

東海 獨島周邊 海山の 地球物理學的 特性

강무희* · 한현철 · 윤혜수¹ · 이치원
한국지질자원연구원, ¹충남대학교 지질학과

Geophysical characteristics of seamounts around Dok Island

MOO-HEE KANG, HYUN-CHUL HAN, HYESU YUN¹ AND CHI-WON LEE

Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 305-350, Korea

¹Department of Geology, Chungnam National University, Daejeon 305-764, Korea

동해의 남서쪽해역에 위치하고 있는 독도는 플라이오세에 생성된 화산섬으로 알려져 있다. 그러나 기존의 연구들은 독도 자체의 암석학적인 연구에만 초점을 두어 독도 하부의 화산체에 대한 형태 및 내부구조를 명확하게 알 수 없었다. 따라서 본 연구는 다중빔 음향측심, 32채널 탄성파 탐사 및 3D 중력모델링을 통하여 이와 같은 특성들을 알아내고자 하였다. 연구지역에는 3개의 지형학적인 고지대가 발달되어 있으며 이 고지대들은 일반적인 해산의 특성을 지니고 있어 본 연구에서는 이 고지대를 독도해산, 탐해해산, 동해해산이라 명명하였다. 그리고 연구지역에 발달한 퇴적층의 두께를 규명하기 위하여 32채널 탄성파 탐사를 수행하였다. 취득된 탄성파 자료에 의하면 해산들의 정상부분에는 퇴적물이 거의 퇴적되어 있지 않으나 해산들로부터 멀어질수록 퇴적층이 발달하기 시작하여 연구지역의 서쪽에서는 2000 m 이상의 두꺼운 퇴적층이 발달하고 있으며 연구지역의 남쪽 및 북쪽지역에서는 약 1000 m 두께의 퇴적층이 나타난다. 후리-에어 중력 이상은 연구지역의 서쪽에서는 -20 mGal 이하의 값을 보이고 있으나 해산 쪽으로 갈수록 점점 증가하여 독도해산의 정상부분에서는 120 mGal 이상, 탐해해산 및 동해해산의 경우 각각 90 mGal 및 70 mGal 이상의 후리-에어 이상을 보이고 있다. 그리고 연구지역에 나타나는 해산들은 모두 그 중앙부에 독립된 화도(volcanic conduit)를 지니고 있으며 0.5~1.5 km 두께의 광역보상뿌리(regional compensation root)를 형성하고 있다. 연구지역의 해산들이 보여주고 있는 평탄한 정상부는 해수의 침식에 의하여 생성되었으며 이러한 정상부는 평탄한 지형이 생성될 당시의 해수면을 지지하며 현재 해수면의 위치와 동해에서의 일어난 해저면의 침강정도(subsidence level)를 비교하여 볼 때 해산들은 생성된 이후 약 200~300 m 정도 침강되었고 형성시기는 최소 12~10 Ma 이전인 것으로 사료된다.

Dok Island, a Pliocene volcano, lies in the southwestern part of the East Sea. Most the work to date have focused primarily on the petrography of the island, and as a result, the morphological characteristics and internal structure of the volcanic edifices of the Dok Island remain poorly understood. To provide better constraints on these features, bathymetric data with multibeam echo sounder, 32-channel seismic and 3D gravity modeling were used in this study. Three positive topographic highs are present in the study area, and these highs satisfy the seamount criteria. They are named as Dokdo, Tamhae, and Donghae seamounts. 32-channel seismic survey was conducted to investigate the sediment thickness of the area, which shows that there are no sediments near the summit of seamounts. Away from the seamounts, however, sediment becomes thick(>2000 m) toward the western part of the study area, and sediments in the northern and southern parts are about 1000 m thick. Free-Air gravity anomalies in this study generally follow the bathymetric feature with less than -20 mGal at the western part, but increase towards the seamounts. In the summit of the Dokdo Seamount, anomalies reach over 120 mGal, and in Tamhae and Donghae seamounts, the peak anomaly shows 90 and 70 mGals, respectively. All seamounts have an isolated volcanic conduit in their centre and show regional compensation root with 0.5~1.5 km thickness. The flat-topped summit of the seamounts is probably caused by wave truncation, indicating the sea level at the time of formation of the flat-topped geometry. Comparison between the present-day sea level and subsidence level during the opening of the East Sea suggests that the seamounts in the study area have subsided by 200~300 m after the formation. Furthermore, it implies that the seamounts formed over 12~10 Ma.

Key words: Dok Island, 3D gravity modeling, Seamounts, Volcanic conduit, Regional compensation, Flat-topped summit

*Corresponding author: surato@rock25t.kigam.re.kr

서론

동해(East Sea)는 3개의 큰 분지와 여러 개의 고지대(topographic high), 그리고 수많은 화산섬(volcanic island) 및 해산(seamount)들로 이루어져 있는 매우 복잡한 해저지형을 띠고 있다. 동해에 존재하는 3개의 큰 분지는 일본분지(Japan Basin), 야마토분지(Yamato Basin), 울릉분지(Ulleung Basin)가 있고 여기에 여러 개의 화산섬 및 해산들이 널리 분포하고 있으며 지형학적인 고지대는 야마토용기대(Yamato Rise), 한국대륙대(Korea Plateau), 키타-오기뱅크(Kita-Oki Bank), 오기뱅크(Oki Bank) 등이 있다(Ludwig *et al.*, 1975; Gnibidenko, 1979; Tamaki, 1988).

독도(Dok Island)는 동해에 존재하는 3개의 큰 분지 중 하나인 울릉분지의 북쪽 경계부분에 위치하고 있으며 해수면 위로 약 100 m 정도 솟아있는 두 개의 작은 화산섬으로 이루어져 있다. 독도에 대한 지금까지의 연구에 의하면 독도는 전기 및 후기 플라이오세(early to late Pliocene)에 걸쳐 여러 차례의 화산활동에 의하여 형성되었으며 주로 알칼리 현무암질의 본원 마그마로부터 분화된 조면암(trachyte) 및 조면안산암(trachyandesite)으로 이루어져 있고 현재 해수면 위에 나타나는 독도는 화산의 서쪽 화구륜(crater rim)에 해당하는 것이며 독도를 생성시킨 화산의 화도(volcanic conduit)는 독도로부터 북동쪽으로 수백 m 떨어진 곳에 위치한다고 보고되었다(Kim *et al.*, 1987; Sohn and Park, 1994; Sohn, 1995).

그러나 위와 같이 독도에 대한 연구는 주로 해수면 위에 솟아있는 부분에 대한 암석학적 연구만이 수행되었을 뿐 독도 및 그 주변지역의 해수면 아래에 존재하는 화산체에 대한 연구는 거의 수행되지 않았다. 근래의 연구에 의하면 독도의 하부는 수심 약 2000 m 이상인 해저면에서부터 원형의 매우 큰 화산체를 이루고 있는 것으로 밝혀져(한상준, 1996; Han *et al.*, 1998) 해수면 위에 있는 독도는 하부의 화산체 정상부분 중 극히 일부가 해수면 위로 노출된 매우 작은 화산섬으로 사료된다. 그러므로 해수면 위에 솟아있는 독도에 대한 연구만으로 독도는 물론 그 주변에 나타나는 해산들의 지형학적인 특성과 그 내부구조를 알 수 없다. 따라서 본 연구는 독도 및 그 주변해역에 대하여 다중빔 음향측심(multibeam bathymetry), 에어건 탄성과 탐사(airgun seismic reflection survey), 중력자료 및 이들을 이용한 3차원 중력 모델링(3D gravity modeling)을 통하여 독도 및 그 주변해역에 나타나는 해산들의 지형학적 특성과 그 내부구조 등을 밝히고자 하였다.

지역 개관

동해의 남서부 해역은 두 개의 지형학적 고지대, 즉 울릉대륙대(Ulleung Plateau)와 오기뱅크, 동해에 위치하는 3개의 큰 분지 중 하나인 울릉분지, 그리고 여러 개의 화산섬으로 이루어져 있다(Fig. 1). 울릉대륙대에서의 탄성과 반사법연구(Tamaki, 1988; Tamaki and Bersenev, 1996)에 의하면 울릉대륙대는 100 km×100 km 크기의 사각형 모양이며 기반암 위에 퇴적물이 왕복주시(two way travel time) 약 1.1초 두께로 퇴적되어 있는 것으로 보고되었으며 화강암질 기반암에 대한 K-Ar 연대측정에 의하면 울릉대륙대는 110~102 Ma(early Cretaceous)에 형성된 것으로 알려져 있다(Gnibidenko,

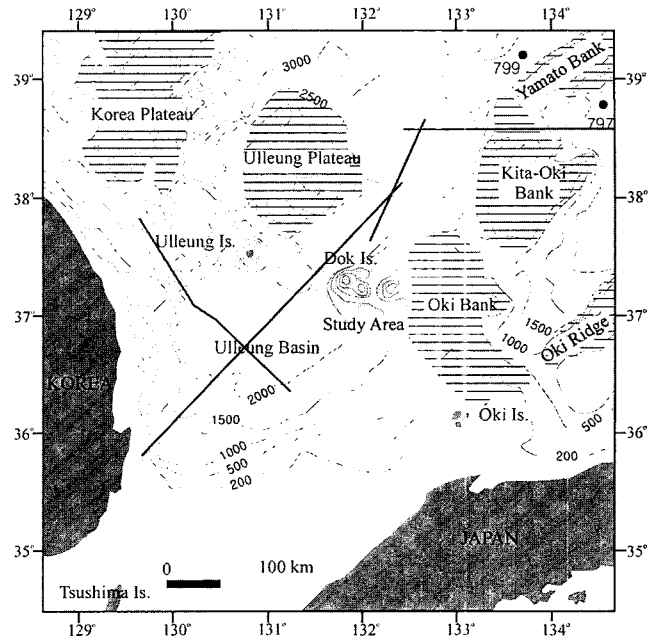


Fig. 1. Physiography of the southwestern part of the East Sea(modified from Tamaki, 1990). Solid circles with number denote ODP drilling sites, and thick solid lines represent OBS track lines(석봉출, 1992; Kurashimo *et al.*, 1996). A shaded box in the middle shows the location of the study area. Contours are in meters.

1979). 울릉대륙대는 북쪽에 위치한 심해구(deep-water trough)에 의해 한국대륙대와 분리되어 있으며(Tamaki and Bersenev, 1996), 다른 쪽은 울릉분지에 의해 둘러싸여 있다.

울릉분지의 크기는 동서방향으로 약 200 km, 남북방향으로 150 km 정도이며 분지의 해저면은 북쪽으로 갈수록 1000에서 2300 m 정도로 깊어진다(Tamaki, 1988; Tamaki and Bersenev, 1996). 울릉분지는 북동쪽으로 열려있으며 오기뱅크와 울릉대륙대 사이를 따라가다 일본분지와 만나게 된다. 분지 중앙부의 유향 기반암(acoustic basement)은 해수면으로부터 왕복주시 5~6초의 깊이에 위치하고 있으며 남쪽으로 갈수록 점차적으로 깊어진다(Yoon *et al.*, 1997). 비록 기반암에 대한 직접적인 연대측정은 이루어지지 않았지만 기반암 주변에서 채취된 퇴적물의 연대를 토대로 초기 마이오세(early Miocene) 이전에 생성된 것으로 추측된다(Chough and Barg, 1987; Park, 1992). 탄성과 자료에 의하면 퇴적물의 두께는 중앙부에서 약 5 km(Ludwig *et al.*, 1975; Park *et al.*, 1996) 정도이나 남쪽으로 갈수록 두꺼워져 10 km 이상의 퇴적층을 보이고 있다(Park, 1992). 해저면 지진계(Ocean Bottom Seismometer: OBS)를 이용한 탄성과 속도분석에 의하면 울릉분지의 지각 두께는 약 15 km 정도로 일반적인 해양지각 보다 두꺼우며(Ludwig *et al.*, 1975; 석봉출, 1992; Kim *et al.*, 1994; Park *et al.*, 1996) 울릉분지의 중력특성은 해양지각 또는 해양지각과 대륙지각의 중간지각(intermediate crust)인 것으로 보고되었다(Suh *et al.*, 1993; Stroev and Fujimoto, 1996).

울릉도는 울릉분지와 울릉대륙대의 남동쪽 경계에 위치하고 있다. 울릉도는 직경 11 km, 높이 984 m의 원추형을 이루고 있으며 주로 조면암과 조면안산암으로 구성되어 있다(Kim, 1982; Won

and Lee, 1984). 조면안산암에 대한 K-Ar 연대측정결과 1.8 Ma로 울릉도는 제 4기에 형성된 것으로 알려져 있다(Machida and Arai, 1981). 울릉도로부터 남동쪽으로 80 km 떨어진 곳에 또 다른 화산섬인 독도가 위치하고 있다.

독도는 두 개의 작은 화산섬, 즉 직경 450 m, 높이 88 m의 동도와 직경 500 m, 높이 168 m의 서도로 구성되어 있다. 독도 또한 울릉도와 마찬가지로 주로 조면암과 조면안산암으로 구성되어 있으며 이는 알칼리 현무암질의 본원 마그마로부터 분별정출작용에 의하여 생성된 것이라 하였다(Kim *et al.*, 1987). 각력암 내에 포함된 현무암 역에 대한 K-Ar 연대측정 결과 4.6 Ma, 조면암 및 조면안산암의 경우 2.7~2.5 Ma로 측정되어 독도가 초기 플라이오세(early Pliocene)에서 후기 플라이오세(late Pliocene) 사이에 형성된 것으로 알려졌다(Sohn and Park, 1994; Sohn, 1995).

오기뱅크는 독도의 동쪽에 위치하고 있으며 왕복주시 0.5초의 얇은 퇴적물이 퇴적되어 있는 지형학적으로 고립된 높은 기반암 지대로 구성되어 있으며 기반암 위에 퇴적된 퇴적물에 의해 오기뱅크는 일본 서부의 대륙붕과 연결된 것처럼 나타난다(Tamaki, 1988). 오기뱅크의 기반암에 대한 직접적인 연대측정은 이루어지지 않았으나 오기뱅크의 북쪽에 인접한 기타-오기뱅크에서 채취된 화강암 시료에 대한 K-Ar 연대측정 결과 141.4 Ma(early Cretaceous)로 나타났으며 이는 기타-야마토뱅크(Kita-Yamato Bank)에서 채취된 화강암에 대한 K-Ar 연대측정 결과와 유사한 연대를 나타내고 있다(Tamaki, 1988).

