

동해 키타-야마토 뱅크 주변 해역의 지질구조 및 퇴적층서 해석

Interpretation of geological structures and stratigraphy around the Kita-Yamato Bank in the East Sea

허 식 (Sik Huh)* · 유해수 (Hai Soo Yoo)** · 박찬홍 (Chan Hong Park)** ·
한상준 (Sang Joon Han)** · 주형태 (Hyeong Tae Jou)**

요 약

동해 울릉분지 북동부에 위치한 키타-야마토 뱅크 주변해역에서는 대륙지각내 열개작용에 의한 분지형성과 관련된 지질구조, 화성활동 등의 중요한 정보가 확인된다. 키타-야마토 뱅크는 마이오세 초에 불완전한 열개작용에 의해 생성된 소규모 분지로, 분지내에서는 수심, 음향기반암의 깊이 및 퇴적층의 두께가 급격히 변화하고 있다. 연구지역은 신장력에 의해 확장성 지각변동을 받았으며, 초기 마이오세에 울릉분지가 열림에 따라 대륙지각의 분열이 시작되면서 기반암이 침강하기 시작하였다. 계속되는 확장과 열개 운동에 의해 대륙지각 파편 내에서 대규모 경계단층인 동시 열개성 정단층에 의해 둘러 쌓인 지구 및 반지구를 형성하였다. 반면에 퇴적암내의 소규모 후기 열개성 정단층들은 큰 지구조적 변형을 받지 않고 분지 침강, 퇴적물 하중 및 화성활동에 의해 계속 재활성되면서 생성되었다. 지구 및 반지구의 좁고 긴 함몰지대 내의 불규칙한 음향기반암 위에는 최대 1.2초 두께의 마이오세부터 홀로세에 이르는 퇴적물이 쌓여 있으며, 동시 열개성 퇴적층으로 추정되는 층단위 V와 IV는 확장에 수반된 화성활동과 기반암까지 연장된 정단층들에 의해 변형되어 있다. 급경사의 분지 경계부의 상부층에는 대규모의 사면사태에 의해 형성된 함몰침식대의 퇴적구조를 보여준다.

주요어 : 동해, 키타-야마토 뱅크, 대륙지각 파편, 불완전한 열개, 지구, opal-A/opal-CT

Abstract : The study area in the East Sea is located on the northeastern margins of the Ulleung Basin near the Kita-Yamato Bank. The research area provides the important clue to the development of Miocene basins which are characterized by the normal faults and volcanic activities related to rifting in the continental crust. Kita-Yamato Bank is a small sediment-filled graben which was formed by failed rifting in the Early Miocene. The basins rapidly vary the bathymetry, depth of acoustic basement and thickness of sedimentary layer. The tension in the study area caused the extensional lithospheric deformation before/during the Early Miocene. In consequence, tectonic forces resulted in the depression or subsidence of basement from continental rifting in the Kita-Yamato Bank followed by the opening of the Ulleung Basin, and caused the onset of graben or half-graben structure bounded by large blocked syn-rift faults. Afterward no significant tectonic deformation exists, with the consequence that post-rift normal faults with small heave were formed and reactivated by the resultant forces such as tectonic subsidence, sediment loading and volcanic activity. The Cenozoic sediment layer has a maximum thickness of 1.0 s along the center of the graben or half-graben, which overlies the consolidated acoustic basement. Seismic units V and IV supposed to be syn-rift sedimentary rocks are deformed by both the volcanic activities and numerous basement-involved normal faults induced from extension. In the uppermost layer, slump scars resulted from the slope failure are recognized.

Key words : East Sea, Kita-Yamato Bank, continental fragment, failed rift, graben, opal-A/opal-CT

서 론

평균 수심 2,000 m 이상의 해역으로 이루어진 동해는 한국, 일본, 러시아로 둘러싸여 있는 지질학적으로 중요한 지역이며, 아울러 지질학적으로는 활발한 지각운동이 일어나고 있는 환태평양 화산 및 지진대에 접한 서태평양 연변의 전형적인 후열도분지 (Honza, 1978; Uyeda and Kanamori, 1979; Tamaki and Honza, 1985; Kimura and Tamaki, 1986; Tamaki, 1988; Jolivet *et al.*, 1991)이다. 동해에는 일본분지, 야마토분지 및 울릉분지가 발달되어 있으며, 이 분지들은 한국대지 (Korea Plateau), 오키 뱅크 (Oki Bank), 야마토 뱅크 (Yamato Bank), 키타-야마

토 뱅크 (Kita-Yamato Bank)에 의해 경계되어 진다 (그림 1과 2; Tamaki, 1988). 연구 지역인 키타-야마토 뱅크는 북서쪽의 급한 경사면을 경계로 울릉분지간 통로 (UIG; Ulleung Interplain Gap; Chough, 1983)에 접하고 있다 (그림 1과 2). 남서쪽의 울릉분지는 서쪽으로는 한반도의 급격한 대륙사면과 북쪽으로는 한국대지와 연결되며, 남쪽은 한반도와 일본열도 사이에 놓여 있는 대한해협 및 일본 오키해령의 원만한 사면과 연결해 있다. 제4기의 급격한 환경변화 때문에 동해 주변 해협의 모양과 깊이는 지구조운동과 해수면변화 및 이에 연관된 침식/퇴적작용에 따라 진화되어 왔으며, 저수면 시기에는 타타르해협 (현재 수심 12 m)과 소야해협 (현재 수심 55 m)은 물론이고 대한해협 (현재 수심

*한국해양연구원 해양환경 · 기후연구본부 (Marine Environment & Climate Change Laboratory, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea);
sikhuh@kordi.re.kr

**한국해양연구원 (KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea)

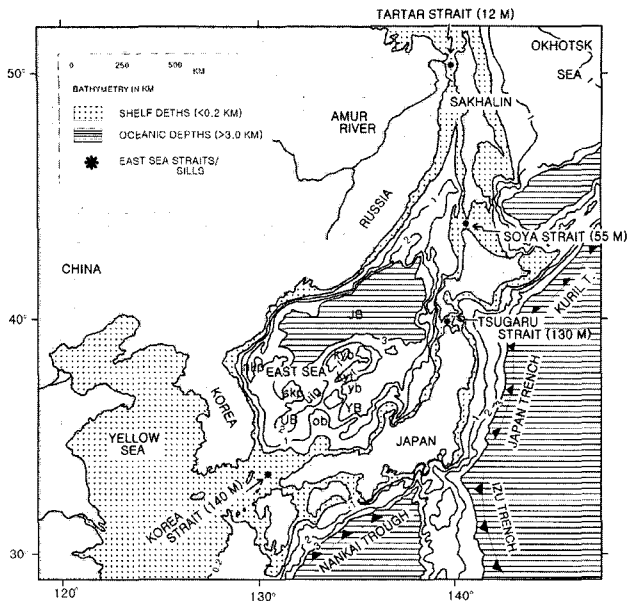


Fig. 1. Physiography of the East Sea. Contour interval of bathymetry is 250 m. UB=Ulleung Basin, YB=Yamato Basin, JB=Japan Basin, kyb=Kita Yamato Bank, kyt=Kita Yamato Trough, nkp=North Korea Plateau, ob=Oki Bank, skp=South Korea Plateau, uig=Ulleung Interplain Gap and yb=Yamato Bank. Modified from Tamaki (1988) and Jolivet *et al.* (1991).

