

황해 중동부 제4기 퇴적층의 지음향 특성

양우현* · 진재화 · 장성형 · 김성필 · 김현태 · 이치원 · 장정해 · 최진혁¹

한국지질자원연구원 석유·해저부, ¹국방과학연구소

Geoacoustic characteristics of Quaternary stratigraphic sequences in the mid-eastern Yellow Sea

W. H. RYANG*, J. H. JIN, S. H. JANG, S. P. KIM, H. T. KIM, C. W. LEE,
J. H. CHANG AND J. H. CHOI¹

Petroleum & Marine Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM),

P.O. Box 111 Yusong, Science Town, Taejon 305-350, Korea

¹*Agency for Defence Development, Chinhae 645-600, Korea*

황해 중동부 해역(36°00'N~36°45'N, 125°00'E~125°45'E)에 분포하는 퇴적층을 대상으로 획득한 고해상 탄성파 탐사자료(에어건, 스파커, SBP)와 심부 시추시료(YSDP 105, ~64 m 깊이)의 종합분석에 따라, 연구 해역의 층서모델을 설정하고 탄성-음향 모델링을 수행하였다. 층서모델은 탄성과·압·시 층서 단위들을 비교 분석하여 각 지층 단위의 음향학적 특성, 퇴적과정, 생성시기를 규명하였다. 또한 단위층 형성과정을 해수면 변동과 관련지어 순차층서를 복원하였다. 각 순차층은 육성 또는 천해성 기원이며 조립질의 저해수면 퇴적계와 조석 기원 세립질의 해침-고해수면 퇴적계로 구성되어 있다. 탄성-음향 모델링의 매개변수 산출을 위해, 0.5~90 cm 심도 간격으로 측정된 시추코어의 121 개 평균입도 자료를, Hamilton의 회귀식과 퇴적심도에 따른 변화구배를 이용하여, 전밀도(bulk density) 값과 종파속도값으로 변환·계산하였다. 외삽·보정된 121 쌍의 전밀도·종파속도 물성값은 설정된 층서모델에서 제시된 단위층 별로 평균하여 각 단위층의 대표값으로 산출하였다. 퇴적층 내의 탄성-음향 전파 모델링을 위해, 층서모델의 각 단위층에 전밀도와 종파속도의 대표값을 입력 매개변수값으로 부여한 후, 층서 구성 단위층들을 유한 요소격자로 분해하였다. 파선추적법의 컴퓨터 모델링 결과, 탄성-음향의 전파는 층서모델을 구성하는 단위층 경계면의 불규칙성과 저속도층의 다수 존재에 의하여 매우 복잡한 음경로를 보이며, 음원의 위치에 따라 탄성-음파의 암영대가 달리 존재함을 확인하였다.

According to analyses of high-resolution seismic profiles (air gun, sparker, and SBP) and a deep-drill core (YSDP 105) in the mid-eastern Yellow Sea, stratigraphic and geoacoustic models have been established and seismo-acoustic modeling has been fulfilled using ray tracing of finite element method. Stratigraphic model reflects seismo-, litho-, and chrono-stratigraphic sequences formed under a significant influence of Quaternary glacio-eustatic sea-level fluctuations. Each sequence consists of terrestrial to very-shallow-marine coarse-grained lowstand systems tract and tidal fine-grained transgressive to highstand systems tract. Based on mean grain-size data (121 samples) of the drill core, bulk density and P-wave velocity of depositional units have been inferred and extrapolated down to a depth of the recovery using the Hamilton's regression equations. As geoacoustic parameters, the 121 pairs of bulk density and P-wave velocity have been averaged on each unit of the stratigraphic model. As a result of computer ray-tracing simulation of the subsurface strata, we have found that there are complex ray paths and many acoustic-shadow zones owing to the presence of irregular layer boundaries and low-velocity layers.

서론

지음향 모델링은 해저 퇴적층을 통한 음파 전달과정을 모형하기 위해 발달해 왔다(Hampton, 1974; Pace, 1983; Stoll, 1989; Hovem *et al.*, 1990). 이러한 작업은 음파 전달을 제어하는 지층

의 지음향 특성값을 측정·추론·예측한 실제 지층의 종합적인 층서모델과 지음향모델을 필요로 한다. 층서모델은 해저 지층의 2차원 층형 단면과 실제 단위 지층의 윤곽을 설정하며(Hamilton, 1987), 지음향모델은 해저면으로부터 음향 기반암까지 해저지층의 여러가지 음향특성값을 도표화하는 작업이다(Hamilton, 1980; Bachman *et al.*, 1996). 그러한 특성값은 종파·횡파 속도와 음감쇠값, 퇴적물 평균입도, 포화 전밀도, 공극률 등으로 구성된다

*Corresponding author: whryang@kis.kigam.re.kr

(Hamilton and Bachman, 1982).

지음향모델 구성 작업은 크게 두가지 방법론에 의해 접근된다 (Hamilton, 1974): (1) 경험적인 방법론, (2) 수학적 방법론. 경험적인 방법론은 동일한 해저 퇴적환경에서 수집된 지음향 특성값의 방대한 실측 자료의 통계처리에 의해 회귀분석된 방정식을 이용하여, 측정된 퇴적물 물성값에 근거해서 실측하지 못한 특성값을 외삽 또는 추정하는 것이다(Hamilton, 1979; 1980; Hamilton and Bachman, 1982; Bachman, 1985). 수학적 방법론은, 퇴적물과 토질역학 물성값을 실측하여, 종파 · 횡파 속도와 음감쇠값 등을 역확모형을 통해 계산 · 예측해 내는 것이다. 대표적인 예로는 미고화 · 다공성 매질의 역학이론을 세웠던 M. Biot의 이론을 기초로 100% 해수로 포화된 변형 가능한 다공성 매질인 해저지층에 적용한 모형이 잘 알려져 있다(Stoll, 1989; 1998; Badiy et al., 1998).

본 연구에서는, Hamilton(1979; 1980)과 Hamilton and Bachman (1982)의 경험식을 이용하여, 황해 중동부의 제4기 퇴적층을 통한 음전파 경로를 모형하고자 한다. 준대륙붕 바다(epicontinental sea)인 황해는 최근 제4기 동안 여러 번에 걸친 해수면 변동을 경험하였고(Chough, 1983; Jin and Chough, 1998; Chough et al., 2000), 이는 결과적으로 복잡한 층서양상을 야기하였다. 연구해역에서 조밀하게 얻어진 탄성과 단면 자료와 심부시추 코어자료는 제4기 퇴적층의 층서모델뿐만 아니라 합리적인 지음향모델의 구성을 가능하게 하였다. 설정된 두 모델에 근거한 컴퓨터 수치 모형 실험을 통해, 실제 연구지역 내에 존재하는 지층의 불규칙한 불연속 경계면과 저속도층에 의해 야기된 음향 암영대를 예측하고, 복잡한 음경과 경로를 추적하는 모델링이 수행되었다.

본 연구는 해양지질, 지음향, 지구물리의 각 연구과정을 연계하여,

연구 해역의 해저지층 음전파 연구에 대한 종합적인 접근을 최초로 시도하였다. 이러한 해저 퇴적층의 측정값을 변환 · 외삽하여 보정하는 작업은 우리나라 연구해역의 지음향 환경 매개변수값의 산출에 도움을 줄 것이다. 또한 지층의 특성값이 부여된 층서모델에 기초한 음전파 추적 모델링 작업은 잠수함이 해저에서 지층을 통해 전파하는 저주파 음파 탐지에 도움을 줄 것이다.

연구 해역

황해는 우리나라와 중국의 육지에 의해 부분적으로 둘러 싸여진 천해성 준대륙붕 바다(~55 m 평균수심)이다. 제4기 동안 빙하기원 범수면(glacio-eustatic) 변동(예, Chappell and Shackleton, 1986; Ruddiman et al., 1989; Pinter and Gardner, 1989)은 황해와 주변해의 퇴적작용에 매우 큰 영향을 미쳤다. 중국 연안 심부시추 자료는 플라이스토세동안 반복되는 해침과 해퇴 환경에서 쌓인 육성층과 천해성 퇴적층이 중첩된 양상을 보인다(Yang and Lin, 1991; Li et al., 1991; Marsset et al., 1996). 마지막 최대 빙하기 동안, 해수면은 대륙붕단 근처에 위치한 제주도 부근까지 하강한 바 있다(inset in Fig. 1A). 이후, 이어지는 해침동안에는 대부분의 저해수면 침식곡은 초기 해침 연하구 퇴적물로 완전히 충전되고, 해침 후기동안 형성된 해침기원 모래 박층으로 피복되었다(Lee and Yoon, 1997; Jin and Chough, 1998).

