

CATER 2006-5101

**기상지진기술개발사업**

Atmospheric Sciences and Earthquake Research

**관측소보정과 파형의 유사성을 이용한**

**한반도 지진의 진원위치 향상**

Improving Earthquake Locations in the Korea Peninsula

Using Station Correction Terms

and Waveform Similarity Measurements

한국해양연구원

기 상 청

## 제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 “기상지진기술개발사업” 과제 (세부과제 “관측소 보정과 파형의 유사성을 이용한 한반도 지진의 진원위치 향상에 관한 연구”)의 보고서로 제출합니다.

2012. 3 20.

주관연구기관명 : 한국해양연구원

주관연구책임자 : 김 광 희

연 구 원 : 이 성 욱

” : 강 수 영

” : 유 찬 호

보고서 요약서

과제고유번호	CATER2006-5 101	해당단계 연구기간	2009. 3. 1. ~ 2012. 2. 29.	단계 구분	2 / 2
연구사업명	중 사업명	지진기술개발사업			
	세부사업명	지진·화산관측기술			
연구과제명	대과제명				
	세부과제명	관측소보정과 파형의 유사성을 이용한 한반도 지진의 진원위치 향상			
연구책임자	김 광 희	해당단계 참여연구원수	총 : 16 명 내부 : 16 명 외부 :     명	해당단계 연구비	정부: 540,000천원 기업:     천원 계: 540,000천원
		총연구기간 참여연구원수	총 : 24 명 내부 : 24 명 외부 :     명	총 연구비	정부: 728,000천원 기업:     천원 계: 728,000천원
연구기관명 및 소속부서명	한국해양연구원 해양방위연구센터		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	194
<p><b>I. 2007년 규모 4.8 오대산지진 분석</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 본진 발생 전·후 74개 이상의 미소지진발생 확인 및 지진발생위치 정밀재결정</li> <li>- 본진을 포함한 5개 지진 단층면해 분석</li> <li>- 오대산 지진 주변 단층분포, 역사지진 분포, 계기지진 분포와의 관계 분석</li> <li>- 한반도 및 주변해역에서 발생하는 주요 지진과의 관계 분석</li> <li>- 오대산 지진의 조구조적 의미 분석</li> </ul> <p><b>II. 영덕 앞바다 미소지진 발생위치 재결정</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 2007~2010년 연속자료 분석을 통한 영덕앞바다 지진다발해역 규명</li> <li>- 정밀 재결정된 지진발생위치와 통한 해저단층구조 분석</li> </ul> <p><b>III. 지진 발생위치 및 규모 신속결정</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 현 기상청 지진관측소 분포에서 지진 발생위치 신속결정 가능성 및 한계 분석</li> <li>- 기상청 광대역 지진관측소에 기록된 지진자료를 이용한 지진조기경보 가능성 분석</li> <li>- 우리나라에서 대규모 지진관측 부재로 인한 지진조기경보시의 문제점 분석</li> </ul> <p><b>IV. 황해주변 지각 및 상부맨틀 구조</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 황해주변에 광대역 지진 관측망 자료 분석을 통하여 한반도 서해안에서는 북에서 남으로 지각의 두께가 두꺼워 짐과 중국 측 북중국지괴와 남중국지괴의 충돌지역 하부에서 두꺼운 지각 존재를 확인</li> </ul>					

- 모호 불연속면의 분포와 동아시아 지역 대륙충돌의 상관관계 분석

**V. 지하단층구조 규명 연구**

- 규모3.7의 유감지진 등 다수의 미소지진 감지 및 고밀도/고감도 지진관측망 자료 분석 경험 확보
- 지진발생위치 재결정 및 단층과의 상관관계 규명
- 대도시 주변 지진 및 화산위험성 연구

**VI. 한반도 대규모 지진 발생 시 지진피해예측**

- 지리정보시스템을 이용한 한반도 남부 지반분류
- 입력자료 정확성이 지진피해예측에 미치는 영향
- 한반도 남동부에서 가상지진 발생 시 지진피해 예측

색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	지진, 지진위치 재결정, 관측소보정, 파형의 유사성, 단층, 진원신속결정
	영 어	Earthquake, Earthquake Relocation, Station Corrections, Waveform Similarity, Faults, Rapid Earthquake Location

## 요 약 문

### I. 제 목

관측소 보정과 파형의 유사성을 이용한 한반도 지진의 진원위치 향상

### II. 연구개발의 목적 및 필요성

지진의 지속시간은 불과 수초 혹은 수분에 불과하지만 그로 인한 직/간접적인 피해, 인적·물적 피해, 경제적·사회적 피해는 매우 크다. 지구상에서 발생하는 여러 자연재해 중 지진재해는 그 어느 자연재해보다 큰 파괴력을 가지고 있다. 실제 20세기에 발생한 지진재해 중 1976년 중국 당산에서 발생한 규모 7.6의 지진으로 인하여 공식적으로 25만 명 이상이 사망했으며, 사망자 수는 최대 60여만 명으로 추산되기도 했다. 일본 고베에서는 1995년 1월 17일 규모 7.2의 지진이 발생하면서 발생한 피해액이 1000억 달러가 넘는 것으로 알려져 있다. 2004년 12월 남아시아에서는 규모 9.0의 대지진과 함께 발생한 지진해일로 30만 명 이상의 사망자와 500만 명 이상의 이재민을 발생시켰다. 또한 2011년 1월에는 최근의 지진 활동이 비교적 많지 않았던 중미의 아이티에서 지진이 발생하여 사망자 수는 15만 명 이상, 이재민은 50만 명 이상이 될 것으로 추산되고 있다. 2011년 3월 11일 일본 도호쿠(東北) 대지진 및 지진해일의 피해를 목격하면서, 우리나라 국민들의 지진에 대한 관심과 우려가 커지고 있다. 특히 일본 도호쿠 지진의 경우 원자력 발전소 사고로 인한 방사능이 유출되면서 전 세계의 방사능 피해에 대한 우려도 더욱 커졌으며, 에너지 소비의 상당부분을 원자력으로 충당하고 있는 우리나라로서는 일본의 인적, 물적 피해를 남의 일처럼 볼 수도 없는 상황이 되었다. 이와 같이 전지구적으로 보았을 때 지진으로 인한 피해는 그 어느 자연재해보다도 파괴력이 크고 자주 발생하고 있다.

지진의 발생 사실을 인지하고 가장 먼저 수행되는 일이 진원요소(지진의 발생 위치와 시간) 규명이다. 이렇게 결정된 진원요소의 시간/공간적 분포, 지질구조와의 연관성 등은 우리나라 지진위험성, 지진재해대책, 지하속도구조 등의 연구에 기초자료로 사용된다. 그러므로 정확한 진원요소 결정은 지진학 연구 중 가장 우선적으로 수행되어야 하는 연구이다. 진원요소는 몇 가지 요인으로 인하여 오차를 가질 수 있는데, 이러한 오차를 일으키는 주된 요인에는 도착시간 측정의 오차, 속도모델의 부정확성, 지진관측소의 부적절한 분포, 진원요소 결정 알고리즘의 부정확성 등이 있다. 이중 가장 큰 오차의 원인은 도착시간 측정의 오차와 속도모델의 부정확성으로부터 기인한다. 본 연구에서는 지진발생위치 결정시의 오차 가능성과 그 원인을 인지하고 현재의 관측소 분포와 지하속도 구조에 관한 정보의 부정확성 하에서 보다 정확한 지진발생위치를 결정하기 위한 연구를 수행한다. 지진재해저감 노력의 일환으로 고려되고 있는 지진조기경보체계에서는 지진위치결정의 신속성 또한 매우 중요하다. 본 연구에서는 우리나라에서 활용

가능한 진앙위치 신속결정 방법을 활용하여 지진의 위치를 신속결정 함으로서 확보 가능한 지진조기경보시간에 관하여 고찰하였다. 본 연구에서 수행한 지진 발생 위치 결정의 정확성 향상과 신속성 확보연구는 지진학 기초 및 심화 연구 전반에 걸쳐서 그리고 대규모 지진 발생 시 지진재해 저감에 크게 기여할 것으로 기대된다.

### III. 연구개발의 내용 및 범위

불확실한 속도모델과 도착시간 측정의 오류 가능성 하에서 지진발생위치 결정의 정확성 향상을 위하여 관측소 보정과 파형의 유사성을 이용하여 지진발생 위치의 상대적 정확성을 향상시키고자 한다. 두 방법 모두 공간적으로 비슷한 지역에서 발생하는 균지진에 대하여 적용이 가능하다. 관측소보정을 사용하는 지진 위치 재결정방법(JHD, Joint Hypocenter Determination Method)에서는 파선 경로상의 실제 속도 구조와 속도모델 사이의 차이를 관측소 보정 값으로 취급하여 지진위치 결정시 함께 결정함으로서 지진발생위치 결정의 정확성을 향상시킨다. 파형의 유사성을 이용한 방법에서는 두 지진이 아주 가까이 위치할 때 파형이 유사하다는 점을 이용하여 지진발생위치 결정의 정확성을 향상시킨다.

지진이 발생하고 관측되면 가장 먼저 수행되는 작업이 진원의 결정이며, 이를 바탕으로 지진위험성 평가, 지진방재대책 수립, 지하속도구조 연구, 진원메커니즘 연구 등의 각종 지진관련 연구가 시작된다. 따라서 정확한 지진 요소의 결정은 지진과 관련된 각종 연구와 대책을 수립하기 위하여 가장 우선적으로 선결되어야 할 과제이다. 기상청에서 관측/결정한 진원의 분포를 살펴보면 한반도에서 발생하는 지진은 광범위하고 산만하게 분포하지만, 몇몇 개의 지진군이 나타난다. 이러한 지진군의 관측은 대부분의 지진이 기존에 존재하는 단층대에서 발생한다는 이전의 이해와 다르지 않다. 이점을 감안할 때 과거와 현재의 진원 분포를 통한 단층대의 규명과 특성 연구는 지진의 발생 메커니즘을 이해하고 미래에 한반도 및 주변지역에서 발생가능한 지진의 위치와 규모를 규명하는데 아주 중요한 단서를 제공할 것이다.

본 연구의 오대산 지진 분석을 통하여 밝혀진 바와 같이 우리나라의 주요 지진은 지표에서 관찰되는 단층의 분포 혹은 성격과 그 연관성을 찾기 어려운 경우가 많다. 본 연구에서는 2007년 오대산지진 발생을 전·후로 많은 수의 미소 지진이 발생했음을 확인하였고, 이들 전진-본진-여진의 분포를 통하여 단층의 모습을 규명하였는데, 지표지질 관측과는 매우 다른 결과에 도달하였다. 이러한 결과를 통하여 우리나라의 지진위험성 평가를 위하여 지표단층 분석만으로는 불충분함을 확인 하였고, 지진관측자료 분석을 통하여 기존의 결과를 검증할 필요가 있다.

진앙위치결정의 신속성 확보를 위한 연구에서는 두개의 관측소에서 관측된 자료를 사용하여 진앙위치를 추정하고, 주변의 다른 관측소에서는 아직 초동이

도착하지 않았다는 정보를 사용하여 지진의 발생가능 영역을 한정한다. 우리나라 관측망에서 이 방법의 적용가능성을 알아보기 위하여 우리나라 관측망 내부에서 지진이 발생할 경우 확보 가능한 지진경보시간을 알아본다.

#### IV. 연구개발결과

본 보고서의 많은 부분은 연구기간 동안 인쇄된 논문, 구두 발표자료, 포스터 발표자료에서 발췌한 내용임을 밝힌다.