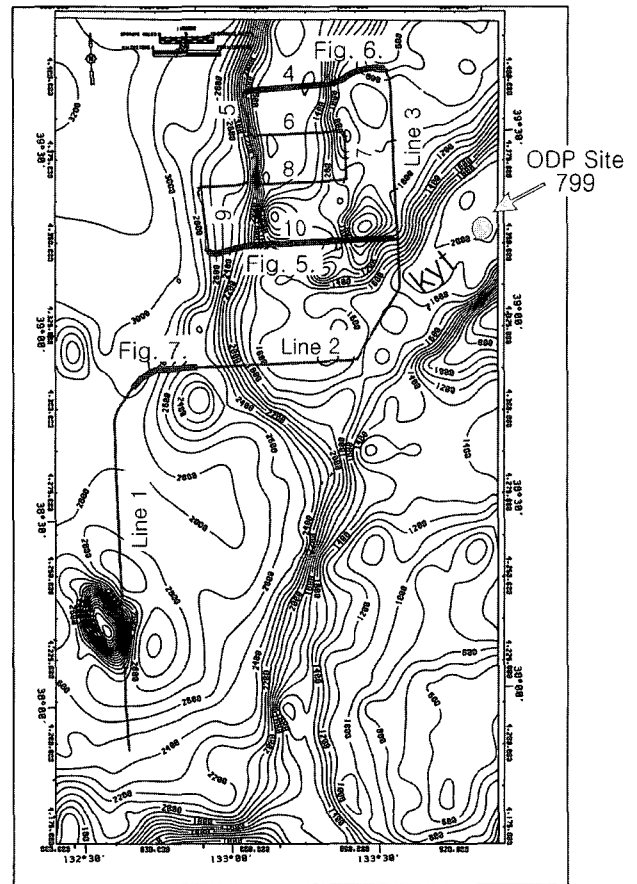


Fig. 2. Bathymetry with seismic lines around the Kita Yamato Bank in the northeastern Ulleung Basin. Locations for seismic profiles shown in other figures are indicated by heavy lines with respective figure numbers. Contour interval of bathymetry in the study area is 100 m. kyt=Kita Yamato Trough.

140 m)과 츠가루해협 (현재 수심 130 m)도 아마 노출되었으리라 추정된다. 대륙주변부에 발달되어 있는 열개한 대륙지각내의 음향기반암은 해수면하에서 매우 울퉁불퉁한 지형을 가지고 있는 기반암 상승부 (basement high)의 형태를 보이고 있다 (Tamaki, 1988). 동해의 고지대인 여러 해령과 해저화산에서 드렛지 (dredge)로 채취한 암석은 연령이 대체로 6천만년 이상인 화성암 (현무암 및 응회암)과 변성암 그리고 상대적으로 젊은 (6천만년 이하) 퇴적암 (사암과 셰일)으로 구성되어 있다 (Hoshino and Homna, 1966; Gnibidenko, 1979). 키타야마토 뱅크와 유사한 구조를 보이는 한국대지에서 채취한 여러 화강암 및 화강편마암 시료들은 Rb-Sr 연대측정 방법으로 약 1.9억년에서 2.7억년 정도의 연령을 갖는다 (Lelikov and Bersenev, 1975; 이중익 외, 2000).

연구해역 주변인 일본분지와 야마토분지의 구조 및 지질에 대한 연구는 DSDP 및 ODP 심부 시추공 자료를 통해서 이미 활발하게 진행되었는데 (Ludwig *et al.*, 1975; Honza, 1978; Ingle *et al.*, 1990; Tamaki *et al.*, 1990), 퇴적층서, 기반암 깊이, 지열류량 자료에 의하면 이들 분지 형성시기는 3천만 내지 천만년 전으로 다양하다 (Tamaki, 1985, 1988). 연구지역의 암상을 결정하기 위하여 이용한 ODP 시추공 799는 키타야마토 뱅크 남부의 좁은 지구 (graben)인 키타야마토 해곡 (Kita-Yamato Trough)에 위치하며, 수심 약 2,071 m에서 시추하였다 (Ingle *et al.*, 1990). 시추 목적은 분지의 불안정한 열개 (failed rift)에 의한 지체구조 환경하에서 형성된 지구내 충전 퇴적물의 퇴적환경 및 지구조 발달사를 밝히는데 있으며, 이들 분지는 확장에 의해

생성된 정단층 작용으로 길고 좁은 골을 형성하고 있다. 799 시추공은 고해양환경을 해석하는데 필요한 많은 고생물 자료를 포함하고 있어 조립질 육성기원 퇴적물과 퇴적구조 등의 탄성파 층서 연구를 위한 좋은 자료를 제공한다. 해저면하 1,084 m까지 얻어진 시추퇴적물은 주로 마이오세 초기부터 홀로세까지의 규모 연니/점토, 실트질 점토, 점토 및 규모 점토암과 도토질암 (porcellanite)으로 구성되어 있다. 저탁암 (turbidite), 함몰사태 (slump)에 의한 퇴적물 및 자생 탄산염이 혼하며, 전 코아에 존재하는 화산재층의 최대 빈도는 상부 100 m에서 나타난다. 또한 퇴적층내에는 돌로마이트 (dolomite) 뿐만 아니라 물리적 성질 및 지화학 값을 변화시키는 opal-A/opal-CT 경계면 등 속성작용에 연관된 변화를 뚜렷하게 보여주고 있다. 코아 상부 468 m (약 650만년전)까지의 퇴적률은 2-12 cm/kyr (평균 7 cm/kyr)이다. 가장 높은 퇴적률은 플라이스토세에 발생했으며, 플라이오세에는 가장 낮은 퇴적률을 보이고 있다.

연구 해역에 대한 기존의 탄성파탐사 자료 연구로는 일본지질 연구소가 조사한 단일채널 측선이 있으나 (Tamaki, 1988), 키타야마토 해곡의 경계수역을 지나는 다중채널 탄성파자료는 이번

연구에서 처음 획득되었다. 특히, 키타-야마토 해곡에 위치한 ODP 시추공 자료를 이용할 수 있도록 탐사 축선이 구성되어 있으며, 일본분지로 통하는 울릉분지간 통로 및 키타-야마토 बैं크 주변 해역에 대한 양질의 자료를 처음 획득함으로써, 동해의 전체적인 지질구조와 대륙지각내 퇴적분지의 발달과정을 밝힐 수 있는 중요한 정보를 취득했다. 따라서 본 연구의 목적은 키타-야마토 बैं크 주변해역에서의 퇴적층서 및 지질구조 등을 밝히는 데 있다. 이 연구를 통해서 동 해역의 지질진화사를 이해하고, 더 나아가 연구지역과 유사한 구조를 보이는 대륙지각인 한국대지의 특성을 밝힘으로써 동해 형성과 관련된 지구구조 해석에 도움을 줄 수 있을 것이다.