자료취득 및 연구방법

1997년 11월 28부터 동년 12월 17까지 한국지질자원연구원의 물리탐사선인 탐해 2호를 이용하여 연구지역에 대한 해저지형탐사, 탄성파탐사 및 중력탐사를 수행하였다. 연구지역인 독도와 그 주변해역(37°00'N~37°24'N, 131°30'E~132°30'E)의 해저지형자료는 다중빔 음향측심기(multibeam echosounder)를 사용하였으며 탄성파자료는 32채널 디지털 탄성과 탐사장비를, 그리고 중력자료는 LaCoste-Romberg 선상 중력계(shipborne gravimeter)를 이용하여 자료를 취득하였다.

해저지형자료

연구지역의 해저지형 분석을 위하여 SIMRAD사의 다중빔 시스템(SIMRAD multibeam system)인 EM12S/950을 이용하여 음향측심자료를 취득하였다. 해저지형탐사의 측선간격은 독도를 제외한 탐사지역을 다중빔 음향측심기로 100% 측정할 수 있도록 2km 마다 EW 방향으로 설정하였다. 그러나 다중빔 음향측심기의 탐사폭은 수심에 따라 변화하므로 독도 주변부와 같이 수심이 낮은 지역에 대해서는 측선간격을 좁게 조정하였다. 자료를 취득하기 전 음향측심자료의 자료왜곡요인을 줄이기 위하여 rolling, pitching, heaving 및 yawing motion sensor에 대한 보정을 실시하였으며 음향측심자료의 음속보정을 위하여 탐사지역 내에서 오전, 오후, 야간에 대한 해수속도(sound velocity)를 측정하였다. 그러나 항측자료의 오차 및 심한 기상변화와 같은 외적인 요인에 의해 자료 중첩부분에서의 RMS 오차가 50 m 이상으로 측정되었다. 따라서 이와 같은 음향측심자료의 오차를 줄이기 위하여 SIMRAD사의 자

료처리 소프트웨어인 NEPTUNE을 이용하여 위치보정, 수심보정, 단일빔 보정 및 격자보정을 실시하였다(유동근, 1999). 그 결과 RMS 오차가 50 m에서 11 m 정도로 줄어들었으며 이에 따라 100 m 등수심선 간격의 해저지형도(bathymetric map)를 작성하였다.

탄성파자료

탄성과 자료는 32채널 디지털 탄성과 탐사장비를 이용하여 취득하였다. 탄성과 탐사의 주측선은 약 6 km 간격으로 연구지역의 해저지형을 고려하여 동서방향으로 설정하였으며 두 개의 보조측선(tie line)은 남북방향으로 설정하여 자료를 취득하였다. 32채널 탄성과 탐사를 위하여 16개의 수진기를 지닌 100 m 길이의 액티브 스트리머(active streamer section) 두 개를 이용하였다. 음원은 에어건(airgun) 6개가 1조로 이루어진 총 용량 1035 in³와 2000 psi의 압력을 지닌 Bolt Par 에어건 배열(airgun array)을 사용하였으며 음원의 발파간격(shot interval)은 25 m, 기록시간은 7초, 샘플간격(sampling rate)은 1 ms로 설정하였다. 그리고 연구지역의 천부구조 및 음향기반암(acoustic basement)의 심도를 파악할 수 있도록 5~360 Hz의 대역통과필터를 사용하여 기록하였다. 취득된 탄성파자료는 GECOSEIS(Geco-Prakla onboard processing software) 자료처리 소프트웨어를 이용하여 처리한 후 탄성과 도면을 출력하여 연구지역의 퇴적두께 및 음향기반암의 심도를 결정하는데 이용하였다.

중력자료

LaCoste-Romberg S-118 선상중력계(shipborne gravimeter)를 이용하여 연구지역의 남쪽 해역을 제외한 모든 지역에서 위도 1 분 간격으로 측선을 설정하여 1초 간격으로 중력자료를 취득하였다. 선상중력계는 상대중력계이므로 해상중력 자료를 이용한 연구에 있어 가장 필수적인 요소인 후리-에어이상(Free-Air anomaly)을 구하기 위해서는 취득된 중력자료를 절대중력으로 환산하는 것이 필요하다. 이를 위해서는 탐사선이 출항하기 전에 절대중력치를 알고 있는 부두의 한 지점을 이용하여 상대중력치를 절대중력치로 환산할 수 있는 기준을 마련하여야 한다. 이를 위하여 본 연구에서는 1998년 1월 17일 하루동안 LaCoste-Romberg사의 육상중력계(G-899)를 이용하여 국립지리원이 매설한 부산대학교의 중력기점과 선상중력계가 설치되어 있는 탐해 2호의 모항인 진해 장천부두를 2회 왕복측정하여 절대중력치를 전이하였다. 또한 본 연구에서 사용한 LaCoste-Romberg S-118 선상중력계는 합금으로 된 용수철을 이용하는 중력계이므로 시간이 경과함에 따라 변화하는 용수철의 길이에 대한 영향을 고려해 주어야 하므로 출항과 입항시의 중력치를 비교하여 계기변화량(meter drift)을 구하였다. 선상중력계에 의해 측정된 상대중력치를 절대중력전이점에 맞추기 위해 후리어 구배율(Free-Air factor; -0.3086 mGal/m)을 이용하여 선상중력계의 중력을 재 계산한 후 계기보정값인 -0.00440 mGal/hour를 측정된 중력자료에 시간에 따라 선형적으로 적용시켜 보정을 실시하였다. 그리고 해상 중력 측정시 조사선의 이동 및 지구회전 등에 의한 가속도 변화요인으로 발생하는 Eötvös 효과에 대하여 보정하였으며, 적용된 Eötvös 보정치는 -62.2~+65.7 mGal 사이이다. 이와 같이 매우 큰 Eötvös 효과를 보이는 것은 본 연구의 탐사측선이 대부분 동서방향이고 탐사선의 속도가 10 knots

에 이르는 측선들이 포함되어 있기 때문인 것으로 사료된다.

후리-에어이상은 GRS1980 정규중력식(Heiskanen and Moritz, 1987)을 이용하여 1분 간격으로 구하였으며 계산된 후리-에어이상의 평균 교차점 오차(mean crossover error)는 7 mGal로 측정되었다. 이는 항측자료의 오차 및 각 측선별 탐사속도의 변화에 따른 부정확한 Eötvös 보정 등에 의해 발생한 것으로 이를 줄이기 위하여 중력자료의 특정 측선에 대하여 상대보정(manual shifting)을 실시하였으며 그 결과 평균 교차점 오차는 4 mGal로 감소하였다. 최종적으로 보정된 후리에어이상을 이용하여 등중력선 간격이 10 mGal인 후리에어이상분포도(Free-Air anomaly map)를 작성하였다.

3D 중력 모델링

중력모델링은 해산의 밀도를 추정하고 내부구조를 분석하는데 이용되고 있다. 그러나 중력모델링은 다른 포텐셜 필드 분석과 마찬가지로 유일한 해(unique solution)를 제공하는 것이 어렵기 때문에 다른 지질학적 및 지구물리학적 정보를 보조자료로 이용해야 신뢰할 수 있는 결과를 산출한다. 본 연구에서는 3D 선형최소사승법(linear least squares method; Plouff, 1976)을 이용하여 해산의 중력이상을 계산하였다. Plouff 모델은 해저지형의 형태와 유사한 수직 다각형 프리즘(vertical-sided polygonal prism)으로부터 중력장을 계산하는 것으로 각각의 수직 다각형 프리즘으로부터 계산된 중력값이 합산되어 해저지형에 의해 나타나는 총 중력장을 계산한다. 이때 가장 큰 영향을 미치는 요인은 밀도인데 본 연구에서는 해산의 밀도의 경우 일반적인 해산의 평균밀도인 2.5 ~ 2.6 g/cm³ 범위의 값(Le Pichon and Talwani, 1964, 1965; Schmike and Bufe, 1968; Sager et al., 1982; Kellog and Ogujiofor, 1985; Wedgeworth, 1985; Freitag, 1987; Kellogg et al., 1987; Wedgeworth and Kellogg, 1987)을 이용하였으며 퇴적층의 밀도는 야마토분지와 울릉분지에서 취득된 자료를 이용하였다(Ludwig et al., 1975; Ingle et al., 1990; Kurashimo et al., 1996; Park et al., 1996).

그리고 본 연구지역을 해저지형연구에 의해 밝혀진 고지대를 중심으로 3개의 모델링 지역으로 나누고 각각의 모델링 지역을 1 km × 1 km 간격의 격자로 나누어 측정된 중력치를 입력하여 측정된 중력치와 모델링을 통하여 계산된 값의 차이인 잔류중력이상(residual gravity anomaly)이 최소화 될 때까지 밀도 및 내부구조를 바꿔가며 중력모델링을 실시하여 고지대의 지각평형(isostasy)

상태를 확인하고 그 내부구조를 밝히고자 하였다.

잔류중력이상은 모델을 검증하는 방법으로 많이 사용되고 있는 방법 중의 하나이다. 즉 잔류중력 이상이 두시할 수 있을 정도의 작은 값을 나타내면 적용한 모델이 실제 형태를 잘 반영하고 있는 것으로 받아들여진다. 또 다른 검증방법은 관측중력이상과 잔류중력이상의 비율인 GFR(Goodness of Fit Ratio)와 표준편차를 이용하는 것으로 일반적으로 GFR 값이 2.0 이상이면 계산된 중력 이상이 관측중력 이상의 50% 이상을 반영하고 표준편차가 작을 수록 적용한 모델이 실제 관측중력 이상에 근접하므로 모델의 적정성을 판단하는 근거로 사용할 수 있다.

결 과

해저지형

본 연구지역의 해저지형은 3개의 고지대(topographic high)로 특징 지워지며 연구지역의 서쪽에서는 2200 m 이상의 수심을 보이고 동쪽으로 갈수록 전반적으로 수심이 얕아진다(Fig. 2). 연구지역의 서쪽에 위치한 고지대(37°15'N, 131°52'E)는 원형을 이루고 있으며 이 고지대의 하부(bottom)는 1900 m 등수심선으로 설정하였을 경우 직경이 약 24 km이고 정상부(summit)는 200 m 등수심선으로 설정하였을 경우 직경이 약 9.5 km인 비교적 평탄한 지형(flat-top feature)을 이루고 있다. 또한 이 고지대의 최상부(peak)는 정상부에서 약 100 m 정도 더 솟아있으며 최상부의 중앙에는 해수면위로 100 m 이상 솟아있는 독도가 발달하고 있다. 해산의 평평도(flatness)는 정상부와 하부직경의 비로 결정하는데(Jordan et al., 1983; Smith, 1988) 이 고지대의 경우 평평도는 약 0.4이고 사면의 경사도(slope angle of flank)는 13°이다. 일반적으로 해산에 대한 정의는 해저면으로부터 1000 m 이상 솟아있고 5 ~ 15° 정도의 경사도를 지닌 원형 또는 타원형의 고지대를 말하는데(Menard, 1964; Kennett, 1982), 이 원형의 고지대가 위와 같은 일반적인 해산의 특징을 잘 보여주고 있기 때문에 본 연구에서는 이 원형의 고지대를 독도의 이름을 따서 독도해산(Dokdo Seamount)이라 명명하였다(Fig. 3).

독도해산의 남동쪽에는 동서로 기다란 타원형의 고지대(37°09'N, 132°02'E)가 위치하고 있으며 하부직경은 1100 m 등수심선으로 설정하였을 경우 장축은 22 km, 단축은 13 km이다(Fig. 2). 이 타원형의 고지대 또한 정상부가 독도해산과 비슷하게 평탄한 지형

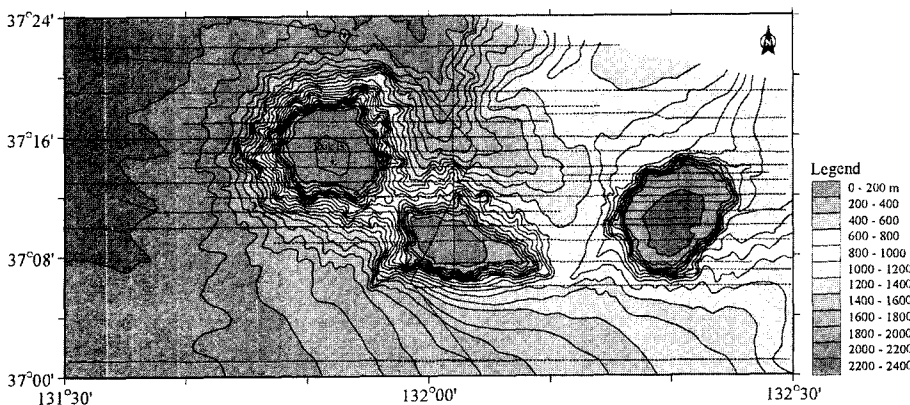


Fig. 2. Bathymetry map of the study area. Contour interval is 100 m, but colored contours show 200 m interval. Dotted lines indicate the multibeam survey tracks.

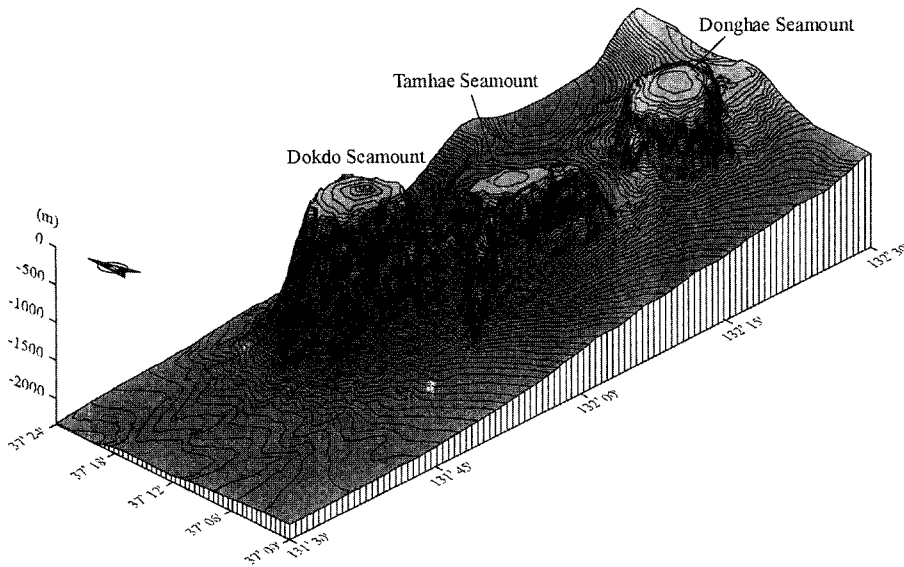


Fig. 3. 3D topographic features acquired from multibeam survey in the study area.

을 보이고 있으며 300 m 등수심선을 정상부로 설정하였을 경우 정상부직경은 장축의 경우 약 13 km 이고 단축은 7 km이다. 그리고 최상부는 정상부 수심 300 m에서 100 m 정도 더 솟아있으며 편평도와 경사도는 장축의 경우 각각 0.6, 11°이고 단축은 0.6과 16°이다. 이 고지대는 본 연구의 탐사를 수행한 탐사선의 이름을 따서 탐해해산(Tamhae Seamount)으로 명명하였다(Fig. 3).