연구 지역은 수심 범위가 40~80 m이며, 동쪽으로 우리나라 서해안에 접하며, 서쪽으로는 황해 중심부에 접해 있다(Figs. 1A and 2). 해저면 상태는 근해 지역에서 상대적으로 편평한 반면, 외해에서는 북쪽 방향으로 소멸되는 북동-남서 방향의 등성이-장곡(ridge-and-swale) 지형 특징을 보인다. 연구 지역의 퇴적물은 매년 5.6

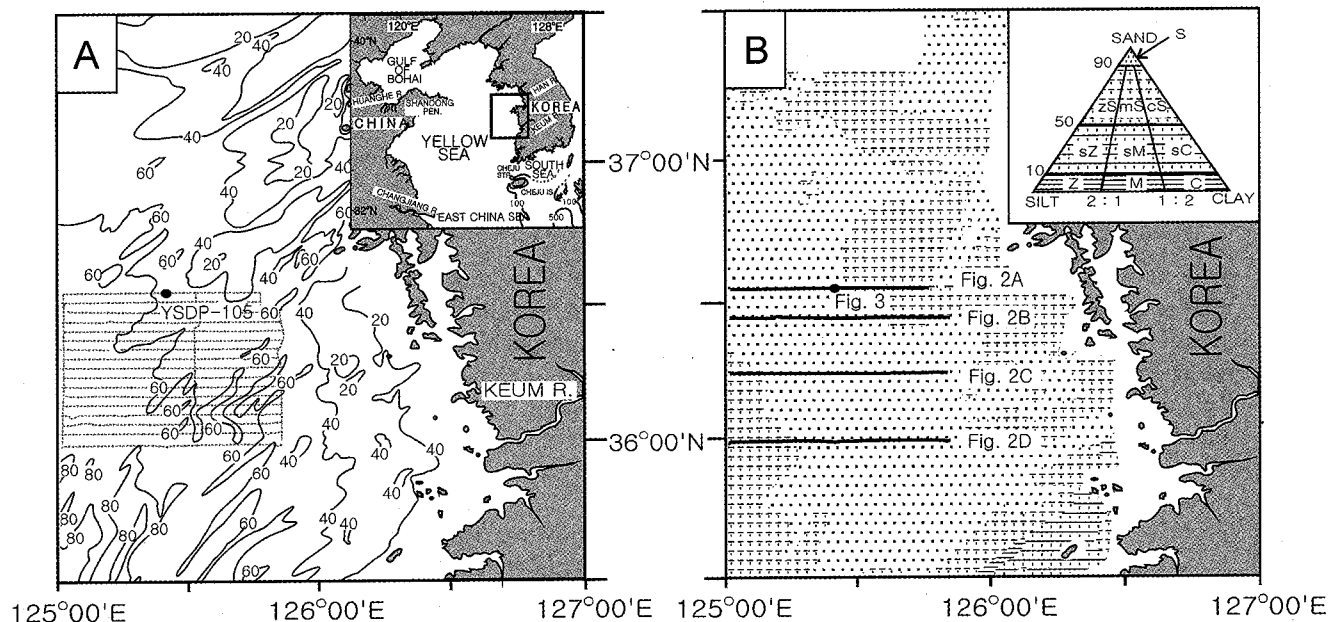


Fig. 1. Geographic location, bathymetry (A) and surface sediment distribution (B) of the study area located in the mid-eastern Yellow Sea (contours in meters). (A) The seafloor deepens progressively westwards with the water depth range of 20–80 m. Note tracklines (---) for seismic profiles and position of a deep-drilled hole (YSDP-105: 36°33.994'N, 125°27.152'E; ~64 m deep). (B) Muddy sediments are present in the nearshore area and the westernmost offshore area, whereas the rest is covered with sand. Note that four seismic profiles (bold tracklines) are selected for citation in the text.

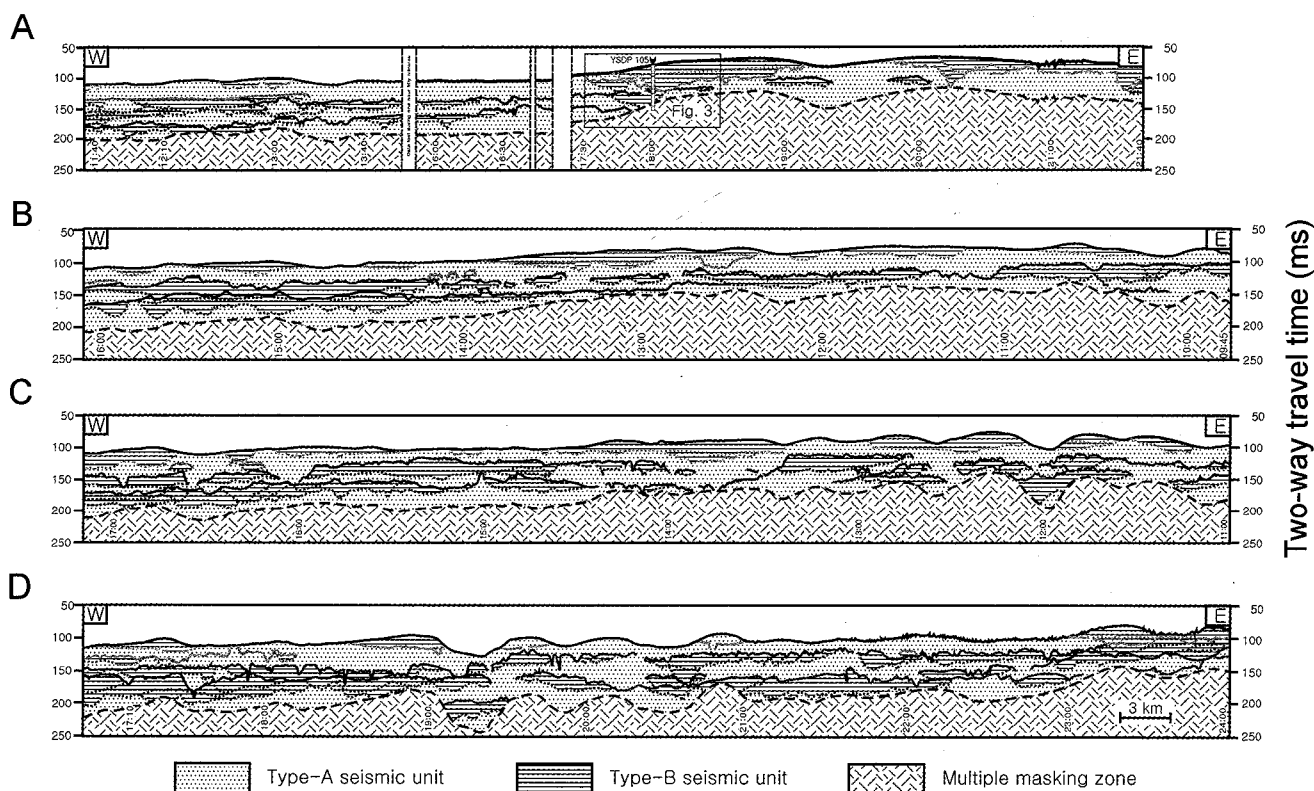


Fig. 2. Seismic profiles and interpretation (See Fig. 3 for locations). Note the marked contrast between chaotic seismic facies of Type-A unit (bold lines at base) and non-chaotic seismic facies of Type-B unit (the lowest dot lines at base). Type-B unit is further divisible into subunits of various seismic facies. Parallel-to-subparallel and clinoformal facies is characterized by a sheet- or wedge-like geometry, whereas fill facies within erosional hollows display more variable reflection configuration. Type-A units and the overlying Type-B units are interpreted as lowstand systems tract (LST) and transgressive-highstand systems tract (TST-HST), respectively, such that the neighboring two units can be organized into a depositional sequence. (A) The first sequence boundary (sequence boundary) in descending order is extremely flat in the northeastern part. Note the rare case showing chaotic seismic facies within transgressive-highstand systems tract that are acoustically parallel to subparallel stratified. (B) The second sequence is characterized by a small proportion of transgressive-highstand systems tract comprising a few numbers of seaward-restricted isolated lenses. (C) In the third sequence, Type-A unit (lowstand systems tract) terminates seawards in a wedge-like form. (D) Offshore, lowstand systems tracts poorly develop such that transgressive-highstand systems tracts tend to merge across sequence boundaries. Note isolated lowstand incised-valley fills. Note also that the transgressive systems tract is further divisible into subunits, based on minor erosional surfaces.

$\times 10^6$ ton의 육성 퇴적물을 배출하는 금강으로부터 기인하는 것으로 알려져 있다(Lee and Chough, 1989). 세립질($>4\phi$) 퇴적물의 일부는 조류와 하계연안류(summer-season coastal currents)를 따라 해안선과 평행하게 북쪽으로 이동·퇴적되며, 그 결과로 내해 지역에서는 니질 퇴적물의 조각형 분포(patch)가 형성되어 있다(Lee, 1991) (Fig. 2B). 외해 지역에 넓게 분포하는 모래 박층은 홀로세 해침동안 재동된 잔류 퇴적물로 해석된다(Lee *et al.*, 1988). 외해 바깥 지역의 니질 퇴적물은 황해-기원 뿔의 일부이며, 이들은 황해 중심축을 따라 분포한다(Milliman *et al.*, 1985a, b).

연구재료 및 방법

본 연구는 황해 중부 해역($36^{\circ}00'N \sim 36^{\circ}45'N$, $125^{\circ}00'E \sim 125^{\circ}45'E$)에 분포하는 퇴적층을 대상으로 하였으며, 층서 연구의 재료로서 고해상 탄성과 탐사단면 자료(에어건, 스파커, SBP)와 심부지층 시추 코아(YSDP 105, ~64 m)를 이용하였다(한국자원연구소,

1992, 1993, 1996)(Fig. 1). 탄성과 탐사단면에 나타난 지층 경계면, 지층 내부 반사형상, 지층의 기하학적 외형 등을 기준으로 탄성과 층서단위를 구분하고 분류하였다. 시추공(YSDP 105; $36^{\circ}33.994'N$, $125^{\circ}27.152'E$; 심도 64 m)으로부터 획득된 시추코아는 수직방향으로 절개하여 사진촬영·기재하였으며, 편형시료를 채취하여 연X선 촬영하였다. 0.5~90 cm 간격으로 부시료를 채취하여 체질($<4\phi$)과 피벳팅($>4\phi$)방법으로 조직분석을 하였고, 탄소동위원소를 이용한 퇴적물의 연대측정을 실시하였다. 이러한 코아 분석치들에 기준하여 퇴적상을 분류하고 구분된 퇴적상들로 구성된 압층서 및 시층서 단위를 구분하였다. 탄성과 암·시층서 단위들을 비교 분석하여 각 지층단위의 음향학적 특성, 퇴적과정, 생성시기를 규명하고 순차층으로 재구성된 층서모델을 구성한 후, 해수면 변동과 관련된 단위층 형성 과정을 복원하였다.