연구지역 및 탐사축선

연구해역은 울릉분지의 북동부에 위치하는 키타-야마토 बैं크 및 해곡, 울릉분지간 통로의 퇴적분지를 포함한다 (그림 1과 2). 키타-야마토 बैं크내에 있는 소규모 분지는 화산활동의 영향으로 수심이 약 458 m까지 감소하며, 북쪽의 일본분지와 울릉분지로 연결되는 울릉분지간 통로에서 수심은 약 2,800 m로 깊어진다. 남쪽의 키타-야마토 해곡내에서는 북동-남서 방향의 대규모 정단층을 경계로 해령 (ridge)과 수심이 깊은 해곡이 평행하게 분포하고 있다.

2000년 4월 한국해양연구원 종합연구선 온누리호로 56채널 탄성과 탐사를 실시하여 총 길이 420 line-km의 자료를 획득하였는데, 탐사축선은 일본과의 경계수역을 따라 10개의 축선으로 설정하였다 (그림 2). 탐사시 연구선의 속도는 5 노트를 유지하였으며 위치측정을 위하여 GPS 시스템을 이용하였다. 자료 처리된 탄성과 자료를 이용하여 해석 전문 시스템인 Landmark Workstation에서는 기존의 시추공 및 고생물 자료에서 시대를 대비하여 자료를 해석하였다. 또한 각 시대별 고지층 구조도 작성 및 순차층서 해석 기법에 의한 퇴적환경 해석을 통하여 지질구조 및 지체구조를 구명하였다.

탄성과 자료 해석

층서

울릉분지 및 주변부의 일반적인 퇴적층서를 보면, 초기 분지형성 시기에는 육상에서 유입된 퇴적물이 퇴적되고, 이후에는 분지가 확장하며 심해 퇴적물이 퇴적되었다 (Inoue, 1980; Park, 1990; Yoon, 1994). 중기 마이오세 이후에 계속된 퇴적작용은 대륙사면 환경하에서 채움의 형태나 질량류 (mass flow), 고해저수로 (paleo-channel) 등에 의한 퇴적양상을 특징적으로 보인다 (Barg, 1986). 후기 마이오세 이후에 한국 남동 대륙붕의 남부는 후열도분지의 단합에 의해서 융기되며 단층작용을 받았다. 그 결과로써 북동-남서 방향의 변환단층인 쓰시마 단층대가 압축력을 받아 충상단층 (thrust fault) 운동을 야기시켜 습곡구조를 만들면서 대규모의 부정합면을 형성하였다 (유해수 외, 2000). 이때 퇴적물은 한반도, 압축력을 받은 남동쪽 대륙붕 융기대 및 서남 일본의 육상지역에서 공급되었다. 한편, 제4기 후기에 퇴적된 것으

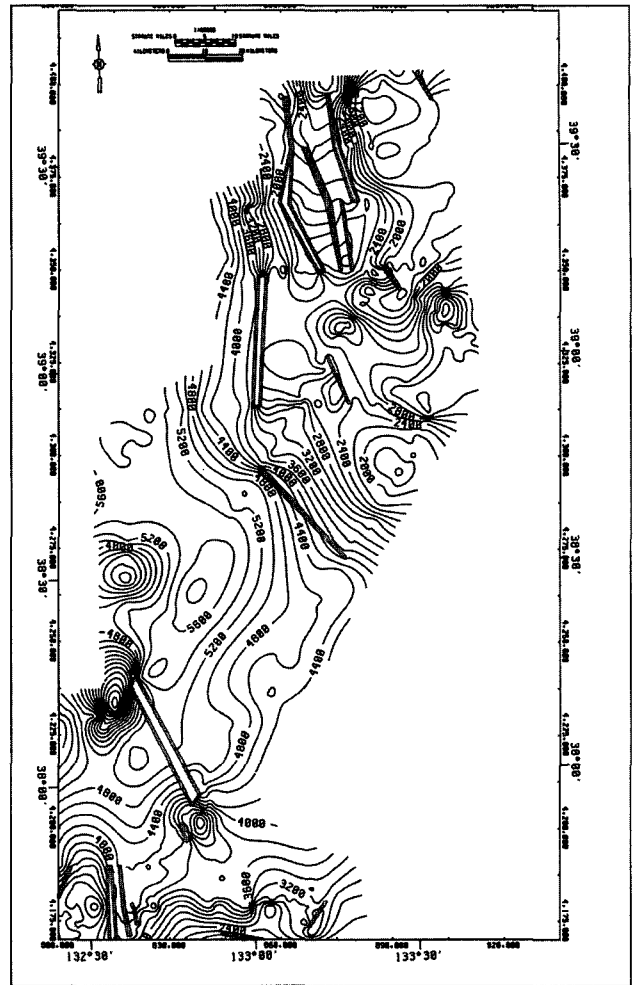


Fig. 3. Time structural map of acoustic basement with fault traces. The depths of basement from sea-level are represented by two-way travel time (ms). Contour interval is 200 ms.

로 보이는 표층 및 천부 퇴적층은 부분적으로 부석 (pumice)을 포함한 실트와 점토가 대부분이며, 울릉해저수로 (Ulleung Channel) 등 심해류에 연관된 여러 심해 해저수로가 발달되어 계속적인 침식, 퇴적물의 이동 및 집적에 관여하고 있다. 심해의 평평한 대지에는 저탁류에 의한 퇴적상이나 평상 퇴적상 (planar facies)이 발달되어 있고, 울릉도와 독도 주위에 분포한 급경사의 사면에는 함몰사태에 연관된 쉐기형태 (wedge)의 퇴적물이 집적되어 있다 (유해수 외, 1997, 1998, 1999; 한상준 외, 1996, 1997, 1998).

조사지역에는 왕복주시 (two-way-travel-time)로 최대 1.0초 두께의 퇴적층이 화산활동의 영향으로 기복이 심한 음향기반암 위에 집적되어 있다 (그림 3과 4). 연구지역의 층서와 퇴적은 주변 해역에서 수행한 ODP 시추공 799와 797의 자료를 이용하여 (Ingel et al., 1990; Tamaki et al., 1992), 시추 퇴적암의 암상 및 조성 변화, 퇴적구조에 따라 각 탄성과 층군에 대한 지층연대와 암상을 결정하였다. 또한 음향기반암 위에 퇴적된 지층의 형성연대를 추정하기 위해 울릉분지 남서쪽 제6-1광구 돌고래 시추

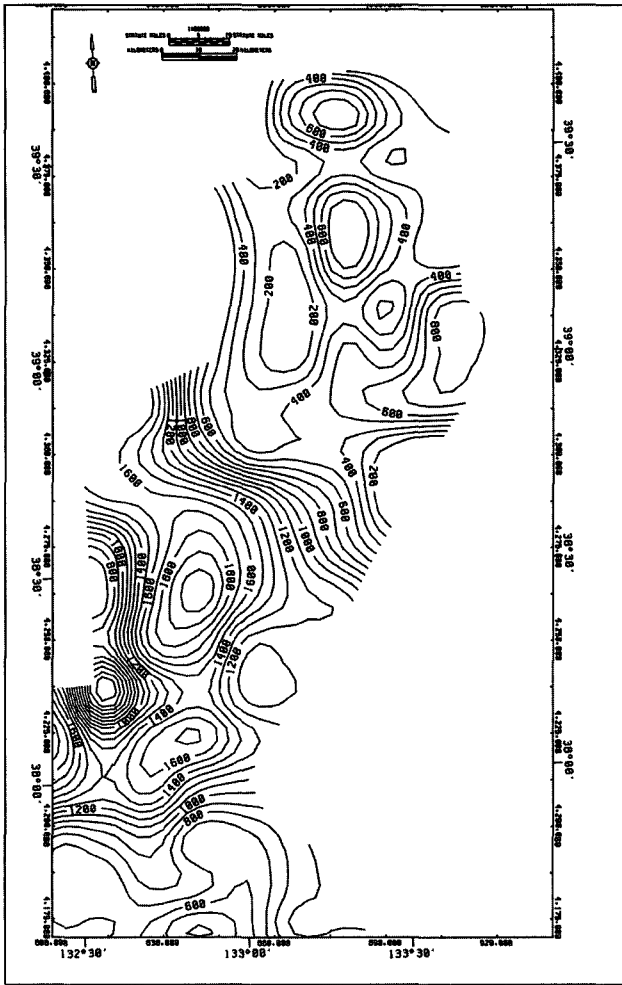


Fig. 4. Isochron map of sediment thickness. The thickness differences between the basement and seafloor are represented by two-way travel time (ms). Contour interval is 100 ms.