또 다른 고지대는 오끼뱅크의 서쪽 경계부(37°10'N, 132°20'E)에 위치하고 있으며 돔(dome) 형태를 띄고 있다(Fig. 2). 이 돔형태 고지대의 하부를 1000 m 등수심선으로 설정하였을 경우 하부 직경은 약 18 km이고 정상부직경은 정상부를 300 m 등수심선으로 설정하였을 경우 약 10 km이며 역시 평탄한 지형을 보이고 있다. 그리고 최상부는 정상부에서 100 m 정도 위로 더 솟아있고 편평도와 경사도는 각각 0.6, 10°이다. 본 연구에서는 이 돔 형태의 고지대를 동해해산(Donghae Seamount)이라 명명하였다(Fig. 3).

탐성과 자료 해석

왕복주시(two way travel time)로 측정된 연구지역의 퇴적층 두께 및 음향기반암의 심도는 탐성과 속도자료를 이용, 거리단위로 환산하였으며 이를 토대로 연구지역의 퇴적층에 대한 등층후도(isopach map)를 200 m 간격으로 작성하였다(Fig. 4). 왕복주시를

거리단위로 환산하는데 사용한 퇴적층의 속도는 기존의 연구자료(석봉출, 1992; Kurashimo *et al.*, 1996)를 이용하였다.

독도해산의 경우 해산의 정상 및 사면에서는 퇴적층이 거의 보이지 않다가 수심 약 1800 m에서부터 퇴적층이 발달하기 시작하여 해산의 서쪽에서는 퇴적층이 가파르게 증가하여 수심 2400 m 부근에서는 2 km 이상 관찰된다(Fig 4 and 5a). 반면 독도해산의 북동쪽에서는 퇴적층이 400~600 m 정도로 얇게 분포되어 있으며 층후변화도 완만하다. 탐해해산과의 경계부근인 남동쪽에서는 퇴적층이 발달하고 있지 않다. 탐해해산의 경우 독도해산과 마찬가지로 정상 및 사면에서는 퇴적층이 거의 보이지 않다가 해산의 남쪽, 수심 1200 m 부근에서 퇴적층이 발달하기 시작하여 수심 약 1800 m에서는 1 km 이상의 퇴적층이 분포하고 있으며 층후변화도 비교적 급격히 증가한다(Fig. 4 and 5b). 탐해해산의 북동쪽에서는 수심 800 m에서 퇴적층이 발달하기 시작하여 수심 1400 m에서는 400~600 m 정도의 두께를 보이고 수심이 낮은 오끼뱅크 쪽으로 갈수록 점점 증가하여 약 1 km 정도의 두께를 보인다. 동해해산과의 경계부근에서는 약 400~500 m 정도의 퇴적층이 분포하고 있다. 동해해산 또한 해산의 정상 및 사면에서는 퇴적층이 거의 발달하지 않다가 남서쪽에서는 수심 1000 m에서부터 퇴적층이 발달하기 시작하여 수심 1400 m에서는 약 1 km 정도의 두께

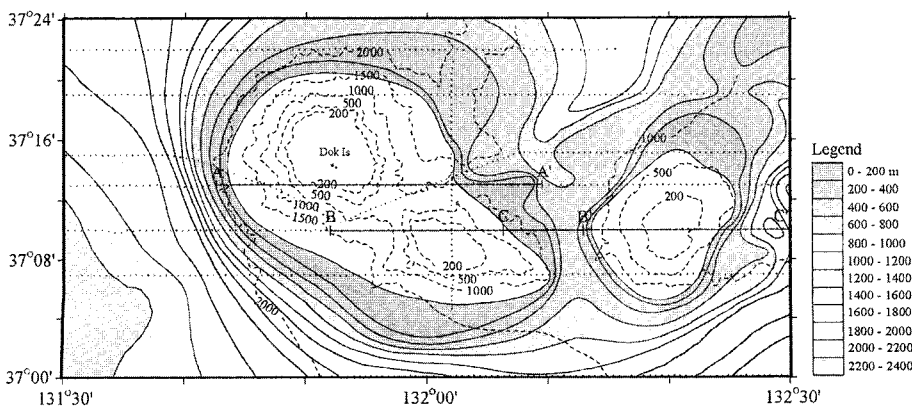


Fig. 4. Isopach map of sediment layer in the study area. Contour interval is 200 m. Dashed lines represents bathymetric contours and dotted lines indicate seismic survey track.

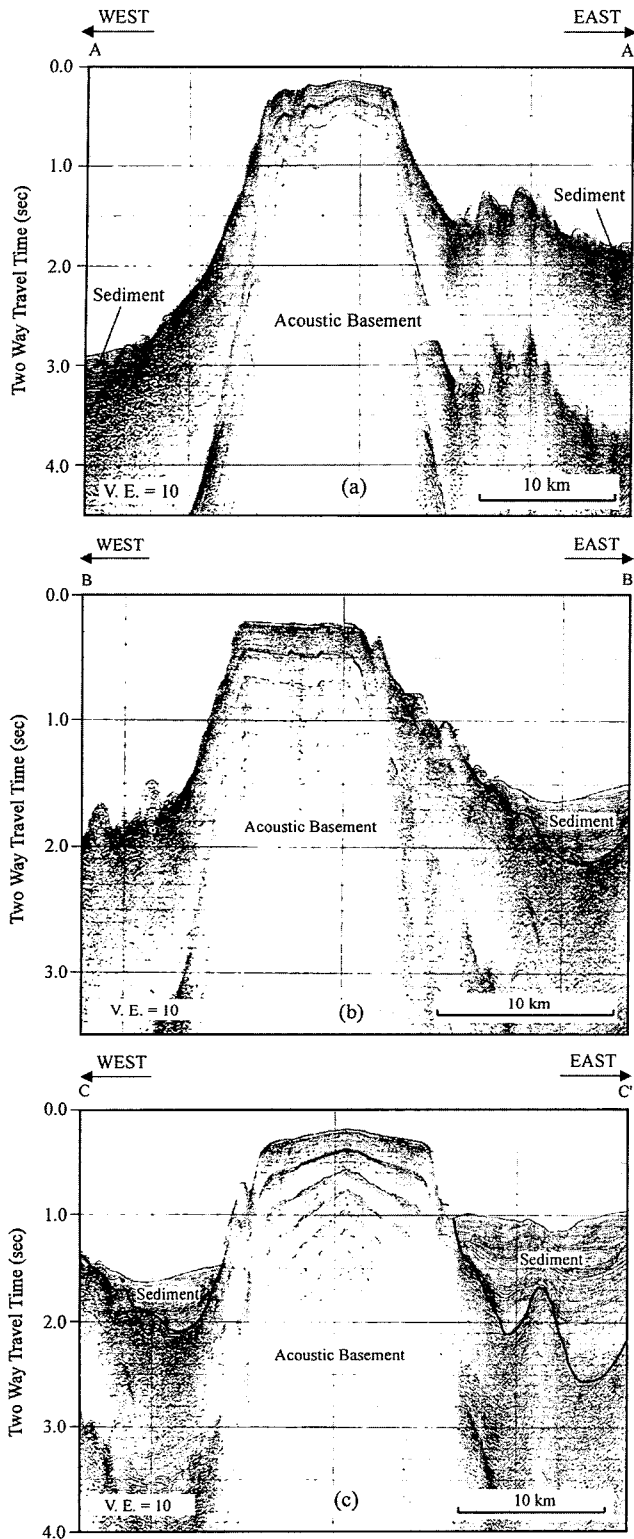


Fig. 5. Seismic reflection profiles obtained from (a) Dokdo Seamount, (b) Tamhae Seamount, and (c) Donghae Seamount.

를 보인다(Fig. 4 and 5c). 해산의 북동쪽 지역에서는 수심 600 m 부근에서부터 퇴적층이 나타나며 최대 400~500 m 정도의 두께를 보이다가 점점 감소하여 약 200 m 정도의 퇴적층이 쌓여있다. 반

면 해산의 남동쪽에서는 퇴적층의 두께가 점점 증가하여 1 km 이상의 퇴적층이 분포하고 최대 1600 m 이상의 퇴적층도 관찰된다.

후리-에어 중력이상

본 연구에서 나타난 후리-에어이상은 그 분포형태가 거의 해저 지형과 유사하게 나타나고 있으며 후리-에어이상이 가장 높게 나타난 지역은 독도해산의 정상부로 약 125 mGal을 보이고 있다(Fig. 6). 독도해산의 정상부에서 측면으로 갈수록 중력이상은 점점 감소하며 탐해해산과의 경계부에서는 50 mGal 등중력선에 의해 두 개의 해산으로 나누어진다. 그리고 해산의 서쪽 수심 약 2400 m 정도에서는 -20 mGal 이하의 최저 중력이상을 보이고 있다. 탐해해산은 독도해산과 50 mGal 등중력선에 의해 나뉘어져 정상부근으로 갈수록 점점 증가하여 정상부에서는 독도해산의 정상부보다 약 30 mGal이 적은 최대 95 mGal 정도를 보이고 있다. 해산의 북동쪽에서는 0~10 mGal 정도의 이상이 넓게 분포하고 있으며 남쪽에서는 수심감소에 따라 점점 감소하여 수심 1800 m 이하에서는 -10 mGal 이하의 이상이 나타난다. 동해해산은 3개의 해산 중 가장 낮은 후리-에어이상을 보이고 있으며 정상부에서는 최대 75 mGal을 보이고 있다. 동해해산 역시 수심이 감소함에 따라 후리-에어이상이 점점 감소하여 해산의 남쪽 수심 1200 m 이하에서는 -10 mGal 이하를 보이고 있으며 북동쪽 오기뱅크와의 경계부에서는 10 mGal 이상을 보이고 있다. 그리고 해산의 북서쪽에서는 수심에 따라 국부적으로 -10 mGal 이하의 값을 보이다가 수심 1100 m 부근에서 10 mGal 이상으로 증가한다.

3D 중력 모델링 결과

해저지형 연구에 의해 밝혀진 연구지역내의 3개의 해산에 대한 내부구조 추정하기 위하여 편의상 연구지역을 각각의 해산을 중심으로 지역 1, 지역 2, 지역 3로 나누어 Plouff 모델링을 실시하였다(Fig. 6). 지역1은 독도해산이 위치하고 있으며 범위는 37°06' ~ 37°24'N, 131°36'~132°00'E이고 지역2는 탐해해산을 중심으로 37° 00'~37°18'N, 131°54'~132°12'E를 포함하고 있다. 지역 3은 동해해산이 위치하고 있으며 범위는 37°00'~37°18'N, 132°12'~132°30'E이다. 위에서 설명하였듯이 본 연구에서 나타난 후리-에어이상은 거의 해저지형과 유사하게 나타나며 독도해산의 정상부에서는 최대 125 mGal 정도를 보이고 있다. 그러나 Shatsky Rise와 같이 Airy 형태의 국지보상(local compensation)을 이룬 지형에서 나타나는 후리-에어이상은 본 연구지역에 나타나는 해산과 비교하여 매우 큰 규모를 지니고 있음에도 불구하고 50 mGal 이하의 후리-에어이상(Han, 1993)을 보여주고 있는 반면 지각평형을 거의 이루고 있지 않은 Hawaii와 Pohnpei 화산의 경우 300 mGal 정도의 높은 후리-에어이상을 보여주고 있다(Kellogg et al., 1987). 따라서 본 연구지역의 해산들에서 나타나는 후리-에어 중력이상으로는 해산들이 어떠한 형태의 지각평형을 이루고 있는지 확인할 수 없으므로 3가지 모델 즉, 지각평형을 이루고 있지 않은 경우(Model A), Airy 형태의 국지보상을 이루고 있는 경우(Model B), 그리고 flexure에 의한 광역보상(regional compensation)을 이루고 있는 경우(Model C)로 나누어 중력 모델링을 실시하였다.

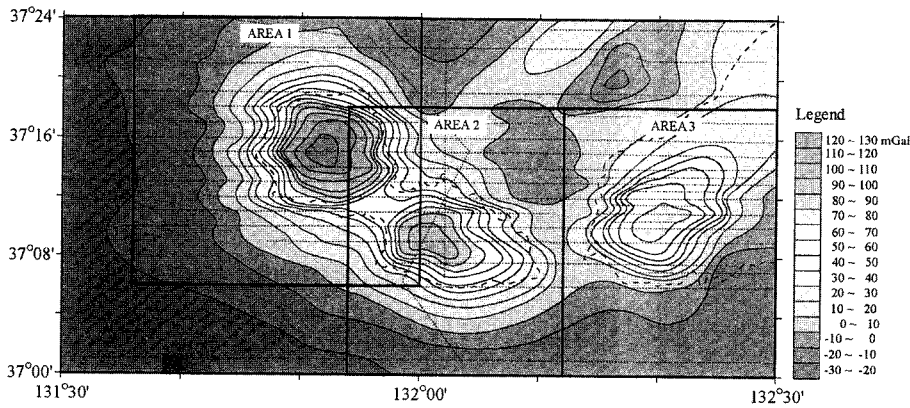


Fig. 6. Free-Air gravity anomaly map of the study area. Contour interval is 10 mGal. Thin dotted lines denote track lines and thick dashed lines represent 1000 m bathymetric contour line. Squares represent areas for 3D gravity modeling.

지역1(독도해산)

Model A의 경우 독도해산의 정상부(수심 100 m)를 제외한 수심 200 m에서 수심 1800 m 까지 200 m 간격으로 수심을 따라 10개의 수직 다각형 프리즘을 작성하여 해산의 몸체(volcanic body)로 이용하였으며 탄성과 자료에 의해 작성된 등층후도를 이용, 퇴적층의 두께에 따라 3개의 다각형 프리즘을 작성하여 해저면의 지형특성에 의해 기인하는 중력이상을 계산하는데 이용하였다(Fig. 7a). 밀도분포는 해산의 경우 일반적인 해산의 평균밀도인 2.5 g/cm³로 설정하였고 퇴적층의 밀도는 깊이에 따라 최상부의 퇴적층은 2.1 g/cm³, 하부의 퇴적층은 2.2 g/cm³로 설정하였으며 해산이 지각보상뿌리(isostatic compensation root)와 화도(volcanic conduit)가 없다는 가정 하에서 모델링을 실시하여(Fig. 7b), 지역1의 해저지형에 의해 계산된 후리-에어 이상을 10 mGal 간격의 중력이상도로 작성하였다(Fig. 7c). 지형적인 영향에 의해 계산된 후리-에어 이상은 해산의 정상부근에서 90 mGal 정도를 보이고 있으며 해산의 중심에서 벗어날 수록 감소하여 퇴적층이 두껍게 분포하는 서쪽부근에서는 -30 mGal 이하의 값을 보이고 있다. Model A의 GRF 및 표준편차는 3.16과 11 mGal이고 잔류중력이상은 해산의 정상부에서 약 30 mGal 이상의 잔류중력이상을 보이고 있다(Fig. 7d). Model A에 의한 결과, GFR 값은 2.0 이상이므로 모델의 대표성은 어느 정도 인정되나 해산의 중앙에서 상당히 높은 잔류중력이상을 보이고 해산 주변에서는 상대적으로 낮은 잔류중력이상이 나타나는 것으로 보아 해산의 중앙부분에 주변보다 높은 밀도를 가진 물질이 존재한다는 것과 지각보상뿌리를 가지고 있다는 것을 시사하는 것이다. 그러므로 화도와 지각보상뿌리를 설정하지 않은 Model A는 독도해산의 내부구조를 적절히 반영하고 있지 않다. 따라서 화도와 Airy 형태의 국지보상을 이룬 Model B를 실시하였다.