0.5~90 cm 간격으로 실측된 YSDP 105 시추공의 121개 평균 입도 자료를, Hamilton and Bachman(1982)이 제안한 대륙주변부 퇴적물 회귀식을 이용하여, 전밀도(bulk density) 값과 종파속도값

으로 변환·계산하였다. 퇴적심도에 따른 전밀도 변화구배와 음파속도 변화구배는 Hamilton(1979; 1980)이 제안한 육성기원 퇴적물 경험식을 적용하여 외삽·계산하였다. 추산된 121개의 전밀도와 종파속도 물성값은, 퇴적학적 연구에 의해 설정된 층서모델에 근거하여, 단위층 별로 평균하여 산출하였다. 퇴적층을 통한 탄성-음향 파선추적을 위해, 층서모델의 각 단위층에 밀도와 속도값의 지음향 특성값들을 부여하고, 층서 구성 단위층들을 유한요소 격자로 분해하였다. 그 후 컴퓨터를 이용하여 다양한 음원 위치에서 인공 음원을 발사하고 음경로를 파악하는 파선추적법의 모형 실험을 실시하였다.

층서 모델

탄성과 층서

탄성과 반사법 탐사단면에 나타난 지층 경계면, 지층 내부 음향 반사형상, 지층의 기하학적 외형 등을 기준으로, 황해 중부 해역의 퇴적층은 크게 A형 및 B형의 두 종류 단위층으로 나눌 수 있다. 각 단위층은 해저면하에서 거의 일정한 분포심도를 보인다(Fig. 2). A형 층서단위는 불연속적이고 저주파(low frequency)의 음향 반사면들이 무질서하게 내재된 무질서 음향상(chaotic seismic facies)으로 분류할 수 있다(Fig. 3). B형 층서단위는 준 지층 경계면(minor bounding discontinuities)들로 둘러싸인 상태로 다양한 기하학적 외형과 음향 반사형상을 보이는 부 층서단위(subunit)들로 구성되는 것이 특징이다(Fig. 3). 이 부 층서단위들은 판상 또는 썰기상 외형을 갖는 준평행 또는 경사 음향상(subparallel or clinoformal facies)에 해당되거나 침식곡 충전상(fill facies)에 해당한다. 특히 침식곡 충전상은 투명(transparent), 복잡(complex), 중첩저지(hollow-in-hollow), 부분 무질서(partly chaotic) 등 다양한 반사형상을 보인다.

B형 층서단위의 다양한 음향상에도 불구하고, A형과 B형의 층서단위를 구분하는 주 지층경계면(major bounding discontinuities)은 A형 층서단위에서 보이는 무질서음향상과 B형 층서단위의 기타 음향상이 큰 차이점을 보이므로 비교적 쉽게 인식된다. 형태가 같은 두 개의 층서단위가 병합된 경우에는 지층 경계면 식별에 다소 어려움이 발생하는데, B형의 층서단위가 병합된 경우에는 주 지층경계면의 측면연장성이 가장 좋고, 준 지층경계면들이 모두 이 경계면에 수렴하는 특성을 보이므로 비교적 쉽게 식별해 낼 수 있다. A형의 층서단위가 병합된 경우에는 이웃하는 축선의 탄성과 단면에서 주 지층경계면 식별의 근거를 찾을 수 있다. 즉 어떤 축선의 탄성과 단면에 B형의 층서단위가 협재하면 각 층서단위들의 지하심도가 거의 유사하다는 특성에 근거하여 식별된 주 지층경계면을 일정하게 측면으로 외삽할 수 있기 때문이다.

이러한 층서단위 구분 기준에 따르면 외해역에서 B형 층서단위들은 보통 10~40 m의 층후와 양호한 측면연장성을 갖고 크게 판상의 외형을 보인다. B형 층서단위의 하부 경계면은 매우 침식적이며 큰 굴곡을 갖기 때문에, 그 하부의 A형 층서 단위는 대부분 불연속적이고 층후의 변화가 심하다(Figs. 2 and 3). 외해역에서 내해역으로 가면서 A형 층서단위의 층후는 증가하고 B형 층서단위의 층후는 감소하여, 층서단위 분포 특성의 역전 현상이 보인다. 즉 A형 층서단위들이 양호한 측면연장성을 갖고 크게 판상의 외

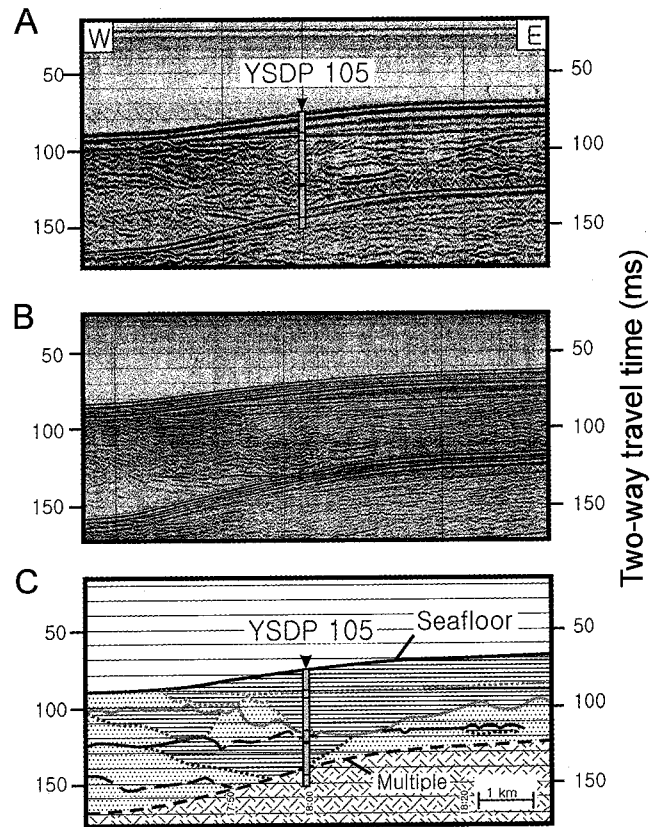


Fig. 3. Air-gun (A) and sparker (B) profiles, and interpretation (C) around the deep-drill hole of YSDP 105. Airgun-sound source highlights the contrast between acoustic characters of Type-A and -B units, sparker signals help an easier recognition of Type-B units including high-amplitude internal reflectors. The hole of YSDP 105 was drilled into four seismic units among six units (Type A or B) lying above the seabed multiple. The six units represent three depositional sequences (bold lines at base).

형을 보이는 반면, B형 층서단위는 A형 층서단위의 침식적 하부 경계면의 특성에 의하여 썰기 또는 렌즈형의 외형을 갖고 서로 격리된 단편들로 분포하게 된다. 경우에 따라 B형 층서단위는 곡형의 외형을 갖고 서로 격리된 충전상(fill facies)들로 구성된다. 침식 절단면(erosional truncation) 구조가 이 충전상(fill facies) 상부에서 흔히 관찰된다. 이러한 침식작용에 의해 B형 층서단위가 완전 삭박된 경우는 A형 층서단위들이 수직적으로 병합되어 각 단위의 식별이 용이하지 않다.

순차층서 복원 및 층서 모델

A형의 탄성과 층서단위의 주요한 특징 중 하나는 하부 경계면이 매우 침식적인 것으로 각 층서단위들의 분포상황으로 미루어 황해 중부 해역에 광역 침식면들이 존재하고 있음을 알 수 있다. 이러한 구조는 해퇴기에 대륙붕 지역의 대기 노출과 더불어 발달된 하성 환경에서 하천 침식망이 형성되면서 발달하는 광역 부정합면의 특징과 유사하다(Posamentier *et al.*, 1988; Mitchum and Van Wagoner, 1991; Nummedal *et al.*, 1993). A형의 탄성과 층서단위는 주로 저해수면 시기에 육상 또는 연안환경에서 생성된 퇴