공에서 설정된 시간층서 (Kim, 1981; Lee, 1992; Lee, 1994; Yoon, 1994)에 축선을 대비하였다. 각 층군의 경계는 퇴적층서 분석시 일반적으로 사용하는 반사 층리면의 종결 (termination) 형태에 따라 불연속 경계면인 침식면 (erosional truncation), 상향결침 (onlap), 하향결침 (downlap) 및 부정합면에 상응하는 정합면을 찾아 결정하였다 (그림 5와 6). 이에 따르면, 본 조사지역의 퇴적층은 음향기반암 (살색) 위에 초기 마이오세 퇴적물이 집적된 것으로서 추정되는데 (층단위 V; 23.7-16.6 Ma, 하늘색), 연대에 따라 중기 (층단위 IV; 16.6-11.2 Ma, 분홍색) 및 후기 마이오세 (층단위 III; 11.2-5.3 Ma, 빨간색), 플라이오세 (Pliocene) (층단위 II; 5.3-1.6 Ma, 녹색), 그리고 최상부인 플라이스토세 (Pleistocene) (층단위 I; <1.6 Ma)의 5개 층으로 구분하였다.

연구지역에서 전형적으로 나타나는 탄성파 퇴적상을 살펴보면 최하부층인 층군 V는 음향기반암 위에 채움 (fill)의 형태로 퇴적되어 상향결침하고, 상부층은 분지 중앙부에서 지역적으로 침식 부정합면으로 나타난다. 층군 IV는 하부 층군 V에 분지 주변부에서 상향결침하면서 국지적으로 하향결침하는 구간이 나타나며

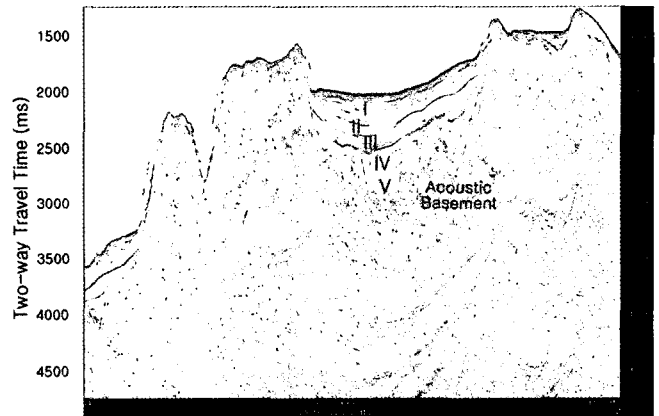


Fig. 5. Interpreted migrated seismic section of Line 10 in the southern part of Kita-Yamato Bank. The basins are characterized by the normal faults and volcanic activities related to extensional crustal deformation. Pink color=acoustic basement, blue=top of Early Miocene, scarlet=top of Middle Miocene, red=top of Late Miocene, green=top of Pliocene and yellow=fault.

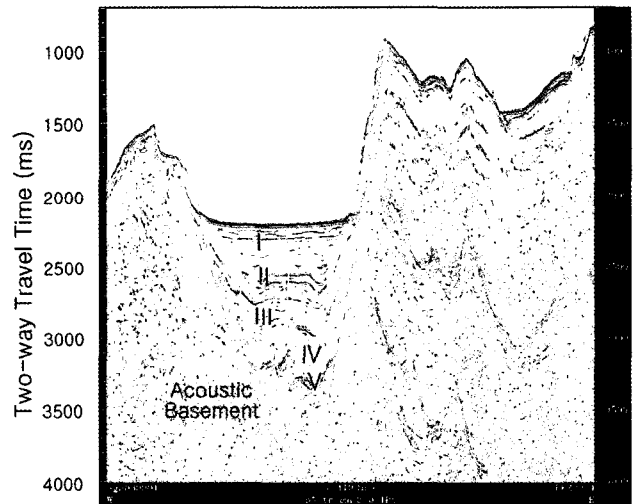


Fig. 6. Interpreted migrated seismic section of Line 4 in the northern part of the Kita-Yamato Bank. The graben structure is well developed, which is divided by large boundary normal faults from horst blocks.

부정합 경계면이 발달하고 있다. 층군 III도 하부면인 층군 IV에 상향결침하고 중심부의 두꺼운 퇴적층에서는 대체적으로 정합적이나 국지적으로 하향결침하는 구간을 보이고 있다. 층군 II와 I은 분지 주변부에서는 하부층에 대체로 상향결침으로 나타나고, 분지 중심부에서는 정합적인 관계를 보이나 지역적으로 하향결침이나 침식 부정합면을 보이기도 한다.

기반암

드랫지에 의해 시료를 채취하여 분석한 결과 키타야마토 뱅크의 기반암은 화강암으로 구성되어 있으며, 이들은 동해 주변의 한국, 일본, 러시아에 노출되어 분포하는 화강암과 대비된다 (Tamaki, 1988; 이중익 외, 2000). 또한 799 시추공자료에 의하면

(Ingle *et al.*, 1990) 키타-야마토 해곡에는 해수면하 약 1,200 m 정도에 화강암으로 이루어진 음향기반암이 존재한다. 특히 키타-야마토 뱅크에서 마이오세 후기에 생성된 것으로 알려진 인산염 (phosphorite)을 채취하였는데 (Barash, 1986), 이 인산염은 한국대 지에서와 마찬가지로 강력한 용승 (upwelling)이 일어난 대륙붕과 대륙사면 환경에서 형성되었으리라 추정된다 (허식 외, 2000).

연구지역의 음향기반암은 강한 표층의 반사면과 불규칙한 내부 반사기록이 특징이다 (그림 5와 6). 마이오세 초기 및 그 이후의 지구조 운동과 연관된 화산활동으로 인하여 분지 중심부와 경계부에서 음향기반암이 상승되어 퇴적층을 변형시키고 있다.