Model B에서는 퇴적층의 두께 및 해저지형에 대한 수직 다각형 프리즘은 Model A와 동일하게 적용하였다. 그러나 Model A와는 달리 해산의 최상부에 100 m 등수심선을 따라 화도를 설정하였으며 해산의 하부, 즉 지각과 상부맨틀의 경계면, 약 13.5 km 하부에 두께 6 km의 Airy 형태의 국지적 보상을 이룬 뿌리를 설정하였다(Fig. 8a and 8b). 그리고 퇴적층과 해산의 밀도는 Model A와 동일하게 설정하였으며 추가된 화도와 국지보상뿌리의 밀도를 2.9 g/cm³로 설정하여 모델링을 실시하였다(Fig. 8b). Model B에 의해 계산된 중력이상은 해산의 정상부에서 100 mGal 정도의

중력이상을 보여주고 있고 퇴적층이 두껍게 분포한 서쪽 주변부에서는 -30 mGal 이하의 중력이상을 보이고 있다(Fig. 8c). 잔류중력이상은 거의 모든 지역에서 10 mGal 이상을 보여주고 있다. 특히 Model A와는 달리 해산의 중앙에서 높은 잔류이상을 보이는 것이 아니라 해산의 사면부근에서 30 mGal 이상의 높은 잔류이상을 보이고 있다(Fig. 8d). 이는 Model B에서 가정한 Airy 형태의 국지보상뿌리에 의한 영향으로 중력이 너무 낮게 계산되었다는 것을 의미한다. 따라서 이는 독도해산의 지각평형상태가 Airy 형태의 국지보상을 이루고 있는 것이 아니라 광역보상을 이루고 있다는 것을 시사하는 것이다. 또한 GFR과 표준편차는 1.69와 19 mGal로 나타나 Model B 또한 독도해산의 내부구조를 잘 반영하고 있지 않다.

Model C에서도 퇴적층의 두께 및 수심에 대한 다각형 프리즘은 위의 두 모델과 동일하게 적용하였으나 Model B와는 달리 해산이 국지보상을 이루고 있는 것이 아니라 광역보상을 이루고 있는 것으로 가정하여 해산의 하부, 약 13.5 km에 1.5 km의 두께를 지닌 보상뿌리를 설정하였다(Fig. 9a). 그리고 퇴적층, 해산, 화도 및 보상뿌리의 밀도는 Model B와 동일하게 설정하여 모델링을 실시하였다(Fig. 9b). 위와 같은 가정 하에 계산된 중력이상은 해산의 정상부에서 거의 최소수심인 100 m 수심을 따라 120 mGal 이상의 값을 보이고 있으며 퇴적층이 두껍게 분포한 주변부에서는 약 -20 mGal 정도의 중력이상을 보이고 있다(Fig. 9c). 잔류중력이상은 화도와 광역보상뿌리를 설정함으로써 Model A, B와는 달리 정상 및 사면부근에서 매우 높게 나타났던 잔류이상은 거의 소멸되었고 퇴적층이 쌓여 있는 주변부에서도 국부적으로 10 mGal 정도의 차이를 보이고 있을 뿐 거의 대부분의 지역에서 잔류이상이 0 mGal을 보이고 있다(Fig. 9d). 그리고 Model C의 GFR과 표준편차는 4.38과 8 mGal로 위의 두 모델에 비하여 상당히 양호한 값들을 보여주고 있다. 따라서 독도해산은 Model C에서 가정한 바와 같이 화도와 광역적 지각평형을 이루고 있을 것으로 생각된다.

지역2(탐해해산)

Model A의 경우 탐해해산의 최상부(수심 160 m)를 제외한 수심 200 m에서 수심 1400 m까지 200 m 간격으로 수심을 따라 8개의 수직 다각형 프리즘을, 퇴적층은 두께에 따라 3개의 프리즘을 작성하였으며(Fig. 10a), 밀도 분포 및 해산의 내부구조는 지역1의 Model A와 동일하게 적용하여 모델링을 실시하였다(Fig. 10b).

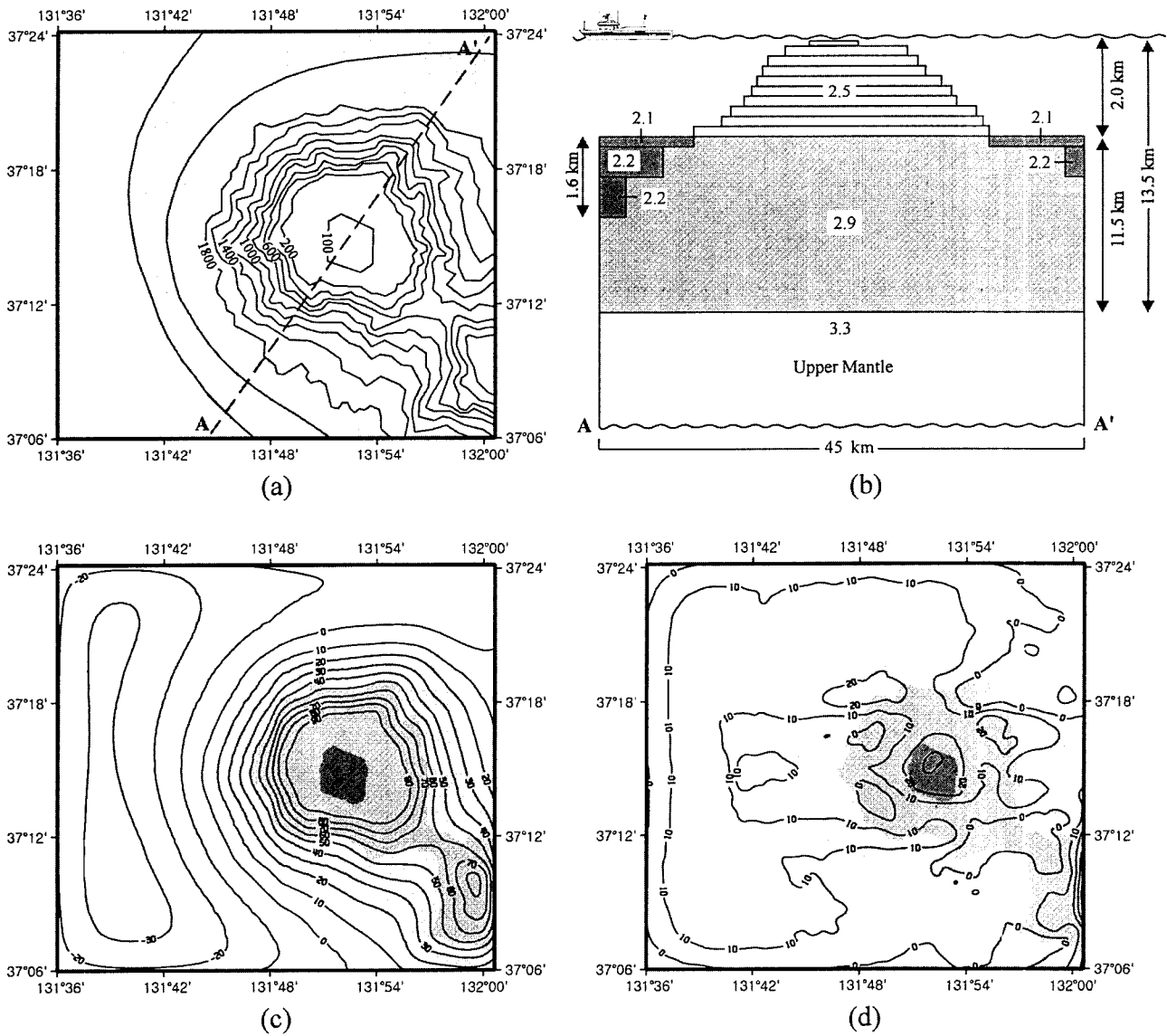


Fig. 7. Results of the gravity model A in Area 1. (a) Polygonal prisms used for model A. Shaded area represents sediment. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. Shaded area represent 100, 800, 1600 m bathymetric contours, respectively. (d) Residual (observed-calculated) gravity anomalies.

Model A에 의해 계산된 지역2의 중력 이상은 해산의 정상부근에서 70 mGal 정도를 보이고 해산의 중심에서 측면으로 갈수록 감소하여 퇴적층이 두껍게 분포하는 남쪽에서는 -10 mGal 이하의 값을 보이고 있으며 퇴적층이 남쪽에 비하여 다소 얇게 분포하고 있는 북동쪽에서는 -10~0 mGal 사이의 중력 이상을 보이고 있다 (Fig. 10c). 잔류 중력 이상은 전체적으로 약 10 mGal 이상을 보이고 해산의 중심부에서는 약 20 mGal 이상의 높은 값을 보이고 있다 (Fig. 10d). 이것은 Model A에서 가정한 해산의 내부 구조에 의해 계산된 중력 이상이 관측 중력 이상보다 낮게 계산되었다는 것으로 특히 해산의 정상부근에서 20 mGal 이상의 높은 잔류 중력 이상을 보이는 것은 해산의 중앙 부분에 주변보다 높은 밀도를 가진 물질이 존재한다는 것을 시사하는 것이다. 또한 Model A의 GFR는 2.38로 다소 낮은 편이며 표준편차도 16 mGal로 높게 나타나 화

도와 지각 보상 뿌리를 설정하지 않은 Model A는 탐해해산의 내부 구조를 잘 반영하고 있지 않다.

Model B에서는 퇴적층의 두께 및 수심에 대한 다각형 프리즘은 Model A와 동일하게 적용하였으며 해산의 중앙에 160 m 등수심선을 따라 화도를 설정하였다. 그리고 지각과 상부 맨틀의 경계면(약 13.5 km)에 Airy 형태의 국지 보상을 이루고 있는 뿌리를 설정하였다 (Fig. 11a and 11b). 그리고 퇴적층과 해산의 밀도는 Model A와 동일하게 설정하였으며 추가된 화도와 국지 보상 뿌리의 밀도를 $2.9 \text{ g}/\text{cm}^3$ 로 가정하여 모델링을 실시하였다 (Fig. 11b). 이와 같은 가정 하에 계산된 중력 이상은 해산의 정상부에서 70 mGal 이상의 값을 보이고 퇴적층이 두껍게 분포한 남쪽 주변부에서는 약 -20 mGal, 북동쪽 주변부에서는 -10~0 mGal 정도의 중력 이상을 보인다 (Fig. 11c). 잔류 중력 이상은 해산을 중심으로 20

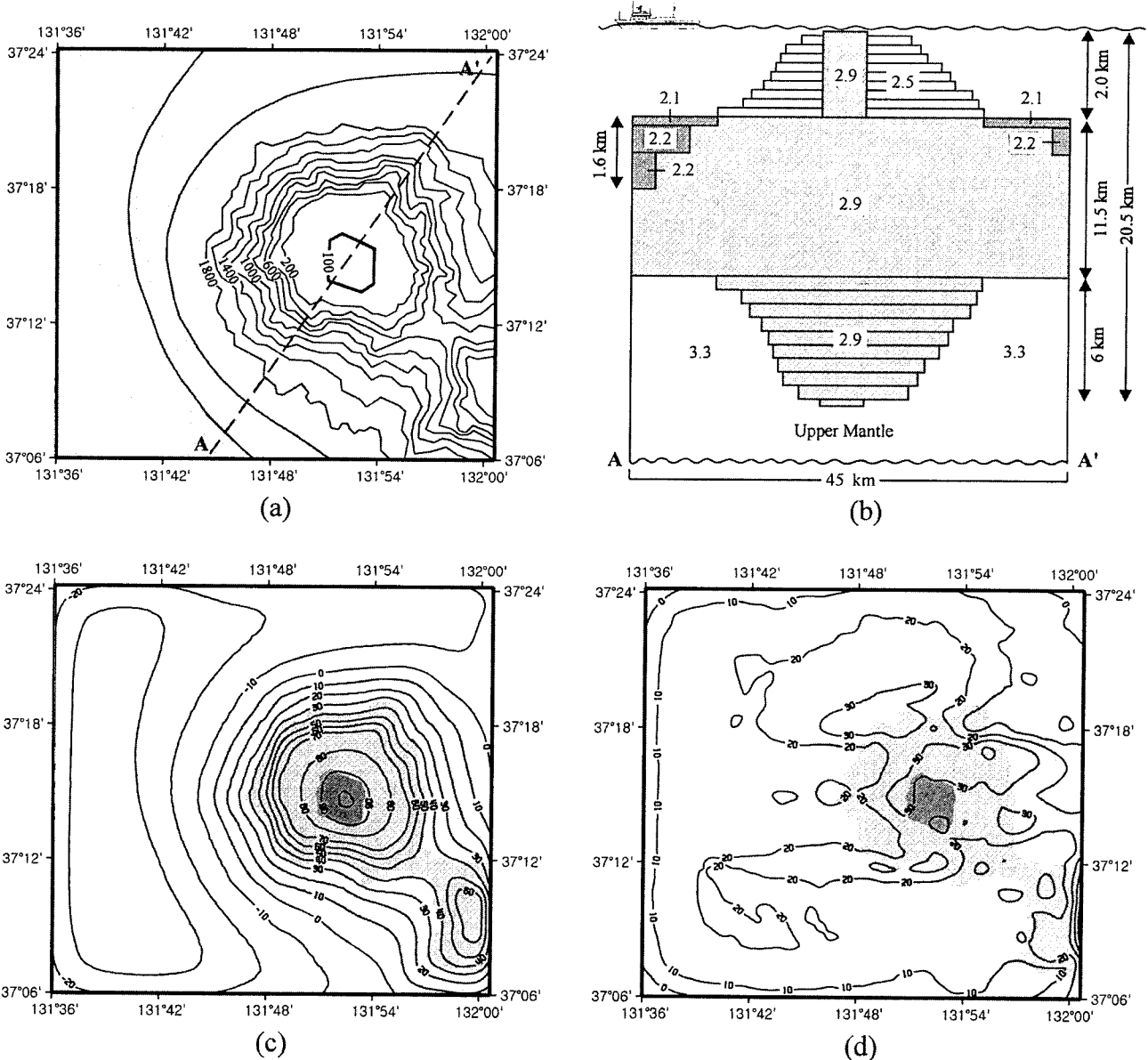


Fig. 8. Results of the gravity model B in Area 1. (a) Polygonal prisms used for model B. Thick solid line represents intrusive body. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. (d) Residual gravity anomalies.

mGal 이상을 보이고 있으며 특히 해산의 중앙이 아닌 사면에서 30 mGal 이상의 높은 값을 보이고 있다(Fig. 11d). 이와 같이 전체적으로 높은 잔류이상을 보이는 것은 Model B에서 설정한 국지보상뿌리에 의한 영향으로 해석된다. 즉, 탐해해산은 또한 Airy 형태의 국지적 지각평형을 이루고 있지 않다는 것을 의미한다. 그리고 Model B의 GFR과 표준편차는 1.54와 22 mGal로 매우 불량하게 측정되었다. 따라서 Model B는 탐해해산의 내부구조를 밝히는 데는 적합하지 않다.