YSDP-105

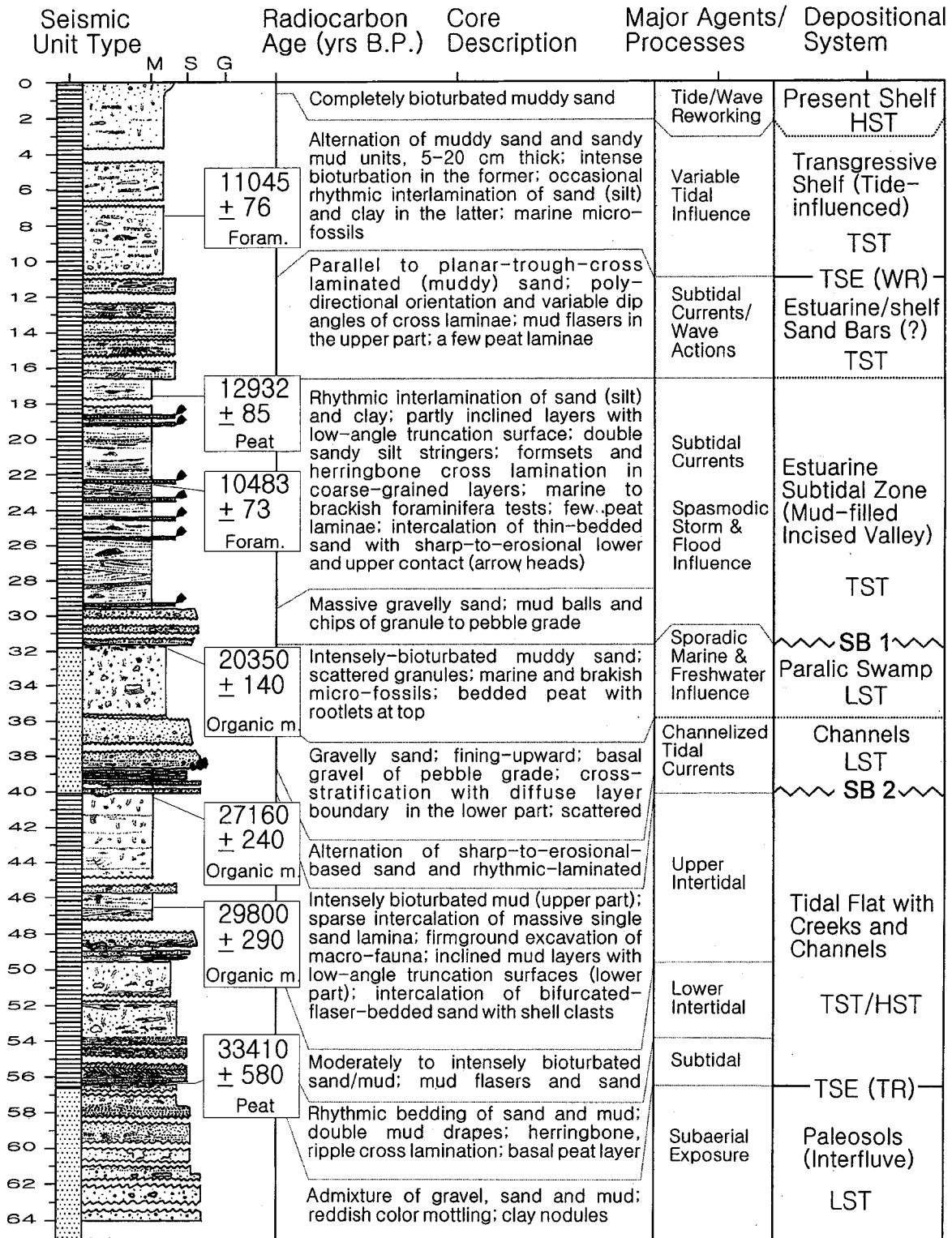


Fig. 4. Analysis results of drill cores YSDP 105 (Fig. 1 for location). Based on comparison of seismic- and litho-facies, Type-A unit consists largely of clast-rich non-marine to paralic sediments, whereas Type-B unit mostly comprises tidal fine-grained sediments. Radiocarbon ages of the sediments are less than 35,000 years B.P. Three depositional sequences are recognized from the core analyses, which formed during the fifth to sixth-order sea-level fluctuations. HST: highstand systems tract; TST: transgressive systems tract; LST: lowstand systems tract; TSE (WR): transgressive surface of erosion (wave ravinement); TSE (TR): transgressive surface of erosion (tidal ravinement).

적상으로 구성되어 있고 역을 함유하는 조립질 퇴적상을 포함하고 있다(Fig. 4). 고해상 탄성과 탐사 자료는 퇴적층의 암질을 잘 반영할 수 있어 이처럼 역질 입자가 우세하고 층리가 불연속적인 경우 무질서 반사형상을 보이는 경우가 많다(Evans *et al.*, 1995). 그러므로 A형의 탄성과 층서단위는 시추공의 퇴적단위에서 확인된 바와 같이 역질 입자가 풍부하고 주로 하성 또는 연안의 매우 얇은 수심 하에서 퇴적된 저해수면 퇴적계(lowstand systems tract)로서 그 하부 경계면의 대부분이 순차층의 하부 경계면을 나타내고 있는 것으로 해석된다.

B형의 층서단위 역시 매우 침식적인 하부 경계면을 갖는데, 이 층서단위들이 전반적으로 투명 반사형상을 보이거나 또는 고주파, 고진폭 반사면(high-frequency, high-amplitude reflector)들을 많이 내재하는 것으로 미루어 니질 입자가 우세한 퇴적물임을 강하게 시사하고 있다. 코아에서 확인된 바와 같이, 이 니질 퇴적물은 대부분 조류의 영향하에 형성된 것으로 해침-고해수면 퇴적계 다발(transgressive systems tract)에 속하고, 따라서 B형 층서단위 하부의 침식경계면은 해침 초기 조류침식에 기인한 것이다.

각각의 A형과 B형의 탄성과 층서단위를 종합적으로 판단하면, 인접하는 하부 B형, 상부 A형의 탄성과 층서단위 한 쌍은 한 주기의 완전한 해수면 변동 내에서 퇴적된 하나의 순차층으로 해석된다. 따라서 시추공 주변의 탄성과 단면에서 인식되는 총 6개의 탄성과 층서단위는 인접하는 A형과 B형의 탄성과 층서단위를 하나씩 묶어 하나의 순차층으로 정의할 때, 총 3개의 순차층을 나타내고 있다. 또한 비록 시추시료에 의해 확인되지 못했지만, 탄성과 단면상에서는 순차층 III 하부와 그 하부의 해저면 이중잡음 영역 사이에 2 쌍의 A, B형 탄성과 단위가 반복적으로 분포하고 있음이 관찰된다(Fig. 2). 상부 순차층 I, II, III에서 확인된 바와 같이, 이 탄성과 단위들은 추가적인 2개의 순차층(IV와 V)으로 해석할 수 있다. 따라서 연구해역에서는 총 5개의 순차층이 확인되었다. Fig. 5는 이러한 순차층이 연구해역에 분포하고 있는 상황을 도식적으로 표현한 층서모델이다.

이상의 층서모델 구성에서 나타나는 지층의 주요한 특징을 요약하면 다음과 같다: 1) 전반적으로 조립질이며 혼성퇴적물로 구성된 저해수면 퇴적계와 세립질이 아주 우세한 해침-고해수면 퇴적계가 서로 교호하며 분포하고, 2) 각 퇴적계는 거의 일정한 분포 심도를 가지며 해저면과 평행하게 분포하고, 3) 두 종류의 퇴

적계 모두 침식에 의해 측방으로 불연속적인 경향을 보이며 매우 기복이 심한 하부 경계면을 갖는다. 탄성과 단면과 시추 코아에 대한 자세한 퇴적상 분석과 순차층서학적 해석은 Jin *et al.*(2001)을 참조할 수 있다.

지음향 특성값

지음향 특성값 연구는 탄성-음향 모형 실험을 위한 음향 임피던스(acoustic impedance)를 구성하는 평균 종파속도와 각 단위층의 전밀도값의 산출에 중점을 두었다. 모형실험에 사용될 지음향 특성값으로서 실제 측정된 속도와 밀도값을 사용할 수 없었다. 왜냐하면, 1996년 시추 획득된 YSDP 105 코아는 퇴적환경 복원의 목적으로 분석되었으므로, 다양한 지음향 특성값들이 실측되지 않았기 때문이다. 대신, 0.5~90 cm 간격으로 촘촘히 측정된 121 개의 평균입도 자료를 사용할 수 있었다(한국자원연구소, 1996)(Fig. 6). Hamilton and Bachman(1982)에 의해 천해 대륙주변부 퇴적환경에서 회귀분석된 경험식을 이용하여 종파속도값과 전밀도값을 계산하였다.

$$\rho(\text{g/cm}^3) = 2.374 - 0.175 M_z(\phi) + 0.008 M_z^2 \quad \sigma = 0.11$$

$$V_p(\text{m/s}) = 1952.5 - 86.26 M_z(\phi) + 4.14 M_z^2 \quad \sigma = 29$$

이렇게 변환된 특성값은 Hamilton(1979; 1980)의 퇴적심도 [d (m)]에 따른 전밀도 변화구배 [$P_2 = P_1 + d \times 0.00135$]와 음파속도 변화구배 [$V_{p2} = V_{p1} + d \times 1.23$] 경험식에 따라 외삽·계산하였다(Fig. 7).

층서모델의 지층은 탄성과 층서와 암·시추서 연구에 의해 설정된 지층경계면을 기준으로 11개의 단위지층으로 나누었다(Fig. 5). 연구지역에 시추공이 한 개뿐이므로, 퇴적환경에 따른 점이적인 물성값을 층서모델의 각 지층에 부여하기는 어렵다. 그러므로 각각의 단위지층 물성값은 시추자료에서 획득된 평균입도의 변환 물성값을 층서연구 결과에 따라 온전히 연장하여 적용하였다(Fig. 5). 단위지층의 변환 물성값은 층서모델에서 보여주는 층서적 위치와 연장성을 기준으로, 시추자료의 퇴적심도에 따른 물성값 변화구배 경험식에 따라 외삽하여 계산한 후, 각각의 단위지층 별로 평균하여 산출하였다(Table 1). Fig. 7은 YSDP 105 시추위치의 퇴적심도변화에 따른 단위지층 1~7, 11(Fig. 5)

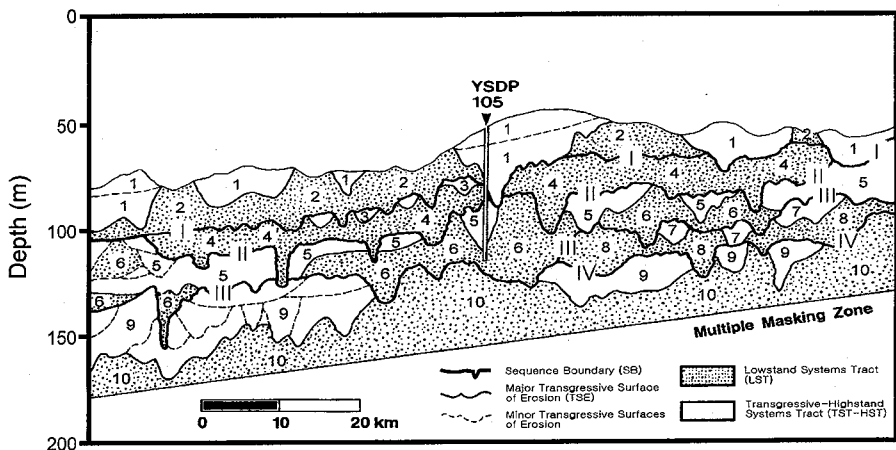


Fig. 5. A schematic diagram showing an aggradational stacking of five high-resolution sequences with well-partitioned portions of clast-rich non-marine to paralic lowstand systems tract and fine-grained tidal-influenced transgressive-highstand systems tract. Each sequence has the numbered type-I unconformity at base. Extrapolated values of P-wave velocities and bulk densities (cf. Table 1) are assigned to each unit of the stratigraphic model.