층군 V

가장 하위에 놓인 층군 V는 동해가 활발하게 해저확장 및 열개운동으로 확장될 당시인 마이오세 초기에 (Jolivet and Tamaki, 1992) 형성된 동시성 열개 퇴적층 (syn-rift sequence)으로 판단된다. 이 퇴적층은 키타-야마토 해곡의 퇴적층이 두꺼운 분지 중심부와 울릉분지간 통로 및 오키 뱅크 서쪽 분지에 두껍게 분포한다. 이들 퇴적층은 주로 채움 (fill)의 형태로 이루어져 있으며, 키타-야마토 뱅크내의 분지 주변부에서 음향기반암에 상향걸침하고, 퇴적층은 일부 지역에서 부정합면을 보여 상부 반사층이 침식 받았음을 알 수 있다. 전반적으로 탄성과 퇴적상은 반사층리의 연속성이 불량한 가변진폭으로 나타나고 있으며, 퇴적층 중간에서는 반사면이 잘 보이지 않는 투명한 반사면을 보이며 반사형태 (reflection configuration)는 썩기형으로 나타난다 (그림 5와 6).

또한 퇴적층내 연속성이 불량한 (chaotic) 강한 진폭의 반사층리들의 발달로 보아 화산암이 퇴적층내에 끼여 있을 것으로 사료된다. 층군 V의 상부 역시 강한 진폭 및 불규칙적인 반사면을 보이는데 시추공 799 결과에서 나타나듯이 유문암질 테프라층으로 (Ingle *et al.*, 1990) 추론된다. 특히 799B 시추공에서는 마이오세 초기 지층에 약 24 m 두께의 유문암질 응회암 (rhyolite tuff)과 응회암질 각력암 (tuff breccia)을 보이고 있다 (Ingle *et al.*, 1990). 이와 같이 초기 및 중기 마이오세 경계면에는 유문암질 응회암이 산출되는데, 혼슈 (Honshu) 지방에서 나타나는 마이오세 쿠로코 (Kuroko) 황화광상의 형성과 관련된 산성 화산활동 (acid volcanism)과 유사한 성격을 띄고 있다 (Ingle *et al.*, 1990; Tamaki *et al.*, 1990).

799 시추공의 자료분석에 의하면 (Ingle *et al.*, 1990), 음향기반암 상부의 퇴적암들은 현재와 거의 유사한 해저환경 (수심 약 2,084 m)에서 퇴적되었으리라 추정된다. 최하부의 초기 마이오세 퇴적물은 분지 형성 초기의 열개 단계에서 천해 (내륙해 주위나 대륙 연안) 및 육성기원 퇴적물이 급하게 운반되어 심해환경에서 퇴적되었으며, 이 퇴적물은 암설류 (debris)인 조립질 저탁암으로 구성되어 있다 (Ingle *et al.*, 1990). 점차 상부로 가면서 해양성 점토암이 퇴적되어 있어 층군 V의 퇴적물이 퇴적되기 전에 분지 자체가 상당히 많이 침강되었음을 알 수 있다.

층군 IV

층군 IV는 층군 V와 마찬가지로 키타-야마토 해곡의 퇴적층이 두꺼운 분지 중심부와 울릉분지간 통로 및 오키 뱅크 서쪽 분지

에 주로 분포한다. 이들 퇴적층도 채움의 형태로 이루어져 있으며 키타-야마토 뱅크내의 분지 주변부에서 층군 V에 상향걸침하고 있다. 퇴적층은 단층운동에 의해 변형을 많이 받았으며 심부 화산활동에 의해 소규모 습곡구조를 보이기도 한다 (그림 5와 6). 퇴적층 하부에서는 반사면이 잘 보이지 않는 투명한 반사면을 보이며 반사형태는 썩기형으로 나타난다. 퇴적층이 두꺼운 구간에서는 상부에 연속성이 좋은 강한 진폭의 반사면이 나타나고 있다.

799 시추공의 자료분석에 의하면 (Ingle *et al.*, 1990), 중기 마이오세의 퇴적층은 반원양성 (hemi-pelagic) 규조 (diatomaceous)와 석회질 (calcareous) 퇴적암 및 도토질암 등으로 구성되어 있다. 이 층은 동해 전해역에서 전반적으로 나타나는데, 오가 (Oga) 반도의 오나가와 (Onagawa) 층과 대비되며, 혼슈 지방 서쪽 해안에 노출되어 있다 (Ingle *et al.*, 1990; Tamaki *et al.*, 1990).

층군 III

층군 II는 층군 III에 상향걸침하며, 전 연구지역에 분포하나 퇴적층서의 발달 특징이 지역에 따라 다르게 나타난다. 퇴적층은 다시 상층과 하층으로 세분되는데, 키타-야마토 뱅크의 하부 퇴적층의 탄성과 퇴적상은 거의 무층리의 투명한 (opaque) 반사면을 보이고 있다 (그림 5와 6). 하부 지층이 상대적으로 무층리 특성을 보이는 이유는 규조토가 풍부한 점토암이 널리 분포하기 때문으로 해석된다. 키타-야마토 뱅크에 분포하는 상부층은 진폭은 낮고 연속성이 좋은 반사층리로 구성된다.

층군 II와 III의 경계 부근인 층군 III의 상부층에는 (해저면하 약 0.4-0.6초 깊이) 해저면 모방반사면 (BSR; bottom simulating reflector)이 매우 뚜렷하게 발달하고 있다 (그림 7). 이는 메탄가

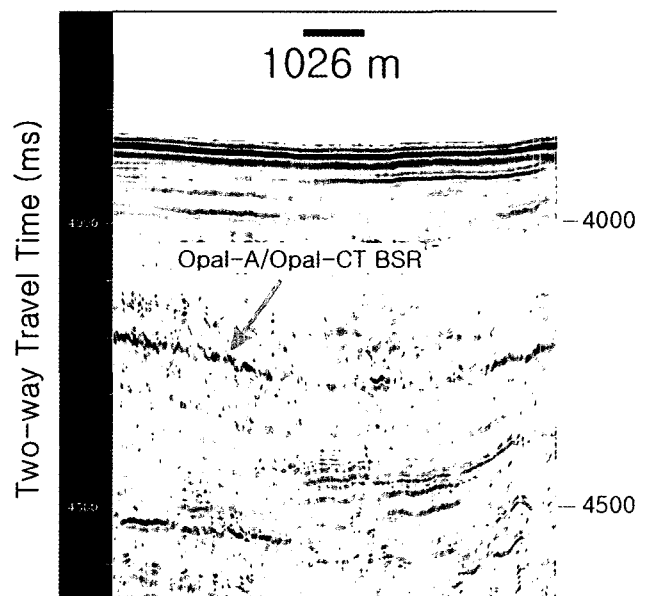


Fig. 7. Seismic section of Line 2 in the southern part of the Kita-Yamato Bank. The section shows Opal-A/Opal-CT transformation boundary as a strong reflector. Compared with gas hydrate BSR, Opal-A/Opal-CT BSR is characterized by a high-amplitude and normal-polarity reflector.