Model C의 퇴적층 두께 및 수심에 대한 다각형 프리즘은 Model A, B에서 설정한 것과 동일하게 적용하였다. 그러나 위의 두 모델과는 달리 화도와 1.5 km 두께의 광역보상뿌리를 설정하였으며,

퇴적층, 해산, 화산 및 뿌리의 밀도는 Model A, B와 동일하게 설정하여 모델링을 실시하였다(Fig. 12a and 12b). Model C에 의해 계산된 후리-에어 이상은 해산의 정상부에서 90 mGal 이상의 값을 보이고 퇴적층이 두껍게 분포한 남쪽 주변부에서는 약 -10 mGal, 북동쪽 주변부에서는 -10~10 mGal 정도의 중력 이상을 보인다(Fig. 12c). Model C에서의 잔류중력 이상은 화도와 광역보상뿌리를 설정하므로써 위 두 모델의 해산 주변에서 나타났던 10~30 mGal 사이의 잔류이상이 거의 소멸되었다(Fig. 12d). 또한 Model C의 GFR과 표준편차는 3.69와 12 mGal로 위의 두 모델에 비하여 매우 양호한 값을 보여주고 있다. 따라서 탐해해산은 화도를 지니고 있으며 뿌리의 규모로 볼 때 독도해산과 마찬가지로

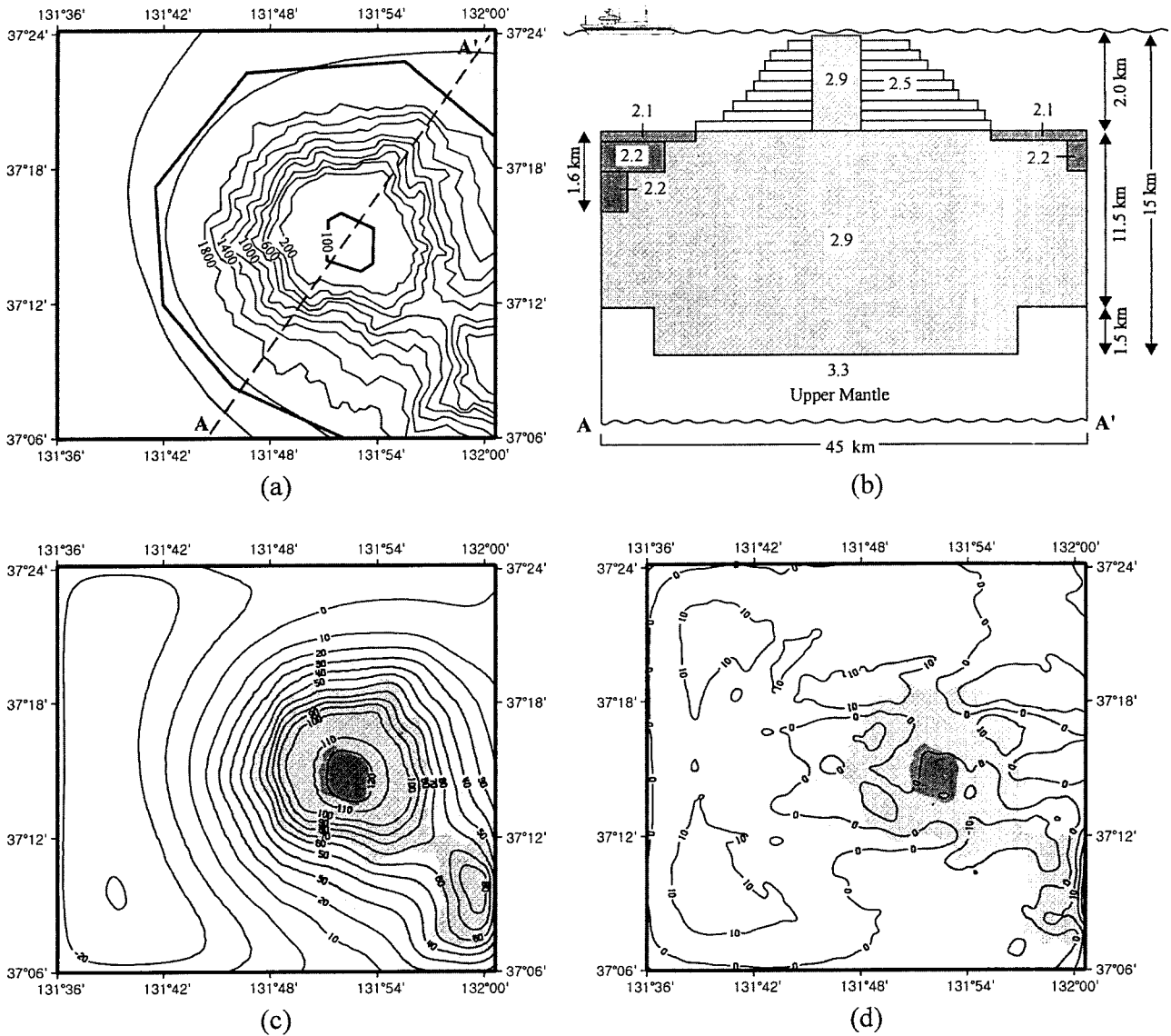


Fig. 9. Results of the gravity model C in Area 1. (a) Polygonal prisms used for model C. Thick solid line represent intrusive body and isostatic root. (b) Cross-section(A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. (d) Residual gravity anomalies.

로 Airy 형태의 국지보상을 이룬 것이 아니라 광역적 지각보상을 이루고 있는 것으로 나타났다.

지역3(동해해산)

Model A의 경우 해산의 최상부, 수심 160 m를 제외한 수심 200 m에서 수심 1200 m 까지 200 m 간격으로 수심을 따라 7개의 수직 다각형 프리즘을 작성하였고 퇴적층은 두께에 따라 4개의 프리즘을 작성하여 후리-에어 이상을 계산하는데 사용하였다 (Fig. 13a). 밀도분포는 해산의 경우 $2.5 \text{ g}/\text{cm}^3$, 퇴적층은 깊이 따라 $1.9 \sim 2.1 \text{ g}/\text{cm}^3$ 로 설정하였고 내부구조는 지각보상뿌리와 화도가 없는 것으로 가정하였다(Fig. 13b). Model A에 의해 계산된 지역3의 중력이상은 해산의 정상에서 60 mGal 이상이 나타나고 해산의 중심에서 벗어날수록 감소하여 퇴적층이 다소 두껍게 분

포하는 남쪽에서는 $-20 \sim -10 \text{ mGal}$ 정도의 값을 보이고 있으며 퇴적층이 200 m 정도로 얇게 피복되어있는 북서쪽에서는 $-10 \sim 0 \text{ mGal}$ 정도의 중력 이상이 나타난다(Fig. 13c). GFR과 표준편차는 3.39와 7 mGal로 매우 양호한 수치를 보이고 있으나 잔류중력 이상은 해산의 중앙과 퇴적층이 다소 두껍게 분포하고 있는 남쪽과 북서쪽에서 약 10 mGal 이상의 값을 보이고 있다(Fig. 13d). 이것은 Model A에 의해 계산된 동해해산의 중력 이상이 관측중력이 상보다 낮게 계산되었다는 것을 의미하며 해산의 중앙에 나타난 10 mGal 이상의 잔류중력 이상은 동해해산이 Model A에서 가정 한 것처럼 주변보다 밀도가 높은 화도가 없다는 가정이 적합하지 않다는 것을 시사하는 것이다. 그러므로 화도와 지각보상뿌리를 설정하지 않은 Model A는 동해해산의 내부구조를 적절히 반영하지 않고 있다는 것을 뜻한다.

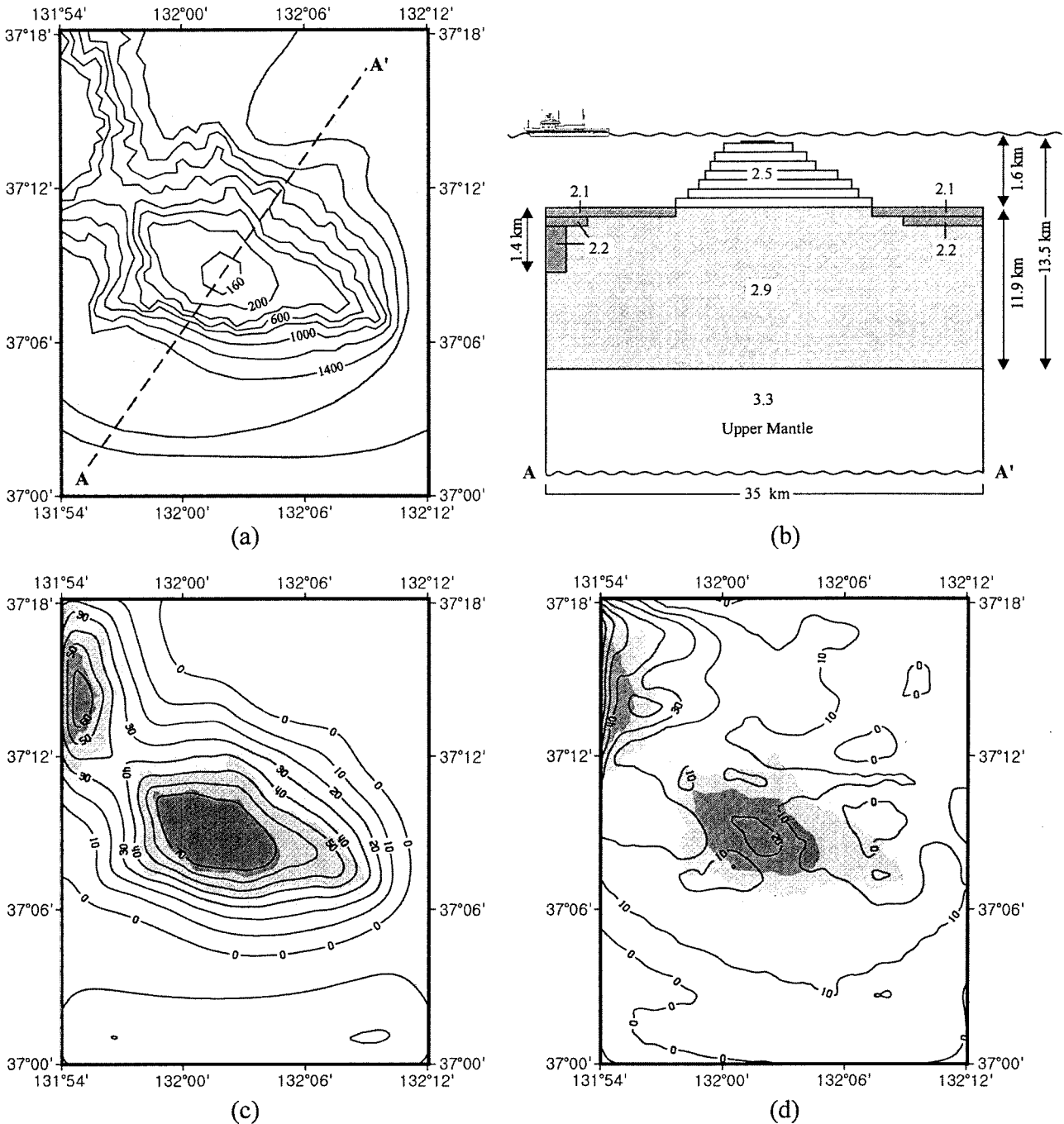


Fig. 10. Results of the gravity model A in Area 2. (a) Polygonal prisms used for model A. Shaded area represents sediment. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. Shaded area represent 200, 600, and 1000 m bathymetric contours, respectively. (d) Residual gravity anomalies.

