

# 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구

Characteristics of Volcaniclastic Rocks  
in the Ulleung Island, East Sea

1997. 12

한국해양연구소

# 제 출 문

한국해양연구소 소장 귀하

본 보고서를 “울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구” 과제의 보고서로 제출합니다.

1997년 12월 일

연구책임자 : 허 식

연구 원 : 한 상 준

천 중 화

김 규 중

정 대 교 (강원대학교)

한 신 찬

# 요 약 문

## I. 제목

울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구

## II. 연구개발의 필요성 및 목적

동해는 대부분 수심 2,000 m 이상의 해역으로써 한국, 일본, 그리고 러시아로 둘러싸여 있으며 지형학적으로는 200해리 배타적 경제수역 경계 설정과 관련되어 그 중요성이 더욱 부각되고 있다. 일본, 러시아 및 미국 등은 20-30년 전부터 동해의 형성과 진화, 고해양환경의 변화에 대한 많은 연구를 수행했음에도 불구하고, 울릉분지에 대한 자료 부족으로 완전한 짜임새를 얻을 수 없었다. 또한 동해는 좁고 얕은 4개 해협이 지형 때문에 지난 플라이스토세 빙하기동안의 퇴적 및 고해양학적 환경의 변화는 해저 표층 수 내지 수십 m의 퇴적층에 가장 잘 보존되어 있어, 동해의 고해양환경을 복원하기 위해서는 시추퇴적물의 퇴적학, 화산층서학, 지화학 및 미고생물학적 연구와 이에 상응하는 화산섬에서의 지질구조 연구가 절실히 요구되고 있다. 그러나 울릉도 화산체와 그 주변의 지질구조를 구체적으로 밝히기 위한 연구는 거의 없는 실정이다. 현재 제주도와 울릉도의 화산활동은 열점에 기인하는 것으로 해석하고 있는데, 이를 검증할 수 있는 정보는 울릉도 및 울릉도 주변해역에 대한 보다 정밀하고도 광역적인 지질구조 및 지각구조를 해석하여야 얻을 수 있으며, 이를 위하여서는 야외답사와 지구물리학적 방법을 이용하는 탐사가 필수적이다. 본 연구에서는 울릉도 화산체의 구조적 특성을 파악하기 위하여 울릉도 육상에서 중력과 자력탐사를 수행한 결과를 이용하고, 추가로 한국 해양연구소의 울릉도 근해의 해상 중·자력자료와 탄성파자료를 해석에 이용하였다. 이러한 여건 하에서 본 연구사업에서는 울릉분지의 진화와 제4기 화산활동에 의한 고해양환경 변화에 대한 결정적인 증거를 보일 수 있는 울릉도와 주변해역에 대한 연구를 수행하여, 울릉도의 지형, 퇴적 및 지구조적 진화 등을 구명하기

위하여 다음과 같은 연구목적에 갖는다.

- (1) 야외 답사를 통한 울릉도의 화성쇄설암 및 화산암의 퇴적층서 및 연대측정을 통한 동해의 화산 활동 규명
- (2) 울릉분지와 울릉도에 발달한 화성쇄설암 및 화산암의 층서대비
- (3) 화성쇄설암과 화산암의 지화학적, 광물학적 분석에 의한 기원마그마 유추
- (4) 동해 주변 화산의 폭발적인 분출에 의해서 공급된 테프라층들을 이용한 테프라시간층서 확립과 고퇴적환경 복원
- (5) 탄성파자료 해석에 의한 울릉도 주변 해역의 퇴적층 연대, 구조 및 층서해석
- (6) 울릉도 주변 해역에서 화산활동에 의한 화산체의 규명 및 시대적 발달사 구명
- (7) 기존의 중·자력 자료를 이용하여 울릉도의 지각 및 지질구조 연구

### III. 연구개발의 내용

#### 1. 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구

- (1) 울릉도 화산활동의 진화과정과 화산활동과 관련된 다양한 형태의 퇴적기작 구명
- (2) 울릉도 지하내부의 특성을 규명
- (3) 울릉분지 및 한국대지에서 채취한 해상 시추퇴적물에 협재된 표식테프라층 정립 및 테프라시간층서대비에 의한 고퇴적환경 복원

#### 2. 울릉도 주변 해역에서 탄성파탐사 자료 해석

- (1) 탄성파자료의 층서 및 구조 해석
- (2) 화산활동에 의해 울릉도 주변에 생성된 화산체의 규명 및 발달사 구명

#### 3. 기존의 중·자력 자료 분석

- (1) 울릉도와 주변해역에서 중력 및 자력이상 계산
- (2) 울릉도내에서 중력 및 자력자료의 지질학적 해석

## IV. 연구개발의 결과

### 1. 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구

- (1) 울릉도는 최소 2.7 Ma 전에 일어나기 시작한 대기하 분출에 의한 화산활동으로 형성된 현무암질 용암과 화쇄류의 교호층이 해안가 절벽을 이루며, 상당한 기간의 휴식기 이후인 1.04 Ma 이후에 조면암질 용암류의 순차적인 분출이 있었다.
- (2) 일련의 마그마작용에 의한 마그마 저류장소의 공동화로 분화구가 함몰되어 나리칼데라가 형성되었다. 나리칼데라 형성시 또는 후기에 울릉도 북측의 칼데라가 붕괴되어 해안가에 다량의 화쇄류층과 재동된 질량류층들이 산재한다. 이후 상당히 긴 휴식기를 지나면서 조면암질 마그마의 폭발적인 분출로 대기낙하 또는 화쇄류에 의한 세립질의 화산재 또는 부석질 라필리드들과 암편등으로 구성된 테프라층들이 나리칼데라를 중심으로 화산암류를 피복하고 있다.
- (3) 현재의 지형은 울릉도의 북쪽으로 칼데라의 붕괴가 일어남으로써 거의 지금과 유사하게 완성되었을 것으로 사료되며, 나리분지내에 위치한 알봉의 Leucitite는 울릉도 화산활동 최후기로 보고되었다. 조면암질 또는 포노라이트질 마그마의 폭발적인 분출은 최소 3회인 것으로 확인되었으며, 각 테프라들은 폭발력과 분출방식의 차이점을 갖는다.
- (4) 초기의 분출(울릉-III 테프라)은 다량의 화산재들의 분출로 대부분이 세립질 화산재로 구성된 화쇄류가 주로 공급되었다. 그리고 화쇄류층은 상당히 용결되어 있는데 퇴적당시동안에도 상당히 뜨거운 상태를 유지한 것으로 해석된다.
- (5) 울릉-II 테프라는 울릉도 화산활동중에서 가장 강력한 폭발력에 의해서 기반암 및 화도로부터의 다량의 암편들을 포획하여 공급하였으며, 연속적으로 다량의 화산재의 대기낙하에 의한 공급으로 두 층단위가 뚜렷히 구별된다. 이 당시는 화도의 열개에 의한 많은 양의 물의 유입에 의해서 기반암과 화도의 수축이 있었을 것으로 해석된다.
- (6) 울릉도 최후의 화산활동(울릉-I 테프라)은 전체적으로 부석질 라필리드들만을 공급하였는데, 울릉-II 화산분출시기보다 낮은 이산화탄소함량과 수분의 함량에 의한 결과로 해석된다. 울릉-I 테프라와 울릉-II 테프라는 고지형을 따라서 피

복하지만 지역에 따라서 층후가 2배 가까이 증가하거나 감소하는 특징을 보이는데 이것은 퇴적 동시기적 재동에 의한 것으로 해석된다.

## 2. 탄성과암사 자료 해석

- (1) 울릉도와 독도 주변해역에서 취득한 탄성과 자료에는 기반암에 정단층이 우세하게 나타나는 반면, 퇴적층내에는 화산활동에 의한 정단층, 화산돔 및 화산수평맥 등이 우세하게 관찰된다.
- (2) 확장에 따른 화산체의 활동은 기반암에 부착된 정단층을 형성하였고, 분지의 열적 침강에 따른 퇴적암의 퇴적과 그 이후의 화산활동에 의해 퇴적암 내에 무수한 정단층들이 형성되었다.
- (3) 제4기까지 계속되는 화산활동에 의한 퇴적물 상승 및 화산수평맥의 운동, 퇴적물 하중에 의한 침강 등에 의해 복잡한 기반암 구조를 가진 분지를 형성하였다. 이 기반암은 주로 화산암으로 구성되어 있는데, 중기 마이오세 이전의 분지 형성 당시에 화산활동에 연관되어, 화산분출암과 화산수평맥은 북동-남서 방향으로 공급되는 분절된 균열에 기인한다.
- (4) 중기 마이오세에는 계속적인 후열도분지 확장으로 분지 확장 및 침강을 야기시켰으며, 활발한 화산작용은 북서쪽에서 계속되어 해저화산과 화산암류 및 화산수평맥 구조를 형성하였다.

## 3. 기존의 중·자력 연구

- (1) 울릉도 화산체의 지질구조를 연구하기 위하여 기존에 연구된 암석시료의 평균 밀도는  $2.43 \text{ g/cm}^3$ 이고, 평균 대자율값은 약 0.0008 cgs에 해당한다. 이 수치는 지표에 분포한 암석이 비교적 최후기에 분출한 암석이고 기공을 많이 포함하기 때문에 화산섬에 분포하는 통상적인 암석의 측정치에 비해 상당히 작은 값을 나타내는 것으로 생각된다.
- (2) 울릉도 자력이상은 지형의 영향을 받지 않은 양상을 보이며, 나리분지에서 나타나는 이상의 형태로 쌍극자기의 특성을 보인다. 섬 중앙부를 중심으로 남측과 북측의 자력이상이 상이한 양상을 보이는데, 북쪽에 비하여 남쪽지역에서 보다 활발한 화산활동이 일어나 대자율이 높은 암석의 관입이나 분출이 많았던 것으로 사려된다. 또한 나리분지에 나타나는 높은 자력이상값은 높은 대자

울을 갖는 암체가 지하 4 km까지 연장되어 있는 지질구조에 기인하는 것으로 해석된다.

- (3) 기존에 연구된 추정된 울릉도내의 중력이상은 울릉도의 남쪽에서 높은 이상대를 보여주고 있다. 후리에어 이상은 화산체의 지형과 잘 일치하고, 부계이상치는 제주도의 경우에 비하여 훨씬 높으며, 이는 울릉도의 지각층이 매우 얇고 맨틀의 깊이가 얕은 것을 의미한다. 화산체의 주위에서 나타나는 낮은 이상대는 퇴적암이 두껍게 분포하는 지역과 잘 일치하고 있다.
- (4) 울릉도 해저에서는 2.4 km에서 밀도 불연속면이 나타나는데, 상부지각과 화산체의 경계로 해석할 수 있다. 울릉도 화산암체의 지하 지질구조는 하부에  $2.67 \text{ g/cm}^3$ 에 해당하는 상부지각이 분포하고, 그 위로  $2.7 \text{ g/cm}^3$ 의 암석이 화산암체를 이루는 것으로 해석되었다.

## V. 활용에 대한 건의

1. 울릉도에서의 화산암과 테프라층의 연구는 각 퇴적환경별 해상 시추퇴적물들의 시간층서대비 뿐만 아니라, 테프라층 형성 당시의 기상 및 해류 등의 고해양환경을 복원시킬 수 있다. 또한 해저화산 기원의 테프라층으로부터 새로운 표식테프라의 확인 및 유용광물의 존재 여부를 확인해 볼 가치가 있다.
2. 제4기동안의 울릉도는 폭발적인 화산활동은 많은 양의 테프라들을 해양환경에 공급하였으며, 각 테프라층들의 시간층서대비에 의해서 울릉분지의 퇴적환경과 테프라시간층서의 확립에 많은 공헌을 할 것이다.
3. 육성환경과 해양환경에 발달한 테프라층의 퇴적기작 모델을 제시할 수 있다.
4. 지금까지 취득한 지구물리 자료를 이용하여 울릉도의 성인 및 진화과정을 해석함으로써 울릉분지의 형성 및 진화과정을 유추할 수 있다.



# 목 차

제 출 문 .....	1
요 약 문 .....	3
목 차 .....	9
그림 목차 .....	11
표 목차 .....	15
제 1 장 서 언 .....	17
참고문헌 .....	25
제 2 장 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구 .....	29
제 1 절 서 론 .....	31
제 2 절 연구지역 및 방법 .....	32
제 3 절 제3기 화산활동 .....	36
3.1. 현무암질 마그마 활동 .....	36
3.2. 조면암질 마그마 활동 .....	37
제 4 절 제4기 화산암류 .....	38
4.1. 칼데라의 형성 .....	38
4.2. 울릉-III 테프라 .....	40
4.3. 울릉-II 테프라 .....	44
4.4. 울릉-I 테프라 .....	50
4.5. 라하르(Lahar) 퇴적층 .....	56

제 5 절 결 론 .....	60
참고문헌 .....	63
제 3 장 울릉도와 주변 해역에서의 지구물리 자료 해석 .....	67
제 1 절 서 론 .....	69
제 2 절 탄성파자료를 이용한 울릉도와 독도 주변해역의 지질구조 .....	72
2.1. 연구지역 및 탐사축선 .....	72
2.2. 층서 .....	74
2.3. 지질구조 .....	81
제 3 절 자력탐사를 이용한 울릉도의 지질구조 .....	83
3.1. 울릉도 화산암의 대자율 .....	83
3.2. 자력탐사 및 자료해석 .....	85
제 4 절 중력탐사를 이용한 울릉도의 지질구조 .....	90
4.1. 울릉도 화산암의 밀도 .....	90
4.2. 자료획득 및 자료처리 .....	90
제 5 절 결 론 .....	98
참고문헌 .....	100

## 그림 목차

Fig. 1. Tectonic setting around the Ulleung Island, East Sea. ....	20
Fig. 2. Geologic map of the Ulleung Island(Min et al., 1988). ....	33
Fig. 3. Geographic map of the Ulleung Island. ....	34
Fig. 4. Location map of outcrops in the Ulleung Island. ....	35
Fig. 5. Photographs of lava flow, pyroclastic flow, and dike originated from basaltic alkali magma. (a) Alternation of thin lava flow and thick pyroclastic flow deposits in Seomok coastal cliff. (b) Aa lava flow deposits showing distinct brownish boundaries. (c) Dike intrusion formed after Stage 1 period in Wadali coastal cliff. (d) Welded tuff in Hyunpo area. ....	41
Fig. 6. Photographs of trachytes during Stage 2. (a) Columnar joint developed trachytes in Noinbong, (b) Weathered characteristics of columnar joint developed trachytes. ....	42
Fig. 7. Longitudinal and traversal section in the Ulleung Island. ....	43
Fig. 8. Consolidated pyroclastic flow deposit derived from Nari Caldera collapsing in Pyeongri. (a) Disorganized pyroclastic flow deposits overlying originally inclined plane. (b) Lower unconsolidated debris flow deposit showing gradually changed to upper consolidated pyroclastic flow deposit. ....	45
Fig. 9. Photograph of basal cross-lamination of consolidated pyroclastic flow deposits. ....	46
Fig. 10. Photographs of the Ulleung-III tephra. (a) The Ulleung-III tephra layers bounded by soil to Ulleung-II tephra layers, (b) The laminated Ulleung-III tephra showing pumice lapilli of uppermost part. ....	51
Fig. 11. Primitive mantle normalized trace and rare earth elements diagram of tephra derived from explosive eruption. ....	53

Fig. 12. Photographs of the Ulleung-II tephra. (a) The Ulleung-II tephra layers distinctly show lower boundary with soil. (b) Disorganized very thick Ulleung-II tephra layers in Hongmundong area are adjacent to Nari caldera. (c) Ulleung-II tephra layers consisted of lower density graded lower unit and fine-grained ash including accretionary lapilli upper unit. ....52

Fig. 13. Nomenclature of tephra derived from explosive eruption of Nari caldera in the Ulleung Island. ....54

Fig. 14. Microphotograph of accretionary lapilli using by back scattered image of EPMA. ....57

Fig. 15. Photograph and line drawings of the Ulleung-II tephra layers. (a) Photograph of wash out deposits by gravitational reworking, (b) mantle bedding by air-fall, and (c) wash-out process by gravitational reworking. ....58

Fig. 16. Schematic diagram (a) of explosive eruption during the Ulleung-II tephra, and isopach map (b) of lower unit air-fall deposits erupted from the Nari Caldera. ....59

Fig. 17. Photograph of the Ulleung-I tephra. ....61

Fig. 18. Photographs of lahar deposit adjacent to Nari caldera. ....62

Fig. 19. Study area with the bathymetry of 250 m contour intervals in the East Sea. UB=Ulleung Basin, YB=Yamato Basin, JB=Japan Basin, kyb=Kita Yamato Bank, nkp=North Korea Plateau, ob=Oki Bank, skp=South Korea Plateau, and yb=Yamato Bank. Modified from Tamaki (1988) and Jolivet et al. (1991). ....70

Fig. 20. Data base with seismic lines and exploration wells in the Ulleung basin. KORDI and PEDCO represent "Korea Oceanography Research and Development Institute" and "Korea Petroleum Development Corporation", respectively. ....73

Fig. 21. Interpreted migrated seismic section between Ulleung and Dok Island. ....77

Fig. 22. Surface magnetic anomaly map of Ulleung Island. (a) shows the total magnetic anomaly map with magnetic measurement points. (b) shows RTP(Reduction to the Pole) processed magnetic anomaly map. Units are in gamma and contour interval is 200 gamma. .... 87

Fig. 23. The topographic effect of the magnetic profile A-A' in Fig. 22(b). The topographic effects (a) are calculated by the subsurface susceptibility (b) of 0.0008, 0.001, 0.002, 0.003, and 0.004 cgs, respectively. .... 88

Fig. 24. Model interpretation of the magnetic profile A-A' in Fig. 22(b). Rectangular symbols and solid line in (a) are the observed magnetic anomalies read from RTP map of Fig. 22 and the calculated anomaly from the subsurface susceptibility model (b), respectively. .... 89

Fig. 25. Free-air anomaly map. Contour interval is 5 mGal. .... 92

Fig. 26. Bouguer anomaly map. Contour interval is 5 mGal. .... 93

Fig. 27. Gravity Anomaly on Ulleung Island. (a) is free-air anomaly and (b) is Bouguer anomaly. Contour interval is 5 mGal. .... 94

Fig. 28. Two dimensional power spectrum analysis. D is 2.7 km. .... 96

Fig. 29. Model interpretation of the gravity profile B-B' in Fig. 27(b). Triangular symbols and solid line in (a) are the observed gravity anomalies read from Bouguer anomaly map of Fig. 26 and the calculated anomaly from the subsurface density model (b), respectively. .... 97



## 표 목차

Table 1. Stratigraphic correlation of the Ulleung Island. ....	47
Table 2. Sediment characteristics of tephra layers in Ulleung Island. ....	48
Table 3. Trace and rare earth elements of Ulleung Island derived tephra layers. ....	49
Table 4. Major elements of pumice shreds of the Ulleung-I and Ulleung-II tephra layers. ....	55
Table 5. Physical properties of volcanic rocks of Ulleung Island. ....	84



# 제 1 장

## 서 언



평균 수심 2,000 m 이상의 해역으로 이루어진 동해는 한국, 일본, 소련으로 둘러싸여 있는 지경학적으로 중요한 지역이며, 아울러 지질학적으로는 활발한 지각 운동이 일어나고 있는 환태평양 화산 및 지진대에 접한 전형적인 후열도분지(back-arc basin)이다(Karig, 1971; Honza, 1978; Uyeda and Kanamori, 1979; Kimura and Tamaki, 1986; Tamaki, 1988; Jolivet et al., 1991). 동해는 유라시아 판의 동쪽 경계부에 위치하며 동쪽으로 태평양판 및 오토츠크판 그리고 남쪽으로는 필리핀 해양판에 의해 둘러싸여 있다(Tamaki and Honza, 1985). 따라서 동해는 한반도, 일본열도 및 시베리아에 의해 둘러싸인 연해(marginal sea)로서 4개의 얇고 좁은 해협에 의해 외해로 연결되는 독특한 특징을 가진 바다이다(Fig. 1). 동해의 해저에는 일본분지, 야마토분지 그리고 울릉분지 등이 한국대지(Korea Plateau), 오키뱅크(Oki Bank), 야마토해령(Yamato Ridge), 키타-야마토해령(Kita-Yamato Ridge)을 경계로 각각 형성되어 있다(Tamaki, 1988). 울릉분지의 해저면은 매우 평탄하고 북쪽으로 완만한 경사를 이루고 있으며(Ludwig et al., 1975) 북동쪽으로 울릉 분지간 통로(UIG; Ulleung Interplain Gap)를 통하여 깊은 일본분지와 연결되어 있다.

동해의 해저지형은 Zenkevitch(1959, 1961), U.S. Naval Oceanographic Office(1969) 그리고 Mogi(1979)에 의하여 본격적으로 조사되기 시작하여, 동해의 성인(Uyeda, 1979; Chough, 1993) 및 심부 지질구조(Gnibidenko, 1979; Yoon, 1994; 한상준 등, 1995, 1996, 1997) 등에 관한 다양한 연구가 이루어졌다. 또한 동해의 고환경에 관한 연구는 시추퇴적물의 암상, 산소 및 탄소동위원소비, 미고생물 군집 등을 통하여 제4기 후반의 뚜렷한 고환경변화가 제시되었다(Oba et al., 1991; 한상준 등, 1995, 1996, 1997).

1995년 이후 한국해양연구소에서는 기존에 획득한 다중빔 음향자료와 천부 지층탐사 자료를 종합하여 울릉도와 독도를 포함한 주변해역의 정밀 해저지형을 작성하고, 퇴적형 및 침식형 해저수로의 분포와 독도 주변 경계사면에서 사태, 함몰, 질량류에 의해 형성된 퇴적상을 정립하였다(한상준 등, 1996, 1997). 해상 중·자력 및 탄성과 탐사 자료로부터 울릉도 남쪽에 위치한 울릉분지의 중심부에는 중기 마이오세 이후 다수의 고해저수로에 의해 운반·퇴적된 퇴적물이 음향기반암 위에 6 km 이상 쌓여 있음을 밝혔다. 울릉분지의 지각구조를 구명하기 위하여 한국해양연구소와 러시아의 Institute of Marine Geology and Geophysics(IMG&G)

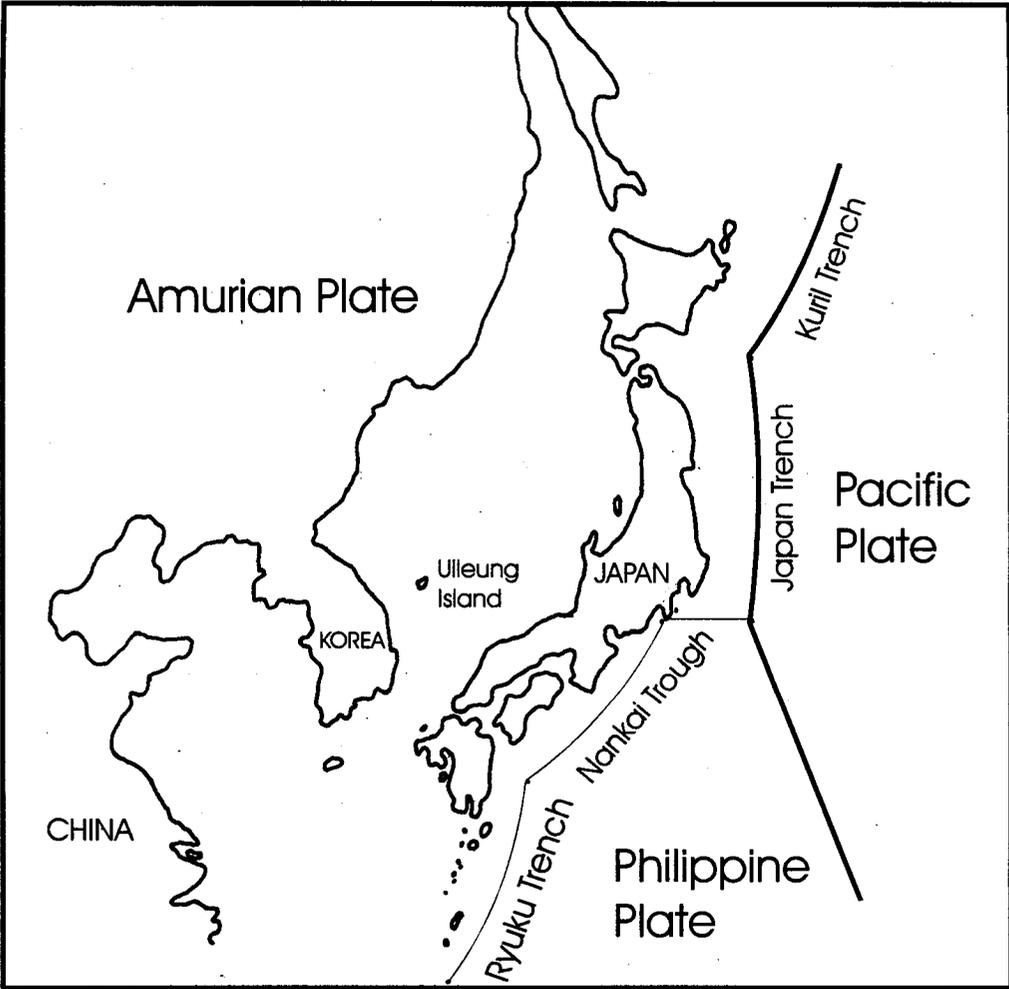


Fig. 1. Tectonic setting around the Ulleung Island, East Sea.

가 공동으로 울릉분지에서 약 600 km 상당의 OBS 자료를 획득하여 분지 중앙부의 지각구조를 밝힌 바 있다(석봉출 등, 1993). 그 결과로써 울릉분지에서 지각의 속도 및 속도구배는 해양지각의 Layer 2 및 Layer 3와 일치하며, 울릉분지 전 지역에서 지각의 두께는 10 km로서 일정하게 나타났다. 현재로서는 이러한 해양성 지각이 해령에서 야기되었거나 혹은 확장된 대륙지각에 현무암질 마그마가 관입 해서 생성된 것으로 사려된다(한상준 등, 1997).