스 수화물과는 다른 형태의 BSR로써 단면도 상에서는 연속적인 강한 진폭면으로 나타난다. 이 층은 매몰 깊이 증가에 따른 실리카상 변화에 의한 것으로, 실리카를 많이 함유한 퇴적물에서 속성작용으로 인해 탈수가 일어나 밀도가 약 20% 정도 증가하기 때문에 생성된다 (Hein *et al.*, 1978). 즉, 이는 속성작용에 의해 실리카상이 변하는 경계면에서 규조각 (diatom test)의 해리 및 퇴적암내에 산재하는 크리스토팔라이트 (cristobalite)가 침전된 결과이다 (Ingle *et al.*, 1990). 이와 같이 opal-A (amorphous silica)에서 opal-CT (cristobalite)로의 변이과정에 의한 강한 진폭의 탄성과 반사층리면의 생성은 밀도값 및 암석화 과정의 급격한 증가에 따라 상부층과의 임피던스 차이가 급격히 커진 결과이다. 이러한 opal-A/opal-CT 경계면은 아마토분지 및 키타-아마토 해곡, 한국대지를 포함하여 동해에 널리 분포하는 것으로 알려져 있다 (Kuramoto *et al.*, 1992). 특히 키타-아마토 해곡에서는 해수면하 410-460 m 구간에서 경계면이 나타나며 435 m 깊이에 중요한 opal-A/opal-CT 경계를 보여 (Ingle *et al.*, 1990), 이 깊이에 원래의 생물기원 실리카 (biogenic silica)가 존재함을 알 수 있다.

규조 점토 (diatomaceous mud) 퇴적물이 분포하는 지층은 압력보다는 지열류량에 의해 opal-A에서 opal-CT로의 속성작용이 발생한다 (Riech and von Rad, 1979). 키타-아마토 해곡 및 야마토분지에서 연구된 결과들을 종합하여 지층온도 분포와 일정한 퇴적률을 가정한 지층연대의 상관곡선 (혹은 해저면으로부터 하부지층까지의 왕복주시시간과 지열류량의 상관관계)으로부터 지층연대를 추정할 수 있다 (Kuramoto *et al.*, 1992). 야마토분지내에 있는 시추공 794에서는 이들 경계가 해수면하 293-297 m에서 나타나고 지층온도는 36.5°C이며 (경계층의 대략적인 연대는 약 8 Ma), 시추공 797에서는 해수면하 299 m에서 거의 비슷한 온도인 36.0°C로 나타난다 (경계층의 대략적인 연대는 약 8 Ma; Ingle *et al.*, 1990) 야마토 분지에서 기 연구된 결과를 고려해 볼 때, 키타-아마토 해곡에서는 opal-A/opal-CT 경계층의 온도는 46.0°C이며 대략적인 연대는 약 6.4 Ma (마이오세 후기)로 추정된다 (Kuramoto *et al.*, 1992).

799 시추공의 자료분석에 의하면 (Ingle *et al.*, 1990), 마이오세 후기 및 플라이오세 후기 퇴적물은 규조 이암, 점토암 (claystone) 및 도토질암으로 구성되어 있다. 규조 및 규산질 부유생물 (plankton)의 높은 생물 생산성을 보이며, 소량의 육성기원 물질로 구성된 이 퇴적층은 많은 유기물을 함유하고 있어 찬 해수에서 간헐적으로 생성된 생물상 (bio-facies)과 연관되어 있음을 알 수 있다. 층군 III의 퇴적층내에는 일부 구간에서 강한 진폭의 반사면 밴드를 보이는데, 반사면이 변형되어 나타나지만 연속성을 보여 돌로마이트 층으로 사려되며, 또한 일부는 자생 (authigenic) 탄산염 및 단괴 (nodule)를 함유하는 것으로 알려져 있다 (Ingle *et al.*, 1990). 이러한 돌로마이트 광조 (dolomite stringer)는 퇴적층내에서 밀도보다는 속도가 증가하여 강한 진폭의 반사면을 형성시킨다.

층군 II

층군 II는 후기 열개과정 (post-rift phase)에서 서서히 침강하면

서 쌓인 퇴적층으로 퇴적시키는 플라이오세 동안으로 추정된다. 키타-아마토 댕크 분지의 층리가 잘 발달한 상부층은 연속성이 양호하고 진폭이 강한 평행 반사형태를 띠며, 하부층을 일정한 두께로 덮으면서 널리 분포한다 (그림 5와 6).

무층리 (transparent)의 하부층에서 층리가 잘 발달한 상부층으로의 변화는 구성 퇴적물의 변화에 따른 것으로서 상부층은 규산질 미화석이 풍부하나 하부로 가면서 감소한다. 하부층에서 층리면이 보이지 않는 투명한 반사면을 보이는 것은 생물기원 담백석 (biogenic opaline)이 많기 때문이다 (Ingle *et al.*, 1990). 이러한 생물기원 담백석은 밀도값을 감소시켜 반사계수 값의 차이를 작게 하므로 대체적으로 투명한 반사면을 형성하게 된다. 하부의 층군 III과는 강한 진폭과 연속성이 양호한 반사면에 의해 쉽게 구별된다.

799 시추공의 자료분석에 의하면 (Ingle *et al.*, 1990), 플라이오세 후기 퇴적물은 규조생물 (diatom)을 많이 함유한 세립질 육성기원 퇴적암으로 구성되어 있으며, 함몰사태 퇴적물, 재퇴적된 유공층이 많은 사질 퇴적암 및 테프라 층으로 구성되어 있다. 특히 799B 시추공에서는 450-1,084 m 구간에서 25매의 테프라층을 보이고 있으며 결정이 많은 대기낙진 (air-fall) 화산쇄설물로 구성되어 있다.

층군 I

최상부 층군 I은 층군 II에 상향걸침하면서 기반암이 노출된 키타-아마토 댕크 분지 해역에 대부분 분포한다. 층군 I은 탄성과 반사면의 형태에 따라 2개의 층으로 구분되는데 상부층은 층리면이 잘 발달되어 있고 해저면에 대체로 평행하며 연속성이 양호하고, 하부층은 이보다 덜 발달한 층리면으로 나타나며 위치에 따라 가변진폭 양상을 보인다. 층군 I의 외부형태 (external form)는 침강이 일어난 함몰지형에 상향걸침으로 충전된 (onlap-fill) 모습을 보이고 있다 (그림 5와 6).

상부층은 육성기원 퇴적물인 밝은 색/진한 색의 점토층이 교호하며 반복적인 음률층의 특징을 보이는데, 이는 고해양환경 및 퇴적물의 변화에 기인한다. 특히 층리면이 잘 발달한 반사면내에서 투명한 (transparent) 반사면은 암설류를 나타낸다. 이 퇴적층은 주변의 고지대나 사면으로부터 퇴적물이 붕괴되어 발생하는 중력류에 의해 이동된 퇴적물이 재퇴적된 결과이다. 또한 제4기 상부층은 층리면을 가진 두꺼운 저탁암 구조를 보이고 있으며, 일부 구역에서는 습곡, 함몰사태, 암설류에 연관된 퇴적구조를 보이고 있다. 일부 해저골의 해저면은 심해류에 연관된 해저수로에 의해 침식된 면이 발달되어 있다.

플라이스토세 이후에 퇴적된 하부 퇴적층은 육성기원보다는 규조와 같이 생물기원의 실리카인 규조 연니 (diatomaceous ooze)로 구성되어 있으며 상부층은 육성기원의 퇴적층 및 테프라 층을 함유하고 있다. 층군 I의 퇴적층은 지구조적으로 매우 안정된 시기동안 쌓인 것으로 보인다.