Model B에서는 퇴적층의 두께 및 수심에 대한 다각형 프리즘은 Model A와 동일하게 적용하였으나 Model A와는 달리 해산의 최상부(수심 160 m)에 화도를 설정하였으며 지각과 상부맨틀의 경계면(13.5 km)에 약 4.5 km 두께의 Airy 형태의 국지보상뿌리를 설정하였다(Fig. 14a and 14b). 그리고 퇴적층과 해산의 밀도는 Model A와 동일하게 설정하였으며 화도와 지각보상뿌리의 밀도는 다른 지역과 동일하게 2.9 g/cm^3 로 가정하여 모델링을 실시

하였다(Fig. 14b). 이와 같은 가정 하에 계산된 후리-에어이상은 해산의 정상부에서 60 mGal 정도의 값을 보이고 있으며 퇴적층이 두껍게 분포한 주변부에서는 약 $-10 \sim -30 \text{ mGal}$ 정도의 중력 이상을 보이고 있다(Fig. 14c). Model B에 의한 잔류중력 이상은 전체적으로 10 mGal 이상의 값을 보이고 있으며 해산의 사면에서 20 mGal 이상의 잔류 이상도 나타나고 있다(Fig. 14d). 이는 Model B에 의해 계산된 중력 이상이 연구지역의 다른 해산들과 마찬가지로

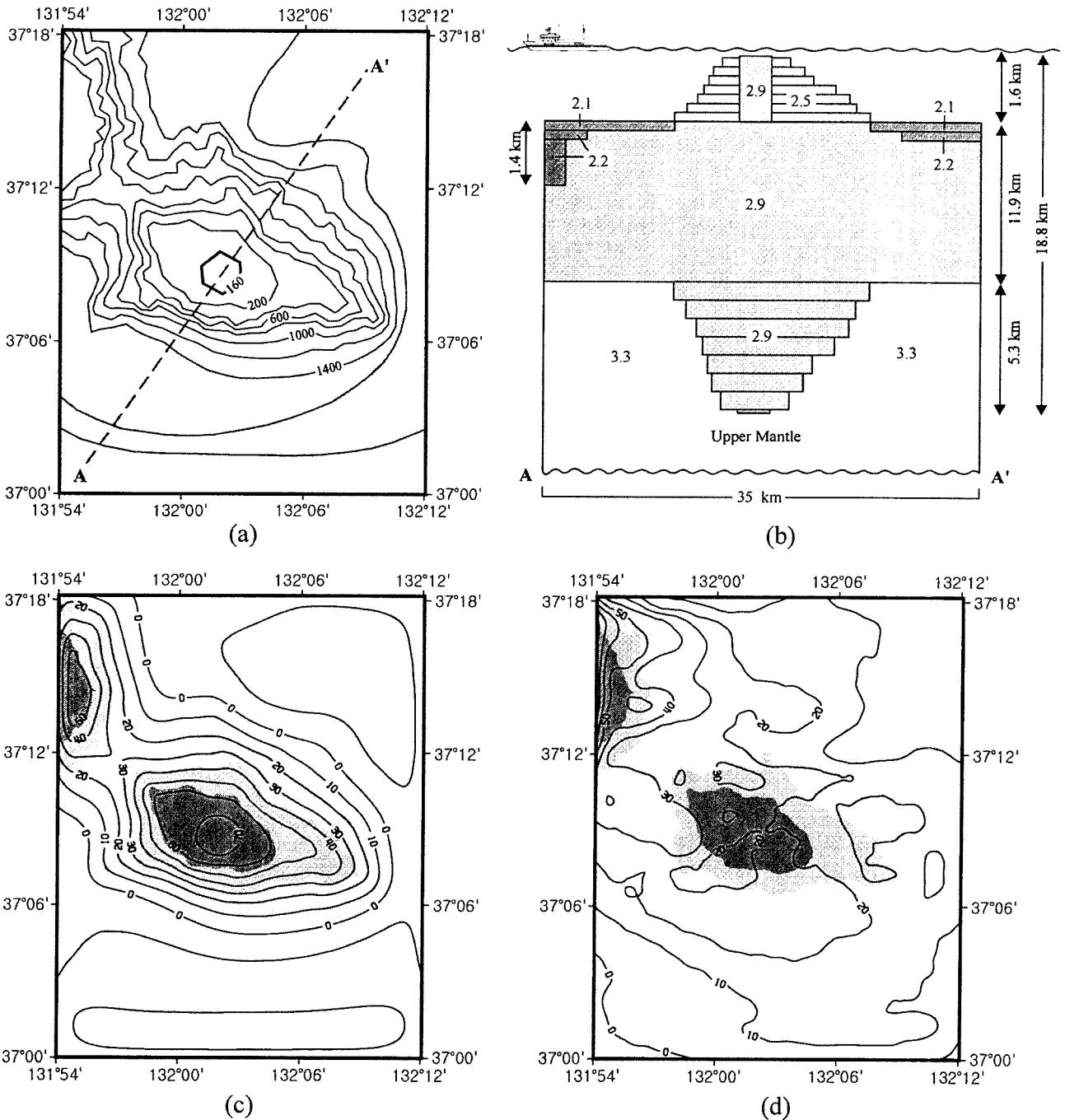


Fig. 11. Results of the gravity model B in Area 2. (a) Polygonal prisms used for model B. Thick solid line represents intrusive body. (b) Cross-section (A–A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. (d) Residual gravity anomalies.

로 해산의 하부에 설정한 Airy 형태의 국지보상뿌리에 의해 너무 낮게 계산된 것으로 생각된다. 그리고 GFR과 표준편차는 2.01과 12 mGal로 Model A보다도 더 불량한 값을 나타낸다. 따라서 동해해산 역시 Airy 형태의 국지보상을 이루고 있지 않다는 것을 의미한다.

Model C에서는 각각의 밀도 분포와 퇴적층의 두께 및 수심에 대한 다각형 프리즘은 위의 두 모델과 동일하게 적용하였으며 해

산의 최상부, 160 m 등수심선에 화도를 설정하였다. 그리고 Model B와는 달리 지각과 상부맨틀의 경계면에 Airy 형태의 국지보상뿌리가 아닌 500 m 두께의 광역보상뿌리를 설정하여 모델링을 실시하였다(Fig. 15a and 15b). Model C에 의해 계산된 후리-에어 이상은 해산의 정상부에서 80 mGal 이상의 값을 보이고 있으며 퇴적층이 두껍게 분포한 주변부에서는 약 $-20 \sim -10$ mGal 정도의 값을 보이고 있다(Fig. 15c). 잔류중력 이상은 화도와 광역보상뿌리

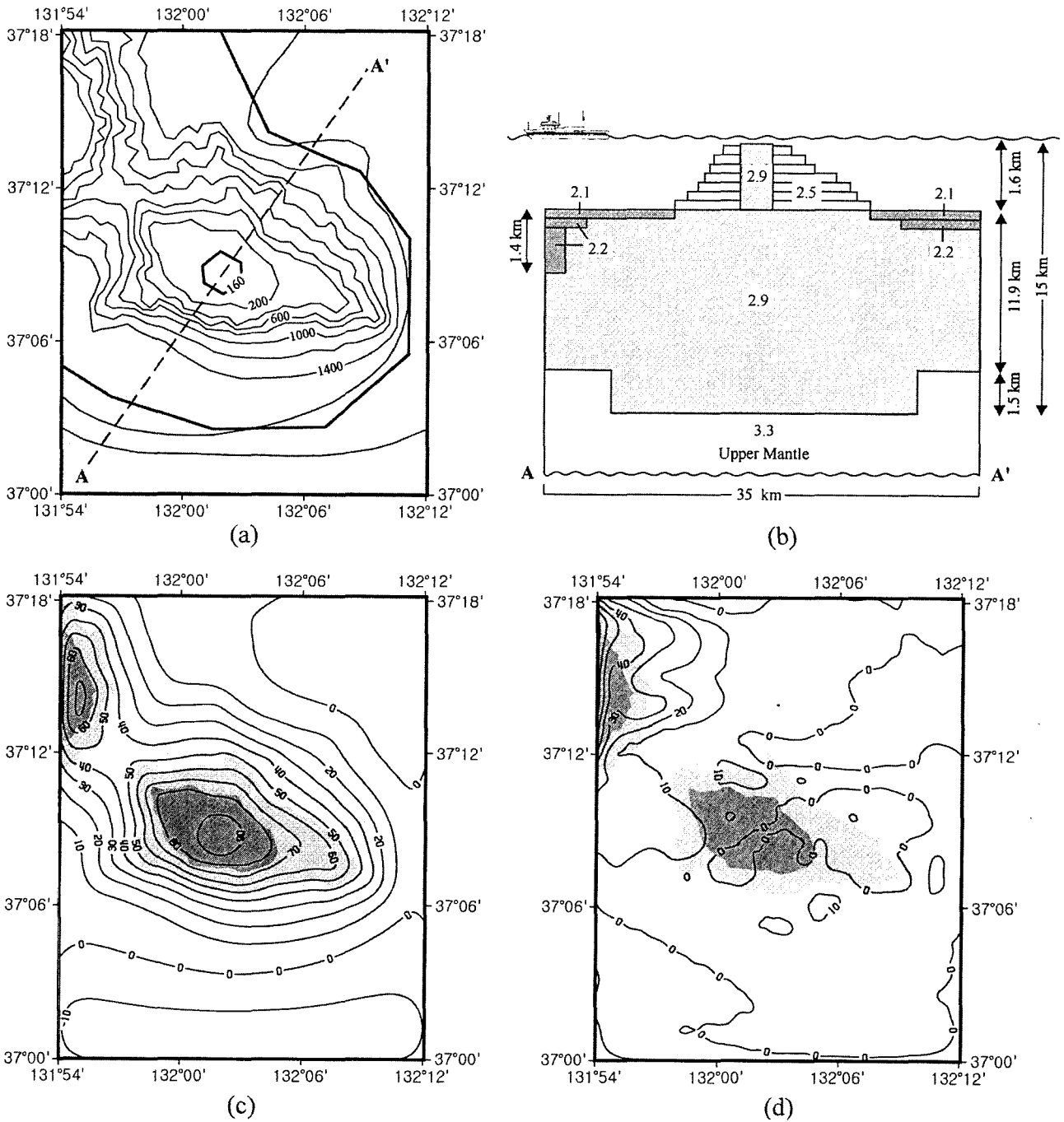


Fig. 12. Results of the gravity model C in Area 2. (a) Polygonal prisms used for model C. Thick solid lines represents intrusive body and isostatic root. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. (d) Residual gravity anomalies of Area2 obtained from Model C.

를 설정하므로써 Model A, B에서와는 달리 해산 주위에 나타났던 10 mGal 이상의 잔류중력 이상이 거의 소멸되었다(Fig. 15d). 또한 Model C의 GFR과 표준편차는 3.88과 6 mGal로 나타나 위의 두 모델 수치보다 상당히 양호한 값을 보여주고 있다. 따라서 이와 같은 결과로 볼 때 동해해산은 Model C에서 가정한 바와 같이 화도를 지니고 있으며 지각보상뿌리의 규모로 보아 Airy 형태의 국지적 지각보상을 이루고 있는 것이 아니라 다른 2개의 해산

과 마찬가지로 광역적 지각보상을 이루고 있는 것으로 사료된다.

토 의

동해 독도 주변해역(37°00'~37°24'N, 131°30'~132°30'E)에 대하여 다중빔 음향측심, 다중채널 탄성과 반사자료, 중력자료 및 이들을 이용한 3차원 중력모델링을 통하여 연구지역내에 3개의 해

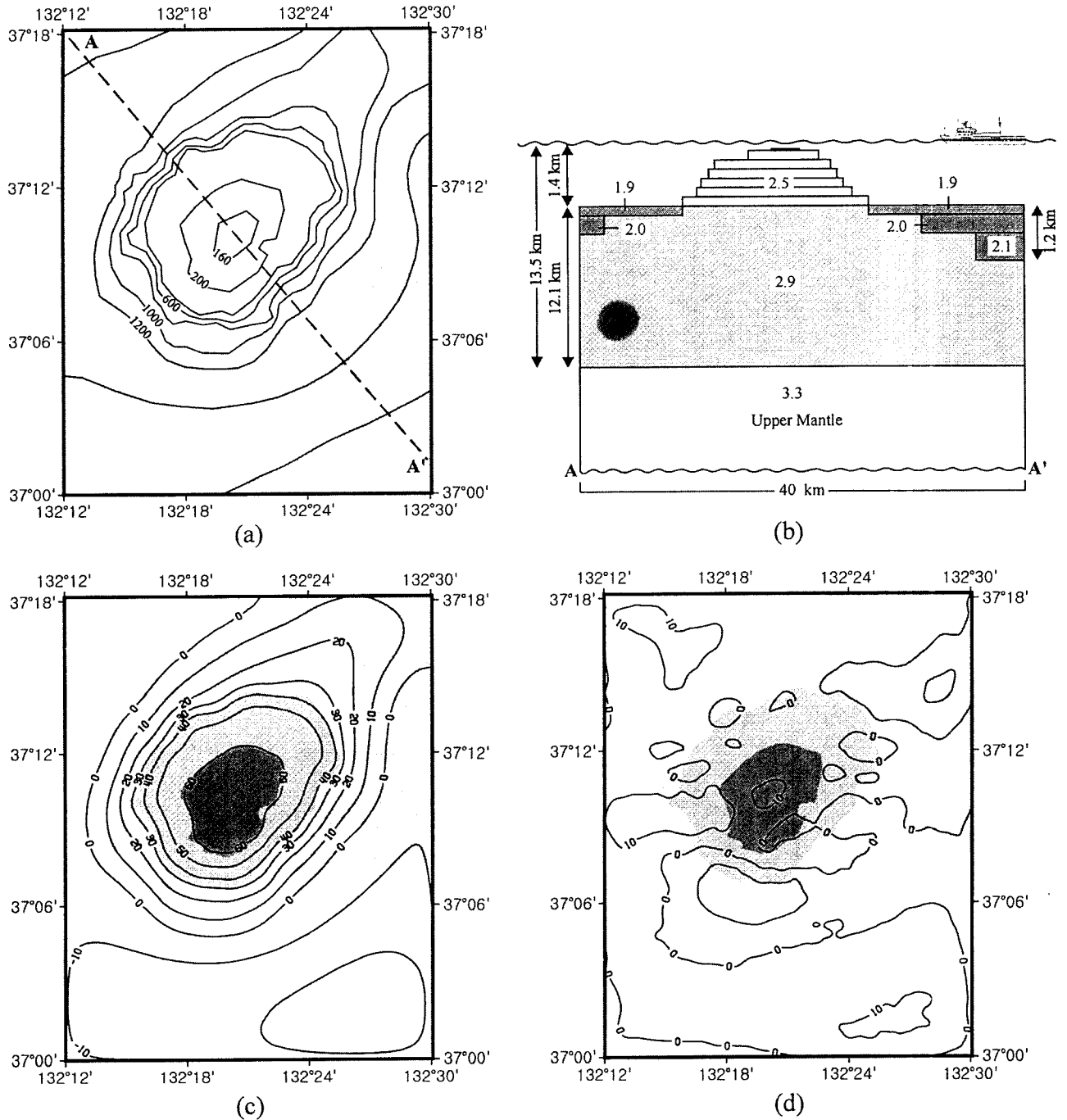


Fig. 13. Results of the gravity model A in Area 3. (a) Polygonal prisms used for model A. Shaded area represents sediment. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. Shaded area represent 200, 600, and 1000 m bathymetric contours, respectively. (d) Residual gravity anomalies.

산이 발달되어 있음을 확인하였으며 3개의 해산 모두 그 중앙에 각각의 해산을 생성시킨 독립된 화도를 지니고 있고 그 하부는 광역적 지각평형을 이루고 있는 것으로 밝혀졌다. 따라서 본 장에서는 본 연구에서 사용한 중력모델링이 연구지역에 나타나는 해산들의 내부구조를 밝히는데 적절하게 반영되었는지에 대하여 논하였다. 또한 연구지역에 나타나는 해산들이 공통적으로 지니고 있는 flat-top 특성의 형성원인과 기존의 연구(Tamaki, 1988; Sohn

and Park, 1994; Sohn, 1995)에 의하여 보고된 바와 같이 이 지역에 나타나는 화산 및 해산들이 제 3기 말 플라이오세(Pliocene) 시기의 화산활동에 의하여 것인가에 대하여서도 논하였다.