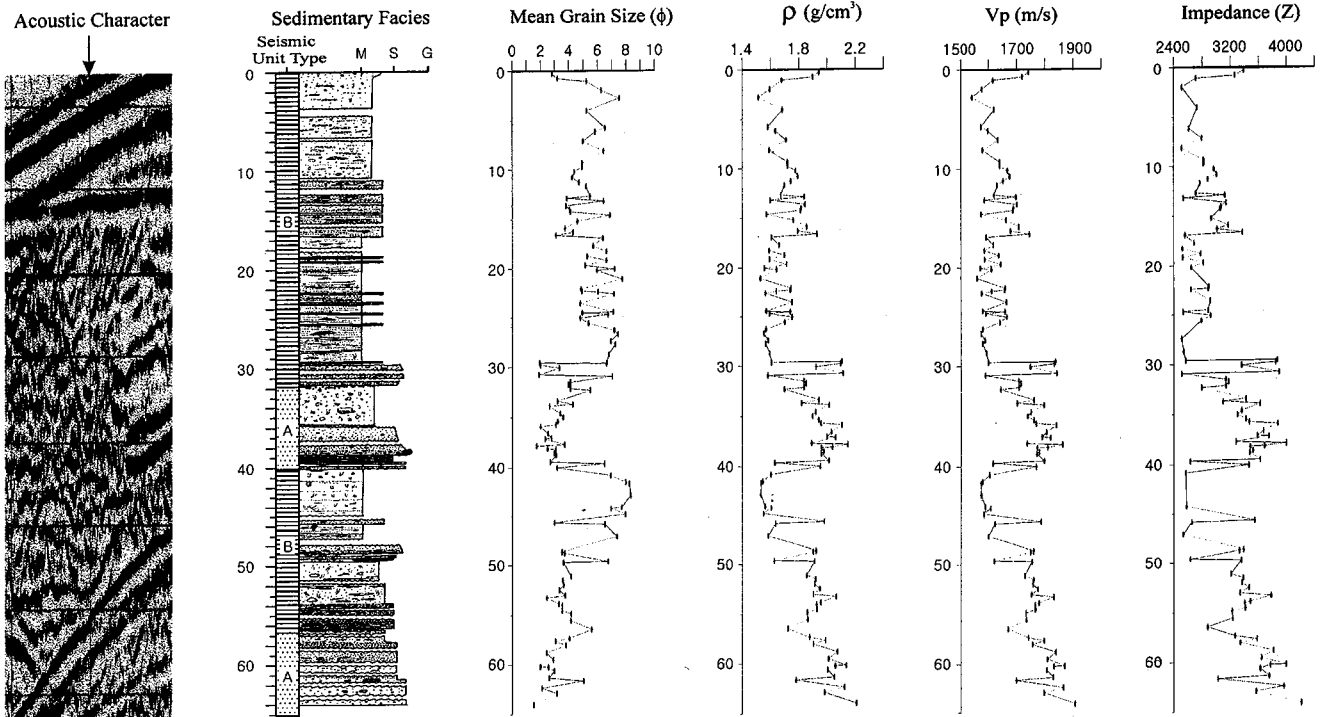


Fig. 6. A dataset of the seismic facies (air-gun), YSDP 105 core, and transformed values: acoustic character in seismic section, sedimentary facies, mean grain sizes (ϕ) of 121 samples, bulk density (ρ), P-wave velocity (V_p), and acoustic impedance (Z). An arrow in acoustic character indicates the location of the YSDP 105 coring site.

Table 1. Bulk density and P-wave velocity transformed from Hamilton's empirical equation (1979, 1980, 1982; continental shelf and slope environments) on the basis of a dataset of mean grain sizes.

Stratigraphic number	Bulk density (ρ , g/cm ³)	Velocity (V_p , m/s)	Acoustic impedance ($Z = \rho \cdot V_p$)
1	1.702	1630	2774
2	1.679	1628	2733
3	1.916	1747	3347
4	1.881	1732	3257
5	2.006	1794	3598
6	1.786	1696	3029
7	2.027	1817	3683
8	1.786	1696	3029
9	2.027	1817	3683
10	1.833	1739	3187
11	2.063	1850	3816

의 전밀도, 종파속도, 임피던스 변화값을 단위지층별로 평균하여 보여준다.

단위지층 1에서 7까지는 시추자료의 평균입도에 근거한 Hamilton 회귀식을 이용하여 전밀도값과 종파속도값으로 변환한 후, 퇴적심도에 따른 물성값 변화구배 수치를 가산하여 지층별로 평균하였다(Table 1; Figs. 5 and 7). 단위지층 8과 9의 경우, 직접적인 물성값을 얻을 수 있는 시추자료가 없다. 그러므로 단위지층 8과 9는 비록 암·시추서 경계면에 따른 층서적 위치는 다르지만, 탄성파의 특성이 단위지층 6과 7의 특성과 각각 유사하고, 퇴적심도

에 따른 층서모델 내의 지층 위치도 비슷하므로, 전밀도와 종파속도 특성값을 단위지층 6과 7의 수치와 동일한 값으로 적용하였다(Table 1; Fig. 5). 단위지층 10과 11 역시 시추자료가 없으므로, 탄성파 특성이 유사한 단위지층 6과 7의 자료를 인용하였으며, 단위지층 10과 11의 퇴적심도가 더 깊으므로 단위지층 6과 7보다는 퇴적심도에 따른 변화구배값이 가산되어 더 큰 전밀도값과 종파속도값이 부여되었다(Table 1; Fig. 5).

탄성-음향 파선추적

탄성-음향모델

탄성과 자료에 근거해 설정된 층서모델과 각 단위층에 적용된 속도와 밀도값 등 지음향 특성값에 따라, 탄성과 거동을 살펴보기 위해 파선추적을 실시하였다. 설정된 층서모델의 실제 크기가 100 × 0.2 km이므로, 규모가 커서 파선추적 모델링을 실시하기에 적당하지 않다. 그러므로 탄성-음향모델의 지층경계면 구조는 설정된 층서모델의 구조를 그대로 유지하면서, 편의상 모델의 크기를 8 × 2 km로 축소하였다(Fig. 8). 설정된 층서모델의 속도는 단일한 요소로 처리된 수층의 최저 1500 m/s에서부터 최하부 지층의 최고 1850 m/s까지이며(Table 1), 지층 사이에 저속도 층이 포함된 복잡한 양상을 하고 있다. 속도가 다른 두 매질의 경계면에 도달한 파는 스넬의 법칙에 따라 전파하므로, 주변 지층에 비해 상대적으로 저속도층이 존재할 경우, 입사된 파가 발산하게 되어 수진기에 도달하지 못하는 암영대(shadow zone)가 존재한다.

파선추적법은 유한요소 파선추적법(신, 1996)을 이용하였으며,

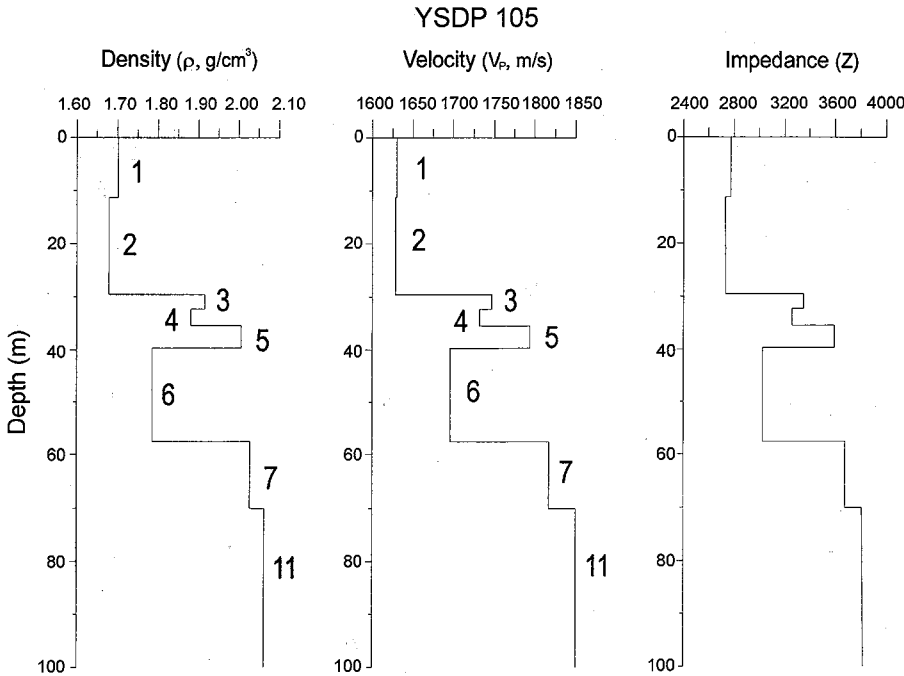


Fig. 7. Averaged bulk density (ρ) and P-wave velocity (V_p) values of each unit (Table 1), transformed from Hamilton's empirical equation (1982; continental shelf and slope) on the basis of a dataset of mean grain sizes. Acoustic impedance (Z) is the product of bulk density and P-wave velocity (Table 1).