2007년 1월 20일 한반도 중동부 오대산지역에서 규모4.8의 지진이 발생하였다. 이 지진은 진앙지역에 위치한 학교건물, 마을회관 등에 가벼운 피해를 야기하였다. 비록 이 지진으로 인한 피해는 미비하였지만, 이 지진은 우리나라 지진 관측망의 현대화를 추진해온 이후 우리나라 내륙에서 발생한 지진 중 가장 큰 규모의 지진이었으며, 우리나라의 지진발생, 지진연구, 지진위험성 등 지진관련 전반적인 현황을 점검해 보는 계기를 제공하였다. 지진발생 후 우리나라 전역에서 관측된 기록을 분석하여 지진의 발생 위치, 시간, 규모와 진원기구해 등이 발표되었다. 일련의 선행연구에서 오대산 지진이 주향이동 단층에 의하여 발생하였음을 제시하였지만, 이 정보만으로는 실제 오대산 지진을 일으킨 단층의 특성을 규명하기에는 부족하였다. 본 연구에서는 오대산 지진 발생을 전·후로 기상청, 한국지질자원연구원 등에서 운영하고 있는 지진관측망에 관측된 연속기록 자료를 분석하여 이전에 발표되지 않은 미소지진의 발생여부를 확인하고, 이 미소지진의 발생위치와 시간을 가능한 정확히 결정하였다. 미소지진 중 양질의 자료를 많이 생산한 일부 지진에 대해서는 진원기구해를 결정하여 진앙 주변의 단층 분포와 비교함으로써 오대산 지진을 일으킨 지진단층 규명을 시도하였다. 또한 본 연구의 결과와 타 연구자들의 선행연구를 바탕으로 오대산 지진의 우리나라 조구조적 의미를 분석하였다.

대륙지각으로부터 해양지각으로의 지각특성 변화가 나타나는 동해연안 해저에서 발생하는 미소지진의 위치를 JHD (Joint Hypocenter Determination) 방법을 사용하여 정밀 재결정하였다. 기상청 국가지진관측망의 지진관측 능력을 충분히 활용하고 지진발생위치 결정에 사용되는 지진의 수를 충분히 확보하기 위하여 연속지진자료를 점검하여, 20 km x 20 km의 연구지역에서 발생하는 56개의 미소지진 자료를 확보하였다. 우선 일반적으로 사용되는 단일진원인자 결정 방법으로 지진의 발생위치를 결정하였으며, 이 결과만으로는 연구지역 해저에 존재하는 해저 구조를 밝혀내기에 충분치 않다. 그러나 JHD 방법을 적용하면, 지진의 발생위치는 공간적 군을 형성하고 지진 발생의 원인이 되는 4개의 단층을 구체적으로 표시한다. 이들 4개의 단층은 2개의 수직으로 분포하는 진원위치와 2개의 가파르게 남쪽으로 경사져서 분포하는 진원위치로 표시된다.

경제규모의 증가, 산업화, 도시화 등은 결과적으로 우리국민의 잠재적 지진 위험 증가를 야기하였다. 최근에는 비록 우리나라에서 지진으로 인한 인명과 재

산의 손실이 미비했지만, 과거 문헌 기록을 보면 우리나라에서도 대규모 피해를 야기한 지진이 발생한 바 있었으므로, 향후 피해를 유발할 수 있는 지진발생 가능성을 간과할 수는 없다. 현재의 과학기술력으로는 단기 지진예보가 불가능함을 고려할 때 지진재해 저감을 위하여 취할 수 있는 대책의 하나로써 지진조기경보체계 확립의 중요성이 점차 증가하고 있다. 지진조기경보체계 확립의 취지는 지진발생 후 강진동이 시작하기 전 수 초 혹은 수십 초의 지진대비시간을 확보하고 미리 계획된 조치를 취함으로써 지진재해를 저감하는 것이다. 이러한 목적을 달성하기 위하여 지진의 발생위치와 시간 그리고 발생한 지진의 크기에 관한 정보가 실시간으로 확보되어야 한다. 본 연구에서는 한반도에서 지진조기경보의 가능성을 평가하기 위하여 지진의 발생위치 신속결정 가능성과 지진 규모의 신속결정 가능성을 고찰하였다.

지진발생위치의 신속결정을 위하여 진원 부근 2개의 지진 관측소에서 확보한 초동 도착시간과 주변의 다른 관측소에서는 아직 초동이 관측되지 않았다는 사실을 이용한다. 우리나라 내륙 및 주변해역에서 발생한 주요 지진의 신속한 진앙 위치 결정에 이 기술을 적용하였다. 관측소 외부에서 지진이 발생할 경우 이 기술로는 효과적인 지진위치의 결정이 어렵지만, 관측망 내부에서 지진이 발생할 경우 본 기술을 이용하여 지진의 발생 위치를 신속히 결정 할 수 있다. 수도권의 경우 10 - 50 초의 지진대비시간을 확보할 수 있을 것으로 예상되며, 주어진 시간 내에 사전 준비된 조치를 취함으로써 유사시 지진재해저감에 크게 기여할 것이다.

지진조기경보의 목적을 달성하기 위해서 확보해야 할 또 하나의 기술은 신속한 지진규모결정방법이다. 현실적으로 지진규모 결정에 사용할 수 있는 시간이 매우 짧고, 사용 가능한 정보가 P파 초기의 수초에 불과하다는 사실 때문에 지진 규모의 신속결정에는 많은 어려움이 있다. P파 도착 초기 수초간의 자료를 사용하여 S파 도착시의 진도를 예측하기 위한 연구가 전세계적으로 활발히 진행되고 있으며 본 연구에서도 이러한 선행연구를 기초로 연구를 착수하였다. 특히 이번 연구에서는 우리나라 광대역 지진관측 자료를 활용하여 지진조기경보를 위한 신속 지진 규모 결정을 시도하였다. 또한 지진조기경보가 피해를 야기할 수 있는 규모 6.5 이상의 강진을 대상으로 그 연구가 진행되어야 하지만 국내에서는 이러한 강진이 발생하여 관측된 사례가 없는 점을 감안하여 소규모 및 중규모 지진을 활용하여 지진의 강진동을 예측 할 수 있는 방안에 대해서도 살펴보았다.

한국의 지체구조는 선캠브리아기 3개의 육괴(낭림육괴, 영남육괴, 경기육괴)와 2개의 습곡벨트(Imjingang Belt, Ogcheon Belt)로 분리되었다. 최근 북중국대륙과 남중국대륙의 충돌 융합대가 한국의 임진강대로 연장되었을 것이라는 가설이 제기되었고, 뿐만 아니라 이 연장선이 옥천대로 연장되었을 것이라는 가설까지 제기되면서 그 논란은 가중되었다. 본 연구에서는 한국해양연구원, 중국 지질지구물리연구원, 국립 공주대학교가 함께하는 국제공동연구를 추진하였으며, 이

에 2007년 9월 이후 광대역 임시지진관측소(11개 관측소)를 중국과 한국의 황해 주변에 설치하여 광대역 지진자료를 수신 중에 있다. 이를 통해, 황해주변의 지각구조 및 동북아시아의 광역 지구구조를 밝히는데 그 목적이 있다. 수신함수는 시간영역에서의 반복 디콘볼루션을 사용하여 40Hz 샘플링 주파수의 광대역 지진자료로부터 계산되었다. 경기육괴의 Crust-Mantle Transition(CMT)는 30~34km 깊이에서 관측되었으며, 옥천대는 34km 깊이에서 관측되었다. 옥천대의 CMT는 경기육괴의 CMT에 비해 상대적으로 깊은 곳에 위치해 있으며, CMT 층의 두께는 경기육괴의 것이 두껍게 나타났다. Sulu Belt에 속하는 완관관측소의 CMT는 32~34km 깊이에서 관측되었으며, 지아오난관측소의 CMT는 36~38km에서 관측되었다. 이는 양쯔지괴에 속하는 구안관측소의 CMT에 비해 상대적으로 깊고 두꺼운 CMT를 나타낸다. 이러한 특성은 남중국대륙과 북중국대륙이 충돌 합쳐지면서 생성된 Sulu Belt의 특성으로 보여진다.

대규모 피해를 야기할 수 있는 지진은 이전에 알려진 단층에서 발생하는 것이 일반적이지만 경우에 따라서는 기존에 알려지지 않은 단층에서 발생하기도 한다. 특히 대도시 혹은 주요 구조물 주변의 알려지지 않은 단층에서 지진이 발생 할 경우, 지진에 대한 준비가 미흡하여 큰 피해를 야기할 수 있다. 고문헌에 지진으로 인한 피해가 기록되어 있는 지역도 계기 지진 관측 기간 동안에는 주요 지진이 발생하지 않는 지진 정지기에 있을 수 있으며, 이러한 지역의 지진위험성은 크게 과소평가되는 경향이 있다. 이러한 지역, 즉 최근 수 십년 동안의 계기지진관측 기록상에 주요 지진이 발생하지 않은 지역도 지진자료를 정밀 분석해 보면, 아주 작은 규모의 미소지진이 발생한 바 있고, 경우에 따라서는 이 지역에서 중규모 이상의 지진이 발생하여 피해를 야기하기도 한다. 본 연구에서는 지진활동이 많지 않은 지역에서의 장기간 관측기록과 단기간의 고정밀-고밀도 관측기록을 분석하여 지하 지진유발 가능 구조를 규명하고자 하였다. 우리나라에서는 유사 연구 사례 혹은 시도가 없었으므로 본 연구의 목적에 부합하는 국외의 지진활동도가 낮은 지역이면서도 고정밀-고밀도 지진감시가 수행되고 있는 지역의 자료를 활용하여 연구역량을 확보하고자 하였다.

지반특성은 지진동, 액상화 및 산사태 등으로 인한 지질재해 위험성 평가에서 중요한 요소로 사용될 수 있다. 일반적으로 지역적 지반특성을 규명하기 위한 지반분류에서는 시추나 탄성과 탐사를 이용하는 방법을 많이 사용하나, 이번 연구에서는 지질도와 지형도를 활용하였다. 본 연구에서는 수치지질도로부터 지질시대와 암상 자료를 추출하고, 지형도로부터는 고도와 경사도 자료를 추출한 후 GIS를 사용하여 경상남북도 지역의 지반을 분류하였다. 그 결과 연구지역의 지반은 지반분류 B(보통암)가 우세하게 나타나며, 하천과 매립지 부근에서는 이보다 연약한 지반으로 이루어져 있다. 이 결과를 연구지역의 시추자료를 사용한 지반분류와 비교해보면 약 73% 정도 일치한다. 오차원인은 주로 지질도 혹은 지형도에서 기인한다고 사료되며, 일부는 시추작업과 현장조사를 통해 직접적인 오류 원인을 찾아야 하는 경우도 있다. 이 연구 결과는 지진, 홍수, 사태 및 액상화 등

의 지질재해 및 토지이용계획 수립 시 유용한 자료로 사용될 수 있을 것이다.

지진, 산사태, 액상화 등으로 인한 지질재해 규모는 지역적 지반상태에 따라 크게 변화한다. 그러므로 지질재해예측시스템(Geologic Loss Estimation System)을 구축·운영하기 위해서는 연구대상 전 지역에 대한 지반분류가 필요하다. 이는 GIS에서 지질도 또는 지형도 등을 이용한 간접적인 방법으로 수행될 수 있다. DEM에서 추출한 경사도는 지반분류의 주요 기준으로 사용될 수 있고, 이때 DEM의 해상력에 따라 그 결과가 다르게 산출될 수도 있다. 본 연구에서는 고해상도와 저해상도의 DEM으로부터 추출된 경사도를 토대로 지반분류를 수행하는 경우 DEM 해상도가 지반분류 결과에 미치는 영향을 고찰하였다. 고해상도와 저해상도의 DEM을 이용하여 우리나라 동남부 지역을 경사도 기준으로 지반분류한 후 각 지반분류별 면적을 비교한 결과, 두 해상도 간에 지반분류 C(매우 조밀한 토사 또는 연암) 지역과 E(연약한 토사) 지역의 면적에 현저한 차이가 있다. 지반분류 B(보통암)와 E 지역의 면적은 고해상도의 DEM을 바탕으로 구축한 지반분류도에서 크게 산출되었고, 지반분류 C와 D(단단한 토사) 지역의 면적은 저해상도의 DEM을 바탕으로 구축한 지반분류도에서 크게 산출되었다. GIS에서 다시 제작한 여러 개의 상이한 해상도의 DEM을 이용해 같은 방법으로 지반분류를 수행한 결과, 고해상도에서 저해상도의 지반분류도로 갈수록 지반분류 B와 E 지역의 면적은 감소하고, C와 D 지역의 면적은 점차 증가하는 현상을 확인하였다. 또한 선행연구에서 시추자료를 바탕으로 수행한 지반분류 결과와 비교해보면 고해상도의 지반분류도에서 74% 일치한다. 우리나라에서 경사도를 지반분류 요소로 사용할 경우, 지형의 변화가 심하고 인구나 산업시설이 밀집된 재해 고위험군 지역은 고해상도의 지도를 이용하여 결과의 신뢰성을 확보해야 한다.