고해양환경 연구로써 해상 시추퇴적물중 한국대지에서 취득된 것들은 주로 원양성 퇴적작용에 의한 생물교란된 니로 구성되어 있으며, 울릉 분지간 통로에서 취득된 것들은 주로 저탁류 퇴적물과 원양성 퇴적물로 이루어져 있고, 하부 대륙사면에서 취득된 것들은 슬라이드/슬럼프나 암설류 퇴적물인 변형 니, 니질편 니 등을 포함하고 있다(한상준 등, 1995, 1996, 1997). 또한 동해 울릉분지와 한국대지에서 채취한 시추퇴적물에 협재한 울릉도화산기원 테프라, 일본화산기원 테프라, 그리고 해저화산기원 테프라 등 다수의 표식테프라들이 확인되었다. 이를 토대로 테프라시간층서대비에 의해서 울릉분지 북동부의 해저수위가 발달한 지역과 이외의 지역에서 각기 다른 퇴적환경이 형성되었음을 확인하였다(한상준 등, 1996, 1997).

일반적으로 동해에서의 자력이상값은 매우 작으며(약 200 gammas), 파장은 서태평양의 1/3 값이다. 일본분지 중앙을 제외하고는 두꺼운 퇴적물 때문에 자력이상의 띠가 잘 발달되지 않고 있으며(Kobayashi and Isezaki, 1976), 방향은 N60°E이다. 울릉분지에서의 자기이상은 불규칙적이며 지자기시간층서와 맞지 않는데, 이는 자기이상이 용암류(lava flow)의 분출, 화산맥(dike)이나 화산수평맥의 관입(injection)을 수반한 해령 중심 밖에서의 화산작용(off-ridge volcanism)에 의해 약화되었기 때문으로 추정된다. 또한 동해에서 고도 중력이상은 심부분지에서 대체로 양이나 영의 값을 가지나(Ludwig et al., 1975), 오키뱅크나 한국대지에서는 50 mGal에 이르는 양의 값을 보이며, 심부 울릉분지(-20 mGal)나 대한해협 근처의 남쪽 경계부(-30 ~ -40 mGal)에서는 가볍고 두꺼운 퇴적층 때문에 음의 값을 갖는다. 혼슈 근처의 대륙붕에서는 화산암과 같은 무거운 물질 때문에 양의 중력이상치를 갖는다.

그러나 울릉도 화산체와 그 주변의 지질구조를 구체적으로 밝히기 위한 연구는 거의 없는 실정이다. 현재 제주도와 울릉도의 화산활동은 열점(Hot Spot)에 기인

하는 것으로 해석되고 있는데(원종관 등, 1989), 이를 검증할 수 있는 정보는 울릉도 및 울릉도 주변해역에 대한 보다 정밀하고도 광역적인 지각구조를 해석하여야 얻을 수 있으며, 이를 위하여서는 지구물리학적 방법을 이용하는 탐사가 필수적이다. 본 연구에서는 울릉도 화산체의 구조적 특성을 파악하기 위하여 울릉도 육상에서 중력과 자력탐사를 수행한 결과(권병두 등, 1995)를 이용하고, 추가로 한국해양연구소의 울릉도 근해의 해상 중·자력자료(석봉출 등, 1993; 한상준 등, 1996, 1997)와 탄성파자료를 해석에 이용하였다. 이러한 여건 하에서 본 연구사업은 다음과 같은 연구목표를 갖고 수행되었다.

1. 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구 - 야외 답사를 통해 울릉도의 화성쇄설암 및 화산암의 퇴적층서 및 연대측정을 통한 동해의 화산 활동을 규명한다. 울릉분지와 울릉도에 발달한 화성쇄설암 및 화산암의 층서대비를 대비하고 화성쇄설암과 화산암의 지화학적, 광물학적 분석에 의한 기원마그마를 유추한다. 또한 동해 주변 화산의 폭발적인 분출에 의해서 공급된 테프라층들을 이용하여 테프라시간층서를 확립하고 고퇴적환경을 복원한다.
2. 울릉도 주변 해역에서 탄성파탐사 자료 해석 - 탄성파자료 해석에 의한 울릉도 주변 해역의 퇴적층 연대, 구조 및 층서를 해석한다. 이를 바탕으로 울릉도 주변 해역에서 화산활동에 의한 화산체의 규명 및 시대적 발달사를 구명한다.
3. 기존의 중·자력 자료 분석 - 중·자력 자료를 이용하여 야외답사 결과와 비교함으로써 울릉도의 심부 지각 및 지질구조를 밝힌다.

이와 같은 연구 목적을 갖고 본 보고서의 제2장에서는 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암에 관한 결과를 다루었으며, 제3장에서는 울릉도 주변 해역에서 탄성파탐사 자료와 울릉도내에서 기존의 중·자력 자료를 해석함으로써 연구지역의 개략적인 심부구조 변화양상과 해저 기반암의 암상을 해석하였다. 각각의 주요 연구결과는 아래와 같다.

1. 울릉도는 최소 2.7 Ma 전의 대기하 분출에 의한 화산활동으로 공급된 현무암질 용암류와화쇄류의 교호층, 그리고 상당한 기간의 휴식기 이후에 재개된 조면암질 용암류(1.04 Ma)의 순차적인 분출에 의해서 나리칼데라를 중심으로

방사상으로 분포한다. 일련의 마그마분출에 의해서 마그마 저류장소의 공동화가 일어나 분화구가 함몰되어 나리칼데라가 형성되었다. 나리칼데라 형성 동시적 또는 이후에 칼데라의 북측이 붕괴되어 해안가에 다량의 화쇄류층과 재동된 라하르층들이 이전의 형성된 화산암류를 피복하였다. 최근에 재개된 포노라이트 마그마의 폭발적인 분출로 대기낙하 또는 화쇄류 등의 퇴적기작에 의한 다양한 형태의 테프라층들이 공급되었다. 울릉도의 현재와 같은 지형은 칼데라붕괴가 일어났을 때 형성되었으며, 나리분지내에 발달한 Leucitite는 울릉도 최후기 화산활동에 의한 것으로 보고되었다. 최근의 포노라이트질 마그마의 폭발적인 분출은 현재까지 연구에 의해서 3회가 확인되었다. 최초의 포노라이트마그마의 분출(울릉-III 테프라)은 세립질 화산재 구름의 공급에 의해서 형성된 화쇄류가 제한적인 둔덕으로 이동하여 퇴적되었다. 울릉-III 테프라는 층리가 발달하고 각 층리의 상부는 성장라필리들이 놓인다. 울릉-II 테프라는 울릉도 화산활동중에서 가장 강력한 폭발력에 의해서 기반암 및 화도로부터 다량의 암편들을 포획하여 주로 대기낙하에 의해서 퇴적되었다. 그리고 연속적인 다량의 화산재 구름의 형성으로 대기낙하에 의한 층의 하부에 impact ground가 형성되고 성장라필리가 집중되었다. 울릉-II 화산폭발 당시에는 화도의 열개에 의한 지표수와 지하수의 유입 또는 이산화탄소 분압의 증가가 일어났을 것이다. 울릉도 최후의 화산활동(울릉-I 테프라)은 부석질 라필리들이 공급되었는데, 마그마가 이산화탄소분압의 저하와 수분의 결핍에 의한 결과로 해석된다. 울릉-I 테프라와 울릉-II 테프라는 고지형을 따라서 평행하게 피복하지만, 고경사면에서는 층후가 2배 가까이 증가하거나 감소하는 특징을 보이는데 이것은 퇴적동시기적 재동에 의한 것으로 해석된다.

2. 울릉도와 독도 주변해역에서 취득한 탄성과 자료에는 기반암에 정단층이 우세하게 나타나는 반면, 퇴적층내에는 화산활동에 의한 정단층, 화산돔 및 화산수평맥 등이 우세하게 관찰된다. 확장에 따른 화산체의 활동은 기반암에 부착된 정단층을 형성하였고, 분지의 열적 침강에 따른 퇴적암의 퇴적과 그 이후의 화산활동에 의해 퇴적암 내에 무수한 정단층들이 형성되었다. 제4기까지 계속되는 화산활동에 의한 퇴적물 상승 및 화산수평맥의 운동, 퇴적물 하중에 의한 침강 등에 의해 복잡한 기반암 구조를 가진 분지를 형성하였다. 이 기반암은 주로 화산암으로 구성되어 있는데, 중기 마이오세 이전의 분지 형성 당

시에 화산활동에 연관되어, 화산분출암과 화산수평맥은 북동-남서 방향으로 공급되는 분절된 균열에 기인한다. 화산체는 퇴적암에 교호하며 화산성 쇄설물을 형성하였고, 북쪽으로 점차 이동하며 후기 마이오세에 활동이 감쇠하여 쇄설성 퇴적작용이 분지 전체에 지배적으로 되었다. 마이오세 이전에는 일본 열도가 한반도와 근접해 있었으며, 초기 마이오세에 일본열도가 한반도에서 남쪽 방향으로 이동하였다. 중기 마이오세에는 계속적인 후열도분지 확장으로 분지 확장 및 침강을 야기시켰으며, 활발한 화산작용은 북서쪽에서 계속되어 해저화산과 화산암류 및 화산수평맥 구조를 형성하였다.

3. 울릉도 화산체의 지질구조를 연구하기 위하여 기존에 연구된 암석시료의 평균 밀도는  $2.43 \text{ g/cm}^3$ 이고, 평균 대자율값은 약  $0.0008 \text{ cgs}$ 에 해당한다. 이 수치는 지표에 분포한 암석이 비교적 최후기에 분출한 암석이고 기공을 많이 포함하기 때문에 화산섬에 분포하는 통상적인 암석의 측정치에 비해 상당히 작은 값을 나타내는 것으로 생각된다. 울릉도 자력이상은 지형의 영향을 받지 않은 양상을 보이며, 나리분지에서 나타나는 이상의 형태로 쌍극자기의 특성을 보인다. 섬 중앙부를 중심으로 남측과 북측의 자력이상이 상이한 양상을 보이는데, 북쪽에 비하여 남쪽지역에서 보다 활발한 화산활동이 일어나 대자율이 높은 암석의 관입이나 분출이 많았던 것으로 사려된다. 또한 나리분지에 나타나는 높은 자력이상값은 높은 대자율을 갖는 암체가 지하 4 km까지 연장되어 있는 지질구조에 기인하는 것으로 해석된다.
3. 기존에 연구된 측정된 울릉도내의 중력이상은 울릉도의 남쪽에서 높은 이상대를 보여주고 있다. 후리에어 이상은 화산체의 지형과 잘 일치하고, 부계이상은 제주도의 경우에 비하여 훨씬 높인데, 이는 울릉도의 지각층이 매우 얇고 맨틀의 깊이가 얇은 것을 의미한다. 화산체의 주위에서 나타나는 낮은 이상대는 퇴적암이 두껍게 분포하는 지역과 잘 일치하고 있다. 울릉도 해저에서는 2.4 km에서 밀도 불연속면이 나타나는데, 상부지각과 화산체의 경계로 해석할 수 있다. 울릉도 화산암체의 지하 지질구조는 하부에  $2.67 \text{ g/cm}^3$ 에 해당하는 상부지각이 분포하고, 그 위로  $2.7 \text{ g/cm}^3$ 의 암석이 화산암체를 이루는 것으로 해석되었다.

본 보고서를 작성하기 위해서 한국해양연구소 해양지질연구부 참여자들이 헌신적으로 노력하였고 그 외 많은 사람들의 도움이 있었다. 우선 별도의 위탁연구비 없이 울릉도에 같이 출장가시고 훌륭한 연구결과를 내어주신 정대교 교수(강원대)와 중·자력 자료를 사용하게 하고 편집까지 해준 권병두 교수(서울대)에게 깊은 감사를 드린다.

## 참고문헌

- 권병두, 김규중, 김성렬, 1995, 울릉도의 중력 및 자력탐사연구, 한국지구과학회지, Vol 31, No 2, p. 138-150.
- 석봉출, 김한준, 박찬홍, 박맹언, 1993, 동해지역 국제공동해양연구, 한국해양연구소, BSPN 00213-625-5, 280p.
- 원종관, 이하영, 지정만, 박용안, 김정환, 김형식, 1989, 지질학원론, 우성문화사, 663p.
- 한상준 등, 1995. 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구(1차년도). BSPN 00259-808-5. 한국해양연구소. 407p.
- 한상준 등, 1996. 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구(2-3차년도). BSPN 00312-950-5. 한국해양연구소. 548p.
- 한상준 등, 1997. 동해분지의 해양환경 변화와 지구조적 진화 연구(1차년도). BSPE 97605-00-1037-5. 한국해양연구소. 657p.
- Chough, S.K. 1993. 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.
- Honza, E. ed. 1978. Geological Investigation in the Northern Margin of the Okinawa Trough and the Western Margin of the Japan Sea. Geol. Surv. Japan, Cruise Rept., Tokyo, Japan.
- 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., v. 96 (B3), 4367-4384.

- Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561.
- 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.
- Kobayashi, K. and Isezaki, N., 1976, Magnetic anomalies in Japan Sea and Shikoka Basin and their possible tectonic implications, in G.H. Sutton, M.H. Manghnani, and R. Moberly, eds., *The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin*, AGU Monogr. Ser, no. 19, 235-251.
- Ludwig, W.J., Murauchi, S., and Houtz, R.E. 1975. Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. Am, Bull.*, 86: 651-664.
- Mogi, A. 1979. *An atlas of the sea floor around Japan*. Univ. Tokyo Press, Tokyo, Japan.
- Oba, T., M. Kato, H. Kitazato, I. Koizumi, A. Omura, T. Sakai and T. Takayama, 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, 6: 499-518.
- Tamaki, K. and Honza, E., 1985. Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 119, 381-406.
- Tamaki, K. 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan* 39: 269-365.
- U.S. Naval Oceanographic Office, Pacific Support Group. 1969. *Bathymetric Chart of the Sea of Japan: scale 1:2,000,000*.
- Uyeda, S. 1979. Subduction zone: Facts, ideas and speculations. *Oceanus* 22 : 53-62.
- 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.
- Zenkevitch, N.L. 1959. Submarine topographic map of the Japan Sea (scale 1:2,000,000). *Inst. Okeanol., Acad. Sci., USSR*.

Zenkevitch, N.L. 1961. Relief of the Japan Sea. In P.N. Stepanov ed., Geological and Hydrological Features of the Japan Sea. Inst. Okeanol., Acad. Sci., USSR : 5-22.



## 제 2 장

# 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구



# 제 1 절 서 론

동해에 위치한 울릉도는 제3기부터 제4기동안에 다양한 형태의 화산작용에 의해서 형성된 화산섬으로 일본 화산대, 제주도, 독도, 그리고 백두산과 함께 알카리 화산암류로 구성된다. 동해 주변부의 알카리 화산암류 분포지역을 Tomita(1935)는 “환동해 알카리 암석구(Circum-Japan Sea Alkali Rock Province)”라고 설정하였으며 암석학적 연구가 본격적으로 시작되었다. 이후 1960년대 판구조론이 활성화되면서 Kuno(1966)는 환동해 알카리 암석구가 해양판 섭입에 관계되는 화산활동이라고 해석하고 Tholite - calc alkali - alkali 마그마들의 분대 양상을 보고하였다. 그러나 제주도, 울릉도, 그리고 점곡 등의 제3기 및 제4기 화산암류의 암석지화학적 연구에 의해서, 이들은 열점(hot spot) 또는 열곡계(rifting)와 관련된 마그마활동임을 제시하였다(이대성 등, 1983; 원종관과 이문원, 1986). 최근의 원종관과 이문원(1986)연구에 의해서 울릉도의 본원마그마가 알칼리 감람석 현무암질마그마의 정출분화작용에 의한 것으로 보고하였으며, enriched subcontinental upper mantle로부터 기원하였다고 해석하였다.

본 연구는 울릉도 화산활동의 진화과정과 화산활동과 관련된 다양한 형태의 퇴적기작(sedimentary processes)들을 밝히고, 더 나아가 지하내부의 특성을 규명하고자 한다. Fisher and Schmincke(1984)는 화산활동 유형을 Plinian, Hawaiian and Strombolian, Vulcanian 분출로 구분하였으며, 이 분류기준은 현생 화산들의 다양한 분출 양상과 이에 연관된 테프라층의 정량적 분석에 의한 것으로 간략히 화성쇄설물의 분포면적과 fragmentation 정도에 의해서 표현된다. 한 예로서 Plinian 분출은 AD 79년에 Vesuvius 화산분출에서 기재하였는데 다량의 가스(carbon dioxide, sulfur dioxide, chlorine, fluorine)를 포함하는 pyroclasts가 광역적인 분포를 보인다. 화성쇄설물(pyroclastic)의 퇴적기작은 화쇄류(pyroclastic flow), 화쇄난류(pyroclastic surge), 대기낙하(air-fall) 등으로 구분되며(Fisher and Schmincke, 1984), 마그마의 화학적 성분과 휘발성(volatile content) 등에 의해서 퇴적기작들이 좌우된다. 마그마의 휘발성은 수분의 함량(water content)과 이산화탄소(carbon dioxide)가 높아지면 증가하는 경향을 보인다(Cas and Wright, 1984). 반면에 Hawaiian 분출은 가스 함유가 낮고, 유동성이 높은 용암들이 용암류(lava flow)와 화쇄류(pyroclastic flow)에 의해서 분출한다. 용암류의 유동성에 영향을 주

고 결과적으로 분포양상과 형태를 결정짓는 요소들은 마그마의 점착력(viscosity)과 산출강도(yield strength)이다. 마그마의 점착력은 압력과 온도, 휘발성분의 함량, 실리카함량 등에 의해서 좌우되며, 용암류의 기작과 분포에 큰 영향을 미친다.

1997년에 수행된 울릉도 화산활동 연구는 주로 울릉도 나리칼데라의 형성과 그 이후의 폭발적인 화산활동에 의한 화성쇄설물(pyroclasts)과 이와 관련된 epiclasts들의 분포양상과 퇴적기작들을 상세히 밝히는 것이다. 제4기동안의 울릉도는 폭발적인 화산활동은 많은 양의 테프라들을 해양환경에 공급하였으며, 각 테프라층들의 시간층서대비에 의해서 울릉분지의 퇴적환경과 테프라시간층서의 확립에 많은 공헌을 할 것이다.

## 제 2 절 연구지역 및 방법

동해 울릉분지의 북단에 위치한 울릉도는 장축이 약 12 km, 단축이 약 10 km에 달하는 76 km<sup>2</sup>의 분포면적을 갖는 화산섬이다. 울릉도 화산체는 해저면으로 약 2000 m까지 연장되며, 해수면에 노출된 성인봉은 최고 983.6 m에 이른다(Figs. 1, 2, and 3)

본 연구에서는 1997년 7월 9일부터 동년 7월 16일까지 울릉도 북면과 울릉읍 지역의 18개 노두에서 주로 야외조사를 실시하였다(Fig. 4). 울릉도 북면 현포에서 섬목까지의 해안도로에서 각 암상들의 층서와 분포양상, 그리고 구성광물과 퇴적구조들을 관찰하였다. 나리칼데라와 울릉도 북면 석포동 일대와 홍문동 일대, 그리고 울릉읍 내수전 일대에서는 제4기 이후에 폭발적인 분출에 의한 테프라층들의 산상을 기재하고, 구성광물 및 퇴적구조 등을 조사하였다.

야외조사에서 채취된 시료들은 실험실에서 입도 특성을 분석하고, 박편을 제작하여 구성광물과 주요원소를 분석하였다. 입도분석이 끝난 시료들은 미량원소 및 희토류원소 분석을 위하여 200 mesh로 체질한 후에 분석을 하였다. 이때 pumice shard만을 선택하여 곱게 갈아 말린 시료를 105° C 오븐에서 3시간동안 건조시킨 후에 시료 약 3 g을 고압용 테프론 용기에 넣고 HNO<sub>3</sub>, HF, HClO<sub>4</sub>의 혼합산으로 마이크로웨이브 오븐에서 용해시켰다. 그 후 가열판에서 산을 날려보낸 후에 1% 질산에 녹여 주요원소는 유도결합플라즈마 흡광분석기(ICP-AES)로, 미량원소 및 희토류원소는 유도결합플라즈마 질량분석기(ICP-MS)로 측정하였다. 본 분석의 정

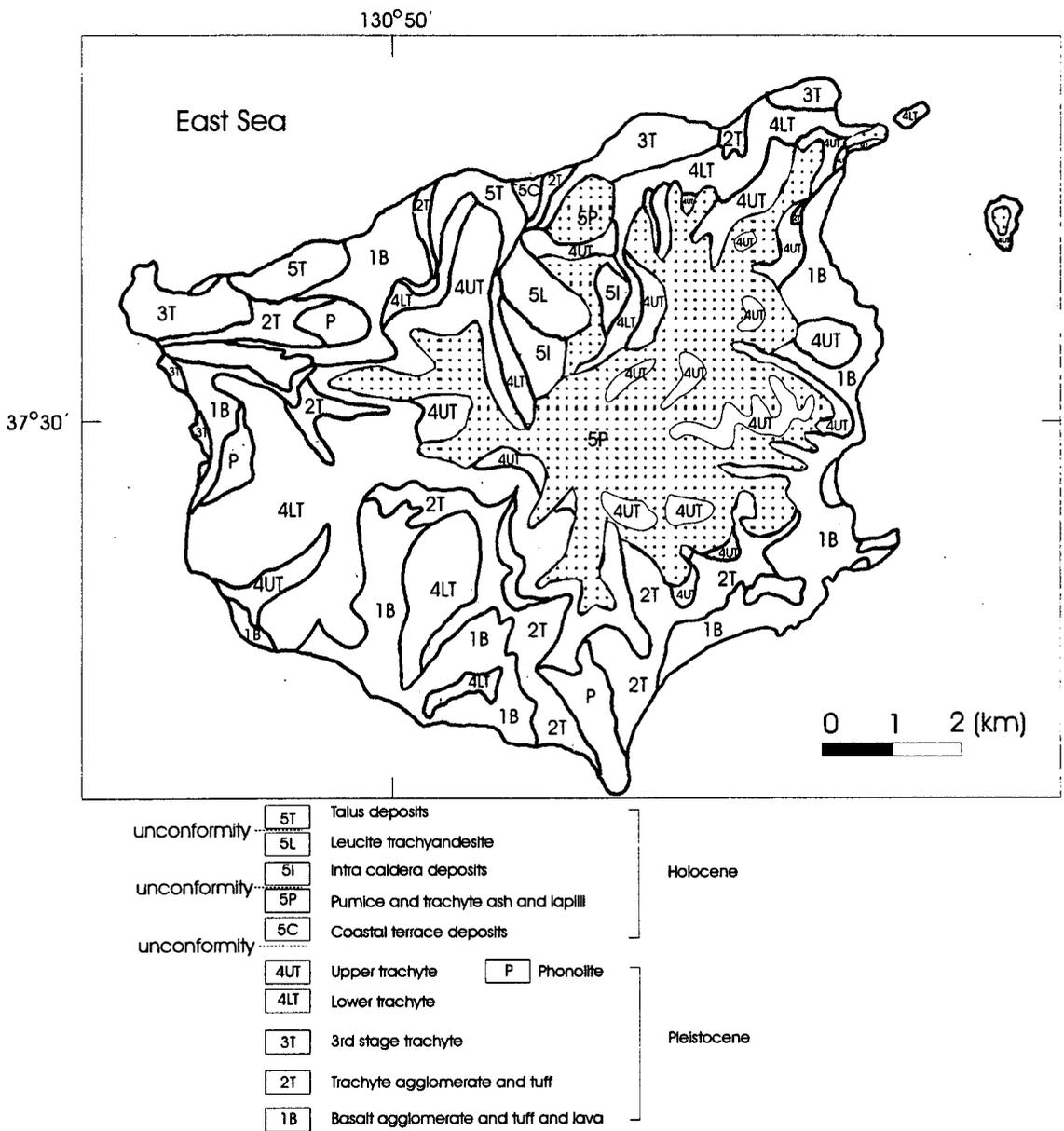


Fig. 2. Geologic map of the Ulleung Island (Min *et al.*, 1988).

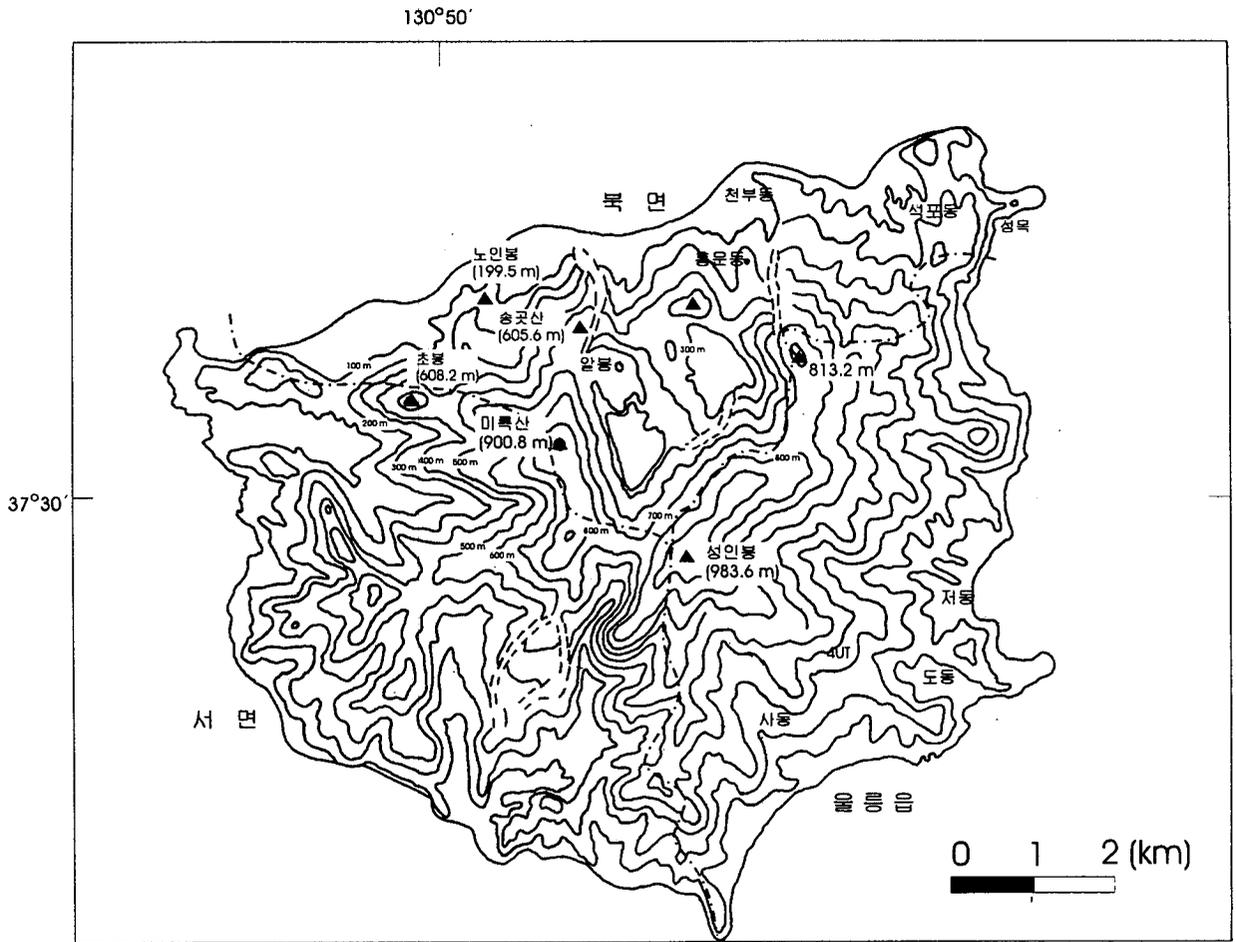


Fig. 3. Geographic map of the Ulleung Island.