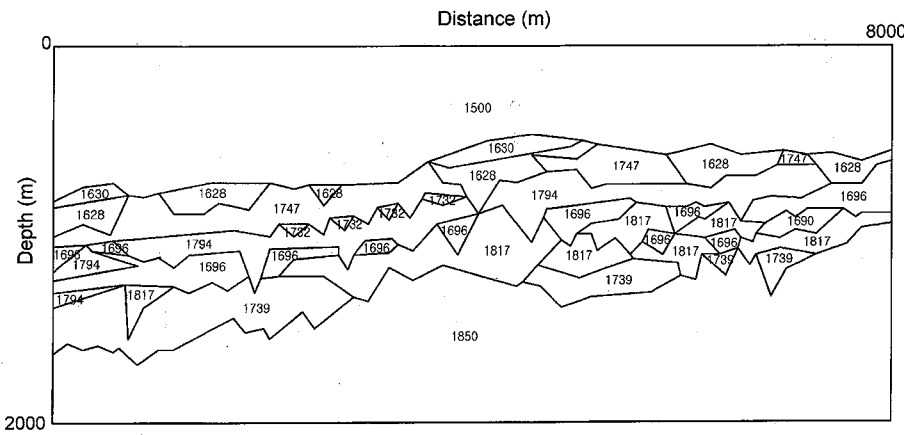


Fig. 8. Trigonized gridded stratigraphic model with P-wave velocity (Fig. 5 and Table 1).

파선추적을 실시하기 위해 층서모델을 같은 지층요소(속도, 밀도)의 삼각형 격자로 분할하였다. 따라서 삼각형 격자내의 지층요소들은 균일한 것으로 간주할 수 있다. 음원의 입사각을 180°에서 360°까지 0.1°씩 증가시키면서 스넬의 법칙에 따라 파선 추적을 실시하였다. 매질의 지층요소가 같은 삼각형을 만날 경우 입사된 파는 직진하게 되고, 매질의 지층요소가 다른 삼각형 요소를 만날 경우 입사된 파는 스넬의 법칙에 따라 굴절 또는 반사하게 된다. Fig. 9는 음원이 모형의 해수면에서 깊이 500 m, 가로 방향으로 각각 100, 4000, 6000 m에 위치하였을 때, 퇴적 층서구조에서 파의 진행양상을 보여준다.

모델링 결과

음원의 위치와 입사각에 따라 다양한 파선 경로를 보여줌을 알 수 있다. 특히 입사된 파가 진행하면서 저속도 층을 만나는 경우, 굴절된 파는 발산하여 수많은 암영대가 존재함을 보여준다. Fig. 9A는 음원이 해저면 깊이 500 m, 수평방향으로 100 m 지점에 위치하였을 때 파선의 경로를 나타낸 것이다. 입사된 파가 층서모델

의 왼쪽 부근까지만 전파되고 층서모델의 오른쪽 부분에는 전혀 도달하지 않음을 보여주고 있다. Fig. 9B의 경우, 음원이 해저면 깊이 500 m, 층서모델의 중앙(4000 m)에 위치하였을 때 파선의 경로를 나타낸 것이다. 9A와 달리 입사된 파가 모델 중앙 양쪽에 집중적으로 전파됨을 보여준다. Fig. 9C는 음원이 해저면에서 500 m, 수평방향으로 6000 m에 위치하였을 때, 입사파의 전파 경로로 음원의 왼쪽 부근으로 집중적으로 파가 전파됨을 보여준다. 모델링 결과의 그림에서 보듯이 동일한 물성값이 적용된 층서모델이라도 음원의 위치에 따라 매질을 통과하는 파선의 양상이 다르며 입사파가 도달하지 않는 암영대의 존재 범위도 달라짐을 알 수 있다. 이와같이 매질의 지층학적 특성에 따라, 음원의 위치에 따라 입사파의 전파 양상이 다름을 알 수 있다. 이상의 수치모형 실험을 통해서, 본 연구해역의 해저 퇴적층은 지층 경계면이 불규칙하고 저속도 층이 다수 존재하는 복잡한 지층구조를 보이는 관계로, 탄성파의 전파가 복잡하게 나타나며 입사파가 전달되지 않은 수많은 암영대가 존재함을 알 수 있다.

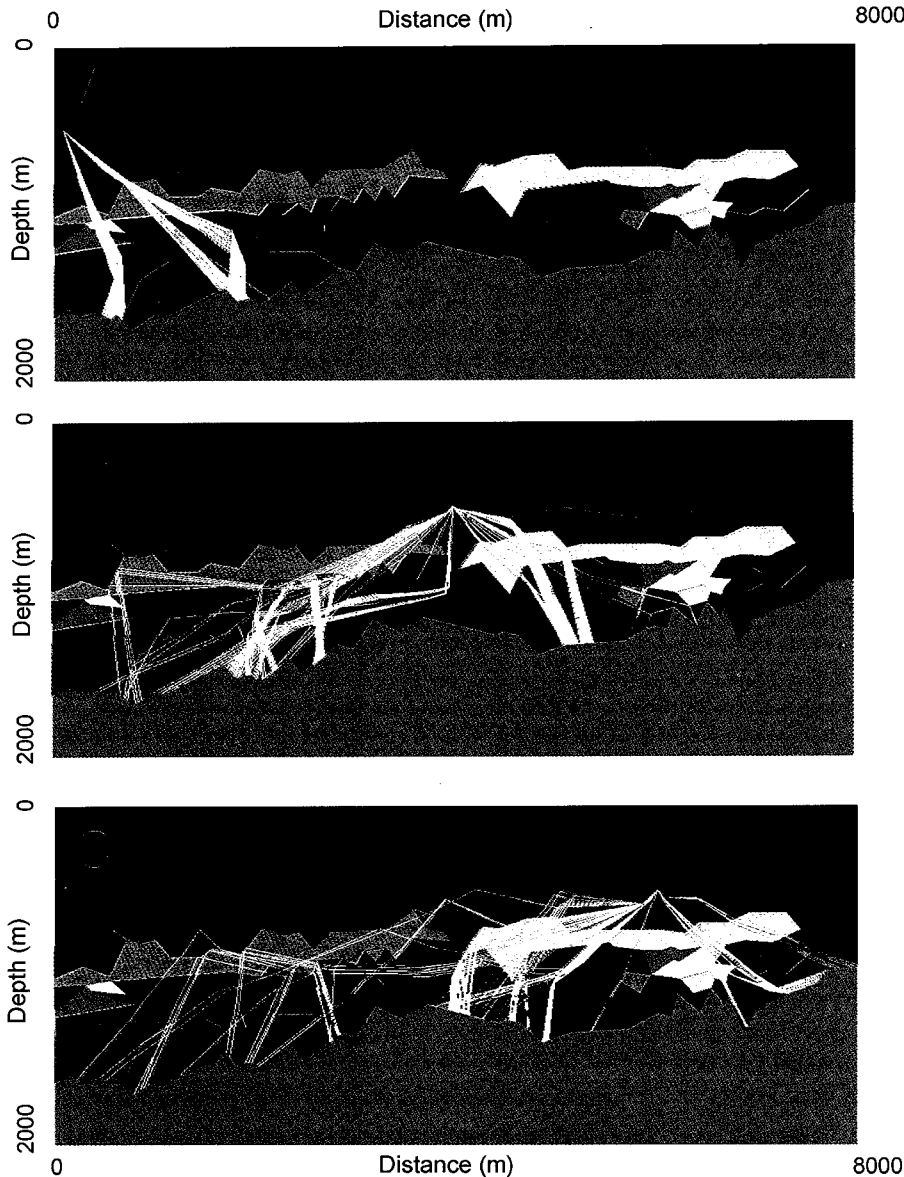


Fig. 9. Ray-tracing results of stratigraphic model. (A) When acoustic source is present at horizontally 100 m and 500 m below the sea level. (B) When acoustic source is present at horizontally 4,000 m and 500 m below the sea level. (C) When acoustic source is present at horizontally 6,000 m and 500 m below the sea level. Note different propagating patterns of reflecting and refracting rays according to the location of acoustic source.

토 의

지음향 모델링 작업에서 다루는 해저지층의 깊이는 관심 주파수 대역에 따라 달라진다. 보통 1 kHz 이상의 고주파수 음파의 거동 예측은 지층 상부 30 cm에서 10 m 두께까지를 다루며, 수십~수백 Hz 주파수 대역의 음파 예측은 지층 상부 100 m 이상의 두께를 다룬다(예, Thorsos, 1999; Preston, 1999). 잠수함 건조 기술의 발달과 해군 작전체계와 기술의 발전에 따라, 최근, 장거리를 전파하는 저주파 음파의 탐지에 대한 관심이 고조되고 있다(Hampton, 1985; Kibblewhite, 1989; 국방과학연구소, 2000). 이러한 저주파 장거리 탐지 체계는 수중음향학적인 측면과 지음향학적인 측면 모두에서 상당한 두께의 지층구조와 지음향적 환경매개변수값에 대한 지식을 요구한다.

탐지의 정밀성을 위해, 지층구조는 2층, 3층 또는 다층 구조와 같은 자세한 해저 층형을 필요로 하고, 컴퓨터 기술의 발달에 따

라 음파의 전파를 예측하는 다양한 방법론이 제시되고 있다(Frisk *et al.*, 1986; Cederberg *et al.*, 1995). 특히, 수심이 200 m 이하인 천해 퇴적 환경(대륙붕과 대륙사면)에서는 해저면과 천부·심부 해저지층의 지음향적 특성이 매우 중요한 변수로 작용하는 경우가 많다(Zhou *et al.*, 1987; Badiey, 1998). 그러므로 더욱 정확한 수중음향 또는 지음향적 예측 결과를 얻기 위해서는 정밀한 해저 층서모델이 요구된다. 이 연구에서는 불규칙한 경계면을 갖는 다층구조의 층서모델을 구성하였고, 정확한 저주파 탄성-음향의 전파경로를 예측하기 위해, 설정된 층서모델의 불규칙한 층형을 수많은 삼각형 요소로 분해해서 처리할 수 있는 유한요소법 파선추적 모형 실험을 실시한 것이다.