지진피해예측시스템(HAZUS)을 이용하여 지진발생 시 지역별 재해규모를 예측할 수 있으며, 이 결과는 실제상황에서는 신속하고 효과적인 피해복구대책을, 가상지진상황에서는 실효성 있는 종합 지진재해대비책을 수립하는데 큰 도움을 줄 수 있다. 지역적 지반특성에 따라 지진동의 크기가 다르게 나타나므로, 지역적 지반특성을 반영한 지반특성분류도를 작성하여 지진재해예측시스템 구현에 적용하면 보다 신뢰성 높은 피해예측 결과를 산출 할 수 있다. 이번 연구에서는 경주지역에서 발생하는 규모 6.7의 가상지진에 대하여 지반특성분류도를 적용한 경우와 그렇지 아니한 경우 지역별 지진재해예측 결과에 차이가 있음을 확인하였다. 지반특성분류도를 적용하지 않았을 경우에는 지진발생위치로부터 거리가 멀어질수록 점차적으로 재해가 작아지는 일정한 형태를 보인다. 그러나 지반특성분류도를 적용한 경우에는 지진발생위치와 지반특성이 동시에 지역별 재해크기에 영향을 미친다. 경주시의 경우 지진발생위치와 가까이 위치하기 때문에 피해규모가 크고, 포항시 남구의 경우 이 지역에 광범위하게 분포하고 있는 연약지반의 영향으로 경주와 비슷한 피해규모가 예상된다.

대규모 피해를 야기할 수 있는 지진은 이전에 알려진 단층에서 발생하는 것

이 일반적이지만 경우에 따라서는 기존에 알려지지 않은 단층에서 발생하기도 한다. 특히 대도시 혹은 주요 구조물 주변의 알려지지 않은 단층에서 지진이 발생할 경우, 지진에 대한 준비가 미흡하여 큰 피해를 야기할 수 있다. 고문헌에 지진으로 인한 피해가 기록되어 있는 지역도 계기 지진 관측 기간 동안에는 주요 지진이 발생하지 않는 지진 정지기에 있을 수 있으며, 이러한 지역의 지진위험성은 크게 과소평가되는 경향이 있다. 이러한 지역, 즉 최근 수십 년 동안의 계기지진관측 기록상에 주요 지진이 발생하지 않은 지역도 지진자료를 정밀 분석해 보면, 아주 작은 규모의 미소지진이 발생한 바 있고, 경우에 따라서는 이 지역에서 중규모 이상의 지진이 발생하여 피해를 야기하기도 한다. 본 연구에서는 지진활동이 많지 않은 지역에서의 장기간 관측기록과 단기간의 고정밀-고밀도 관측기록을 분석하여 지하 지진유발 가능 구조를 규명하고자 하였다. 우리나라에서는 유사 연구 사례 혹은 시도가 없었으므로 본 연구의 목적에 부합하는 국외의 지진활동도가 낮은 지역이면서도 고정밀-고밀도 지진감사가 수행되고 있는 지역의 자료를 활용하여 연구역량을 확보코자 하였다.

## V. 연구개발결과의 활용계획

한반도 및 그 주변에 존재하는 지진다발지역에서 발생하는 지진의 발생위치 결정의 정확성을 향상시키기 위한 연구를 수행하였다. 본 연구에서는 2007년 규모 4.8 오대산 지진군과 동해연안 영덕 부근에서 발생하는 미소지진의 위치를 정확히 결정하였다. 지진조기경보를 위한 진앙위치 신속결정 방법을 고찰함으로써 향후 현업적용가능성에 관한 연구를 일부 수행하였다. 2007년 오대산 지진군과 영덕앞바다 미소지진 발생위치 재결정 결과와 진원 메커니즘 결과를 비교하여 단층해를 찾을 수 있었다. 본 연구에서 수행한 보다 정확한 지진발생위치 결정 혹은 보다 신속한 진앙위치 추정 방법 연구 결과는 다음과 같은 분야에 활용이 가능하다.

- 한반도 지진과 활성단층
- 지진 위험성평가 및 지진재해 저감
- 한반도의 지진과 지체구조
- 지진조기경보
- 지진위험도
- 주요시설물의 지진 안전성 평가
- 지진재해 손실 예측

## S U M M A R Y

### I. Title:

Improving Earthquake Locations in the Korea Peninsula  
Using Station Correction Terms and Waveform Similarity Measurements

### II. Necessity and Objectives of the Study

Earthquakes can cause large economic and social damages, although their duration time is relatively short in the source. It is well known the earthquake and its related phenomena are the most devastating hazard factors in the earth. During the past century, the earth repeatedly experienced earthquake damages. The 1976 Tanshan, China, earthquake were blamed for more than 250,000 death (official estimates). The magnitude 7.2 Kobe, Japan, earthquake in January 1, 1995, caused more than 10 billion US dollars of economic damage. In this century, the magnitude 9.0 great earthquake and tsunami in December 2004 in Southeast Asia caused more than 300,000 death and 5,000,000 victims. The Haiti earthquake occurred at the region of relatively low seismicity region to cause more than 150,000 deaths and 5,000,000 victims. Most recently, we witnessed a great earthquake in the Tohoku region of Japan. Extremely serious concern has been raised after the magnitude 9.0 earthquake because the event was accompanied by the devastating tsunami and radiation leakage accident at the nuclear power plant.

Determination of earthquake source parameters (earthquake locations and origin times) is a routine once earthquake occurs. Temporal and spatial distribution of earthquake parameters and their relation with the subsurface geological structures provide fundamental information for studies of seismic hazards, earthquake hazard mitigation plan, subsurface velocity structure and others. Precise determination of earthquake parameters, thus, is the first step before any seismological studies. Earthquakes can be mislocated due to poor phase arrival readings, errors in the velocity model, bad station distributions, and inefficient location algorithms. Poor phase picking and lack of information on the velocity structure are the major source of errors in the earthquake location. Current study addresses the improvement of earthquake locations when proper velocity models for the study area are not available. In the earthquake early warning for seismic hazard mitigation effort, the rapid determination of earthquake location is crucial. The study also addresses the feasibility of rapid earthquake location under the current configuration of seismic network and the warning time for potential earthquakes in Korea. Results of the study, improving earthquake locations and faster location determinations, provide basic information for

detailed studies of seismology and seismic hazard mitigation for the potentially disastrous earthquakes.

### III. General Scope of the Study

Earthquake location is the first routine as soon as we notice an earthquake. Most earthquake-related researches including, but not limited to, seismic hazard estimation, earthquake hazard reduction efforts, subsurface structure and focal mechanism studies, start from the reliable earthquake hypocenters. Thus, determination of precise earthquake location is the first priority task in seismological studies. Although the distribution of earthquake hypocenters announced by Korea Meteorological Administration (KMA) seems random and spread over wide area in the Korea peninsula, many earthquakes repeatedly occur in a small area to form a few high seismicity region. The observation is consistent with our understanding in which earthquakes occur along an existing weak zone. This observation also implies that the current seismicity can provide a crucial information to define any areas to nucleate large earthquake and their magnitudes.

Assuming there are errors in the P- and S-waves velocity models and estimations of arrival times, we tried to improve the relative earthquake locations using the station correction terms and waveform similarities. Both methods can be applied to spatially clustered earthquakes. Joint Hypocenter Determination Method (JHD) adopts station correction terms to compensate the discrepancies between the velocity model and the real earth structure along the ray paths. In the relative earthquake location method using the waveform similarity, it is used that the waveforms are similar when two earthquakes share the ultimately same travel path from sources to receivers. Assuming the focal mechanisms are the same, the difference in the waveform is simply represent the distance between the two events. Generalizing the observation enables a cluster of earthquakes occurring very close to each other to locate precisely.

We showed it is not always possible to relate surface fault traces and seismicity in Korea as we have shown by analyzing the 2007 magnitude 4.8 Odaesan earthquake sequence. During the study, we detected micro-earthquakes before and after the Odaesan main event. We defined a completely different fault geometry from the previously accepted one based on surface geology observations. Results of the study concluded that it is necessary to confirm the fault geometry using not only surface observations but also precise earthquake hypocenters.

Rapidity matters in the earthquake early warning (EEW). The location of

potentially hazardous earthquakes can be quickly estimated from the arrival times of the P-waves at just two stations and the lack of arrivals at other nearby stations. We explored the feasibility of EEW with rapid determination of earthquake hypocenters and earthquake warning time for potential large earthquake occurring in the Korea National Seismic Network operated by KMA.

#### IV. Results of the Study

A moderate-sized earthquake (ML 4.8) occurred in the mid-east Korea Peninsula on 20 January 2007. It was the largest inland earthquake to occur there since the inception of a modern seismic observation system. Although only four aftershocks were noticed in previous studies, a careful review of continuous data revealed that the main event was accompanied by at least 74 micro foreshocks and aftershocks. A subset of 25 events was selected for further analysis to determine precise earthquake locations, focal mechanism solutions, and the current status of regional tectonic stress, as well as to answer questions raised about the sequence. Earthquake hypocenters were seen to be more clustered after the HypoDD relocation. A source radius of 1 km for the main event was estimated based on the distribution of precisely determined aftershock locations. Focal mechanism solutions of larger events in the sequence suggest either a left-lateral strike-slip fault trending WNW-ESE or a right-lateral strike slip fault trending NENSWS as the responsible structure. Although the Woljeongsa Fault striking NENSWS in the local geological map matches one of the proposed trends, precise earthquake relocation results gave a contradictory result, showing that a previously unknown WNWESE striking fault was responsible for the earthquake sequence. We also observed an unusual lack of large-magnitude aftershocks, a relatively large stress drop during the main event, and no previous earthquake record in the region. Observations made in the study consistently indicate the sequence nucleated along a less-developed fault. Focal mechanism solutions suggest the current status of tectonic stress governing earthquake generation in Korea is ENEWSW compression and NNWSSE extension.

A cluster of micro-earthquakes in the transition zone between the continental and oceanic crust in the East Sea was relocated using the Joint Hypocenter Determination (JHD) method. In order to increase the number of available earthquakes and to take advantage of the high detection capability of the Korea National Seismic Network (KNSN), continuously recorded seismic data were reviewed to identify 56 micro-earthquakes occurring in a 20 km  $\times$  20 km region. The initial earthquake hypocenters were determined using a routine single event location method. Single event locations do not reveal any significant structures in the study area. After

relocating the earthquake hypocenters using the JHD technique, the earthquakes were clustered and four potential faults responsible for earthquake generation in the subsurface were delineated. They are defined by two sub-vertical and two steeply south-dipping seismicities located next to each other.

The fundamental purpose of an earthquake early warning (EEW) system is to provide an advance warning/alarm of strong ground shaking from large earthquakes that will help to mitigate earthquake damage. To accomplish this goal, both the location and the size of an earthquake must be automatically estimated as rapidly as possible, i.e. essentially in real-time. Given a sufficiently dense seismic array, such as in Korea, we have shown in a previous investigation that the location of potentially hazardous earthquakes can be quickly estimated from the arrival times of the P-waves at just two stations and the lack of arrivals at other nearby stations. Size, however, is difficult to estimate in a real-time environment where the implicit constraint is to use only several seconds of P-wave data to estimate earthquake source parameters. However, it is possible to predict the intensity of strong ground shaking from the damaging S-waves from the intensity of the observed P-waves. Here we investigate two methods for the rapid estimation of shaking intensity using the data from broadband sensors in the Korean seismic array. There is good agreement between methods for smaller events up to M5.2 but extrapolating the results to larger magnitudes is problematic; one method, however, may have an advantage in an EEW system.

Teleseismic events are used to obtain shear-wave velocity models beneath the stations of the Yellow Sea Broadband Seismic Network (YSBSN). Some stations are located on top of either a thick sedimentary basin or highly porous volcanic rocks and receiver functions at these stations exhibit prominent high-amplitude and long-period reverberations which obscure the subtle phases associated with deeper structures. Due to the shallow subsurface effects in receiver functions, shear-wave velocity models beneath only 8 broadband seismic stations are successfully inverted. Depth to the crust-mantle transition (the Moho) varies from 30 to 38 km beneath YSBSN stations. The thickest crust is observed beneath the station JNN in China, which is attributed to the ancient collision boundary between the North China block and the South China block. Although general increase of the crustal thickness from north to south in Korea is observed with high confidence, it is not possible to delineate the location of potential collision boundary in the southern Korea peninsula, which would require wider coverage by broadband seismic instruments to resolve.