밀도를 검증하기 위하여 일본 GSJ의 암석시료 여러 종을 사용하여 분석하였다. 각 테프라층들의 주요 원소함량( $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $FeO$ ) 분석은 EPMA를 사용하였다. EPMA 분석은 기초과학지원연구소에서 보유한 CAMECA SX-51 기종을 이용하였다. 분석조건은 15 keV 전압, 12 nA 전류와 15  $\mu m$ 의 beam diameter, 그리고 각각의 원소 측정시간은 10 sec counting time 을 주었다. 또한 실험오차를 줄이기 위하여 하나의 테프라층에서 10개 이상의 유리질 파편(glass shards)들을 내측과 외측으로 구분하여 2번씩 측정하였다.

## 제 3 절 제3기 화산활동

울릉도에서 관찰되는 알카리 화산암류의 최하부는 대기분출에 의한 Na-분화계통의 알카리 현무암질 마그마 활동에 의한 것이며, 상당기간의 휴식기 이후에 K-분화계통의 조면암질 또는 포노라이트질 마그마 활동시기가 재개되었다(원종관과 이문원, 1988; 윤형대, 1986). 알카리 현무암질 마그마 활동시기는 도동에 분포하는 현무암의 K/Ar 연대측정으로  $2.5 \pm 0.9$ (윤형대, 1986)에서  $2.7 \pm 0.9$  Ma(민경덕 등, 1982)로 밝혀졌다. 조면암질 마그마활동시기는 대둔산과 옥천동의 조면암의 K/Ar 연대측정으로 각각  $1.04 \pm 0.7$  Ma(윤형대, 1986)과  $1.8 \pm 0.7$  Ma(민경덕 등, 1982)로 측정되었다. 이들 현무암류와 조면암류는 나리칼데라를 중심으로 방사상으로 분포하고 있으며, 조면암류는 Stage 2의 조면암류와 Stage 4의 조면암류가 확실히 구분된다. 울릉도 북면 일대에는 Stage 3의 조면암류들이 돛형으로 분포하고 있으며, 나리칼데라 기원의 화쇄류층에 의해서 화산암류들이 피복하고 있다.

### 3.1. 현무암질 마그마 활동

대기분출에 의한 Na-분화계통의 알카리 현무암질 마그마는 passive rifting으로 형성된 대륙판내 배호상분지하에 발달한 enriched subcontinental upper mantle의 부분용융으로 형성된 본원마그마로 보고하였다(윤형대, 1986). 울릉도의 울릉읍과 서면 해안은 대부분이 현무암질 용암류와 화성쇄설암으로 구성된 노두들이 발달하며, 울릉도 북면 일부 해안가에서도 관찰된다. 본 연구에서는 울릉도 북면 섬목과 울릉읍 와달리 해안가에 분포하는 현무암류를 주로 조사하였다. 울릉도 북면

섬목의 해안가 노두(U섬목-1)는 약 2 m의 현무암질 용암류와 십여 m의 화쇄류층이 교호한다(Fig. 5a). 현무암질 용암은 하부경계면이 뚜렷한 경계면을 가지며, 간혹 하위의 화쇄류층을 포획하기도 하는 반면 상부경계면은 용암들의 rubble들이 발달한다(Fig. 5b). 현무암질 용암류층은 철산화물들의 형성으로 황갈색의 풍화특성을 가지므로 야외에서 쉽게 구분된다. 분포양상과 형태적 특징들은 aa lavas(McDonald, 1972)와 유사하며, 마그마가 식으면서 가스의 손실 등에 의해서 마그마의 점착력(viscosity)이 증가할 때 나타난다(Peterson and Tilling, 1980). 두꺼운 층후를 갖는 화쇄류층은 현무암질 암편이 용결되어 있으며, gas segregation pipe들이 발달한다(Fig. 5b). 화쇄류와 용암류의 교호는 수시간 또는 수일동안에 eruptive phase의 교호에 의한 결과로 이러한 일련의 퇴적작용은 single eruption으로 구분되며, 수일에서 수년동안에 일어나는 작용들이다(Fisher and Schmincke, 1984). 울릉읍 와달리 해안의 노두(U와달리-1)에서는 다수의 암맥들이 현무암질 용암류와 화쇄류의 교호층을 관입한다(Fig. 5c). 현무암질 용암류들은 황갈색 풍화양상 등으로 화쇄류층과 구분되는데, 와달리 해안가의 노두는 수직적으로 현무암질 용암류들의 층후는 거의 변화가 없는 반면에 화쇄류층의 층후는 상부로 가면서 감소한다. 이것은 상부로 가면서 점차적으로 화산활동이 약해지는 것을 지시한다. 그리고 울릉도 북면 일부 지역(U현포-1)에서는 세립질 화산재와 신장된 형태의 현무암질 암편들로 구성된 두꺼운 화산재층이 나타난다(Fig. 5d). 이 퇴적층은 화산재의 대기낙하에 의해서 형성된 것으로 해석되며, 현무암질 암편의 welding 양상은 층이 형성될 당시까지 뜨거운 상태가 지속되었음을 반영하는 것이다.

울릉도 Stage 1의 현무암류는 대기분출에 의한 viscosity가 높은 현무암질 마그마의 분출과 불안정한 화도의 중력에 의한 붕괴(Sparks et al., 1978) 또는 높은 가스함량을 갖는 마그마의 분출(boiling-over; Taylor, 1958)에 의해서 형성되었으리라 해석되며, 일부 대기낙하 화산재층이 공급된 것으로 사료된다.

### 3.2. 조면암질 마그마 활동

울릉도는 현무암질 마그마 화산활동 시기 이후에 오랜기간 동안의 휴식기를 거쳐 조면암질 마그마활동이 재개되었다(민경덕 등, 1982; 윤형대, 1986). 조면암질 마그마의 화산활동은 산상과 암석학적 특성에 의해서 초기와 후기로 구분되었으

며(윤형대, 1986), 그 외의 암석학자들은 Stage 2에서부터 Stage 4까지 세분하였다(민경덕 등, 1982; 원종관과 이문원, 1984). 울릉도의 felsic 화산암류는 크게 함백류석 조면안산암과 조면암류로 구성되며, 일부 포노라이트질 암석도 함께 산출된다(윤형대, 1986). 조면암류의 주요원소 분석에 의하면 분화과정에 비하여 비교적 높은 K/Na 비와 Mg/Fe 비를 보이는데, 이것은 마그마가 휘발성분이 집적되고 탄소분압이 높은 천부 stratified magma chamber에서 정출분화된 증거라고 보고하였다(윤형대, 1986).

울릉도 북면에 위치한 높이 199.5 m의 노인봉(U현포-2)은 횡적인 주상절리가 발달한 조면암으로 구성되어 있다(Fig. 6a). 주상절리는 현무암대지(flood basalts)에서 흔히 관찰되며, 마그마가 이동하는 통로의 상하 cooling surface에 수직적인 방향으로 주상절리가 나타난다(Cas and Wright, 1987). 그리고 울릉도 북면의 해안가에서는 주상절리가 발달한 조면암류의 절리들이 다소 불규칙적인 형태와 크기를 가지며(Fig. 6b) 사장석들이 절리의 수직방향으로 배열되는데, 이러한 flow-aligned plagioclase phenocrysts는 lamina flow paths를 반영한 것으로 보고되었다(Cas and Wright, 1987). Stage 2 시기에 형성된 조면암류는 나리칼데라를 중심으로 방사상으로 분포하며, 층서적으로 현무암류 상위를 피복한다(Fig. 2). 그리고 Stage 3에 형성된 조면암들은 북면 일대에 돔(dome)형으로 산출되는 차이점을 보인다. 이후 Stage 4 시기에 형성된 조면암류는 나리칼데라를 중심으로 방사상으로 분포하며, Stage 2 시기의 조면암류보다 지리적으로 상위에 덮인다. 울릉도에 분포하는 조면암류의 분포양상으로부터 중앙화로부터의 화산분출이 지배적이었음을 유추할 수 있다. 본 조사에서는 관찰되지 않았지만 조면암질 집괴암(agglomerates)들이 보고되었는데(민경덕 등, 1982), 앞으로 칼데라 붕괴시에 유입된 조면암질 역들을 포함하는 화쇄류층과의 구분이 필요하다.

## 제 4 절 제4기 화산암류

### 4.1. 칼데라의 형성

울릉도 나리칼데라의 형성은 K-분화계통의 Felsic 마그마활동에 의한 마그마저류장소의 공동화가 초래되어 중앙화구의 함몰에 의해서 형성되었다고 보고되었

다(윤형대, 1986). 본 연구에 의해서 칼데라 형성시 또는 이후에 발생한 북쪽 칼데라의 붕괴에 의한 라하르(lahar)층과 화쇄류(pyroclastic debris)층들이 관찰되었다(U평리-1).

현재의 나리칼데라는 반경 약 1 km의 평탄한 분지와 칼데라의 남쪽의 성인봉(983.6 m)과 서쪽의 미륵산(900.8 m), 동쪽의 813.2 m 고지들에 의해서 둘러싸여 있는 반면에, 북쪽은 송곳산(605.6 m)과 482.4 m의 고지들에 의해서 칼데라의 북쪽으로 개방되어 있다. 울릉도의 지형을 해저면에서부터 성인봉까지 연장하여 도시하면 동-서 지형단면은 해안선 부근에서 지형구배가 다소 변하며, 대기중에 노출된 지역은 거의 지형구배의 변화가 없다. 이에 반하여 북-남 단면은 해안선 부근의 지형구배 뿐만 아니라, 대기중에 노출된 북쪽 지역에서는 급격한 지형구배가 확인되며, 이것은 상당량이 침식되었음을 지시하는 것이다(Fig. 7). 비록 칼데라의 붕괴에 의한 상당량이 침식당하였지만, 현재의 지형에 의하면 칼데라 분지와 주변 봉우리들의 고도차는 최대 200 m로 칼데라 호수의 형성이 가능하였을 것이다.

울릉도 북면 평리의 노두(U평리-1)에서는 최대 80 cm 직경의 원마도가 불량한 조면암질(trachytic) 암편들이 무질서(random)하게 배열된 입자지지(grain-supported)의 퇴적층이 관찰된다(Fig. 8a). 이 퇴적층은 퇴적당시에 형성된 약 30° 정도의 경사면에 평행하게 피복되어 있다. U평리-2의 노두에서는 하부의 화산퇴적물이 25% 미만으로 포함되어 있는 기질지지(matrix-supported)의 라하르(lahar) 퇴적층에서부터 점이적으로 화쇄류층으로 변하는 것이 관찰된다(Fig. 8b). 화쇄류층의 기저는 파형의 사층리 또는 층리 사암이 관찰되며, 점이적으로 직상부에 직경 수 cm의 각진 조면암질 암편으로 구성된 기질지지 사질 역암이 놓인다. 사질 역암에 포함된 역들은 층리와 평행하게 또는 다소 경사진 imbrication을 보인다(Fig. 9).

울릉도 나리칼데라의 형성시 또는 이후에 주로 북쪽으로 상당한 양의 칼데라 붕괴가 일어났음이 확인되었다. 칼데라의 붕괴시에 라하르 퇴적물이 먼저 공급되고 점이적으로 분화구를 구성하는 조면암질 암편들로 구성된 화쇄류가 공급되어 이 지역에 분포한 현무암류와 조면암류를 피복한 것으로 해석된다.

## 4.2. 울릉-III 테프라

울릉도 북면 석포동 일대의 도로 및 인위적인 절개면에서 조면암류 직상부에 놓이는 부석질 테프라층이 관찰되었다. U석포-41은 위도 37° 32' 05.7" 와 경도 130° 54' 11.5" 에 위치하며, 풍화된 조면암(Stage 4; 민경덕 등, 1982)상 위에 층리가 발달한 세립질 테프라층이 놓인다. 이 테프라층의 하부경계면은 풍화된 조면암류의 기복을 따라서 발달하고 상부경계면은 토양층과 뚜렷한 경계면을 갖는다. U석포-41에서 동쪽으로 10여 m 떨어진 U석포-45 노두에서는 기반암과의 접촉관계는 확인되지 않는다(Fig. 10a). 이 테프라층은 4~5회의 층리가 발달하며, 각 층들의 상부에는 조립질의 성장라필리(accretionary lapilli)들이 놓인다(Fig. 10b). Schumacher and Schmincke(1991)는 proximal part의 화쇄류 공급시에 성장라필리들이 층의 상부에 놓이며 이에 의해서 각각의 flow unit들이 구분된다고 보고하였다. 이 테프라층의 평균입도는 8.23  $\phi$ 이고 분급도는 2.97  $\phi$ 인 세립질 테프라로 구성되어 있다. 이 테프라층의 최상위에는 직경 6 mm 이상의 유백색의 라필리 테프라들이 산재한다(Fig. 10b). U석포-41 노두에 협재한 이 테프라층의 pumice shard를 유도플라즈마 흡광분석기와 질량분석기를 사용한 원소분석에 의해서 이 테프라들의 지화학적 특성을 밝혔다. 이 테프라는 다른 울릉도기원의 테프라보다 Mn, Fe, Co, Ni 성분이 풍부하고, U 성분이 고갈된 특성을 보이는데(Fig. 11; Table 1, 2, and 3), 층서적위치, 구성광물과 지화학적 성분에 의해서 울릉-III 테프라로 정의하였다.

조면암질 마그마활동 시기 이후 오랜 기간동안의 휴식기를 지난 뒤에 재개된 울릉도의 화산활동은 포노라이트질 마그마의 폭발적인 분출로 변화였고 최초의 울릉-III 화산분출시는 주로 세립질 테프라의 ash cloud 분출에 의해서 화쇄류들이 주로 공급된 것으로 해석된다. 울릉-III 화산분출시에 공급된 화쇄류는 마그마 분출시(Taylor, 1958) 또는 돔과 분화구의 붕괴 등에 의한 폭발(Siebert et al., 1987) 등의 기작이 아닌 ash fountaining(Hoblitt, 1986)에 의해서 형성된 화쇄류로 유추된다. 울릉-III 테프라층이 용결 특성을 갖는 것은 퇴적 당시에 상당히 뜨거운 상태를 유지하였던 것으로 해석된다. 그리고 울릉-III 테프라층의 분포양상이 울릉도에서도 제한적인 것은 화쇄류들이 계곡(valley) 등의 통로로 이동하지 않고 높은 둔덕(higher ground) 등의 제한적인 통로로 이동하여 층후가 50 cm 정도로 얇은

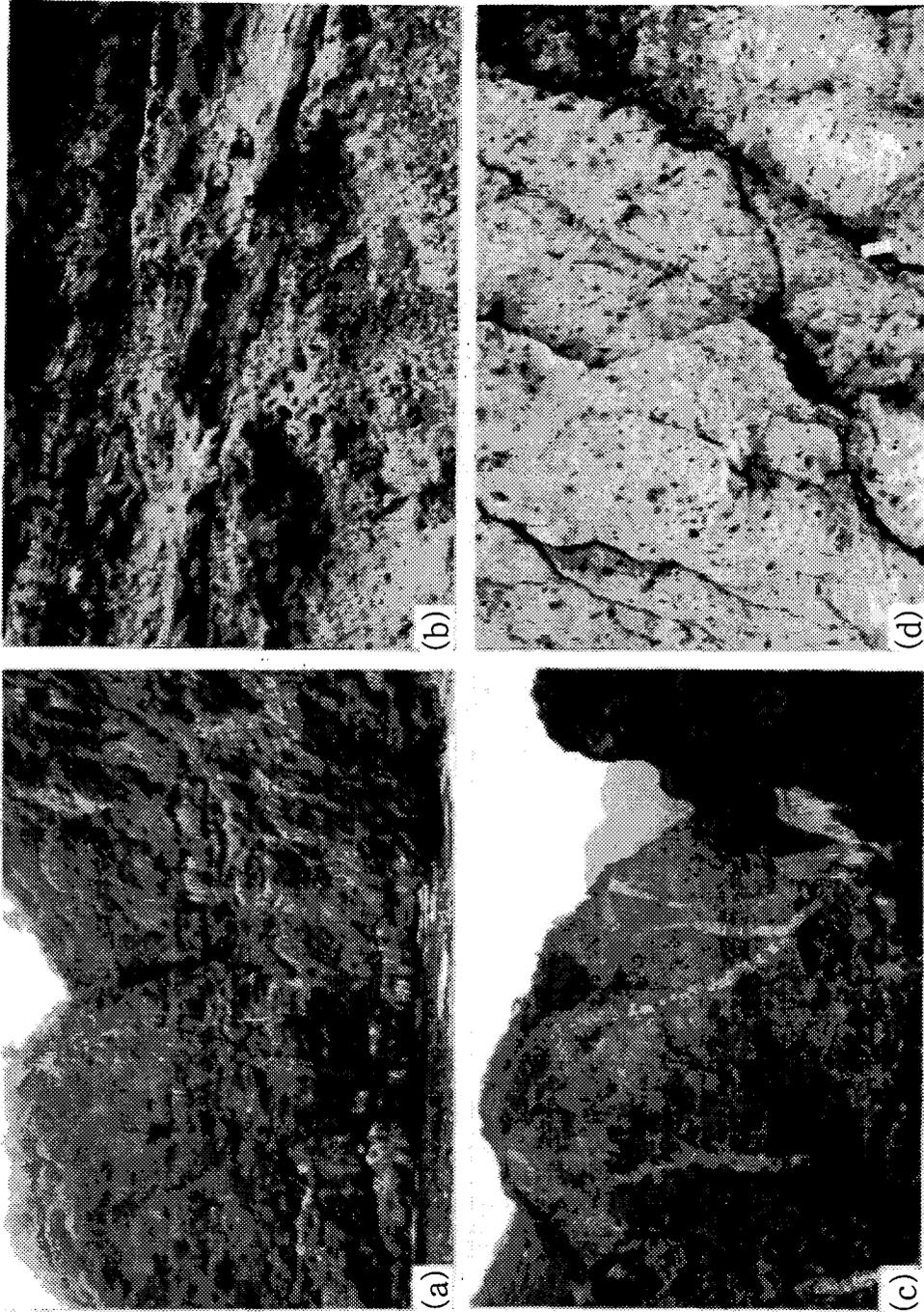


Fig. 5. Photographs of lava flow, pyroclastic flow, and dike originated from basaltic alkali magma. (a) Alternation of thin lava flow and thick pyroclastic flow deposits in Seomok coastal cliff. (b) Aa lava flow deposits showing distinct brownish boundaries. (c) Dike intrusion formed after Stage 1 period in Wadali coastal cliff. (d) Welded tuff in Hyunpo area.



Fig. 6. Photographs of trachytes during Stage 2. (a) Columnar joint developed trachytes in Noinbong, (b) Weathered characteristics of columnar joint developed trachytes.

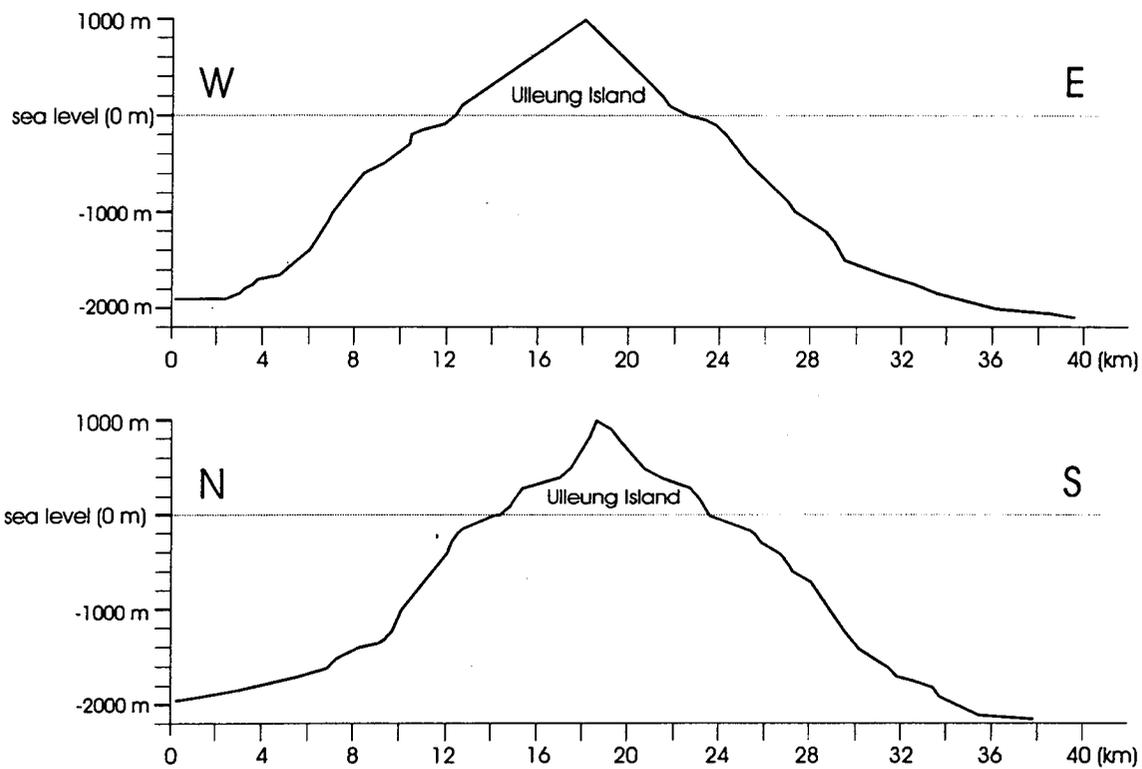


Fig. 7. Longitudinal and transversal section in the Ulleung Island.

층후를 구성하였다.

### 4.3. 울릉-II 테프라

울릉도 북면 석포동(U석포-321, U석포-333, U석포-441)과 홍문동(U홍문-26, U-홍문-27), 그리고 섬목(U관선-321) 일대에 광역적인 분포를 갖는 테프라층들은 층서적으로 울릉-III 테프라층 위에 놓이며, 토양층을 경계로 구분된다. 울릉도 북면 섬목에서는 이 테프라층이 울릉-III 테프라의 발달없이 기반암 위에 직접 놓인다. 이 테프라층은 유백색의 부석과 각진 암편들과 광물 등으로 구성된다. 울릉도 북면 석포동에 위치한 U석포-44 노두에서는 고지형을 따라서 거의 균일한 층후(약 60 cm)로 발달한 mantle bedding을 보인다(Fig. 12a). 테프라층은 평균입도가 -2.28  $\phi$ 이고 분급도(sorting)는 2.46  $\phi$ 로 다소 불량하다. EPMA 분석에 의한 pumice shards의 주요원소는 실리카함량이 59.14 wt%이고 알카리( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )함량은 12.75 wt%인 포노라이트질 마그마 성분이다(Fig. 13; Table 4). 울릉도 북면 홍문동에 위치한 U홍문-27 노두에서는 이 테프라층의 층후가 1 m 정도로 직경 20 cm 정도의 각진 조면암질 암편들과 일부 화강암질 암편, 그리고 유백색 부석들로 구성된다(Fig. 12b). 이 테프라층은 평균입도가 -2.7  $\phi$ 이며 조면암질 암편과 함께 직경 수 cm의 화강암질 암편들이 포함된다. 울릉도에서는 화강암질 암석이 발달하지 않으며, 외래기원의 역일 가능성도 희박하므로 화산분출시에 화강암질 암편을 포획한 것으로 해석된다. 울릉도 북면 홍문동에 위치한 U홍문-26 노두에서도 1 m 이상의 테프라층이 발달하는데 EPMA 분석에 의한 pumice shards의 주요원소는 실리카함량이 59.40 wt%이고 알카리( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )함량은 13.81 wt%로 포노라이트질 마그마 성분이다(Fig. 13; Table 4).

