



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

碩士學位論文

남해대륙붕 분지의 탄성파층서,
퇴적환경 및 지구조 진화

濟州大學校 大學院

地球海洋科學科

高 昌 成

2014年 8月

碩士學位論文

남해대륙붕 분지의 탄성파층서,
퇴적환경 및 지구조 진화

濟州大學校 大學院

地球海洋科學科

高 昌 成

2014年 8月

남해대륙붕 분지의 탄성파층서, 퇴적환경 및 지구조 진화

指導教授 尹 錫 勳

高 昌 成

이 論文을 理學 碩士學位 論文으로 提出함

2014年 8月

高昌成의 理學 碩士學位 論文을 認准함

審査委員長 _____ (印)

委 員 _____ (印)

委 員 _____ (印)

濟州大學校 大學院

2014年 8月

Seismic Stratigraphy, Sedimentary Environment and
Tectonic Evolution of the Southern Continental Shelf
Basin in the South Sea, Korea

Chang Seong Koh
(Supervised by professor Seok Hoon Yoon)

A thesis submitted in partial fulfillment of the
requirement for the Degree of Master of Science

August, 2014

Department of Earth and Marine Sciences

GRADUATE SCHOOL

JEJU NATIONAL UNIVERSITY

목 차

List of Figures	iii
List of Tables	v
ABSTRACT	vi
제1장 서론	1
제2장 지역개관	5
2.1. 동중국해	5
2.2. 남해대륙붕 퇴적분지	11
제3장 연구 자료 및 방법	17
3.1. 연구 자료	17
3.2. 연구 방법	20
제4장 탄성파층서 분석	27
4.1. 층서 경계면	27
4.2. 지층 연대	27
4.3. 탄성파층서	33
4.4. 시추공 압상 대비	52
제5장 지질구조 분석	58
5.1. 기반암 지질구조	58
5.2. 퇴적층내 지질구조	59

제6장 탄성파상 분석	60
6.1. 음향기반암 탄성파상	60
6.2. 퇴적층내 탄성파상	62
제7장 토의	67
7.1. 지구조 운동	67
7.2. 퇴적환경	71
7.3. 분지의 지구조적 진화	76
제8장 결론	82
참고문헌	85
부 록	92
요 약	103
감사의 글	

List of Figures

Fig. 1. Locations of sedimentary basins and concession blocks in the EEZ of Korea.	2
Fig. 2. Tectonic provinces of the East China Sea region.	6
Fig. 3. Crustal and upper mantle depth model based on gravity modeling, reflection seismic data and backstripping analyses.	9
Fig. 4. Location map of 2D seismic tracklines and drilling wells.	18
Fig. 5. Diagram showing reflection termination patterns and types of stratigraphic discontinuities.	23
Fig. 6. Conceptual workflow applied to the integrated analysis of 2D seismic data and drilling wells in this study.	26
Fig. 7. Interpreted seismic section showing major stratigraphic units (MS1~MS4) and their boundaries (MB1~MB4).	28
Fig. 8. Comparison of the biostratigraphic and paleoenvironmental studies of Okdom-1.	31
Fig. 9. Comparison of the biostratigraphic and paleoenvironmental studies of Geobuk-1.	32
Fig. 10. Time structure map of MB1 (top of the acoustic basement).	35
Fig. 11. Interpreted seismic section from Socotra Basin and Jeju Basin in a NW-SE direction.	36
Fig. 12. Interpreted seismic section in the Socotra Basin and the Hupijiao Rise.	37
Fig. 13. Time structure map of MB2 (top Eocene).	39
Fig. 14. Isochron map of MS1 (Eocene).	40
Fig. 15. Interpreted seismic section from the Socotra Basin.	41
Fig. 16. Interpreted seismic section showing reflection configurations and external form of MS1 in the half-graben.	42
Fig. 17. Time structure map of MB3 (top Oligocene).	43

Fig. 18. Interpreted seismic section from the Socotra Basin and Hupijiao Rise. ·	44
Fig. 19. Interpreted seismic section showing reflection configurations and external form of MS2 near the flak of Hupijiao Rise. ·····	45
Fig. 20. Isochron map of MS2 (Oligocene). ·····	46
Fig. 21. Time structure map of MB4 (top Miocene). ·····	48
Fig. 22. Isochron map of MS3 (Miocene). ·····	49
Fig. 23. Interpreted seismic section showing reflection configurations and external form of MS3. ·····	50
Fig. 24. Isochron map of MS4 (Plio-Pleistocene). ·····	51
Fig. 25. Lithology and stratigraphic correlation of 3 drilling wells. ·····	53
Fig. 26. Seismic facies of acoustic basement and sedimentary sequences in the southern shelf basins of Korea. ·····	61
Fig. 27. Interpreted seismic section showing volcanic facies (SF-B). ·····	63
Fig. 28. Interpreted seismic section showing seismic facies SF-A, -C, -D, -E, and -F. ·····	64
Fig. 29. Local-scale depositional model of an isolated rift basin system (MS1). ·	75
Fig. 30. Regional-scale depositional model of MS2 and MS3. ·····	78
Fig. 31. Schematic illustration of the tectonic and stratigraphic evolution of the Socotra Basin and western part of the Jeju Basin. ·····	79

List of Tables

Table 1. General summary of Socotra, Jeju, and Domi basins.	13
Table 2. General information of drilling wells.	21
Table 3. Depth occurrence of mega-sequence boundaries in drilling wells.	29

ABSTRACT

This study focuses on the seismic stratigraphy, tectonic evolution, and depositional environments of the sedimentary basins in the southern continental shelf of Korea, which were analyzed using 2D seismic data (about 3,150 line-km) obtained by the Korea Institute of Ocean Science and Technology (KIOST) and supplementary data of three drilling wells from the previous hydrocarbon exploration.

In the study area, 3 sedimentary basins, Socotra, Jeju and Domi basins, are defined by large-scale basement highs. The basin-filling sedimentary sequences are divided into 4 mega-sequences bounded by the top surface of acoustic basement and major unconformitic surfaces recognized both in drilling wells and seismic profiles. Chronostratigraphy of the seismic sequences is established on the basis of biostratigraphic data from hydrocarbon exploratory wells and the stratigraphic framework of Chinese research data which constrain the age of the lowermost sequence to be approximately the Eocene.

In the eastern part of the Socotra Basin, the boundary fault systems gave rise to various-scale grabens or half-grabens immediately above the acoustic basement, which strongly suggestive of a rifting accompanied by extensional fault movement. In the Jeju Basin, however, the acoustic basement is dominantly characterized by monotonous surface topography instead of high-relief faulted basement blocks or wedge-shape syn-rift deposits. Therefore, the Jeju Basin is interpreted as a sort of sag basin where the basin opening was mainly controlled by basement subsidence without significant horizontal extension of the crust.

Depositional environments of mega-sequences, interpreted based on the

correlation with biozones in drilling wells and partly on the seismic facies analysis, are summarized as follows: (1) terrestrial lowland for the upper part of MS1 (Eocene), (2) lower coastal and oceanic environments respectively for the lower and upper parts of MS2 (Oligocene), (3) open lowland and middle coastal environments respectively for the lower and upper parts of MS3 (Miocene), and (4) shoreface and marine environments respectively for the lower and upper parts of MS4 (Plio-Pleistocene).

On the other hand, the Eocene and Oligocene sequences (MS1 and MS2) in the Socotra Basin have experienced with compressional deformation giving rise to folds and thrust faults, and the upper part of the deformed sequences has been eventually eroded forming an angular-unconformity at the base of the Miocene sequences (MS3). In western part of the Jeju basin, Eocene, Oligocene and Miocene sequences were also regionally deformed. More than three events of the compressional tectonism are indicated by distinct unconformable surfaces at the top of each mega-sequence units. To conclude, four stages of basin opening and evolution history are suggested in the Socotra Basin and the western part of the Jeju Basin. Initial rifting began in the Late Cretaceous building a series of grabens and half-grabens in the Socotra Basin, whereas basement subsidence without significant structural deformation occurred in Jeju Basin at the same time (stage 1). Regional uplift and folding (Yuquan movement) in Late Eocene - Early Oligocene terminated the initial rifting in Socotra Basin and subsidence in Jeju Basin regions. In the Early Oligocene, the rifting and subsidence started again in the Socotra Basin and Jeju Basin respectively (stage 2), which were interrupted by uplift and folding in Early Miocene, marking the transition to the postrift phase. Regional subsidence continued in Early Miocene - Late Miocene (stage 3).

The tectonic inversion (Longjing movement) occurred in the Late Miocene, interrupted the subsidence in Jeju Basin region. Subsequently, the entire area entered a stage of regional subsidence again (stage 4).

제1장 서론

1970년대부터 국내에서 수행된 대륙주변부에 대한 연구들은 해저자원 탐사를 목적으로 진행되었으며, 「해저광물 자원 개발법」 시행에 따라 국내 대륙붕을 총 7개의 광구로 구획하고, 국내외 연구기관들에 의해 체계적인 탐사활동이 이루어져 왔다(Fig. 1). 탐사는 주로 석유가 부존될 수 있는 조건을 갖춘 퇴적분지들을 대상으로 수행되었다. 초기에 수행된 조사·연구의 대부분은 주로 단순 배사구조를 찾는 탐사 위주로 수행되었기 때문에 경제성이 있는 유전을 발견하는 성과는 얻지 못하였다. 그러나 최근에 들어 퇴적분지의 석유부존 가능성을 탐색하기 위하여 퇴적환경, 층서, 고생물, 지구조 등의 여러 분야에 대한 종합적인 연구가 수행되기 시작하였고, 특히 하나의 특정 분지에 대하여 제한적으로 조사해 왔던 과거와는 달리 인접해 있는 퇴적분지들의 연관성까지 고려한 탐사 및 해석연구가 전개되었다. 이러한 노력으로부터 퇴적분지별로 석유부존 가능성이 시·공간적으로 평가가 이루어지기 시작하였다(유인창 외, 2000). 또한 1990년대에는 주로 순차층서학(sequence stratigraphy)적 개념에 의존하여 암층서, 생층서, 시층서 등 필요한 층서 원리만을 선택적으로 적용하였으나, 최근에는 퇴적분지에 발달해 있는 퇴적층들을 보다 정량적인 방법으로 해석하려는 통합층서기술(integrated stratigraphy technology)이 도입되었다. 통합층서기술은 퇴적분지 연구에 있어서 암층서, 생층서, 시층서 등의 상호관계를 종합적으로 해석하는 기술로서, 이 같은 개념이 도입되면서부터 퇴적분지에 대한 더욱 세밀한 연구가 가능하게 되었다(유인창 외, 2000; 유인창, 2001). 이처럼 국내에서도 한 단계 진보된 석유시스템에 대한 연구가 이루어짐으로써 최근 울릉분지 제삼기 퇴적층에서 경제성 있는 규모의 탄화수소 가스층이 발견되는 성과가 이룩됨으로써 국내 대륙주변부의 석유부존 가능성에 대한 관심이 더욱 높아졌다(유인창 외, 2000).

1970년대부터 진행된 우리나라 남해대륙붕 퇴적분지들에 대한 석유탐사 활동으로부터 탄화수소 부존 가능성이 비교적 높은 것으로 평가 되었지만(한국자원연구소, 1997), 아직까지 경제성이 있는 유전 발견은 이루어지지 않고 있는 실정이다. 그러나 제5광구와 한일공동개발구역에서 석유와 천연가스의 징후가 시추조사에 의해 확인되었으며(오재호 외, 1994), 남해대륙붕의 연장선에 있는 동중국해 대륙붕분지의 소분지인 시후분지에서는 현재까지 총 8개 지점에서 유전을 비롯한 가스전이 발견되었음이 보고된 바 있다(Ye et al., 2007). 남해대륙붕 퇴적분지는 동중국해 대륙붕

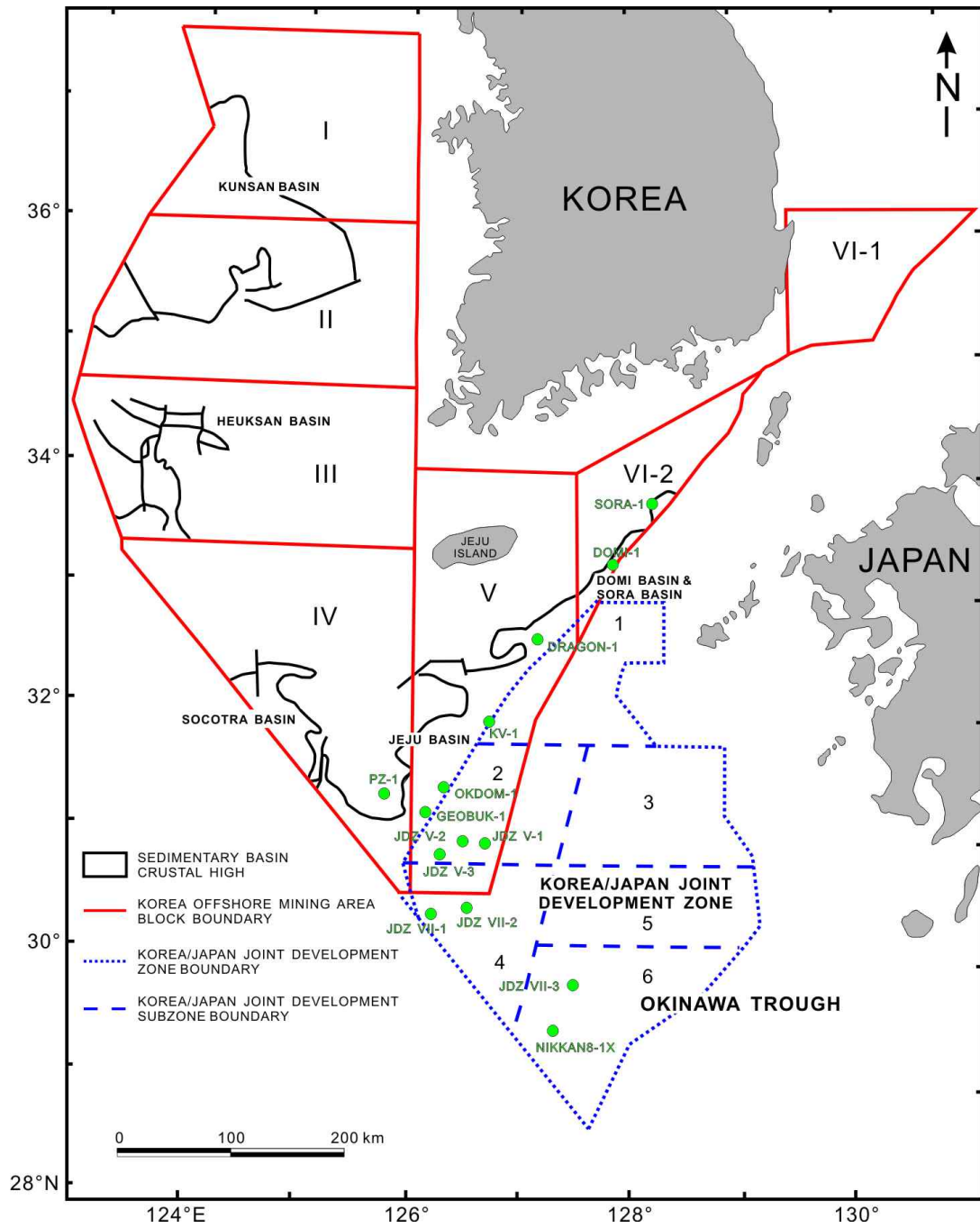


Fig. 1. Locations of sedimentary basins and concession blocks in the EEZ of Korea. Modified from KIGAM (1997).

분지 북동부에 위치한 소분지로서, 중국의 시후분지에 인접해 있어서 탄화수소가 부존할 가능성이 높을 것으로 기대되고 있다.

현재까지 남해대륙붕 퇴적분지를 대상으로 수행된 국내외 연구(Zhou et al., 1989; 봉필윤 외, 1993; 오재호 외, 1994; 한국자원연구소, 1997; 정태진 외, 2003; Lee et al., 2006; JGI, 2009; Cukur et al., 2011a, 2012)들을 종합해 보면, 남해대륙붕 퇴적분지는 제주분지, 소코트라분지, 도미분지와 같은 소분지들로 구분할 수 있으며, 이들 분지는 제삼기 퇴적층으로 이루어져 있는 것으로 보고되었다. 다만 분지의 최하부 지층 연대에 대하여 한국자원연구소(1997)는 고생물 연구결과에 의해 올리고세로 해석한 반면, 윤혜수 외(1999)는 최하부 지층에서 에오세를 지시하는 종이 나타나는 것을 근거로 에오세로 보고하였다. 또한 퇴적환경은 주로 육상환경과 해양환경이 순차적으로 나타나는 것으로 시추공 분석을 통해 확인하였지만(윤혜수 외, 1999; JGI, 2009), 퇴적환경에 대한 지역적인 분포현황에 대해서는 정밀한 연구가 이루어지지 않았다. 시추공 자료 이외에도 남해대륙붕 퇴적분지를 대상으로 하는 탄성과 탐사가 수행되었으며, 탄성과 단면상에서 나타나는 지질구조 및 층서를 바탕으로 남해대륙붕 퇴적분지의 형성과정과 지구조 발달과 관련한 연구들도 이루어졌다.

현재 분지의 구조 및 형태는 유라시아판의 하부로 섭입하는 태평양판 슬랩의 당김(slab-pull)에서 비롯된 여러 번의 침강 및 구조역전의 결과인 것으로 보고 있다(Cukur et al., 2011). 따라서 남해대륙붕에 분포하는 소분지들은 일반적으로 인장력에 의해 발생한 확장성 운동에 의해 이루어진 열개분지로 해석하고 있다(Zhou et al., 1989; Lee et al., 2006; Cukur et al., 2011a). 그렇지만 이러한 해석은 대부분 남해대륙붕 퇴적분지 전반에 걸친 광역적인 해석이며, 일부 연구에서는 남해대륙붕 퇴적분지의 소분지인 제주분지를 열개작용 보다 침강작용에 의해 형성된 침하분지로 해석하기도 하였다(봉필윤 외, 1993). 이 같은 해석의 차이는 현재까지 남해대륙붕 퇴적분지에 대해 소분지별로 세밀한 연구가 이루어지지 않았기 때문에 비롯된 것으로 생각된다. 따라서 남해대륙붕 퇴적분지에 대한 광역적인 해석보다는 소분지별로 정밀한 해석연구를 통해 각각의 소분지들의 층서, 퇴적환경, 그리고 지구조 발달사를 밝혀내고, 이를 상호 대비시켜 소분지들 간의 연관성을 규명하기 위한 노력이 요구되어지고 있다.

남해대륙붕 퇴적분지가 위치한 제4광구와 제5광구 남단지역을 대상으로 하는 2D 다중채널 탄성과 탐사자료가 2011년 한국해양과학기술원에 의해 취득되었다. 또한 기존 연구들(봉필운 외, 1933; 오재호 외, 1994; 한국자원연구소, 1997)에서 분석된 시추공(옥돔-1, 거북-1, PZ-1) 자료도 취득하였다. 이 연구에서는 이와 같은 자료들을 이용하여 남해대륙붕 퇴적분지에 분포하고 있는 퇴적분지들 중 특히, 제주분지와 소코트라분지의 분포형태, 퇴적층서, 지질구조, 탄성과상, 그리고 지구조 발달과정에 대해 분석하고, 이를 바탕으로 하나의 퇴적시스템 모델을 구축하기 위한 연구를 수행하였다. 이러한 연구결과는 남해대륙붕 퇴적분지들의 층서 및 퇴적시스템을 정립하고, 퇴적분지의 발달사를 재구성할 뿐 아니라, 인접 산유 퇴적분지와 대비를 통해 탄화수소 부존 가능성에 대한 평가와 퇴적분지 내 최적의 석유시스템을 도출하는데 기여할 것으로 기대된다.

제2장 지역개관

2.1. 동중국해

2.1.1. 지형

북서태평양 주변부에 위치하는 동중국해(East China Sea)는 동쪽으로 일본 큐슈(Kyushu)와 류큐열도(Ryukyu Arc), 남쪽으로는 타이완(Taiwan), 북쪽으로는 제주도-양자강 하구를 잇는 선을 경계로 하는 주변해(marginal sea)이다. 동중국해의 면적은 약 770,000 km²에 달하며, 북동-남서 길이가 1,300 km, 동-서 폭이 약 740 km에 이르고 평균수심은 370 m이다(Qin and Zhao, 1987; Zhou et al., 1989; Cukur et al., 2011a, 2012).

해역의 해저에는 수심 130 m 이하의 평탄한 대륙붕이 해안에서부터 북서-남동 방향으로 최대 약 450 km에서 최소 약 120 km까지의 폭으로 넓게 발달하고 있으며, 남동쪽으로 갈수록 점점 깊어져 급경사인 대륙사면을 지나 수심 200~1000 m의 오키나와해곡으로 이어진다(Fig. 2). 양자강(Yangtze River)을 비롯한 4개의 주요 강(Qiantangjiang River, Minjiang River, Jiulongjiang River)을 통해 연간 약 5억 9백만 톤에 달하는 막대한 양의 퇴적물이 동중국해로 공급된다(Qin and Zhao, 1987).

2.1.2. 지구조대

동중국해는 지구조적으로 유라시아판(Eurasian Plate)과 필리핀해판(Philippine Sea Plate)이 접하는 지역으로서(Cukur et al., 2012), 판의 상호작용으로 인한 지구조대(tectonic province)들이 동-서로 분대하는 양상을 보이는데(Fig. 2), 주요 지구조대의 특징을 요약하면 다음과 같다.

(1) **체민 융기대(Zhemin Ridge)**: 중국대륙에서 한반도로 연장된 기반암 고지대(basement high)로서 동중국해와 황해의 경계부가 된다(Gerdes et al., 1988).

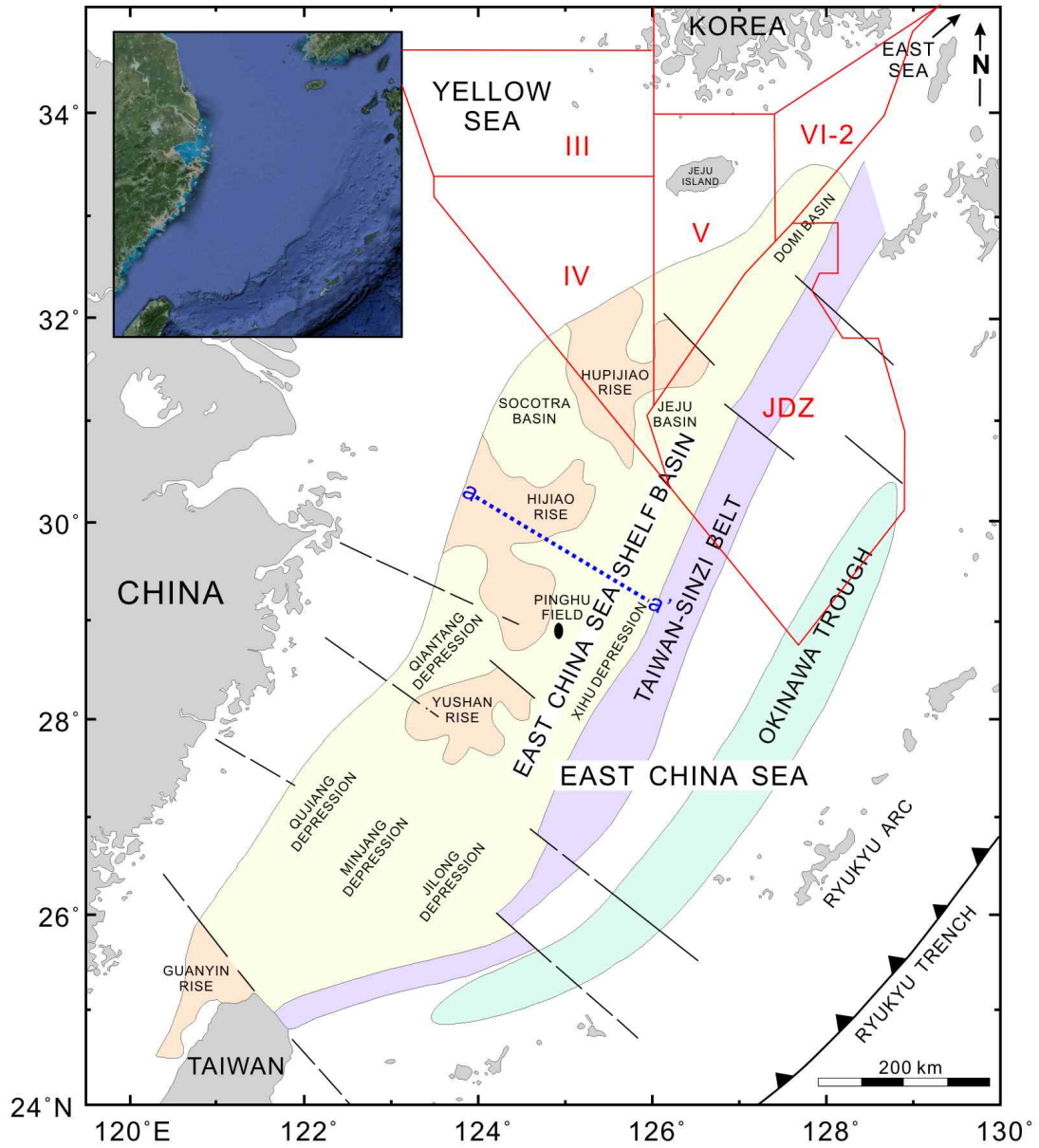


Fig. 2. Tectonic provinces of the East China Sea region. The dotted line aa' denotes the location of a geologic section shown in Figure 3. Modified from Lee et al. (2006).

(2) 동중국해 대륙붕분지(East China Sea Shelf Basin): 기반암 저지대(basement low)로서 면적이 약 460,000 km²에 달하며(Harrison, 2005), 선캠브리아기 결정질 기반암(crystalline basement)으로 구성된 후피지아오(Hupijiao), 하이지아오(Haijiao), 위산(Yushan), 그리고 관음(Guanyin) 용기대를 경계로 하는 중생대-신생대 소분지(subbasin)들로 구분된다(Zhou et al., 1989; Yang, 1992).

(3) 타이완-신지 융기대(Taiwan-Sinzi Belt, Daiyudao Uplift 또는 Taiwan-Sinzi Folded Zone): 주로 백악기 변성암으로 이루어진 기반암 고지대로서 일부지역은 마그마 관입으로 인한 화성암으로 구성되어 있으며, 타이완 북동부에서부터 일본 류슈 서쪽 연안까지 연장된다(Wageman et al., 1970; Kong, 1998; Hsu et al., 2001; Sibuet and Hsu, 2004).

(4) 오키나와 해곡(Okinawa Trough): 유라시아판 하부로 필리핀해판이 섭입함에 따라 형성된 류큐 해구-열도 시스템(Ryukyu Trench-Arc system)에 연계되어 중기 마이오세부터 시작된 열개작용으로 형성된 후열도분지(back-arc basin)이다. 이러한 열개작용은 해곡의 남부와 중앙부를 따라 현재도 진행되고 있다(Letouzey and Kimura, 1984).

(5) 류큐 열도(Ryukyu Arc): 제4기 화산체로 구성된 내열도(inner arc)와 후기 마이오세 이전 기반암으로 이루어진 외열도(outer arc)로 이루어져 있다(Kizaki, 1978; Iwasaki et al., 1990; Shinjo, 1999).

(6) 류큐 해구(Ryukyu Trench): 유라시아판의 하부로 필리핀해판이 서향 섭입하는 경계에 발달해 있으며 최대 수심이 7,500 m에 달한다(Iwasaki et al., 1990).

이와 같은 지구조대들은 전반적으로 북동-남서 방향으로 서로 평행하게 배열되어 있으며, 지구조대들의 생성 시기는 동쪽으로 갈수록 젊어지는 특징을 보인다(Zhou et al., 1989).

2.1.3. 지각구조

이전 연구들의 시추공 자료 분석 결과, 동중국해 대륙붕분지를 구성하고 있는 기반암은 화강암류와 변성암류로 대표되며, 화강암류의 연령은 초기 백악기와 후

기 백악기로, 변성암류는 원생대와 중생대로 알려져 있다(Honza, 1976; 박영수 외, 1987, 1989; Zhou et al., 1989; 오재호 외, 1994). 한편, 동중국해 대륙붕분지의 중앙에 위치한 시후분지(Xihu Basin)의 평후유전(Pinghu field)에서의 기반암은 백악기 초기의 안산암으로 분석되었다(Silverman et al., 1966; 한국자원연구소, 1997).

동중국해 대륙붕분지에서 수행된 중력탐사 및 굴절지진파탐사 자료의 해석결과에 따르면, 분지의 지각은 두께가 27~35 km로 대륙지각에 해당하며, 오키나와 해곡의 경우도 남단의 일부를 제외하고는 대륙지각의 특성을 보이는 것으로 알려져 있다(Uyeda and Miyashiro, 1974; Li and Tao, 1992; Geological Survey of Japan, 1994). 그러나 최근에 수행된 중력 모델링 연구결과(Li et al., 2009), 동중국해 대륙붕분지의 중앙에 위치한 시후분지 중심부의 지각 두께는 최소 6.5 km로 제시되어 이전의 연구결과와는 큰 차이를 보인다(Fig. 3). Li et al. (2009)은 시후분지의 중력 모델링 및 시추공 자료에 대한 해석을 통해서 이 지역의 암석권은 광역적인 인장응력에 의해 분지 열개가 일어나기 전에 이미 북서-남동 방향으로 55~90 km 정도 신장되었을 가능성이 높은 것으로 보고하였다. 또한 암석권은 시후분지의 북부보다 남부에서 더 많이 신장된 결과, 동중국해 대륙붕분지에서 모호불연속면의 심도는 남쪽으로 가면서는 점차 알아지는 현상을 보인다(Lee et al., 1980; Sibuet et al., 1987; Zhou et al., 1989; Qin et al., 1996).

2.1.4. 분지 형성사

Zhao et al. (2003)과 Li et al. (2009)에 따르면, 동중국해 대륙붕분지의 형성은 후기 백악기(Late Cretaceous) 이후에 발생한 인장응력에 의해 시작되었다. 당시 남부 암석권은 이미 신장되면서 두께가 얇아져 있어 열개작용이 발생하기 용이한 조건을 갖추고 있었다. 따라서 분지의 열개작용은 구조적 약대인 남부에서 주로 일어났으며, 일부는 북부까지도 전이되었다. 그 결과, 열개작용의 중심지역인 남부에서는 천해성 퇴적환경이, 주변부에 해당하는 북부는 육상퇴적환경이 형성되었다(Li et al., 2009).

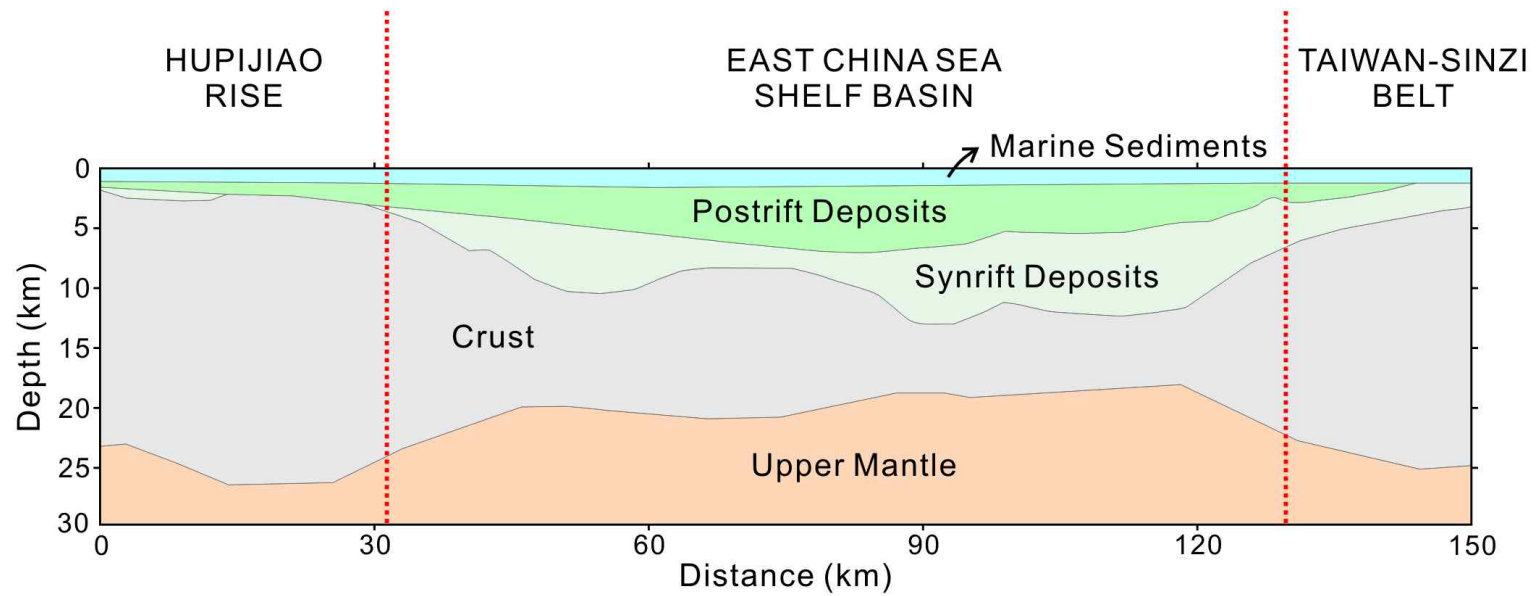


Fig. 3. Crustal and upper mantle depth model based on gravity modeling, reflection seismic data and backstripping analyses. For location, see Fig. 2. Modified from Li et al. (2009).