다행히, 황해중부해역의 층서모델 구조는 대부분 전지구적인 빙하기원 범수면 연구의 변화경향과 순차층서학적으로 잘 일치한다(Martinson *et al.*, 1987; Pinter and Gardner, 1989; Jin *et al.*, 2001). 최상부 순차층 I은 마지막 빙기와 홀로신 대해침기가 포함

된 마지막 해수면 변동 과정에서 생성된 것이고, 그 하부의 순차 층 II, III, IV와 V는 그 이전 플라이스토신기 때에 소빙기-간소빙기의 반복에 의해 유발된 소규모 해수면 변동에 의해 형성된 것이다(Jin *et al.*, 2001). 또한 잘 보존된 누적구조를 보이는 해저지층구조는 지속적이고 충분한 분지침강이 수반된 결과일 것이다. 이러한 특징은 해수면 변화에 의해 이전의 지층이 거의 보존되지 않고 파편화된 상태로 남아 존재하는 미국 대서양 연안의 해저지층과는 상당히 차별화된 것이다(예, Carey *et al.*, 1998). 충분한 퇴적공간이 생성되었던 연구해역에서 쌓인 해저지층의 층서구조는 해수면 변동에 따른 각 단위지층의 지음향적 특성을 단순화시키는 작업을 가능하게 하였다.

지음향 특성값 또는 환경매개변수값을 실측하기 위해서는 많은 비용과 노력이 요구되기 때문에, 지음향 모델링 작업에서 필요한 모든 변수를 모든 장소에서 실측하는 경우는 거의 없다(Hamilton, 1980). 실제로 제한된 갯수의 환경 매개변수값들을 실측하기도 매우 어렵다. 그래서, 지음향 연구는 알고 있는 해양 퇴적환경 지식 또는 제한적으로 실측된 지음향 특성값 등을 이용하여 미지의 필요한 매개변수값을 외삽·추론·예측하는 기술이 발달하였다(예, Hamilton, 1980; Bachman, 1985; Badley *et al.*, 1998). 알고자 하는 특성값은 기 측정된 특성값과의 경험식 또는 회귀식을 통해 구해지며, 일부는 이미 측정된 물리상수값을 채택할 수 있다(Richardson *et al.*, 1999). 다만, 모형하고자 하는 지역의 지음향 특성값을 포함하는 환경 매개변수값을 가능한 넓은 지역에 걸쳐, 많이, 직접 그리고 정확히 측정한다면, 모델의 신뢰성이 높아지고 음전파 과정에 대한 보다 정밀한 예측이 가능할 것이다(Bennett, 1999; Preston, 1999).

이 연구에서 우리가 지음향 특성을 예측하기 위한 자료는 0.5~90 cm 심도 간격으로 측정된 121개의 평균입도값이다. 1996년 당시 시추된 YSDP 105 코어는 퇴적환경 복원의 목적으로 분석되었으므로, 다양한 지음향 특성값(P파·S파 속도, 전밀도, 공극률 등)들이 실측되지 않았다. 그러나, Hamilton과 Bachman 등이 수행한 평균입자크기를 이용한 다른 매개변수의 산출 경험식 연구뿐만 아니라, 최근 연구에서도 평균입자크기는 다른 여러 변수와의 경험식 관계에서 중요한 변수로 취급되고 있으며, 그 상관관계 추정의 신뢰도도 높다고 알려져 있다(Buckingham, 1999). 왜냐하면 해저 퇴적물의 물리적, 탄성적 특성이 구성물질의 특성과 그 구성비율에 의해 결정되기 때문이다. 일반적으로 천해 퇴적환경의 해저 퇴적층은 육성기원 퇴적물이 대부분을 차지하며, 그 퇴적물은 석영, 장석, 운모, 방해석, 점토광물, 소량의 중광물 등으로 구성되며, 그 비율 또한 일정한 편이다(Bachman, 1985). 또한 해저 퇴적물의 경우 협염(narrow salinity)의 해수가 100% 포화된 것으로 간주할 수 있으므로, 그 특성이 단순한 편이다(Bachman, 1985). 특히 퇴적물 입자크기는 온도와 압력에 따라 변화하지 않으므로 심부 퇴적층까지 외삽할 수 있는 장점이 있다(Hamilton, 1980; Hamilton and Bachman, 1982). 실제로 전 세계의 해양퇴적환경에서 수집한 자료를 통계분석한 Hamilton이 제안한 회귀식을 이용하여, 실측된 평균입자크기와 회귀식 관계에서 예측된 종파속도값은 1% 또는 그보다 작은 오차범위를 갖고 있는 것으로 알려져 있다(Hamilton and Bachman, 1982). 실제 현장에서 측정된 종파속도값과 실험실에서 평균입자를 실측하여 예측한 속도값이

서로 거의 비슷하다는 연구결과가 보고된 바도 있다(Hamilton and Bachman, 1982).

산출된 종파속도와 전밀도의 지음향 특성값을 배대시킨 각 단위층으로 구성된 층서모델은 전체 거리(~100 km)가 깊이(~200 m)에 비해 너무 커서 실제 크기로 단성-음향 모델링을 수행할 수 없었다. 그래서 우리가 수행한 모델링 실험은 층서모델의 크기를 작업에 적당한 크기로 바꾸고 음감쇠에 대한 부분도 고려하지 않았으므로 정량적인 음파의 특성값을 계산하거나 예측할 수는 없었다. 그러나, 층서모델의 층형을 그대로 유지하였고, 복잡한 층형을 잘 보존하여 실험할 수 있는 유한요소 파선추적법을 이용하였으므로, 음원에서 방사한 음파가 지층으로 전파하는 경로는 정성적으로 충분히 확인해 볼 수 있었다. 일단 이 모형실험 결과에서 주목해야 할 점은, 음원의 위치가 이동하면, 층서구조의 불연속면을 따라 음파가 전파되는 양상이 바뀌며, 동시에 음영대의 위치가 크게 변화한다는 점이다. 이 점은 지층을 통해 전파하는 저주파장거리 음파를 해저 수진기 또는 지오폰을 통해 탐지하고자 할 경우, 이동하는 음원의 위치에 따라 탐지되는 음파의 세기가 달라지거나, 음파 자체가 주기적으로 암현(暗現)할 수 있다는 것을 의미한다.

총체적으로, 본 연구는 층서모델을 구성한 해양지질학적 연구, 지음향 특성값을 산출한 지음향학적 연구와 단성-음향 모형실험을 수행한 지구물리학적 연구 등의 각 학문분야가 서로의 연구결과들을 연계하여, 비록 정성적이지만, 해저지층의 음전파 연구에 대한 종합적인 접근을 최초로 시도한 셈이다. 이러한 작업은 '해저지층 지음향모델'의 개념을 세우고 전 세계 실제 해저층의 지음향 자료를 방대하게 수집하였던 고(故) Edwin L. Hamilton(1974; 1980; 1987) 박사가 천명했던, '해저층의 지음향 모델 구성은 수중음향학, 해양지질학, 지구물리학적 연구 등에 기초한다'라는 내용을 전향적으로 따른 결과이다.

결론

고해상 탄성과 탐사자료와 심부 시추시료의 종합분석에 따라, 황해 중부 해역에서는 해저면으로부터 하부로 가면서 제4기 해수면 변동의 영향으로 생성된 총 5개의 순차층이 인식된다. 연구해역 퇴적층은 불연속적이고 저주파의 음향반사면들이 무질서하게 내재된 무질서 음향상으로 대표되는 A형 층서단위와 다양한 기하학적 외형과 음향 반사형상을 특징으로 하며 준 지층 경계면들이 내재하는 B형 단위층으로 크게 나눌 수 있다. 인접하는 하부 B형과 상부 A형의 탄성과 층서단위 한 쌍은 한 주기의 완전한 해수면 변동 내에서 퇴적된 하나의 순차층으로 해석된다. 그러므로, 해저지층의 단면을 대표하는 층서모델은 해수면 변동에 따른 퇴적층 형성과정을 기준으로 A형과 B형의 층서단위로 단순화하여 구성할 수 있었다.

지음향모델의 매개변수값 설정을 위하여, YSDP 105 시추자료 중 실측된 121개의 평균입도 자료를 이용하였다. 각각의 평균입도 자료는 Hamilton 회귀식을 이용하여 지음향 특성값인 전밀도와 종파속도로 변환한 후, 퇴적심도에 따른 전밀도 변화구배와 음파속도 변화구배 경험식에 따라 외삽·계산하였다. 추산된 121쌍의 전밀도·종파속도 물성값은, 퇴적학적 연구에 근거하여, 단위층 별로 평균하여 산출한 후, 구현된 층서모델에 지음향모델

매개변수로 적용하였다. 설정된 층서모델에 대한 유한요소 파선추적법을 이용한 탄성-음향 모형실험 결과, 층서모델을 구성하는 단위층 경계면의 불규칙성과 저속도층의 다수 존재에 의하여 탄성파의 전파는 매우 복잡하게 나타나며, 음원의 위치에 따라 입사파가 전파되지 못하는 수많은 암영대가 달리 존재함을 확인하였다.

사 사

이 연구는 국방과학연구소 연구비 [NSDC-417-000513] 지원에 의해 수행되었다. 또한 이 연구에 사용된 일부 자료들은 에너지관리공단 R&D 본부, 과학기술부의 출연과제들에 의해 산출되었다. 저자들은 본 논문에서 사용된 자료들의 사용을 허가해 준 한국지질자원연구원에 감사하며, 김현태는 국가지정연구실사업(KISTEP)의 연구지원에 감사한다. 아울러 야의 조사와 실험실에서 이 연구를 가능하게 해준 석유·해저부원들에게 고마움을 표한다. 또한 지음향 최근 연구 동향과 관련된 유용한 자료와 조언을 주신 나정열(한양대학교), 김대철(부경대학교) 교수님들께 감사드린다. 논문의 심사와 유익한 조언을 주신 익명의 심사자들에게도 감사한다.