U홍문-26, U홍문-272, 그리고 U석포-333 테프라층들의 pumice shards를 유도 플라즈마 흡광분석기와 질량분석기를 이용하여 원소분석하였다. 이 테프라는 다른 테프라에 비해서 Sr과 Ba 함량이 풍부하며, Nd에서 U 원소함량이 고갈되어 있다. 이 테프라층의 층서적 위치, 구성광물, 지화학 특성 등에 의해서 울릉도 화산분출 중에서 가장 폭발적인 울릉-II 테프라로 정의된다. 울릉-II 테프라층은 암편과 부석, 그리고 광물로 구성된 하부 층단위(lower unit)와 세립질의 화산재와 직경 5 mm의 성장라필리(accretionary lapilli)가 발달한 상부 층단위(upper unit)으로 구

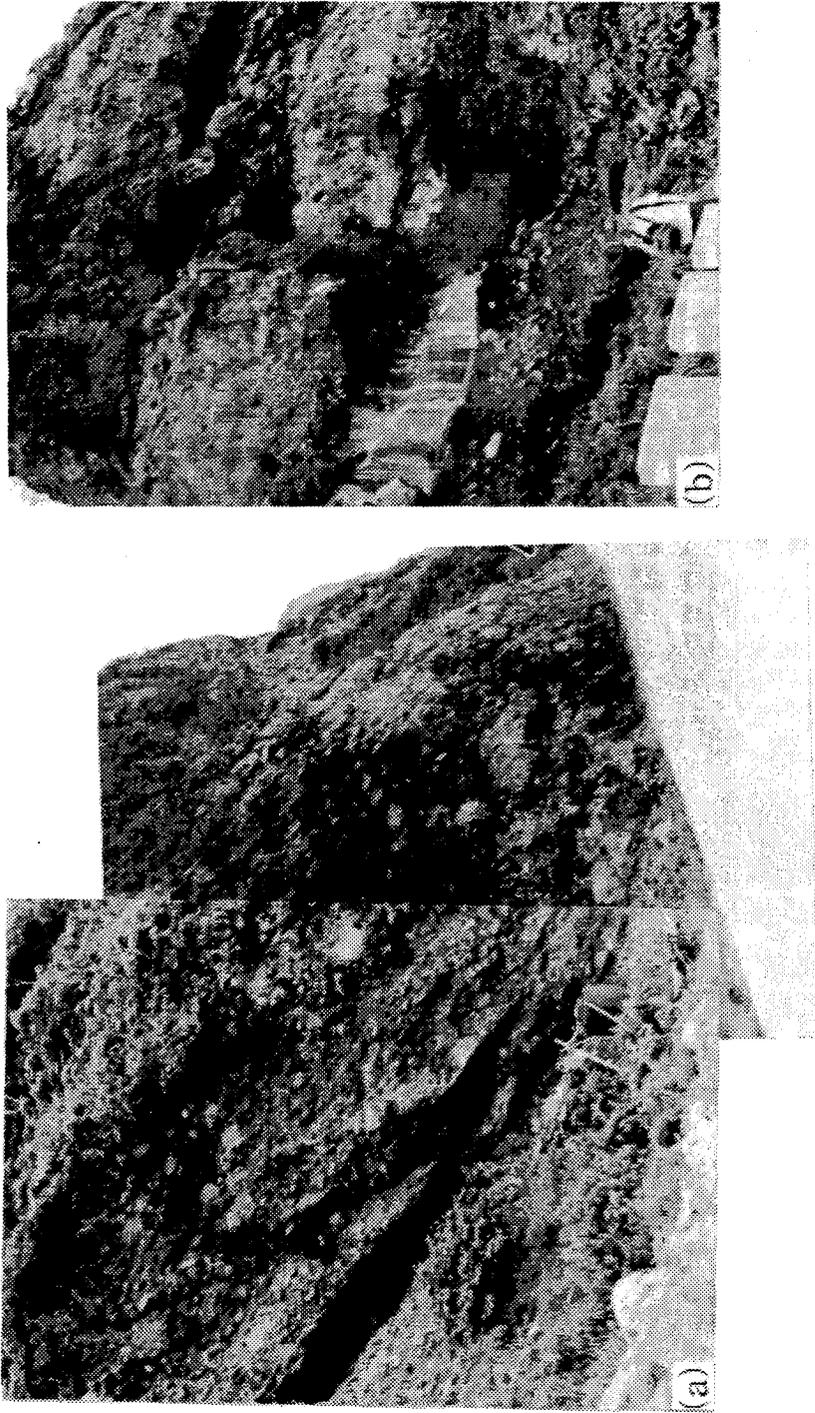


Fig. 8. Consolidated pyroclastic flow deposit derived from Nari Caldera collapsing in Pyeongri. (a) Disorganized pyroclastic flow deposits overlying originally inclined plane. (b) Lower unconsolidated debris flow deposit showing gradually changed to upper consolidated pyroclastic flow deposit.

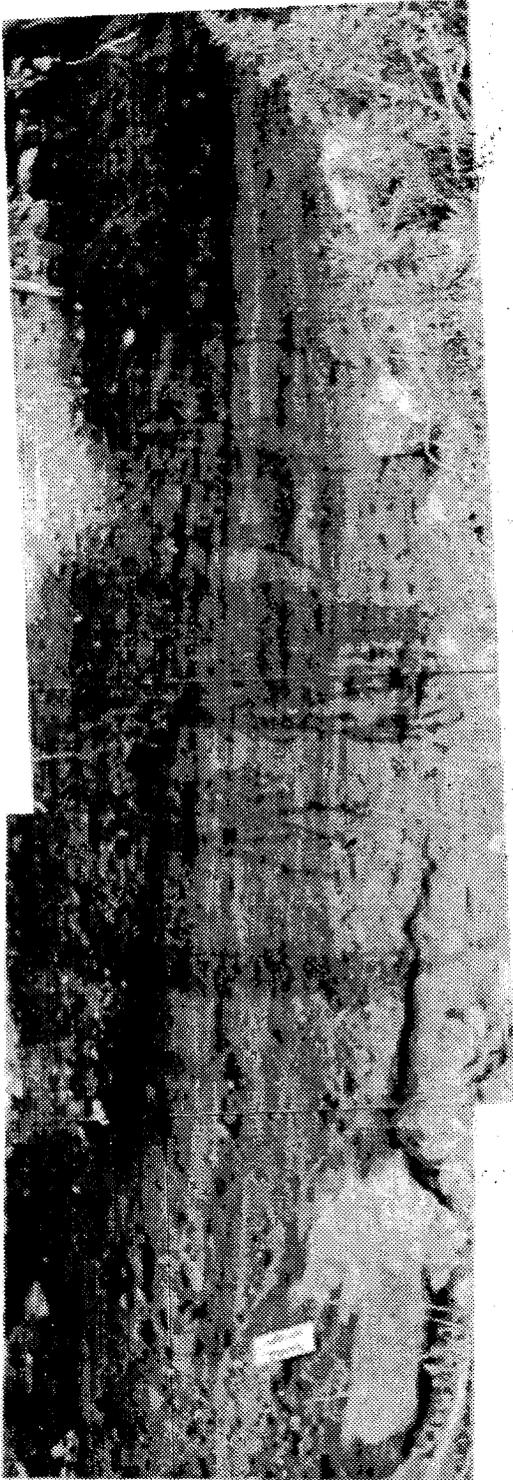


Fig. 9. Photograph of basal cross-lamination of consolidated pyroclastic flow deposits.

Table 1. Stratigraphic correlation of the Ulleung Island (Min et al., 1988; Yoon, 1986; Won and Lee, 1984).

Min et al. (1988)	Won and Lee (1984)	Yoon (1986)	
Stage 5 Talus ... unconformity ... Leucite bearing trachyandesite --- intrusion --- Caldera sediments ... unconformity ... Pumice trachyandesite Pyroclastics and welded tuff Marine terrace sediments ... unconformity ...	Coastal terrace deposits ... unconformity ... Leucite trachyandesite Pumice and trachyandesite lapilli tuff and tuff  ... unconformity ... Intra-caldera deposits  ... unconformity ...	Post-caldera	
Stage 4 Trachytes and phonolite	Kwanmobong trachytes Daedung trachytes	Main	Caldera formation
Stage 3 Trachytic agglomerates tuff breccia and trachytes	Trachyte agglomerate and lapilli tuff(II) Chenbudong trachyte		Late
Stage 2 Trachytic dike --- intrusion --- Trachytic and trachyandesitic agglomerates and tuff	2nd Period Gadubong phonolite Trachyte and trachyandesite agglomerate and lapilli tuff(I)		Early
Stage 1 Basaltic dikes --- intrusion --- Basalt, basaltic agglomerates and tuff breccia	1st Period Basalt lava, agglomerate and lapilli tuff	Pre-erosion	

Table 2. Sediment characteristics of tephra layers in Ulleung Island

Sample No.	Composition(%)				Sediment Type by Folk	Statistical Parameters			
	Gra.	Sand	Silt	Clay		MZ(Phi)	St.De.	Skew.	Kurt.
U나리-221	33.37	13.51	36.82	16.30	mG	3.19	4.98	-0.14	1.59
U홍목-26	84.48	15.11	0.41		G	-2.53	1.57	2.26	7.35
U홍목-271	77.05	22.68	0.27		sG	-1.98	1.75	1.44	4.24
U홍목-272	89.96	9.92	0.12		G	-2.70	1.40	2.87	10.65
U석포-331	1.04	10.64	42.84	45.48	(g)sM	7.56	2.95	-0.80	3.89
U석포-332	75.17	14.52	6.16	4.16	msG	-1.40	3.55	2.01	6.05
U석포-333	8.05	41.49	50.46		gM	4.03	3.40	-0.33	1.58
U석포-334	85.96	13.33	0.71		G	-2.40	1.66	2.31	7.71
U석포-411	2.47	3.67	38.03	55.83	(g)M	8.23	2.97	-1.31	5.98
U석포-412	26.76	27.57	24.71	20.96	gM	3.30	4.97	0.11	1.68
U석포-414	2.96	4.61	38.08	54.35	(g)M	7.93	2.92	-1.64	7.40
U석포-415	27.51	70.32	2.16		gS	0.14	1.93	0.35	2.37
U석포-421	64.82	33.66	1.51		sG	-1.37	2.12	1.05	3.12
U석포-422	60.91	19.23	15.94	3.92	mG	-0.25	3.97	1.04	2.62
U석포-423	52.21	31.03	14.44	2.31	msG	0.08	3.75	0.99	2.66
U석포-424	43.80	48.70	5.11	2.39	msG	-0.36	2.79	1.86	7.37
U석포-441	85.77	10.73	2.14	1.36	G	-2.28	2.46	3.43	16.23

Table 3. Trace and rare earth elements of Ulleung Island derived tephra layers.

원소	단위	울릉-I 테프라		울릉-II 테프라			울릉-III 테프라	Primitive mantle
		U석포-334	U나리-221	U홍문-26	U홍문-272	U석포-333	U석포-411	
Na	(%)	5.13	5.15	4.08	4.50	5.67	4.49	0.25
Mg	(%)	0.12	0.10	0.18	0.17	0.11	0.16	21.2
Al	(%)	9.03	9.56	8.04	8.86	10.91	9.22	1.93
K	(%)	3.67	3.41	3.65	3.99	3.01	4.29	0.018
Ca	(%)	0.79	0.70	0.86	0.90	0.59	0.74	2.07
Sc	(ppm)	4.81	3.47	2.56	3.19	5.86	5.05	13
Ti	(%)	0.23	0.18	0.26	0.25	0.15	0.15	0.096
V	(ppm)	51.39	53.06	62.81	10.64	19.01	18.01	128
Cr	(ppm)	6.15	6.87	6.46	2.59	6.18	5.32	3000
Mn	(ppm)	1051	1229	802	959	1006	1532	1000
Fe	(ppm)	2.35	2.42	1.94	2.19	2.62	3.65	6.22
Co	(ppm)	0.91	0.73	1.30	1.22	1.08	1.21	100
Ni	(ppm)	1.10	1.00	1.07	0.37	1.78	2.88	2000
Cu	(ppm)	4.54	8.47	13.71	4.77	4.83	4.66	28
Zn	(ppm)	83.1	123.9	73.3	82.9	98.0	125.2	50
Ga	(ppm)	29.5	33.6	20.5	24.8	42.7	31.7	3
Rb	(ppm)	239	268	147	204	285	303	0.55
Sr	(ppm)	19	12	126	84	50	30	17.8
Y	(ppm)	28.47	31.44	14.70	20.69	33.15	22.94	3.4
Zr	(ppm)	1368	1358	796	753	2027	1499	8.3
Nb	(ppm)	313	298	221	186	359	319	0.56
Mo	(ppm)	12.47	12.77	6.13	7.94	16.23	5.87	0.059
Cd	(ppm)	0.46	0.50	0.31	0.34	0.62	0.49	0.04
Sb	(ppm)	1.52	1.80	0.99	0.95	1.97	1.26	0.025
Ba	(ppm)	16	9	220	90	53	31	5.1
La	(ppm)	120.6	142.4	73.1	96.5	139.7	80.8	0.551
Ce	(ppm)	196.4	231.4	116.3	154.9	210.2	161.3	1.436
Pr	(ppm)	18.44	21.02	11.20	14.89	17.63	13.65	0.206
Nd	(ppm)	54.63	59.78	32.63	43.51	47.74	40.38	1.067
Sm	(ppm)	7.54	7.89	4.34	5.99	5.97	5.75	0.347
Eu	(ppm)	0.90	0.71	1.51	1.47	0.53	0.83	0.131
Gd	(ppm)	8.45	9.09	4.66	6.56	7.96	6.66	0.459
Tb	(ppm)	1.15	1.23	0.62	0.81	1.06	0.83	0.087
Dy	(ppm)	6.56	6.60	3.33	4.67	6.31	5.41	0.572
Ho	(ppm)	1.13	1.25	0.62	0.93	1.34	1.04	0.128
Er	(ppm)	3.44	3.82	1.86	2.37	3.93	3.25	0.374
Tm	(ppm)	0.51	0.65	0.30	0.38	0.65	0.58	0.054
Yb	(ppm)	3.86	4.33	2.09	2.76	4.61	4.52	0.372
Lu	(ppm)	0.58	0.65	0.29	0.41	0.69	0.67	0.057
Ta	(ppm)	44.48	44.32	33.36	32.03	54.64	51.15	0.04
Pb	(ppm)	26.4	29.4	14.9	21.7	36.4	32.7	0.12
Th	(ppm)	95.0	85.9	22.6	33.8	968.8	83.7	0.064
U	(ppm)	7.66	7.89	3.12	4.53	12.47	3.38	0.018

분된다(Fig. 12c, 12d). 상부 층단위의 하부는 impact ground가 발달하며, 이 지점에 500  $\mu\text{m}$  크기의 Core-type의 성장라필리들(Schumacher and Schmincke, 1991)이 집중되며, 성장라필리의 코어는 100  $\mu\text{m}$ 의 광물과 세립질 화산재로 구성되고 최외곽에는 세립질 테두리가 간혹 발달하지만 내부적으로는 세립질 테두리가 발달하지 않는다(Fig. 14). Schumacher and Schmincke(1991)는 성장라필리들이 층의 하부에 놓이는 것이 낙하속도(fall velocity)가 상대적으로 빠르기 때문이며, impact ground가 대기 낙하층에서 형성된다고 보고하였다. 울릉-II 테프라층의 두 층단위는 급격한 퇴적상 변화에 의해서 야외에서 쉽게 인지되는데, 층단위 사이에 토양층의 발달 등의 큰 시간적인 불연속면은 발달하지 않는다. 울릉-II 테프라층의 하부 층단위는 대략 30 cm의 층후를 가지나, 퇴적 당시에 형성된 고경사의 퇴적면에서는 퇴적동시성 재동(gravitational reworking; Fisher and Schmincke, 1984)에 의해서 최대 60 cm까지 층후가 증가한다(Fig. 15).

울릉-II 화산분출은 울릉도의 화산작용중에서 가장 폭발적이었는데, 이는 울릉-III 화산시기에 화도(vent)의 열개(opening)에 의해서 칼데라 호수물이 화도로 유입 또는 지하수의 유입에 의해서 마그마의 휘발성(volatile)이 상당히 높아졌거나 이산화탄소(carbon dioxide)의 분압이 증가한 것으로 유추된다. 울릉-II 테프라에 포함된 조면암질 또는 화강암질 암편들은 hot coherent magma body에 차가운 물의 유입에 의한 급작스러운 수축(contraction)에 의해 brecciation으로 공급된 것으로 해석된다. 울릉-II 테프라의 폭발적인 분출(ca. 9300 yr B.P.)에 의하여 성층권까지 상승하여, 편서풍에 의하여 울릉도 동쪽으로 500 km 떨어진 일본까지 이동한 것으로 보고되었다(Fig. 16; Chun *et al.*, 1997; Machida and Arai, 1983). 지질학적으로 짧은 기간 동안에 광역범위한 지역에 넓게 분포함으로써 표식지층으로 해석되적물간의 시간층서대비에 활용되는 중요한 도구이다.

#### 4.4. 울릉-I 테프라

울릉도 화산활동의 최후기에 분출한 테프라층들은 나리칼데라를 중심으로 울릉도 북면, 서면, 그리고 울릉읍 일대의 고지대에서 넓게 분포한다. 이 테프라층들은 층후가 30~50 cm 정도이며, 전체적으로 부석질 테프라로 구성된다. U석포-1 노두는 현재 지표면 약 40 cm 하위에 층후 40 cm의 테프라층이 관찰된다. 울릉도

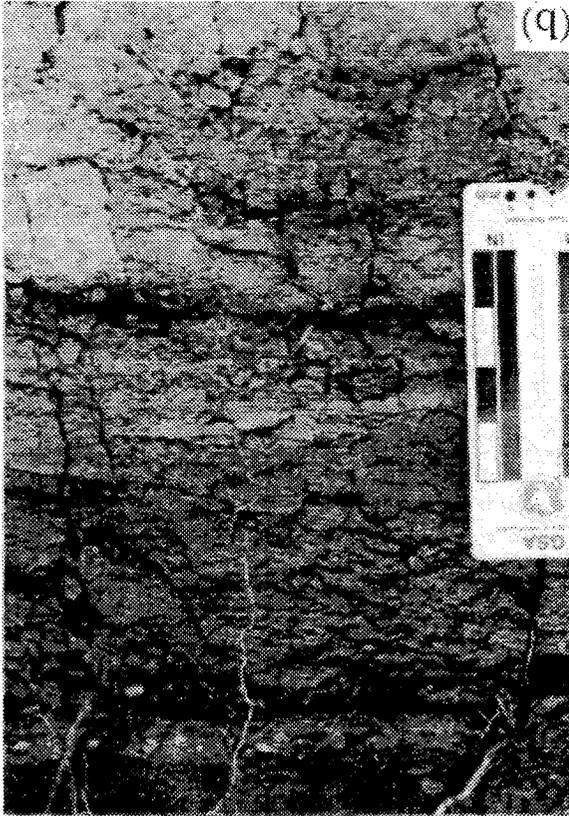


Fig. 10. Photographs of the Ulleung-III tephra. (a) The Ulleung-III tephra layers bounded by soil to Ulleung-II tephra layers, (b) The laminated Ulleung-III tephra showing pumice lapilli of uppermost part.

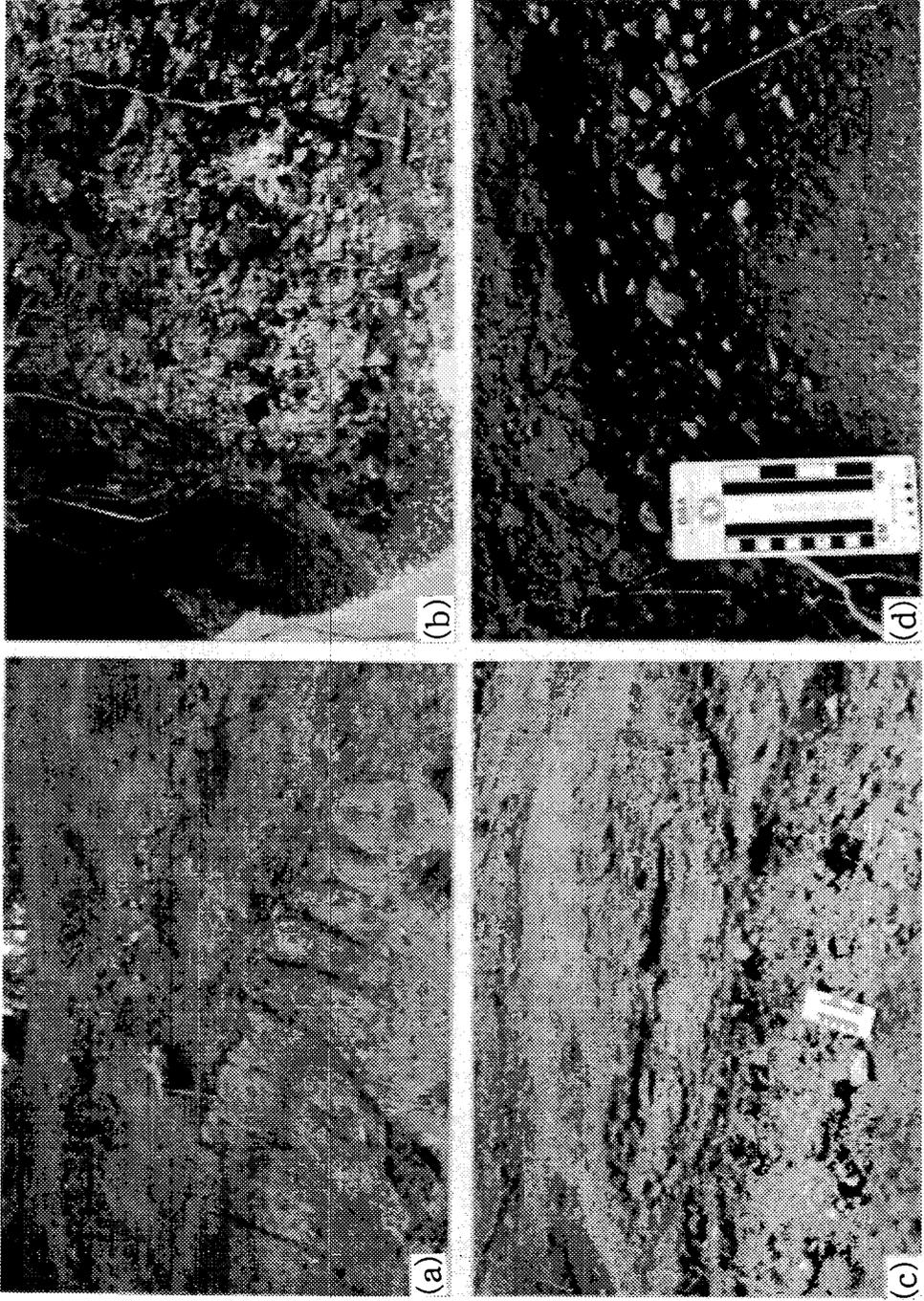


Fig. 12. Photographs of the Ulleung-II tephra. (a) The Ulleung-II tephra layers distinctly show lower boundary with soil. (b) Disorganized very thick Ulleung-II tephra layers in Hongmudong area are adjacent to Nari caldera. (c) Ulleung-II tephra layers consisted of lower density graded lower unit and fine-grained ash including accretionary lapilli upper unit.

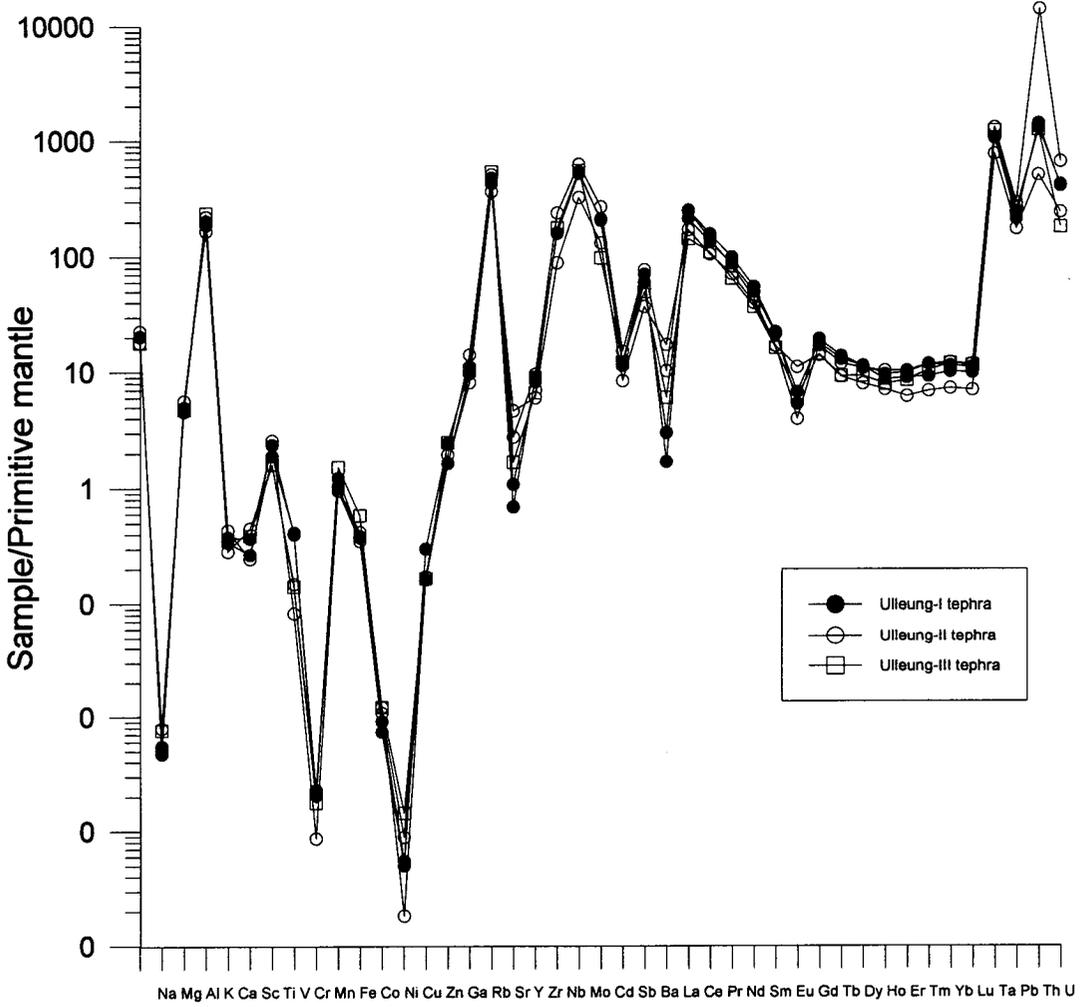


Fig. 11. Primitive mantle normalized trace and rare earth elements diagram of tephra derived from explosive eruption.

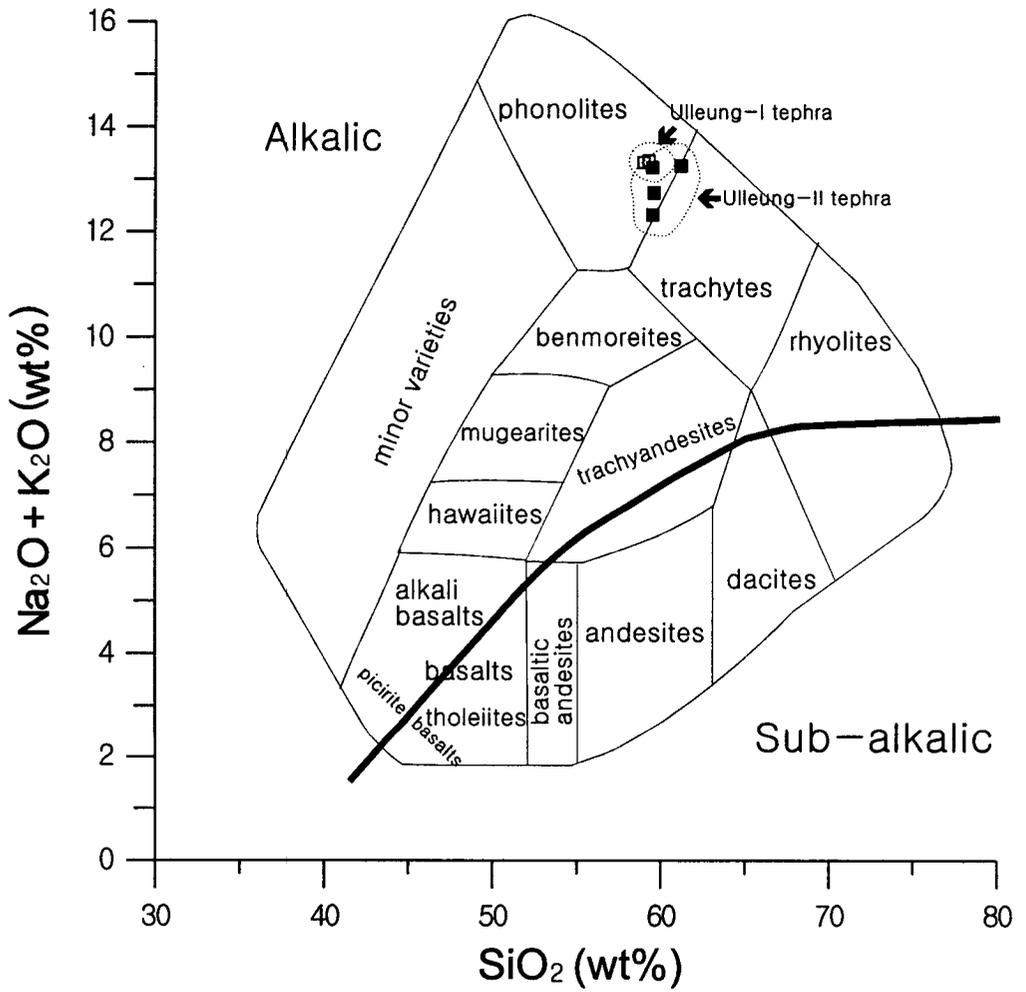


Fig. 13. Nomenclature of tephra derived from explosive eruption of Nari caldera in the Ulleung Island.