동중국해 대륙붕분지의 형성기원, 구조, 그리고 형태에 관해서는 크게 2가지의 의견이 있다. 첫째로는 유라시아판 하부로 섭입하는 태평양판 슬랩의 당김 (slab-pull)에서 비롯된 구조침강 및 구조역전에 의한 결과로 해석되는데(Zhou et al., 1989), 전반적인 분지의 발달과정은 다음과 같이 4단계로 구분할 수 있다(Lee et al., 2006; Cukur et al., 2011a).

(1) 열개 단계 1(후기 백악기 그리고 후기 에오세-전기 올리고세): 후기 백악기에 태평양판이 유라시아판 하부로 침강하면서 북서-남동 방향의 인장응력을 유발하였고, 이로 인해 국지적인 화산활동을 동반한 지각신장 및 초기 열개작용이 발생하였다. 초기침강으로 인해 분지 내에는 지구(graben)와 반지구(half-grabe) 형태의 소규모 함몰지가 다수 형성되었다. 당시 해수면 변동에 의한 해침(transgression)은 북서 내지 북북서 방향으로 진행되었지만 동중국해의 북부지역까지는 영향을 미치지 못하였다(Zhou et al., 1989). 따라서 동중국해 북부함몰지에는 육성퇴적층이 집적 되었다. 이후 후기 에오세(Late Eocene)에서 초기 올리고세(Early Oligocene)에 유관운동(Yuquan movement)으로 인해 분지 전반에 걸쳐 압축응력이 작용하면서 분지확장이 중단되었다. 이와 함께 압축변형(compressional deformation) 및 융기(uplift)작용 등 구조역전(tectonic inversion)이 일어났고, 분지 동쪽 경계부에 타이완-신지 융기대가 형성되었다(Yang, 1992; Wang, 1995). 이후 융기된 지역에는 선 올리고세층의 침식작용으로 부정합면이 형성되었다.

(2) 열개 단계 2(전기 올리고세-전기 마이오세): 두 번째 분지확장은 전기 올리고세에 시작되었고, 지구와 반지구대 경계에 위치한 정단층들은 지속적인 분지침강으로 인해 상부에 쌓인 퇴적층까지 연장된 성장단층(growth fault)으로 발달하였다. 그러나 침강작용은 대체로 지구와 반지구대에 국한되어 발생하였으며, 분지 침강률도 첫 번째 분지확장 단계보다 더 낮았다. 이 시기에는 하성(fluvial) 및 호성(lacustrine) 퇴적환경이 우세하였고, 일부 지역은 간헐적인 해침의 영향을 받기도 하였다. 올리고세에 시작된 분지확장은 전기 마이오세(Early Miocene)에 발생한 융기작용에 의하여 중단되었다. 이후 융기된 지역에서는 선 마이오세층이 침식되어 부정합면이 형성되었다.

(3) 후열개단계 1(전기 마이오세-후기 마이오세): 전기 마이오세부터는 광역적

인 침강이 발생하였고, 동부와 남동부에는 점차 해침이 시작되었다. 중기 마이오세에 태평양판의 서편으로의 섭입은 더욱 강화되어(한국석유개발공사, 2008) 후기 마이오세에는 지역 전체에 걸쳐 압축응력을 동반한 롱징운동(Longjing movement)이 발생하였다. 따라서 분지의 침강은 중단되고 구조역전으로 인해 상당히 큰 규모의 스러스트-습곡대(thrust-fold belt)와 광역적인 부정합면이 형성되었다.

(4) 후열개단계 2(후기 마이오세-현재): 구조역전 이후에 지역에는 광역적인 침강작용이 현재까지 이어졌고 동쪽과 남동쪽에서 시작된 해침은 점진적으로 서쪽과 북서쪽까지 진행되어 현재는 완전한 해양환경으로 바뀌었다.

동중국해 대륙붕분지 형성에 대한 다른 해석은 전기 에오세(50 Ma)에 북동쪽으로 이동하는 인도판이 유라시아판 남서부에 충돌하면서 유라시아판 동부지역에는 북동-남서 방향의 전단응력이 발생으로 형성된 것으로 보고 있다. 따라서 동중국해 지역에는 북북동-남남서 방향의 변환단층들이 발생하였고, 이에 연계된 동북동-서남서 방향의 정단층에 의해 형성된 pull apart 분지로 해석되고 있다 (Jolivet et al., 1990; Xu et al., 2014).

2.2. 남해대륙붕 퇴적분지

제주도 남쪽의 남해대륙붕 퇴적분지는 동중국해 대륙붕분지의 북동부에 위치한 소분지에 해당되며, 남쪽으로는 시후분지, 동쪽으로 타이완-신지 융기대, 서쪽은 체민 융기대와 접하고 있다. 이는 국내대륙붕 제4, 5, 그리고 6-2광구와 한일 공동개발구역(JDZ: Korea-Japan Joint Development Zone)의 서부를 포함한다. 또한 분지 내에 발달해 있는 북북동-남남서 및 북서-남동 방향의 단층군과 기반암 고지대에 의해 제주분지(Jeju Basin), 소코트라분지(Socotra Basin), 그리고 도미분지(Domi Basin)로 구분된다(오재호 외, 1994)(Fig. 2).

각 소분지들의 면적은 10,000~13,000 km² 범위이며, 퇴적 중심부(depo-center)에서의 퇴적층 두께는 제주분지에서 5.5 km 이상으로 가장 두껍고, 소코트라분지는 4.5 km 이상, 그리고 도미분지는 4 km 미만의 층후를 보인다(Cukur et al.,

2011a). 최하부 지층의 연대는 다소 논란의 여지는 있지만 대부분의 연구들에서는 에오세로 해석하고 있다(Zhou et al., 1989; 윤혜수 외, 1999; JGI, 2009). 지질 구조를 보면, 제주분지에서는 구조역전을 지시하는 심한 습곡과 이전 단층의 역전 재활성이 분지 전반에 걸쳐 관찰되지만, 도미분지에서는 일부지역에서만, 소코트라분지에서는 하부층(에오세-올리고세)에서만 관찰된다(오재호 외, 1994; 이성동 외, 2008). 퇴적환경은 대체로 에오세-올리고세까지는 육상환경으로 서로 일치하지만 이후 진행된 해침으로 제주분지는 올리고세 말부터, 도미분지는 중기 마이오세 이후, 그리고 소코트라분지는 후기 마이오세 이후에 해양환경으로 바뀌었다. 또한 제주분지는 마이오세 전기에 다시 육상환경으로 바뀌었고 플라이오세에 재차 해양환경으로 전이되었다(ZAPEX, 1984; 김종수 외, 1985; 전희영 외, 1985; 봉필윤 외, 1993; 한국석유개발공사, 1998; 윤혜수 외, 1999)(Table 1).

2.2.1. 소코트라분지

‘소코트라분지’라는 명칭(Frazier et al., 1976)은 분지 부근에 위치한 해저 화산체인 ‘Socotra Rock’에서 유래되었다. 국내 일부 연구자들은 ‘파랑소분지(Parang Subbasin; 오진용 외, 1997)’라 부르기도 하고, 중국에서는 ‘창지양 함몰대(Changjiang Depression)’라 부르고 있다(오진용 외, 1997). 분지는 대략 위도 30.5°~ 32°N, 경도 124°~ 126°E 사이에 위치한 기반암 저지대에 해당되며, 동쪽에는 후피지아오 융기대, 남쪽에는 하이지아오 융기대, 그리고 북서쪽은 체민 융기대에 의해 경계 지워진다(Kim et al., 1987; Zhou et al., 1989). 분지의 규모는 남북으로 약 100 km, 동서로 약 70 km에 이르고, 최대 깊이는 4.5 km 이상으로 나타난다. 또한 분지의 북부와 동부 약 800 km² 면적이 국내대륙붕 제4광구에 포함된다(봉필윤 외, 1993).

현재까지 소코트라분지내 퇴적층에 대한 시추는 수행되지 않았고 동쪽에 위치한 후피지아오 융기대에서 PZ-1 탐사공이 시추되었기 때문에 분지의 퇴적층서는 주로 탄성과 탐사 자료를 근거로 해석되었다. 봉필윤 외(1993)에 의하면, 소코트라분지의 층서는 쥐라기-백악기 화성암으로 구성된 기반암 상부에 에오세, 올

Table 1. General summary of Socotra, Jeju, and Domi basins.

	Socotra Basin	Jeju Basin	Domi Basin
Area (km ²)	13,000	11,000	10,000
Max. Thickness of sequences	> 4.5	> 5.5	< 4.5
Age	Eocene ~	Late Eocene ~	Eocene ~
Geologic Structure	Normal faults, folds only lowest part	Reverse faults and folds dominant	Normal faults, local folds
Sedimentary Environment	Continental (Eocene) ∨ Marine (Late Miocene)	Continental (Eocene ~) ∨ Marine (Late Oligocene ~) ∨ Continental (Early Miocene ~) ∨ Marine (Pliocene ~)	Continental (Eocene ~) ∨ Marine (Middle Miocene ~)

리고세, 전기-중기 마이오세, 후기 마이오세, 그리고 플라이오-플라이스토세 층 등 4개의 광역부정합면을 경계로 하는 5개의 탄성과 층단위로 구성된다.

분지의 퇴적환경에 대한 연구는 후피지아오 용기대에서 시추된 PZ-1공의 고생물 분석을 통해서 이루어졌다(ZAPEX, 1984; 김종수 외, 1985; 전희영 외, 1985; 봉필윤 외, 1993). 분지 중심부에서 이루어진 시추공자료가 없기 때문에 하부에 위치하는 에오세와 올리고세의 퇴적환경을 추정하는데 어려움이 있고, 후기 마이오세에는 육상환경, 플라이오-플라이스토세에는 해양환경을 지시하는 화석들이 산출되었다.

2.2.2. 제주분지

소코트라분지의 서부에 위치하는 기반암 저지대로 '제주분지(Jeju Basin)'라는 명칭은 현병구 외 (1980)에 의해 처음으로 사용되었고(오진용 외, 1997), 중국에서는 '절동 함몰대(Zhedong Depression)'라 부르고 있다(Lee et al., 2006). 분지의 경계는 과거에 다소 논란이 있었지만 최근까지 이루어진 국내외 연구들(오재호 외, 1994; 권영인 외, 1995; 윤혜수 외, 1999; 김은정 외, 2008; Lee et al., 2006; Cukur et al., 2011a, 2011b; 2012)을 통해 좁은 의미의 제주분지는 서쪽에 후피지아오 용기대, 남쪽은 시후분지, 그리고 북동쪽에는 도미분지와 접하는 것으로 확인된다. 이러한 범위(위도 30°10'~ 32°40'N, 경도 126°10'~ 127°10'E)는 국내대륙붕 제5광구 최남단 구역과 한일공동개발구역 서부에 포함된다(Fig. 2). 분지의 가장 깊은 곳은 한일공동개발구역 서부이며 깊이가 5.5 km 이상으로 나타난다(Cukur et al., 2011b).

제주분지 지역에서는 총 9개의 탐사공이 시추되었고 그 중 4공에서 기반암이 식별되었는데, KV-1공에서는 전기 백악기 화강암, JDZ V-1공에서는 후기 백악기 화강섬록암, JDZ V-2공에서는 원생대 편마암, 그리고 옥돔-1공에서는 백악기 현정질 화강암이 확인되었다(한국석유개발공사, 2008).

제주분지의 퇴적층서는 크게 2가지 해석으로 나뉜다. 정태진 외(2003), Lee et al. (2006), Cukur et al. (2011a)에서는 3개의 광역부정합면을 기준으로 4개의 탄

성과 층단위로 구분하였고, 권영인 외(1995)에서는 4개의 광역부정합면을 기준으로 5개의 탄성과 층단위로 구분하였다. 이러한 층서의 차이는 마이오세 층의 세분화에 따른 것이다. 또한 최하부 퇴적층에 대한 지질시대도 에오세와 올리고세로 서로 다른 해석이 제시되어 있다(한국자원연구소, 1997; 윤혜수 외, 1999).

윤혜수 외(1999)에 의하면, 제주분지의 퇴적환경은 에오세 기간 동안에는 육상환경이 우세하였으며, 올리고세로 들어오면서 육상과 해양이 교차하는 환경을 거쳐, 올리고세 말에는 전형적인 해양환경이 광범위하게 발달하였다. 이후 마이오세 전기에 지각변형에 따른 해저의 융기로 인해 다시 육상환경이 지속되다가 마이오세 후기와 플라이오세 초에 해양과 육상의 전이환경을 거쳐 후기 플라이오세부터는 다시 완전한 해양환경으로 바뀌었던 것으로 추정된다.

2.2.3. 도미분지

‘도미분지’라는 명칭은 Kim et al. (1987)에 의해 처음 사용되었는데, ‘후쿠에 분지(Fukue Basin; Frazier et al., 1976)’, ‘동제주분지(박관순, 1984)’, 그리고 ‘도미-소라분지(Tomi-Sora Basin; Lee, 1987)’로도 불린다(오진용 외, 1997). 또한 중국에서는 ‘후지양 함몰대(Fujiang Depression)’라고 칭한다(Lee et al., 2006). 도미분지는 제주분지의 북동부에 위치하고 있으며 북동쪽으로 연장되어 쓰시마섬 인근까지 북동-남서 방향으로 발달하는 퇴적분지이다. 제주분지와는 기반암 고지대에 의해 분리되고 북쪽의 동해 울릉분지와는 대한해협이 쓰시마 융기부에 의해 단절되어 있다. 분지의 규모는 북동-남서 방향으로 약 120 km, 북서-남동 방향의 폭은 최대 약 60 km이고, 최대 깊이는 4.5 km 이하로 나타난다. 또한 한국측 도미분지(국내대륙붕 제6-2광구지역)는 분지의 북부 가장자리에 해당되며 남동부로 갈수록 깊어져 일본측 해역으로 이어진다(Kim et al., 1987; Hirayama, 1991; 김은정 외, 2008).

도미분지에는 도미-1공(3,212 m)과 소라-1공(3,167 m)이 시추 되었고, 석회질 미화석 및 화분포자화석에 근거한 생층서 분석, 암편시료 분석자료 및 물리검층 해석결과를 바탕으로 HADSON(1989), 박관순 외(1993), 한국자원연구소(1997) 등에

서 층서가 제시되었다. 한편, 정태진 외(2003)는 재해석을 통해 도미분지의 층서를 총 2개의 광역부정합면을 경계로 하는 3개의 층단위(올리고세 또는 초기 마이오세, 중기 마이오세 또는 후기마이오세, 플라이오-플라이스토세)로 구분하였다. 또한, 김은정 외(2008)는 국내에서 수행된 시추공 및 탄성파 분석결과와 일본측 분석결과를 대비하여 최하부 퇴적층의 연대를 더 오래된 팔레오세-올리고세로 해석하였다. 아울러, 이성동 외(2008)는 총 3개의 광역부정합면을 경계로 4개의 층단위(에오세-중기 올리고세, 중기 올리고세-초기 마이오세, 초기 마이오세-후기 마이오세, 후기 마이오세-현재)로 구분하였다.

한국석유개발공사(1998)는 탄성파 및 시추공자료 분석을 통해서 도미분지의 퇴적환경에 대한 연구를 수행하였다. 그 결과, 올리고세부터 중기 마이오세까지 도미분지에서는 육상환경이 우세하였으며, 이후 점차 해양환경으로 전이된 것으로 보고하였다.

제3장 연구 자료 및 방법

3.1. 연구 자료

3.1.1. 2D 탄성과 탐사 자료

연구지역은 국내대륙붕 제4, 5광구의 남단에 해당되며, 후피지아오 융기대를 비롯한 제주분지와 소코트라분지의 일부를 포함한다(Fig. 4). 연구 자료인 2D 탄성과 자료(Fig. 4)는 총 54개의 측선으로 구성된 약 3,150 line-km에 이르는 다중 채널 탄성과단면(multi-channel seismic profile)으로서, 2011년 한국해양과학기술원에 의해 취득되었다. 탐사는 한국해양과학기술원 소속 온누리호를 이용하여 국내대륙붕 제4광구와 5광구의 남단을 대상으로 동-서, 북서-남동, 북동-남서 방향으로 설계된 측선을 따라서 수행되었으며, 위치정보는 고정밀위성항법장치인 DGPS(differential global positioning system)를 사용하여 취득되었다. 일부 측선은 탄성과 탐사 자료의 암상과 연대 대비를 위하여 PZ-1, 옥돔-1 및 거북-1 시추공을 통과하도록 설계가 되었다. 또한 연구지역의 북동쪽에 위치하는 도미-1공에서 드래곤-1공, KV-1으로 길게 이어지는 측선은 도미분지에서 연구지역까지 층서대비를 위해서 설계 되었다.

탄성과 탐사의 음원으로 1,380 in³ 용량의 에어건(airgun), 수신원으로 108 채널 스트리머(streamer)를 사용하였다. 탐사현장에서 수집된 자료의 전산처리는 한국해양과학기술원에서 수행하였으며, 그 과정을 요약하면 다음과 같다.

(1) **자료입력(data importing)**: 현장에서는 에어건 작동시마다 수신채널의 수만큼 장비에 SEG-D로 기록이 된다. 이를 통해 취득된 자료는 전산처리용 컴퓨터에서 ProMAX의 SED-D 모듈을 통해서 자료가 1차적으로 입력된다.

(2) **지오메트리 입력(geometry importing)**: 음원과 각 수신기 그룹 위치에 해당하는 지형정보를 전산화 시켜 기록된 향측 자료와 관측 자료를 이용하여 트레이스 헤더에 대비시킨다.

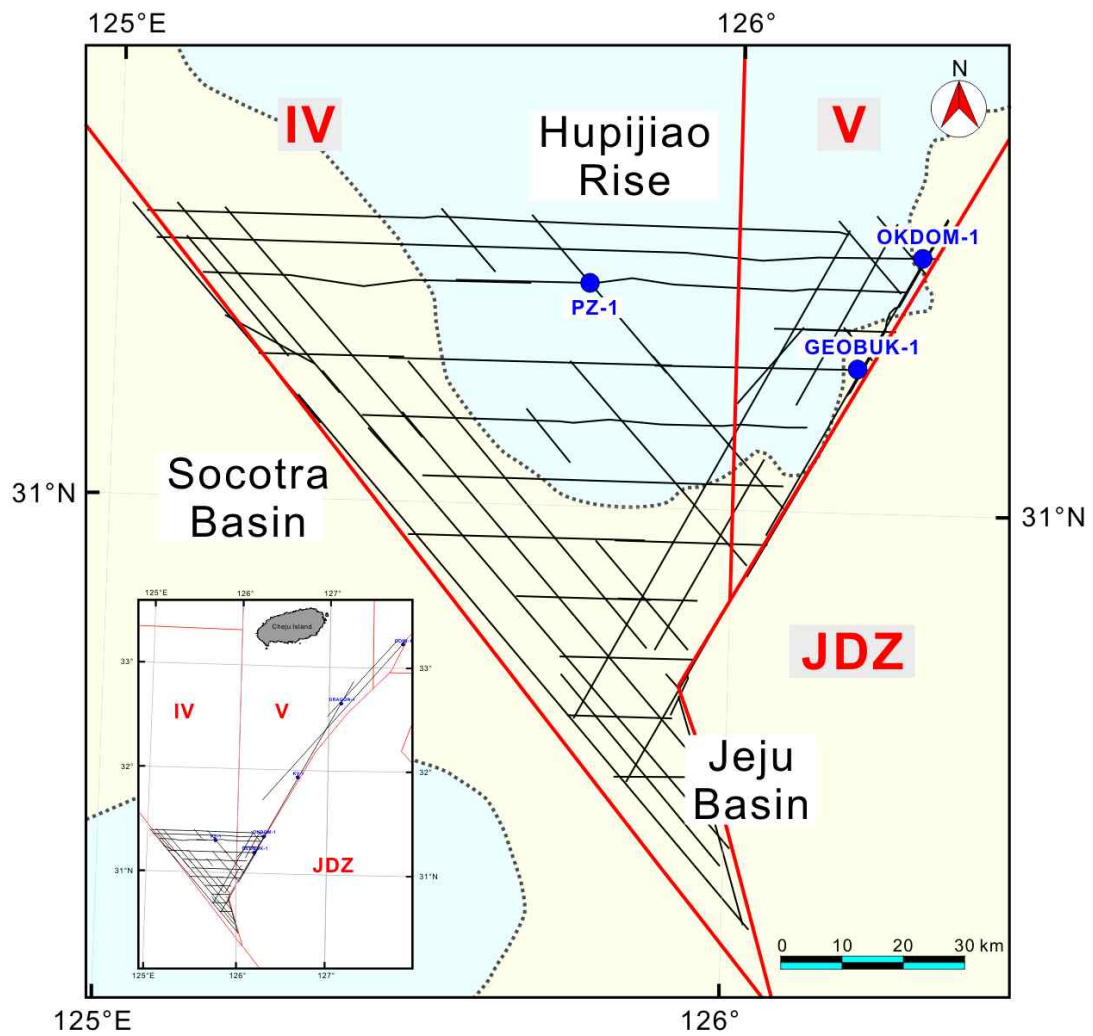


Fig. 4. Location map of 2D seismic tracklines and drilling wells. The dotted line indicates approximate boundary of the Hupijiao Rise (basement high).

(3) **트레이스 편집(trace editing)**: 자료취득 과정에서 너울잡음, 어망 및 어구에 의한 잡음, 선박 잡음에 의한 영향을 받은 트레이스 및 잡음 채널을 제거한다.

(4) **필터링 및 노이즈 제거(frequency or F-K filtering, noise reduction)**: 저주파수 잡음 및 고주파수 잡음 제거를 위한 주파수 필터링 과정으로, 직접파보다 경사가 큰 잡음 및 역경사방향의 잡음 억제를 위해 주파수에서 파수를 감한다. 또한 연속적인 패턴을 보이는 신호가 아닌 불규칙적으로 발생하는 노이즈를 제거한다.

(5) **구형발산 감쇠보정(spherical divergence correction)**: 송신원 에너지는 반구형 공간에서 확산되는데, 이 때 감쇠되는 에너지를 보정한다. 연구에 사용된 자료는 올바른 진폭해석을 위해 인위적인 진폭회수(gain recovery)는 처리하지 않았다.

(6) **속도분석(velocity analysis)**: 지하 매질의 탄성과 속도는 각 매질의 심부 분포 위치 및 매질의 밀도, 강도 등에 의해 구분되는 값을 가지며, 각 토양 및 암석에 따른 심도별 속도 물성의 범위가 알려져 있다. 또한 일반적으로 탄성과 속도는 심부로 갈수록 누층압력과 고결화에 따라 증가하는 패턴을 보이는데, 정확한 속도구조 파악은 최종 탄성과단면 영상의 품질을 좌우하게 된다.

(7) **다중반사파 억제(SRME, predictive deconvolution, water bottom multiple prediction and subtraction)**: 다중반사파는 불규칙하게 분포하는 잡음이 반사면에 두 번 이상 반사된 후 기록된 반사파로, 예측 디컨벌루션(predictive deconvolution) 모듈을 사용하거나, 해저면 다중반사파 제거(SRME: surface related multiple elimination) 방법을 이용하여 억제하였다. 특히, 본 연구지역은 해저면의 심도가 얕아 다중반사파에 의한 하부구조 파악이 어렵고, 상대적으로 해저면 층에 탄성과 반사율이 낮고 파의 감쇠가 크게 발생하는 사질층이어서 신호의 증폭에 어려움이 있었다. 따라서 SRME 외에도 water bottom multiple prediction and subtraction 모듈을 이용하여 처리 하였다.

(8) **속도분석 재 수행(2nd velocity analysis)**: 잡음으로 분류되는 다중반사파의 억제가 이루어진 자료는 2차 속도분석을 통해 얻어진 결과를 1차 속도분석 자료와 대비한다. 이 과정은 잡음으로 인해 발생한 속도분석 결과의 오차를 줄이고 결과적으로 자료의 해상도를 높이는 역할을 한다.

(9) **공심점 중합 단면(common depth point stacking)**: 공심점 취합자료를 갖고

NMO(normal move out) 보정을 실시한 후 이를 하나의 트레이스로 중합하는 과정으로, NMO 처리를 통한 정확한 속도구조를 적용하여 중합 단면의 품질을 높였다. 또한 공심점 정렬(common depth point sorting)도 함께 수행하였다.

(10) 구조보정(migration): 수직축을 시간에 대하여 나타내는 구조보정을 시간 구조보정(time migration), 심도에 대하여 나타내는 것을 심도 구조보정(depth migration)이라고 한다. 이러한 처리는 반사파의 도달시간에 의한 반사점의 이동을 보정하여 진반사점을 규명하여, 지질구조의 원위치 경사 도출 및 탄성과 회절 현상 보정을 통한 정확한 지하구조의 파악을 용이하게 한다. 특히, 석유 매장량을 평가할 때는 트랩구조의 폭과 높이의 정확한 수치가 요구되므로 필히 수행되는 처리과정이다.

3.1.2. 시추공 자료

연구지역에 분포하는 시추공은 국내대륙붕 4광구에 PZ-1공, 5광구의 동쪽 가장자리를 따라 옥돔-1공, 거북-1공이 위치한다(Fig. 4). PZ-1공은 한국자원연구소와 ZAPEX에서 1983년에 스코트라분지를 대상으로 총심도 1,205 m로 시추를 하였고, 옥돔-1공은 HADSON에서 1990년에 제주분지를 대상으로 총심도 2,904 m로 시추를 하였다(Table 2). 그리고 거북-1공은 ULTRAMAR에서 1991년에 제주분지를 대상으로 2,722 m로 시추되었다. 위와 같은 총 3개의 시추공들의 암상 및 층서에 대한 기존 연구결과를 이용하여 탄성과 탐사 자료와 대비하였다.

3.2. 연구 방법

3.2.1. 탄성과 층서 분석

탄성과단면에 나타나는 반사면(reflection surface)들은 지층을 구성하고 있는 물질들(암석, 퇴적층 등) 사이의 음파속도와 밀도차이에 의하여 발생한다. 따라서 탄성과 탐사 자료의 층서분석은 지질학적인 개념을 적용할 수 있고, 단면상에

Table 2. General information of drilling wells (PEDCO and ZAPEX, 1984; JGI, 2005).

		PZ-1	OKDOM-1	GEOBUK-1
Location	Lat.	31°18'57"	31°21'43"	31°12'23"
	Long.	125°45'46"	126°17'46"	126°11'55"
Company		PEDCO/ZAPEX	HADSON	ULTRAMAR
Spuded Date		30-May-83	20-Jan-90	6-Apr-91
Total Depth Reached Date		17-Jun-83	13-Feb-90	24-Apr-91
Abandoned Date		25-Jun-83	13-Feb-90	3-May-91
Kelly Bushing (m)		26.21	26.20	29.52
Water Depth (m)		64.62	84.40	72.00
Casing (m)	30"	163.37	168.00	159.40
	20"	408.74	478.00	473.30
	13 3/8"	766.88	1,369.00	1,203.50
Total Depth (m)		1205.00	2,903.00	2,722.20
Bore Hole Floor		Basement	Basement	Eocene

나타나는 독특한 특징들은 지질학적으로 해석될 수 있다(Vail and Mitchum, 1977).

탄성과 층서의 기본적인 층 단위는 퇴적시퀀스(depositional sequence)로, 이는 형성기원이 유사하며 동일시기에 형성된 비교적 평행한 층연속 또는 퇴적층으로 구성되어 있다(Vail and Mitchum, 1977). 하나의 퇴적시퀀스의 상부 및 하부 경계에는 침식(erosion) 또는 무퇴적(nondeposition)을 지시하는 부정합(unconformities) 내지 이에 대비적인 정합(correlative conformities) 관계가 나타나며, 탄성과단면상에서는 반사면의 측면적 종결양상(reflection terminations)으로부터 인지된다(Vail and Mitchum, 1977). 측면적 종결양상의 유형은 위결침(onlap), 아래결침(downlap), 정부결침(toplap), 등의 랫아웃(lapout)과 침식삭박(erosional truncation)으로 구분된다(Vail and Mitchum, 1977; Vail, 1987)(Fig. 5). 이와 같은 특징들을 통해 구분된 하나의 퇴적시퀀스는 연대층서학적 중요성을 갖는 동시기 지층들로 구성되어 있기 때문에, 층서분석에 이상적인 기초체제(framework)를 제공할 수 있다(Vail and Mitchum, 1977).

위와 같은 탄성과 층서에 대한 개념을 바탕으로 탄성과 탐사 단면상에서 층서를 구분하고, 이를 시추공 자료와 대비하여 각각의 퇴적시퀀스에 대한 연대를 부여하였다. 그리고 전체 탄성과 축선에 대비하여 구분된 각 퇴적시퀀스의 분포현황을 도면화(시간구조도, 등층후도) 하였다. 이를 위하여 탄성과단면 층서분석 소프트웨어인 Paradigm의 SeisEarth와 IHS의 SMT Kingdom Suite v. 8.6을 활용하였다.

3.2.2. 지질구조 분석

탄성과단면 상에서 나타나는 반사면들의 변형양상을 파악하여 주요 지질구조인 단층과 습곡 등을 식별할 수 있다. 이러한 지질구조들의 구조적, 연대층서학적 해석은 국부적 또는 광역적인 판구조운동에 따른 퇴적학적 기록을 제시한다. 또한 발달한 습곡의 축방향과 단층면의 규모, 방향 등을 파악하여 이를 야기한 응력장의 변화와 연관된 지구조적 조건을 해석할 수 있다.

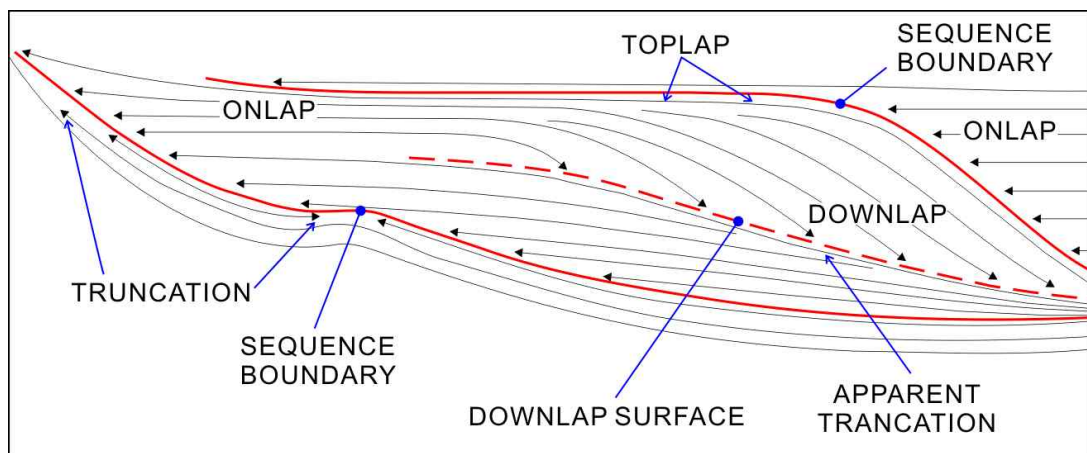


Fig. 5. Diagram showing reflection termination patterns and types of stratigraphic discontinuities. (After Vail, 1987).

탄성파단면 상에서 관찰할 수 있는 지질구조는 주로 단층과 습곡이다. 습곡은 층을 이루는 암석 또는 퇴적층들이 휘고, 구부러진 형태의 구조를 지칭하며 주로 압축응력, 다이어피리즘(diapirism), 단층운동, 그리고 광역적인 침강 또는 융기에 의해 형성된다(Shaw et al., 2005). 대표적인 습곡구조는 단사(monocline), 배사(anticline), 그리고 향사(syncline) 구조가 있으며, 가장 곡률이 큰 습곡축면(fold axial surface)을 기준으로 양쪽으로 경사져 있다. 탄성파단면상에서 이와 같은 구조들은 개별의 반사면 또는 퇴적시퀀스의 측면적 경사변화를 통해서 식별할 수 있다(Bally, 1984; Badley, 1985).

탄성파단면상에서 단층면을 직접 지시하는 반사면들은 매우 드물게 나타난다. 따라서 간접적인 방법을 통해서 단층면의 위치와 형태(geometry)를 추정하는데, 주로 반사면 종결양상, 회절(diffraction), 그리고 경사의 변화 등이 이에 속한다. 식별된 단층들은 기하학과 운동학적인 해석을 통해 크게 정단층(normal fault), 역단층(reverse fault) 및 충상단층(thrust fault), 그리고 주향이동단층(strike-slip fault) 또는 렌치단층(wrench fault)으로 구분되며, 각각의 단층들은 각기 다른 응력장의 변화를 지시하여 이를 통해 지역에 발생한 지구구조작용을 추정할 수 있다(Bally, 1984; Badley, 1985).

위와 같은 특징들을 바탕으로 하여 크게 단층, 습곡 등 두 종류의 지질구조(단층, 습곡)를 탄성파단면 상에서 구분하였으며, 이를 전체 축선에 대비하여 독립적으로 분포하는 구조들의 상호연관성을 찾고 이를 기반으로 도면화 하는 작업을 수행하였다.