지질 구조

연구지역에서 지질구조의 발달특징은 키타-아마토 댕크, 키타-아마토 댕크 분지 및 키타-아마토 댕크 단층의 세 지역으로 구분

하여 설명할 수 있다. 기타.야마토 뱅크는 지형적으로 높은 지역으로 비교적 낮은 퇴적층내에 정단층들이 다수 발달하였으며, 또한 서쪽 및 동쪽의 분지 경계에는 고구조대 (structural high)가 발달되어 있다. 단층선들은 기타.야마토 뱅크 분지에서 발달한 단층 구조선과 매우 유사하게 남북 방향이 우세하다. 기타.야마토 뱅크의 서쪽 및 남동쪽에는 울릉분지간 통로 및 오키 뱅크가 각각 위치하며 수심이 급격히 증가하여 2,800 m에 이르며, 대칭적인 분지가 발달되어 있고 퇴적층의 두께가 약 2초 정도로 급격히 증가한다 (그림 3과 4). 기타.야마토 뱅크의 지구 및 반지구의 합물지대는 퇴적물이 두껍게 쌓이고, 지루의 고지대는 경계단층에 의해 분리되어 분지사이의 경계대 역할을 한다. 연구지역의 기타.야마토 뱅크 중심부에는 저지대인 퇴적분지가 형성되어 있는데 이를 기타.야마토 뱅크 분지 (Kita-Yamato Bank Basin)로 명칭하였다. 기타.야마토 뱅크 분지는 동쪽 및 서쪽에 위치한 남북 방향의 대규모 정단층인 기타.야마토 뱅크 단층대에 의해 경계된다. 기타.야마토 뱅크 분지내에는 소규모의 반지구와 지구에 의한 소분지 (sub-basin)들이 위치하고 있다. 이 분지내에는 기반암까지 영향을 미치는 단층들이 다수 발달되어 있으며, 퇴적층내 정단층 구조선의 발달 경향도 남북 방향이 우세한 것으로 판단된다. 특히 층군 V와 IV 내에 정단층들이 다수 발달한 점으로 미루어 이 퇴적층은 열개가 활발한 시기동안에 형성된 동시열개 (syn-rift) 퇴적층으로 해석된다. 이 분지는 남북 방향의 대규모 정단층에 의해 구분되기 때문에 이 단층을 기타.야마토 뱅크 단층 (Kita-Yamato Bank Fault)으로 명하였다. 기타.야마토 뱅크 단층은 연구지역에서 규모가 가장 큰 분지의 동쪽 및 서쪽 경계에서 발달된 정단층으로 남북 방향으로 발달하였다. 현재의 해저지형 및 단층과 단면도에 나타난 기타.야마토 뱅크의 형태로 미루어 볼 때 고구조대의 형태가 날카롭게 절단된 것처럼 비대칭형의 급한 경사면을 보이는 것은 단층작용에 의해 기반암이 저지대인 분지쪽으로 (기타.야마토 뱅크 단층의 하반) 잘라져 이동했기 때문이다. 연구지역에서 취득한 탄성과 단면도상에 나타나는 지질구조를 살펴보면 (Ingle *et al.*, 1990), 중생대 화강암으로 구성된 기반암은 정단층에 의해 지구 (graben) 및 반지구 (half-graben), 지루 (horst) 등의 구조로 이루어져 있다 (그림 2-6). 이들은 정단층들로 이루어진 경계단층내에서 대체로 남북 방향의 구조를 잘 보이고 있다. 지구 및 반지구의 좁고 긴 합물지대 내의 불규칙한 음향기반암 위에는 마이오세부터 홀로세에 퇴적된 최대 1.0초 두께의 퇴적물이 쌓여 있다. 급경사의 분지 경계부에 있는 상부 퇴적층에서는 대규모의 합물사태에 의한 썩기형 퇴적구조를 보여준다. 분지의 형태가 대체로 썩기형으로 이루어져 있어 기반암이 깊게 위치하는 분지 중심부에서는 하부 층군 V와 VI가 비교적 두껍게 나타난다.

결론 및 토의

연구지역의 지질구조를 살펴보면, 중생대 및 초기 마이오세 화강암으로 구성된 음향기반암은 정단층에 의해 지구 및 반지구, 지루 등의 구조로 이루어져 있다. 정단층들로 이루어진 경계단층내에서 남북 방향의 구조를 잘 보이고 있다. 지구 및 반지구의 좁

고 긴 합물지대 내의 불규칙한 기반암 위에는 최대 1.0초 두께의 마이오세부터 홀로세에 이르는 퇴적물이 쌓여 있으며, 급경사의 기타.야마토 뱅크 분지 경계부에는 상부 퇴적층내에 대규모의 합물사태에 의한 퇴적구조를 보여준다. 남북 방향의 대규모 정단층들은 음향기반암까지 연장되어 있어 마이오세 초기의 후열도분지 열개와 이에 수반된 확장운동에 의해 생성되었음을 알 수 있다. 반면에 퇴적암내의 정단층들은 제4기 동안의 분지 침강 및 퇴적물 하중에 의해 계속 재활성되면서 생성되었을 것이다. 마이오세 초기 및 그 이후의 화산활동으로 인하여 음향기반암은 상승되었고, 퇴적암내에 화산암이 교호하게 되었다. 이와 같이 원시 동해에서는 여러 지역에서 발생한 확장운동에 의해 대륙지각의 분열이 시작되었고, 계속되는 확장과 열개 운동에 의해 대륙지각 파편 내에서 지구를 형성하였다. 특히 기타.야마토 뱅크 내에서는 비대칭적인 분지의 형태로 보아 완전한 열개 단계를 거치지 않았고, 지구조 운동이 끝나면서 침강운동을 계속하여 많은 퇴적물을 분지내에 집적하게 되었다. 특히 기타.야마토 뱅크는 독도 및 오키 뱅크와 유사하게 제4기 저해수면 시기에 파랑의 영향으로 정상부가 침식되어 평탄하게 변한 것으로 알려져 있다.

한국해양연구원이 취득한 다중채널 탄성과 탐사 자료에 대하여 돌고래 시추공 및 연구지역 주변의 ODP 시추공 799와 797의 자료를 이용하여 5개 (상부에서 하부로 층군 I, II, III, IV 및 V) 탄성과 층군에 대한 지층연대와 암상을 결정하였다. 화강암으로 구성된 음향기반암은 강한 표층의 반사면과 불규칙한 내부 반사기록이 특징이다. 최하부층인 층군 V는 동해가 활발하게 해저 확장 및 열개 운동을 받던 마이오세 초기에 형성된 동시성 열개 퇴적층으로 판단된다. 층군 V는 음향기반암 위에 채움의 형태로 퇴적되어 상향걸침하고, 반사층리의 연속성이 불량한 가변진폭으로 나타나고 있다. 또한 퇴적층내 연속성이 불량한 강한 진폭의 반사층리들의 발달로 보아 화산암이 퇴적암과 교호하고 있음을 알 수 있다. 이 퇴적물의 하부는 암설류인 조립질 사암으로 구성되어 있으며, 점차 상부로 가면서 해양성 점토암으로 변한다 (Ingle *et al.*, 1990). 층군 IV는 하부 층군 V에 분지 주변부에서 상향걸침하면서 국지적으로 하향걸침하는 구간이 나타난다. 연구지역에서 층군 IV는 정단층 운동에 의해 가장 변형을 많이 받았다. 퇴적층 하부에서는 반사면이 잘 보이지 않는 투명한 반사면을 보이며 반사형태는 썩기형으로 나타난다. 이 퇴적층은 주로 반원양성 구조암, 석회암 및 도토질암으로 구성되어 있다. 층군 III도 하부면인 층군 IV에 상향걸침하고 중심부의 두꺼운 퇴적층에서는 대체적으로 정합적이나 분지 주변부에서는 하향걸침하는 구간을 보이고 있다. 하부층은 거의 무층리의 투명한 반사면을 보이고 있고 상부층은 진폭은 낮고 연속성이 좋은 반사층리로 구성된다. 이 층군의 퇴적물은 구조 이암, 점토암 및 도토질암으로 구성되어 있으며, 일부 구간에서는 강한 진폭의 돌로마이트 층을 보이고 있다. 층군 II와 I은 각각 하부 층군에 대하여 분지 주변부에서는 하부층에 대체로 상향걸침으로 나타나고, 분지 중심부에서는 정합적인 관계를 보이나 지역적으로 하향걸침이나 침식 부정합면을 보이기도 한다. 층군 II는 후기 열개과정 시기에 서서히 침강하면서 쌓인 퇴적층으로써 탄성과 퇴적상은 하부의 무층리 형태에서 상부의 층리가 잘 발달한 형태로 변화하고 있다. 층군 II는 세립