The Taipei basin, historically low in seismicity, is located in northern Taiwan. A dense broadband seismic array was deployed in the basin in June 2004 to monitor

seismic activity. During the period of operation, three felt earthquakes occurred near the eastern part of the Taipei basin, about 3 km to the south of Taipei 101 then the tallest building in the world. Relocated earthquakes show a southeast-dipping distribution of hypocenters beneath the Taipei basin. The seismicity pattern and focal mechanisms of the three felt events suggest the existence of a blind normal fault whose surface projection is along the river channel in the middle of the basin.

Site characteristic is an important input parameter in the geologic hazard assessments including, but not limited to, earthquakes, liquefaction and landslides. Although it is a routine to use data collected by boreholes or seismic prospecting for site classifications, we used indirect methods using the geologic and the topographic maps. A site classification map in the Gyeongsang Province has been produced by GIS tools based on geologic age, rock types, and elevations from the geologic map and the topographic map of Korea. Site B (rock site) is dominant in the study area, although softer soils are observed along rivers and in reclaimed lands. We have found that 73% of the site classification results in the study are in concordance with those obtained from borehole data. Observed discrepancies are attributed to errors in the geologic and the topographic maps. For some sites, the origin of the differences is not clear, which requires a further field study or a drilling. Site classification from this study provides essential information for reliable hazard assessments of earthquakes, floods, landslides and liquefaction. Results obtained in the study also play a crucial role in land use planning for developing areas.

Site conditions affect the magnitude of loss due to geologic hazards including, but not limited to, earthquakes, landslides and liquefaction. Reliable geologic loss estimation system requires site information which can be achieved by GIS-based method using geologic or topographic maps. Slope data derived from DEM can be an effective indicator for classifying the site conditions. We studied and discussed the effect of different DEM resolutions in the site classification. We limited the study area to the south-eastern Korea and used two different resolutions of DEMs to observe discrepancies in the site classification results. Largest discrepancy is observed in the areal coverage of site class C (very dense soil) and E (soft soil). Comparison of results shows that more areas are classified as site class B (general rock) or E (soft soil) when we use higher resolution DEM. The comparison also shows that more areas are classified as site class C (very dense soil and soft rock) or D (stiff soil) using lower resolution DEM. The comparison of results using resampled DEMs with different resolutions shows that the areal coverage of site class B and E decreases with decreasing resolutions. On the contrary, areal coverage of site class C and D increase with decreasing resolutions. It is also shown 74% of site classifications

determined by borehole data agrees with the site classification map using the high resolution DEM. Loss estimation system can take advantage of higher-resolution DEMs in the area of rugged or populated to obtain precise local site information.

Regionally varying seismic hazards can be estimated using an earthquake loss estimation system(e.g. HAZUS). The resulting estimates for actual earthquakes help federal and local authorities develop rapid, effective recovery measures. Estimates for scenario earthquakes help in designing a comprehensive earthquake hazard mitigation plan. Local site characteristics influence the ground motions ensuing from earthquakes. Realistic loss estimates can be obtained using a site classification map, which faithfully portrays the characteristics of the shallow subsurface. We estimated the losses due to a magnitude 6.7 scenario earthquake in Gyeongju, with and without a site classification map. Significant differences in loss estimates were observed. The loss without the site classification map decreased without variation with increasing epicentral distance, while the loss with the site classification map varied from region to region, due to both the epicentral distance and local site effects. The major cause of the large loss expected in Gyeongju is the short epicentral distance. Pohang Nam-Gu is located farther from the earthquake source region. Nonetheless, the loss estimates in the remote city are as large as those in Gyeongju and are attributed to the site effect of soft soil found widely in the area.

## V. Suggestions for Applications

A few clustered earthquakes in the Korea peninsula and its vicinity are relocated to obtain better relative locations. Considered clusters in the study include the 2007 M 4.8 Odaesan earthquake sequence and the earthquakes occurring in the Youngduk offshore area. Rapid earthquake location method for earthquake early warning is also reviewed for site-operation. Using relocation results as well as the focal mechanism of the 2007 Odaesan earthquake sequence and Youngduk offshore micro-earthquakes reveal the rupture planes and responsible fault geometry. Results of the study, can provide basic for the following studies.

- Seismicity and active faults in Korea
- Seismic hazard estimation and mitigation
- Seismicity and tectonic boundaries in Korea
- Earthquake early warning
- Seismic hazard map
- Seismic safety evaluation of infrastructures
- Earthquake Loss Estimation

# CONTENTS

Summary	11
I. Title	11
II. Necessity and Objectives of the Study	11
III. General Scope of the Study	12
IV. Results of the Study	13
V. Suggestions for Applications	16
Contents	17
Chapter 1. Outline of the study	27
Chapter 2. Status of technological development in domestic and overseas	29
Chapter 3. Contents and results of the study	30
3.1 The 2007 ML 4.8 Odaesan earthquake and its implications for regional tectonics in Korea	30
3.1.1 Outline	30
3.1.2 Introduction	30
3.1.3 Data and initial earthquake locations	31
3.1.4 Precise relocation and focal mechanism solutions of the Odaesan earthquake sequence	32
3.1.5 Background seismicity and foreshock sequence	34
3.1.6 Aftershock sequence	35
3.1.7 Current stress field in the Korea peninsula	37
3.1.8 References	37
3.2 Relocation of Youngduk offshore micro-earthquakes	50
3.2.1 Introduction	50
3.2.2 Seismotectonics of the study area	51
3.2.3 Data	52
3.2.4 Methods	53
3.2.5 Results and Discussions	55
3.2.6 References	57
3.3 Rapid determination of location and magnitude in Korea	66
3.3.1 Overview	66
3.3.2 Introduction	67
3.3.3 Necessity of rapid determination of earthquake locations	69
3.3.4 Techniques	70
3.3.5 Application of the rapid location technique	70
3.3.6 Rapid determination of earthquake magnitude	71

3.3.7	Pitfalls in the rapid determination of earthquake magnitude .....	73
3.3.8	References .....	75
3.4	Crust and upper-mantle structures beneath the region around the Yellow Sea from teleseismic receiver functions .....	89
3.4.1	Introduction .....	89
3.4.2	Methods .....	90
3.4.3	Data .....	90
3.4.4	Results and discussions .....	92
3.4.5	References .....	94
3.5	Earthquake loss estimations .....	112
3.5.1	GIS-based site classification in the Gyeongsang Province constrained by geologic and topographic information .....	112
3.5.1.1	Introduction .....	112
3.5.1.2	Methods and Data .....	113
3.5.1.3	Establishing classification criteria .....	114
3.5.1.4	Site classification using geological database .....	115
3.5.1.5	Vs30 site classifications using slope .....	117
3.5.1.6	Site classifications and review .....	118
3.5.1.7	Results and discussions .....	122
3.5.1.8	References .....	124
3.5.2	Effects of DEM resolutions in site classification .....	127
3.5.2.1	Introduction .....	127
3.5.2.2	Data and methods .....	128
3.5.2.3	Results .....	129
3.5.2.4	Discussions .....	130
3.5.2.5	Conclusions .....	132
3.5.2.6	References .....	134
3.5.3	A simulation of earthquake loss estimation with application of a site classification map .....	144
3.5.3.1	Introduction .....	144
3.5.3.2	Methods .....	145
3.5.3.3	Data .....	146
3.5.3.4	Loss estimation results .....	148
3.5.3.5	Discussions and conclusions .....	160
3.5.3.6	References .....	161
3.6	Subsurface fault structures .....	163
3.6.1	Overview .....	163

3.6.2 Summary .....	163
3.6.3 Introduction .....	163
3.6.4 Data .....	164
3.6.5 Joint Hypocenter Determination Method .....	165
3.6.6 Seismicity in the Taipei basin .....	166
3.6.7 Discussions .....	167
3.6.8 References .....	168
Chapter 4. Achievements and external contributions .....	174
Chapter 5. Plan for applications .....	175
Chapter 6. Overseas research information .....	176
Chapter 7. Security level of the research results .....	177
Chapter 8. Research facilities registered at NTIS .....	178
Appendix 1. Application plan of the research results .....	179
Appendix 1.1 Application plan of the research results.....	180
Appendix 1.2 Summary of the technology .....	188
Appendix 2. Security level of the research results .....	193
Appendix 3. Research facilities registered at NTIS .....	194

## 목 차

요 약 문	4
I. 제 목	4
II. 연구개발의 목적 및 필요성	4
III. 연구개발의 내용 및 범위	5
IV. 연구개발결과	6
V. 연구개발결과의 활용계획	10
목 차	20
그림 및 표 목차	23
제 1 장 연구개발과제의 개요	27
제 2 장 국내외 기술개발 현황	29
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	30
3.1 2007년 규모 4.8 오대산 지진 분석 및 한반도 지체구조	30
3.1.1 개요	30
3.1.2 서론	30
3.1.3 지진자료 및 초기 지진발생위치 결정	31
3.1.4 오대산 균지진의 발생위치 정밀재결정, 단층면해 분석 및 기진단층 규명	32
3.1.5 오대산 지진 본진 이전의 진원 지역 지진성향	34
3.1.6 오대산 지진 여진 성향	35
3.1.7 한반도 주변 응력장	37
3.1.8 참고문헌	37
3.2 영덕 앞바다 미소지진 발생위치 재결정	50
3.2.1 서론	50
3.2.2 지진지체구조 환경	51
3.2.3 연구자료	52
3.2.4 연구방법	53
3.2.5 결과 및 고찰	55
3.2.6 참고문헌	57
3.3 지진 발생위치 및 규모 신속결정	66
3.3.1. 개요	66
3.3.2 서론	67
3.3.3 지진 발생위치 신속 결정의 필요성	69
3.3.4 초동관측 시간차를 이용한 지진 발생위치 추정	70
3.3.5 초동관측 시간차를 이용한 한반도 지진 발생위치 조기 결정	70
3.3.6 지진규모의 신속결정	71

3.3.7	지진 규모 조기 결정시 고려사항	73
3.3.8	참고문헌	75
3.4	황해주변 지각 및 상부맨틀 구조	89
3.4.1	서론	89
3.4.2	연구 방법	90
3.4.3	결과	90
3.4.4	결론 및 토론	92
3.4.5	참고문헌	94
3.5	지진재해예측	112
3.5.1	GIS기반의 지질·지형 자료를 활용한 경상도지역의 지반분류	112
3.5.1.1	서론	112
3.5.1.2	연구방법 및 자료구축	113
3.5.1.3	지반분류를 위한 기준설정	114
3.5.1.4	지질도 DB를 이용한 지반분류	115
3.5.1.5	경사도를 이용한 Vs30의 지반분류	117
3.5.1.6	지반분류 결과 및 검토	118
3.5.1.7	결론 및 토의	122
3.5.1.8	참고문헌	124
3.5.2	DEM 해상도가 지반분류에 미치는 영향	127
3.5.2.1	서론	127
3.5.2.2	자료구축 및 연구방법	128
3.5.2.3	결과	129
3.5.2.4	토의	130
3.5.2.5	결론	132
3.5.2.6	참고문헌	134
3.5.3	지반특성을 고려한 경주지역 지진손실예측 모의	144
3.5.3.1	서론	144
3.5.3.2	연구 방법	145
3.5.3.3	자료 구성	146
3.5.3.4	재해예측 결과	148
3.5.3.5	결론	160
3.5.3.6	참고문헌	161
3.6	지하단층구조 규명 연구	163
3.6.1	개요	163
3.6.2	요약	163
3.6.3	서론	163
3.6.4	자료	164

3.6.5 Joint Hypocenter Determination 방법	165
3.6.6 대북분지의 지진활동도	166
3.6.7 토의	167
3.6.8 참고문헌	168
제 4 장 목표 달성도 및 관련 분야에 대한 기여도	174
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	175
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외 과학기술 정보	176
제 7 장 연구개발결과의 보안등급	177
제 8 장 국가과학기술종합정보 시스템에 등록된 연구시설·장비현황	178
[첨부 1] 연구개발결과 활용계획서	179
[붙임1] 연구개발결과 활용계획서	180
[붙임2] 기술 요약서	188
[첨부 2] 연구개발결과의 보안 등급	193
[첨부 3] 국가연구시설·장비 정보 및 등록 현황	194