3.2.3. 탄성파상 분석

탄성파상(seismic facies)이란 탄성파단면에서 식별된 퇴적시퀀스의 어떤 부분을 인접한 다른 부분과 구분되게 하는 퇴적시퀀스 내의 모든 반사파적 특성요소(즉, 반사면의 진폭, 주기, 연속성, 반사면의 배열형태, 시퀀스의 외형 등)를 종합한 탄성파적 특성을 말한다(Mitchum et al., 1977). 각각의 특성요소들의 고유 형태 또는 수치들은 지하 지층의 지질에 대한 정보를 직·간접적으로 지시하고 있

어 탄성과 자료로부터 암상과 퇴적환경을 추정할 수 있다(Mitchum et al., 1977).

탄성과상은 탄성과층서 분석에서 구분된 퇴적시퀀스를 기준으로 지층 내부에 나타나는 반사면, 반사파들의 특성 요소의 변화를 기초로 몇 개의 대표적인 탄성과 유형으로 구분하는 것이 일반적이다. 이렇게 구분된 탄성과상은 암상, 퇴적작용, 퇴적환경의 관점에서 해석하고 전체 측선에 대비하여 도면화하는 것이 가능하다. 그러나 이 연구에 사용된 2D 탄성과탐사 자료는 해상도의 문제로 전체 측선에 대해 대비하는 것이 불가하다고 판단하여, 부분적으로 탄성과상을 구분하여 단면상에 도시하였다.

3.2.4. 분지형성과 지구조적 진화 모델 구축

탄성과층서, 지질구조, 그리고 탄성과 상분석을 통하여 도출된 결과로부터 퇴적환경 및 퇴적층 형성조건 등의 정보를 얻을 수 있다. 이러한 정보들을 종합하여 분지를 형성시킨 메커니즘과 이후 지역에 발생한 지구조 작용 및 해수면 변동에 따른 퇴적환경 변화를 유추하여 분지의 퇴적층 발달 양상을 시간적 순서로 재구성하였다(Fig. 6).

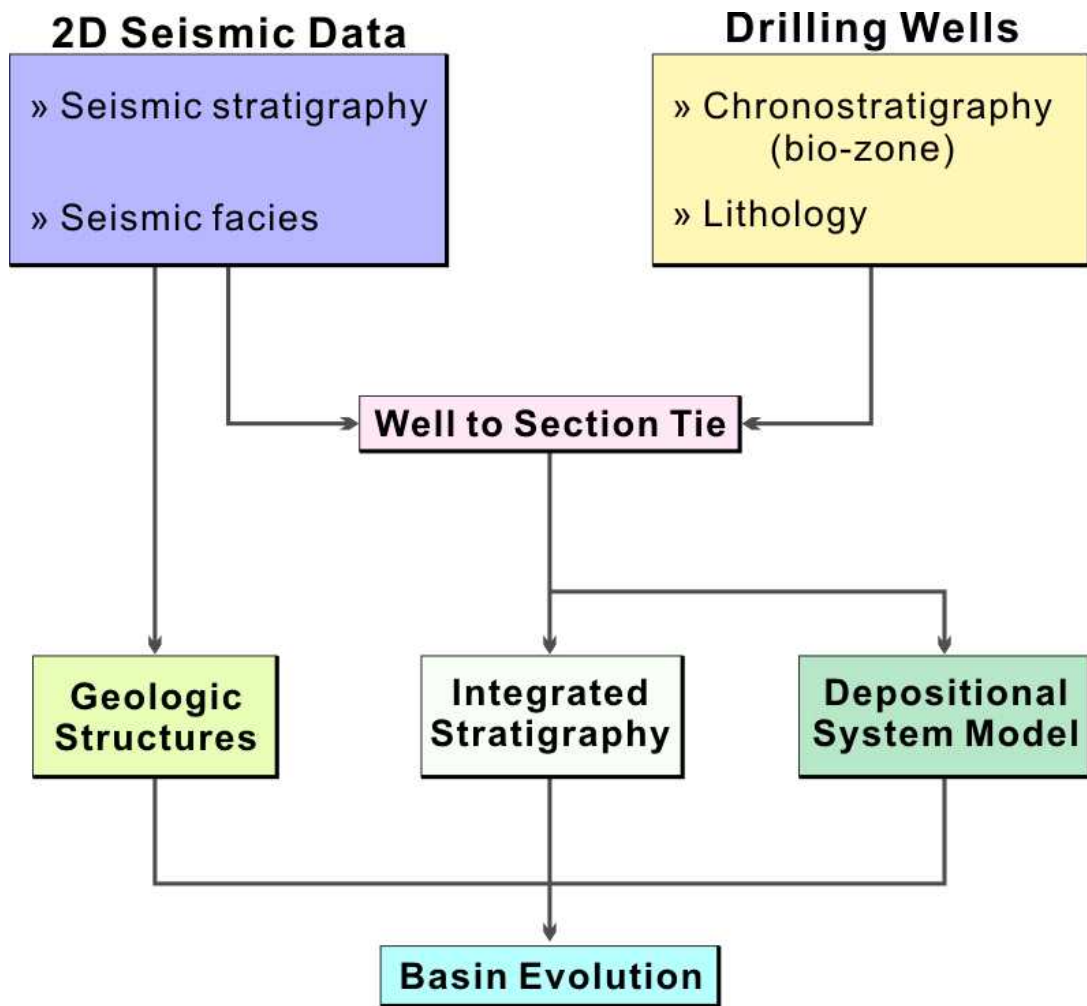


Fig. 6. Conceptual workflow applied to the integrated analysis of 2D seismic data and drilling wells in this study.

제4장 탄성과층서 분석

4.1. 층서 경계면

탄성과 단면에서의 층서 분석은 기본적으로 층서 경계면을 나누는 것으로부터 이루어진다. 층서 경계면은 부정합면과 이에 대비되는 정합면으로 설정되며, 상부와 하부에 놓인 층서 경계면 사이에 위치하는 반사면들의 집합을 하나의 탄성과 층단위로 정의한다. 본 연구에서도 이를 적용하여, 탄성과 단면상에서 음향기반암 상부면(MB1)과 4개의 퇴적층 내 부정합면(MB2, 3, 4)을 인지하였으며, 이를 층서의 주요 경계면으로 설정하여 총 4개(하부로부터 MS1, MS2, MS3, MS4)의 층단위로 구성된 층서 체계를 설정하였다(Fig. 7; Table 3).

한국자원연구소(1997)에서 수행된 기존 시추공자료 분석에 따르면, 구분된 층서 경계면들의 연대는 대략적으로 1000~2000만년의 간격을 갖고, 이는 범세계적인 해수면변동에 의한 일반적인 연안침식 부정합면(3rd order)의 간격보다 크다. 따라서 층서 경계면들을 통해 구분된 층단위들은 주로 지구조적인 지각변동의 영향 하에서 이루어진 메가시퀀스(mega-sequence)에 해당되는 것으로 해석된다(Hubbard et al., 1985).

4.2. 지층 연대

탄성과단면에서 구분된 메가시퀀스의 연대는 시추공(PZ-1, 옥돔-1, 거북-1)에서 분석된 고생물 기반 연대층서를 탄성과단면과의 대비를 통하여 적용하였다.

봉필윤 외(1993)에서 제시한 PZ-1공의 최하부 지층의 연대는 중기 마이오세(Middle Miocene)이다. 다만, 시추가 이루어진 지점이 후피지아오 융기대가 발달한 기반암 고지대이기 때문에 깊게 발달한 분지 전반에 걸쳐 층서 대비를 시키기에는 다소 무리가 있다. 따라서 제주분지가 발달한 지역에서 시추가 이루어진 옥돔-1공과 거북-1공의 연대층서 분석 자료를 기반으로 대비를 하였다.

한국자원연구소(1997)에서는 옥돔-1과 거북-1 시추공의 최하부 지층을 올리고

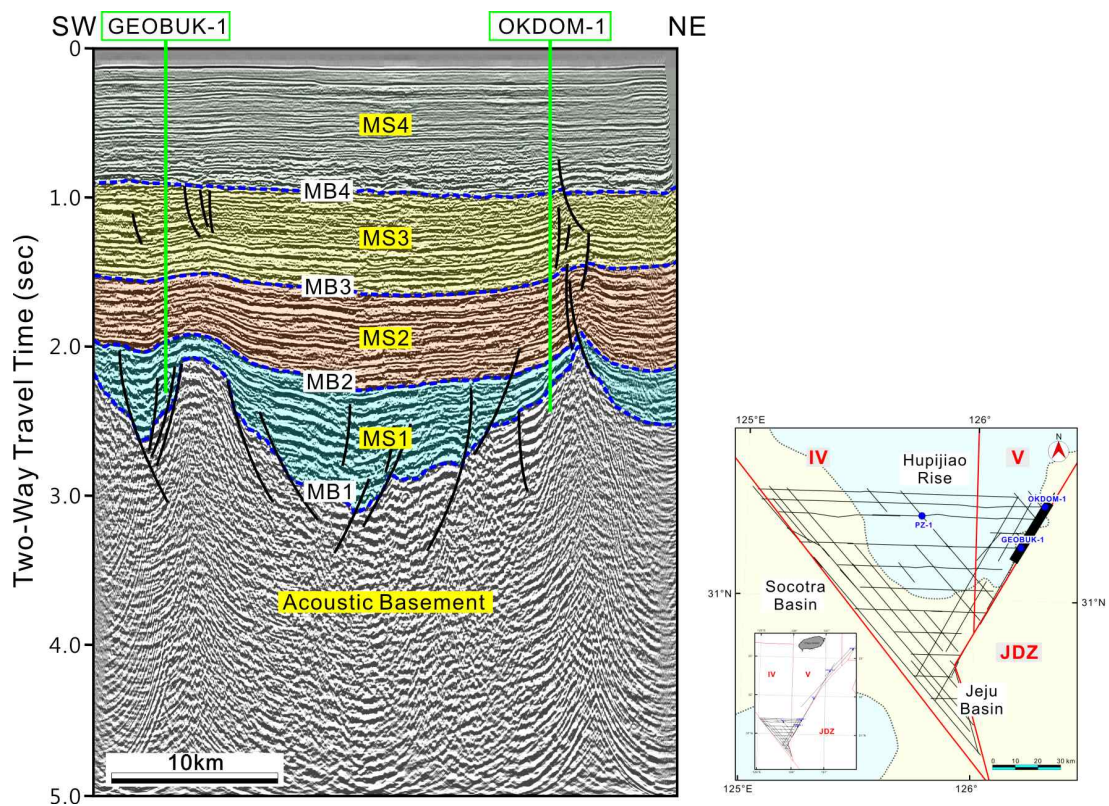


Fig. 7. Interpreted seismic section showing major stratigraphic units (MS1~MS4) and their boundaries (MB1~MB4). Chronostratigraphy correlated with 2 drilling wells.

Table 3. Depth occurrence of mega-sequence boundaries in drilling wells.
Depth in meters.

	PZ-1	OKDOM-1	GEOBUK-1
MB4	655	959	845
MB3	-	1,950	1,843
MB2	-	2,548	2,297
MB1	1,186	2,853	-
Total depth	1,205	2,904	2,723

세(Oligocene)로 제시하였다. 그러나, 최근 연구결과 한국석유개발공사(1998), 윤혜수 외(1999), JGI (2009)는 이들 시추공의 최하부에서 산출되는 미화석 분석을 통해 연대를 에오세(Eocene)로 수정하여 제시하였고(Figs. 8, 9). 또한 연구지역과 인접한 중국측 시후분지의 층서분석 결과에서도 비슷한 깊이의 층준에 에오세층이 분포하는 것으로 확인되었다(Ye et al., 2007). 따라서 본 연구에서의 연대층서는 한국석유개발공사(1998)와 윤혜수 외(1999)의 결과를 적용하여 분석된 탄성과 층서와 대비하였다(Table 3).

4.2.1. MS1

이 구간은 윤혜수 외(1999)의 생층서 분류에서 Ecozone VIa와 VIb와 대비된다. 그러나 옥돔-1공에서 이 구간은 화석산출이 없는 구간이고, 거북-1공에서는 해성 미화석이 드물게 산출된다. 따라서 MS1의 연대를 지정할만한 직접적인 증거는 없다. 하지만 상부의 Ecozone V에서 올리고세를 지시하는 석회질 초미화석(*Reticulofenestra daviessii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*)이 산출되기 때문에, 그 하부에 놓인 이 구간은 에오세에서 전기 올리고세에 걸쳐 형성된 것으로 해석되었다.

4.2.2. MS2

이 구간은 윤혜수 외(1999)가 제시한 생층서 분류에서 Ecozone IV와 V에 대비된다. 이전의 연구결과 한국자원연구소(1997)에서는 해성화석이 산출되지 않아 주로 화분포자 화석에 근거하여 초기 마이오세로 해석하였다. 그러나 윤혜수 외(1999) 연구에서는 중기 에오세~후기 올리고세를 지시하는 초미화석(*Coccolithus pelagicus*, small *Reticulofenestra* spp.)과 와편모조류 및 패각편 등의 해양화석을 판별해내고 이를 근거로 하여 후기 올리고세 말에 식박된 올리고세에 해당하는 것으로 해석된다.

OKDOM-1

PEDCO (1997)		Yun et al. (1999)		
Geologic Time	Paleoenvironment	Geologic Time	Ecozone	Paleoenvironment
478 m	Shallow Marine	Pliocene - Pleistocene		
920	Coastal plain - shallow marine		920 m - - - - -	
Late Miocene	Fluvial channel	Miocene	II	Middle coastal
Middle Miocene	Flood plain with swamp		III	Upper coastal
1850	Fluvial channel		1830	
Early Miocene	Flood plain with swamp	Early - early	1870	IV
	Igenous sill	Late	2190	
	Fluvial channel	Oligocene	2210	V
	Flood plain with swamp		2520	
Oligocene	Lacustrine delta	earliest	2550	VIa
2853	Granite	Oligocene-Late Eocene		Upper coastal
2903.7		Cretaceous	Basement	Granite

Fig. 8. Comparison of the biostratigraphic and paleoenvironmental studies of Okdom-1. Modified from Yun et al. (1999).

4.2.3. MS3

이 구간은 윤혜수 외(1999)가 제시한 생층서 분류에서 Ecozone III 및 II의 하부 구간에 대비된다. 옥돔-1과 거북-1, 모두에서 석회질 초미화석은 산출되지 않으며, 와편모조류만 일부 구간에서 드물게 산출하는데 재동된 것으로 추정하였다. 따라서, 이 층단위에 대해 형성 연대를 지시하는 직접적인 고생물자료는 없다. 하지만, 이 구간의 상부(플라이오세, 플라이스토세)와 하부 지층(올리고세)의 연대에 근거하여, 마이오세로 해석된다.

4.2.4. MS4

이 구간은 윤혜수 외(1999)가 제시한 생층서 분류에서 Ecozone I과 II(상부구간)에 대비된다. Ecozone II에서는 첫 출현시기가 후기 플라이오세를 지시하는 *Pseudoemiliana lacunosa* (FAD: 4.2 Ma)가 최상부 구간에서 산출한다. Ecozone I에서는 석회질 초미화석인 *Gephyrocapsa caribbeanica*와 *Calcidiscus macintyreii*과 와편모조류인 *Tectatodinium pellitum*, *Filisphaera filifera*, *Achomosphaera spongiosa* 등이 전기 플라이스토세를 지시하는 것으로 해석된다. 따라서 MS4는 후기 플라이오세 및 그 이후에 형성된 층으로 해석된다.

4.3. 탄성파층서

4.3.1. 음향기저(acoustic basement)

음향기저의 상부면(MB1)은 탄성파 자료에서 대비와 도면화(mapping)가 가능한 반사면 중에서 가장 깊은 곳에서 관찰되며, 높은 진폭으로 측방향 연속성이 좋은 반사면으로 설정되었다. 반면, MB1의 하부는 반사면들이 무질서하게(chaotic) 나타나거나, 반사면이 없는 무반사(reflection-free)의 특징을 보이며 일부 구간에서는 MB1의 반사형태와 동일한 잔향을 보이기도 한다. 그리고 탄성파 단면상에

서 강한 진폭에 연속성이 불량한 반사면들이 일정한 규칙성 없이 수직적으로 배열된 형태로 배열된 반사면들의 형태가 연구지역의 북동쪽과 동쪽에서 확인되는데, 이러한 특징은 화산체를 지시하는 것으로 해석된다(Planke et al., 2000). MB1은 전술한 바와 같은 특징을 보이지만 탄성과 탐사자료의 해상도가 떨어지거나, 기반암이 깊게 위치하는 일부 구간에서는 측방향 연장성이 좋지 못하여 식별하기 어려운 부분을 제외하면, 대부분의 탄성과 단면에서 판별된다.

연구지역에서 MB1은 기반암 고지대와 이를 경계로 하는 다수의 기반암 저지대로 나타난다. 이와 같은 기반암 저지대는 전반적으로 기복이 심해서 국지적으로 깊이의 변화가 크게 나타나는 특징을 보인다. 지역적인 분포범위는 기반암 고지대에서 0.8~1.4 sec, 북서부 지역에는 2.4~3.8 sec, 북동부는 2.2~3.2 sec, 그리고 남동부에서는 2.1~3.9 sec 정도로 나타난다(Fig. 10).

4광구에 해당하는 연구지역 북부 중앙에 후피지아오 융기대가 위치하고 있어 대체적으로 깊이 1.5 sec 이하의 광범위한 기반암 고지대가 식별되지만, 4광구 서쪽 가장자리를 따라서 독립적으로 분리되어 있는 지구(graben) 또는 반지구(half-graben)형태의 분지들도 관찰된다(Fig. 11). 북서부에 위치한 소분지는 융기대를 경계로 하는 반지구대 형태의 분지로서 면적이 약 350 km²에 달하며 최대 깊이는 3.5 sec 이상으로 나타난다. 후피지아오 융기대에서 남쪽으로 약 5 km 떨어진 곳에도 반지구형태의 소분지가 발달하는데 최대 깊이 2.5 sec, 면적이 65 km²에 달한다. 또한 최남단에 발달해 있는 반지구대 형태의 소분지는 면적이 130 km², 최대 깊이는 3.5 sec 이상으로 나타난다.

5광구에 해당하는 연구지역의 북동부에서는 후피지아오 융기대에서 일부 연장되는 기반암 고지대가 1.5 sec 정도의 깊이로 발달하고 있고 이를 경계로 하는 독립적인 소분지도 나타난다(Fig. 12). 하지만 소분지들의 면적은 대체로 50 km² 이하이며, 깊이는 2.8 sec 이하로 4광구에 발달한 소분지들 보다는 규모가 작은 특징을 보인다. 5광구의 최남단에서는 화산체로 추정되는 기반암 고지대가 1.0 sec 이하의 깊이에서 관찰된다.

4.3.2. MS1(에오세)

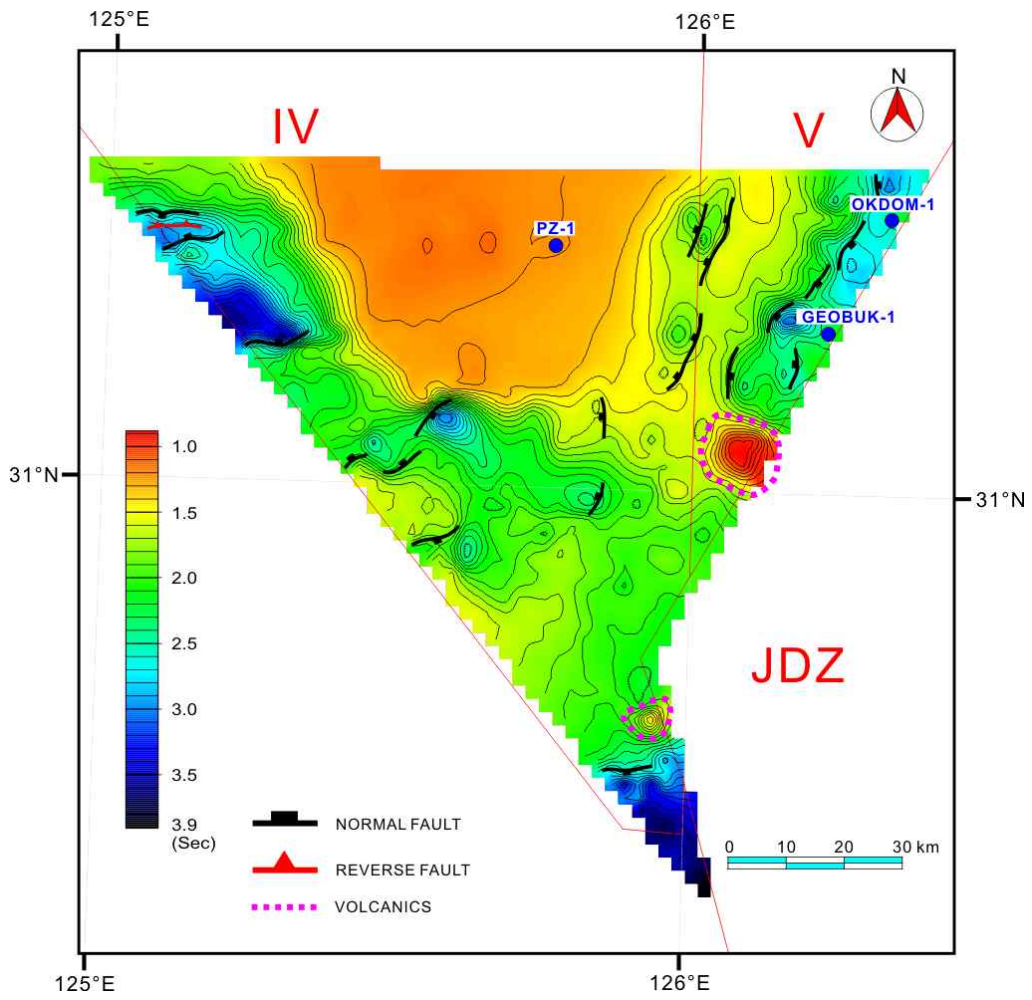


Fig. 10. Time structure map of MB1 (top of the acoustic basement). Contours in sec (two-way travel time).

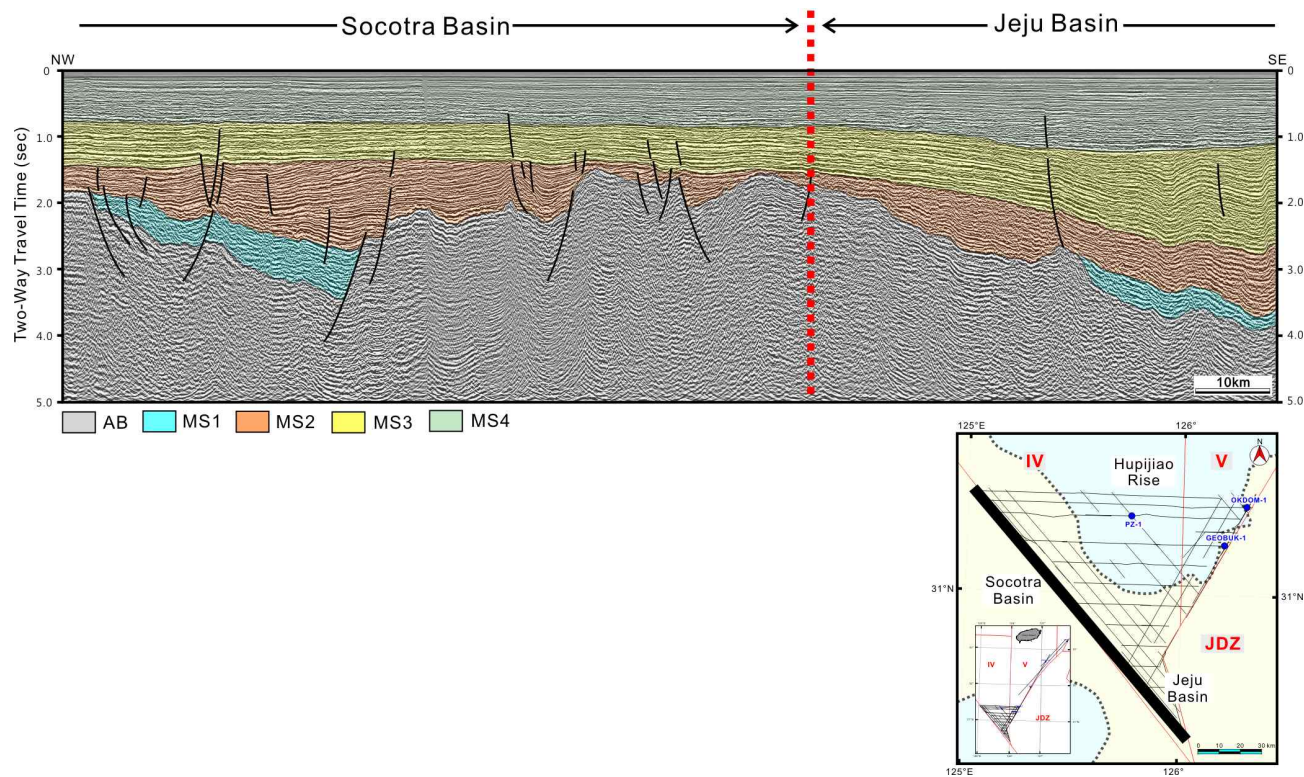


Fig. 11. Interpreted seismic section from Socotra Basin and Jeju Basin in a NW-SE direction. A series of basement faults occur in Socotra Basin, but there is no basement fault in Jeju Basin. MS1 and MS2 in Socotra Basin and MS3 in the Jeju Basin appear to have experienced compression. AB: acoustic basement, MS: mega-sequence.

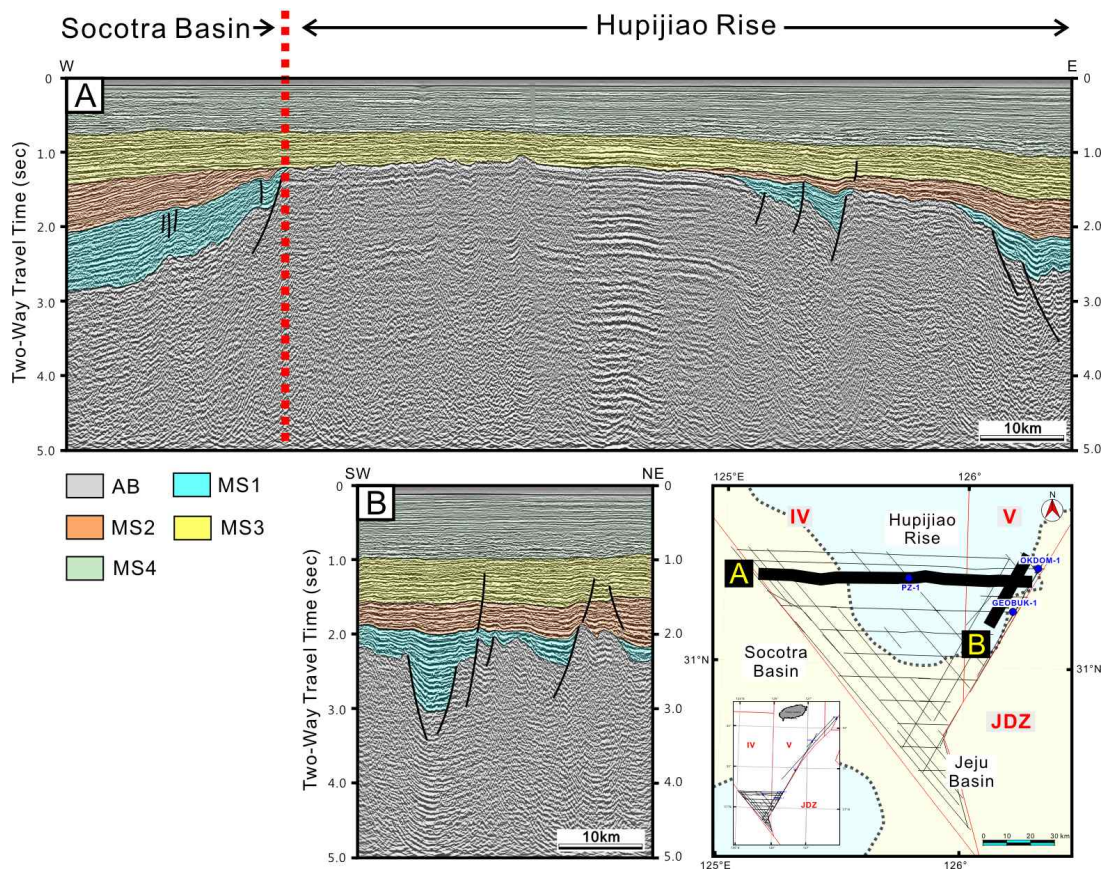


Fig. 12. Interpreted seismic section in the Socotra Basin and the Hupijiao Rise. (A) The basement high is cut by top of MS2, which forms an angular unconformity in the western and the eastern parts of the section. Many basement faults are recognized in the eastern part rather than the western part. (B) Small isolated grabens and half-grabens occur in the northeastern part of the section. AB: acoustic basement, MS: mega-sequence.

MS1은 하부에는 MB1, 상부에서는 경사부정합으로 나타나는 MB2에 의해 경계지어진다. MB2는 연구지역의 북서쪽, 북동쪽 그리고 남동쪽에서 2.0 sec 이상으로 가장 깊게 나타난다(Fig. 13).

MS1은 기반암 고지대가 위치하는 곳에서는 식별되지 않고, 주로 심도가 깊은 소분지에 국한하여 분지충진 퇴적체를 형성하고 있다. 이러한 MS1의 두께 범위는 0~1.5 sec이고, 1.0 sec 이상되는 곳은 북서부에서 면적이 약 318 km²로 가장 넓고 북동부에서는 약 31 km², 서부에서는 약 24 km², 그리고 남동부에서는 85 km²로 분포한다(Fig. 14).

MS1은 내부 반사파의 특성에 따라 크게 두 부분으로 나눌 수 있다. 하부에는 진폭이 크거나 중간 정도로 연속성이 불량한 반사면들이 나타나며, 상부에는 수직적으로 미세한 진폭변화를 보이는 반사면들이 교대로 나타나는 특성을 보인다. 지구대 또는 반지구대에서 진폭이 작은 반사면들은 하부에 더 큰 진폭을 갖는 반사면에 위걸침 하는 형태를 보인다. 그 외에 반사면들은 전반적으로 중간정도의 연속성을 갖고, 주로 발산하는 내부배열을 보인다. 또한 외부형태는 썩기형태가 지배적이다(Figs. 15, 16).

4.3.3. MS2(올리고세)

MS2의 상부경계(MB3)는 북부지역의 후피지아오 융기대와 일부 기반암 고지대 부근에서 경사부정합의 관계를 보이지만, 융기대에서 남부로 이동 할수록 평행부정합으로 전이되는 특징을 나타낸다. 연구지역의 남동부에서 2.0 sec 이상으로 가장 깊게 위치하고 있으며 북쪽으로 갈수록 서서히 얕게 나타나는 특징을 보인다(Fig. 17).

MS2는 연구지역에 분포하는 소분지들의 중심부에서 후피지아오 융기대로 갈수록 점진적으로 두께가 감소하며, 융기대의 측면에서 급작스럽게 단절되는 분포형태를 보인다(Figs. 18, 19). MS2의 두께 범위는 0~1.0 sec 이고, 북서부 지역에서는 두께가 0.5 sec 이상인 부분의 면적이 약 567 km²에 이르고 북동부에서는 약 159 km²로 관찰된다(Fig. 20).

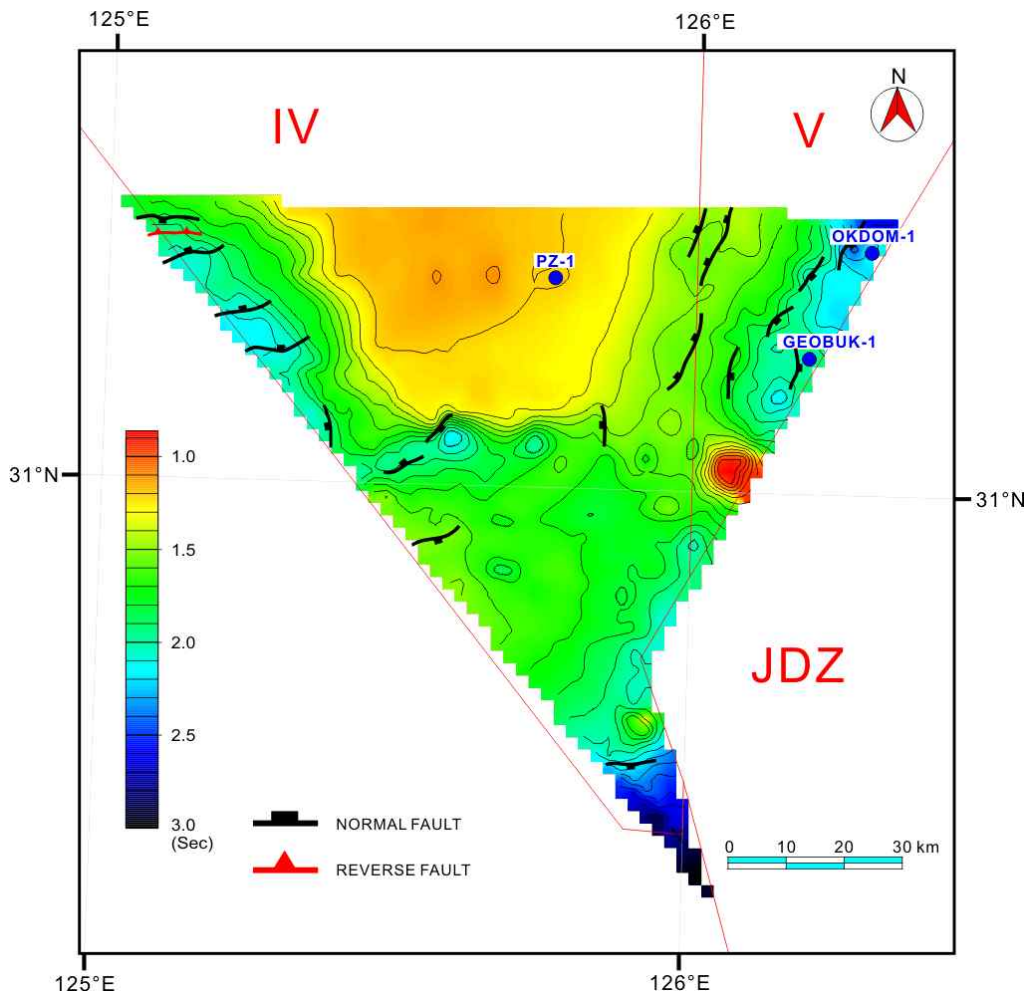


Fig. 13. Time structure map of MB2 (top Eocene). Contours in sec (two-way travel time).