Table 4. Major elements of pumice shreds of the Ulleung-I and Ulleung-II tephra layers.

Ulleung-I tephra										
	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	*FeO	Total
U나라 -221	6.30	0.22	18.78	58.97	7.14	1.45	0.45	0.11	3.09	96.52
weight%										
U석포 -334	7.02	0.17	18.85	59.92	6.71	1.35	0.39	0.14	3.38	97.95
weight%										
Ulleung-II tephra										
	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	*FeO	Total
U석포 -332	6.55	0.19	19.10	61.39	6.79	1.58	0.44	0.05	3.19	99.29
weight%										
U관선 -321	6.73	0.30	19.41	59.22	6.82	1.55	0.46	0.02	3.43	98.08
weight%										
U홍목 -26	5.74	0.25	18.59	59.40	6.77	1.61	0.41	0.15	2.96	95.95
weight%										
U석포 -441	7.74	0.03	20.68	59.14	5.01	0.83	0.19	0.29	2.64	96.54
weight%										

울릉읍 저동 부근의 내수전 일대와 북면 석포동, 그리고 나리분지에서도 부석들로만 구성된 테프라층들이 관찰된다. U석포-334 노두의 테프라층의 평균입도는  $-2.4^\circ$ 이며 분급도는  $1.66^\circ$ 로 양호한 편이다(Table 3). EPMA 분석에 의한 pumice shard의 주요원소는 실리카함량이 59.92 wt%이고 알카리( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )함량은 13.73 wt%로 포노라이트질 마그마 성분이며, U나리-221의 pumice shards도 실리카함량이 58.97 wt%이고 알카리함량이 13.44 wt%로 포노라이트질 마그마 성분으로 분석되었다(Fig. 13; Table 4). 이 부석시료를 유도플라즈마 흡광분석기와 질량분석기로 미량원소 및 희토류원소를 분석하였는데, 다른 테프라보다 Sr과 Ba 함량이 고갈되어 있으며, Ce부터 Nd 원소까지 그리고 Gd부터 Dy 원소까지는 풍부하게 함유된다. 이 테프라층은 층서적 위치, 조성광물, 그리고 지화학적 특징에 의해서 울릉-I 테프라로 정의된다.

울릉-I 테프라층은 부석질 라필리들이 다량 산출되는 화산분출에 의해서 공급되었으며, 층후에 관계없이 암편들을 포함하지 않는 특성을 가진다. 울릉-I 화산분출시에는 화도에 지표수와 지하수의 유입이 없었거나 이산화탄소 분압이 상당히 낮았을 것이다. 결과적으로 울릉-I 화산분출시에 칼데라 호수가 형성되지 않았음을 지시하며, 제5절에서 설명될 라하르층은 울릉-II 화산분출 이후에 공급되었을 것으로 해석된다.

#### 4.5. 라하르(Lahar) 퇴적층

울릉도 나리칼데라의 북쪽 능선 지점인 U나리-24 노두(위도  $37^\circ 31' 28.6''$ , 경도  $130^\circ 52' 28.9''$ )에서는 토양과 조면암질 암편들로 구성된 퇴적층이 발달한다(Figs. 17 and 18). 이 퇴적층은 최대 직경 80 cm의 조면암질 암편들이 층리와 평행하게 배열되어 있으며, 두 flow units이 뚜렷히 구별된다. 각진 조면암질 암편들은 대부분이 층의 상부에 집중되어 역점이층리(inverse grading)가 발달한다. 이 퇴적층은 기질지지(matrix-supported)의 고집적(high-concentration)의 퇴적물들이 질량류(mass flow)에 의해서 이동하면서 거력들이 상부에 부유된 상태로 퇴적된 것으로 해석된다. 포노라이트질 마그마의 폭발적인 화산활동시기 이후에 사면의 불안정성 또는 집중적인 강우에 의해서 형성된 라하르(Lahar; Fisher and Schmincke, 1984)층으로 해석된다. 이 퇴적층은 칼데라 붕괴시에 형성된 라하르층

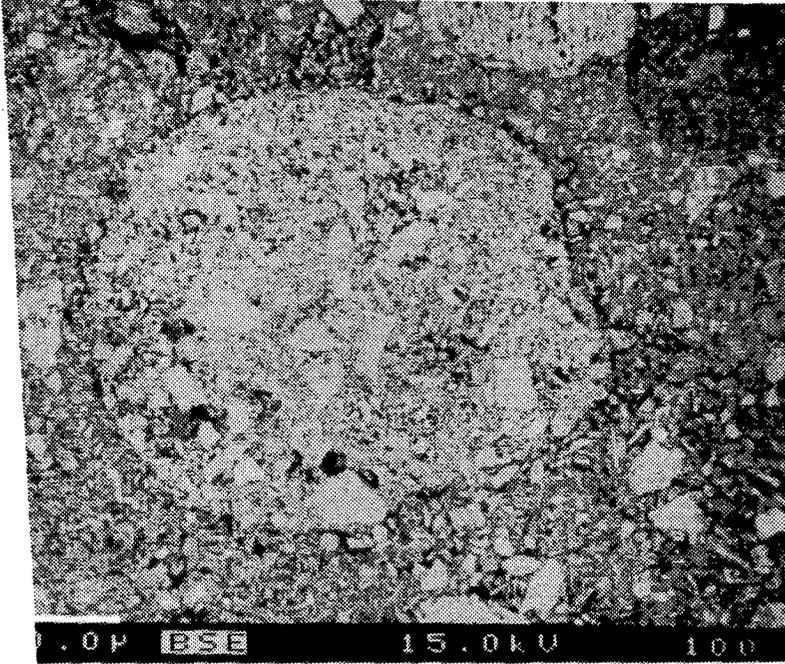


Fig. 14. Microphotograph of accretionary lapilli using by back scattered image of EPMA.

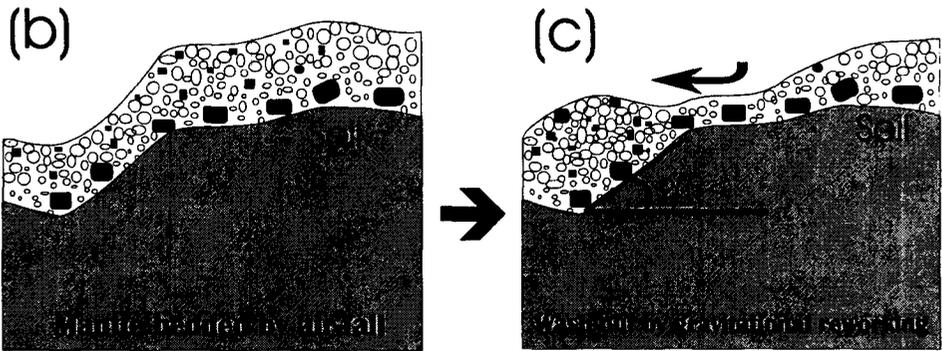
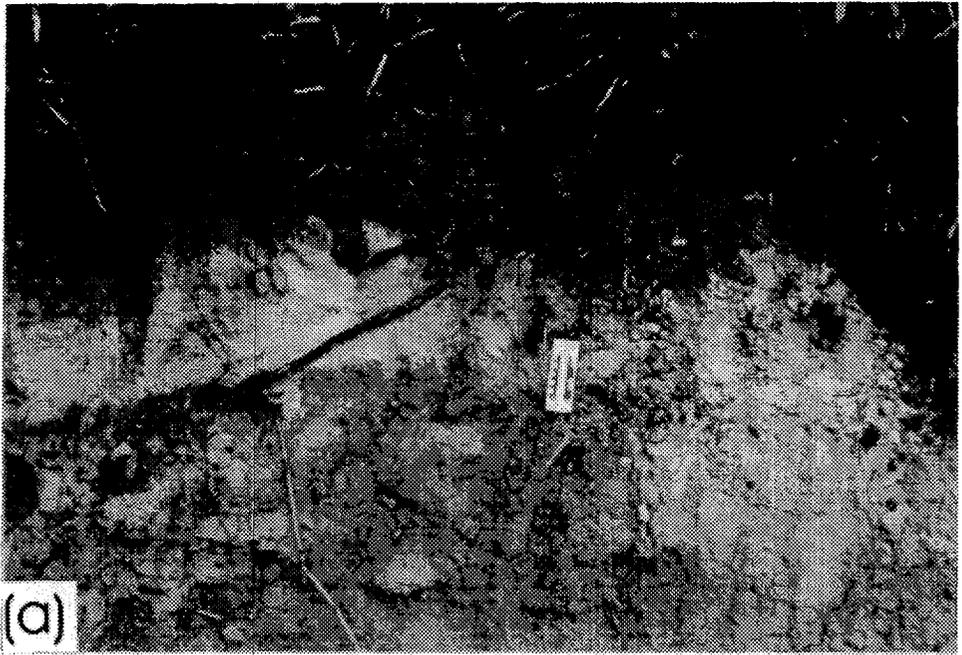


Fig. 15. Photograph and line drawings of the Ulleung-II tephra layers. (a) Photograph of wash out deposits by gravitational reworking, (b) mantle bedding by air-fall, and (c) wash-out process by gravitational reworking.

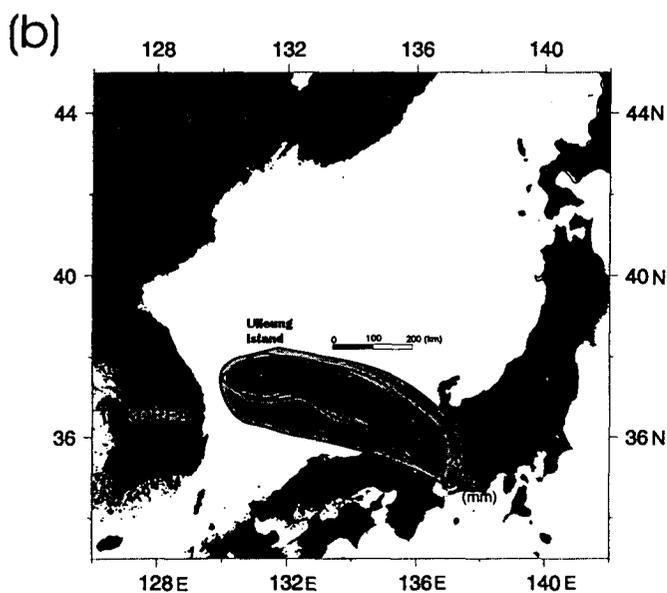
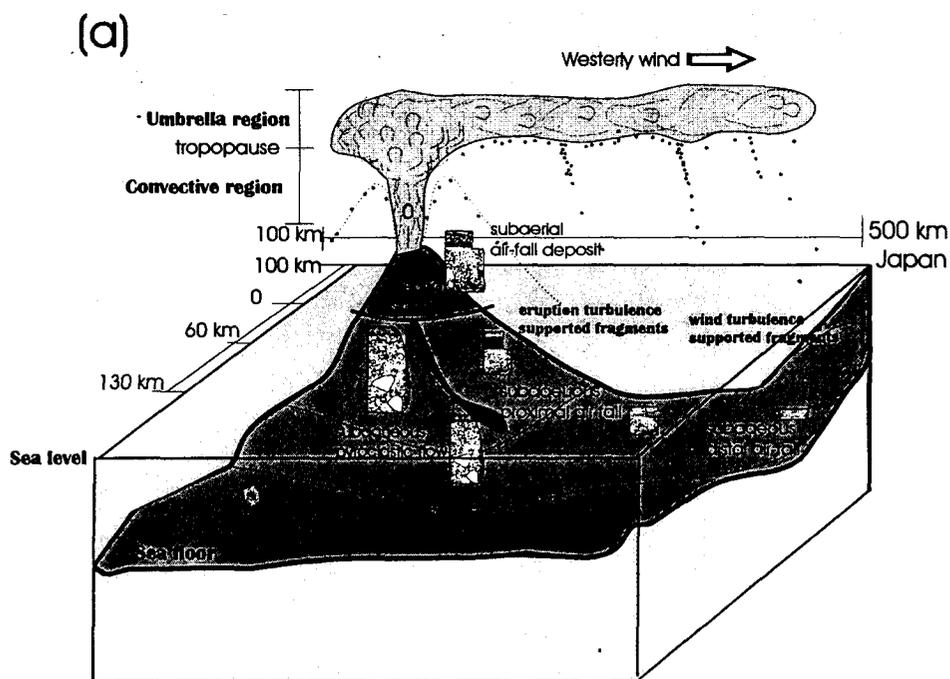


Fig. 16. Schematic diagram (a) of explosive eruption during the Ulleung-II tephra, and isopach map (b) of lower unit air-fall deposits erupted from the Nari Caldera.

과 거의 유사한 퇴적기작으로 해석되지만, 칼데라 붕괴시에 발달한 화쇄류층의 부재와 칼데라의 능선에 위치하는 것으로 미루어 볼 때 최근에 형성된 것으로 해석된다. 라하르층은 울릉-II 화산시기에 마그마에 일어난 수화작용과 관련지어 볼 때 울릉-II 화산분출 이후에 공급된 것으로 유추된다.

## 제 5 절 결 론

울릉도는 최소 2.7 Ma 전의 대기하 분출에 의한 화산활동으로 공급된 현무암질 용암류와 화쇄류의 교호층, 그리고 상당한 기간의 휴식기 이후에 재개된 조면암질 용암류(1.04 Ma)의 순차적인 분출에 의해서 나리칼데라를 중심으로 방사상으로 분포한다. 일련의 마그마분출에 의해서 마그마 저류장소의 공동화가 일어나 분화가 함몰되어 나리칼데라가 형성되었다. 나리칼데라 형성시 또는 이후에 칼데라의 북측이 붕괴되어 해안가에 다량의 화쇄류층과 재동된 라하르층들이 이전의 형성된 화산암류를 피복하였다.

최근에 재개된 포노라이트 마그마의 폭발적인 분출로 대기낙하 또는 화쇄류 등의 퇴적기작에 의한 다양한 형태의 테프라층들이 공급되었다. 울릉도의 현재와 같은 지형은 칼데라붕괴가 일어났을 때 형성되었으며, 나리분지내에 발달한 Leucitite는 울릉도 최후기 화산활동에 의한 것으로 보고되었다. 최근의 포노라이트질 마그마의 폭발적인 분출은 현재까지 연구에 의해서 3회가 확인되었다.

최초의 포노라이트마그마의 분출(울릉-III 테프라)은 세립질 화산재 구름의 공급에 의해서 형성된 화쇄류가 제한적인 둔덕으로 이동하여 퇴적되었다. 울릉-III 테프라는 층리가 발달하고 각 층리의 상부는 성장라필리들이 놓인다.

울릉-II 테프라는 울릉도 화산활동중에서 가장 강력한 폭발력에 의해서 기반암 및 화도로부터 다량의 암편들을 포획하여 주로 대기낙하에 의해서 퇴적되었다. 그리고 연속적인 다량의 화산재 구름의 형성으로 대기낙하에 의한 층의 하부에 impact ground가 형성되고 성장라필리가 집중되었다. 울릉-II 화산폭발 당시는 화도의 열개에 의한 지표수와 지하수의 유입 또는 이산화탄소 분압의 증가가 일어났을 것이다.

울릉도 최후의 화산활동(울릉-I 테프라)은 부석질 라필리들이 공급되었는데, 마



Fig. 17. Photograph of the Ulleung-I tephra.



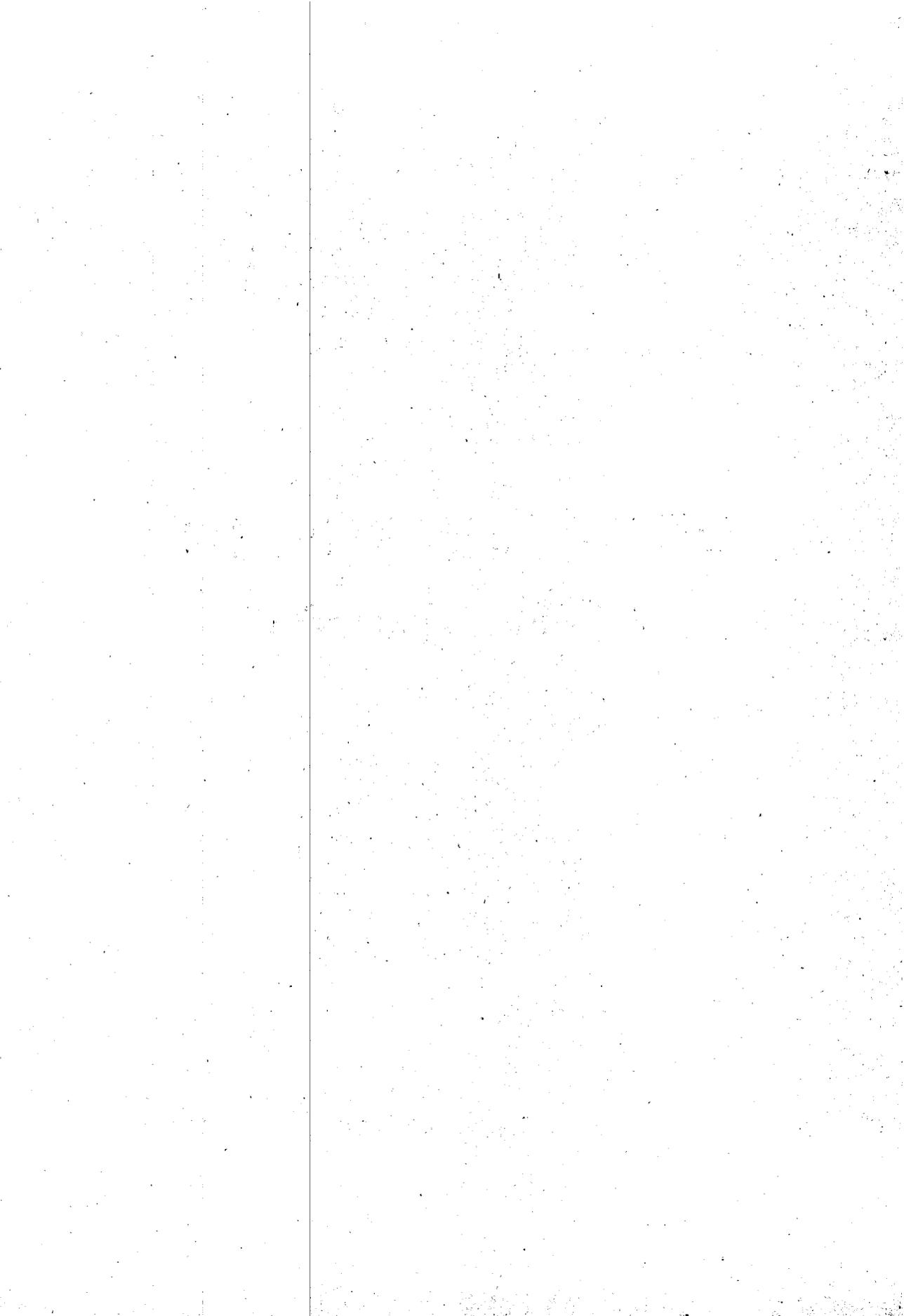
Fig. 18. Photographs of lahar deposit adjacent to Nari caldera.

Won, C. K. and Lee, M. W., 1988, The Study on Petrology for the Quaternary Alkali Volcanic Rock of the Korean Peninsula, Jour. Geol. Soc. Korea, 24, 3, 181-193.



## 제 3 장

# 울릉도와 주변 해역에서의 지구물리 자료 해석



# 제 1 절 서 론

평균 수심 2,000 m 이상의 해역으로 이루어진 동해는 활발한 지각운동이 일어나고 있는 환태평양 화산 및 지진대에 접한 전형적인 후열도분지이다(Fig. 19). 연구지역인 울릉분지 북동쪽의 울릉도와 주변 해역(북위 35° 50'-37° 30', 동경 130° -132°)에 대한 탐사활동 및 연구는 아직도 미흡하여 해저 중·자력 및 심부 탄성과 자료를 통해 해저심부의 지질구조를 파악하고 심부 기반암 및 퇴적층의 층서, 화산활동에 따른 화산체 구조 및 테프라층서, 그리고 연대기 연구 등을 수행하였다. 이 지역은 많은 화산체 활동 증거가 탄성과 단면도에 나타남으로써 이로 인한 동해 생성 후 퇴적환경 변화를 규명하고 퇴적구조를 파악하는데 도움을 주고 있다. 다중채널 탄성과탐사 도면은 지하내부의 화산체 활동의 영향으로 복잡한 형태의 기반암 구조를 보여주고 있다. 이는 울릉도 및 독도와 함께 동해에서 북동-남서 방향을 이루고 있는 제4기 화산활동의 결과로 형성된 화산지형의 영향 때문이다. 즉, 중기 마이오세 이전의 분지 형성 당시에 화산활동에 연관되어, 화산분출암과 화산수평맥은 북동-남서 방향으로 공급되는 분절된 균열(segmented fissure)에 기인한다(Lee, 1992). 화산체는 퇴적암에 교호하며 화산성 쇄설물을 형성하였고, 북쪽으로 점차 이동하며 후기 마이오세에 활동이 감소하여 쇄설성 퇴적작용이 분지 전체에 지배적으로 되었다. 북서쪽 기반암의 전진형 반사층리는 화산 쇄설성 선상지의 특징을 보여준다.

울릉도는 울릉분지의 북쪽에 위치하고 있으며, 판구조론적인 입장에서 보면 전형적인 주변해(marginal sea) 혹은 후열도분지(back-arc basin)에 속하는 동해의 가장 높은 섬이다. 울릉도는 성층화산으로 가장 높은 성인봉이 섬의 중심에 위치하고 있고, 성인봉의 북쪽에 위치한 나리분지에는 화산활동 최후기에 형성된 길이 약 3 km 정도의 삼각형 모양의 칼데라가 나타나고 있다(Fig. 3).

울릉도에 대한 연구는 지질 및 지형학적인 측면에서 주로 이루어졌다. 지질학적인 연구는 이대성(1954), 김윤규와 이대성(1983), 이 무(1984), 원종관과 이문원(1984), Kim(1985) 등에 의해서 수행되었다. 김주옥(1982), 권기홍(1982), 고의장(1984) 등은 지형학적인 연구를 수행하였고, 민경덕 등(1988)은 판구조론과 한반도의 화산활동에 대한 연구의 일환으로 울릉도 화산암의 고지자기를 측정하여 제주도보다 울릉도의 분출시기가 나중임을 보였다. 또한 울릉도에 몇 개 지점에서 측

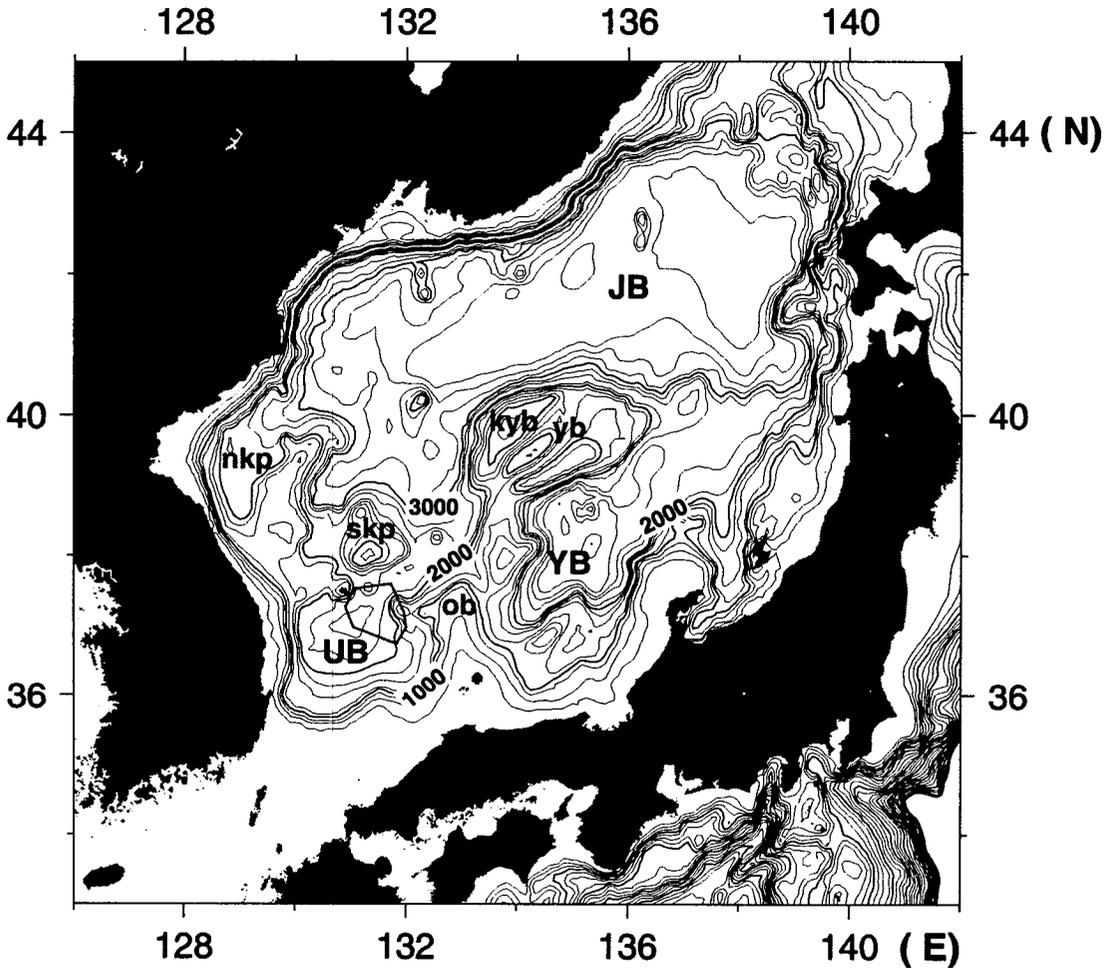


Fig. 19. Study area with the bathymetry of 250 m contour intervals in the East Sea. UB=Ulleung Basin, YB=Yamato Basin, JB=Japan Basin, kyb=Kita Yamato Bank, nkp=North Korea Plateau, ob=Oki Bank, skp=South Korea Plateau, and yb=Yamato Bank. Modified from Tamaki(1988) and Jolivet et al.(1991).