참고문헌

신창수, 1996. 유한요소법 파선추적을 이용한 반사토모그래피 연구. 한국자원연구소, KR-96(B)-14, 150 pp.
 국방과학연구소, 2000. 심부 퇴적층 주상시료 자료분석 및 탄성층 비교 연구. NSDC-417-000513, 50 pp.
 한국자원연구소, 1992. 해저지질조사연구(태안서부해역). KR-91-5C, 216 pp.
 한국자원연구소, 1993. 해저지질조사연구(대천서부해역). KR-92-3B, 151 pp.
 한국자원연구소, 1996. 황해 제4기 지층 시추 프로그램. KR-96(T)-18, 595 pp.
 Bachman, R.T., 1985. Acoustic and physical property relationships in marine sediment. *J. Acoust. Soc. Am.*, **78**: 616-621.
 Bachman, R.T., P.W. Schey, N.O. Booth and F.J. Ryan, 1996. Geoacoustic databases for matched-field processing: preliminary results in shallow water off San Diego, California. *J. Acoust. Soc. Am.*, **99**: 2077-2085.
 Badiey, M., A.H.-D. Cheng and Y. Mu, 1998. From geology to geoacoustics - evaluation of Biot-Stoll sound speed and attenuation for shallow water acoustics. *J. Acoust. Soc. Am.*, **103**: 309-320.
 Bennett, R.H., M.H. Hulbert and K.J. Curry, 1999. Sediment seafloor environmental measurements: High-frequency sound interaction in ocean sediments SAX99, ONR-DRI. Office of Naval Research (ONR), Departmental Research Initiative (DRI), Seattle, 4 pp.
 Buckingham, M., 1999. Correlations between the geoacoustic parameters of unconsolidated marine sediments, Proceeding of Shallow Water Acoustic Modeling Workshop, Monterey, Canada, 1999, September 8-10.
 Carey, J.S., R.E. Sheridan, G.M. Ashley, 1998. Late Quaternary sequence stratigraphy of a slowly subsiding passive margin, New

Jersey continental shelf. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, **82**: 773-791.
 Cederberg, R.J., W.L. Siegmann and W.M. Carey, 1995. Influence of geoacoustic modeling on predictability of low-frequency propagation in range-dependent, shallow-water environments. *J. Acoust. Soc. Am.*, **97**: 2754-2766.
 Chappell, J. and N.J. Shackleton, 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**: 137-140.
 Chough, S.K., 1983. Marine Geology of Korean Seas. International Human Resources Development Corporation Pubs, Boston, 157 pp.
 Chough, S.K., H.J. Lee and S.H. Yoon, 2000. Marine Geology of Korean Seas. Elsevier, Amsterdam, 313 pp.
 Evans, C.D.R., C.P. Brett, J.W.C. James and R. Holmes, 1995. Shallow Seismic Reflection Profiles from the Waters of East and Southeast Asia - an Interpretation Manual and Atlas. Technical Report WC/94/60, Overseas Geology Series, British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, 94 pp.
 Frisk, G.V., J.A. Doust and E.E. Hays, 1986. Geoacoustic models for the Icelandic Basin. *J. Acoust. Soc. Am.*, **80**: 591-600.
 Hamilton, E.L., 1974. Geoacoustic models of the sea floor. In: Physics of Sound in Marine Sediments, edited by Hampton, L., Plenum Press, New York, pp. 181-221.
 Hamilton, E.L., 1979. Sound velocity gradients in marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, **65**: 909-922.
 Hamilton, E.L., 1980. Geoacoustic modeling of the sea floor. *J. Acoust. Soc. Am.*, **68**: 1313-1339.
 Hamilton, E.L., 1987. Acoustic properties of sediments. In: Acoustics and Ocean Bottom, edited by Lara-Saenz, A., C. Ranz-Guerra and C. Carbo-Fite, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas (C.S.I.C.), Madrid, pp. 3-58.
 Hamilton, E.L. and R.T. Bachman, 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.* **72**: 1891-1904.
 Hampton, L., 1974. Physics of Sound in Marine Sediments. Plenum Press, New York, 569 pp.
 Hampton, L., 1985. Acoustic properties of sediments: an update. *Rev. Geophysics*, **23**: 49-60.
 Hovem, J.M., M.D. Richardson and R.D. Stoll, 1990. Shear Waves in Marine Sediments. Kluwer Academic Pubs, Dordrecht, 593 pp.
 Jin, J.H. and S.K. Chough, 1998. Partitioning of transgressive deposits in the southeastern Yellow Sea: a sequence stratigraphic interpretation. *Mar. Geol.*, **149**: 79-92.
 Jin, J.H., S.K. Chough and W.H. Ryang, 2001. Sequence aggradation and systems tracts partitioning in the ME Yellow Sea: roles of glacio-eustasy, subsidence and tidal dynamics, *Mar. Geol.*, accepted.
 Kibblewhite, A.C., 1989. Attenuation of sound in marine sediments: a review with emphasis on new low-frequency data. *J. Acoust. Soc. Am.*, **86**: 716-738.
 Lee, H.J., 1991. Geotechnical Properties of Marine Sediments and their Relations to Sedimentary Processes in the Korean Seas. Ph.D. Thesis, Seoul National University, Seoul, 291 pp.
 Lee, H.J. and S.K. Chough, 1989. Sediment distribution, dispersal and budget in the Yellow Sea. *Mar. Geol.*, **89**: 195-205.
 Lee, H.J., K.S. Jeong, S.J. Han and K.S. Bahk, 1988. Heavy minerals

- indicative of Holocene transgression in the southeastern Yellow Sea. *Cont. Shelf Res.*, **8**: 255–266.
- Lee, H.J. and S.H. Yoon, 1997. Development of stratigraphy and sediment distribution in the northeastern Yellow Sea during Holocene sea-level rise. *J. Sediment. Res.*, **67**: 341–349.
- Li, C., G. Chen, M. Yao, P. Wang, 1991. The influences of suspended-load on the sedimentation in the coastal zones and continental shelves of China. *Mar. Geol.*, **96**: 341–352.
- Marsset, T., D. Xia, S. Berne, Z. Liu, J.F. Bourillet and K. Wang, 1996. Stratigraphy and sedimentary environments during the late Quaternary in the Eastern Bohai Sea (North China Platform). *Mar. Geol.*, **135**: 97–114.
- Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore and N.J. Shackleton, 1987. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, **27**: 1–29.
- Milliman, J.C., H.T. Shen, Z. Yang and R.H. Meade, 1985a. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, **4**: 37–46.
- Milliman, J.D., R.C. Beardsley, Z. Yang and R. Limeburner, 1985b. Modern Huanghe-derived muds on the outer shelf of the East China Sea: identification and potential transport mechanisms. *Cont. Shelf Res.*, **4**: 175–188.
- Mitchum, R.M. and J.C. Van Wagoner, 1991. High-frequency sequence and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, **70**: 131–160.
- Nummedal, D., G.W. Riley and P.L. Templet, 1993. High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, edited by Posamentier, H.W., C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen, Int. Ass. Sediment. Sp. Pub. 18, Oxford, pp. 55–68.
- Pace, N.G., 1983. *Acoustics and the Sea-bed*. Bath Univ. Press, Bath, 436 pp.
- Pinter, N. and T.W. Gardner, 1989. Construction of a polynomial model of glacio-eustatic fluctuation: estimating paleo-sea levels continuously through time. *Geology*, **17**: 295–298.
- Posamentier, H.W., M.T. Jervey and P.R. Vail, 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*, edited by Wilgus, C.K., B.S. Hastings, H.W. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall, SEPM Sp. Pub. 42, Tulsa, pp. 109–124.
- Preston, J.R., 1999. Report on the 1999 ONR Shallow-Water Reversion Focus Workshop, Pennsylvania State University, Applied Research Lab., 71 pp.
- Richardson, M., K. Briggs, D. Lavoie, D. Bibee, P. Fleischer, B. Sawyer, D. Lott and A. Reed, 1999. High-frequency sound interaction in ocean sediments: modeling environmental controls. Office of Naval Research (ONR), Departmental Research Initiative (DRI), Seattle, 8 pp.
- Ruddiman, W.F., M.E. Raymo, D.G. Martinson, B.M. Clement and J. Backman, 1989. Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, **4**: 353–412.
- Stoll, R.D., 1989. *Sediment Acoustics*. Springer-Verlag, Berlin, 155 pp.
- Stoll, R.D., 1998. Seafloor sediment acoustics. In: *Poromechanics*, edited by Thimus, J.F., A.H.-D. Cheng, O. Coussy and E. Detournay, A.A. Balkema Pubs., Rotterdam, pp. 319–324.
- Thorsos, E., 1999. High-frequency sound interaction in ocean sediments: overview. Office of Naval Research (ONR), Departmental Research Initiative (DRI), Seattle, 7 pp.
- Yang, Z. and H. Lin, 1991. Quaternary Processes in Eastern China and their International Correlation. A Report by the IGCP 218 Chinese Working Group. Geological Publishing House, Beijing, 139 pp.
- Zhou, J-X., X-Z. Zhang, P.H. Rogers and J. Jarzynski, 1987. Geoacoustic parameters in a stratified sea bottom from shallow-water acoustic propagation. *J. Acoust. Soc. Am.*, **82**: 2068–2074.

2000년 12월 5일 원고접수

2001년 2월 15일 수정본 채택

담당편집위원: 김대철