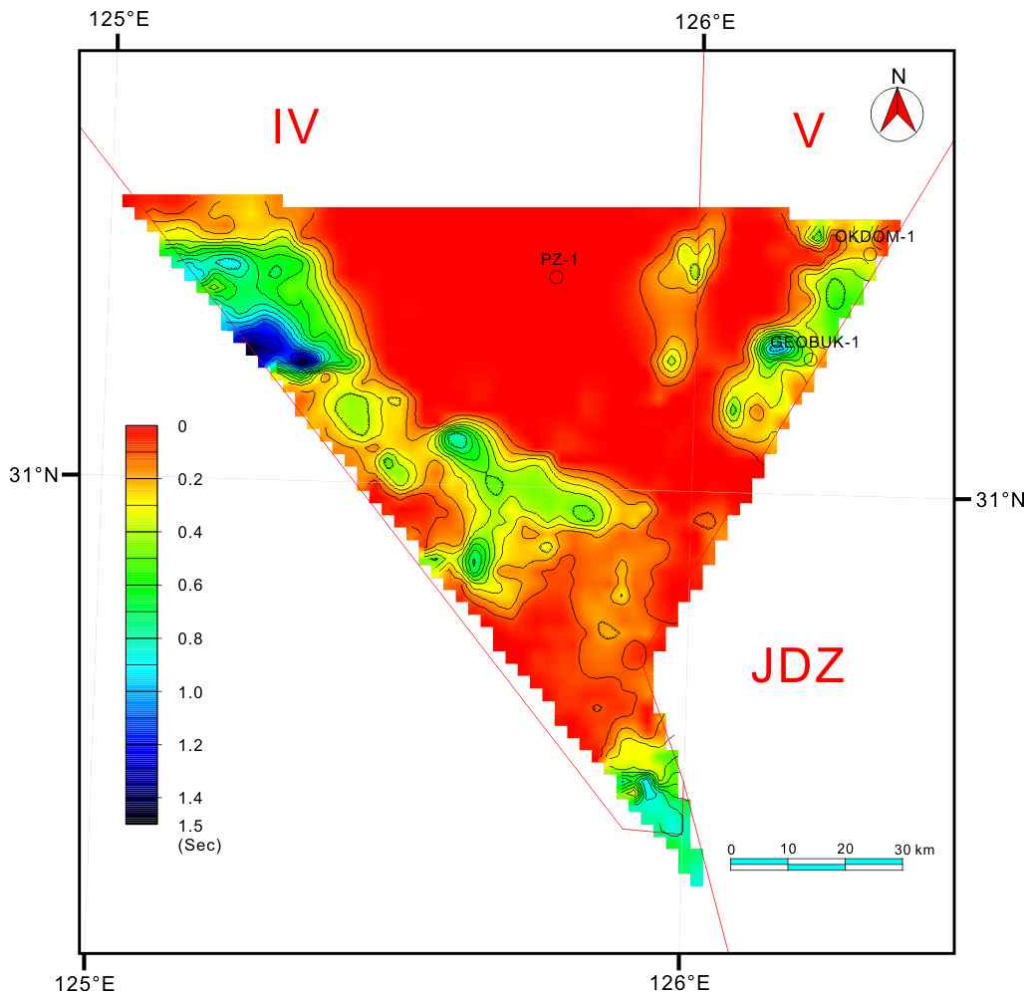


Fig. 14. Isochron map of MS1 (Eocene). Contours in sec (two-way travel time).

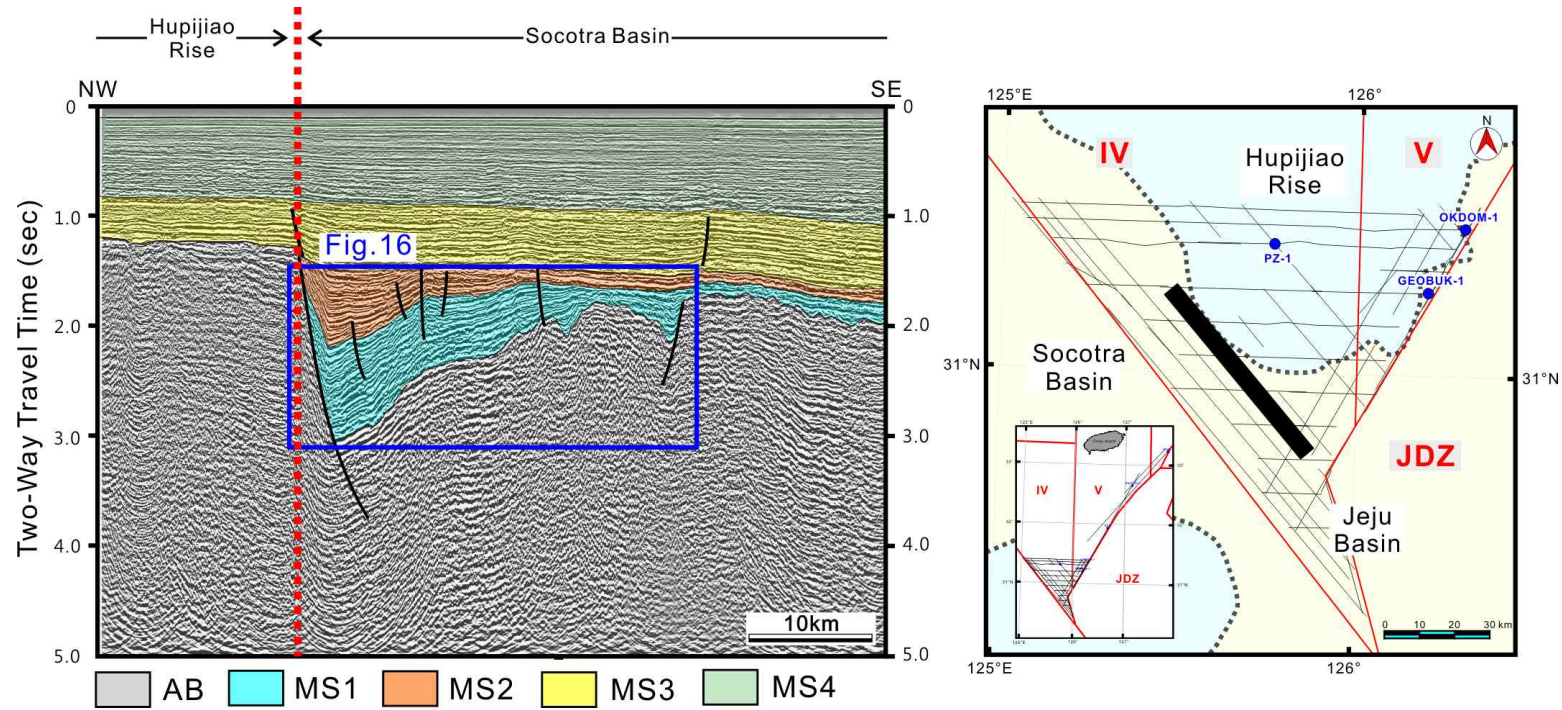


Fig. 15. Interpreted seismic section from the Socotra Basin. MS1 and MS2 occur within a half-graben. AB: acoustic basement, MS: mega-sequence.

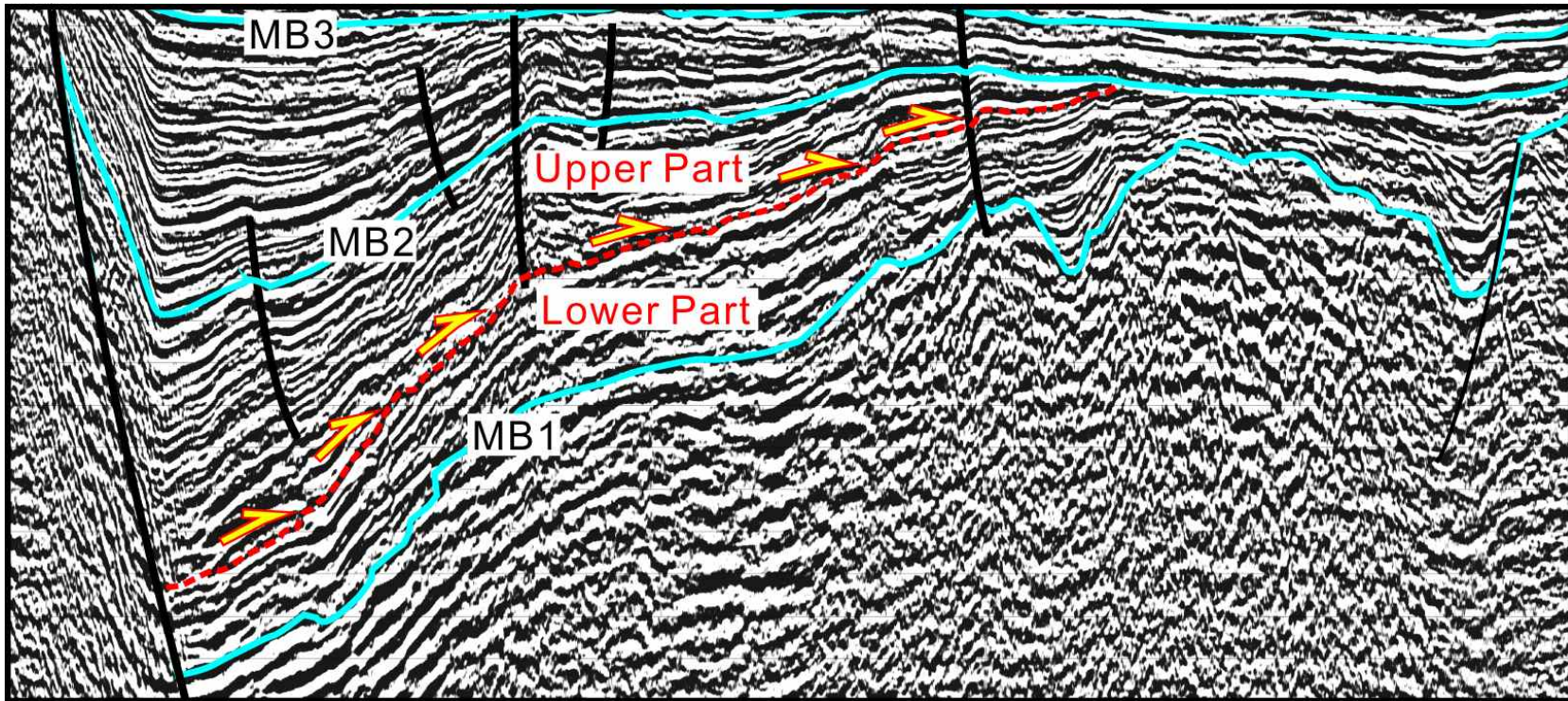


Fig. 16. Interpreted seismic section showing reflection configurations and external form of MS1 in the half-graben. Arrows indicate direction of the reflection termination. Onlap terminations are identified on top of the lower part of MS2. For location, see Fig. 15.

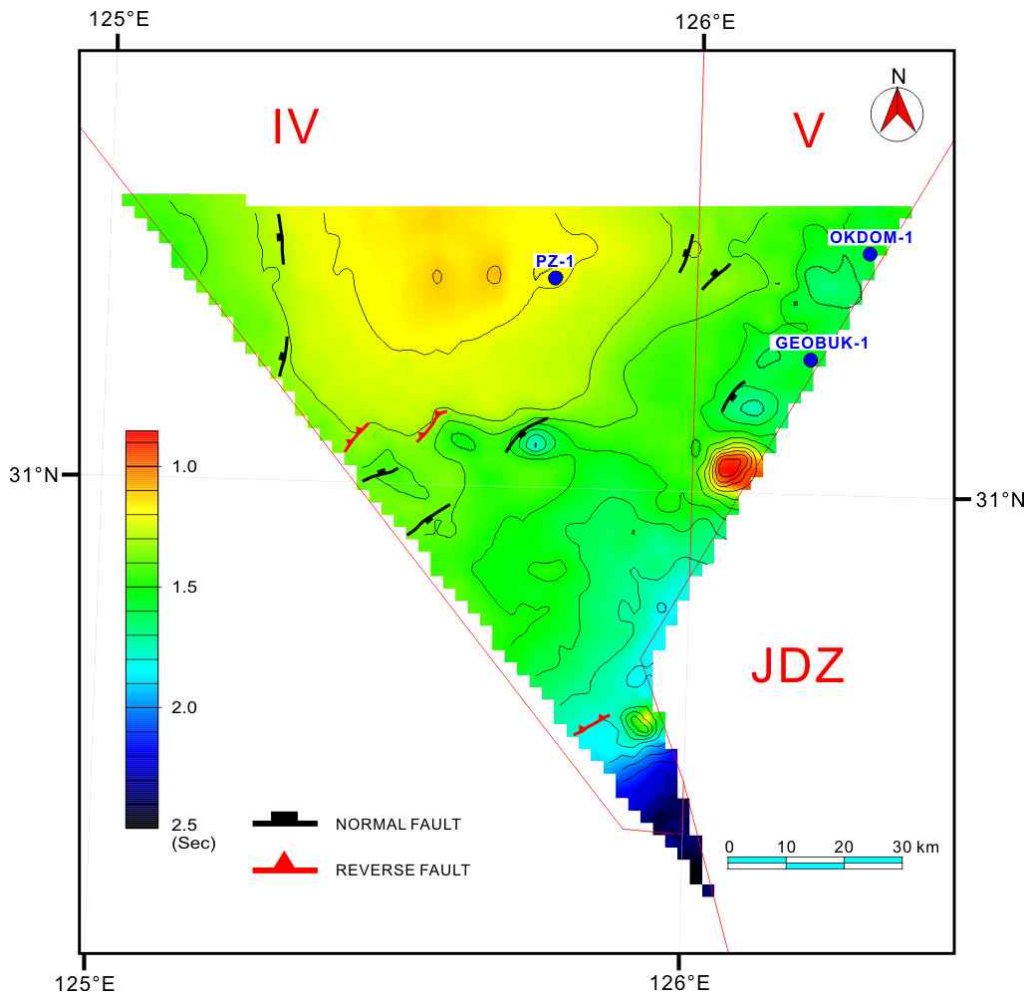


Fig. 17. Time structure map of MB3 (top Oligocene). Contours in sec (two-way travel time).

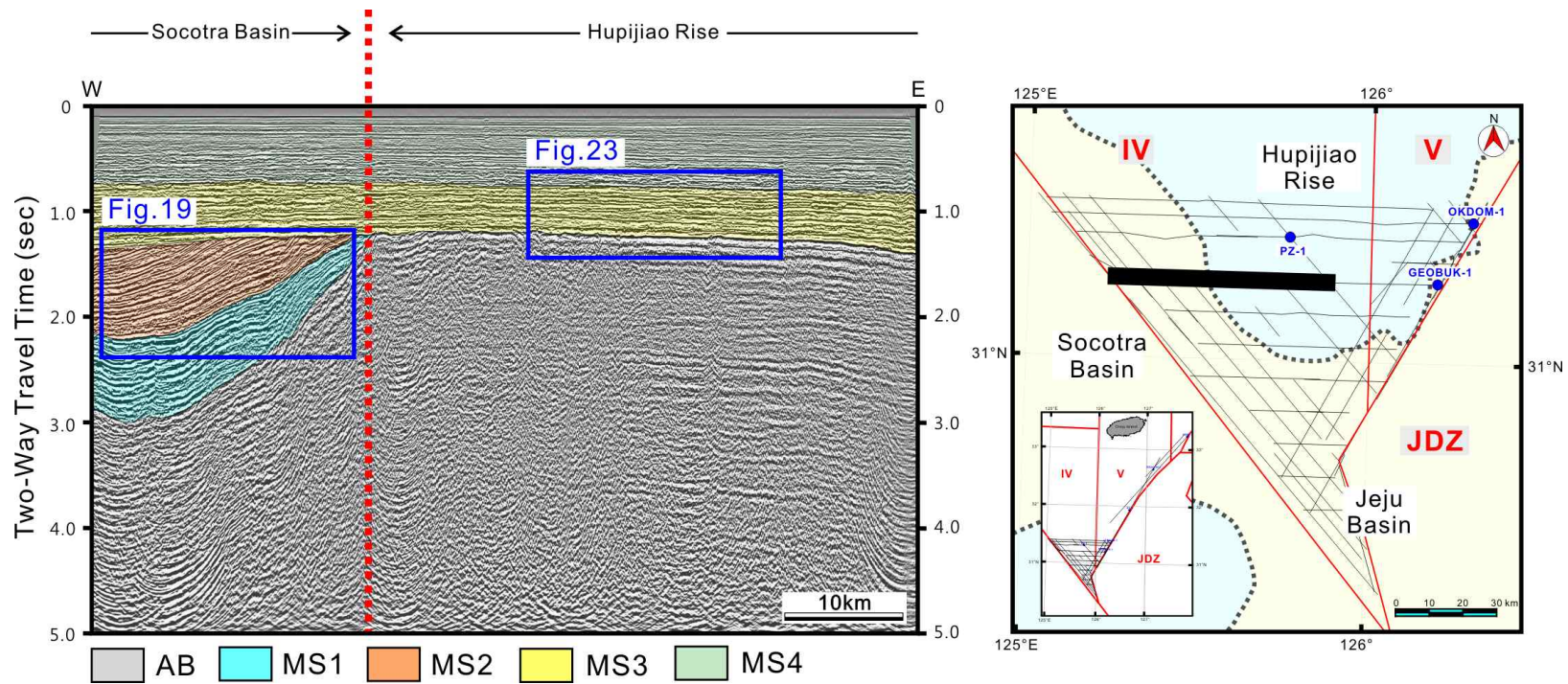


Fig. 18. Interpreted seismic section from the Socotra Basin and Hupijiao Rise. Thickness of MS1 and MS2 gradually increase away from the Hupijiao Rise. MS3 completely covers the underlying Hupijiao Rise. AB: acoustic basement, MS: mega-sequence.

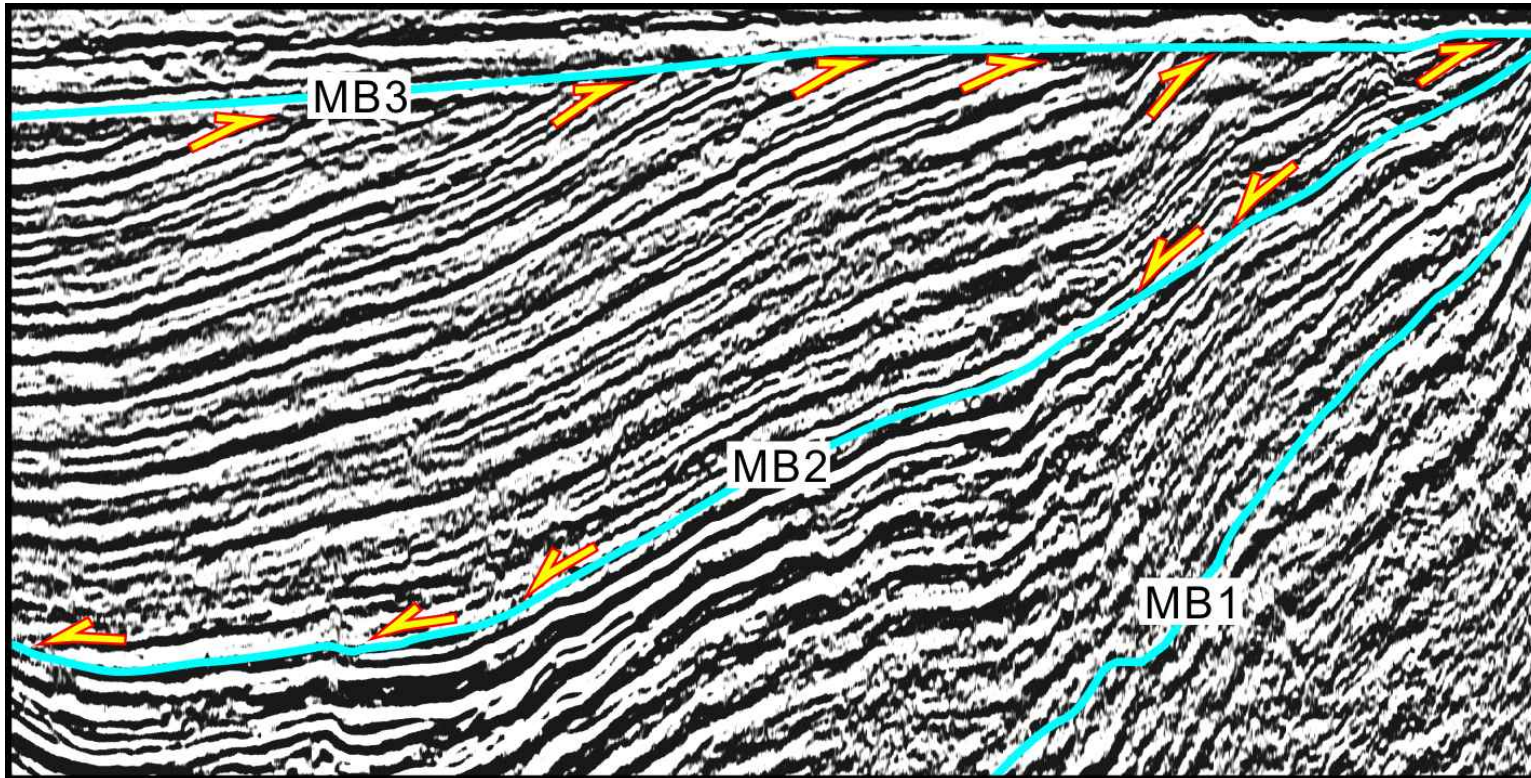


Fig. 19. Interpreted seismic section showing reflection configurations and external form of MS2 near the flank of Hupijiao Rise. Arrows indicate direction of reflection termination. Top of MS2 shows a distinct angular unconformity and the base of MS2 is identified as a downlap-bounding surface. For location, see Fig. 18.

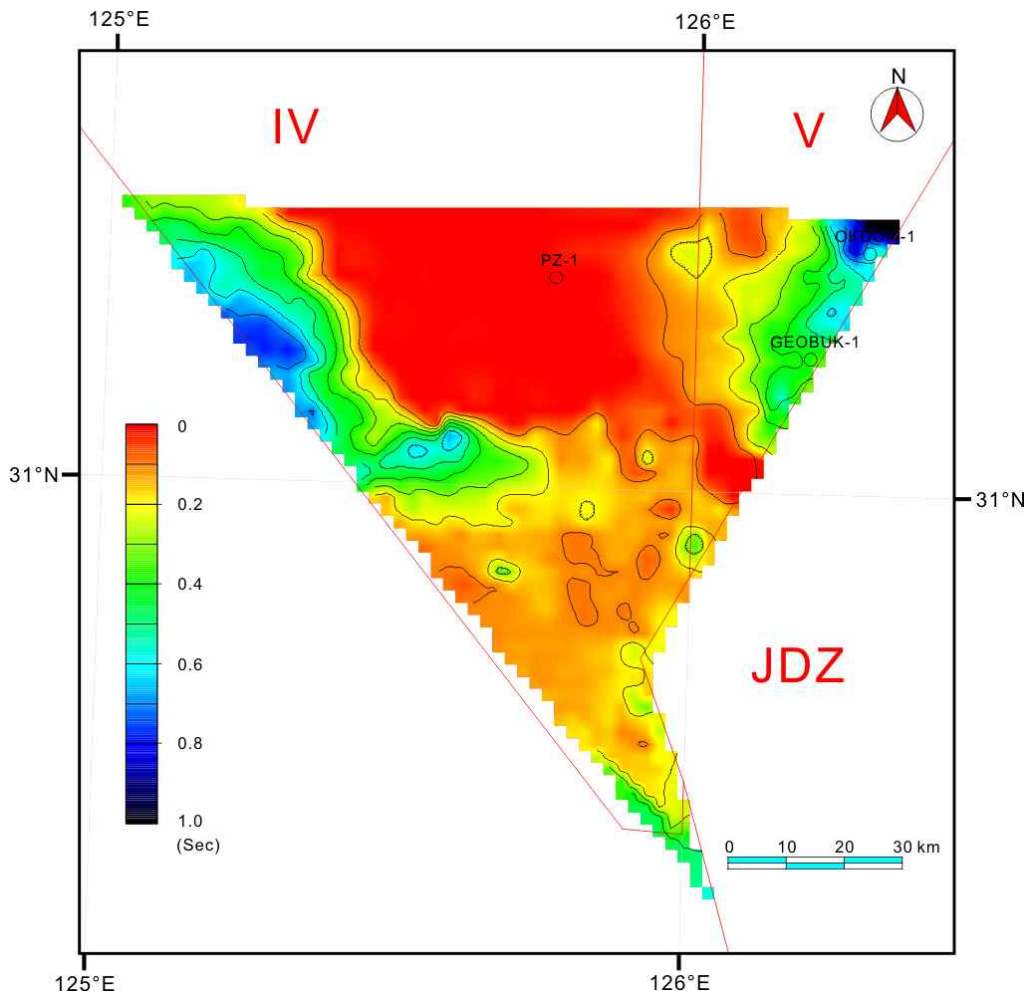


Fig. 20. Isochron map of MS2 (Oligocene). Contours in sec (two-way travel time).

4.3.4. MS3(마이오세)

MS3의 상부경계(MB4)는 대체로 평행부정합의 형태로 나타나지만 일부 기반암 고지대 부근에서는 뚜렷한 경사부정합의 관계를 보여준다. 또한 연구지역 전반에 걸쳐서 분포하는데, 남동부 가장자리에서 1.7 sec 이상으로 가장 깊고 북부로 갈수록 얕아지는 특성을 보인다(Fig. 21).

따라서 MS3는 하부에 놓인 층들과는 다르게 북부에 위치하는 후피지아오 용기대에서도 관찰된다. 연구지역에 분포하는 MS3의 두께 범위는 0.2~1.3 sec로, 남동부에서 0.8 sec 이상으로 가장 깊고, 화산체가 위치하는 북동부와 동부지역에서는 0.2 sec로 가장 얇게 분포한다(Fig. 22).

MS3의 내부 반사면들은 반사 신호의 진폭이 수직적으로 불규칙하게 변하는 특징을 보인다. 수평적 연속성은 일부 진폭이 큰 반사면들에서는 관찰이 되나 중간 중간에 교란된 형태를 보인다. 평형에서 준평형한 내부배열과 시트(sheet)형태의 외부형태를 보이거나(Fig. 23), 국지적으로 췌기형태로 발산하는 형태의 특징도 보인다.

4.3.5. MS4(플라이오세-플라이스토세)

MS4는 전체적으로 북서부에서 남동부로 갈수록 점진적으로 두꺼워지는 경향을 보이며 층단위 두께 범위는 0.5~1.6 sec 이다. 남동부 가장자리에서 가장 두꺼우며 두께가 1.0 sec 이상으로 발달해 있고, 가장 얇은 곳은 북서부로 0.5 sec에 이른다(Fig. 24).

MS4의 내부 반사면 특징은 크게 두 부분으로 나눌 수 있다. 하부는 MS3와 유사한 특징을 보이거나 진폭이 상대적으로 작고 연속성이 불량한 반사면들이 진폭이 높고 연속성이 좋은 반사면들 사이에 분포하는 형태를 보이기도 한다. 상부는 2~3개의 진폭이 크고 연속성이 매우 좋은 반사면을 제외하고는 진폭이 상당히 낮은 특징을 보이며 연속성 또한 불량하지만, 전체적으로 평탄한 평행층리 구조

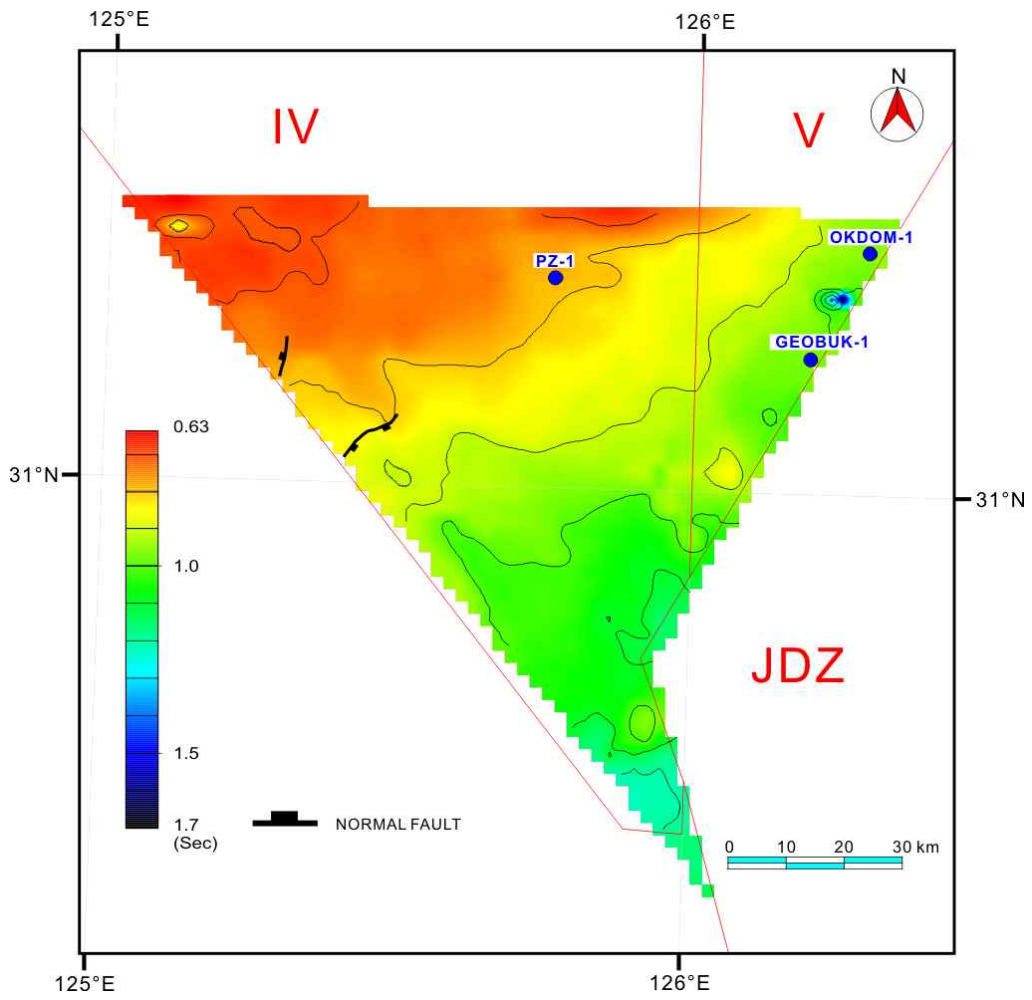


Fig. 21. Time structure map of MB4 (top Miocene). Contours in sec (two-way travel time).