## 그림 및 표 목차

### <표 차례>

Table 3.2.1 1-D velocity model used for earthquake location (Kim and Chung, 1985) .....	60
Table 3.3.1 지진요소 (기상청, 2008) .....	80
Table 3.5.1.1 NEHRP 기준에 따른 지반분류 .....	114
Table 3.5.1.2 본 연구에서 적용한 지반분류 기준 .....	115
Table 3.5.1.3 지반분류 오류 가능성 사례 및 제안 .....	120
Table 3.5.2.1 NEHRP의 지반분류체계와 경사도 비교 .....	137

### <그림 차례>

Figure 3.1.1 Earthquake and seismic stations in the Odaesan Earthquake source area. ....	41
Figure 3.1.2 Waveforms recorded at the seismic station DGY. ....	42
Figure 3.1.3 PGAs observed at DGY. ....	43
Figure 3.1.4 Earthquake relocation of the Odaesan earthquake sequence using HypoDD. ....	44
Figure 3.1.5 Waveforms of the 5 largest events. ....	45
Figure 3.1.6 Locations of the five largest earthquakes in the Odaesan earthquake sequence. ....	46
Figure 3.1.7 Waveform comparison for three larger earthquakes. ....	47
Figure 3.1.8 Waveforms at station DGY for three larger events. ....	48
Figure 3.1.9 Current state of stress in the southern Korea Peninsula. ....	49
Figure 3.2.1 Distribution of earthquakes in the southern Korean Peninsula between 1978 and 2010. ....	61
Figure 3.2.2. Location of micro-earthquakes in the Yongduk offshore region. ....	62
Figure 3.2.3 (a) Magnitude-time distribution of micro-earthquakes in the study area between 2007 and 2010. (b) Temporal distribution of earthquakes. ....	63
Figure 3.2.4 Frequency-magnitude distribution of micro-earthquakes in the study area. ....	64
Figure 3.2.5 Hypocenters of micro-earthquakes selected for JHD analysis in the Youngduk offshore region. ....	65
Figure 3.3.1 지진조기경보를 위한 지진발생위치 신속추정 결정방법. ....	81
Figure 3.3.2 지진관측망 내부에서 발생한 지진의 신속진앙결정. ....	82
Figure 3.3.3 지진관측망외부에서 발생한 지진의 신속지진위치결정 .....	83
Figure 3.3.4 지진관측망외부 해저에서 발생한 지진의 신속지진위치결정 .....	84

Figure 3.3.5 Bandpass filter for shaking intensity and examples of filtered seismic records. ....	85
Figure 3.3.6 Earthquake and station locations for analysis. ....	86
Figure 3.3.7 Va and PGD for earthquake records observed at KNSN and JMA seismic network. ....	87
Figure 3.3.8 Evolution of estimated magnitude for a 6.7 Japan earthquake. ....	88
Figure 3.4.1 Simplified tectonic map of the northeast Asia. ....	96
Figure 3.4.2 Event locations (solid circles) used in the receiver function analysis in the study. ....	97
Figure 3.4.3 Typical teleseismic earthquake data and receiver functions recorded at KOJ. ....	98
Figure 3.4.4 Radial component receiver functions from 4 teleseismic earthquakes recorded at station ANS and a representative receiver function obtained by stacking. ....	99
Figure 3.4.5 Initial velocity model for 1-D velocity inversion ....	100
Figure 3.4.6 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station ANS. ....	101
Figure 3.4.7 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station PYN. ....	102
Figure 3.4.8 (a) Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station KOJ. ....	103
Figure 3.4.9 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station BUA. ....	104
Figure 3.4.10 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station JIN. ....	105
Figure 3.4.11 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station WAN. ....	106
Figure 3.4.12 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station JNN. ....	107
Figure 3.4.13 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station GYN. ....	108
Figure 3.4.14 Arrival time variations. ....	109
Figure 3.4.15 Offset of P onset on radial component receiver functions. ....	110
Figure 3.4.16 Estimated depths of the crust - mantle transition layers (the Moho) beneath the stations of the Yellow Sea Broadband Seismic Network. ....	111
Figure 3.5.1.1 경상도 지역의 지질시대와 암상구조 (Modified from KIGAM Geologic Map) ....	116

Figure 3.5.1.2	경상도 지역의 지질시대와 암상구조로 구분한 지반분류	116
Figure 3.5.1.3	지질도 기반으로 한 고도와 시대별 암상에 따른 지반분류	117
Figure 3.5.1.4	USGS Custom Vs30에 의한 지반분류	118
Figure 3.5.1.5	지질도와 지형도 자료를 이용한 지반분류 결과	121
Figure 3.5.1.6	지진관측소 지반분류와의 검토	122
Figure 3.5.1.7	경주지역의 지반분류(1:250,000와 1:50,000 지질도의 이용)	122
Figure 3.5.1.8	경상도 지역 지반분류에 0.5 km 버퍼링을 주었을 경우	124
Figure 3.5.2.1	서로 다른 두 해상도의 지형도 (ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)	138
Figure 3.5.2.2	경사도 기준의 지반분류도(ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)	139
Figure 3.5.2.3	경사도 기준의 지반분류도 일부지역의 확대 (ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)	140
Figure 3.5.2.4	고해상도와 저해상도에서 경사도 기준의 지반분류 면적비율	140
Figure 3.5.2.5	해상도별 지반분류 면적비율의 비교	141
Figure 3.5.2.6	지반분류 비교를 위한 시추자료의 추출	141
Figure 3.5.2.7	경사도 기준의 지반분류와 시추지역 지반분류의 비교(ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)	142
Figure 3.5.2.8	2009년도 인구밀도 (KOSIS, 2010)	143
Figure 3.5.3.1	연구방법	145
Figure 3.5.3.2	2005년도 연구지역의 인구와 주택의 수	147
Figure 3.5.3.3	연구지역 지반특성분류도	148
Figure 3.5.3.4	연구지역의 중간규모 주택 피해지도와 지역별 주택 피해	150
Figure 3.5.3.5	지진발생 첫날과 7일 후 병원의 기능	152
Figure 3.5.3.6	지진발생 첫날 주요 기관의 기능 (학교, 경찰서, 소방서)	154
Figure 3.5.3.7	이재민 발생 수	155
Figure 3.5.3.8	새벽 2시 발생지진에 의한 지역 및 등급별 인명피해	156
Figure 3.5.3.9	지반특성분류도 적용과 여러 지반종류에 따른 지역별 주택피해(중간 규모 이상) 비교	157
Figure 3.5.3.10	지반특성분류도 적용과 여러 지반종류에 따른 지진발생 첫날 의료 기관의 기능 비교	158
Figure 3.5.3.11	지반특성분류도 적용과 여러 지반종류에 따른 인명피해(새벽 2시 지진발생) 비교	160
Figure 3.6.1	Seismicity in the Taipei area.	170
Figure 3.6.2	Relocated earthquake epicenters.	171
Figure 3.6.3	Depth cross-section of the earthquakes along line AA' shown in Figure 3.6.2 and cross-sectional view of focal mechanisms for the three felt	

earthquakes. .... 172

Figure 3.6.4 Three-component seismograms of the three felt earthquakes recorded by the nearby downhole seismic station (YH) after bandpass filter (1-10 Hz) and alignment of their S-wave arrivals. .... 173

## 제 1 장 연구개발과제의 개요

지구상에서 발생하는 대부분의 지진은 판과 판의 경계에서 판의 섭입 및 충돌작용에 의하여 발생한다. 우리나라 주변의 일본·대만에서 발생하는 대규모의 지진이 이 경우에 해당되며, 이들 대규모 지진으로 인하여 많은 피해가 발생하고 있다. 우리나라에서 지진활동이 많지 않은 이유는 우리나라가 이러한 판의 경계로 부터 떨어져 있기 때문이다. 그러나 판 내부에서도 대규모의 지진이 발생하고 피해를 유발하기도 하는데, 1976년 규모 7.9의 중국 당산지진, 1811 - 1812년 규모 8.0의 미국 중부 New Madrid 지진 등이 판 내부에서 대규모 지진이 발생하여 큰 피해를 야기한 예이다(Johnston and Schweig, 1996). 우리나라는 지난 수십 년간 지진으로 인한 피해가 매우 미비하였지만 역사문헌 검토에 의하면 우리나라에서도 많은 피해유발 지진이 여러 차례 발생한 바 있으므로 지진으로 인한 피해 가능성을 항상 고려하여야 한다(Chiu and Kim, 2004; Lee and Yang, 2006). 특히 우리나라 오대산 지역에서 2007년 1월 20일 발생한 지진은 우리나라 대부분의 지역에서 지진감지가 보고되기도 하여, 지진위험성 및 지진관련연구의 필요성을 일깨우기도 하였다(기상청 2007; Kyung et al., 2007; Kim et al., 2008).

진원에서의 지진 지속시간은 매우 짧지만 현재의 과학 기술 수준으로는 정확한 단기 예보가 불가능하고, 인명손실, 재산손실 등의 1차적 재해와 더불어 화재, 주요시설의 가동 불능, 공공서비스의 중단, 사회적 혼란 야기 등의 2차적 재해를 수반할 수 있으므로 지진으로 인한 피해 규모는 다른 어떤 자연재해보다 커질 가능성이 크다(강수영 등, 2008). 지진은 일반적으로 기존에 존재하는 단층면을 따라서 오랜 기간에 걸쳐 축적된 응력의 임계한도에 도달하여 발생한다. 과거 발생 지진의 위치를 살펴보면 우리나라에서는 한반도 동남부에 위치한 양산 단층 시스템을 따라서 비교적 많은 수의 지진이 발생하고 있으며, 육상에서 발견된 양산단층 시스템의 해저 연장선상에 위치하는 동해 해저에서도 비교적 많은 수의 지진이 꾸준히 발생하고 있다. 이 지역은 또한 우리나라 경제 성장의 근간이 되는 각종 산업 시설과 우리나라 전력소모량의 상당 부분을 생산하는 원자력 발전소를 비롯한 사회간접자본 시설이 다수 위치하고 있어 국민의 재산과 안녕을 확보하기 위해서 이 지역에서 발생하는 지진의 정확한 위치를 파악하고 원인을 규명함으로써 혹시 발생할 수 있는 지진으로 인한 위험성을 인지하고 사전에 대비하는 연구가 매우 시급하고 절실하다.

지진이 발생하고 지진관측망에 의하여 지진의 발생을 인지하면 지진의 발생 위치와 시간, 규모 그리고 관심지역에서 이 지진으로 인한 진도 추정 등이 가장 우선적으로 수행된다. 이 중 지진의 발생위치 결정을 위해서는 최소 4개의 도착시간 관측이 필요하며, 지진과의 관측된 도착시간과 이론적 도착시간 사이의 차이

를 최소화 시키도록 지진의 위치와 발생시간을 조정함으로써 그 값을 구하게 된다. 이론적 도착시간 계산을 위해서는 대상지역의 지진파 전파 속도 구조에 관한 사전 정보가 필요하다. 실제 지진의 위치를 구하는 과정에서는 우선 진원 위치와 시간의 초기치를 가정하고 이론적 지진파 도착시간을 계산하여 관측된 지진파 도착시간과의 차이를 구한다. 구해진 차를 이용하여 초기치를 수정하고, 수정된 초기치를 다시 진원 위치와 시간 추정을 위한 초기값에 사용하는 반복적 방법(iterative way)을 사용한다. 이런 반복은 미리 정해진 조건을 충족시킬때 종결되며, 일반적으로 관측치와 이론치의 RMS(root-mean-square)를 최소화 시키는 값에 도달 할 때까지 반복된다(Lee and Stewart, 1981).

정확한 지진 발생위치를 결정하기 위해서는 대상 지역의 지하 매질에서의 지진파 전파 속도 구조에 관한 자세한 정보가 필요하다. 우리나라의 경우 많은 연구자에 의하여 1차원 혹은 3차원 지하 속도 구조에 관한 연구가 진행된 바 있고, 현재도 활발히 진행되고 있지만, 연구자에 따라서 다른 결과를 제공하고 있어 한반도 전체를 대표할 수 있는 지하 속도 구조 모델에 관한 추가 연구가 필요하다. 또한 우리나라의 지질학적 특성을 고려할 때 일반적으로 지진위치 결정을 위하여 사용하는 1차원 속도 구조로 우리나라의 지하구조를 표현하기에는 많은 한계가 있을 수 있다. 이러한 상황에서 보다 정확하고 신뢰성있는 지진의 발생위치를 결정하기 위하여, 본 연구에서는 속도구조모델에 의한 민감성이 비교적 적은 JHD (Joint Hypocenter Determination) 방법과 파형의 유사성(Waveform Similarity)를 사용하여 지진의 위치를 결정하였다.

