그 속도구조는 정상적인 해양지각과 일치한다.

τ - p 분석에 의해 계산된 속도구조는 분지의 전체지역에서 상부층단위와 하부층단위 사이의 약 1 km 구간에서 속도가 5.7 km에서 6.3 km/s로 증가하는 현상을 보여주는데 이것은 층단위 2C의 존재를 지시한다. 층단위 2C의 존재는 동해의 다른 분지에서 보고된 바가 없는데 사실상 울릉분지의 지각이 그 속도분포에서 해양지각에 더욱 가까움을 의미한다. 남서 일본열도를 이루고 있는 6 km/s의 속도를 갖는 화강 기반암은 두께가 12 km이다. 이 취성의 화강암층이 10배 이상으로 엄청나게 늘어나서 울릉분지의 층단위 2C를 형성하였다고는 볼 수 없다. 더욱이 남서 일본열도의 경우 6 km/s 층과 그 하부층 사이에서 속도구조가 확실히 구분되는 것과 달리 울릉분지 지각의 속도는 6 km/s 부근에서 깊이에 따라 연속적으로 증가한다. 따라서 울릉분지의 지각은 남서 일본열도의 대륙지각이 늘어나면서 형성된 것으로 볼 수가 없다.

울릉분지의 지각은 해저면 확장이 맨틀플룸의 영향을 받는 지역내에서 일어나는 모델로서 설명할 수 있다. 이러한 해석은 울릉분지와 그 주변의 화산암이 형성될 때 맨틀플룸의 영향을 받았다는 지화학적인 연구결과와도 일치한다. 울릉분지의 정상보다 두꺼운 해양지각은 동해의 남서해역이 일본열도가 남쪽으로 이동하면서 그 자리에 있던 대륙지각이 늘어나면서 생겼다는 것이 아니라 플룸에 영향을 받은 해저면 확장에 의해 형성되었음을 의미한다.

사 사

이 연구에서 사용된 해저면지진계 자료는 한국해양연구소(KORDI)와 러시아의 IMG & G가 1991년 공동으로 획득한 것이다. 동 조사를 기획한 한상준, 석봉출 박사(KORDI), Anosov 박사(IMG & G), 그리고 조사에 참여한 양 기관의 연구원 및 승무원께 감사드린다. 울릉분지의 SeaBeam 2000 영상(Fig. 9) 제작해 준 한국해양연구소의 이용국선임연구원께도 감사드린다. 이 연구는 한국해양연구소에서 수행중인 “동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화연구(MECBES)”의 일환으로 수행되었다.

참고문헌

- 김한준, 주형태, 박찬홍, 홍종국, 정태웅, 1994, 해저면 지진계 자료의 τ - p 역산에 의한 울릉분지의 지각구조, 석유지질학회지, 2, 39-42.
 이동영 외, 1997, 한반도 지진활동 및 지각변형 연구, 한국자원연구소 보고서.
 한상준 외, 1997, 동해분지의 해양환경변화와 지구조 진화연구, 한국해양연구소 보고서.
 Bratt, S.R. and Purdy, G.M., 1984, Structure and variability of oceanic crust on the flanks of the East Pacific Rise between 11° and 13°N, Journal of Geophysical Research, 89, 6111-6125.
 Cerveny, V. and Psentik, I., 1983, Program SEIS83, numerical modelling of seismic wavefields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method.
 Choi, D.L., 1996, A study of tectonic evolution of the Southern Ulleung Basin, 한국해양연구소 보고서.
 Chough, S.K. and Lee, K.E., 1992, Multi-stage volcanism in the Ulleung back-arc basin, East Sea (Sea of Japan), The Island Arc, 1, 32-39.
 Diebold, J.B. and Stoffa, P.L., 1981, The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data, Geophysics, 46, 238-254.
 Diebold, J.B. and Stoffa, P.L., Buhl, P. and Truchan, M., 1981, Venezuela Basin crustal structure, Journal of Geophysical Research, 86, 7901-7923.
 Eldholm, O. and Grue, K., 1994, North Atlantic volcanic margins: Dimension and production rates, Journal of Geophysical Research, 99, 2955-2968.
 Ewing, J. and Houtz, R., 1979, Acoustic stratigraphy and structure of the oceanic crust: in Talwani, M. et al., Eds., Deep drilling results in the Atlantic ocean: Ocean crust, AGU, 1-14.
 Gnibidenko, H., 1979, The tectonics of the Japan Sea,