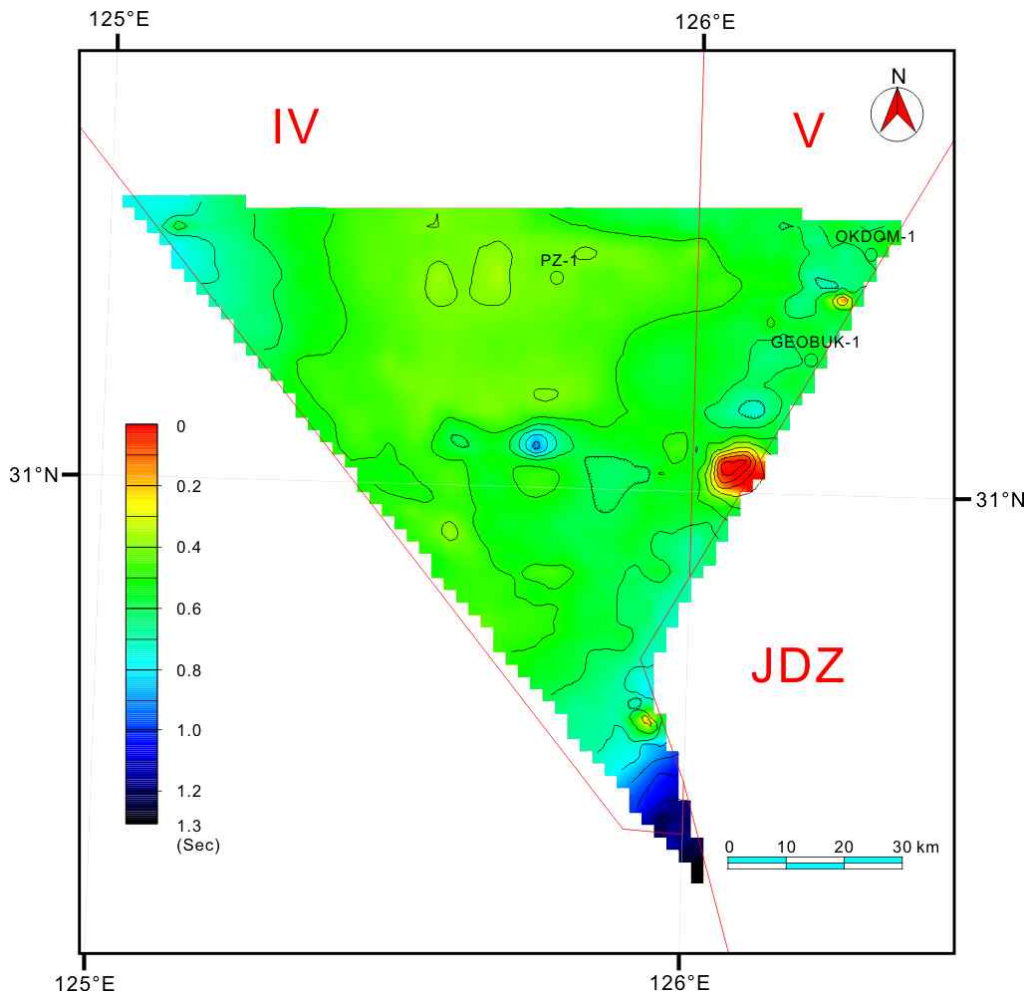


Fig. 22. Isochron map of MS3 (Miocene). Contours in sec (two-way travel time).

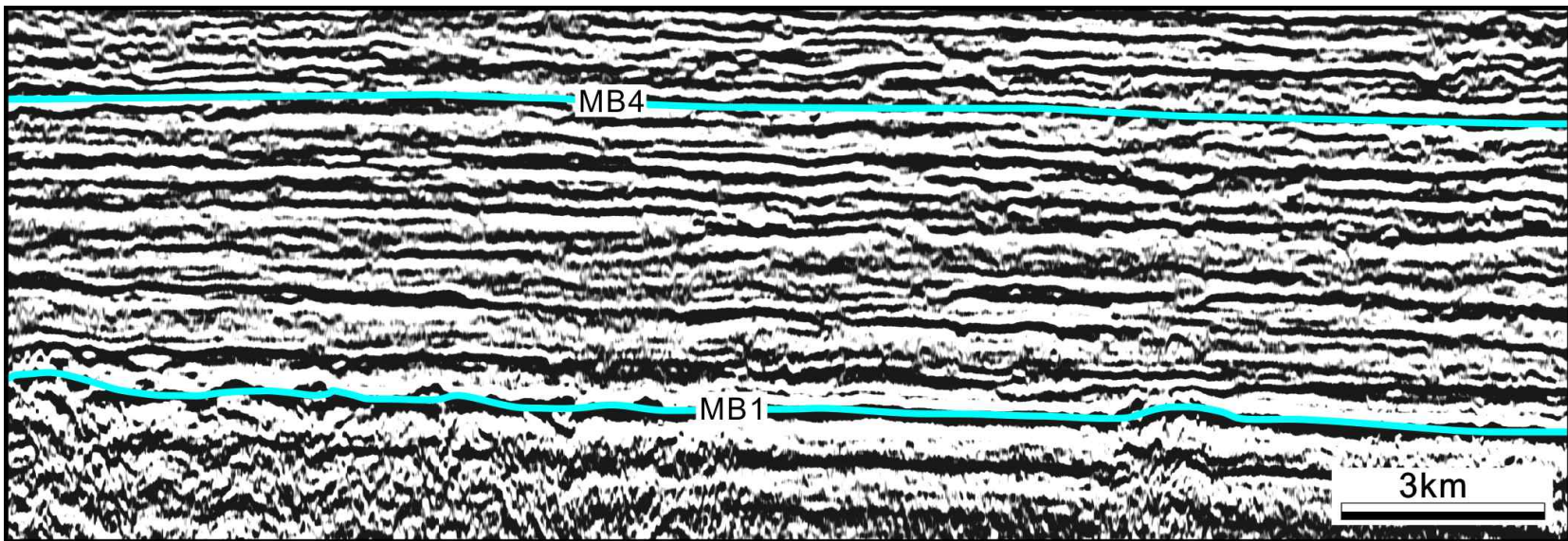


Fig. 23. Interpreted seismic section showing reflection configurations and external form of MS3. MS3 is characterized by parallel, semi-continuous reflection configuration with variable amplitude. For location, see Fig. 18.

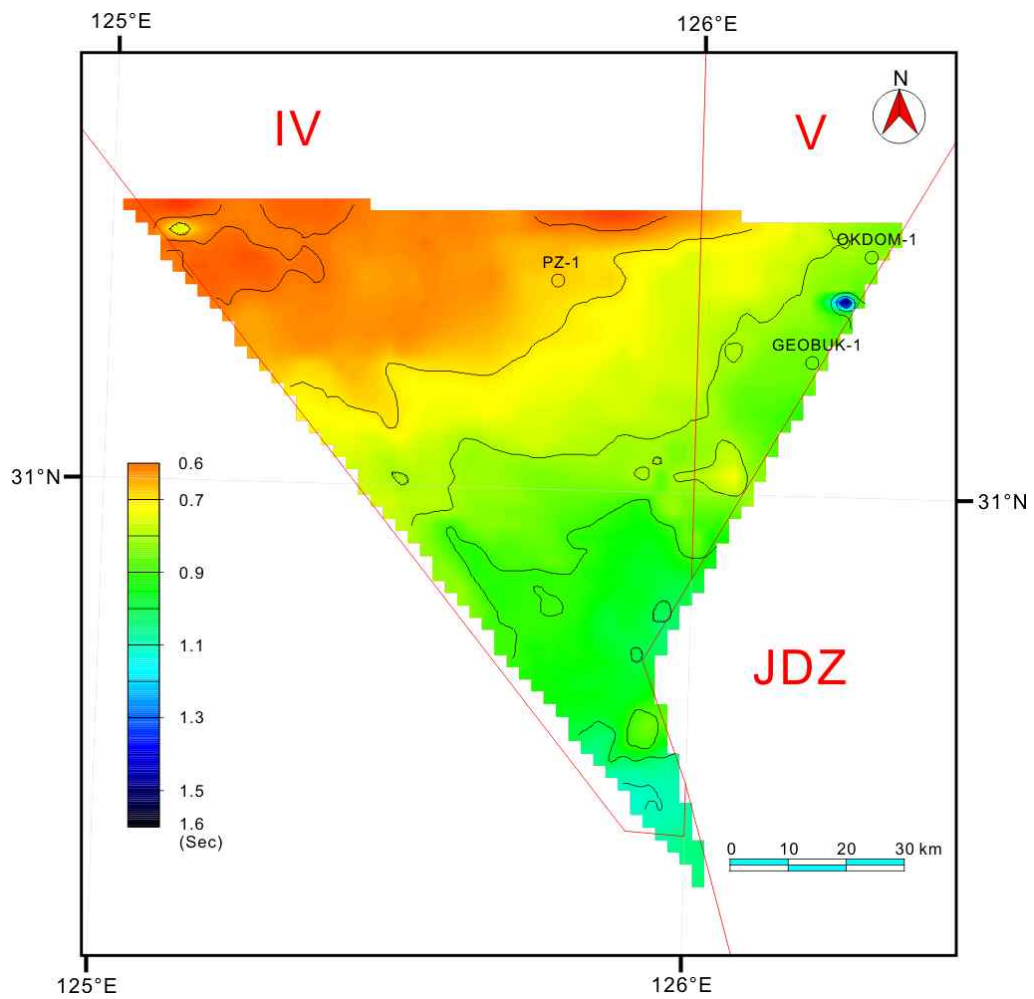


Fig. 24. Isochron map of MS4 (Plio-Pleistocene). Contours in sec (two-way travel time).

를 보인다.

4.4. 시추공 암상 대비

연구지역에 분포하고 있는 3개의 시추공(PZ-1, 옥돔-1, 거북-1) 자료와 탄성파 단면상에서 구분된 탄성파층서를 대비하여 각 메가시퀀스의 해당되는 암상을 정리하였다(Fig. 25). 시추공 암상의 특징은 봉필윤 외(1993), 오재호 외 (1994), 한국자원연구소(1997), 한국석유개발공사(1998)의 보고서를 참고하였다.

4.4.1. 기반암

연구지역에 위치하는 3개의 시추공 중 PZ-1, 옥돔-1공에서 기반암이 확인되었다.

4.4.1.1. PZ-1(>1,186 m)

시대 미상의 마이크로나이트질 화강편마암 및 원생대의 압쇄 편마암으로 이루어져 있다.

4.4.1.2. 옥돔-1(>2,853 m)

조립의 현정질 화강암으로 석영, 흑운모, 단사휘석과 사장석으로 구성되어 있으며 풍화가 심하다. 이들은 백악기의 관입암으로 추정된다.

4.4.2. MS1(에오세)

MS1은 후피지아오 융기대에서 시추가 이루어진 PZ-1에서는 나타나지 않으며, 거북-1공과 옥돔-1공에서만 대비된다.

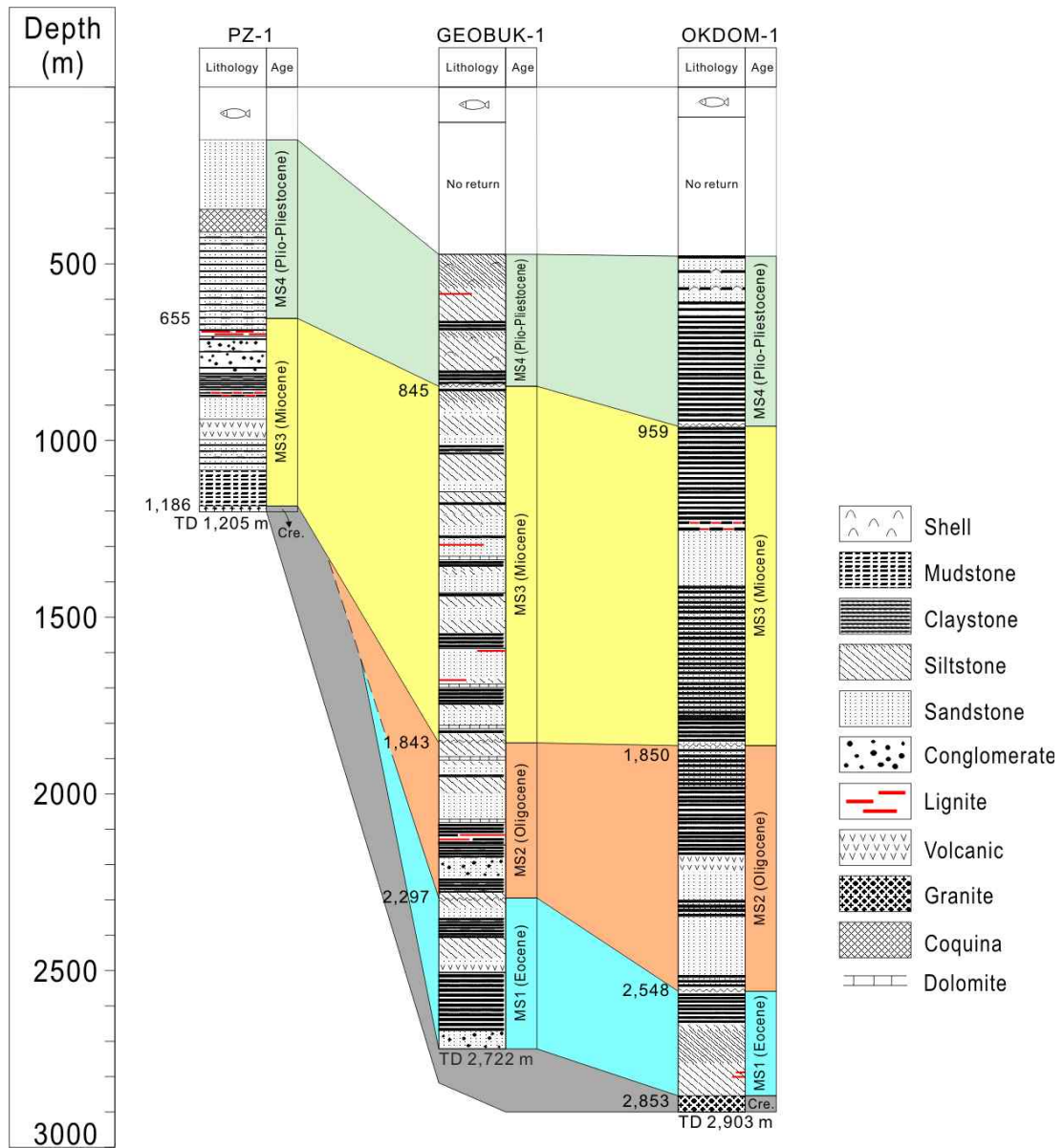


Fig. 25. Lithology and stratigraphic correlation of 3 drilling wells. For well location, see Fig. 4.

4.4.2.1. 거북-1(2,297~2,723 m)

상부구간(2,297~2,506 m)은 주로 사암, 실트암 및 이암으로 구성되어 있으며, 하부에는 역암층이 얇은 두께로 나타난다. 역암의 기질(matrix)은 니이며, 역은 다양한 색을 갖는 화산암편으로 이루어져 있다. 이암은 갈색, 녹회색, 청회색, 회색 등의 다양한 암색을 띠며, 간혹 실트암으로 점이한다. 사암은 구간 별로 다양한 암색, 입도, 원마도 및 분급 상태를 보이며, 방해석 교질물로 약하게 교결되어 있다. 하부구간(2,506~2,722 m)에서는 상위에 약 15 m 두께의 화산암층이 발달하고 있으며, 그 하부는 화산 기원의 이암, 역암 및 박층의 사암으로 구성되어 있다. 이암은 녹색, 회색 및 담회색 등의 암색을 띠는 화산암의 풍화산물이다. 역암은 이질의 기질을 많이 함유하는데 역(clast)은 주로 화강암 또는 현무암으로 구성되어 있다.

4.4.2.2. 옥돔-1(2,548~2,853 m)

상부구간(2,548~2,697 m)에는 담회색의 괴상 세립 내지 조립 사암이 우세하게 나타나는데, 부분적으로 실트암이나 역질 사암이 협재하며 하부구간으로 가면서 이암층이 우세해진다. 최하부구간(2,805~2,853 m)에는 점토암과 함께 암회색의 단단한 비트리나이트(vitrinite)질 석탄층이 수매 나타난다.

4.4.3. MS2(올리고세)

MS2는 MS1과 마찬가지로 PZ-1에서는 나타나지 않으며, 거북-1공과 옥돔-1공에서만 관찰된다.

4.4.3.1. 거북-1(1,843~2,297 m)

주로 사암, 실트암과 이암의 호층으로 구성되어 있는 구간으로서, 얇은 탄층

이 협재한다. 사암은 주로 극세립질이며, 분급도는 양호한 편이다. 이암은 주로 회색 내지 암회색을 띠나, 부분적으로 갈색 내지 적색의 이암도 협재된다. 심도 1,900 m에서는 얇은 석회암층이 나타난다.

4.4.3.2. 옥돔-1(1,850~2,548 m)

사암과 이암으로 구성되어 있으며, 탄층이 드물게 타난다. 상부구간의 사암은 세립 내지 중립질이며 하부에는 세립 내지 극세립의 사암이 분포한다.

4.4.4. MS3(마이오세)

MS3는 PZ-1을 비롯한 모든 시추공에서 관찰되는 특징을 보인다.

4.4.4.1. PZ-1(655~1,186 m)

상부구간(655~713 m)은 세립내지 중립의 사암층에 나무조각과 갈탄이 박층으로 들어있다. 713~880 m 구간은 반고결상태의 사질 퇴적물에서 하부로 갈수록 점토의 양이 증가하는 상향 조립화의 경향을 보이며, 최하부 층준에서 담수 이매패가 발견되었다. 880~940 m 구간에서는 중립내지 조립질의 모래로 이루어져 있으며 다량의 운모편과 화성암편이 포함되 있다. 940~995 m 구간은 동일한 특성을 보이는 현무암층으로 구성되는데, 방사성 동위원소를 이용한 연대측정 결과는 $14.55 \text{ Ma} \pm 1.25 \text{ Ma}$ 로 중기 마이오세를 지시한다. 또한 995~1,085 m 구간에서도 현무암층이 나타나는데, 연대측정결과 $17.59 \text{ Ma} \pm 0.64 \text{ Ma}$ 으로 전기 마이오세에 해당된다. 하부구간(1,085~1,196 m)은 주로 이암으로 구성되어 있으며, 박층의 사암층과 갈탄층이 협재되어 있다.

4.4.4.2. 거북-1(845~1,843 m)

상부구간(845~1,432 m)은 주로 사암과 실트암으로 구성되며, 이암이 간혹 협재된다. 사암은 극세립에서 조립까지 다양한 입도분포를 보인다. 입자의 원마도는 각형에서 원형이며, 분급상태는 보통 내지 불량한 편이다. 이암은 주로 회색이나 간혹 적색, 갈색 또는 보라색의 이암도 나타난다. 심도 약 1,330 m에서는 박층의 백운암(dolomite)층이, 1,280 m에서는 박층의 탄층이 협재된다. 1,432~1,587 m 구간은 주로 사암과 이암층으로 구성되어 있으며, 부분적으로 실트암이 나타난다. 사암은 세립에서 조립까지 다양한 입도 분포를 보이지만, 하부에는 주로 극세립질 입자가 우세하게 나타난다. 사암의 분급도는 상부에서는 불량 내지 보통이나, 하부에서는 양호한 편이다. 이암은 갈색, 녹회색, 청회색, 회색 등의 다양한 색을 띠며, 간혹 실트암으로 접이된다. 이 구간에서도 박층의 탄층이 상위 구간에 여러 차례에 걸쳐 나타난다. 1,587~1,843 m 구간은 주로 사암으로 구성되어 있는데, 세립에서 조립까지 다양한 입도 분포를 보이며, 입자의 원마도는 아각형에서 원형이고 분급도는 보통이다.

4.4.4.3. 옥돔-1(959~1,850 m)

상부구간(959~1,439 m)은 주로 회색에서 어두운 회색의 이암과 녹회색의 실트암으로 구성되어 있고, 사암과 탄층이 간혹 협재된다. 또한 두꺼운 사암층이 하부에 위치하는데, 사암은 회색에서 연분홍색의 분급이 양호하며 중립질에서 조립질로 이루어져 있다. 하부구간(1,439~1,850 m)에서는 주로 밝은 회색에서 녹회색을 띠는 이암과 실트암이 해록석, 황철석과 함께 나타나고, 최하부 구간에서는 분급이 좋고 중립내지 조립질 입도분포를 보이는 밝은 회색의 사암층이 나타난다.

4.4.5. MS4(플라이오-플라이스토세)

MS4도 MS3와 마찬가지로 모든 시추공에서 관찰된다.

4.4.5.1. PZ-1(163~655 m)

상부구간(163~415 m)은 미고결 상태의 사질 퇴적물로 구성되어 있고 패각편과 유공층 화석편이 다량 산출된다. 415~655 m 구간은 주로 반고결 상태의 점토층으로 이루어져 있고, 세립질 모래층과 갈탄층이 협재되어있다. 이 중 625~655 m 구간은 어란석, 펠렛(pellet)과 능철석(siderite)이 특징적으로 나타난다.

4.4.5.2. 거북-1(473~845 m)

주로 실트암으로 구성되어 있으며, 사암과 이암이 호층으로 나타난다. 보통의 분급도를 갖는 사암은 주로 회색을 띠며, 세립 내지 중립질이고 미고결 상태이다. 이암의 색깔은 주로 녹회색 내지 청회색을 띠지만 간혹 갈색의 이암도 나타난다. 탄층과 백운암층이 얇게 협재된다.

4.4.5.3. 옥돔-1(473~845 m)

사암과 세일이 호층을 이루며, 석회질 이암이 심도 700 m에 나타난다. 대부분 괴상으로 나타나는 사암의 암색은 연한 회색이며, 분급 상태는 양호한 편이다.

제5장 지질구조 분석

5.1. 기반암 지질구조

연구지역에 분포하는 탄성과 탐사단면을 통해 분석된 주요 기반암 지질구조는 정단층이 우세한 것으로 해석되며, 일부 지역에서는 역단층도 관찰된다. 이러한 구조들은 고태평양판이 유라시아판으로 섭입함에 따라 발생한 후열도 열개작용에 연관된 지각의 신장과 압축을 반영한다(오재호 외, 1994). 정단층들은 주로 소분지들의 경계부를 따라서 점완단층(listric fault)의 형태로 발달해 블럭 회전을 발생시켰고, 이로 인해 반지구 및 지구대가 발달하게 되었다(Figs. 11, 15). 그리고 구조역전 당시 형성된 역단층들은 주로 압축변형을 심하게 받은 북서쪽에 나타난다(Fig. 10). 전반적으로 단층들의 발달방향은 동-서, 북동-남서 방향의 경향을 보인다. 단층 구조들은 후피지아오 융기대와 연구지역에 남동쪽을 제외한 대부분에 지역에서 확인된다(Fig. 11).

연구지역 북서쪽에서 확인된 기반암 단층들은 주로 4광구의 서쪽 가장자리를 따라 발달해 있는 소분지의 경계에 위치하고 있다. 대부분의 단층들은 정단층으로 동-서 방향으로 나타난다. 이러한 단층들은 기저에 단층블럭을 형성하여 북서-남동 방향으로 지구대 및 반지구대 형태의 소분지를 형성하였다(Fig. 11).

북동쪽에는 북북서-남남서의 단층들이 5광구의 가장자리를 따라서 발달하고 있고 후피지아오 융기대의 동쪽 경계부에는 북동-남서 방향의 단층들이 위치하고 있다. 이로 인해 북동쪽에는 지구대 및 반지구대 형태의 소분지들이 독립적으로 발달해 있으며 후피지아오 융기대 동쪽경계부에도 지구대 형태의 소분지들이 발달해 있는 것이 확인된다(Fig. 12).

남동쪽에서는 다수의 단층들은 관찰되지 않으나 일부 소규모로 발달한 정단층이 동-서 방향으로 나타난다. 이러한 단층들은 분지의 경계부에 발달해 있으나, 분지의 규모로 볼 때 분지의 경계단층으로 보기는 어렵다. 이러한 특징은 남동부에 발달해 있는 단층들의 형성이 분지확장을 동반한 열개작용으로 형성되는 대규모 분지 경계단층이나 이와 연계된 췌기형태의 열개동시성 지층의 형상은 발

견되지 않아 열개작용에 의하여 형성된 분지의 형태보다는 침강이 우세한 침하 분지(sag)로 해석된다.

단층구조의 특징 이외에도 연구지역의 동부와 남동부에서는 화산활동에 의해서 기반암이 용기된 구조가 관찰된다(Fig. 10).

5.2. 퇴적층내 지질구조

연구지역에 분포하는 퇴적층내 지질구조는 하부 층단위에서는 기반암에서 연장된 곡면단층과 중부 및 상부 층단위에서는 일부 역단층들과 이에 연관된 습곡 구조들로 특징지어진다.

북서쪽에 위치한 소분지 지역에서는 기반암에서 연장된 동-서 방향의 정단층이 MS1까지 연장되며, 일부는 MS2의 하부 구간까지 연장된다. 또한 MS1과 MS2에서는 압축력에 의한 습곡구조가 관찰되며, 습곡축의 방향은 북동-남서로 판단된다. 그러나 습곡구조는 상부 층단위인 MS3와 MS4에서는 관찰되지 않고 삭박된 형태를 보인다. 또한 형성 당시 동반된 동-서 내지 북북동-남남서 방향의 역단층들 중 일부는 detachment fault의 형태로 기반암까지 연장되는 것으로 추정된다.

북동쪽에 위치한 소분지에서는 퇴적층으로 연장되는 기반암 단층이 거의 관찰되지 않으며, MS2와 MS3에서는 북동-남서 방향의 정단층이 관찰되나 규모가 크지 않다. 그리고 북서쪽 지역에서 발달하는 습곡구조의 형태는 관찰되지 않는 특징을 보인다(Fig. 11).

남동쪽에 위치한 소분지에서는 기반암에서 퇴적층내로 연장되는 정단층은 관찰되지 않으나, 규모가 큰 역단층이 소수 식별되고 일부는 기반암으로 연장되는 것으로 추정된다. 또한 광역적인 습곡구조가 관찰되며, 북서쪽 소분지 지역과는 다르게 MS1~MS3까지 습곡의 구조가 나타나는 특징을 보이며 규모 또한 광역적인 특성을 나타낸다. 습곡축의 방향은 북동-남서 방향으로 추정되나, 이러한 습곡 구조가 관찰되는 위치가 4광구 최남단이기 때문에 정확한 발달방향은 불확실하다(Fig. 11).

제6장 탄성파상 분석

6.1. 음향기반암 탄성파상

탄성파 단면상에서 식별할 수 있는 반사면의 진폭, 주파수, 수평연장성, 외형 등의 탄성파적 특징에 따라 음향기반암에 대한 2개의 탄성파상(탄성파상 A, B) 유형을 구분하였다(Fig. 26).

6.1.1. 탄성파상 A

탄성파상 A는 음향기반암에서 확인되는 탄성파상으로서 높은 진폭과 양호한 수평 연속성을 갖는 반사면이 음향기반암 최상부에 위치한다. 이러한 반사면을 기준으로 하부에는 반사면들이 무질서(chaotic)한 형태로 나타나거나, 반사면들이 나타나지 않는 무반사(reflection-free)의 특징을 보인다. 또한 다중반사파(multiple)의 영향으로 반사면들이 음향기반암의 지형과 동일한 잔향을 보이기도 한다(Fig. 28).

탄성파상 A는 고화된 암석으로 이루어진 분지기저를 지시하는 것으로서, 하부의 단단한 암석과 상부의 미고화 혹은 반고화상태의 퇴적층의 음향임피던스의 차이로 음향기반암 상부에 강한 진폭의 반사면이 나타나는 것으로 해석된다. 이와 유사하게 일부 음향기반암 하부에 반사면들이 층리형태로 발달된 형태를 보이기도 하는데, 이는 기반암이 층리가 발달된 퇴적암으로 이루어진 곳으로 추정된다. 이러한 탄성파상 A는 연구지역에 분포하는 대부분의 음향기반암에서 관찰된다.

6.1.2. 탄성파상 B

탄성파상 B는 음향기반암에서 관찰되지만 화산체의 형태가 나타나는 곳에서 기반암 상부로 드러나 있다. 탄성파적 특징은 탄성파상 A와는 또 다른 특징을

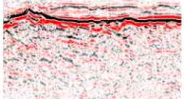

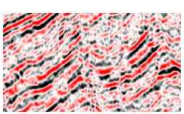

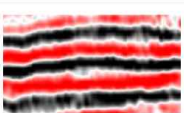

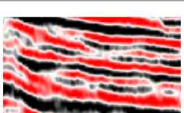

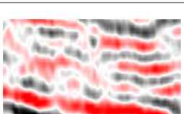

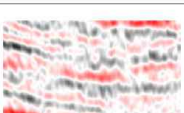

Type	Facies Code	Example	Characteristics	Interpretation	Major Occurrence (Megasequence)
Acoustic Basement	SF-A		 High amplitude and good continuous top reflections; internally chaotic and /or reflection free patterns	Crystalline basement	—
	SF-B		 Relatively high amplitude, discontinuous, subparallel reflections	Volcanics	—
Sequence	SF-C		 High to moderate amplitude, continuous and parallel reflections	Flood plain	MS2 (Oligocene) MS3 (Miocene)
	SF-D		 Alternating stacks of Moderate to low amplitude channel shape reflections into moderate to high amplitude and parallel reflections	Channel and flood plain	MS2 (Oligocene) MS3 (Miocene)
	SF-E		 Random stacks of moderate to low amplitude channel shape reflections	Stacked channel	MS3 (Miocene)
	SF-F		 Low amplitude, good to poor continuous and parallel to subparallel reflections	Lacustrine, bay	MS1 (Eocene)

Fig. 26. Seismic facies of acoustic basement and sedimentary sequences in the southern shelf basins of Korea.

보이는데, 큰 진폭과 작은 진폭을 갖는 수평적 연속성이 다소 좋지 않은 반사면들이 수직적으로 교란된 특징을 갖고, 준평형 또는 불량한 상태로 배열되어 있는 내부반사 특성을 보인다.

이와 같은 탄성파적 특징은 화산활동 당시 발생한 화산체 및 화산분출물에서 나타나는 것으로 알려져 있다(Planke et al., 2000). 연구지역에서 탄성파상 B는 탄성파상 A와 같은 전형적인 음향기반암과 인접하고 있거나, 일부 지역에서는 지구대 또는 반지구대 형태의 분지의 기저를 구성하고 있는 형태로 확인된다. 또한 화산체로 형태를 보이는 진폭이 높고 연속성이 좋은 반사면이 나타나는 곳에서는 퇴적층 및 음향기반암과의 경계가 모호하다(Fig. 27). 이러한 특징은 화산활동 당시 분출된 용암이 용암류의 형태로 이동하여 주변에 위치하는 기반암의 상부를 덮어 일부 지역에서는 기반암과의 경계가 뚜렷하지 않은 것으로 추정된다.

연구지역의 탄성파 단면상에서 뚜렷한 형태로 확인되는 화산체는 총 2개로 남동부와 동부에 각각 위치해 있다(Fig. 10).

남동부에 위치하는 화산체는 왕복주기로 약 1.2 sec까지 솟아있는 형태로 나타나며, 규모는 약 100 km² 로 추정된다. 또한 동부에 위치하는 화산체는 왕복주기로 약 0.8 sec까지 발달한 것으로 관찰되며, 화산체의 규모는 약 150 km²로 남동부에 위치한 화산체보다 규모가 큰 것으로 추정되었다.

6.2. 퇴적층내 탄성파상

퇴적층 내에서는 총 4개의 탄성파상(탄성파상 C, D, E, F)을 구분하였고, 각각의 유형에 대한 퇴적환경을 추정하였다(Fig. 26).

6.2.1. 탄성파상 C

탄성파상 C는 대체로 큰 진폭을 갖고 연속성이 좋은 반사면들이 평형상태로 배열된 탄성파상으로 정의된다. 또한 탄성파상 C는 연구지역 전반에 걸쳐 광범위하게 분포하고 있는 것이 탄성파 단면상에서 확인되며, 대략적으로 MS2와 중

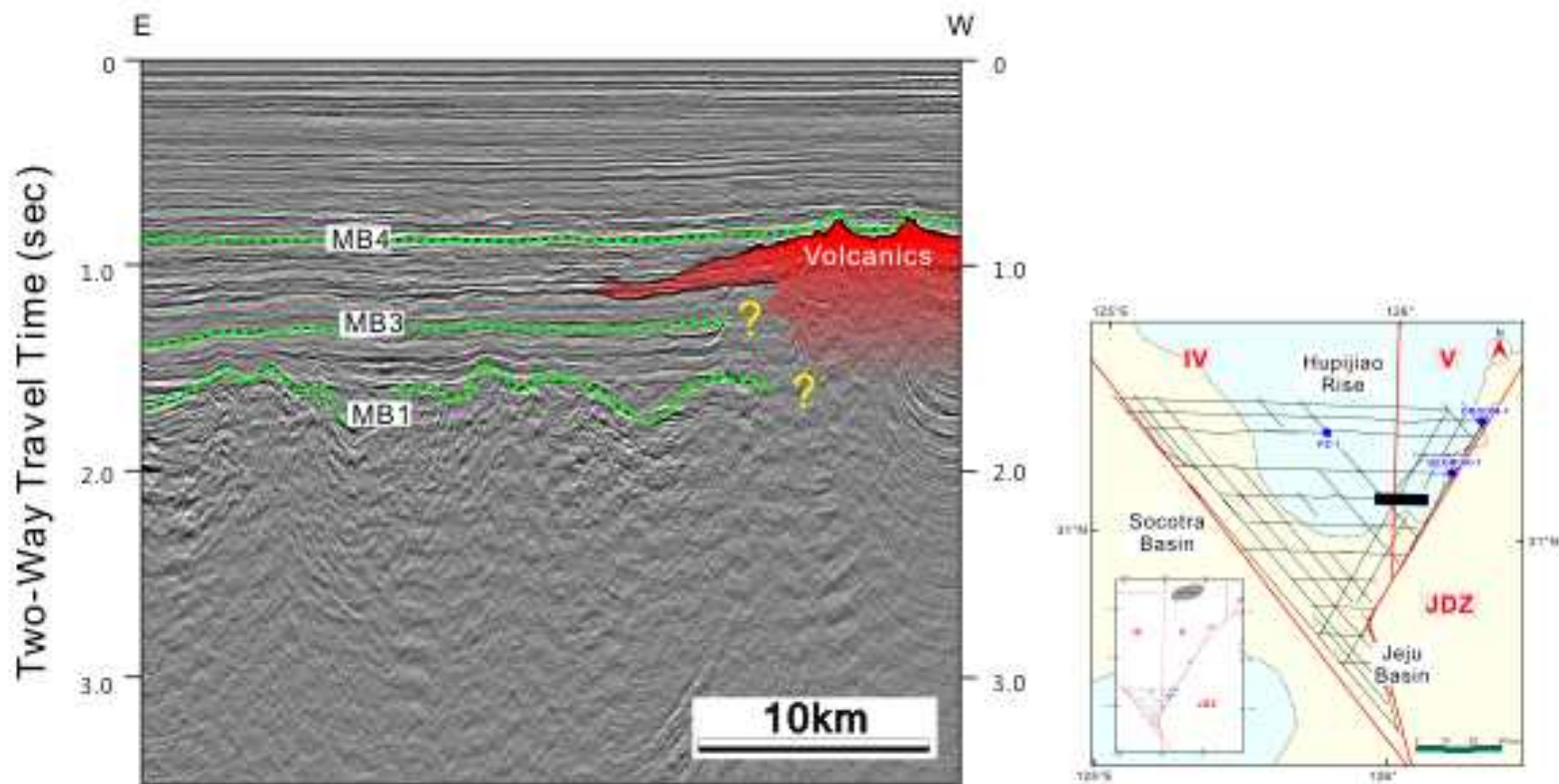


Fig. 27. Interpreted seismic section showing volcanic facies (SF-B).