중력모델링을 통한 해산의 밀도 및 내부구조 추정

중력모델링에 있어 가장 큰 영향을 미치는 것은 모델링에 적용한 밀도이다. 비록 독도 및 탐해해산에 대하여 김원균 등(2000)이

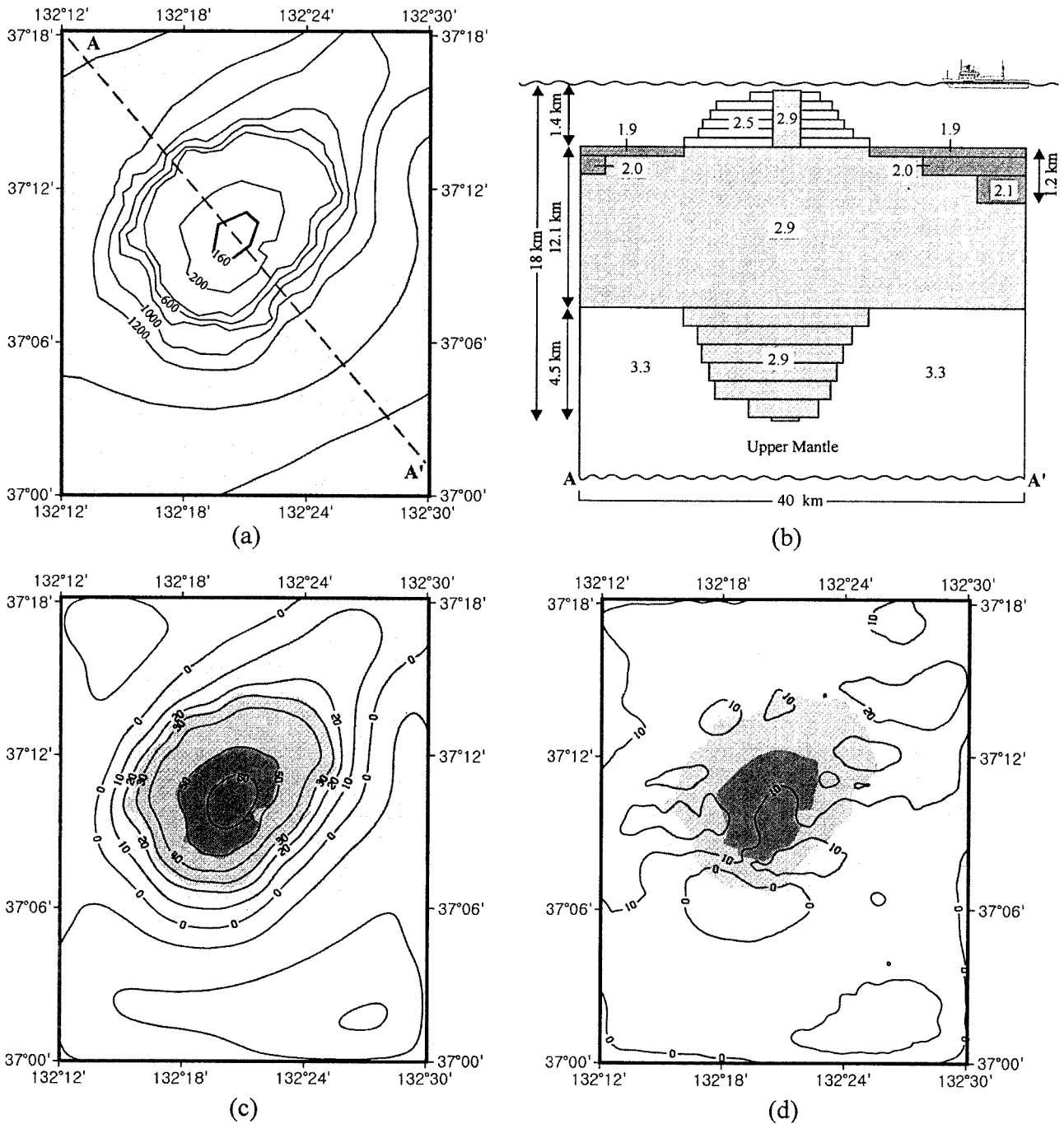


Fig. 14. Results of the gravity model B in Area 3. (a) Polygonal prisms used for model B. Thick solid line represents intrusive body. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. (d) Residual gravity anomalies.

해산의 밀도를 2.9 g/cm^3 설정하여 중력모델링을 실시하였지만, 일반적으로 해산의 화도(volcanic conduit)와 같은 일부분에서만 국부적으로 2.9 g/cm^3 이상의 고밀도 암석이 분포할 뿐 해산의 평균 밀도는 $2.5 \sim 2.6 \text{ g/cm}^3$ 사이의 값을 지닌다(Le Pichon and Talwani, 1964, 1965; Schmike and Bufe, 1968; Sager *et al.*, 1982; Kellogg and Ogujiofor, 1985; Wedgeworth, 1985; Freitag, 1987; Kellogg *et al.*, 1987; Wedgeworth and Kellogg, 1987). 따라서 해산 전체

를 2.9 g/cm^3 로 설정하여 모델링을 하는 것은 신뢰할 수 있는 결과를 산출하기 어렵다고 생각된다.

그러므로 본 연구에서는 일반적인 해산의 평균밀도인 2.5 g/cm^3 를 적용하였다. 그러나 본 연구에서 적용된 일반적인 해산의 평균 밀도가 연구지역에 발달되어 있는 해산의 밀도를 정확히 반영한다고는 볼 수 없다. 왜냐하면 해산 자체의 하중에 의해 심도에 따라 공극(porosity)의 감소로 인하여 상부에서의 밀도는 약간 작을

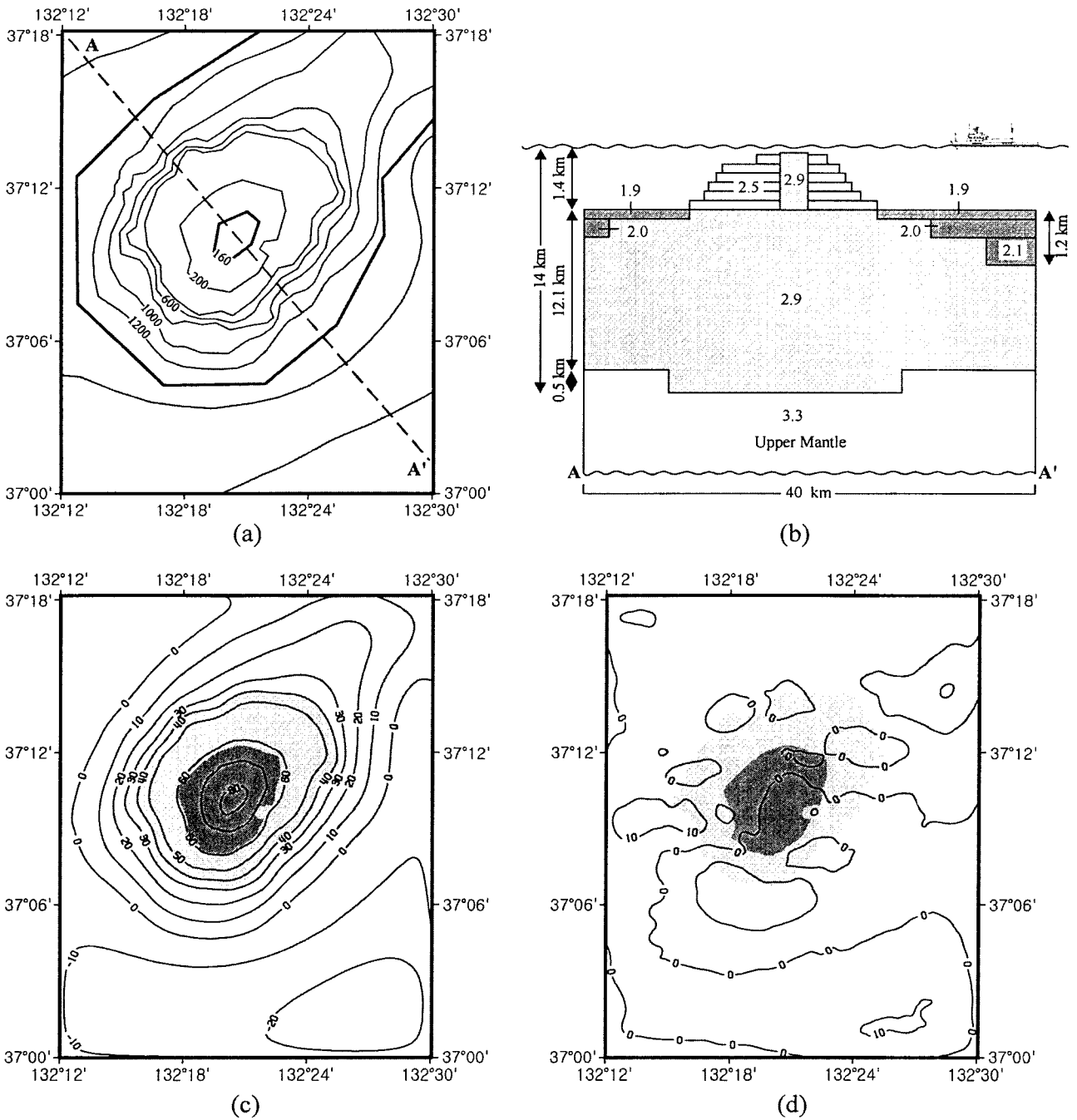


Fig. 15. Results of the gravity model C in Area 3. (a) Polygonal prisms used for model C. Thick solid lines represent intrusive body and isostatic root. (b) Cross-section (A-A') of polygonal prism. Numbers denote the assigned densities (g/cm^3). (c) Calculated gravity anomalies. Contour interval is 10 mGal. (d) Residual gravity anomalies.

것이며 심도가 깊어질수록 점점 증가할 것이기 때문이다. 그리고 연구지역의 퇴적층 밀도 또한 직접적인 측정이 이루어진 것이 아니라 연구지역의 주변분지에서 취득된 자료를 이용하였기 때문에 연구지역의 퇴적층 밀도를 적절히 반영하였다고는 볼 수 없다. 이와 같은 요인들에 의하여 본 연구에서 실시한 모델링에서 계산의 화도와 지각보상뿌리의 크기 및 밀도분포를 설정하는데 있어 어느 정도 오차를 포함하고 있을 것으로 생각되나 본 연구에 의해 밝혀진 해산들의 전체적인 구조 즉, 해산들이 각각 독립된 화도를

지니고 있으며 그 하부는 광역적인 지각평형을 이루고 있다는 결과에는 큰 변화가 없을 것으로 사료된다. 따라서 연구지역의 해산 및 퇴적층의 밀도에 대한 정확한 밀도측정이 이루어진다면 보다 신뢰할 수 있는 결과를 산출할 수 있을 것이다.

Flat-top 형성 원인

정밀해저지형 분석결과에 의하면 독도 주변해역에는 독도를 포함한 3개의 해산이 WNW-ESE 방향성을 띄면서 나타나고 있으며

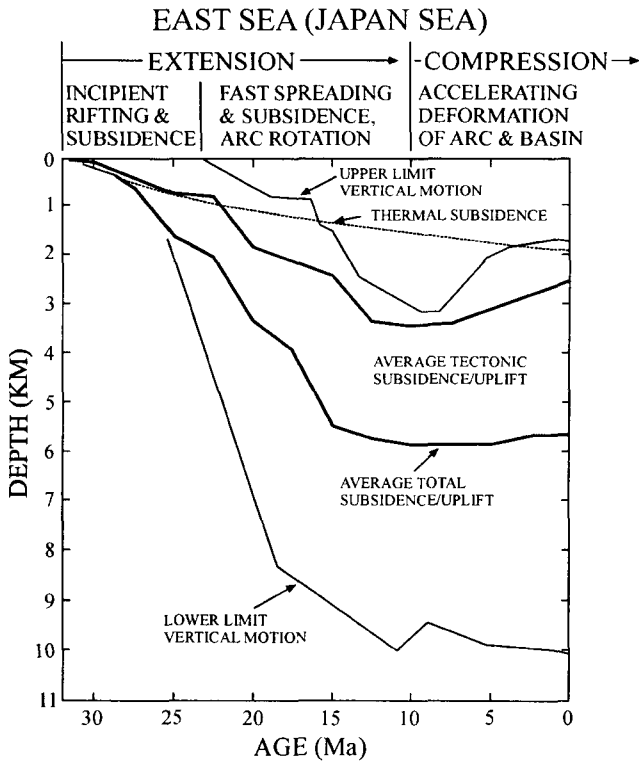


Fig. 16. Subsidence curve in the East Sea (after Ingle, 1992).

3개의 해산 모두 수심 200~300 m 부근에서 flat-top 특성을 지니고 있다. 이와 같이 정상부가 평탄한 지형을 지닌 해산을 Hess(1946)는 “guyot”라 명명하였으며 guyot는 flat-top 정상부와 다소 급격한 경사면을 지니고 있는 원형 또는 타원형의 화산(volcanic cone)이라 정의하였다. 이러한 guyot가 flat-top 정상부를 보이는 것은 해수면 근처에서의 해수에 의한 침식(wave truncation) 또는 산호초(coral reef)의 성장에 의한 것이며 차후 해산이 해수면 아래로 침강한 것으로 이 flat-top 정상부는 그 당시의 해수면을 지시하는 것이라 하였다(Hess, 1946). 그리고 1950년대 이후의 수많은 해산에 대한 시추(drilling) 및 표층시료채취(dredging), 정밀해저지형 연구 및 탄성과 탐사 등을 통하여 칼데라(caldera)를 형성하고 있는 해산이 해저에서 칼데라림(caldera rim)이 붕괴되면서 칼데라 중앙으로 퇴적물이 퇴적되거나 또는 용암류(lava flow) 및 암맥(dike)의 관입에 의하여 칼데라의 중앙 부분이 채워지면서 flat-top 정상부를 형성할 수 있는 것으로 밝혀졌다(Simkin, 1972; Natland, 1976; Batiza and Vanko, 1983; Batiza et al., 1984; Menard, 1984). 따라서 guyot의 flat-top 특성은 해수에 의한 침식 또는 산호초의 성장에 의하여 형성될 뿐만 아니라 다른 요인에 의해서도 형성될 수 있으며 flat-top 정상부가 당시의 해수면을 지시하지 않을 수도 있는 것으로 보고되었다.