지진예보의 불가능을 인지한 후 지진재해저감을 위하여 고려되고 있는 가장 실현 가능성 있는 방안중의 하나가 지진조기경보이다(Kanamori, 2005). 지진조기경보에서도 가장 먼저 지진의 발생위치에 관한 정보가 필요한데, 기존의 방법을 사용할 경우, 지진 발생위치 결정에 많은 시간이 필요하므로 지진조기경보의 목적 달성을 기대하기 어렵다. 지진조기경보를 위해서는 기존의 방법과는 다른, 즉 가능한 신속히 지진 발생위치를 결정할 수 있는 새로운 방법이 필요할 것이다. 본 연구에서는 지진발생위치 결정의 정확성 향상 연구와 함께 지진조기경보를 위하여 사용가능한 지진위치 결정 방법을 고찰하였으며, 그 내용을 우리나라에서 발생한 지진에 적용함으로써 향후에 지진이 발생할 경우 우리나라 주요 지역에서 확보 가능한 지진대비 시간을 살펴보았다.

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

지진관측망을 사용하여 지진의 발생 사실을 인지하고 가장 먼저 수행되는 과정이 지진의 발생위치, 시간 그리고 규모의 결정이다. 정확한 지진의 발생현황 정보는 관심 지역 내의 지하에 분포하는 활단층의 분포 및 활동도에 대한 가장 기초적인 정보를 제공함으로써 지진위험성 평가의 기초 자료로 사용된다. 지진발생 위치는 또한 판과 판의 경계에서 상호 작용, 지구내부구조 연구, 진원 기작, 내진 설계, 지진재해도 연구를 비롯한 기타 지진관련 연구의 기초정보를 제공하며, 사용된 지진발생위치 정보에 따라 관련연구의 신뢰도를 크게 좌우한다. 이러한 이유로 정확한 지진 발생위치 결정에 관한 연구는 지진학 연구의 근간이 되어 왔으며, 지금도 그 연구가 매우 활발히 진행되고 있다.

일반적으로 사용하는 지진발생위치 결정방법은 P파와 S파의 도착시간을 지진 기록으로부터 읽고, 기존 연구로부터 확보한 지하 지진파 전달 속도 모델을 사용하여 역산으로 지진발생위치를 결정한다. 지진발생위치는 초동 도착시간 판독의 오류, 사용된 속도모델과 실제 지구구조 사이의 차이, 지진위치 결정에 사용된 알고리즘의 문제, 적절치 못한 지진관측소 분포 등에 의하여 잘못 결정될 수 있다.

관측소의 수가 많지 않을 때에는 현업 종사자 혹은 지진기록 판독 경험이 있는 사람이 수작업으로 지진파 도착시간을 판독하는 것이 일반적이었으나, 지진 관측소의 수가 증가하고 생산되는 자료의 양이 증가하여 지진기록을 판독하는데 많은 시간과 노력이 필요하게 되고, 지진신속통보 혹은 지진조기경보의 필요성에 따라 신속성의 중요도가 커짐에 따라 이 작업을 자동화하는 경우가 많다. 지진발생위치의 정밀결정을 위해서는 현업종사자의 수작업에 의한 도착시간 확인 과정이 필요하지만, 자동 지진파 도착시간으로부터 제공된 정보는 수작업자에게 어느 정도의 가이드라인을 제공할 수 있다(Allen, 1982; Withers, 1998; Zhang et al., 2003).

진원위치 결정에 사용되는 모델로 인한 오차는 일반적으로 모델에러라고 불리며 지진 발생위치를 잘못 결정하게 하는 가장 큰 원인이 되기도 한다. 속도모델로 인한 오차를 줄이기 위하여 여러 개의 지진을 동시에 결정하는 Joint Hypocenter Determination (JHD) 방법(Douglas, 1967; Pujol, 2004; Kim et al., 2005)과 파형의 유사성을 사용하는 HypoDD 방법이 사용되어 지진발생위치를 정밀 재결정하기도 한다(Waldhauser, 2002). 국내에서는 유전자 조작법을 사용하여 주어진 속도범위 안에서 수많은 속도모델을 무작위로 생성하고 통계적인 방법을 적용하여 사용된 각 파형의 주행시간에 대한 관측값과 계산값의 차이가 가장 적은 속도구조를 찾아서 진원요소를 정확히 결정하는 GA-MHYPO 방법을 사용하여 악조건 하에서 진원요소를 결정하는 방법이 사용되기도 한다(Kim, 2006).

## 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

### 3.1 2007년 규모 4.8 오대산 지진 분석 및 한반도 지체구조

#### 3.1.1 개요

2007년 1월 20일 한반도 중동부 오대산지역에서 규모4.8의 지진이 발생하였다. 이 지진은 진앙지역에 위치한 학교건물, 마을회관 등에 가벼운 피해를 야기하였다. 비록 이 지진으로 인한 피해는 미비하였지만, 이 지진은 우리나라 지진 관측망의 현대화를 추진해온 이후 우리나라 내륙에서 발생한 지진 중 가장 큰 규모의 지진이었으며, 우리나라의 지진발생, 지진연구, 지진위험성 등 지진관련 전반적인 현황을 점검해 보는 계기를 제공하였다. 지진발생 후 우리나라 전역에서 관측된 기록을 분석하여 지진의 발생 위치, 시간, 규모와 진원기구해 등이 발표되었다. 일련의 선행연구에서 오대산 지진이 주향이동 단층에 의하여 발생하였음을 제시하였지만, 이 정보만으로는 실제 오대산 지진을 일으킨 단층의 특성을 규명하게에는 부족하였다. 본 연구에서는 오대산 지진 발생을 전·후로 기상청, 한국지질자원연구원 등에서 운영하고 있는 지진관측망에 관측된 연속기록 자료를 분석하여 이전에 발표되지 않은 미소지진의 발생여부를 확인하고, 이 미소지진의 발생위치와 시간을 가능한 정확히 결정 하였다. 미소지진 중 양질의 자료를 많이 생산한 일부 지진에 대해서는 진원기구해를 결정하여 진앙 주변의 단층 분포와 비교함으로써 오대산 지진을 일으킨 기진단층 규명을 시도하였다. 또한 본 연구의 결과와 타 연구자들의 선행연구를 바탕으로 오대산 지진의 우리나라 조구조적 의미를 분석하였다.

#### 3.1.2 서론

지구상의 많은 부분이 최근 지진활동도가 매우 낮고 피해를 야기할 정도로 큰 규모의 지진 재래주기가 긴 (102-105 년) 판내부 지역으로 구분된다 (Scholz, 2002). 한반도가 전형적인 판내부 지역의 예이다. 과거 1900년간의 우리나라 역사문헌에 의하면 한반도에서 강한 지진이 발생하여 많은 인명피해와 재산손실을 일으킨 기록이 남아 있지만, 지난 수십 년 간의 계기지진 기록에 의하면 우리나라의 지진활동도가 매우 낮음을 확인할 수 있다 (Kim et al., 1995; Lee et al., 2006; Kyung et al., 2009). 우리나라에서 실시하고 있는 GPS(Global Positioning System) 연구결과 또한 남한 대부분이 3mm/year 이하의 매우 낮은 변형을 보

여주고 있다(Jin et al., 2006).

한반도는 앞에서 언급한 바와 같이 지진이 많이 발생하는 판 경계로부터 떨어져서 유라시아판의 주변부에 위치하고 있다. 한반도의 주요 지구조는 고생대와 중생대에 걸쳐 형성되었다. 현재 한반도의 응력장은 판과 판의 경계로 부터 전달된 조구조력의 영향을 받고있다. 인도-오스트리아판과 유라시아판의 충돌로 인한 영향이 가장 크다고 생각되며, 태평양판의 유라시아판 하부로의 섭입 영향 또한 받는다(Kyung et al., 1996; Baag et al., 1998). 지질자원연구원에서 발행한 우리나라 지질도에는 오대산 지진의 진앙 주변에 월정사단층이 존재하는 것으로 기록되어 있으나, 이 단층의 활동성 등에 관한 자세한 정보가 부재한 상태이다(KIGAM, 2002).

### 3.1.3 지진자료 및 초기 지진발생위치 결정

우리나라의 지진활동을 감시하기 위하여 기상청과 한국지질자원연구원에서 전국 규모의 지진관측망을 운영중이며, 오대산지진의 진앙으로 부터 가장 가까운 곳에 위치한 지진관측소는 진앙으로 약 8 km 떨어진 곳에 위치해 있는 대관령 관측소이다(Figure 3.1.1). 기상청 발표에 의하면 1회의 전진과 4회의 여진이 본진발생을 전·후하여 발생하였다. 본 연구에서는 본진 발생 전후에 이 지역에서 발생한 지진활동도를 확인하기 위하여 오대산 본진 발생 전·후로 5일씩 총 10일간의 연속지진기록을 정밀 분석하였다. 본 연구에서 확인코자 하는 지진의 규모가 대부분 1.5 이하의 미소지진이므로, 진앙으로 부터 120km 이내에 위치해 있는 18개 지진관측소에 기록된 연속자료를 수집하여 분석하였으며, 그 결과에 의하면 본진 발생 전후로 74회 이상의 전진과 여진이 발생하였다 (Figure 3.1.2). 본진을 포함하여 총 75개의 지진신호를 추출하였으나, 대부분이 본진 주변 2-3개의 관측소에서만 지진파형이 관측되어 지진의 발생위치 결정에는 적절치 못하다고 판단하였다. 지진발생위치와 시간을 결정하기 위해서는 4개 이상의 관측소에서 지진파의 도착시간을 측정하여야 하며, 이 기준을 만족시키는 25개 지진에 대하여 추가적인 분석을 진행하였다 (Figure 3.1.3).

도착시간과 도착시간 측정의 신뢰도(weight)가 함께 측정되었으며, 이 자료를 Hypoellipse(Lahr, 1999)에 적용하여 지진의 발생위치와 시간을 결정하였다. 속도모델은 Chang and Baag (2005)이 제시한 1차원 속도모델을 사용하였다. 본진을 제외한 대부분의 지진들이 규모2.0 이하의 미소지진이었지만, 모든 지진들의 관측상태가 비교적 양호하며, 특히 S파의 도착시간 측정 자료가 충분하여 정확한 지진원 요소 결정이 가능하였다. Figure 3.1.4의 (a)-(c)는 초기 지진발생위치결정 결과이다. 이 그림을 살펴보면 지진이 넓은 지역에서 그리고 깊이 3-10km 사이에서 비교적 산만하게 분포하고 있으며, 이를 이용해서는 지진을 일으킨 단층을 찾을 수 없으므로, 보다 정확히 지진발생위치를 결정하여야한다.

### 3.1.4 오대산 균지진의 발생위치 정밀재결정, 단층면해 분석 및 기진단층 규명

#### 3.1.4.1 지진발생위치 정밀 재결정

지진발생위치를 결정하는 과정에서 여러 이유로 그 결과에 오차가 있을 수 있다. 오차의 원인에는 지진파 전파시간 계산에 사용하는 속도모델의 부정확성, 진앙주변 지진관측소 분포의 부적절성, 지진파 도착시간의 오류, 지진발생위치 결정에 사용하는 프로그램이 적절치 못한 경우 등이 있다 (Pavlis, 1986; Gomberg et al., 1990). 지난 10여년 간에 걸쳐 우리나라의 지진관측소의 수는 꾸준히 증가해 왔고, 관측환경 개선사업 등의 관계기관 노력의 결과로 지진발생위치 결정에 필요한 양질의 자료가 제공되고 있다. 그러나 아직도 지하 속도 모델의 부정확성 등으로 인하여 지진발생위치결정 결과에는 많은 오차가 포함되어 있을 수 있다. 지하 속도 모델 부정확성으로 인한 한계를 극복하기 위해서는 3차원 지하 속도모델의 사용 등이 필요하나, 아직까지 우리나라 3차원 지하 지진파 속도모델을 제시한 연구가 미흡하므로 아직 이 방법을 사용할 수 있는 여건이 조성되지 않고 있다.