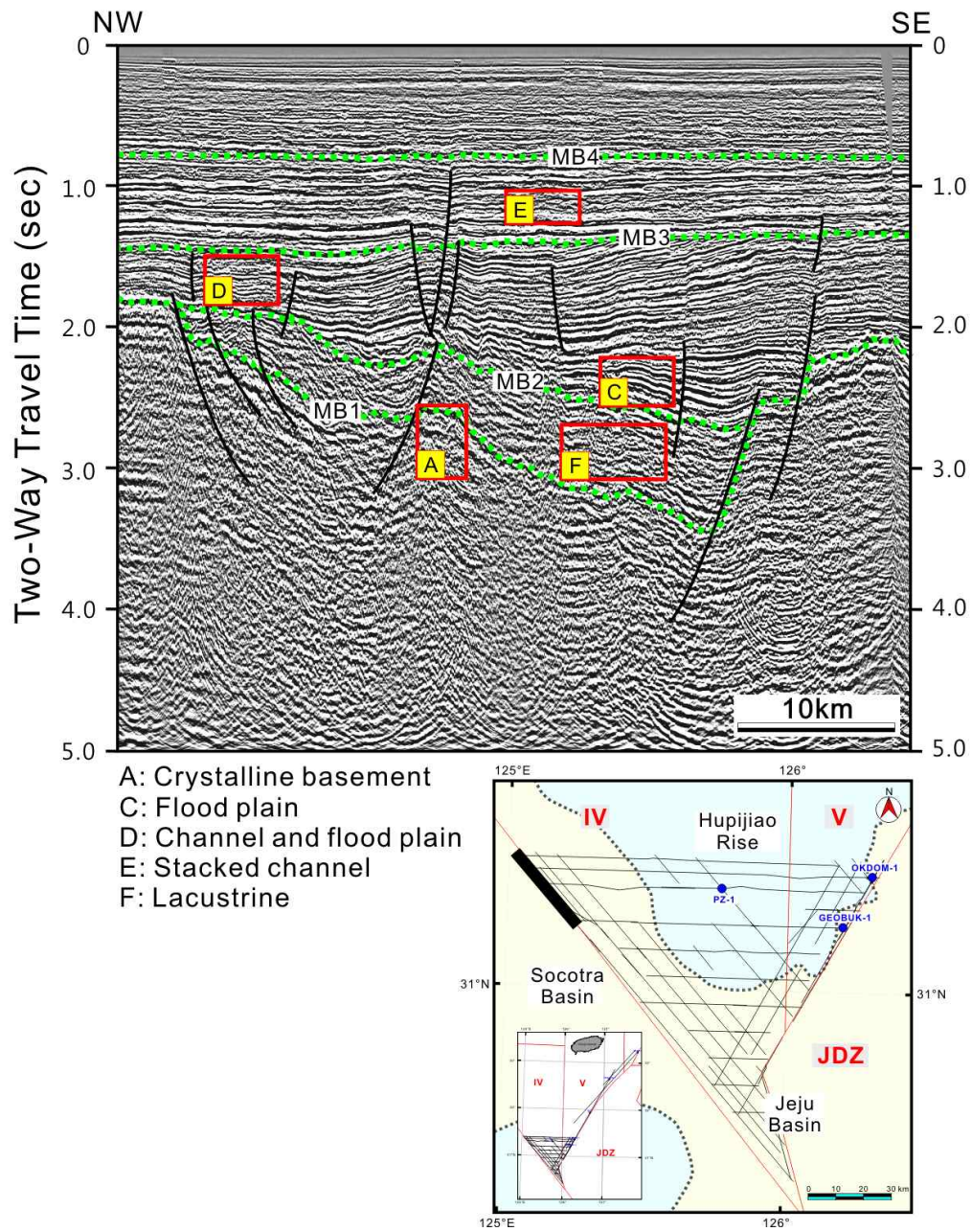


Fig. 28. Interpreted seismic section showing seismic facies SF-A, -C, -D, -E, and -F.

부 또는 하부 MS3에서 주로 나타나는 경향을 보인다(Fig. 28).

이와 더불어 탄성파상 C가 주로 나타나는 MS3의 하부구간을 시추공 분석을 통해 얻어진 결과와 대비를 하였고, 이를 통해 범람원을 지시하는 화분, 포자가 다수 관찰되는 것으로 확인되었다(윤혜수 외, 1999). 따라서 탄성파상 C는 육상 하천환경(fluvial)에서 나타나는 전형적인 범람원(flood plain)의 형태로 추정된다.

6.2.2. 탄성파상 D

탄성파 D는 탄성파상 C와 외형은 유사하나 내부에 나타나는 반사면들의 특징이 다르다. 중간에서 낮은 진폭을 갖는 중첩된 하천(channel) 또는 개별적으로 독립된 하천 형태의 반사면들이 관찰되고 상하부에는 상대적으로 큰 진폭을 갖는 연속성 좋은 반사면이 경계를 이루고 있는 형태를 보인다(Fig. 26). 상부와 하부에 놓여있는 반사면의 특징은 탄성파상 C가 갖는 탄성파적 특성과 일치한다. 다만, 내부에 위치하는 하천 형태의 반사면은 탄성파상 C에서는 관찰되지 않으므로 차이가 있다. 이와 같은 특징을 갖는 탄성파상을 본 연구에서는 하천과 범람원이 연계된 퇴적환경으로 해석하였다. 이러한 탄성파상 D는 탄성파상 C와 마찬가지로 연구지역 전반에 걸쳐서 분포하고 있으며, MS2와 중부 또는 하부 MS3에서 대부분 관찰된다(Fig. 28).

6.2.3. 탄성파상 E

탄성파상 E는 낮은 진폭을 갖는 하천 형태의 반사면들이 일정한 경향 없이 중첩되어 있거나, 독립적으로 나타나는 특징을 보인다(Fig. 26). 탄성파상 D의 내부에서 나타나는 하천 형태의 반사면 배열과 흡사하고 이와 같은 탄성파적 특징은 앞서 나온 중첩된 형태의 하천이 우세한 환경으로 해석된다. 다만, 중첩된 하천 형태의 반사면들 중간에 범람원의 특징을 갖는 진폭이 크고 연속성이 좋은 반사면이 나타나지 않는 차이가 있다. 이와 같은 탄성파상 E는 앞서 나온 탄성파상 C, D와는 다르게 탄성파 단면상에서 구분된 수직적 수평적 범위가 다소 줄어든

것으로 확인된다. 이와 같은 탄성파상 E는 주로 MS3에서 나타나며(Fig. 28), 일부 탄성과 단면의 해상도가 좋지 못한 구간은 탄성파상 E를 탄성파상 C, D와 구별하는 것이 어렵다.

6.2.4. 탄성파상 F

탄성파상 F는 중간에서 낮은 진폭을 갖고 연속성이 낮은 반사면들이 준평형 하거나 발산하는 형태로 배열된 탄성파상으로 구분된다(Fig. 26). 이러한 형태는 주로 지구대 형태의 분지의 중심부나 반지구대 형태의 분지의 가장자리와 같이 연구지역에서 국부적으로 관찰된다. 이와 같은 특징을 갖는 탄성파상 F는 음향기 반암 상부면에 정부결침 형태로 나타나거나 전진퇴적(progradation)하는 사면퇴적물(clinof orm)의 형태를 보이기도 한다(Fig. 28).

지구대 또는 반지구대로 발달하는 초기 형태의 분지에서는 주로 호수환경(lacustrine)이 발달하는 것으로 알려져 있다(Leeder and Gawthorpe, 1987). 따라서 가장자리에 정부결침의 형태를 보이는 특징은 일반적으로 정체되어 있는 호수환경(lacustrine)에서의 퇴적을 지시하고, 전진퇴적하는 사면퇴적물은 호수환경으로 유입된 퇴적물에 의하여 형성된 삼각주(delta)로 해석된다. 이러한 랩아웃 특징은 상부로 갈수록 식별되지 않는다. 분지형태를 띠는 구간에서 국부적으로 관찰되는 퇴적층은 주로 MS1이며, 탄성파상 F 또한 MS1에서 주로 관찰된다(Fig. 28).

또한 시추공 자료와 대비를 통해 MS1에 해당하는 구간은 대부분 실트암과 이암으로 구성되어 있는 것으로 확인되었다(Fig. 25). 이는, MS1 내부를 구성하고 있는 매질의 밀도차가 그리 크지 않다는 것을 의미한다. 또한 주변에 발달해 있는 선상지와 삼각주로부터 유입된 퇴적물과 호수 자체의 퇴적물이 혼합되는 과정에서 교란이 일어나 단면상에서 관찰되는 반사면의 연속성이 낮은 특징을 나타내는 것으로 해석된다.

제7장 토의

7.1. 지구조 운동

남해대륙붕분지에 분포하는 탄성과 자료와 시추공 자료를 통해 분지의 층서, 지질구조, 퇴적상을 분석하였다. 퇴적층서는 탄성과 단면상에서 광역적으로 나타나는 부정합면을 식별하여 총 4개의 광역부정합면(MB1~MB4)을 기준으로 하는 4개의 메가시퀀스(MS1~MS4)로 구분하였다. 또한 부정합면들은 한국자원연구소(1997)에서 경계면들의 연대를 분석하였고, 그 결과 1000~2000만년의 간격을 갖는 것으로 보아 범세계적인 해수면 변동에 의한 연안침식 부정합면(3rd order)의 간격보다는 크며, 이는 지구조운동의 변화에 의해 형성된 것으로 해석할 수 있다. 또한 메가시퀀스의 연대는 하부에서부터 에오세, 올리고세, 마이오세, 플라이오세-플라이스토세로 지정하였다. 이와 같은 연대지정은 한국자원연구소(1997)에서 올리고세를 최하부 지층으로 보는 것이 아닌 최근에 이루어진 시추공에서 산출되는 미화석 분석 자료(윤혜수 외, 1999; JGI, 2009)와의 대비를 통해 각각의 메가시퀀스에 대한 연대를 부여하였다.

7.1.1. 기반암층(에오세 이전)

탄성과 단면을 통해 확인된 기반암 지질구조로는, 곡면단층이 분지 경계부에서 주로 관찰되며 분지 내부에서는 다수의 정단층이 MS1까지 연장되는 성장단층의 특징을 나타낸다. 특히, 소코트라분지 지역에서는 동-서 내지 북북서-남남동 방향으로 발달해 있으며, 도미분지 지역에서는 북동-남서 방향으로 확인된다. 또한 기반암에서 발생한 단층들은 북-남 내지 북서-남동 방향의 지구대와 반지구를 형성하였으며, 이러한 결과들은 봉필윤 외(1993)에서 소코트라분지를 열개분지로 해석한 결과와 잘 부합한다. 하지만, 제주분지가 위치하는 남동부에서는 이와 같은 기반암 단층들이 거의 관찰되지 않는데(Fig. 11), 이와 같은 특징을 오재호 외(1994)에서는 제주분지의 형성이 단층운동을 수반하는 열개작용보다 주로 침강에

의한 것이라고 설명하였다. 그러나, 그 밖에 연구들(Zhou et al., 1989; Lee et al., 2006; Cukur et al., 2011a, 2011b, 2012)에서는 제주분지 지역에 분포하는 탄성과 탐사 자료에서 기반암에 발달해 있는 단층들을 다수 식별하였고, 이를 근거로 제주분지를 열개분지로 해석하였다. 다만, 해석된 단층들은 대부분 역단층으로 기반암에서 MS3의 상부면까지 연장되는 특징을 보인다. 또한 분석에 사용된 탄성과 단면의 수가 상대적으로 부족하고, 해석된 역단층들이 기존에 열개작용에 의해 발생하였던 정단층들이 후기 마이오세에 발생한 구조역전에 의해 재활성화되었다고 보기에는 단층면에서 기반암의 단절(offset)이 거의 나타나지 않고, 열개분지에서 나타나는 켜기형태로 배열된 단층블럭의 형태도 확인되지 않는다. 따라서 제주분지는 봉필윤 외(1993)과 오재호 외(1994)에서 언급한 것처럼 침강에 의한 침하분지(sag)의 가능성이 높은 것으로 해석된다.

7.1.1. MS1(에오세)

탄성과 단면상에서 MS1은 음향기반암 상부에 집적되어 있으며, 구분된 층단위 중 가장 하부에 위치한다. 또한 등층후도(Fig. 14)를 통해서 확인되는 범위가 국지적으로 나타나며, 탄성과 단면(Fig. 15) 상에서는 지구대 또는 반지구대에 국한되어 발달해 있고 기반암 고지대에서는 나타나지 않는다. 지구대 또는 반지구대에서의 발달형태는 주로 단층면에서 두껍게 나타나고 멀어질수록 얇아지며 수렴하는 형태로, 이는 열개작용이 발생하는 동안에도 지속적으로 퇴적이 발생한 열개동시성 퇴적층으로 생각할 수 있다. MS1은 북서쪽에 위치한 지구대에서 두께 1.5 sec 정도로 가장 두껍게 발달해 있으며, 주변으로 갈수록 점진적으로 얇아지는 경향을 보인다. 이와 같은 분포현황을 통해 MS1이 소코트라분지에 충진 될 당시의 퇴적중심부는 MS1이 가장 두껍게 발달한 북서쪽 지구대로 추정된다. 다만, 제주분지 지역에서는 지구대와 반지구대의 형태가 확인되지는 않지만 지반의 침하로 인한 기반암 저지대에 해당되는 지역에 MS1이 부분적으로 발달해 있다.

봉필윤 외(1993)와 Cukur et al. (2011a, 2011b, 2012)에서는 MS1의 습곡구조가 소코트라지역에 국한되어 나타난다고 분석하였다. 이와 같은 특징은 소코트라분

지에 분포하는 탄성과 단면상에도 확인되는데(Fig. 11), 압축변형을 받은 습곡형태로 상부가 삭박되어 상부 층단위와 경사부정합 관계로 있다. 따라서 이러한 압축변형을 발생시킨 지구조운동은 에오세와 올리고세 사이로 추정된다. 다만, 압축변형을 받은 MS1은 제주분지의 최하부에서도 관찰되지만, 뚜렷한 부정합면이 관찰되지 않고 상부 층단위와 다소 평행하게 발달해 있는 점으로 볼 때, 소코트라분지에서 MS1의 압축변형을 야기한 지구조운동과는 연관성이 적은 것으로 보인다. 이 당시 압축변형을 유발한 지구조운동은 기존 연구(Zhou et al., 1989; Lee et al., 2006)를 통해서 알려진 지구조운동들 중 후기 에오세-전기 올리고세에 발생한 유관운동(Yuquan movement)으로 생각된다. 앞서 언급한 특징들로 볼 때, MS1에 대한 재해석의 결과는 기존의 연구들(봉필운 외, 1993; Cukur et al., 2011a, 2011b, 2012)과 별다른 차이가 없는 것으로 해석된다.

7.1.2. MS2(올리고세)

MS2는 MS1에서 관찰된 특징과 유사함을 보인다. 대부분 지구대와 반지구대에 국한되어 나타나는 경향을 보이지만, MS1보다는 더 넓은 범위에 걸쳐 발달해 있다. 다만, MS1과 유사한 특징은 지구대와 반지구대에 발달한 단층면에서 가장 두껍게 나타나고 멀어질수록 얇아져 발산하는 열개동시성 퇴적층이라는 점이다. 가장 두껍게 나타나는 지역은 소코트라분지와 도미분지로 소코트라분지에서는 MS1에서 확인된 퇴적중심부에서 0.8 sec 이상이고, 도미분지에서는 퇴적중심으로 추정되는 북부에서 약 1.0 sec까지 발달해 있는 것이 확인된다(Fig. 20).

MS2 또한 MS1과 마찬가지로 소코트라분지가 위치한 서부지역에서는 습곡과 이에 연관된 역단층들이 관찰된다(Fig. 11). Lee et al. (2006)과 Cukur et al. (2011a, 2011b, 2012)에서는 타이완-신지 융기대와 접하는 제주분지 지역에 분포하는 MS2만 압축변형을 받아 습곡구조가 발생해 있는 것으로 해석하였다. 또한 상부 층단위와 경사부정합과 같이 육안으로 뚜렷하게 식별되는 부분이 없어 압축변형은 상부 층단위가 쌓인 이후인 후기 마이오세에 발생한 것으로 보고 있다. 즉, 이와 같은 압축변형을 유발시킨 지구조운동은 소코트라분지와 후피지아오 융

기대와 접하는 제주분지 지역에는 영향을 주지 않은 것으로 추정되고 있다. 그러나 봉필윤 외(1993)과 오재호 외(1994)에서는 소코트라분지의 발달해 있는 MS2에서도 이와 같은 압축변형이 발생하였고 MS2까지 역단층이 나타나는 것으로 해석하였다. 탄성과 단면에서 확인결과 소코트라분지와 제주분지에서 MS2의 압축변형 구조들이 관찰되며 상부에 놓인 층단위와 경사부정합관계를 보인다. 이와 같은 부정합면은 상부에 놓인 MS3가 쌓이기 이전에 형성되었기 때문에 올리고세-마이오세 사이에 발생한 것으로 해석된다. 또한 기존에 연구들을 통해 밝혀진 지구조운동과 대비를 해보면 전기 마이오세에 발생한 지구조운동일 가능성이 크다.

7.1.3. MS3(마이오세)

MS3는 국지적으로 분포하는 하부 층단위(MS1, MS2)와는 다르게 연구지역 전반에 걸쳐서 연속적으로 나타나는 경향이 있다. 이러한 특징은 MS3가 집적될 당시 분지는 더 이상 확장되지 않았고 광역적인 침강이 우세하게 일어나면서 분지 전반에 걸쳐 퇴적층이 집적되었음을 지시한다. 즉, MS3는 열개 후 퇴적에 의하여 형성된 것으로 해석된다. MS3의 두께는 제주분지 지역에서 1.0 sec 이상으로 가장 두껍게 나타나고, 소코트라분지에서는 최북단에서 0.8 sec로 가장 두껍게 나타난다(Fig. 22). 소코트라분지에서의 이와 같은 분포양상은 이 시기에 들어오면서 퇴적중심이 북쪽으로 이동되었음을 반영한다. 이러한 현상은 소코트라분지에 발달해 있는 지구대와 반지구대가 MS3가 퇴적되기 이전에 이미 MS1과 MS2로 충전이 되었고, MS2의 압축변형 후 발생한 침식삭박으로 지형적인 변화를 가져왔으며, 기존에 퇴적중심지가 위치한 지역보다 북쪽에 저지대가 형성되어 퇴적중심을 이룬 것으로 추정된다.

전반적으로 MS3의 분포양상은 광역적인 범위에 평탄하게 나타나는 특징을 보인다. 하지만 제주분지 지역에서는 압축변형을 받은 습곡구조가 나타나고 배사구조가 일부 삭박되어 상부의 MS4와 경사부정합의 관계를 갖는 것이 탄성과 단면상에서 확인된다(Fig. 11). 또한 소수의 역단층들이 관찰되며 일부는 기반암까지 연장되는 detachment fault의 특징을 보인다. 기존 연구들(Zhou et al., 1989; 봉필

윤 외, 1993; 오재호 외, 1994; Lee et al., 2006; Cukur et al., 2011a, 2012)에서도 MS3의 이러한 분포특성 및 지질구조에 대하여 언급하고 있으며, 압축변형을 받은 구조들이 나타나는 범위에 대해서도 대체로 잘 부합된다. 따라서 이러한 압축 변형을 유발시킨 지구조운동은 제주분지 지역에 영향을 주었으며, 소코트라분지에는 미치지 못한 것으로 볼 수 있다. 이와 같은 지구조운동은 기존에 연구들을 통해 후기 마이오세에 구조역전을 발생시킨 롱징운동(Longjing movement)으로 해석된다. 그러나 제주분지 지역에 분포하는 자료의 범위가 상당히 제한적이기 때문에 기존에 제주분지에 발달했던 정단층들이 역단층으로 재활성 된 것인지에 대해서는 명확하지 않다.

7.1.4. MS4(플라이오-플라이스토세)

MS4는 MS3와 유사하게 연구지역 전반에 걸쳐 분포하고 있으나, 이 층단위에서는 압축변형을 받은 구조가 전혀 관찰되지 않는다. MS4는 등층후도를 통해서 확인하였을 때 제주분지가 위치한 지역의 남동부에서 1.0 sec 이상으로 가장 두껍게 나타나고 북서쪽으로 갈수록 점진적으로 얇아지는 분포형태를 보인다(Fig. 24). MS4는 시추공의 화분, 포자 분석결과 해성층으로 해석되는데(윤혜수 외, 1999), 위와 같이 분포하는 형태를 통해 해양환경을 발생시킨 해침의 방향은 남동쪽에서 북서쪽으로 진행되었을 가능성이 높다고 추정할 수 있다.

탄성과 단면과 기존 연구들(Zhou et al., 1989; 봉필윤 외, 1993; 오재호 외, 1994; Lee et al., 2006; Cukur et al., 2011, 2012)에서 해석된 MS4에서는 단층 또는 습곡구조와 같은 지구조운동에 관련된 변형의 흔적이 발견되지 않는 것으로 보아, MS4가 형성될 당시에는 퇴적물 하중에 의한 침강만 발생하였던 것으로 보인다.

7.2. 퇴적환경

연구지역의 고환경에 대한 기존 연구들은 주로 시추공 자료(암상, 고생물)를

기반으로 하여, 이를 탄성과 탐사자료를 통해서 유추된 고지형과의 대비를 통해서 이루어졌다. 그 결과, 연구지역은 해수면 변동에 따라 육상 혹은 해양(천해)이 교차하는 지역으로서, 육상환경은 주로 하성(하천, 범람원, 습지)과 호성환경이 지배적으로 나타나는 것으로 알려져있다(Zhou et al., 1989; 윤혜수 외, 1999). 또한 퇴적환경의 변화는 지구조작용에 의한 지각의 융기와 침강에 따른 상대적인 해수면 변동으로 야기된 것으로 확인된다(Zhou et al., 1989; Lee et al., 2006). 이는 탄성과 자료를 분석하여 지형적인 변화에 대해 추정하였는데, 연구지역은 대륙지각의 확장에 따라 서로 분리되어 있는 침하 또는 열개분지(소규모)로 초기에 구성되어 있었고, 이 당시에는 고립된 분지들이 자체적인 배수계를 갖고 있었던 것으로 해석된다. 이와 같은 해석은 Lee et al. (2006)에서 수행한 퇴적환경 분석과도 잘 부합된다. 그리고 점차 분지가 퇴적물로 충전 되면서 고립된 배수계들이 서로 연결되어 넓은 퇴적환경으로 변화한 것으로 추정된다(봉필윤 외, 1993; 오재호 외, 1994; 윤혜수 외, 1999; Lee et al., 2006). 기본적인 퇴적환경에 변화에 대한 의견은 기존 연구들과 잘 부합하지만, 퇴적환경에 분포에 대한 부분은 다소 차이가 있다. 이러한 차이는 탄성과 탐사 자료의 분포범위에 따라 발생하는 것으로 보인다. 또한 탄성과 단면상에서 대표적인 퇴적상을 구분하였지만, 이를 전체 측선에 대비하기에는 해상도의 차이에 따라 해석에 오류가 발생할 수 있기 때문에 퇴적환경에 대한 분포는 언급하지 않았다. 따라서 대표적으로 나타나는 탄성파상을 통한 일반적인 퇴적환경 변화에 대해 중점적으로 분석하였다.

퇴적환경은 기존에 연구된 시추공 고생물, 암상 분석결과와 연구를 통해 해석한 탄성과 자료를 통해 분석하였으며, 지질학적 시간에 따라 구분 할 수 있다. 한국 자원연구소(1997)에서 구분한 퇴적환경은 플라이오-플라이스토세를 제외한 나머지 시기들을 하성, 호성 환경이 우세한 육상환경으로 보고 있다. 반면, 윤혜수 외(1999)와 JGI(2009)에서는 크게 육상환경, 전이환경, 해양환경으로 이어지는 순환이 2번에 걸쳐 나타나는 것으로 해석하였다. 탄성과 단면상에서 구분된 광역적인 부정합면들이 지구조변화에 따라 발생한 것으로 해석되었고, 또한 광역적인 부정합면들이 형성되기 위해서는 침식을 유발할 수 있는 환경이 고려되어야 한다. 즉, 육상환경에서 발생하는 침식으로는 광범위한 범위에 걸쳐 부정합면을 형성시키기 보다는 국지적인 범위에 발생하는 것이 일반적이기 때문에 윤혜수 외(1999)

와 JGI(2009)에서 제시한 퇴적환경의 변화에 대한 결과가 더 타당한 것으로 보인다.

탄성과 단면분석을 통해서 에오세 퇴적층(MS1)은 초기 형태의 분지인 지구대와 반지구대에 국한되어 나타나는 것을 확인하였다. 또한 이 구간에 대한 시추공 암상은 이암층이 하부구간에서 주로 나타나고 상부구간으로 갈수록 사암이 우세하게 나타난다. 그리고 화분 미화석 중 습한 범람원(moist floodplains), 저지대, 소택지와 같은 기후 조건하에 서식하는 종들이 산출된다(윤혜수 외, 1999). 또한 에오세층에서는 주로 호성환경을 지시하는 탄성과상이 관찰되는데, 앞서 언급된 특징들과 종합해 보면 에오세 시기에는 소택지가 많은 저지대 환경이 지구대와 반지구대에 국한되어 발달한 upper coastal에 해당되는 것으로 추정된다. 이러한 환경은 올리고세로 넘어가면서 점차 lower coastal 환경으로 전이되어 에오세 퇴적층에 광역적인 부정합면을 형성시킨 것으로 생각된다.

올리고세 퇴적층(MS2)도 에오세와 유사하게 지구대와 반지구대에 한해서 주로 관찰되는데, 시추공에서 나타나는 암상은 주로 사암, 실트암과 이암의 호층으로 구성되어 있다. 또한 하부구간에서는 와편모조류가 나타나는데, 해성종과 담수성 조류들이 함께 수반되어 산출되는 특징을 보인다(윤혜수 외, 1999). 그리고 탄성과상 분석을 통해 올리고세 퇴적층에 해당되는 구간에서는 범람원, 하천이 우세하게 나타나는 것으로 해석되었고 이와 같은 특징들은 염도가 매우 낮은 반염수(brackish water)를 지시하는데, 올리고세 초기에 들어서 간헐적으로 육수의 유입이 있는 얕은 수심의 lower coastal 환경으로 해석할 수 있다. 상부구간으로 갈수록 발견되는 와편모조류는 수심이 깊어지는 곳에서 서식하는 경향을 나타낸다(윤혜수 외, 1999). 이러한 특징은 올리고세 후기로 갈수록 육상환경에서 점차 해양 환경으로 전이되었고 올리고세 퇴적층 상부에 광역적인 부정합면을 형성시킨 것으로 보인다.

마이오세에 들어서면서 지역은 다시 육상환경으로 전환되었는데, 이는 전기 마이오세에 발생한 압축응력에 의한 지역의 융기로 인하여 발생한 것으로 생각된다. 암상은 주로 사암과 이암으로 구성되어 있으며, 마이오층(MS3)의 하부구간에서 산출되는 화분 미화석들은 약간 건조한 기후조건하에 서식하는 식물들이고(윤혜수 외, 1999), 온대기후하의 저지대 평야로 upper coastal에 해당된다. 상부구간

에서는 천해성 해양환경을 지시하는 와편모조류가 산출되는데(윤혜수 외, 1999), 이는 초기 마이오세에 육상환경에 간헐적으로 해수의 영향을 받은 middle coastal 환경으로 전이되고 플라이오세부터는 완전한 해양환경으로 바뀌어 현재까지 이어진 것으로 추정된다. 이 당시 해침으로 인한 침식은 MS3가 압축변형을 받은 제주분지 지역에서 우세하게 작용하여 광역부정합면을 형성시킨 것으로 보인다.

초기 열개분지의 형태와 퇴적환경에 대한 모델은 Leeder and Gawthorpe (1987)에 의해 제안되었는데, 이는 육성퇴적환경이 발달한 곳에서 형성된 열개분지를 cone-lake-fan 모델로서 설명할 수 있다(Fig. 29). 분지의 경계단층면은 상대적으로 급경사를 이루고 있어 짧고 좁은 배수분지가 형성된다. 경계단층으로부터 멀어져 분지의 중심부로 가면서는 사면의 경사가 점진적으로 감소하게 되는데, 이로 인해 공급되는 퇴적물들은 사면 말단부에 집적되어 소규모의 암설원추(talus cone), 충적선상지(alluvial fan), 선상지 삼각주(fan delta)들이 형성된다. 이와 같은 퇴적지 위에 느슨하게 쌓인 다양한 기원의 토양체와 암편들은 빗물이나 포행에 의해 점차 분지의 중심부로 재동되기도 한다. 상반의 배수분지는 일반적으로 하반 상부사면의 배수분지보다 더 규모가 크며, 하반기원의 선상지보다 더 대규모의 충적선상지 또는 원추형 충적지(alluvial cone)을 형성한다(Leeder and Gawthorpe, 1987; Gawthorpe and Colella, 1990). 그러나 분지가 퇴적물로 점차 충전되면서 그 규모는 감소된다.

경계단층에 의해서 가장 낮게 위치하고 있는 분지 중심은 기후에 따라 퇴적환경이 결정된다. 건조기후에서 습윤기후로 가면서 플라야호(playa lake), 반영구호, 그리고 영구호가 형성된다(Leeder and Gawthorpe, 1987). 보통 독립적으로 발달해 있는 육상 분지들은 제한된 배수계를 갖기 때문에 초기에는 지하수와 주변 고지대로부터 유입된 지표수로 인해 플라야호가 형성된다. 건조기후에서는 드물게 나타나는 수심이 얕은 영구호수는 연변부에 선상지와 삼각주로부터 유입된 퇴적물과 호수자체의 생물기원 연니와 세립질 쇄설성 퇴적물이 혼합되어 나타난다. 호수의 수심이 깊어지면 수괴의 성층화로 인해 유기물의 보존이 잘되어 계절적인 영향을 반영하는 호상점토층이 형성되기도 한다. 호수 수위가 상승하거나 하강하게 되면 퇴적층의 특성에 변화를 야기한다.

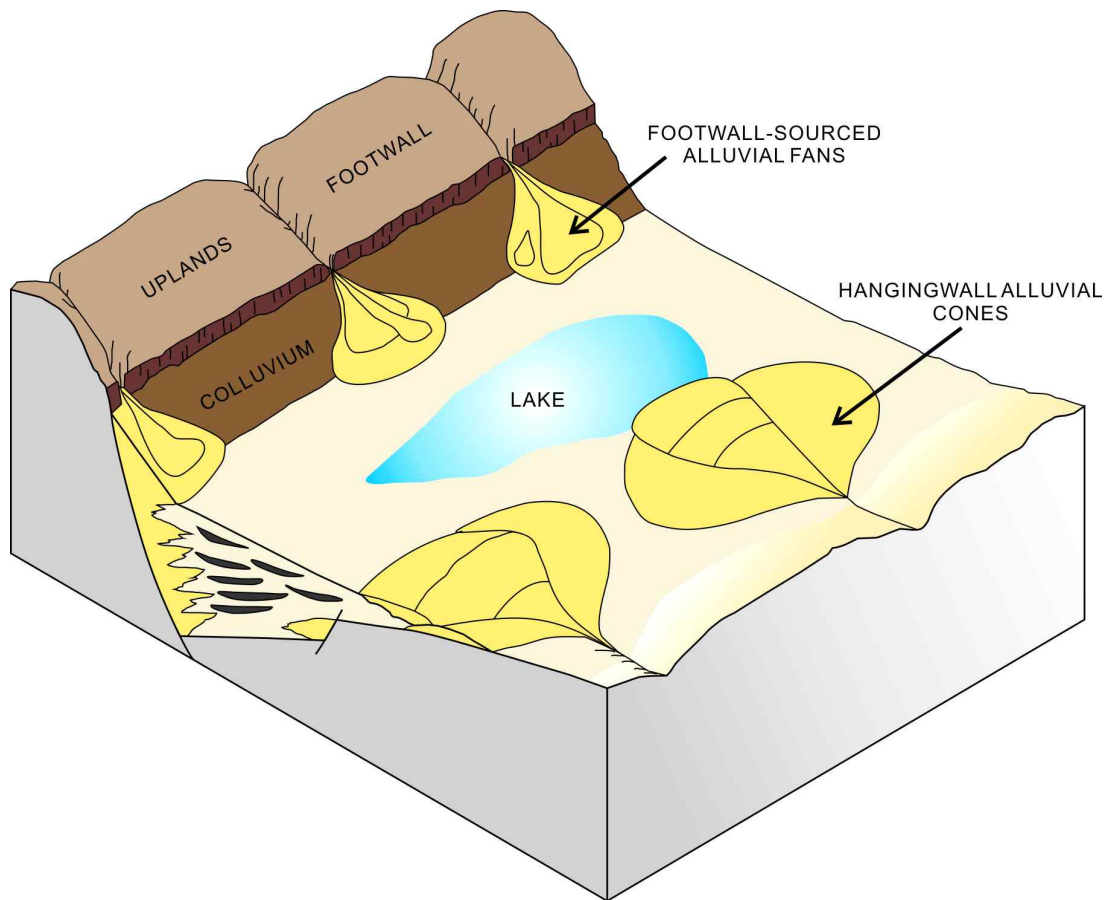


Fig. 29. Local-scale depositional model of an isolated rift basin system, which is applicable to the early phase of MS1 deposition. Modified from Leeder and Gawthorpe (1987).