정된 중력이상값이 큰 양의 값을 나타나는 것으로 보아 울릉도 하부는 제주도와는 달리 두꺼운 대륙지각이 부재하는 것으로 해석하였다(Lee, 1987).

울릉도의 화산활동은 제주도, 백두산, 추가령 열곡 및 길주-명천 지구대에 분출한 제4기에 속하는 것으로 알칼리 화산암류에 해당한다. 원종관과 이문원(1984)은 울릉도의 화산활동 초기의 활동상을 하와이상인 것으로 추측하였고, 해수면상에 노출된 부분, 즉 후기의 화산활동상은 발칸상 내지 초발칸상임을 밝혔다. 또한 울릉도의 본원마그마는 맨틀상부에서 유래된 것으로 알칼리감람암으로 추정하였다.

울릉도의 면적은 약  $73 \text{ km}^2$ 이고 단축과 장축의 길이는 각각 10 km, 12 km이다. 섬의 중앙에 자리잡고 있는 성인봉은 섬의 최고봉으로 983 m에 이른다. 화산체는 풍화에 의해 원형이 거의 파괴되었으나 화산활동의 후기에 형성된 칼데라와 용암분출에 의해 형성된 알봉은 원형을 그대로 보존하고 있다. 섬의 기복은 심한편으로 그 차는 해안에서 중심부로 가면서 다소 완화되다가 남측사면의 성인봉쪽으로 갈수록 급격하게 변한다. 지형학적인 연구에 의하면, 경사도는 해안지형에서는  $31 \sim 50^\circ$ , 성인봉 부근에서는  $50 \sim 60^\circ$ , 나리분지에서는  $11 \sim 20^\circ$ 를 보이고 있다(권기홍, 1982). 그러나 해저에서부터 시작되는 실제적인 화산체는 해수면아래 2,200 m까지 이르며, 기저에서의 장경은 약 30 km이고 그 주된 방향은 북동-남서 방향을 보이고 있다. 인접 해양의 해도 및 해양중력 탐사시 얻은 수심자료를 바탕으로 한 연구지역의 해저지형도는 이를 잘 나타내고 있다. 섬을 중앙에 두고 남쪽 방향은 수심이 급격하게 증가하고 있으며, 그 외의 방향에서는 해수면하 900~1,200 m까지 얕아진다.

울릉도 근해를 포함한 동해에서는 동해의 생성과 관련하여 지구물리화학적 연구가 다수 수행되었고, 특히, 한국해양연구소에서는 울릉분지와 동해안에서 탄성파, 중력, 자력탐사를 수년에 걸쳐 실시하였다(석봉출 등, 1993). 이들 연구 결과에 의하면 울릉분지의 지각은 수평방향으로 잘 발달된 상부 및 하부층으로 나뉘어지는데 이들의 속도 및 속도구배는 해양지각의 층단위 2 및 층단위 3과 일치한다. 울릉분지 전 지역에서 지각의 두께는 10 km로서 일정하다. 하부지각이 정상적인 해양지각보다 대략 2-3 km 더 두꺼우나 그 속도구조는 해양지각임을 지시한다. 따라서 울릉분지의 해양지각은 중앙 해령에서 생성되는 것과는 다른 방법으로 형성되었을 가능성이 크다.

그러나 울릉도 화산체와 그 주변의 지질구조를 구체적으로 밝히기 위한 연구는 거의 없는 실정이다. 현재 제주도와 울릉도의 화산활동은 열점(Hot Spot)에 기인하는 것으로 해석하고 있는데(원종관 등, 1989), 이를 검증할 수 있는 정보는 울릉도 및 울릉도 주변해역에 대한 보다 정밀하고도 광역적인 지각구조를 해석하여야 얻을 수 있으며, 이를 위하여서는 지구물리학적 방법을 이용하는 탐사가 필수적이다. 본 연구에서는 울릉도 화산체의 구조적 특성을 파악하기 위하여 울릉도 육상에서 중력과 자력탐사를 수행한 결과(권병두 등, 1995)를 이용하고, 추가로 한국해양연구소의 울릉도 근해의 해상 중·자력자료(석봉출 등, 1993; 한상준 등, 1996, 1997)와 탄성파자료를 해석에 이용하였다.

## 제 2 절 탄성파자료를 이용한 울릉도와 독도 주변해역의 지질구조

### 2.1. 연구지역 및 탐사측선

연구해역은 울릉분지 북동단에 접한 대륙사면과 울릉도와 독도 사이의 퇴적분지를 포함한다(Fig. 20). 대륙사면은 남-북 방향으로 완만한 구배를 보이며, 울릉도와 독도 사이는 북서 및 남동 방향으로 갈수록 주위의 해저화산의 영향으로 경사가 커진다. 북위 37° 이남의 대륙사면은 동-서 방향으로 발달되며 수심 2,000-2,500 m에서 비교적 평탄한 울릉분지 중심부로 이어진다. 반면에 그 이북의 대륙사면은 복잡한 화산활동과 북쪽의 한국대지의 영향을 받아 불규칙한 지형을 보인다. 울릉도와 독도 사이에는 울릉해저화산(Ulleung Submarine Volcano)이 분지면으로부터 약 1,000 m 정도 상승해 있다.

울릉도 북부해역의 지질구조로써 한국대지는 최대 두께가 왕복주시시간으로 약 1.1 sec인 얇은 퇴적층으로 덮여 있다. 한국대지의 기반암은 많은 정단층들을 가진 기복이 심한 울퉁불퉁한 면으로 구성되어 있다. 한국대지는 후열도확장 영향으로 확장되어 잔재하는 대륙지각일 것이며, 육지로부터 연장된 화강암으로 구성되어 있을 것으로 추론하고 있다(Tamaki, 1988). 주변의 울릉분지에서 생성된 많

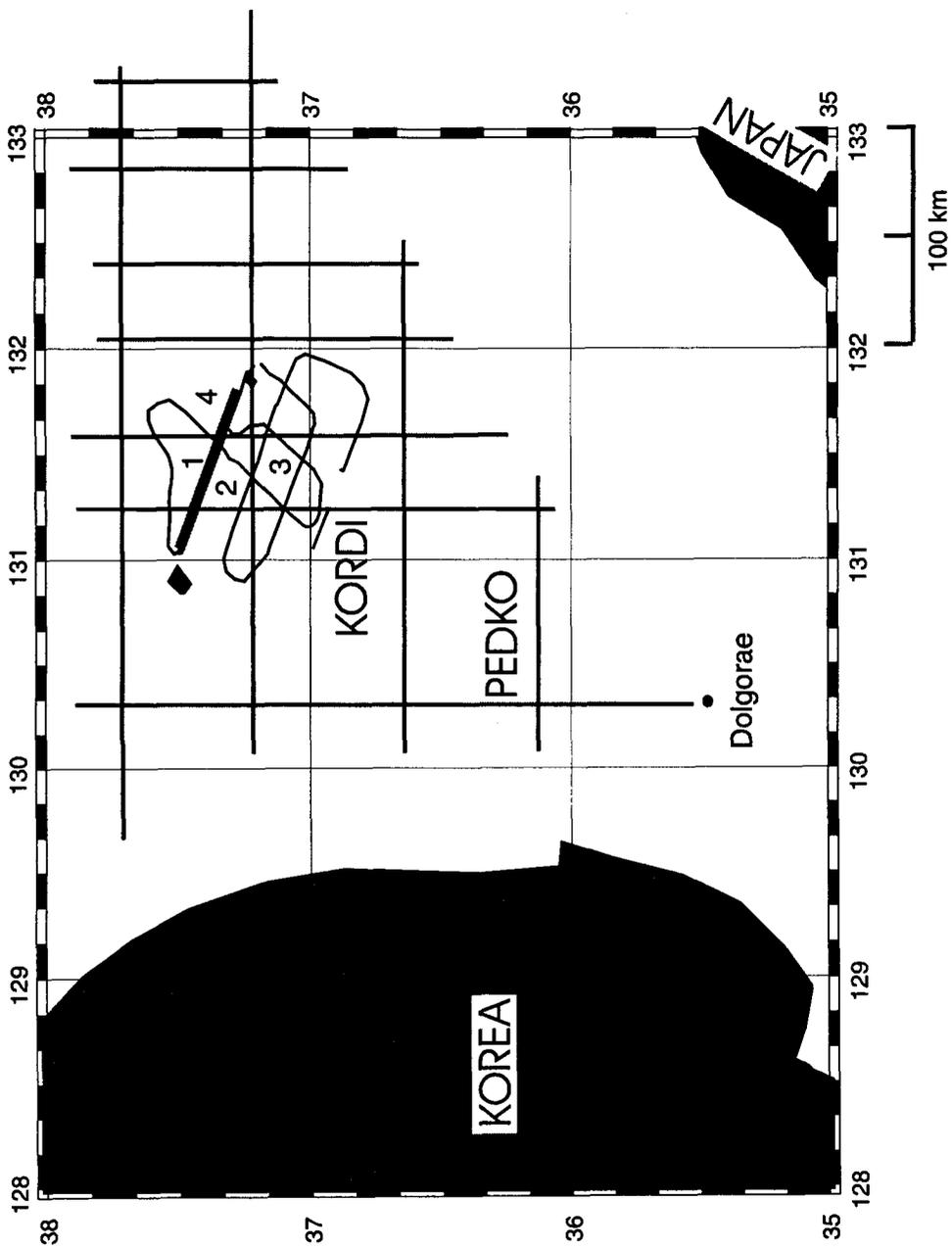


Fig. 20. Data base with seismic lines and exploration wells in the Ulleung basin. KORDI and PEDCO represent "Korea Oceanography Research and Development Institute" and "Korea Petroleum Development Corporation", respectively.

은 해저산들과 울릉도 및 독도를 포함하는 제4기 화산활동으로 이루어질 때, 화산활동이 한국대지에서 중요한 역할을 했을 것이다.

본 해역에 대한 기존의 연구로는 한국석유개발공사에서 수행한 울릉분지 전반에 걸친 다중채널 탐사측선 중 일부가 연구지역의 중심부를 통과한다(Kim, 1981; Lee, 1992; Yoon, 1994). 또한, 울릉분지의 지각구조를 파악하기 위해 해저면 지진계(OBS)를 이용한 굴절파탐사가 한국해양연구소와 러시아 공동으로 수행되었다(석봉출 등, 1993). 해저면 지진계를 이용한 탄성파탐사는 강력한 파원의 음원을 사용하므로 탐사심도가 깊어 맨틀의 깊이나 동해 심부지각의 근원 등 지각구조를 밝히는 데는 유용하나, 주로 굴절파나 초임계각 반사파 등 초기시간 도달파들만을 이용해 해석하므로 탄성파층서 해석에 필수적인 음향기저면 상부의 퇴적구조의 발달상태를 파악하기에는 부적절하다.

동해 울릉분지 북동부의 성인 및 발달과정을 규명하기 위해 선정된 연구해역의 심부지질 구조를 밝히기 위한 다중채널 탄성파탐사가 한국해양연구소 소속 종합해양연구선 온누리호(1,422 G/T)에 탑재된 11.3 ℓ 용량의 에어건 및 다중채널 수신기를 이용하여 1995년 10월에 수행되었다(한상준 등, 1996). 연구지역은 수심이 깊고 화산활동이 많아 자원탐사 목적의 다중채널 탄성파탐사는 이루어지지 않았으므로, 연구해역내의 대수심지역에 대한 탐사활동은 거의 전무하여, 이번의 학술적인 목적의 탄성파탐사 자료는 동해의 전체적인 지질구조와 발달과정을 밝힐 수 있는 중요한 정보를 제공할 것이다. 탐사측선은 울릉도와 독도 사이에 발달한 분지를 횡단하도록 북서-남동 방향을 기본방향으로 설정하였다(Fig. 20).

## 2.2. 층서

연구지역에는 최대 3.2 sec(Two-way travel time; 약 5,000 m) 두께의 퇴적층이 화산활동의 영향으로 복잡한 기반암 위에 집적되어 있는데, 층의 형성연대를 추정하기 위해 울릉분지 남쪽 제6-1광구 돌고래 시추공에서 설정된 시간층서와 대비하였다(Lee, 1992; Lee, 1994; Yoon, 1994). 울릉분지를 가로지르는 두 지역간의 대비에는 한국석유개발공사에서 취득한 다중채널 탄성파 탐사도면을 이용하였다. 이에 따르면, 본 연구지역의 퇴적층은 대부분 중기 마이오세(Miocene)와 그 이후에 집적된 것으로서 추정되는데, 연대에 따라 초기(23.7-16.6 Ma), 중기

(16.6-11.2 Ma) 및 후기 마이오세(11.2-5.3 Ma), 플라이오세(Pliocene, 5.3-1.6 Ma), 그리고 제4기(Pleistocene-Holocene: <1.6 Ma)의 5개 층으로 구분하였다(Fig. 21).

한편, 제4기 후기에 퇴적된 것으로 보이는 표층 및 천부 퇴적층은 부분적으로 부석(pumice)을 포함한 실트와 점토가 대부분이며, 울릉해저수로(Ulleung Channel; Fig. 21) 등 심해류에 연관된 여러 심해 해저수호가 발달되어 지속적인 침식, 퇴적물의 이동 및 집적에 관여하고 있다. 심해의 평평한 대지에는 저탁류(turbidity current)에 의한 퇴적상이나 평상퇴적상(planar facies)이 발달되어 있고, 울릉도와 독도 주위에 분포한 급경사에는 함몰사태(slump)에 연관된 썩기형태(wedge)의 퇴적물이 집적되어 있다(한상준 등, 1996, 1997).

울릉도와 독도 동쪽의 분지는 플라이오세에도 존재했던 것으로 사려되며 음향 기반암 위에 얇은 퇴적층(아마 해양퇴적물 사이에 화산재층이 협재)이 덮여 있으며, 울릉분지, 일본분지 및 야마토해령의 발달사와 밀접한 관련이 있을 것이다.

### 2.2.1. 기반암

연구지역의 기반암은 해수면하 500-3,000 m 깊이에서 나타나는데, 강한 표층의 반사면과 불규칙한 내부반사기록이 특징이다. 울릉도와 독도 사이(Fig. 21)에 위치한 기반암은 울릉도의 영향으로 북서 방향으로 경사가 커지고 표면에 불규칙적인 기복이 나타나며, 남동쪽으로 갈수록 비교적 평탄한 표면과 완만한 경사가 특징이다. 특히 기반암의 경사는 울릉도와 독도 사이의 측선에서 급격히 변화하는데, 급경사 기반암은 대부분 섬에서 심해로 이어지는 경사, 대규모의 정단층 및 지하내부의 화산활동에 따른 기복 등의 영향을 받기 때문이다. 이 지역에는 확장과 이에 따른 울릉도와 독도의 화산활동에 의해 퇴적분지가 북동-남서 방향으로 길게 발달되어 있다. 비교적 평탄한 남쪽 기반암은 곳에 따라 말기 플라이오세 층까지 상승(uplift)되어 상부 퇴적암을 변형 시켰으며 기반암을 구성하는 화산체의 유동으로 화산수평맥(volcanic sill) 구조를 만들었다. 심부 화산활동으로 인한 열변질작용으로 기반암은 유연성 있고 휘기 쉬운 상태로(ductile or visco-elastic) 바뀌어 기반암에 부착된 단층(basement-involved fault)을 생성하지 않고, 비교적 고화된 상태의 퇴적층 내에 단층들을 형성하고 있다. 특히 울릉도와 독도 사이의 불규칙한 기반암은 가장 최근까지 활동한(최대 말기 플라이오세까지) 울릉도와 독도의 영향으로 현재 퇴적활동에 영향을 미쳐, 기반암으로부터 고화되어 깨지기 쉬운

(brittle or elastic) 퇴적층까지 재활성된 대·소규모의 단층군을 형성하였다. 울릉 분지간 통로(UIG)는 울릉분지와 일본분지를 연결하는 통로로써 각각의 분지 형성 시 서로 다른 진화과정에 의해 기반구조를 분리시키고 있다.

울릉도 주변 해역에서 기반암은 경계가 모호하게 나타나는데, 이는 화산분출이나 화산분출에 수반된 급격한 쇄설성 혹은 화산쇄설성 퇴적작용으로 퇴적암과 화산체가 교호하여 경계가 모호한 화성기반암을 형성했기 때문이다. 이곳의 천부기반암이 기복이 약하고 평평한 면으로 구성되어 있는데, 이러한 천부기반암은 북쪽으로 한국대지와 연결되어 있다. 천부기반암은 화산분출암이나 화산관입암으로 추정되며, 화산활동이나 화성활동은 화산둔덕 및 해저화산, 응회암과 더불어 화산관입암 및 화산암류를 형성하였다. 화산암류는 기반암 상승부의 동쪽으로 연장되며 층단위 IV 위에 존재하는데, 이는 화산활동이 북서쪽으로 가면서 젊어진다는 것을 보여준다(Lee, 1992).

### 2.2.2. 층단위 V

시대가 명확하지 않아 초기 마이오세로 추정된 연구지역의 최하위 층인 층단위 V는 불규칙적인 기반암 위에 위걸침 형태로 퇴적되어 있으며, 층 곳곳에 화산수평맥을 협재하고 있다. 특히 규모가 큰 화산수평맥은 기반암을 형성한 후 재분출된 화성암에 의해 기반암 위를 덮고 있다. 이러한 분출형태로 추정해 볼 때 고에너지 분출에 기인한 화산활동에 의해 기반암을 피복한 것으로 추정할 수 있다. 기반암 상승부 근처에서는 주로 층의 상부에 화산수평맥을 포함하고, 기반암 상승부 사이에서는 썩기형태의 퇴적상을 보인다. 최대 퇴적층의 두께는 1.1 sec(약 1,000 m)이다.

### 2.2.3. 층단위 IV

대부분 중기 마이오세에 퇴적된 층단위 IV는 분지의 중앙부에서 최대 0.7 sec(약 600 m)의 두께를 보이며, 울릉도 근처의 축선에서는 화산돔(volcanic dome) B, C 및 울릉도(화산체 A)의 영향으로 퇴적물이 회전되어서 나타나는(rotational block) 썩기형태의 층이 단층에 의해 잘라진 양상을 보인다. 특히 퇴적층 내에 협재한 화산수평맥 c 및 d의 구조를 잘 보여준다(Fig. 21). 대부분의 화산수평맥이 층단위 V에 존재하지만, 층단위 IV에 협재한 c와 d 화산수평맥은 단층에 의해 단



절된 형태이고, 일부 화산수평맥은 채움의 형태를 보여주고 있다. 이는 화산체의 저에너지 분출로 인하여 기존에 형성된 지층을 채우는 형태로 추정할 수 있다. 하부의 층은 대부분 층단위 V에 위결침이나 아래결침(downlap)의 형태로 퇴적되어 있으며, 특히 축선의 중앙부에는 대규모 침식부정합면(erosional unconformity)에 의해 경사층이 침식되어 있는 곳도 있다. 퇴적암 내의 얇고 강한 진폭이상(strong amplitude anomaly)들은 소규모 화산수평맥의 활동과 관련되어 있고, 대부분의 퇴적암들이 화산돔에 의해 상승작용을 받았다.

일본분지와 야마토분지에서 층단위 IV는 불규칙적인 층상을 보이는데 이는 화산활동이 활발하고 기반침강이 일어난 중기 마이오세 동안에 쌓인 이암과 밀도류에 의한 응회암 등의 퇴적물로 구성되어 있기 때문으로 추론된다. 또한 분지 생성 시부터 중기 마이오세까지 인근 대륙주변부에서의 퇴적물 이동으로 분지 중앙부에서의 퇴적속도가 UIG에 비하여 상당히 높았음을 알 수 있다(Ingle et al., 1990; Tamaki et al., 1990).

#### 2.2.4. 층단위 III

대부분 후기 마이오세에 집적된 것으로 추정되는 층단위 III은 화산활동에 의한 기반암 상승부의 단층 근처에 썩기형태로 두껍게 집적되어 있는데, 퇴적분지 중심부에서 두께가 최대 1.3 sec(약 1,300 m)에 달한다. 본 층단위는 대부분 정합적인 집적관계를 갖는 개별층으로 구성되어 있고, 하부의 개별층들은 썩기형태를 가지고 있으며, 정합적이거나 아래결침을 하고 있다. 울릉도 근처에서 층단위 III의 최상부층은 해저화산이 형성될 당시에 분출된 화산분출암이 불규칙적이고 강한 반사파로써 퇴적물 내에 협재되어 있다(Fig. 21). 층단위 III은 특히 화산돔에 의해 가장 많이 변형을 받아 기반암 상승부에서 멀어질수록 분산성상(divergent facies)으로 층의 두께가 급속히 증가한다.

층단위 III은 야마토분지에서 약하거나 희미한 층리를 보이고 일본분지는 중간 또는 강한 층리를 보여, 주로 이암으로 구성되어 있고 화산활동이 많이 감소하여 반원양성 퇴적작용이 우세하였다(Ingle et al., 1990; Tamaki et al., 1990).

#### 2.2.5. 층단위 II

플라이오세에 집적된 것으로 추정되는 층단위 II는 최대 두께가 1.0 sec(약 900

m)로써, 대부분 연구지역에 두껍게 쌓여 있고 울릉도와 독도로 가면서 점차 두께가 감소한다. 본 층은 중간부분에서 관찰되는 정합적인 고진폭 반사파면을 경계로 하여 두 개의 층으로 다시 구분할 수 있다. 층단위 II의 하부는 일부지역을 제외하고는 대부분 사암과 셰일의 호층에서 특징적으로 보이는 반사파 형태를 띠고 있고(Fig. 21), 상부는 괴상 사암(massive sand)이나 균일한 셰일층(homogeneous shale)에서 나타나는 반사면이 없고 강한 진폭을 가진 불규칙적인 가변진폭이나 진폭이 무질서하게 나타나는(chaotic) 형태를 띠어 화산재에 연관되어 퇴적된 층일 가능성이 크다. 대부분의 단층들은 층단위 II까지만 영향을 미치며, 특히 축선 2에서는 심부 화산활동에 의한 불규칙적인 지형 위에 퇴적된 위걸침 채움(onlap fill)의 형태를 띠고 있다.

층단위 II가 퇴적될 당시 일본분지 및 야마토분지에서는 반원양성 또는 원양성 퇴적작용이 우세하여 규조질 점토와 규조질 연니가 퇴적되었고 퇴적속도가 매우 낮았다. 그러나 퇴적률이 매우 낮은 야마토분지(시추공 797)에서도 퇴적률이 0.5 cm/kyr로 전형적인 원양성 퇴적률의 5배로 인근 대륙주변부에서 대륙성 퇴적물이 꾸준히 유입되었거나 테프라층의 영향을 받은 것으로 보인다(Ingle et al., 1990; Tamaki et al., 1990; 한상준 등, 1997).

### 2.2.6. 층단위 I

층단위 I은 최상부층으로서 제4기에 형성된 퇴적층이다. 층의 두께는 울릉도와 독도 사이의 퇴적분지에서 최대 0.5 sec(약 400 m)에 달하며, 그 외의 지역에서는 대부분 0.3 sec 정도로 분포하며, 기반암 상승부 주변에서는 썩기형태의 퇴적상을 보인다(Fig. 21). 해저수로(울릉해저수로 등)에 의해 최상부 퇴적물이 침식되어 퇴적물 이동에 관여하고, 울릉도와 독도 근처의 급사면에는 함몰사태 등에 의한 함몰침식대가 인지되기도 하지만, 대부분 정합적인 반사면을 특징으로 하며, 하부의 층단위 II와의 경계도 정합적인 관계가 우세하다. 퇴적분지에 집적되어 있는 층단위 I은 기반암 상승부로 가면서 개별층의 두께가 감소하는 분산성 채움 및 위걸침 채움의 집적 형태(화산체 B의 상부)나 완만한 배사구조를 특징적으로 보인다(Fig. 21). 특히 울릉도의 남동부에서는 대규모 해저수로에 의한 침식지대를 보여준다. 울릉도와 독도 주변 해역의 북서부에서는 화산활동과 관련된 화산암류에 의한 소규모 둔덕 형태나 강한 진폭을 탄성파도면에서 볼 수 있다.

일본분지와 야마토분지에서는 층단위 I이 모두 약한 반사면을 보이는 반면 울릉분지에서는 잘 발달된 퇴적상을 보인다. 제4기동안 일본분지와 야마토분지에서는 기반이 서서히 침강하고 규조질 점토와 규조질 연리의 퇴적이 감소하면서 동시에 육상 퇴적물의 유입이 증가하였다(Ingle et al., 1990; Tamaki et al., 1990). 울릉분지에서도 비슷하게 저탁류와 같은 밀도류에 의한 퇴적작용이 진행되었다. 울릉분지 서쪽 대륙사면 하부와 분지평원에 나타난 퇴적집적지는 한반도 동부로부터 많은 양의 퇴적물이 유입되어 생성된 것이며, 이는 대부분 분지를 가로질러 이동하지 않고 퇴적되었다(한상준 등, 1997).

### 2.3. 지질구조

본 연구지역에는 정단층과 여러 종류의 화산체 및 소규모의 완만한 배사구조 등이 특징적으로 관찰된다. 정단층은 퇴적층이 집적되기 전에 기반암을 변형시키거나, 화산활동에 의해 퇴적층 내에 기반암 상승부 경계를 따라 부착되어 후기 마이오세에 형성된 것들이다. 가장 큰 정단층들은 퇴적분지 하부에 발달한 것으로서, 단층의 낙차는 크지 않고, 북동-남서의 연장성을 갖는다. 연구지역내 퇴적분지는 분지의 하부를 이루는 여러 화산체 사이에도 다수의 정단층들이 발달하여 전체적으로는 북동-남서 방향으로 열개된 확장성 분지의 특징을 갖고 있다. 분지의 퇴적암 내에 발달되어 있는 정단층들은 대부분 작은 낙차를 갖고 수평 연장성이 짧은 소규모의 단층들로서, 주로 마이오세에 형성되어 일부는 플라이오세 초기나 말기까지 재활성된 증거를 보이기도 한다.