지진학 연구에서는 보다 정확한 지진발생위치의 결정을 위하여 꾸준히 노력해 왔으며, 최근에는 HypoDD 방법이 제안되어 전 세계의 많은 연구자들이 사용하고 있다(Waldhauser et al., 2002). 이 방법은 보다 정확한 지진의 상대적 발생위치를 제공함으로써 결과적으로는 연구지역 내의 정확한 지진활동 및 이와 관련된 지하 단층구조 규명에 도움을 주고 있다. HypoDD 방법을 사용하여 오대산 균지진의 위치를 재결정하였으며 그 결과가 Figure 3.1.4의 (d)-(f)에 표시되어 있다. 이 그림에 의하면, 정밀 재결정된 지진 발생위치는 WNW-ESE 방향의 지진을 일으킨 단층의 위치를 정확히 표시하고 있다. 지진발생위치의 깊이 분포를 살펴보면, 초기 지진발생위치 결정 결과와는 다르게, 지진의 발생위치가 좁은 구역 안에 모여 있다. 본진이 발생하기 이전에 많은 수의 미소지진이 아주 좁은 구역 안에서 발생하였으며, 본진은 오대산 균지진 중에 가장 깊은 곳에서 발생하였다. 본진 발생 후 많은 수의 여진이 발생하였으며, 이 여진들은 본진과 전진의 발생위치와는 조금 떨어진 곳에서 발생하여 본진동안 파쇄된 단층면의 주변에서 발생하고 있는 것으로 생각된다. 전반적으로 HypoDD를 이용한 지진발생위치 결정 결과는 이전의 것보다 좁은 지역에 분포하고 있고, 단층면을 쉽게 찾아 볼 수 있으므로, 이전의 결과보다 많이 향상된 것으로 여겨진다.

#### 3.1.4.2 단층면해 분석

진앙주변 관측소에 기록된 초동 극성분포를 이용하여 지진 발생시의 단층면해 분석을 수행하였으며, 이 과정에서 HASH 프로그램을 사용하였다 (Hadebeck et al., 2002; Hadebeck et al., 2003; Kilb et al., 2006). 이 프로그램은 관측소의

위치와 초동 극성, grid-search 방법을 사용하는 등 많은 면에서 기존의 방법과 유사하나, 부정확한 지진발생위치, 지진과 속도구조 정보의 부족, 초동 극성 자료에 포함되어 있을 수 있는 오류 등을 고려하여 최적의 단층면해를 제공하도록 고안되었다는 측면에서 우리나라 실정에 보다 적합하다고 판단된다. 본 연구에서 새롭게 확인된 대부분의 지진이 규모가 매우 작은 미소지진이어서 단층면해 분석에 충분할 정도의 초동극성 자료를 제공하는 지진은 본진을 포함하여 5개에 불과하다. 이들 5개의 지진에 대한 분석결과가 Figure 3.1.1에 표시되어 있다. 5개의 지진 중 1개를 제외한 모든 지진의 단층면해가 일관성 있게 주향이동 단층을 보인다. 단층면해 결과만을 보면 오대산 지진은 WNW-ESE 방향의 좌수향 주향이동단층 운동 혹은 ENE-WSW 방향의 우수향 주향이동단층 운동에 의하여 발생한 것으로 생각된다. 본진 발생 12분 후에 같은 지역에서 발생한 여진의 경우 다른 지진과는 다르게 역단층 운동을 하면서 지진이 발생하였다. 본진 및 다른 전진과 여진의 양상과는 상이한 역단층 지진의 발생 사실을 확인하기 위하여 대관령관측소에 기록된 초동 도착 주변 0.5초의 파형 자료를 분석하였다 (Figure 3.1.5). 전진 2개, 본진, 여진 2개의 파형이 초동도착시간에 따라 정렬되었다. 다섯 개의 지진 중 4개 지진의 초동 극성이 'down'으로 나타나고, 첫 번째 여진만이 'up'으로 표시되므로, 이 한 개의 지진만이 다른 지진과 다른 단층면해를 가지고 있을 것이다. 이러한 역단층 지진은 비교적 큰 규모의 오대산 지진 발생 후 주변 응력장 교란으로 나타나는 일시적인 현상으로 생각된다.

### 3.1.4.3 오대산 지진 발생위치 결정 결과의 신뢰성

한국지질자원연구원에서 발행한 지질도 상의 2007년 1월 20일 발생한 규모 4.8 지진 진앙지역에서 가장 중요한 구조선은 주향 N10oE의 월정사단층으로 표시되어 있지만, 이 단층에 관한 정보는 충분치 않다. 본 연구에서 정밀결정한 오대산 지진군의 발생위치 분포는 지질도 상의 단층의 구조와는 다른 방향을 암시하고 있다. 그러므로 본 연구의 주요 결과인 오대산 지진의 발생위치를 기초로 연구를 진행하기에 앞서, 연구결과의 정확성과 신뢰성을 검증할 필요가 있다. 정밀재결정된 지진의 발생위치를 Figure 3.1.6에 나타냈다. 이 그림에서도 WNW-ESE 방향의 전진-본진-여진의 분포 현황이 나타난다. 이 그림에서 규모 4.8의 오대산 본진을 제외한 나머지 모든 지진들은 규모 2.0 이하의 미소 지진으로서 지진의 발생위치 결정에 사용된 자료의 수가 충분치 않을 수도 있다. 그러나 이중 전진 2개, 본진, 그리고 여진 2개의 경우 진앙 주변에 위치한 다수의 지진관측소에서 (15개소~20개소) 초동의 도착시간을 정확히 읽을 수 있었으며, 따라서 이 지진들의 발생위치 또한 정확하게 결정되었을 것으로 생각된다. 이들 다섯 개 지진을 FS1(Foreshock number 1), FS2, MS, AS1 (Aftershock number 1), 그리고 AS2라 하고, 그 위치를 그림에 표시 하였다. 이 그림에 나타난 지진 발생 위치를 자세히 살펴보면, FS1과 FS2는 상당히 근접한 위치에서 발생한 반

면에, AS2는 이들 지진으로부터 떨어져서 발생하였다. 이러한 지진 발생위치의 차이를 과형에서 살펴보고자 하였다. FS1과 FS2의 과형은 매우 유사하다. 두 지진의 발생위치, 단층면해, 그리고 지진파의 전파경로가 매우 유사하여 결과적으로 두 과형간의 상관계수(Cross-correlation Coefficient)가 0.95로 매우 높게 나타난 것으로 생각된다. 반면에 FS1-AS2와 FS2-AS2의 상관계수가 각각 0.62와 0.53로 매우 낮게 나타나며, 이러한 낮은 상관계수는 AS2가 FS1과 FS2와는 다른 곳에서 발생하였으며 전파경로 또한 다르기 때문이다. 정밀재결정된 지진의 발생위치에 따르면 FS1과 FS2 간의 거리가 약 90 미터정도 인데 반하여 FS1과 AS2간의 거리는 약 830 미터 정도인 것으로 나타난다. 이러한 지진의 발생위치 차이가 지진과형간의 유사성 혹은 차이로 나타나고 있다. 이러한 지진 발생위치의 차이는 S파와 P파의 지진파 도착시간 차(TS-P)에서도 관측 가능하고 유의미한 영향을 끼친다. Figure 3.1.8은 3개 지진(FS1, FS2, AS2)의 대관령 지진관측소(DGY)에 관측된 가속도 지진계의 기록을 P파 도착시간에 맞추어 정렬한 것이다. 세 개 지진의 S파 도착시간과 P파의 도착시간 차는 각각 1.55, 1.55, 1.46초로서 AS2의 TS-P가 FS1 혹은 FS2의 TS-P 보다 0.09초 짧게 나타난다. 이러한 도착시간 차이는 이 지역의 P파 속도 모델을 Chang and Baag (2006) 그리고  $V_p/V_s=1.73$ 을 가정할 경우 발생하는 시간 차이와 일치 한다. 과형의 유사성, P파와 S파 도착시간 차이 (TS-P) 등이 본 연구에서 정밀 재결정된 지진의 발생위치의 신뢰성을 간접적으로 증명해 주고 있다. 최근 Park and Hahm(2009)이 제시한 오대산 균지진 중에 9개 지진 발생위치 또한 WNW-ESE 방향의 분포를 보이고 있다. 또한 이 연구에서는 과형자료 분석을 통하여 겉보기 진원 지속시간이 방향에 따라 변화함을 보였다. Park and Hahm (2009)은 이를 바탕으로 오대산 지진은 WNW-ESE 방향의 단층상에서 WNW 방향으로 단층의 과열이 일어나면서 발생한 것으로 결론지었으며, 이는 본 연구의 결과와 매우 유사한 것이다.

### 3.1.5 오대산 지진 본진 이전의 진원 지역 지진성향

오대산 지진 지역의 지진 성향을 조사하기 위하여 1904년 이전의 역사지진 목록과 1904년 이후의 계기지진 자료를 점검하였다. Kim et al.(1995)과 Chiu et al. (2004)의 역사지진 목록에 의하면, 1681년 6월에 여러 개의 지진이 이 지역에서 발생하였다. 그러나 역사지진의 발생위치 결정의 과정에서는 감진보고 의존도가 매우 높고 계기 지진과 같은 자료가 없기 때문에 지표면에 단층의 흔적을 남기지 않은 지진의 경우 정확한 지진의 발생위치를 결정하기란 불가능하다. 지난 30년간의 지진활동도를 통하여 과거 역사지진의 발생위치를 유추해 보면, 한반도 동해 연근해 해저에서 발생한 지진일 가능성이 크다. 1904년 이후의 계기지진 기록에는 오대산 지진이 발생한 지역에서는 주요 지진이 발생한 바 없다. 그러므로

오대산 지진은 우리나라에서 계기지진이 시작된 이후 이 지역에서 처음 발생한 주요지진이다.

기상청 발표에 의하면 오대산 지진 본진 발생 이전에 규모 2.0의 전진 1개가 발생하였다 (KMA, 2008). 그러나 본 연구에서 오대산 본진 발생 이전 4일간의 연속자료를 검토한 결과에 의하면 기상청에서 발표한 규모 2.0 전진을 포함하여 최소 37개 이상의 지진이 발생했던 것으로 생각된다. 전진 활동은 본진보다 약 67시간 앞서 시작된 것으로 생각되며, 시간이 진행함에 따라 발생하는 지진의 규모가 점차 증가하는 경향이 있어 보인다. 본진 발생하기 전 약 22 시간동안에는 전진의 활동이 갑자기 중지되는 이상 현상도 발견되었으며, 그 과정과 원인 규명을 위하여 보다 자세하고 추가적인 연구가 필요하다. 37개의 전진 중 10개의 지진이 진앙 주변 다수의 관측소에 지진파 기록을 남겼으며, 이 기록들을 사용하여 지진의 발생 위치를 결정 및 정밀 재결정하였다. 지진발생위치 정밀 재결정 결과에 의하면 본진이전 발생한 전진의 발생위치는 거의 수직으로 존재하는 단층면의 좁은 지역 안에서 발생하였다 (Figure 3.1.4 f). 점진적인 지진규모의 증가 그리고 본진 이전에 발생한 지진의 위치가 비교적 작은 범위 안에 한정되어 있다는 점 등은 진원 지역이 대규모 본진 발생 이전에 준비의 과정을 가졌던 것으로 의심하게 한다.