본 연구지역에 존재하는 3개의 해산에 대한 탄성과 도면(Fig. 5)을 보면 해산들의 정상부에는 두꺼운 퇴적층이나 화구륜(crater rim)이라 할 수 있는 특성이 나타나지 않고 있다. 또한 산호초는 대략 남북위 30° 이하, 연평균 수온이 최소 18°C 이상의 저위도 열대지역에서만 성장할 수 있으며 최저수온은 23~25°C 정도이다

(Duxbury and Duxbury, 1989). 그러나 본 연구지역의 위치는 북위 37° 이상으로 산호가 초(reef)를 형성하면서 성장할 수 없는 환경이다. 따라서 위와 같은 사실들로 미루어 볼 때 본 연구지역의 해산들이 flat-top 정상부를 지니게 된 것은 해수에 의한 침식의 결과인 것으로 사료된다. 즉, 해산들이 생성될 당시에는 해수면 근처 또는 해수면 위로 솟아 있었으며 그에 따라 해수의 침식으로 인하여 해산들의 정상부가 평탄하게 된 후 해산들이 해수면 아래로 침강한 것이다. 그러므로 해산들의 flat-top 정상부인 약 200~300 m 수심은 해수면을 지시하는 것이며 해산들이 형성된 이후 200~300 m 정도의 침강이 있었던 것으로 사료된다. 또한 연구해역의 동북쪽에 인접한 야마토뱅크(Yamato Bank)의 정상부도 본 연구지역의 해산들과 마찬가지로 flat-top 특성을 보여주고 있으며 이 지역에 존재하는 기타-오끼뱅크, 오끼뱅크와는 달리 상부에 퇴적층이 거의 나타나지 않는다(Tamaki, 1988; Ingle et al., 1990). 이와 같이 야마토뱅크의 정상부가 퇴적층이 거의 없는 평탄한 지형을 보이는 것은 해수에 의한 침식의 결과로 이루어진 것이며 분지가 발달하면서 해수면 아래로 침강한 것으로 설명하였다(Tamaki, 1988; Ingle et al., 1990).

해산의 침강원인과 생성시기

동해 확장에 따른 해저면의 침강(subsidence)은 30 Ma 이전에는 시작되어 10 Ma 까지 지속되었으며 10 Ma 이후에는 해저면의 상승(uplift)이 있었던 것으로 보고되었다(Fig. 16; Chough and Barg, 1987; Ingle, 1992; Tamaki et al., 1992; Jolivet et al., 1994). 특히 32~19 Ma 사이는 thermal subsidence와 급격한 tectonic subsidence가 일어나 거의 현재의 분지 깊이까지 침강되었으며 19~10 Ma 사이는 주로 thermal subsidence가 지배적으로 작용하여 tectonic subsidence와 더불어 다소 완만한 침강이 지속되었다(Ingle, 1992). 그리고 이러한 침강의 원인에 있어서 해수면 변화(eustatic sea level change)에 의한 영향은 정확히 알 수 없지만 매우 미약한 것으로 보고 있다(Chough and Barg, 1987). 또한 울릉분지 남쪽에서의 시추공자료 및 탄성과 자료에 의하면 12~9 Ma 사이에 광역부정합면이 존재하는 것으로 알려져 있다(Yun, unpublished). 따라서 해산들의 정상부가 침식을 받아 지금과 같이 평탄한 지형이 될 수 있는 시기는 약 12~9 Ma 사이로 추측되며 해산들이 해수면으로부터 200~300 m 정도의 침강을 한 원인은 동해 확장초기의 급격한 tectonic subsidence 보다는 주로 thermal subsidence에 의한 영향이 지배적인 역할을 하면서 tectonic subsidence와 해수면 변화에 의한 영향도 다소 복합적으로 작용한 것으로 사료된다.

본 연구에서 중력모델링을 실시한 결과 3개의 해산 모두 독립된 화도를 지니고 있으며 특히 3개의 해산중 규모가 가장 큰 독도해산의 경우, 화도의 크기가 대략 100 m 동수심선 정도의 크기로 보이고 있고, 독도는 해산의 화도 중앙 부근에 위치하고 있다. 또한 해산들의 하부에서의 지각두께는 지각보상뿌리를 포함하여 약 15 km 정도로 기존의 탄성과 굴절법에서 밝혀진 결과와 비슷하다. 독도의 화학조성에 대한 연구에 의하면 독도는 알칼리 현무암질의 본원마그마로부터 분별정출작용에 의해 형성된 안산암질 암석들이 분포하고 있다(Kim et al., 1987). 이 같은 연구결과로 미루어 볼 때 현재의 독도가 생성된 것은 독도해산을 생성시킨 마그마의 잔류마그마가 분출한 것이며 독도해산의 생성시기와 독도

가 생성된 시기(4.6~2.5 Ma; Sohn and Park, 1994; Sohn, 1995)는 상당한 시간 차이가 있는 것으로 사료된다. 따라서 본 연구지역의 해산들은 최소 12~10 Ma 이전, 즉 중기 마이오세(middle Miocene)의 화산활동에 의하여 생성된 것으로 사료되며 동해의 확장 10 Ma까지 지속되었다는 기존의 연구(Tamaki, 1988, Tamaki et al., 1992; Jolivet et al., 1992; Jolivet et al., 1994)로 미루어 볼 때 현재의 해산들이 위치하고 있는 곳이 해산의 생성될 당시의 위치가 아니라 동해, 특히 울릉분지가 확장되면서 함께 이동하였을 가능성이 있는 것으로 보여진다. 그러나 이 문제를 해결하기 위해서는 추가적인 정밀 자력탐사자료가 요구된다.

감사의 글

본 연구는 산업자원부의 한반도해역 해저지질도 작성연구와 해양수산부의 해양수산연구개발사업 및 과학기술부 국가지정연구실 사업의 일환으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 김원균, 김창환, 박찬홍, 한현철, 권문상, 민경덕, 김백수, 최영섭, 2000. 독도 및 그 주변 해산 중력 이상의 지구조적 해석. *자원환경지질학회지*, **33**: 537-545.
- 석봉출, 1992. 동해 울릉분지의 지구물리학적 연구. 한국해양연구소, BSPE 00242-433-5, 149 pp.
- 유동근, 1999. 정밀 해저지형 탐사기술 자립화 연구. 한국자원연구소, 272 pp.
- 한상준, 1996. 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구. 한국해양연구소, BSPN 00321-950-5, 548pp.
- Batiza, R., and D. Vanko, 1983. Volcanic development of small oceanic central volcanoes on the flanks of the East Pacific Rise inferred from narrow-beam echo-sounder surveys. *Mar. Geol.*, **60**: 53-90.
- Batiza, R., D.J. Fornari, D.A. Vanko, and P. Lonsdale, 1984. Craters, Calderas, and Hyaloclastites on Yong Pacific Seamount. *J. Geophys. Res.*, **89**: 8371-8390.
- Chough, S.K. and E. Barg, 1987. Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea(Sea of Japan). *Geology*, **15**: 45-48.
- Duxbury A.C. and A.B. Duxbury, 1989. An introduction to the world's oceans. Brown Publishers, USA, 466 pp.
- Freitag, H.C., 1987. Gravity fields of eight north Pacific seamounts: Implications for density. M.S. Thesis, Texas A&M University, 127 pp.
- Gnibidenko, H., 1979. The tectonics of the Japan Sea. *Marine Geol.*, **32**: 71-87.
- Han, H.C., 1993. Geophysical constraints on the origin of the Shatsky Plateau. Ph.D. Dissertation, Texas A&M University, 272 pp.
- Han, H.C., C.W. Lee, S.P. Kim, J.H. Kim, D.G. Yoo, K.O. Kim and M.H. Kang, 1998. Morphometric characteristics of seamounts around the Dok Island. In: J. Korean Soc. Oceanogr. Spring Session, Abstract, pp. 89-90.
- Heiskanen, W.A. and H. Moritz, 1987. Physical Geodesy. Institute of Physical Geodesy, Austria, 364 pp.
- Hess, H.H., 1946. Drowned ancient islands of the Pacific Basin, *Am. J. Sci.*, **244**: 772-791.
- Ingle, J.C., 1992. Subsidence of the Japan Sea: Stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. *Proceedings ODP, Sci. Results*, **127/128, Pt. 2**: 1197-1218.
- Ingle, J.C., K. Suyehiro, M.T. von Breyman et al., 1990. Introduction, background, and principal results of leg 128 of the Ocean Drilling Program, Japan Sea. *Proceedings ODP, Init. Repts.*, **128**: 5-38.
- Jolivet, L. and K. Tamaki, 1992. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc. *Proceedings ODP, Sci. Results*, **127/128, Pt. 2**: 1311-1331.
- Jolivet, L., K. Tamaki and M. Fournier, 1994. Japan Sea, Opening history and mechanism: A synthesis. *J. Geophys. Res.*, **99**: 22237-22259.
- Jordan, T.H., H.W. Menard, and D.K. Smith, 1983. Density and size distribution of seamounts in the Eastern Pacific inferred from Wide-Beam sounding data. *J. Geophys. Res.*, **88**: 10508-10518.
- Kellogg, J.N. and I.J. Ogujiofor, 1985. Gravity field analysis of Sio Guyot: An isostatically compensated seamount in the Mid-Pacific Mounts. *Geo-Marine Lett.*, **5**: 91-97.
- Kellogg, J.N., B.S. Wedgworth and J. Freymuller, 1987. Isostatic compensation and conduit structures of western Pacific seamounts: Results of three-dimensional gravity modeling. In: Seamount, Islands, and Atolls, Geophys. Monogr. Ser., vol. 43, edited by Keating, B.H., P. Fryer, R. Batiza and G.W. Boehlert, pp. 85-96.
- Kennet, J.P., 1982. Marine Geology. Prentice-Hall, USA, 813 pp.
- Kim, H.J., C.H. Park, J.K. Hong, H.T. Jou, T.W. Chung, V. Zhigulef, and G.I. Anosov, 1994. A seismic experiment in the Ulleung Basin (Tsushima Basin), southwestern Japan Sea(East Sea of Korea). *Geophys. Res. Lett.*, **21**: 1975-1978.
- Kim, Y.K., 1982. Petrology of alkali volcanic rocks in northern part of Ulleung Island. M.S. Thesis, Yonsei University, Seoul, 65 pp.
- Kim, Y.K., D.S. Lee and K.H. Lee, 1987. Fractional crystallization of the volcanic rocks from Dok Island, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, **23**: 67-82.
- Kurashimo, E., M. Shinohara, K. Suyehiro, J. Kasahara and N. Hirata, 1996. Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **23**: 3067-3070.
- Le Pichon, X. and M. Talwani, 1964. Gravity survey of a seamount near 35°N 46° W in the North Atlantic. *Mar. Geol.*, **2**: 262-277.
- Le Pichon, X. and M. Talwani, 1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges; Seismic refraction measurement. *J. Geophys. Res.*, **70**: 319-339.
- Ludwig, W.J., S. Murauchi, R.E. Houtz, 1975. Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. America Bull.*, **86**: 651-664.
- Machida, H. and F. Arai, 1981. Late Quaternary large eruption recorded in distal areas around Japan. In: JAVCEI Symposium, pp. 214-215.
- Menard, H.W., 1964. Marine Geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York, 271 pp.
- Menard, H.W., 1984. Origin of Guyots: The Beagle to Seabeam. *J. Geophys. Res.*, **89**: 11117-11123.
- Natland J. H., 1976. Possible volcanologic explanations for the origin of flat-topped seamounts and ridges in the Line Islands and Mid-

- Pacific Mountains. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **33**: 779–787.
- Park, C.-H., H.-J. Kim, C.-S. Yang, B.-C. Suk and N. Isezaki, 1996. Crustal structure of the Ulleung Basin, the East Sea(Japan Sea), from gravity and ocean bottom seismometer data. *J. Geol. Soc. Korea*, **32**: 276–290.
- Park, K.S., 1992. Geologic structure and seismic stratigraphy of the southern part of Ulleung basin. In: *Sedimentary basins in the Korean Peninsular and adjacent seas*, edited by Chough, S.K., Hanlimwon Pub., Seoul, pp. 40–59.
- Plouff, D., 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and applications to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, **41**: 727–741.
- Sager, W.W., G.T. Davis, B.H. Keating and J.A. Philpotts, 1982. A geophysical and geologic history of Nagata seamount. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **34**: 283–305.
- Schimke, G.R. and C. Bufo, 1968. Geophysical description of a Pacific Ocean seamount. *J. Geophys. Res.*, **73**: 559–569.
- Simkin, T., 1972. Origin of some flat-topped volcanoes and guyots. In: *Studies in Earth and Space Sciences, Mem, 132*, edited by Shagam R., et al., Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 183–194.
- Smith, D.K., 1988. Shape analysis of Pacific seamounts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**: 457–466.
- Sohn, Y.K., 1995. Geology of Tok Island, Korea: eruptive and depositional processes of a shoaling to emergent island volcano. *Bull. Volcanol.*, **56**: 660–674.
- Sohn, Y.K. and K.H. Park, 1994. Geology and evolution of Tok Island, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, **30**: 242–261.
- Stroev, P.A. and H. Fujimoto, 1996. Gravity anomalies in and around the Japan Sea. In: *Geology and Geophysics of the Japan Sea*, edited by Isezaki, N., I.I. Bersenev, K. Tamaki, B.Y. Karp and E.P. Lelikov, Terra Scientific Pub. Co., Tokyo, pp. 49–60.
- Suh, M., M. Lee and B. Suk, 1993. Geological structure of the Ulleung Basin from marine gravity data. *J. Geol. Soc. Korea*, **29**: 119–127.
- Tamaki, K., 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**: 269–365.
- Tamaki, K., 1990. Bathymetric map of the Japan Sea. *Proceedings ODP, Initial Reports*, **128**.
- Tamaki, K., K. Suyehiro, J. Allan, J.C. Ingle and K.A. Pisciotto, 1992. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. *Proceedings ODP, Sci. Results*, **127/123, Pt. 2**: 1333–1348.
- Tamaki, K. and I.I. Bersenev, 1996. Morphology of the Japan Sea. In: *Geology and Geophysics of the Japan Sea*, edited by Isezaki, N., I.I. Bersenev, K. Tamaki, B.Y. Karp and E.P. Lelikov, Terra Scientific Pub. Co., Tokyo, pp. 35–40.
- Wedgworth, B.S., 1985. Ita Mai Tai Guyot: A comparative geophysical study of western Pacific seamounts. M.S. Thesis, Hawaii University, 90 pp.
- Wedgworth, B. and J. Kellogg, 1987. A 3-D gravity-tectonic study of Ita Mai Tai Guyot: An uncompensated seamount in the East Mariana Basin. In: *Seamount, Islands, and Atolls, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 43, edited by Keating, B.H., P. Fryer, R. Batiza and G.W. Boehlert, AGU, Washington, D.C., pp. 73–84.
- Won, J.K. and M.W. Lee, 1984. The volcanism and petrology of alkali volcanic rocks, Ulleung Island. *J. Geol. Soc. Korea*, **20**: 296–305.
- Yoon, S.H., S.J. Park and S.K. Chough, 1997. Western boundary fault systems of Ulleung Back-arc Basin: further evidence of pull-apart opening. *Geoscience J.*, **1**: 75–88.

2002년 8월 13일 원고접수

2002년 10월 31일 수정본 채택

담당편집위원: 이상목