제주분지의 경우에는 단층작용보다 침강이 우세하기 때문에 cone-lake-fan 시스템에서 경사가 급한 단층면에 해당되는 구조들의 발달은 미미할 것으로 생각된다. 따라서 구조적 변형이 활발하게 하게 일어나는 동안을 제외하고는 층적선상지의 발달과 퇴적은 매우 미약하였을 것으로 보인다. 대신 분지 중심부의 호성 환경과 이에 연결되는 국지적인 하천 및 주변 범람원에서 주요 퇴적작용이 일어났을 것으로 해석된다. 한편, 후기 마이오세말(MB4) 부터는 분지가 공급되는 퇴적물들의 집적으로 거의 충전되고 매몰되어, 플라이오세에 해침이 본격적으로 시작되기 전까지 비교적 평탄하고 넓은 육상평원 환경을 유지했던 것으로 보인다 (Fig. 30). 이 경우 완전히 배수계가 연결되어 아울러 기후도 이전보다 습윤해지면 크고 작은 하천들이 평원에 발달하게 되었을 것이다. 따라서 이 시기에는 하도와 범람원 환경에서 하성퇴적물이 우세하게 집적된 것으로 추정된다.

7.3. 분지의 지구조적 진화

연구지역에 발달해 있는 퇴적분지의 층서분석을 통해 총 4개의 메가시퀀스가 구분되었다, 이와 같은 분석은 광역부정합면을 기준으로 하였으며, 광역부정합면의 형성에는 지구조운동이 직접적인 영향을 준 것으로 해석된다. 따라서 광역부정합면이 형성된 시기를 추정하여 연구지역에 발생하였던 지구조운동에 따른 퇴적분지의 발달과정을 총 4단계(열개단계1, 2, 후열개단계 1, 2)로 구분할 수 있다 (Fig. 31). 또한 각 단계별로 발생한 지형적 변화와 이에 따른 퇴적환경 변화를 대비하였다.

7.3.1. 열개단계 1(후기 백악기-후기 에오세-전기올리고세)

후기 백악기에 유라시아판 하부로 섭입하는 태평양판이 방향이 북북서에서 서북서로 바뀌었고(Uyeda and Kanamori, 1979; Engebretson et al., 1985; Maruyama et al., 1997), 현재 소코트라분지와 도미분지가 위치하는 지역은 북서-남동 방향

의 지구대와 반지구대가 형성되었다. 특히 소코트라분지가 위치하는 서부지역은 경계 단층이 뚜렷하게 식별된다. 제주분지 지역도 일부 열개작용에 의한 단층운동은 발생하였지만 탄성과 단면상에서 분지의 경계 단층이나 켜기형태로 배열된 단층블럭 구조가 식별되지 않는 것으로 보아 영향이 상대적으로 작았던 것으로 추정된다(Fig. 31A).

팔레오세 말에 소코트라분지가 위치하는 서부지역에는 국지적인 압축응력을 발생시킨 취장운동(Quijiang movement)으로 인해 지역적인 용기가 발생하였다. 반면에 도미분지와 제주분지가 위치하는 동부지역은 후기 올리고세까지 단층운동과 침강에 의한 확장과 지반 침하가 발생하였다. 위와 같은 과정을 통해 초기 소분지들이 형성되었고, 이들 소분지 내에는 독립적인 배수계를 따라 하-호성 환경이 발달하였던 것으로 생각된다. 같은 환경에서 사암 및 이암의 호층으로 이루어진 MS1이 형성되었다(Fig. 31A).

분지의 침강현상은 후기 에오세-전기 올리고세에 연구지역 전반에 걸쳐 광역적인 압축응력을 발생시킨 유관운동에 의하여 중단되었고 분지에 집적되어있는 퇴적층들 역시 올리고세에 습곡작용을 받았으며, 이후 침식사박 되어 MS1과 MS2 사이에 부정합면(MB2)이 형성되었다.

7.3.2. 열개단계 2(후기 에오세-전기 올리고세-전기 마이오세)

유관운동 후에 지역은 광역적인 침강이 재개되었으며, 소규모 저지대들에 퇴적물이 집적되어 MS2가 형성되었다(Fig. 31B). 이로 인해 지역에는 넓은 육상평지가 발달하였고 이후 점진적으로 해침이 진행되면서 해안평지 환경을 거쳐 올리고세말에는 해양환경이 우세하게 발달하였다.

분지확장을 동반한 열개작용은 전기 마이오세에 발생한 압축응력으로 지반이 용기되면서 중단되었다. 분지내 퇴적층들은 습곡작용을 받았으며, 이후 사박되어 광역적인 부정합면(MB3)가 형성되었다(Fig. 31B).

7.3.3. 후열개단계 1(전기 마이오세-후기 마이오세)

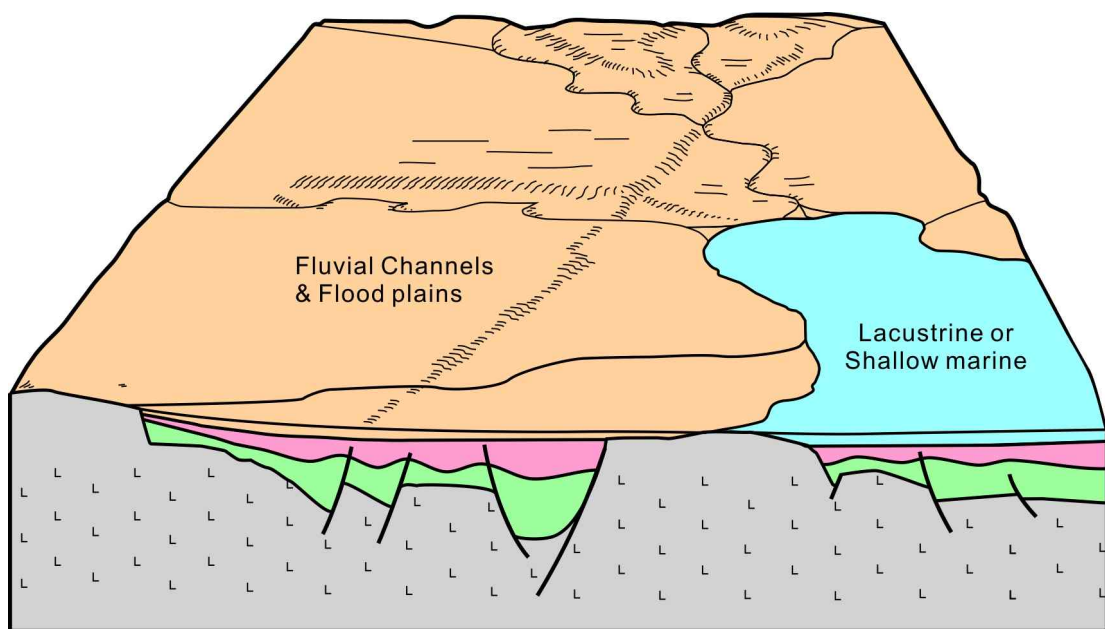
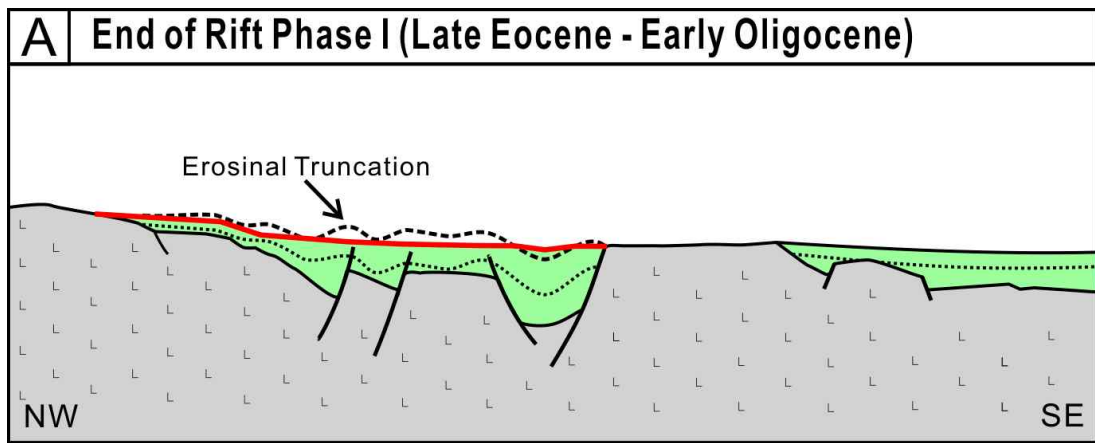
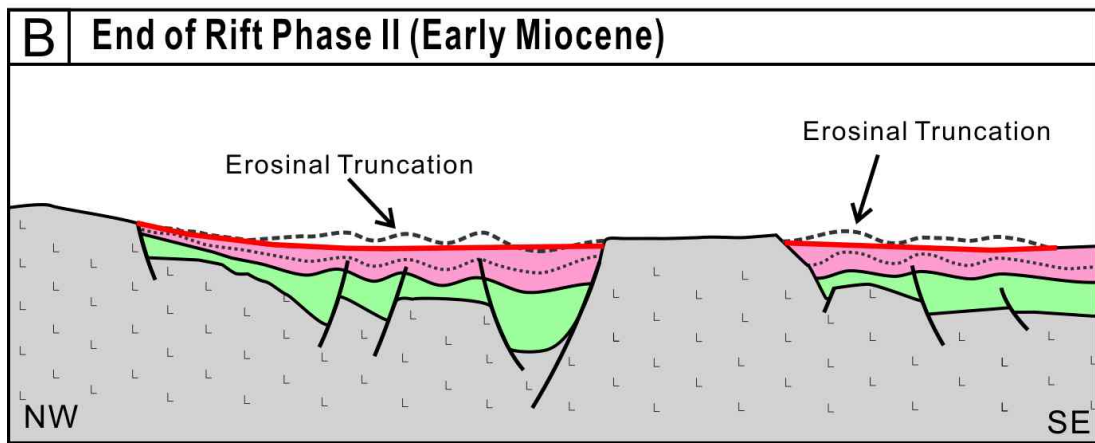


Fig. 30. Regional-scale depositional model of MS2 and MS3.



Basement Eocene (MS1)



Basement Eocene (MS1) Oligocene (MS2)

Fig. 31. Schematic illustration of the tectonic and stratigraphic evolution of the Socotra Basin and western part of the Jeju Basin.

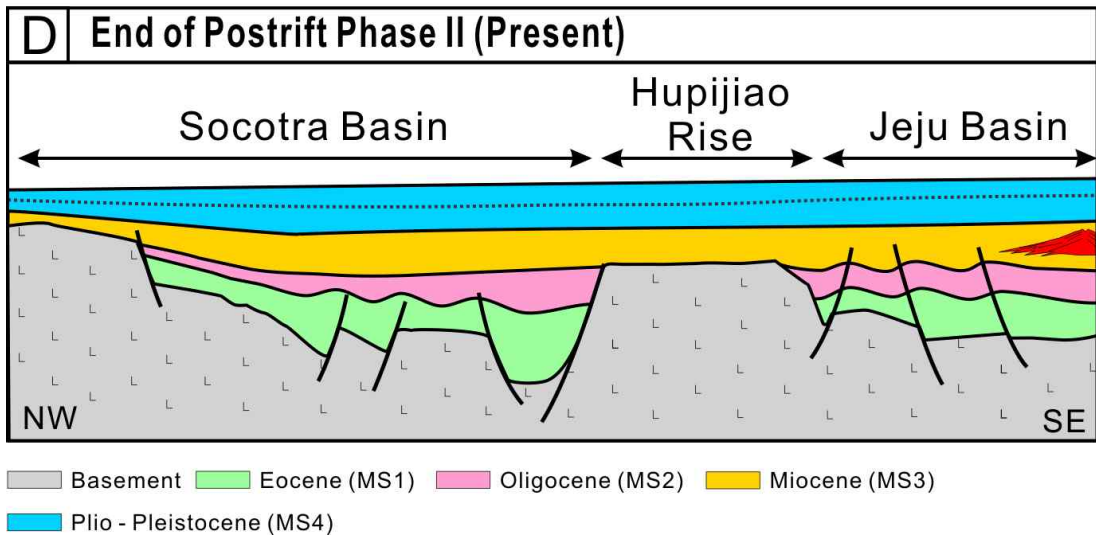
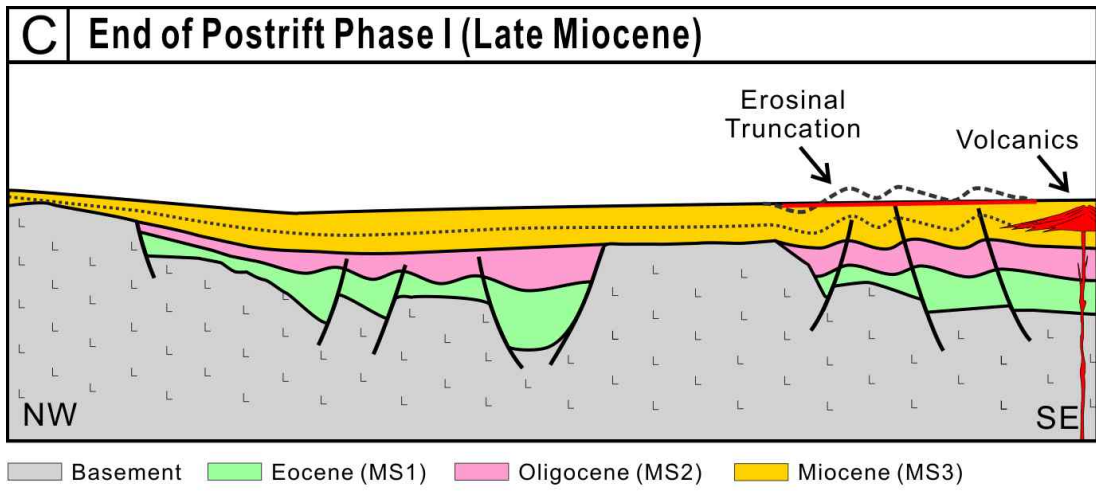


Fig. 31. Continued.

전기 마이오세에 발생한 압축성 지각변형이 종료된 후 지역은 광역적인 침강 단계로 접어들었다. 그로 인해 분지를 포함하는 전 지역에 하성 및 호성 환경이 발달하였고, 이를 통해 공급된 퇴적물들이 쌓여 MS3가 형성되기 시작하였다(Fig. 31C). 이후 지역에는 북서방향으로 해침이 간헐적으로 발생하였고, 점차 해양환경으로 전이되었다.

태평양판의 지속적인 섭입은 후기 마이오세에 연구지역의 동쪽 지역에 새로운 지구조적운동을 야기하였다. 타이완-신지 융기대 동쪽에 위치하는 오키나와 해곡을 형성시킨 후열도 확장이 해곡의 북부부터 시작되었다. 또한 후기 마이오세 말에 압축응력을 발생시킨 롱징운동(Longjing movement)으로 인해 동부지역에는 광역적인 구조역전이 일어났다. 이로 인하여 제주분지와 도미분지 일부지역에서는 습곡, 역단층과 같은 압축성 지질구조가 형성되었다. 구조역전에 의하여 융기된 지역은 침식사박의 영향으로 광역적인 부정합면인 MB4가 형성되었고(Fig. 31C), MS3의 퇴적은 중단되었다. 반면, 서부에 위치하는 소코트라분지에서는 뚜렷한 압축성 구조가 발견되지 않는 것으로 보아 연구지역의 동부에만 영향을 미친 것으로 해석된다.

7.3.4. 후열개단계 2(후기 마이오세-현재)

후기 마이오세 말에 발생한 구조역전 이후 연구지역은 광역적인 침강단계로 접어들었다. 그리고 제주분지와 도미분지가 위치한 지역에서는 국지적인 화산활동이 발생하여 돌출된 형태의 화산기반암체가 형성되었다. 플라이오세부터는 연구지역에 세계적인 해수면 상승에 따라 주요 대양과 연결되었으며, 해성층인 MS4가 퇴적되었다(Fig. 31D).

제8장 결론

연구지역의 2D 탄성과 탐사 및 시추공자료 분석을 하여 동쪽에 제주분지와 도미분지, 서쪽에는 소코트라분지의 층서, 퇴적환경, 지질구조, 지구조발달사를 해석하였다.

남해대륙붕에 발달해 있는 퇴적분지들을 충진하는 퇴적층은 에오세 후기부터 집적된 것으로서, 구조운동 양상의 변화와 관련된 주요 광역부정합면(MB1~MB4)을 경계로 하는 4개의 메가시퀀스(MS1~MS4)로 구분된다. 전반적으로 분지들의 기저는 쥬라기 또는 백악기 화강암질 기반암으로 구성되어 있고, 그 위에 쌓인 퇴적층은 역질 사암, 사암, 이암(세일), 박층의 탄층으로 구성되어 있다. 이 중 마이오세 이전의 퇴적층들(MS1, MS2)은 대부분 기반암고지대에 의해 분리된 소규모 분지에 국한되어 나타나는 특징을 보인다.

소코트라분지는 다수의 정단층 활동을 동반하는 열개분지(rift basin)로 해석되고, 분지의 경계단층에 의하여 형성된 지구대 또는 반지구대 형태로 발달해 있다. 하지만, 제주분지 기반암에서는 독립적인 형태의 정단층이 주로 식별되고 분지확장을 동반한 열개작용으로 형성되는 대규모의 분지 경계단층이나 이와 연계된 썩기형태의 열개동시성 지층의 형상은 발견되지 않는다. 이러한 특징들은 제주분지의 형성이 인장력에 의한 열개작용보다 침강이 우세한 침하분지(sag)의 형태로 발달되었기 때문인 것으로 해석된다.

연구지역에서는 총 3회의 구조역전이 확인된다. 구조역전은 전기 올리고세 동안에 소코트라분지에만 국한되어 발생하였고, 전기 마이오세에서는 소코트라와 제주분지 전체, 후기 마이오세에는 제주분지에서만 발생한 것으로 추정된다. 이러한 특징은 남해대륙붕에 발달해 있는 소분지들을 형성·발달시킨 구조운동의 양상이 각각의 소분지들마다 상이하였음을 지시한다.

MS1(에오세)과 MS2(올리고세)는 열개작용으로 형성된 지구대 또는 반지구대에 국한되어 퇴적되었고, 연구지역에 발달한 지형적 기록을 평탄하게 하였다. 또한 주로 분지의 경계단층면에서 두껍게 나타나고 바깥쪽으로 갈수록 수렴하는 형태를 나타낸다. 이러한 특징으로 미루어 볼 때, MS1과 MS2는 열개동시성 퇴적으로

형성된 것으로 생각된다. 에오세층과 올리고세층이 쌓인 후, 연구지역에 발달해 있는 지구대 및 반지구대 형태의 소분지들은 서로 연결되어 평탄한 지형을 이루었다. 이로 인해 독립된 상태의 배수계들이 서로 연결되었으며, 이를 통해 MS3(마이오세)과 MS4(플라이오-플라이스토세)은 연구지역 전반에 걸쳐 평탄하게 집적된 것으로 해석된다.

참고 문헌

- 권영인, 박관순, 유강민, 손진담, 1995. 제주분지 제삼기 육성층의 층서 및 퇴적물 기원. 한국석유지질학회지, v.3, p.1-15.
- 김은정, 오진용, 장태우, 윤혜수, 유인창, 2008. 남해 대륙붕 도미분지의 탄성파층서와 구조운동. 한국석유지질학회지, v.14, p.53-62.
- 김종수, 이윤오, 공영세, 김주용, 1985. 대륙붕 지질자료 해석연구(제4광구 PZ-1호공의 암석학적 연구). 한국동력자원연구소, 연구보고서(KR-85-16), p.7-30.
- 박관순, 1984. 한국 대륙붕 제 6광구 남부해역의 해저지질 연구, 연세대학교 석사논문, 73p.
- 박영수, 공영세, 최계림, 김승우, 1987. 대륙붕 한일공동개발구역 제5소구 시추공 지질자료 해석연구. 한국동력자원연구소 연구보고서(KR-87-24), p.1-34.
- 봉필윤, 이호영, 권영인, 손진담 외, 1993. 소코트라분지의 석유자원 평가 연구. 석유자원연구(I), 한국자원연구소 연구보고서(KR-93-4A-1), p.3-234.
- 전희영, 최덕근, 봉필윤, 이호영, 1985. 대륙붕 제4광구 PZ-1호공의 미고생물학적 연구, 한국동력자원연구소, 연구보고서(KR-85-16), p.31-71.
- 정태진, 류병재, 박관순, 박근필 외, 2003. 대륙붕 퇴적분지의 석유부존 환경연구. 한국지질자원연구원 연구보고서(KR-03(최종)-14), 181p.
- 오진용, 박관순, 박근필, 1997. 한국 대륙주변부의 퇴적분지 명칭, 대한지질학회지, v.33, p.148-159.
- 오재호, 곽영훈, 정태진, 유병재 외, 1994. 제주분지의 석유자원 평가연구. 석유자원연구, 한국자원연구소 연구보고서(KR-94(C)4-1), p.3-343.
- 유인창, 2001. 국내 자원 탐사 및 개발의 효율성 증대를 위한 통합 층서적 접근, 한국석유지질학회지, v.9, p.24-39.
- 유인창, 김부용, 곽원준, 김기현, 박세진, 2000. 황해 및 인접 지역 퇴적분지들의 구조적 진화에 따른 층서, 한국석유지질학회지, v.8, p.1-43.
- 윤혜수, 이성숙, 이상헌, 김재호, 변현숙, 김기현, 박동배, 1999. 제주분지 거북-1공과 옥돔-1공의 생층서 및 고환경. J. Paleont. Soc. Korea. v.15, no.1, p.43-94.

- 이성동, 오진용, 박명호, 장태우, 2008. 남해 소라 및 복소라 소분지 일대의 탄성파 단면 해석. 한국석유지질학회지, v.14, p.63-73.
- 한국석유개발공사, 1998. 국내 대륙붕 생층서 연구 (제주분지), 조사보고서 (KOR009000002).
- 한국석유개발공사, 2008. 남해 제주분지 시추커팅시료 대자율 분석과 동위원소 연대학적 분석을 통한 화산활동과 분지 발달사 연구, 151p.
- 한국자원연구소, 1997. 국내 대륙붕 종합 기술 평가 보고서(동중국해 분지). 한국자원연구소 연구보고서(KOR009000153).
- 현병구, 구재학, 1980. 대륙붕석유자원연구. 한국자원개발연구소 연구보고서(80-16), 210p.
- Badley, 1985. Practical Seismic Interpretation. D. Reidel Publishing Company, IHRDC, 266p.
- Bally, A.W. (ed.), 1984. Seismic Expression of Structural Styles - a picture and work atlas. Studies in Geology series No.15, American Association of Petroleum Geologists, 3 volumes.
- Cukur, D., Horozal, S., Kim, D. C. and Han, H. C., 2011a. Seismic stratigraphy and structural analysis of the northern East China Sea Shelf Basin interpreted from multi-channel seismic reflection data and cross-section restoration. Marine and Petroleum Geology, v.28, p.1003-1022.
- Cukur, D., Horozal, S., Lee, G. H., Kim, D. C., Han, H. C. and Kang, M. H., 2011b. Structural evolution of the northern East China Sea Shelf Basin interpreted from cross-section restoration. Marine Geophysical Research, v.32, no.3, p.363-381.
- Cukur, D., Horozal, S., Lee, G. H., Kim, D. C. and Han, H. C., 2012. Timing of trap formation and petroleum generation in the northern East China Sea Shelf Basin. Marine and Petroleum Geology, v.36, no.1, p.154-163.
- Engelbreton D. C., Cox, A., Gordon, R. G., 1985. Relative Motions Between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin, Geological Society of America, Special Paper, v.206, p.1-59.

- Frazier, S. B., Choi, S. O., Kim, B. K. and Schwart, D., 1976. Marine petroleum exploratin of Huksan Platform, Korea. American Associatin of Petroleum Geologists Memoir 25, p.268-275.
- Gawthorpe, R. L. and Colella, A., 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. IAS Special Publication v.10, p.113-128.
- Geological Survey of Japan, 1994, Magnetic anomaly map of East Asia, 1:4,000,000.
- Gerdes, K., Labarbarie, M., Tveiten, B., 1988. Basin Analysis and Prospectivity of the East China Sea Area, British Petroleum (BP) Report, London, 75p.
- HADSON, 1989. Well Domi-1 Offshore Korea Stratigraphy and Maturity of the interval 314-3,201 m.
- Harrison, S. S., 2005. Seabed Petroleum in Northeast Asia: Conflict or Cooperation?, Woodrow Wilson International Center for Scholars, Asia Program.
- Hirayama, J., 1991. Total sedimentary isopach maps offshore East Asia. UN ECAFE CCOP, Tech. Bull., v.23, 116p.
- Honza, E., 1976. Ryukyu island (Nansei-Shoto) arc, GH 75-1 and GH 75-5 cruise January-February and July-August 1975, Geological Survey of Japan, 81p.
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C. and Shyu, C. T., 2001. Magnetic inversion in the East China Sea and Okinawa Trough: tectonic implications, Tectonophysics, v.333, no.1, p.111-122.
- Hubbard, R. J., Pape, J., Roberts, D. G., 1985. Depositional sequence mapping as a echnique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential aon a passive continental margin, in O.R. Berg and D. Wooverton, eds, Seismic Stratigraphy II: AAPG Memoir 39, p.79-91.
- Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Melles, J., Suyehiro, K., Urabe, T. and Shimamura, H., 1990. Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding, Geophysical journal international, v.102, no.3, p.631-651.
- JGI Inc, 2005. Regional G&G Study in Joint Development Zone Korea-Japan Continental Shelf. 97p.

- JGI Inc, 2009. Sequence Stratigraphic Study in Xihu Trough, Korea-Japan Joint Development Zone. 343p.
- Jolivet, L., Davy, P. and Cobbold, P., 1990. Right-lateral shear along the Northwest Pacific Margin and the India-Eurasia Collision. *Tectonics*, v.9, no.6, p.1409-1419.
- Kim, C. S., Lee, W. Y., Kim, C. M., Park, K. P., Kim, W. S., Shin, W. C., Lee, H. Y., Choi, O. S., Choi, Y. G., Kim, S. W., Kong, Y. S., Park, Y. S., Choi, K. L., Kwak, Y. H., Son, J. D., Han, J. H., Cheong, T. J., Son, B. K., Bong, P. Y., Lee, H. Y., Choi, S. J. and Chun, H. Y., 1987. Geology and hydrocarbon on the continental shelf of Korea (in Korean), Korea Institute of Energy and Resources, Research Report KR-86-2-22, 204p.
- Kizaki, K., 1978, Tectonics of the Ryukyu island arc, *Journal of Physics of the Earth*, 26(Supplement), p.S301-S307.
- Kong, F., 1998. Continental margin deformation analysis and reconstruction — evolution of the East China Sea Basin and adjacent plate interaction. Dissertation, The University of Texas at Austin.
- Lee, D. S., 1987. Geology of Korea, Kyohak-Sa, Seoul, Korea, 514p.
- Lee, C. S., Shor Jr, G. G., Bibee, L. D., Lu, R. S. and Hilde, T. W., 1980. Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin, *Marine Geology*, v.35, no.1, p.219-241.
- Lee, G. H., Kim, B., Shin, K. S. and Sunwoo, D., 2006. Geologic evolution and aspects of the petroleum geology of the northern East China Sea shelf basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, p.237-260.
- Leeder, M. R. and Gawthorpe, R. L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *Geological Society of London Special Publication* v.28, p.139-152.
- Letouzey, J. and Kimura, M., 1984. Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a backarc basin developed in a continent, *Marine and Petroleum Geology*, v.2, no.2, p.111-130.
- Li, D. and Tao, R., 1992. Petroleum geological characteristics of East China Sea Shelf basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v.55, p.299-310.

- Li, C., Zhou, Z., Ge, H., Mao, Y., 2009. Rifting process of the Xihu Depression, East China Sea Basin, *Tectonophysics*, v.472, p.135-479.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present, *Island Arc*, v.6, p.121-142.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. and Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1 - the depositional sequence as a basin unit for stratigraphic analysis, In: Payton, C. (ed.), *Stratigraphic Interpretation of Seismic Data*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, no.26, p.53-62.
- PEDCO and ZAPEX, 1984. WELL COMPLETION REPORT, 21p.
- Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E., Skogseid, J., 2000, Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins, *Journal of Geophysical Research*, v. 105(B8), p.19335-19351.
- Qin, Y.S. and Zhao, Y. Y., 1987. *Geology of the East China Sea*. Science Publisher, Beijing (in Chinese).
- Qin, Y., Zhao, Y., Chen, L. and Zhao, S., 1996. *Geology of the East China Sea*, Science Press, Beijing, China, 357p.
- Shaw, J. H., Connors, C. D. and Suppe, J., (ed.), 2005. *Seismic interpretation of contractional fault-related folds: An AAPG seismic atlas*, American Association of Petroleum Geologists.
- Shinjo, R., 1999. Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough–Ryukyu arc system, *Chemical Geology*, v.157, no.1, p.69-88.
- Sibuet, J. C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J. P., Hilde, T. W. and Stéphane, J. F., 1987. Back arc extension in the Okinawa Trough, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 92(B13), p.14041-14063.
- Sibuet, J. C. and Hsu, S. K., 2004. How was Taiwan created?, *Tectonophysics*, v.379, no.1, p.159-181.