- Marine Geology, 32, 71-87.
- Hashizume, M. and Matsui, Y., 1979, Crustal structure of southwestern Honshu, Japan, derived from explosion seismic waves, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 58, 181-199.
- Hirata, N., Karp, B.Y., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M. and Kinoshita, H., 1992, Oceanic crust in the Japan basin of the Japan sea by 1990 Japan-USSR expedition, *Geophysical Research Letters*, 19, 2027-2030.
- Hirata, N., Tokuyama, H. and Chung, T.W., 1989, An anomalously thick layering of the crust of the Yamato basin, southwestern Japan sea: the final stage of back-arc spreading, *Tectonophysics*, 165, 303-314.
- Holbrook, W.S. and Kelemen, B., 1993, Large igneous province on the United States Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup, *Nature*, 364, 433-436.
- Isezaki, N. and Shevaldin, Y.V., 1996, Geomagnetic anomalies of the Japan Sea: *in Isezaki, N. et al., Eds., Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series 1)*, 41-47.
- Jolivet, L. and Tamaki, K., 1992, Neogene kinematics in the Japan sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc: *in Tamaki, K. et al., Eds., Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128*, 1311-1328.
- Keary, P. and Vine, F.J., 1990, Global tectonics, Blackwell Scientific Publishers, 302.
- Keen, C.E. and Potter, D.P., 1995, The transition from a volcanic to a nonvolcanic rifted margin off eastern Canada, *Tectonics*, 14, 359-371.
- Kim, H.J., Park, C.H., Hong, J.K., Jou, H.T., Chung, T.W., Zhigulev, V. and Anosov, G.I., 1994, A seismic experiment in the Ulleung basin (Tsushima basin), southwestern Japan sea (East sea of Korea), *Geophysical Research Letters*, 21, 1975-1978.
- Kong, S.M., Phinney, R.A. and Roy-Chowdhury, K., 1985, A nonlinear signal detector for enhancement of noisy seismic record sections, *Geophysics*, 50, 539-550.
- Kurashimo, E., Shinohara, M., Suyehiro, K., Kasahara, J. and Hirata, N., 1996, Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea, *Geophysical Research Letters*, 23, 3067-3070.
- Lallemand, S. and Jolivet, L., 1985, Japan Sea: a pull-apart basin? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 375-389.
- Langseth, M.G., Hobart, M.A. and Horai, K.-I., 1980, Heat flow in the Bering Sea, *Journal of Geophysical Research*, 85, 3740-3750.
- Langseth, MG. and Tamaki, K., 1992, Geothermal measurements: thermal evolution of the Japan Sea basins and sediments: *in Tamaki, K. et al., Eds., Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128*, 1297-1309.
- Lee, J.S. and Pouclet, A., 1988, Tectonic evolution of the Asian margin since Cretaceous: implication from the geochemistry and the geochronology of volcanism in the Korean Peninsula, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 1405-1411.
- Ludwig, W.J., Murauchi, S. and Houtz, R.E., 1975, Sediments and structure of the Japan sea, *Geological Society of America Bulletin*, 86, 651-664.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rocks series, *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104.
- Miyashiro, A., 1986, Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific, *Tectonophysics*, 122, 195-216.
- Mutter, J.C., Talwani, M. and Stoffa, P.L., 1982, Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading", *Geology*, 10, 353-357.
- Nakamura, E., Campbell, I.H., McCulloch, T. and Sun, S.S., 1989, Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan, *Journal of Geophysical Research*, 94, 4634-4654.
- ODP Leg 148 Shipboard Scientific Party, 1993, ODP Leg 148 barely misses deepest layer, *EOS* 74 (43).
- Otofuji, Y., Itaya, T. and Matsuda, T., 1991, Rapid rotation of southwest Japan - Paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan, *Geophysical Journal International*, 105, 397-405.
- Purdy, G.M., 1986, Seismic structure of the oceanic crust: *in Vogt, P.R. and Tucholke, B.E., Eds., The Geology of North America M, The Western North Atlantic Region*, Geological Society of America, 313-330.
- Reiter, E.C., Toksoz, M.N. and Purdy, G.M., 1993, A semblance-guided median filter, *Geophysical Prospecting*, 41, 15-41.
- Rohr, K.M., 1994, Increase of seismic velocities in upper oceanic crust and hydrothermal circulation in the Juan de Fuca plate, *Geophysical Research Letters*, 21, 2163-2166.
- S'edin, V.T. and Sato, H., 1996, Volcanic rocks: *in Isezaki, N. et al., Eds., Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series 1)*, 353-368.
- Shinohara, M., Hirata, N., Nambu, M., Suyehiro, K., Kanazawa, T. and Kinoshita, H., 1992, Detailed crustal structure of northern Yamato basin: *in Tamaki, K. et al., Eds., Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128*, 1075-1106.
- Spudich, P. and Orcutt, J., 1980, A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust, *Review of Geophysics*, 18, 627-645.
- Stoffa P.L., Buhl, P., Diebold, J.B. and Wenze, F., 1981,

- Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter - A plane-wave decomposition, *Geophysics*, 46, 255-267.
- Su, W., Mutter, C.Z., Mutter J.C. and Buck, W.R., 1994, Some theoretical predictions on the relationships among spreading rate, mantle temperature, and crustal thickness, *Journal of Geophysical Research*, 99, 3215-3227.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle Jr., J.C. and Pisciotto, A., 1992, Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling; in Tamaki, K. et al., Eds., *Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128*, 1333-1348.
- Tatsumi, Y. and Kimura, N., 1991, Backarc extension versus continental breakup: petrological aspects for active rifting, *Tectonophysics*, 197, 127-137.
- Tufekcie, D., Claerbout, J.F. and Rasperic, Z., 1981, Spectral balancing in the time domain, *Geophysics*, 46, 1182-1188.
- Uyeda, S., 1981, Some basic problems in the trench-arc-basic arc system: in Talwani, M and Pitman, W.C., Eds., *Island arcs deep sea trenches and back-arc basins*, 1-14.
- White, R.S., Westbrook, G.K., Fowler, S.R., Spence, G.D., Barton, P.J., Joppen, M., Bowen, A.N., Prestcott, C. and Bott, M.H.P., 1987, Hatton Bank (northwest U.K.) continental margin structure, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 89, 265-272.
- White, R.S. and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margin and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729.
- White, R.S., McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1992, Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *Journal of Geophysical Research*, 97, 19,681-19,175.
- Yoon, S.H. and Chough, S.K., 1995, Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), *Geological Society of America Bulletin*, 107, 83-97.

1998년 10월 23일 원고접수

1999년 2월 26일 원고채택