소규모의 배사구조는 화산활동에 의한 화산돔 위의 퇴적층 내에서 관찰되는 것으로서, 후기 마이오세에서 플라이오세 말기까지 형성된 것들이다. 단층과 화산체 분포는 대부분 퇴적분지 중앙에서 양쪽 방향으로 집중되어 있으며, 특히 기반암에 발달되어 있는 정단층은 화산활동과 분지의 침강 등에 의해 재활성화되면서 형성된 것으로 추정된다. 울릉도와 독도 사이에 있는 단층들은 대체로 기반암 형성시 생성되어 후에 여러 소규모 지운동에 의해 재활성되었다. 분지의 남쪽으로 가면서 기반암은 단층보다는 화산활동에 의해 영향을 받아 기반암에 작용한 단층은 거의 보이지 않는다. 화산활동은 암염구조(salt tectonics)에서 흔히 나타나는 구조(rollover anticline, pinch-out, and uplift)를 수반하며 단층의 형성에 기여하고

있다.

화산활동에 따른 화산체 형태로서는 기반암 상승부를 형성하는 화산체의 수직 운동과 관련된 화산돔, 기반암 생성시 형성된 화산체의 수평적 관입암상과 관련된 화산류(volcanic flow or sill) 및 중기 마이오세에 형성된 화산수평맥이 단층작용에 의해 상반과 하반으로 분리된 형태로 대별된다. 이러한 화산체 활동은 최소한 후기 마이오세까지의 거대한 운동으로, 이후에 퇴적된 퇴적물을 상승시키거나 채움의 형태로 퇴적시키는데 중요한 역할을 했다.

화산활동에 따른 퇴적물들의 변형형태로부터 화산활동의 시대를 구별할 수 있는데, 이는 퇴적층의 상승 및 위결침, 화산체 위에 발달한 단층의 재활성 여부, 그리고 기반암을 이루고 있는 화산체 주위로 발달한 화산수평맥에 근거한다. 특히 제4기까지 활동한 증거로서 퇴적층 I에 협재한 화산수평맥의 이동에 근거한 울릉도의 활동과 퇴적층 I을 상승시키고 화산체에 부착된 단층을 재활성시킨 화산체를 들 수 있다.

이러한 지질구조들을 종합해보면, 연구지역은 퇴적층이 집적되기 전인 초기나 중기 마이오세에는 지속적인 후열도분지 확장으로 분지 확장 및 침강을 야기시켰으며, 활발한 화산작용은 북서쪽에서 계속되어 해저화산과 화산암류 및 화산수평맥 구조를 형성하였다. 화성암의 화산관입과 화산분출이 북쪽에서 지배적이었으며, 한국대지는 화산관입암 및 화산분출암을 가진 대륙지각으로 구성되어 있다고 연구되었다(Lee, 1992). 분지내의 기원요소에 따라서 쇄설성 퇴적물이 비대칭적으로 분포한다. 남쪽 대륙연변부에서의 퇴적작용은 해양분지의 비활성 대륙주변부(passive margin)의 특징을 보여주는 반면에 북쪽분지에서는 화산작용에 의해 유래된 퇴적작용이 활발하다. 북서부 방향에서는 해저화산이 화산기원 퇴적물의 중요한 기원이며 여기서부터 유래한 화산물질의 퇴적은 화산쇄설성 선상지를 형성하였다.

## 제 3절 자력탐사를 이용한 울릉도의 지질구조

### 3.1. 울릉도 화산암의 대자율

울릉도 화산암의 물성은 지하구조를 해석하는 지구물리학적 방법에서 중요한 파라미터로 작용한다. 따라서 기본적으로 해석에 필요한 밀도와 대자율을 측정하기 위하여, 중력과 자력 측정으로부터 접근 가능한 한도내에서 암석시료를 채취하였다. 시료는 암석별, 시대별로 구분하여 그 특성을 분석하였다. 권병두 등(1995)은 총 30여개의 암석시료를 채취하였으며, 이중 밀도와 대자율 측정에 이용된 시료는 20개로써, 지질도를 참조하여 암석시료를 분석하였으며 측정치를 Table 5에 정리하였다.

암석의 대자율은 암석내의 자성광물의 함량, 종류, 입자의 크기 등에 의해 결정된다. 일반적으로 현무암의 대자율은  $700 \times 10^{-6} \sim 6,000 \times 10^{-6}$  cgs의 범위를 가지나, 권병두 등(1995)에 의해 측정된 울릉도 화산암의 대자율은  $520 \times 10^{-6} \sim 1,208 \times 10^{-6}$  cgs 범위에 분포하며, 평균값은  $786 \times 10^{-6}$  cgs로 나타났다. 동쪽에 분포하는 제4기의 상부에 덮인 조면암류의 대자율이  $520 \times 10^{-6} \sim 593 \times 10^{-6}$  cgs의 낮은 값을 나타내고, 나리분지 내에서 채취한 시료의 대자율값이  $1,208 \times 10^{-6}$  cgs로 가장 높은 값을 보인다. Yokoyama(1971)에 의하면 대체적으로 반려암, 안산암, 현무암 등은 자철석의 함량에 의하여 약  $10^{-3}$  cgs 정도의 값을 보인다고 한다. 그러나 울릉도의 대자율이  $10^{-4}$  cgs 정도의 값을 보이는 것은 암석의 자철석 함량이 적은 후기의 암석에 의한 것으로 생각된다. 김윤규(1983)는 울릉도의 화산암은 본원 마그마에서 분화를 진행하면서 조면현무암에서는 Mg이 감소하고 Fe이 급격히 농집하지만 조면암으로 진행하면서 Fe이 감소하면서 알칼리의 함량이 급격히 감소한다고 한다. 따라서 울릉도의 표면에 분포한 암석의 대자율이 낮게 나타나는 것은 마그마 분화과정에서 나오는 Fe 함량의 변화에 따른 것으로 추측된다.

Table 5. Physical properties of volcanic rocks of Ulleung Island.

Sample No.	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibility (cgs unit)	Stratigraphic	Sample No.	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibility (cgs unit)	Stratigraphic
s-1	2.51	0.000920	1	505	2.41	0.000760	5
s-3	2.50	0.000878	2	506	2.46	0.000709	5
t-1	2.50	0.000791	4	507	2.30	0.001208	5
t-2	2.49	0.000718	4	601	2.48	0.000974	4
t-4	2.59	0.000598	4	603	2.48	0.000896	3
t-5	2.51	0.000520	4	604	2.47	0.000812	5
501	2.17	0.000752	4	605	2.21	0.000733	3
502	2.28	0.000690	4	606	2.46	0.000744	3
503	2.48	0.000804	4	607	2.26	0.000777	2
504	2.51	0.000823	4	901	2.58	0.000618	2

## 3.2. 자력탐사 및 자료해석

### 3.2.1. 자료획득 및 자료처리

기존의 울릉분지와 주변 경계부의 자력이상에서 연구된 특징은 도처에 분포하고 있는 쌍극자기력이상이다. 독립된 혹은 일련의 배열된 쌍극자기력이상은 한국 대지, 오키뱅크, 한반도 연안 등 울릉분지의 주변부와 울릉분지 중앙부에도 나타나고 있는데(한상준 등, 1997), 이는 이 지역이 많은 화성활동을 받아 도처에 화성암이 여러 형태로 관입 혹은 분출되었음을 지시하는 것이다. 울릉분지 북부의 한국 대지로부터 울릉분지를 지나 남동부에 이르기까지 북동-남서 방향으로 발달하고 있는 선형의 자기이상군들은 울릉분지의 확장과 관련이 있는 것으로 해석된다. 그러나 이러한 자기이상의 선형적인 분포가 분지의 해저확장에 의한 해양지각의 형성과 직접적인 관련이 있는지는 확실하지 않다. 또한 자기이상의 선형적인 분포가 분지의 내부에는 없고 분지의 북서부와 남동부 경계지역과 한국대지에서만 나타나고 있기 때문에, 이 선형적인 자기이상군은 분지가 북서-남동 방향으로 신장되면서 분지의 지각이 균열되고 화성활동이 동시에 일어날 때 균열대를 따라서 분출 혹은 관입된 화성암체들의 배열에 기인한 것으로 해석하기도 하였다(한상준 등, 1997).

섬 전역에 걸쳐 실시한 자력탐사는 접근 가능한 등산로와 해안지역의 도로망을 따라 이루어졌으며, 각 측정점의 간격은 1~1.5 km를 기준으로 하였다. 성인봉을 가로지르는 측선과 태화령을 가로지르는 측선을 주 측선으로 하여, 인접한 소도로를 따라 추가적인 측정을 수행하였다. 각 측정점은 자력값의 오차를 발생시킬 수 있는 콘크리트 구조물이나 전선을 피하여 선택하였다. 탐사기간 중의 일변화폭은 20 gamma 정도로 일변화폭이 자력이상 값들에 비해 매우 작은 것으로 나타나므로 일변화 보정을 위한 기준점은 운영하지 않았다. 총 측정점의 수는 68개이며, 사용된 자력계는 MP-2 Procession Magnetometer이다. 지표에서 나타나는 자력값은 최소 48,944 gamma에서 최대 51,986 gamma의 범위를 나타낸다(권병두 등, 1995).

자력탐사 자료를 이용하여 지하지질 구조해석을 위해서는 지하구조 이외의 원인으로부터 생길 수 있는 자력효과를 제거시켜야 한다. 이를 위하여 필요한 보정과정은 일변화 보정과 정규보정(normal correction)이다. 일변화 보정은 자기폭풍이 없는 기간을 제외하면 약 20 gamma 이내의 작은 값으로 이 지역의 자력이상

에 큰 영향을 미치지 못한다. 정규보정은 측정치에서 IGRF(International Geomagnetic Reference Field)를 제거하는 것으로 중력에서 표준중력을 빼주어 중력이상을 계산하는 과정과 유사하다. IGRF는 지구 자기장의 변화와 영년 변화를 설명하는 수학적 모델로, 권병두 등(1995)은 International Geomagnetic Reference Field Revision 1991(IAGA, 1992)에 있는 계수들을 이용하였다. 이상의 보정과정을 거친 후의 자력이상도는 Fig. 22와 같다.

### 3.2.2. 탐사자료의 해석

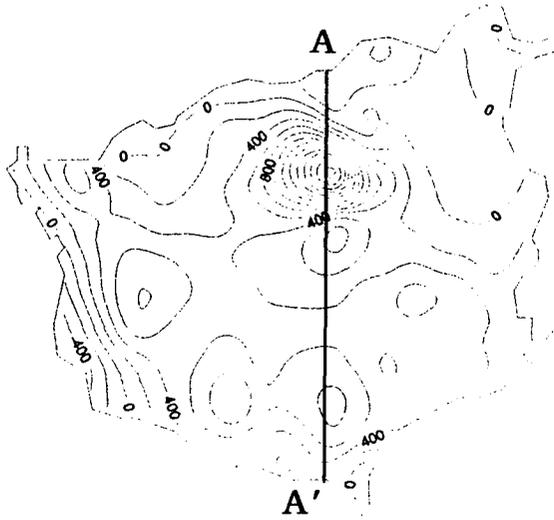
권병두 등(1995)은 울릉도 자력이상의 정량적 해석을 위하여 자극화 변환(reduction to the pole)을 실시하였으며, 섬의 자력이상을 대표하는 축선을 설정하여 2-D 순산 모델링을 실시하였다. 자력이상의 경우에 탐사지역이 극이 아닐 경우 자력이상의 최대 혹은 최소값이 이상체의 직하부에 나타나지 않는데, 이러한 자력이상의 모양을 마치 극지방에서 탐사한 것처럼 나타내주는 것이 자극화 변환이다(Fig. 23). 자극화 변환에 의한 자력이상값은 약 2,000~-400 gamma의 범위를 보인다. 섬의 전반적인 양상은 나리분지를 중심으로 큰 양의 이상값을 보이고 있으며, 성인봉을 중심으로 북쪽에는 낮은 이상값을, 반대편에는 높은 이상값을 보인다. 섬에서 국부적으로 나타나는 이상값은 수평적인 이상체에 의한 영향이 아니라 암맥과 같은 수직적인 이상체에 의한 영향을 특징적으로 보여준다.

화산섬에서 나타나는 자력이상은 주로 화산체 모양에 의한 효과와 지하심부에 의한 효과로 발생하는데, 전자의 경우는 순수한 지형효과에 해당한다(Yokoyama, 1974). 권병두 등(1995)은 울릉도의 경우에는 섬의 경사가 급하고 고도차이가 심하기 때문에 지형의 영향이 매우 클 것으로 예상하여 이를 검증하기 위하여 축선 A-A'에서 지표 암석의 대자율이 0.0008 cgs ~ 0.004 cgs인 경우를 고려하여 계산하였다. 계산 결과 대자율이 0.004 cgs일 경우 지형효과로 나타나는 자력이상은 최고 500 gamma 정도로 섬에서의 자력이상값의 1/4 정도이고, 실제 자력이상도 상에서도 지형과의 관련성은 뚜렷하게 나타나지 않는다.

또한 권병두 등(1995)은 자극화 변환을 거친 이상도에서 축점이 비교적 많이 분포하고 자력이상의 양상을 가장 잘 보여주는 축선 A-A'를 선택하여 2-D 순산 모델링(forward modeling)을 실시하였다(Fig. 24). 그 결과 나리분지의 하부에 높은 대자율값(0.011 cgs)을 가진 폭 500 m 정도의 암맥이 지하 4 m까지 연장되어



(a)



(b)

Fig. 22. Surface magnetic anomaly map of Ulleung Island. (a) shows the total magnetic anomaly map with magnetic measurement points. (b) shows RTP(Reduction to the Pole) processed magnetic anomaly map. Units are in gamma and contour interval is 200 gamma.

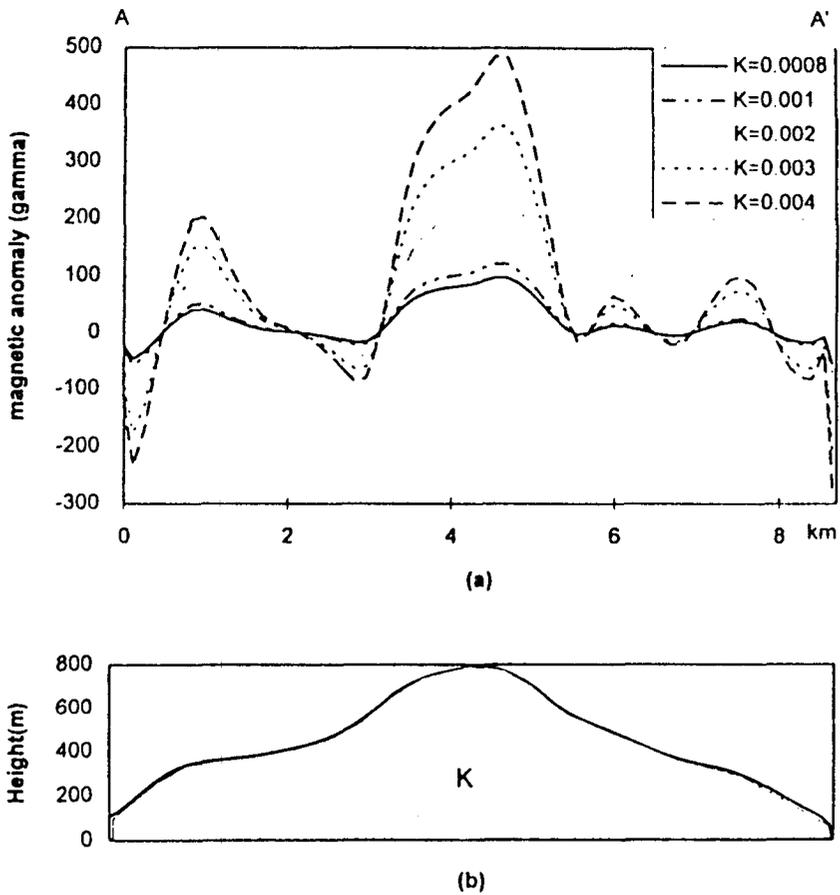


Fig. 23. The topographic effect of the magnetic profile A-A' in Fig. 22(b). The topographic effects (a) are calculated by the subsurface susceptibility (b) of 0.0008, 0.001, 0.002, 0.003, and 0.004 cgs, respectively.

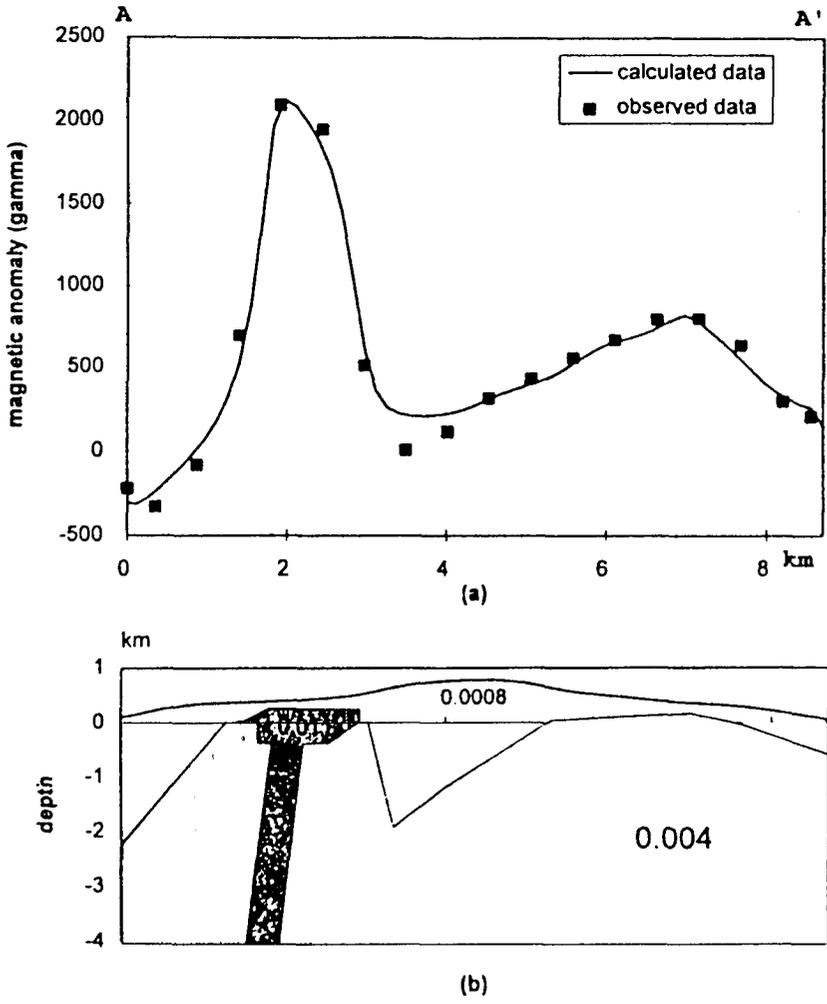


Fig. 24. Model interpretation of the magnetic profile A-A' in Fig. 22(b). Rectangular symbols and solid line in (a) are the observed magnetic anomalies read from RTP map of Fig. 22 and the calculated anomaly from the subsurface susceptibility model (b), respectively.

있는 것으로 해석되며, 성인봉의 하부 2 km 정도까지 낮은 대자율(0.0008 cgs)의 암석이 분포하는 것으로 나타난다. 이는 나리분지에 화구가 위치하고, 성인봉은 화산분출물로 이루어져 있으며 화산폭발과 함몰에 의해 현재의 형태를 갖춘 것으로 해석할 수 있다. 축선에 5~8 km 지점은 대자율 0.004 cgs의 암석이 넓게 분포하고 있는 것으로 섬의 남측 부분에서의 높은 자력이상값을 설명할 수 있다.

## 제 4절 중력탐사를 이용한 울릉도의 지질구조

### 4.1. 울릉도 화산암의 밀도

권병두 등(1995)은 대자율 측정시와 마찬가지로 20개의 시료에 대해 지질도를 참조하여 암석시료를 분석하였다(Table 5). 밀도값의 범위는 2.17~2.59 g/cm<sup>3</sup>를 보이고 있으며, 평균값은 2.43 g/cm<sup>3</sup>이다. 트라카이트 집괴암과 응회암이 가장 낮은 2.17~2.28 g/cm<sup>3</sup>의 밀도분포를 나타내고, 가장 높은 밀도값을 보이는 것은 Basalt agglomerate와 응회암 및 용암류로 2.50~2.59 g/cm<sup>3</sup>의 분포를 보인다. 지역적으로는 나리분지에서 평균보다 낮은 밀도 분포를 보이고 있으며, 남쪽과 북쪽에 분포하는 트라카이트 집괴암과 응회암이 낮은 밀도 분포를 보인다.

### 4.2. 자료획득 및 자료처리

#### 4.2.1. 자료획득 및 자료처리

울릉분지는 북서-남동 방향으로 불룩하고 북동-남서 방향으로 길게 발달한 내부의 지형적인 발달 경향을 나타내며, 한반도 연안 대륙붕이나 북쪽의 한국대지와 분지 남동부의 일본 북서연안 대륙붕 등 천해나 고해저지형에서는 상대적으로 높은 지형을 보인다. 기존의 연구 결과로써 고이상대는 울릉도와 독도를 비롯하여 오키벤크상의 화산성 고지형에서 뚜렷한데 이는 해저면상 지형의 돌출뿐만 아니라 퇴적층내 관입 또는 분출된 화성암체의 상대적 밀도차에 기인한 것이다(한상준 등, 1997). 이에 반하여 분지 북부의 한국대지나 한국 동해연안에서 구조운동으로 형성된 퇴적분지나 해저수로상에서 음이상대가 광범위하게 분포하며 상대적으로 음기된 기반암 지역에서는 국부적인 양이상대가 분포한다. 특히 울릉도와 독도사

이 해역에서 나타나는 국부적인 고이상대는 화성암의 관입체나 분출암의 영향으로 보이며, 울릉도 및 독도를 포함한 해저관입체 및 기반암의 돌출 등에 의한 양 이상분포가 일본 북서 연안쪽을 향하여 북서-남동방향으로 배열되고 있다. 울릉분지의 내부가 외곽지역에 비해 높은 부계이상을 갖는 것은 맨틀이 천부에 존재하고 지각의 밀도가 주변 지역보다 높고, 일부는 분지내 관입 혹은 분출된 화성암이 원인일 가능성이 높다(한상준 등, 1997).

중력탐사는 자력탐사와 달리 측점에 대한 정확한 지형정보를 요구한다. 즉, 측정지점의 위치나 고도의 오차는 중력자료의 정확도에 크게 영향을 미치므로 고도의 오차를 줄이기 위하여 고도측량이 병행되는 것이 원칙이다. 그러나 울릉도의 경우에는 경사가 급하고, 지형도상의 삼각점이 대부분 유실되어 기준점을 잡기가 어려운 관계로 측량의 정확도를 유지하기가 상당히 어렵다. 따라서 권병두 등(1995)은 1:5,000 축척의 지형도를 이용하여 측정과 고도를 결정하였다. 그러나 측정의 정확도를 높이기 위하여 교량 근처나 갈림길 등 위치가 명확한 곳을 우선적으로 선정하고, 자력탐사의 경우와 비슷하게 1~1.5 km 간격을 기준으로 하였으나, 지형이 험준한 관계로 측정의 분포가 전체적으로는 균등하지 못한 측면이 있다.

중력탐사 자료로부터 중력이상도를 얻기 위하여 권병두 등(1995)은 조석보정, 계기보정, 위도보정, 고도보정(후리-에어 보정과 부계 보정) 및 지형보정을 실시하였으며, 조석보정의 G-factor는 울릉도에서 측정된 인자가 없어 한반도에서 일반적으로 사용하는 1.2를 택하였다. 계기보정은 선형적인 변화로 가정하여 실시하였으며, 부계 보정의 경우 밀도는 울릉도 암석시료의 평균밀도  $2.43 \text{ g/cm}^3$ 를 이용하였다. 경사가 급한 울릉도 내에서는  $250 \text{ m} \times 250 \text{ m}$  지형자료를 이용하여 처리하고, 섬 근해의 20 km까지 지형보정을 하였다. 해저지형에 대한 자료는 한국 해양연구소 자료의 수심자료와 지형도, 해도를 바탕으로 하였다(한상준 등, 1996).

#### 4.2.2. 중력자료의 해석

울릉도 육상에서 나타나는 후리에어 이상(Fig. 25)은 125~190 mGal의 분포를 보이고 있으며, 섬의 지형과 잘 일치하고 있다. 부계이상(Fig. 26)의 경우에는 나리분지와 성인봉에서의 이상치가 125~135 mGal로 주변보다 낮은 값을 보인다(권병두 등, 1995). 그러나 울릉도의 부계 이상값은 제주도에서 측정한 이상치(평균 :

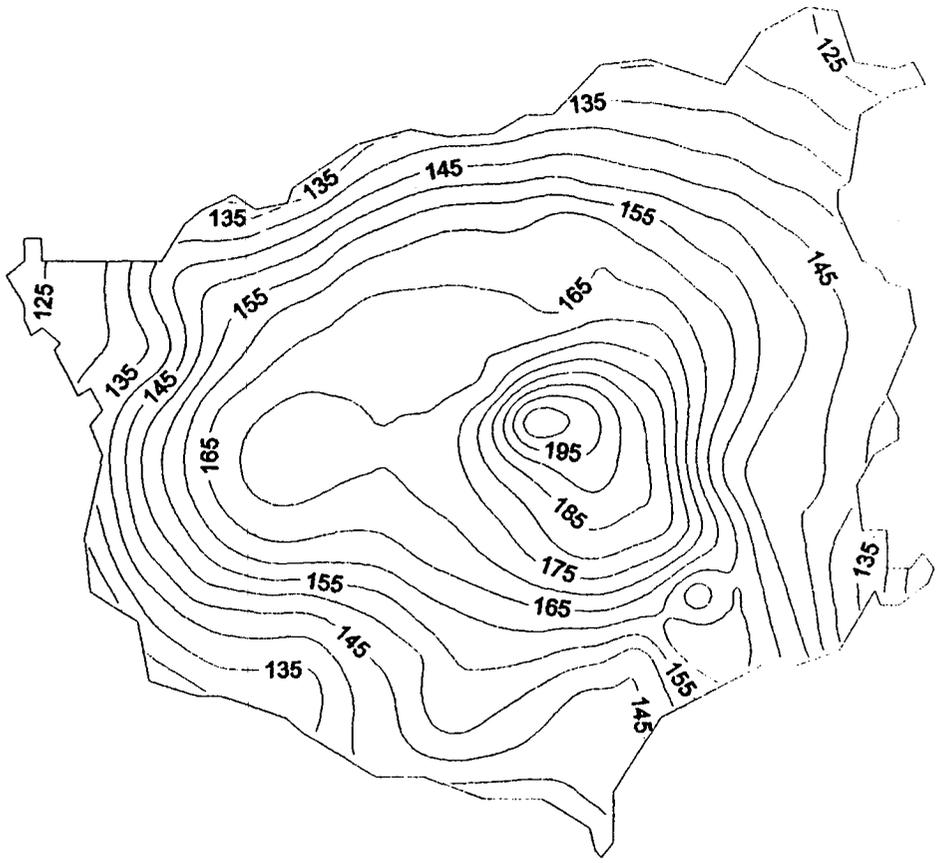


Fig. 25. Free-air anomaly map. Contour interval is 5 mGal.