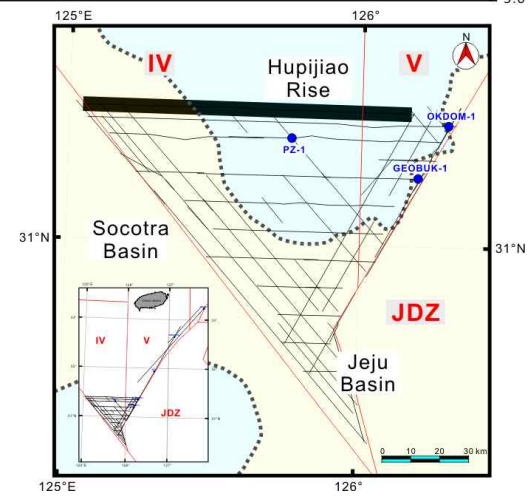
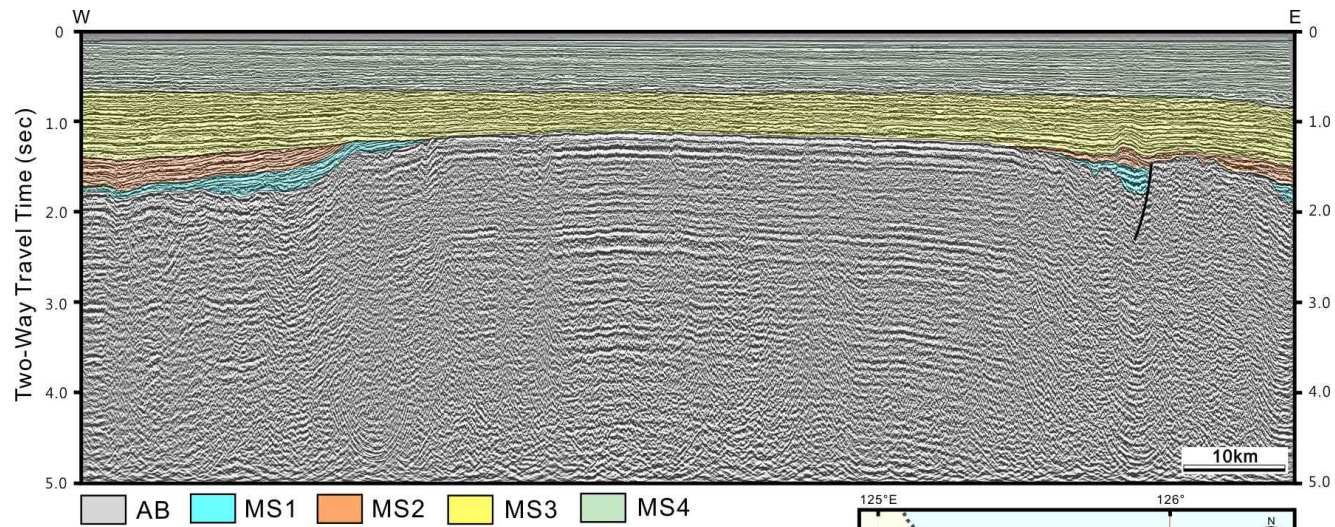
- Silverman, M. R., Wang, Q., Byrd, B. L., Kun, Z. J., Ying, Z. H., Ming, C. and Weimer, P., 1996. 3-D evaluation of the Ping Hufield, East China Sea, in P. Weimer and T. L. Davis, eds., Applications of 3-D seismic data to exploration and production: AAPG Studies in Geology, v.42, p.91-101.
- Uyeda, S. and Miyashiro, A., 1974. Plate tectonics and the Japanese island: a synthesis. Geological Society of America Bulletin, v.85, p.1159-1170.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Backarc opening and the mode of subduction, Journal of Geophysical Research, v.84, p.1049-1061.
- Vail, P. R., 1987. seismic stratigraphy interpretation procedure. In Bally, A.W. ed., Atlas of seismic stratigraphy, AAPG Studies in geology, v.1, no.27, p.1-10.
- Vail, P. R. and Mitchum, R. M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: overview. In: Payton, C. (ed.), Stratigraphic Interpretation of Seismic Data. American Association of Petroleum Geologists Memoir, no.26, p.83-97.
- Wageman, J. M., Hilde, T. W. C., Emery, K.O., 1970. Structural framework of East China Sea and Yellow Sea, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.54 p.1611-1643.
- Wang, Q., 1995. Reservoir delineation using 3-D seismic data of the Pinghu Field, East China Sea (abstract). AAPG Annual Convention Programs and Abstracts, p.102a.
- Xu, J., Ben-Avraham, Z., Kelty, T. and Yu, H. S., 2014. Origin of marginal basins of the NW Pacific and their plate tectonic reconstructions. Earth-Science Reviews, v.130, p.154-196.
- Yang, Q. L., 1992. Geotectonic framework of the East China Sea, In: Watkins, J. S., Zhiqiang, F. and McMillen, K. J. (eds.), Geology and Geophysics of Continental Margins, AAPG Memoir, no.53, p.17-25.
- Ye, J., Qing, H. Bend S. L., Gu, H., 2007. Petroleum systems in the offshore Xihu Basin on the continental shelf of the East China Sea. AAPG Bulletin, v.91, no.8, p.1167-1188.

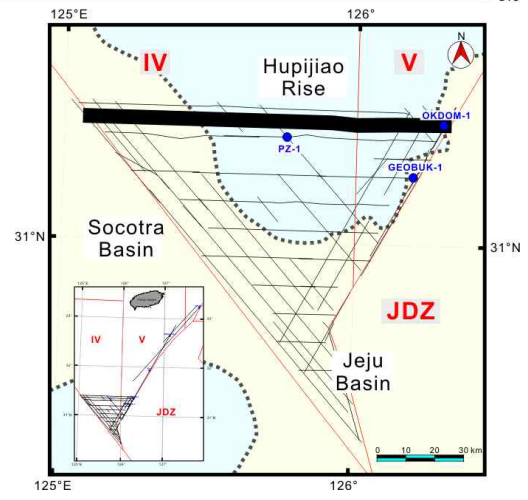
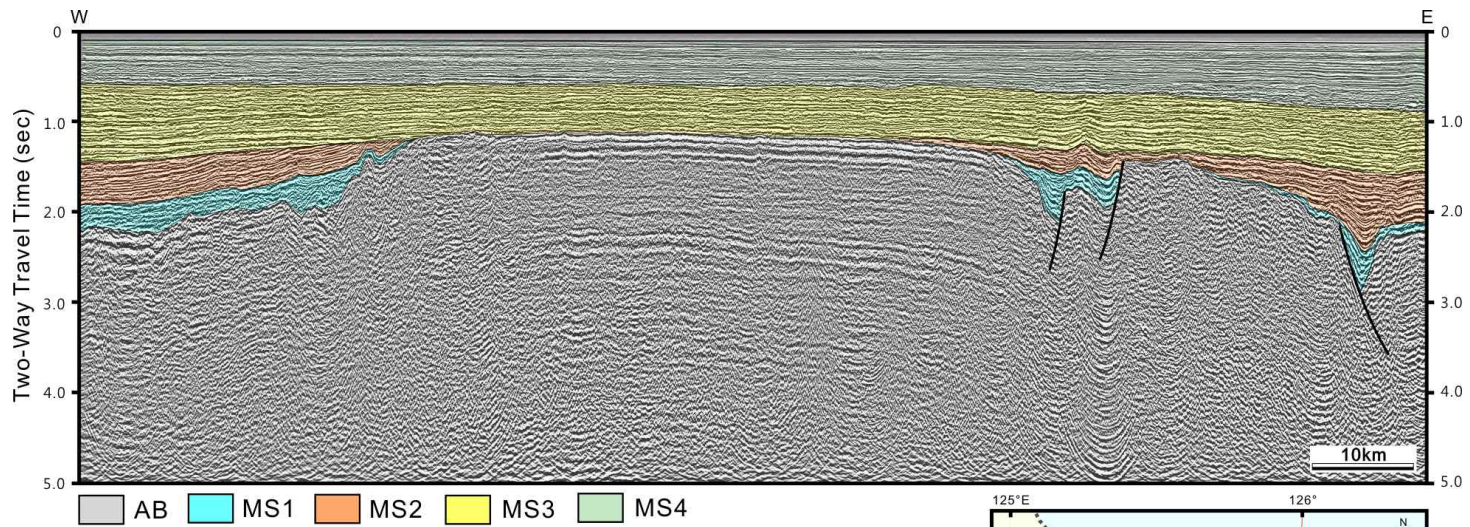
ZAPEX, 1984. PZ-1 well report for PEDCO.

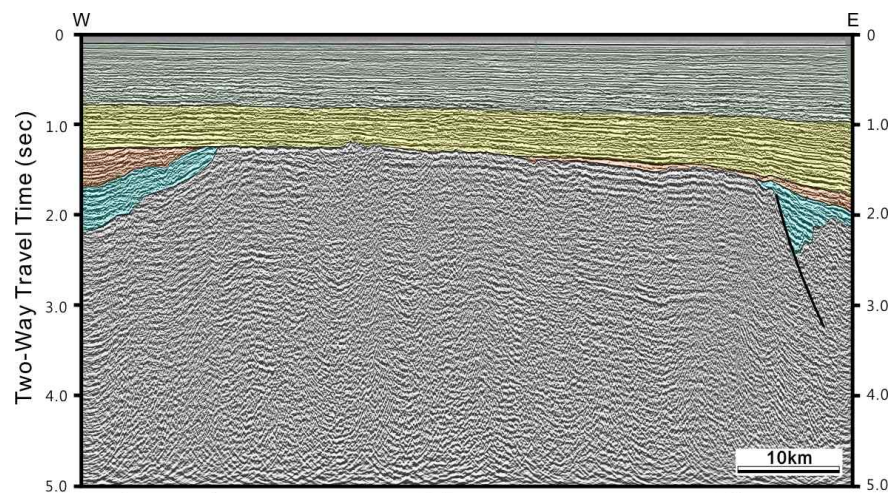
Zhao, J., Tang, J., Bo, Y., 2003. Some opinions on petroleum exploration in Cenozoic East China Sea Basin. *China Offshore Oil and Gas (Geology)*, v.17, p.14-19 (in Chinese).

Zhou, Z., Zhao, J., Yin, P., 1989. Characteristics and Tectonic Evolution of the East China Sea, *Chinese Sedimentary Basins*. Elsevier, p.165-179.

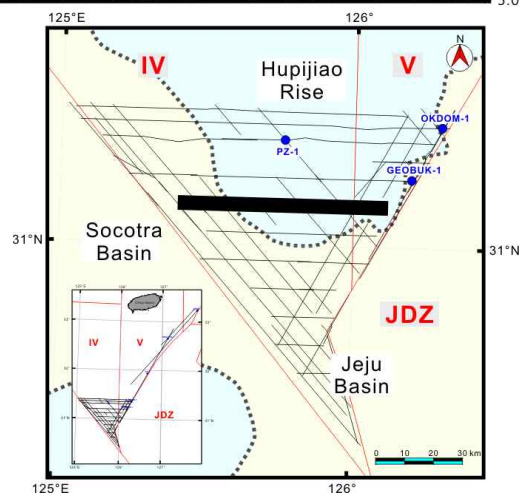
부 록
(탄성과 단면 해석)

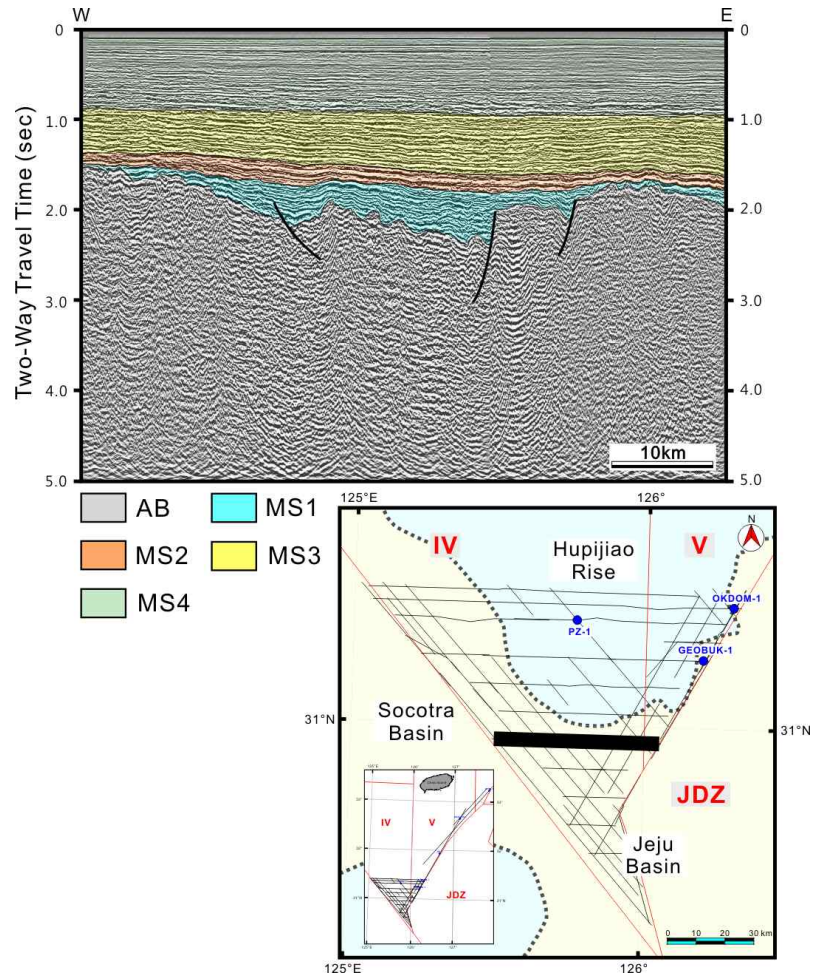


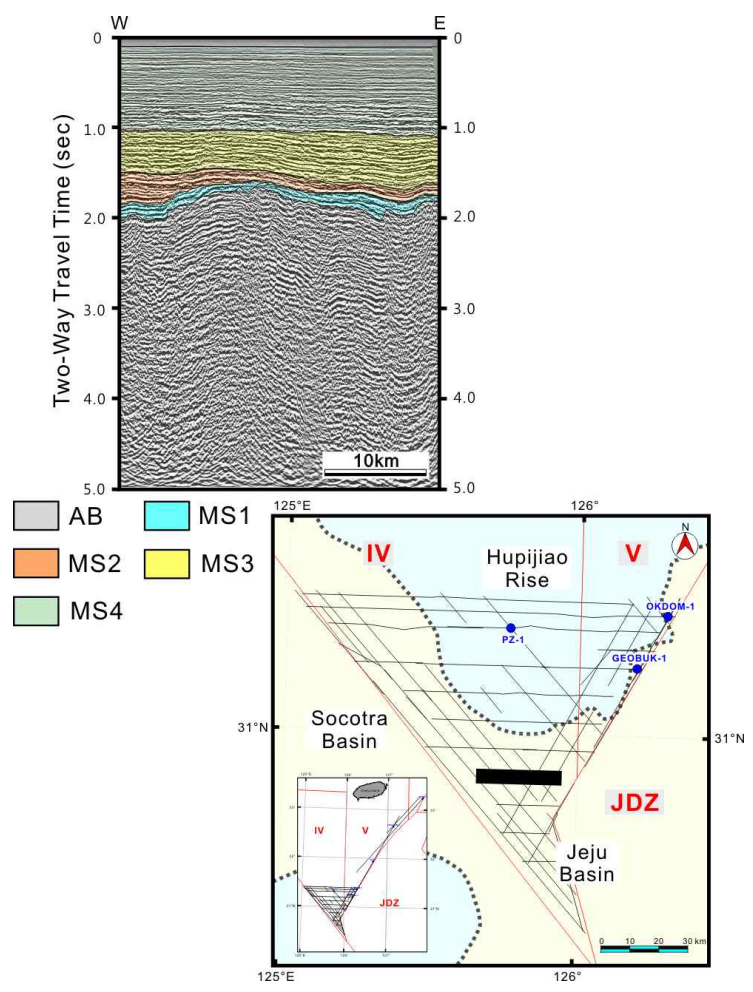


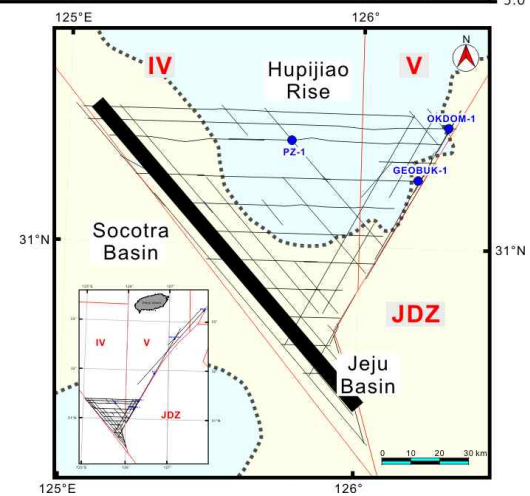
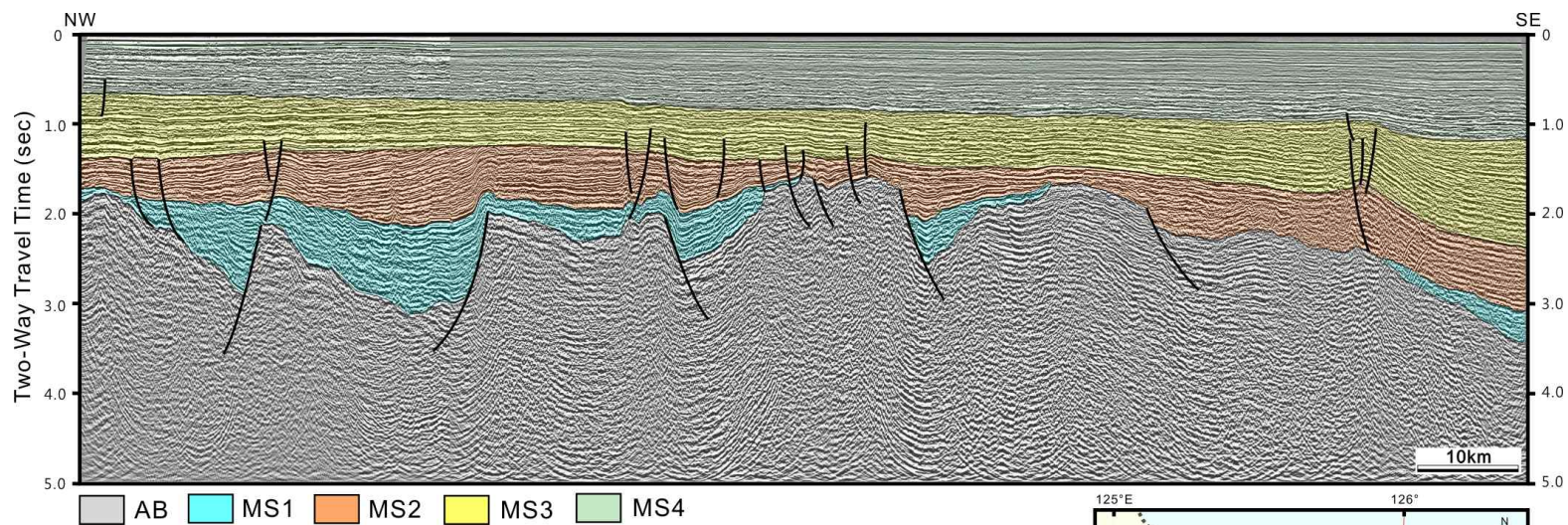


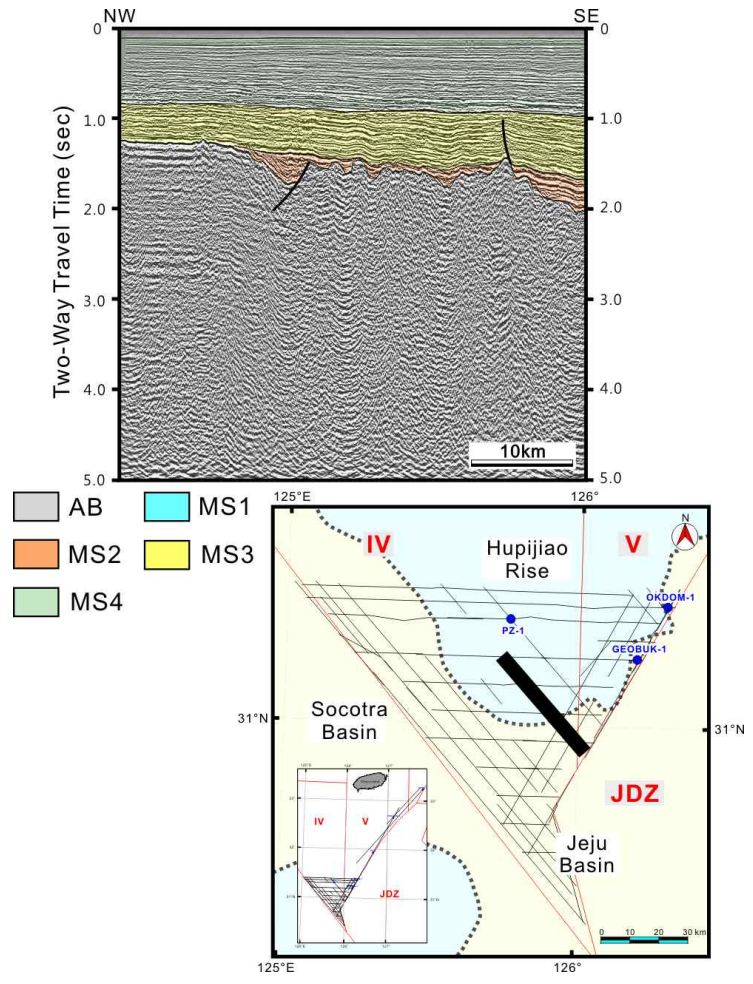
-
 AB
-
 MS1
-
 MS2
-
 MS3
-
 MS4

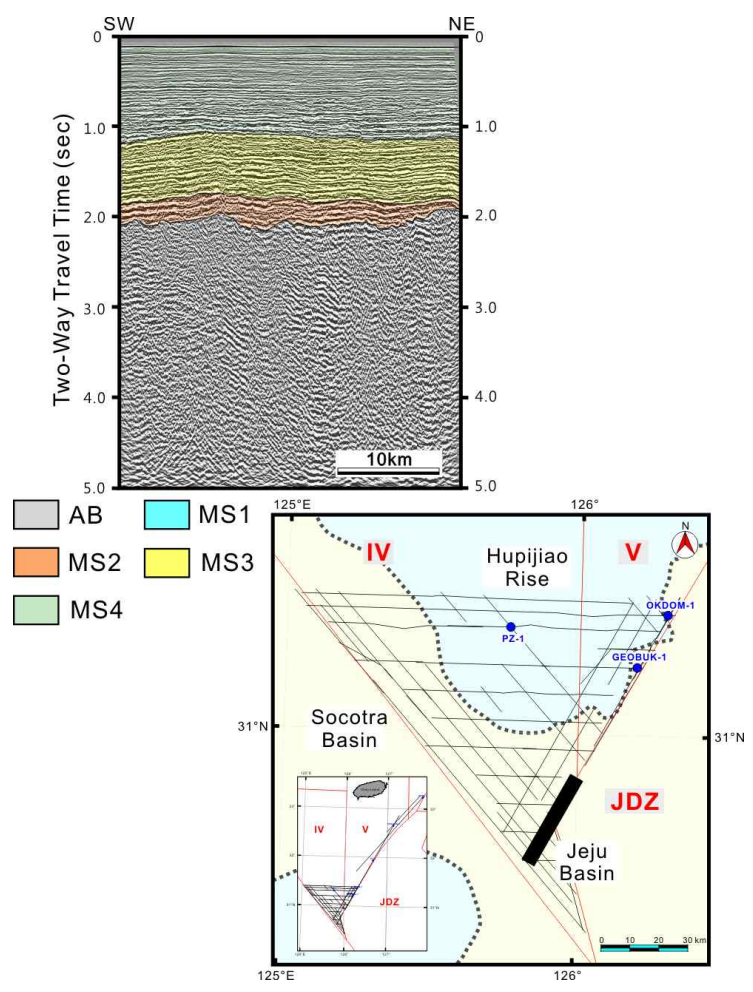


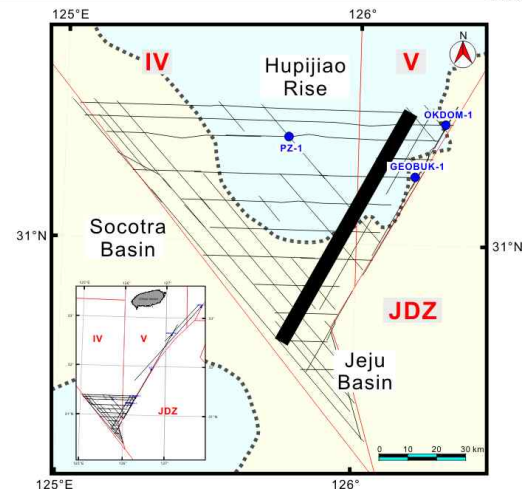
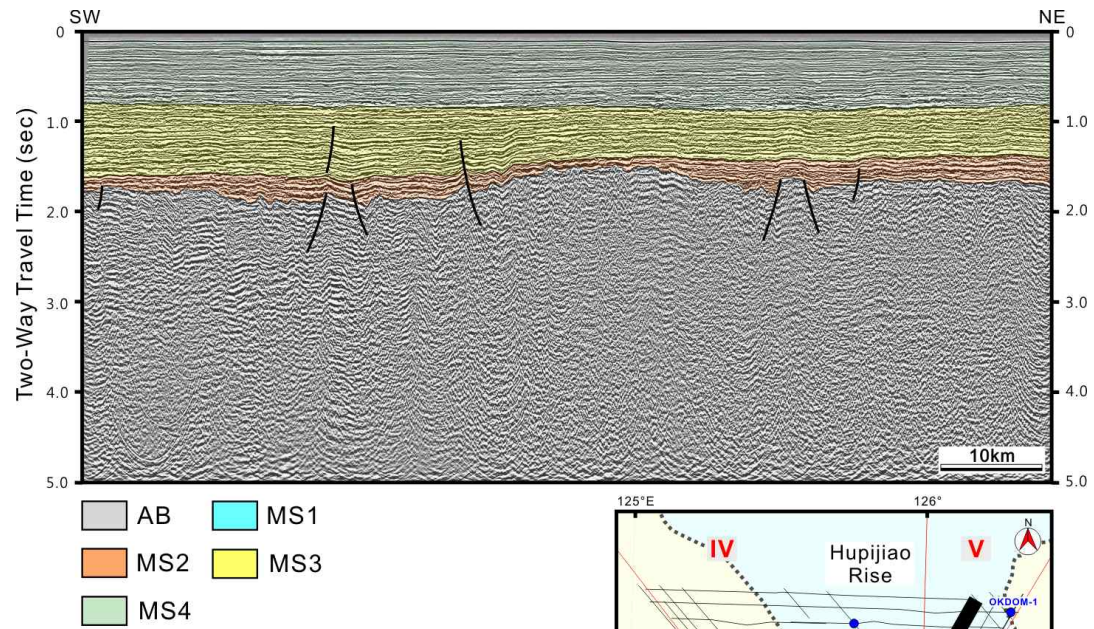


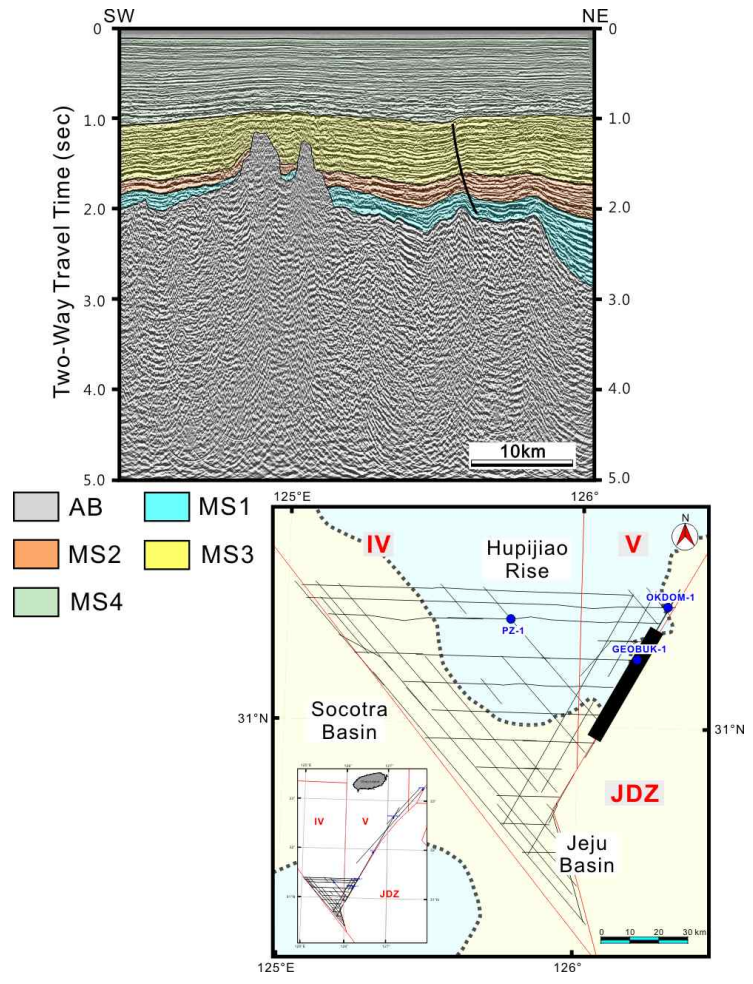












요 약

남해대륙붕에 발달해 있는 퇴적분지들의 층서, 지구조발달, 퇴적환경을 정립하고 이를 바탕으로 분지의 발달과정과 이에 연계된 퇴적환경의 변화를 이해하기 위한 연구가 수행되었다. 이를 위해 한국해양연구소에서 취득한 약 3,150 Line-km에 이르는 2D탄성과자료와 기존 연구들을 통해 분석된 3개의 시추공자료를 활용하였다.

연구지역은 규모가 큰 기반암고지대에 의하여 퇴적분지의 경계가 나뉘며, 소코트라분지, 제주분지, 그리고 도미분지로 구분된다. 퇴적분지내 발달하는 퇴적층의 층서구분은 시추공에서 확인되는 부정합면들을 탄성과 단면에 대비하여 음향기반암상부면과 퇴적층의 주요 부정합면을 경계로 4개의 메가시퀀스로 구분하였다. 연대층서는 시추공에서 분석된 고생물 연구결과에 근거하여 형성연대를 부여하였으며, 최하부 지층의 연대는 최근 국내에서 이루어진 연구들과 중국에서 수행한 연구를 근거로 하여 에오세로 적용하였다.

소코트라분지의 동부는 경계단층에 의한 지구대와 반지구대의 특징이 나타나며, 이는 인장력으로 인해 발생한 열개작용으로 분지가 확장되었음을 지시한다. 그러나 제주분지내 기반암에서는 대규모 분지 경계 단층이나 이와 연계된 썩기 형태의 열개동시성 지층의 형상은 발견되지 않는다. 이러한 특징으로 볼 때 제주분지는 열개작용보다 침강이 우세한 침하분지(sag)로 해석된다.

탄성과 탐사자료의 범위에서 시추공 고생물분석을 통한 각 퇴적층의 퇴적환경은 MS1(에오세)의 상부구간은 육상 저지대 환경, MS2(올리고세)의 하부구간은 lower coastal 환경이고 상부구간은 해양환경, M3(마이오세)의 하부구간은 open lowland 환경이고 상부구간은 middle coastal 환경, MS4(플라이오-플라이스토세)의 하부구간은 shoreface 환경으로, 상부로 갈수록 점차 해양환경으로 전이된 것으로 해석되었다. 또한 지층의 형태는 소코트라분지에서는 에오세, 올리고세 지층이 변형되어 있는 구조로 나타나며, 마이오세와 지층과 경사부정합의 관계를 갖는다. 반면, 제주분지에서는 에오세, 올리고세, 마이오세 지층까지 광역적으로 변형 되어있고, 지층들의 상부경계면에서 뚜렷한 부정합면이 관찰되는 것으로 보아

연구지역에는 적어도 3번 이상의 광역적인 압축작용이 발생하였을 것으로 보인다. 이와 같은 지구조적운동의 변화와 퇴적환경의 변화를 기준으로 하여 총 4단계(열개작용1, 2와 열개후작용 1, 2)로 분지의 발달과정이 설명된다. 후기 백악기에 소코트라분지에서는 초기 열개작용이 시작되어 지구대와 반지구대들을 형성시켰고, 동시기에 제주분지에서는 침강이 발생하였다. 이후 후기 에오세-전기 올리고세에 광역적인 융기와 습곡작용(유관 운동)이 발생하였고 소코트라분지의 초기 열개작용과 제주분지에 발생한 침강작용을 중단시켰다. 전기 올리고세에 소코트라분지의 열개작용과 제주분지의 침강작용은 다시 시작되었고, 이는 전기 마이오세에 발생한 융기작용과 습곡작용에 의하여 중단되었으며, 이후로는 열개후 단계에 해당된다. 전기 마이오세- 후기 마이오세까지 광역적인 침강이 발생하였고, 제주분지 지역에는 후기 마이오세에 구조역전이 발생하면서 중단되었다. 이후 연구지역에는 또다시 광역적인 침강이 발생하였다.

감사의 글

이 논문이 완성되기까지 제게 도움과 격려를 해주신 분들께 깊은 감사의 말씀을 드리고자 합니다. 제일먼저, 많이 부족한 저를 지질학이라는 학문에 입문할 수 있게 해주시고, 학자로서의 삶에 대한 아낌없는 조언을 해주시는 윤석훈 교수님께 감사드립니다. 아직도 턱없이 부족하지만 교수님이 해주셨던 진심어린 얘기들을 항상 가슴속에 새기도록 노력하겠습니다. 또한 학부생 시절부터 대학원 생활을 하는 지금까지도 많은 지식들을 쌓을 수 있도록 좋은 강의를 해주시고 논문 심사에도 따끔한 충고와 진심어린 조언들을 해주셨던 방익찬 교수님, 최영찬 교수님, 이준백 교수님, 그리고 송상근 교수님께도 감사드립니다.

아울러, 2011년 학부생의 신분이지만 온누리호에 승선하여 연구에 사용될 자료를 취득하는 과정들을 경험을 할 수 있게 배려해주시고 연구를 수행할 수 있도록 자료를 제공해 준 한국해양과학기술원 분들께도 감사드립니다.

특히, 5년 가까이 연구실 생활을 하면서 많은 어려움도 있었고 사고도 많이 쳤지만 항상 친형제처럼 옆에서 걱정해주고 배려해줘서 정말 큰 힘이 되어준 연구실 영원한 방장 우석이와 어른스러운 모습과 꼼꼼함에 있어서 저에게 모범이 되어준 영진이, 때론 공부하는 것이 힘들 때 옆자리에서 나에게 웃음을 주는 든든한 홍일점 은옥이, 연구실 귀여운 막내 성현이, 그리고 진심어린 걱정과 조언을 아끼지 않는 기범이형, 석우형 그리고 민철이형 정말 감사드립니다.

그리고, 내 오랜 벗 동빈이, 민섭이 그리고 친형처럼 편하게 대해준 재선이형에게도 감사 전하며, 소프트웨어를 사용하는데 많은 도움을 주신 신영재 박사님, 충북대 연구실 이철우 교수님과 우주환씨께도 깊은 감사의 인사를 드립니다.

마지막으로 저의 영원한 롤모델이자 인생의 스승이신 아버지와 항상 변함없이 아낌없는 사랑을 주시는 어머니, 학자로서의 모범이 되어주는 누나, 그리고 귀여운 막내 은정이에게 이 논문을 드립니다.