질 육성기원 퇴적층, 합몰사태 퇴적층, 재퇴적된 유공층이 많은 사질 퇴적층 및 테프라 층으로 구성되어 있다 (Ingle *et al.*, 1990). 최상부 층군 I의 상부층은 층리면이 잘 발달되어 있고 해저면에 대체로 평행하며 연속성이 양호하고, 하부층은 이보다 덜 발달한 층리면으로 나타나며 위치에 따라 가변진폭 양상을 보이기도 한다. 상부층은 육성기원 퇴적물인 밝은 색/진한 색의 점토층이 교호하며 반복적인 음률층의 특징을 보이는데, 이는 고해양 환경 및 퇴적물의 변화에 기인한다. 이 퇴적층의 하부는 쇄설성보다는 규조와 같이 생물기원의 실리카인 규조 연니로 구성되어 있으며 상부층은 육성기원의 퇴적물 및 테프라 층을 함유하고 있다 (Ingle *et al.*, 1990).

사 사

본 연구는 해양수산부 사업인 “배타적 경제수역 해양자원 조사 사업” 결과의 일부이다. 자료처리와 정리에 힘써 주신 한국해양연구원 해양환경·기후연구본부 참여자들, 그리고 온누리호 선장 외 전 승조원들에게 감사드린다. 아울러 이 논문의 원고를 심사해 주시고 좋은 의견을 주신 한국지질자원연구원의 류병재 박사님께 감사드린다.

참고문헌

이종익, 허순도, 허 식, 천중화, 한상준, 2000, 동해 한국대지에서 채취된 화강암편의 Sr-Nd 동위원소 조성. *대한지질학회지*, 36, 279-294.

유해수 외, 1997, 배타적 경제수역 해양자원 조사사업. 해양수산부, 509.

유해수 외, 1998, 배타적 경제수역 해양자원조사. 해양수산부, 695p.

유해수 외, 1999, 배타적 경제수역 해양자원조사. 해양수산부, 591p.

유해수 외, 2000, 배타적 경제수역 해양자원조사. 해양수산부, 542p.

한상준 외, 1996, 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구. BSPN 00312-950-5, 한국해양연구원, 548p.

한상준 외, 1997, 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구. BSPN 97605-00-1037-5, 한국해양연구원, 657p.

한상준 외, 1998, 동해분지의 해양환경변화와 지구조 진화 연구. BSPE. 8709-00-1136-5, 한국해양연구원, 558p.

한상준 외, 1999, 동해분지의 해양환경변화와 지구조 진화 연구. BSPE97755-00-1236-5, 한국해양연구원, 388p.

허 식, 천중화, 한상준, 유해수, 김성렬, 김한준, 최동립, 이용국, 1999, 남동부 천부가스층의 분포, 특성 및 퇴적환경. *대한지질학회지*, 35, 201-212.

허식, 천중화, 한상준, Lelikov, E.P., 2000, 동해 한국대지에서 채취한 인산염암의 특징. *대한지질학회지*, 36, 113-118.

Barash, M.S., 1986, The paleocenaographic conditions of the formation of the late Miocene phosphatic horizon of the North Yamato Rise (Sea of Japan). *Oceanology*, 26, 721-724.

Chough, S.K., 1983, Marine Geology of Korean Seas. *International*

Human Development Corporation, Boston, MA, U.S.A.

Gnibidenko, H., 1979, The tectonics of the Japan Sea. *Mar. Geol.*, 32, 71-87.

Hein, J.R., Scholl, D.W., Barron, J.A., Jones, M.G. and Miller, J., 1978, Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology*, 25, 155-181.

Hoshiro, M. and Homma, H., 1966, Geology of submarine banks in the Japan Sea. *Chikyu Kagaku (Earth Science)*, 82, 10-16.

Honza, E., 1978, Geological investigation in the northern margin of the Japan Islands. GSJ, Cruise Report, 10.

Ingle, J.C., Jr. ed. 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 128. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Inoue, Y., 1980, Stratigraphic and paleoenvironmental considerations of Holocene to uppermost Pleistocene foraminifera in Nishi - Tsugaru basin, Sea of Japan. Tsukuba University Press, Tsukuba, 241-261.

Jolivet, L., Huchon, P., Brun, J.P., Pichon, X., Chamot-Rooke, N. and Thomas, J.C., 1991, Arc deformation and marginal basin opening: Japan Sea as a case study. *J. Geophys. Res.*, 96, B3, 4367-4384.

Kim, S.C., 1981, Submarine Geology of Continental Margin of the East Sea, Korea. Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.

Kimura, G. and Tamaki, K., 1986, Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Sea. *Tectonics*, 5, 3, 389-401.

Kuramoto, S., Tamaki, K., Langseth, M.G., Nobes, D.C., Tokuyama, H., Piscotto, K.A. and Taira, A., 1992, Can opal-A/opal-CT BSR be an indicator of the thermal structures of the Yamato Basin, Japan Sea? In: K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allen, and M. McWilliams (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 127/128, pt 2, 1145-1156.

Lelikov, E.P. and Bersenev, I.I., 1975, Early Proterozoic gneiss-migmatite complex of the Japan Sea; Southwestern part. *Proc. Acad. Sci. U.S.S.R.*, 223, 676-679.

Ludwig, W.J., Murauchi, S. and Houtz, R.E., 1975, Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 651-664.

Park, K.S., 1990, The Seismic Stratigraphy, Structure and Hydrocarbon Potential of the Korea Strait. Ph. D. thesis, University of London, London, England.

Riech, V. and von Rad, U., 1979, Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potential and transformations. In: M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan, (Editors), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment*. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3, 315-340.

Tamaki, K., 1988, Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 39, 269-365.

Tamaki, K., ed. 1990, Proc. ODP, Init. Repts., 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Tamaki, K. and Honza, E., 1985, Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 119, 381-406.

Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84, 1049-1061.

Yoon, S.H., 1994, The Eastern Continental Margin of Korea: Seismic Stratigraphy, Geologic Structure and Tectonic Evolution. Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.

(2001년 11월 30일 접수)