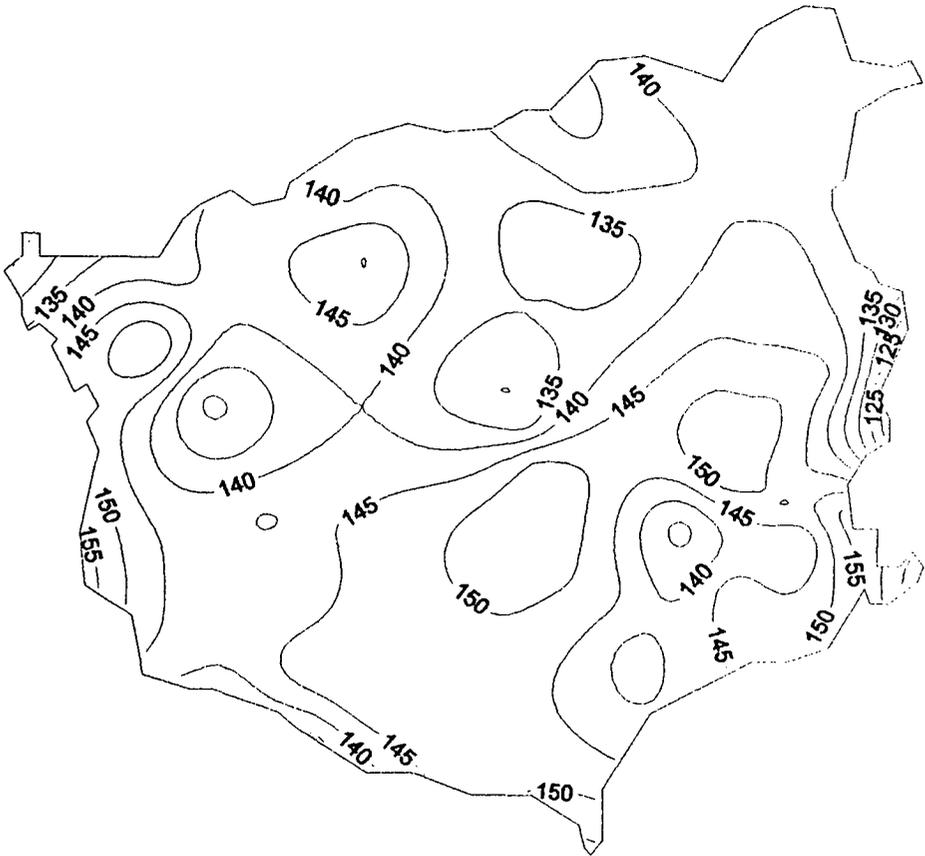
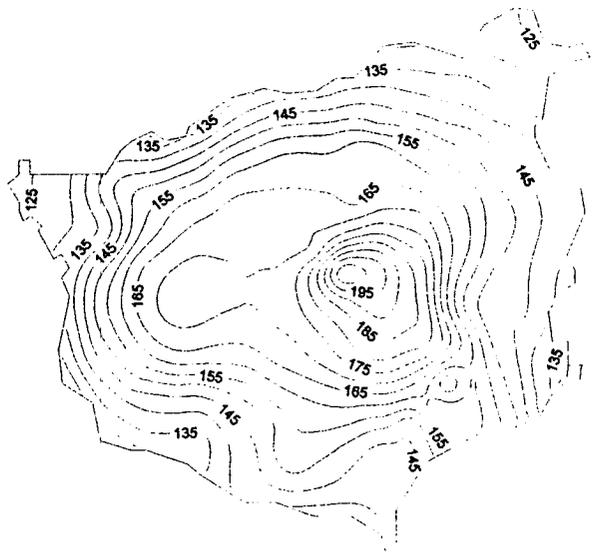
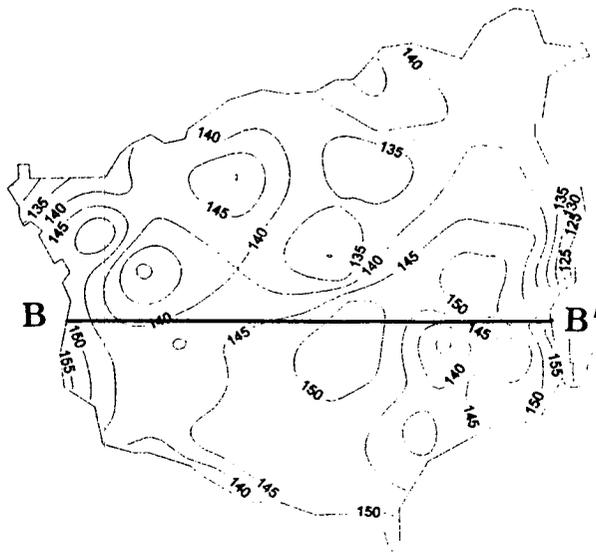


Fig. 26. Bouguer anomaly map. Contour interval is 5 mGal.



(a)



(b)

Fig. 27. Gravity Anomaly on Ulleung Island. (a) is free-air anomaly and (b) is Bouguer anomaly. Contour interval is 5 mGal.

20 mGal)와 비교해 볼 때 상당히 높은 값을 보이는데, 이는 울릉도 하부의 지각 두께가 제주도에 비해 얇기 때문인 것으로 해석된다. 나리분지에서 나타나는 낮은 중력이상은 칼데라의 특성을 뚜렷이 보여준다.

Yokoyama(1974)는 화산섬에서 나타나는 중력이상을 그 값의 크기에 따라 무이상형(no-anomaly type), 고이상형(high-anomaly type), 저이상형(low-anomaly type)의 3가지 형태로 구분한 바 있는데, 울릉도의 경우에는 지하의 물질의 밀도 분포가 차이가 적은 무이상형에 속한다(권병두 등, 1995). 부계이상도에서는 성인봉을 중심으로 남쪽에 높은 중력 이상값을 나타내고 있으며, 특히 섬의 남서 방향에서 고이상을 보이고 있는데, 이것은 지하심부의 영향보다는 천부의 영향으로 생각할 수 있다. 즉, 고밀도의 암맥이 지하에서 해저면까지 연장되어 있을 경우에 그 이상을 설명할 수 있다.

울릉도와 그 근해에서 밀도 경계면의 깊이를 추정하기 위하여, 파워 스펙트럼(Power spectrum) 분석을 실시하였다. 중력과 자력자료에 대한 파워 스펙트럼 분석은 지하 지질구조가 층상구조일 경우 층의 경계면까지의 평균심도를 구할 수 있는 방법으로, 권병두 등(1995)은 울릉도 근해의 퇴적층과 기반암(상부지각)의 층상구조를 가정하여 실시하였다. 중력자료의 파워 스펙트럼 분석을 위하여 부계이상도를  $500\text{ m} \times 500\text{ m}$  간격의 격자형태로 재취합하였다. 이 자료를 푸리에 변환하기 전에 경계오차의 영향을 줄이기 위해 자료확장 방법을 사용하였다. Fig. 27은 스펙트럼 분석결과를 파수와 파워의 로그값으로 나타낸 그림이다. 스펙트럼 결과 2.4 km 깊이에서 밀도 불연속면이 나타나는데, 이는 화산체를 이루는 암석과 상부지각과의 경계로 생각된다.

울릉도를 이루는 화산암체를 해석하기 위하여 한국해양연구소에서 실시한 중력탐사자료를 이용하여 해상과 육상을 연결한 부계이상도를 구하였는데, 이 과정에서 해수를 지각물질로 치환함에 따른 구조해석의 불확실성을 배제할 수 없다. 이러한 문제를 피하기 위하여 해상에서는 후리에어 이상값을 이용하고, 육상에서는 해수면 위의 지형만을 고려하여 보정한 부계 이상값을 이용하여 이상도(Fig. 28)를 작성하였다. 이로부터 화산암체를 가로지르는 B-B' 축선을 선정하여 2-D 순산모델링(forward modeling)을 실시하였다. 여기서는 Won et al.(1987)의 방법을 이용하여 모델링을 실시하였다. 이 축선에서 최고 150 mGal의 중력 이상값을 보이는데, Fig. 29는 B-B' 축선의 중력 이상값과 최적 지하 밀도 모델 그리고 모델

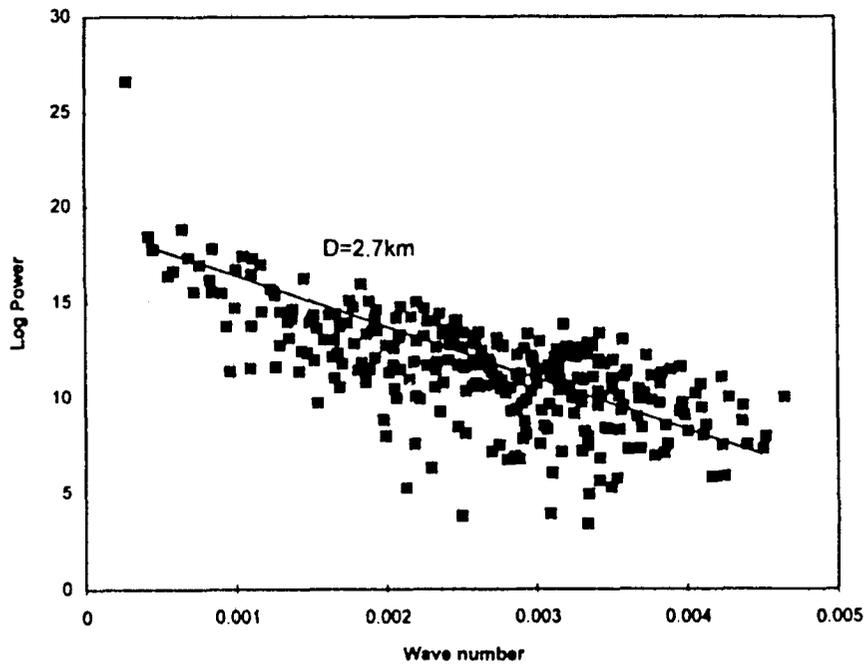
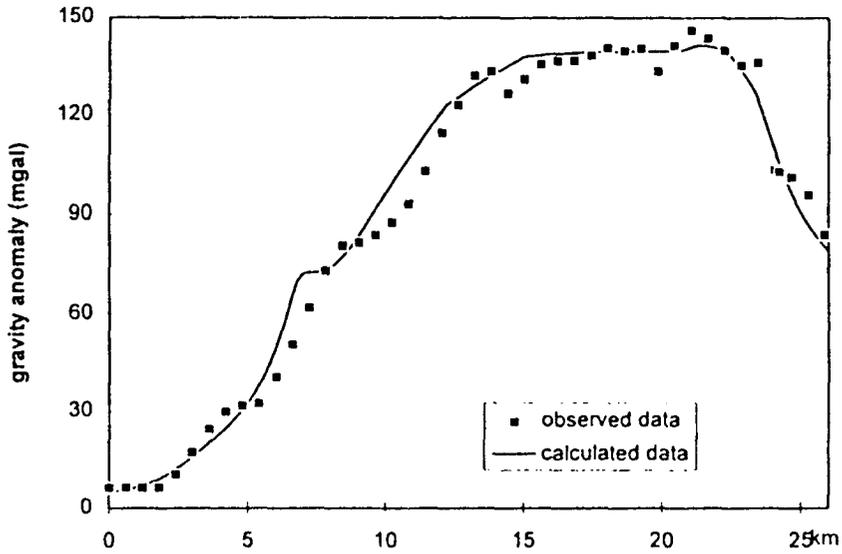
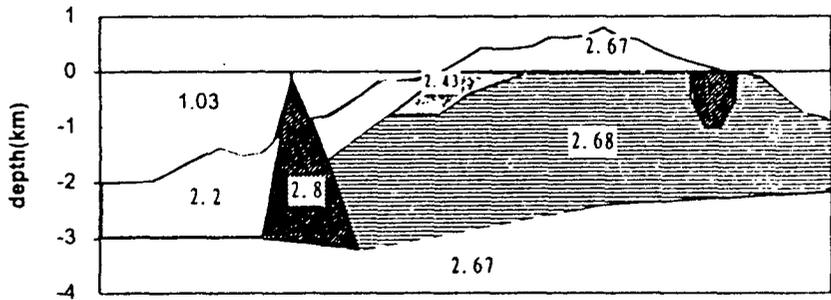


Fig. 28. Two dimensional power spectrum analysis. D is 2.7 km.



(a)



(b)

Fig. 29. Model interpretation of the gravity profile B-B' in Fig. 27(b). Triangular symbols and solid line in (a) are the observed gravity anomalies read from Bouguer anomaly map of Fig. 26 and the calculated anomaly from the subsurface density model (b), respectively.

로부터 계산된 중력값을 나타낸 것으로 평균지각의 밀도를  $2.67 \text{ g/cm}^3$ 를 기준으로 하고, 이 값에 대한 상대적인 밀도값으로부터 지하밀도 분포를 계산하였다(권병두 등, 1995). 화산체를 구성하는 암석의 밀도는  $2.7 \text{ g/cm}^3$ 로 그 하부에  $2.67 \text{ g/cm}^3$ 의 상부지각이 분포하는 것으로 해석된다. 지하모델에서 밀도  $2.2 \text{ g/cm}^3$ 에 해당하는 암석은 해저에 쌓인 퇴적암의 밀도를 가정하였다.

## 제 5 절 결 론

울릉도와 독도 주변해역에서 취득한 탄성과 자료에는 기반암에 정단층이 우세하게 나타나는 반면, 퇴적층내에는 화산활동에 의한 정단층, 화산돔 및 화산수평맥 등이 우세하게 관찰된다. 확장에 따른 화산체의 활동은 기반암에 부착된 정단층을 형성하였고, 분지의 열적 침강에 따른 퇴적암의 퇴적과 그 이후의 화산활동에 의해 퇴적암 내에 무수한 정단층들이 형성되었다. 제4기까지 계속되는 화산활동에 의한 퇴적물 상승 및 화산수평맥의 운동, 퇴적물 하중에 의한 침강 등에 의해 복잡한 기반암 구조를 가진 분지를 형성하였다. 이 기반암은 주로 화산암으로 구성되어 있는데, 중기 마이오세 이전의 분지 형성 당시에 화산활동에 연관되어, 화산 분출암과 화산수평맥은 북동-남서 방향으로 공급되는 분절된 균열에 기인한다. 화산체는 퇴적암에 교호하며 화산성 쇄설물을 형성하였고, 북쪽으로 점차 이동하며 후기 마이오세에 활동이 감소하여 쇄설성 퇴적작용이 분지 전체에 지배적으로 되었다. 마이오세 이전에는 일본열도가 한반도와 근접해 있었으며, 초기 마이오세에 일본열도가 한반도에서 남쪽 방향으로 이동하였다. 중기 마이오세에는 지속적인 후열도분지 확장으로 분지 확장 및 침강을 야기시켰으며, 활발한 화산작용은 북서쪽에서 계속되어 해저화산과 화산암류 및 화산수평맥 구조를 형성하였다.

울릉도 화산체의 지질구조를 연구하기 위하여 권병두 등(1995)은 섬의 육상에서 중력과 자력탐사를 실시하였으며, 주변 해상중력자료를 추가하여 지구물리학적 해석을 시도하였다. 탐사지역에서 채취한 암석시료의 물성을 이용하여 전반적인 자료처리와 해석에 이용하였다. 암석시료의 평균밀도는  $2.43 \text{ g/cm}^3$ 이고, 평균 대자율값은 약  $0.0008 \text{ cgs}$ 에 해당한다. 이 수치는 지표에 분포하는 암석이 비교적 최후기에 분출한 암석이고 기공을 많이 포함하기 때문에 화산섬에 분포하는 통상적인 암석의 측정치에 비해 상당히 작은 값을 나타내는 것으로 생각된다.

울릉도 자력이상은 지형의 영향을 받지 않은 양상을 보이며, 나리분지에서 나타나는 이상의 형태로 쌍극자기의 특성을 보인다. 자극화 변환을 실시하여, 울릉도의 자력특성에 대한 정성적인 분석을 시도하였으며, 자력이상을 대표하는 축선을 선택하여 정량적 모델링을 실시하였다. 첫째, 자극화변환 결과 섬 중앙부를 중심으로 남측과 북측의 자력이상이 상이한 양상을 보이는데, 이는 화산활동의 강도와 관련이 있는 것으로 보인다. 즉, 북쪽에 비하여 남쪽지역에서 보다 활발한 화산활동이 일어나 대자율이 높은 암석의 관입이나 분출이 많았던 것으로 사려된다. 둘째, 순산모델링에 의하면 나리분지에 나타나는 높은 자력이상값은 높은 대자율(0.011 cgs)을 갖는 암체가 지하 4 km까지 연장되어 있는 지질구조에 기인하는 것으로 해석할 수 있다. 제주도에서 나타나는 자력이상이 화산암의 암상 분포와 관련되는 경향을 보여주는 것(이희순, 1994)과는 달리 울릉도에서는 일반적으로 발칸상의 화산활동에서 자주 볼 수 있는 많은 암맥의 존재와 관련되어 나타나는 이상의 형태를 보인다(권병두 등, 1995).

권병두 등(1995)에 의해 측정된 울릉도내의 중력이상은 화산체의 전반적인 형태를 잘 나타내고 있으며, 울릉도의 남쪽에서 높은 이상대를 보여주고 있다. 후리에어 이상은 화산체의 지형과 잘 일치하고, 상이한 특성을 가지는 해상과 육상의 자료가 비교적 잘 연결됨을 보여준다. 부계이상치는 90~150 mGal로 제주도의 경우에 비하여 훨씬 높으며, 이는 울릉도의 지각층이 매우 얇고 맨틀의 깊이가 얇은 것을 의미한다. 화산체의 주위에서 나타나는 낮은 이상대는 퇴적암이 두껍게 분포하는 지역과 잘 일치하고 있으며, 섬의 남서쪽에서 주변에 비하여 최고 30 mGal의 높은 값을 보이는 중력이상이 나타나는데, 이는 중력이상의 규모로 보아 지하 심부에 의한 영향이 아니라, 해저섬의 존재나 고밀도 암맥의 관입에 의해서 나타나는 것으로 생각된다. 육상에서의 중력이상은 함몰에 의한 저이상이 나리분지에서 잘 나타나고 있으며, 섬의 남쪽에서 약간 높은 이상값이 나타난다. 화산섬에서 나타나는 Yokoyama식의 중력이상의 분류에 의하면, 전체적으로는 무이상형에 해당한다(권병두 등, 1995). 나리분지에서 나타나는 중력과 자력이상의 상이한 특성은 그 값의 범위에 차이는 있으나 Sikotu caldera(Yokoyama, 1971)에서 나타나는 양상과 일치한다. 즉, 두 이상값에 대한 근원이 일치하지 않음을 의미한다.

권병두 등(1995)에 의한 2차원 power spectrum 분석에 의하면 울릉도 해저에서는 2.4 km에서 밀도 불연속면이 나타나는데, 상부지각과 화산체의 경계로 해석

할 수 있다. 측선 B-B'의 순산모델링으로 구한 울릉도 화산암체의 지하지질구조는 하부에 2.67 g/cm<sup>3</sup>에 해당하는 상부지각이 분포하고, 그 위로 2.7 g/cm<sup>3</sup>의 암석이 화산암체를 이루는 것으로 해석되었다. 섬의 서쪽과 남쪽에서의 높은 이상치는 그 하부에 고밀도의 암석이 병반이나 관입의 형태로 분포하는 것으로 해석된다.

중력과 자력을 이용하여 지하 지질구조를 해석하는 경우, 실제로 여러가지 가능한 모델이 설정될 수 있다. 따라서 보조적인 지질학적 및 지구물리학적 정보가 요구되나, 이 지역의 지하지질구조 해석에 직접 도움이 될만한 자료는 거의 없는 실정이다. 그러므로 이상과 같은 지하모델은 울릉분지의 탄성과 탐사에 의한 단면과 동해의 다른 지역의 해석결과를 참고하여 설정한 것으로 앞으로 검증이 필요하다. 인근해역에서 보다 정밀한 탐사, 예를 들어 탄성과 탐사 및 해당 해역에서 중·자력 탐사가 이루어지면 좀더 정확한 구조를 밝힐 수 있을 것이다.

## 참고문헌

- 고의장, 1984, 울릉도에 대한 관광학적 연구, 세종대 교수논문집, 11, 237-248.
- 권기홍, 1982, 울릉도의 지형분석에 관한 연구, 건국대학교 석사학위 논문, 43p.
- 권병두, 김규중, 김성렬, 1995, 울릉도의 중력 및 자력탐사연구, 한국지구과학회지, Vol 31, No 2, p. 138-150.
- 김윤규, 이대성, 1983, 울릉도 북부 알카리 화산암류에 대한 암석학적 연구, 광산지질, Vol 16, No 1, p. 19-36.
- 김주옥, 1982, 울릉도 나리분지에 관한 연구, 건국대 석사학위논문, 38p.
- 민경덕, 김옥준, 윤석규, 이대성, 김규한, 1988, 한국 남부의 백악기말 이후의 화성 활동과 광화작용에 대한 적용성 연구(II), 지질학회지, 24, 11-39.
- 석봉출, 김한준, 박찬홍, 박맹언, 1993, 동해지역 국제공동해양연구, 한국해양연구소, BSPN 00213-625-5, 280p.
- 원종관, 이문원, 1984, 울릉도의 화산활동과 암석학적 특성, 지질학회지, 20, 296-305.
- 원종관, 이하영, 지정만, 박용안, 김정환, 김형식, 1989, 지질학원론, 우성문화사, 663p.

- 이대성, 1954, 울릉도의 지질, 서울대학교 자연과학논문집, 1, 199-207.
- 이무, 1984, 울릉도 알칼리 화산암류에 대한 연구, 서울대학교 석사학위논문, 37p.
- 이희순, 1994, 제주도 지질구조의 지구물리학적 연구, 서울대학교 박사학위논문, 172p.
- 한상준 등, 1995. 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구(1차년도). BSPN 00259-808-5. 한국해양연구소. 407p.
- 한상준 등, 1996. 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구(2-3차년도). BSPN 00312-950-5. 한국해양연구소. 548p.
- 한상준 등, 1997. 동해분지의 해양환경 변화와 지구조적 진화 연구(1차년도). BSPE 97605-00-1037-5. 한국해양연구소. 657p.
- Chough, S.K. 1993. 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.
- Honza, E. ed. 1978. Geological Investigation in the Northern Margin of the Okinawa Trough and the Western Margin of the Japan Sea. *Geol. Surv. Japan, Cruise Rept.*, Tokyo, Japan.
- IAGA Division V, Working Group 8, 1992, International Geomagnetic Reference Field, 1991 Revision, EOS, 73.
- Ingle, J.C., Jr. ed. 1990. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 128. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 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.*, v. 96 (B3), 4367-4384.
- Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561.
- Kim, S. C. 1981. Submarine Geology of Continental Margin of the East Sea, Korea: Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.
- Kim, Y. K., 1985, Petrology of Ulleung volcanic island, Korea, Part I, Geology, *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 80, 128-135.

- 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.
- Kobayashi, K. and Isezaki, N., 1976, Magnetic anomalies in Japan Sea and Shikoka Basin and their possible tectonic implications, in G.H. Sutton, M.H. Manghnani, and R. Moberly, eds., *The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin*, AGU Monogr. Ser, no. 19, 235-251.
- Lee, D. S., 1987, *Geology of Korea*, Kyohak-sa, 514p.
- Lee, E. H. 1991 : Late Cenozoic Ostracoda from the Marine sedimentary strata of Cheju Island. Unpubl. Ph. D. Thesis, Korea Univ., 74-318.
- Lee, H.Y. 1994. Neogene Foraminifera Biostratigraphy of the Southern Margin of the Ulleung Basin, East Sea, Korea.: Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.
- Lee, K.E. 1992. Geological Structure of Ulleung Back-arc Basin, East Sea: MS thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.
- Ludwig, W.J., Murauchi, S., and Houtz, R.E. 1975. Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. Am, Bull.*, 86: 651-664.
- Mogi, A. 1979. An atlas of the sea floor around Japan. Univ. Tokyo Press, Tokyo, Japan.
- Oba, T., M. Kato, H. Kitazato, I. Koizumi, A. Omura, T. Sakai and T. Takayama, 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, 6: 499-518.
- Tamaki, K. and Honza, E., 1985. Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 119, 381-406.
- 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).
- U.S. Naval Oceanographic Office, Pacific Support Group. 1969. *Bathymetric Chart of the Sea of Japan: scale 1:2,000,000.*

- Uyeda, S. 1979. Subduction zone: Facts, ideas and speculations. *Oceanus* 22 : 53-62.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, 1049-1061.
- Won, I.J., Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and Magnetic Anomalies due to a Polygon : Algorithms and Fortran subroutines, *Geophysics*, 52, p.2 32-238.
- Yokoyama, 1971, Gravimetric, magnetic and electrical methods, The surveillance and prediction of volcanic activity, unesco, p. 75-101.
- Yokoyama, 1974, Geomagnetic and gravity anomalies in volcanic area, *Physical volcanology in Civetta et.al.,(ed), Elsevier*, p. 167-194.
- 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.
- Zenkevitch, N.L. 1959. Submarine topographic map of the Japan Sea (scale 1:2,000,000). *Inst. Okeanol., Acad. Sci., USSR*.
- Zenkevitch, N.L. 1961. Relief of the Japan Sea. In P.N. Stepanov ed., *Geological and Hydrological Features of the Japan Sea. Inst. Okeanol., Acad. Sci., USSR* : 5-22.