### 3.1.6 오대산 지진 여진 성향

대규모 지진이 발생한 후 여진 발생위치의 공간적 분포 현황은 본진이 발생하는 동안 파쇄된 단층의 범위를 효과적으로 표시하는 것으로 알려져 있다. Mendoza and Hartzell (1988)은 캘리포니아 지역에서 발생하는 본진-여진 분포를 분석하여 여진은 주로 본진 동안 발생한 단층 파열대의 주변에서 발생한다는 사실을 관측하였다. 여진이 많이 발생하는 단층파열대 주변에서 본진 이후에 단층면이 작은 규모로 파열되거나 주변에 위치한 다른 단층에 응력변화를 야기함으로써 지진이 발생하는 것으로 생각된다. 정밀 재결정된 지진발생위치 결과에 따르면 오대산 지진 본진은 깊이 약 10 Km 정도에서 발생하였다. 여진이 본진 동안 발생한 단층 파열대 주위에서 발생한다고 가정 한다면, 본진동안 반지름 약 1 Km 정도의 파쇄단층면이 발생했을 것으로 추정된다 (Figure 3.1.4 f). 본 연구에서 진앙주변 관측소에서 관측된 P파 초동의 극성 자료를 바탕으로 두 개의 가능한 단층면을 구하였다. 오대산 지진으로 인한 단층 흔적이 지표면에 표출되지 않았으므로, 진앙 지역의 과거 지진 발생현황, 단층 분포 등의 지질정보, 전진-본진-여진의 발생위치로부터 오대산 지진 기진단층을 결정하여야 한다. 오대산 지진 진앙지역에서는 특별한 지진활동이 계기지진관측기간 동안 없었다. 진앙지역의 지질도에 관한 정보 없이 전진-본진-여진의 발생위치만을 본다면, 오대산 지진군은 WNW-ESE 방향의 거의 수직한 단층에서 발생하였다. 이러한 관측은 지

질도로부터 얻을 수 있는 정보와는 상반되는 것이다.

본진과 여진 발생기간동안 관측되는 여러 사항을 일반화 하기위한 많은 연구가 수행되고 있으며, 그 중 가장 대표적인 세 가지를 요약하면 다음과 같다.

(1) The Gutenberg-Richter relationship

(2) Omori's law

(3) Bath's law

이러한 관계들이 많은 자료를 바탕으로 제시되고 일반적으로 사용되기는 하지만, 이러한 관계식을 바탕으로 대규모 지진 후에 여진 발생을 예측하는 것은 불가능하다. 그러나 광역적인 의미의 지진방생 시간과 장소, 그리고 규모에 관한 언급은 가능하다. 이러한 이유로 대규모 지진이 발생한 후 여진을 관측하여 그 공간적, 시간적 특성을 파악하는 것은 지진위험성 평가를 위해서도 매우 중요하다.

Bath의 법칙에 따르면 가장 큰 규모의 여진은 본진 보다 약 1.2 작으므로 규모 4.8 오대산 지진의 여진 중에 가장 큰 여진 규모는 약 3.6 정도가 되어야 한다. 그러나 기상청 발표에 의하면 최근까지도 오대산 지진의 진원 지역에서 발생한 지진 중 가장 큰 지진은 규모 1.6 정도가 고작이다. 우리나라의 대부분 지역에서 Bath의 법칙이 잘 적용되는 반면에, 오대산 지진과 같이 일부 지진의 경우 그 예외에 해당하는데, 그 이유는 아직까지도 명확하지 않다. 본 연구에서는 그 원인에 대해서 고찰해 보았다.

Kim et al. (2008)은 오대산 지진으로 인한 응력강하(stress drop)가 약 20MPa 정도라고 발표하였는데, 이러한 응력강하 수치는 판내부지진의 전지구평균( $5.95 \pm 1.01$ MPa)에 비하여 매우 높은 수치이다(Allmann et al., 2009). Gibowicz(1973)는 미국 캘리포니아와 뉴질랜드의 지진을 분석하여 본진의 응력강하와 여진의 b-value 및 지속시간 간의 관계를 보고하였다. 그 보고에 따르면 본진동안 응력강하가 낮다면, 본진 발생 후 진앙지역에 상대적으로 높은 응력수준이 유지되어 많은 수의 큰 규모 여진이 발생하게 되고 여진의 지속시간 또한 길어지게 된다. 이때 b값은 작아진다. 반면에 지진을 통하여 그간 축적된 응력이 모두 발산된다면, 본진 진앙지역에는 여진이 많이 발생하지 않고, 상대적으로 작은 규모의 여진만이 발생하게 될 것이다. 마찬가지로 작은 응력강하와 상대적으로 넓은 지진지역은 단층이 잘 발달되어 있는 지역을 따라서 발생하는 경향이 있다. 단층이 잘 발달하지 않은 지역이나 새롭게 단층이 생기는 지역은 더 많은 응력이 축적될 수 있다. 따라서 작은 지진원 지역에 걸쳐 상대적으로 큰 응력강하가 발생할 수 있다. 최근 Allmann and Shearer(2009)의 발표에 의하면 주향이 동단층을 따라서 지진이 발생할 경우 응력강하가 크고, 판내부지진에 의하여 발생하는 응력강하가 판과 판의 경계에서 발생하는 지진으로 인한 응력 강하보다 두배 가까이 큰 것으로 나타난다.

오대산지진 본진이 발생한 후 여진발생위치를 보면 WNW-ESE 방향의 단층을 따라서 발생하는 것으로 생각된다. 이전에 언급된 바와 같이 이러한 지진성

향은 이 지역의 지질도상에 나타나 있는 NNE-SSW 방향의 월정사 단층과는 일치하지 않는다. 그러므로 지질도에 표시되어 있는 단층과 오대산 지진의 기진 단층과는 무관한 것으로 생각된다. 전지구 평균에 비하여 매우 큰 응력강하, 큰 규모의 여진 부재, 기존에 알려진 바와는 다른 단층면 등이 일관적으로 오대산 지진이 작은 규모의 새로운 단층면을 따라서 발생했거나, 이전에 알려지지 않은 새로운 단층을 따라서 발생했음을 시사하고 있다.

### 3.1.7 한반도 주변 응력장

지진 진원기구해는 지역적인 응력장에 관한 중요한 정보를 제공한다. 지난 20여년간 한반도에서 발생한 지진 중 1996년 12월 13일 영월 부근에서 규모 4.5의 지진이 발생하였다. 영월지진은 오대산 지진의 진원으로부터 약 50 Km 남쪽에서 발생하였다. P-axis의 방향이 ENE-WSW 방향으로 본 연구에서 결정한 오대산 지진의 P-axis 방향과 일치한다.

현재 한반도와 그 주변의 지체구조 상황은 GPS를 바탕으로한 지각이동 관측을 통해서도 유추가 가능하다. 우리나라에서는 지진 발생의 물리적 원인을 이해하고 지진위험요인을 평가하기 위하여 GPS 네트워크(Korea GPS Network)를 2000년부터 운영하고 있다. 관측초기 3년간의 분석 결과에 따르면 우리나라 45개 GPS 관측소의 수평 이동 속도는 3mm/yr로 매우 낮으며, ENE-WEW 방향의 압축과 NNW-SSE 방향의 팽창으로 한반도 남부의 응력장을 특정지을 수 있다. GPS 관측 결과와 오대산 지진을 포함한 한반도 주요 지진원해 결과와 매우 유사하다.

### 3.1.8 참고문헌

- Allmann, B. P. and P. M. Shearer (2009). Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. Geophys. Res.* 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Baag, C. E., J. S. Shin, H. C. Chi, I. B. Kang and Y. G. Ryoo (1998). Fault plane solutions of the December 13, 1996 Yeongweol earthquake, *J. Korean Geophys. Soc.* 1, 23-30.
- Båth, M. (1965). Lateral Inhomogeneities of the Upper Mantle, *Tectonophysics* 2, 483-514.
- Chang, S. J. and C. E. Baag (2005). Crustal Structure in Southern Korea from Joint Analysis of Teleseismic Receiver Functions and Surface Wave Dispersion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 1516-1534.

- Chen, H., J. M. Chiu, J. Pujol, K. H. Kim, K. C. Chen, B. S. Huang, Y. H. Yeh and S. C. Chiu (2006). A Simple Algorithm for Local Earthquake Location using 3D Vp and Vs Models: Test Examples in the Central United States and in Eastern Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 288–305.
- Chiu, J. M. and S. G. Kim (2004). Estimation of Regional Seismic Hazard in the Korean Peninsula Using Historical Earthquake Data between A.D. 2 and 1995, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 269–284.
- Chough, S. K., S. T. Kwon, J. H. Ree and D. K. Choi (2000). Tectonic and sedimentary evolution of the Korean peninsula: a review and new view, *Earth Sci. Rev.* 52, 175–235.
- Gibowicz, S. J. (1973). Stress Drop and Aftershocks, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 63, 1433–1446.
- Gomberg, J. S., K. M. Shedlock and S. W. Roecker (1990). The effect of S wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 1605–1625.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1956). Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.* 9, 1–15.
- Hardebeck, J. L. and P. M. Shearer (2002). A new method for determining first motion focal mechanisms, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 2264–2276.
- Hardebeck, J. L. and P. M. Shearer (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93, 2434–2444.
- Jin, S., Z. C. Li and P. H. Park (2006). Seismicity and GPS constraints on crustal deformation in the southern part of the Korean Peninsula, *Geosci. J.* 10, 491–497.
- Jo, N. and C. E. Baag (2007). The 20 January 2007, Mw 4.5, Odaesan, Korea, earthquake, *Geosci. J.* 11, 51–58.
- Jun, M. S. (1991). Body wave analysis for shallow intraplate earthquakes in the Korean Peninsula and Yellow Sea, *Tectonophysics* 192, 345–357.
- KIGAM (2002). Geologic Map of Korea. Yuseong, Korea, KIGAM.
- KIGAM (2007). Earthquake Information: January 20, 2007 Woljeongsa Earthquake, 15.
- Kilb, D. and J. L. Hardebeck (2006). Fault Parameter Constraints Using Relocated Earthquakes: A Validation of First Motion Focal Mechanism Data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 1140–1158.
- Kim, K. H., S. Y. Kang, D. J. Min, B. C. Suk and Y. G. Ryoo (2008). Large Ground Motion Related to Crustal Structure in Korea, *J. Korean*

- Earth Sci. Soc. 29, 559–566.
- Kim, S. G. and F. C. Gao (1995). Korean Earthquake Catalogue, Seoul, Seismological Institute, Hanyang University.
- Kim, W. Y. (2008). Recent Earthquakes in Korea and Their Source Characteristics, Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University.
- KMA (2007) Earthquake Information: January 20, 2007 Kangwon Region (in Korean).
- KMA (2008). Earthquake Catalog, Korea Meteorological Administration, 148.
- Kyung, J. B., S. Y. Huh, J. Y. Do and D. Cho (2007). Relation of Intensity, Fault Plane Solutions and Fault of the January 20, 2007 Odaesan Earthquake (ML=4.8), J. Korean Earth Sci. Soc. 28, 202–213.
- Kyung, J. B., S. H. Kim, U. Kim and W. T. Seo (2009). Seismic Activity of Korea since 1978, Spring Conference, Earthquake Engineering Society of Korea.
- Kyung, J. B., K. Oike and T. Hori (1996). Temporal variations in seismic and volcanic activity and relationship with stress fields in East Asia, Tectonophysics 267, 331–342.
- Lahr, J. C. (1999). HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First Motion Pattern (Y2K Compliant Version). Denver, U.S. Geological Survey.
- Lee, K. and W. S. Yang (2006). Historical Seismicity of Korea, Bull. Seismol. Soc. Am. 96, 846–855, doi:10.1785/0120050050.
- Mendoza, C. and S. H. Hartzell (1988). Aftershock Patterns and Main Shock Faulting, Bull. Seismol. Soc. Am. 78, 1438–1449.
- Park, J. C., W. Kim, T. W. Chung, C. E. Baag and J. H. Ree (2007). Focal mechanisms of recent earthquakes in the Southern Korean Peninsula, Geophys. J. Int. 169, 1103–1114.
- Park, S. C. and I. K. Hahm (2009). Source characteristics of the 2007 Odaesan earthquake, 2009 Annual Fall Meeting of the Geological Society of Korea, Jeju, Geological Society of Korea.
- Pavlis, G. L. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single event locations, Bull. Seismol. Soc. Am. 76, 1699–1717.
- Rhie, J. (2009). Regional Moment Tensor Solutions, Retrieved August 13, 2009, from <http://plaza.snu.ac.kr/~rhie/research/mt.html>
- Scholz, C. H. (2002). The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press.

- Utsu, T. (1961). A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.* 30, 521–605.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2002). Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double difference earthquake locations, *J. Geophys. Res.* 107, 2054, doi:10.1029/2000JB000084.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991). Free software helps map and display data, *Eos* 72, 441,445–446.
- Yoon, K. Y. and G. H. Jung (2007). Odaesan Earthquake and Seismic Hazards in Korea (in Korean), *J. Korean Soc. Hazard Mitigation* 7, 87–98.

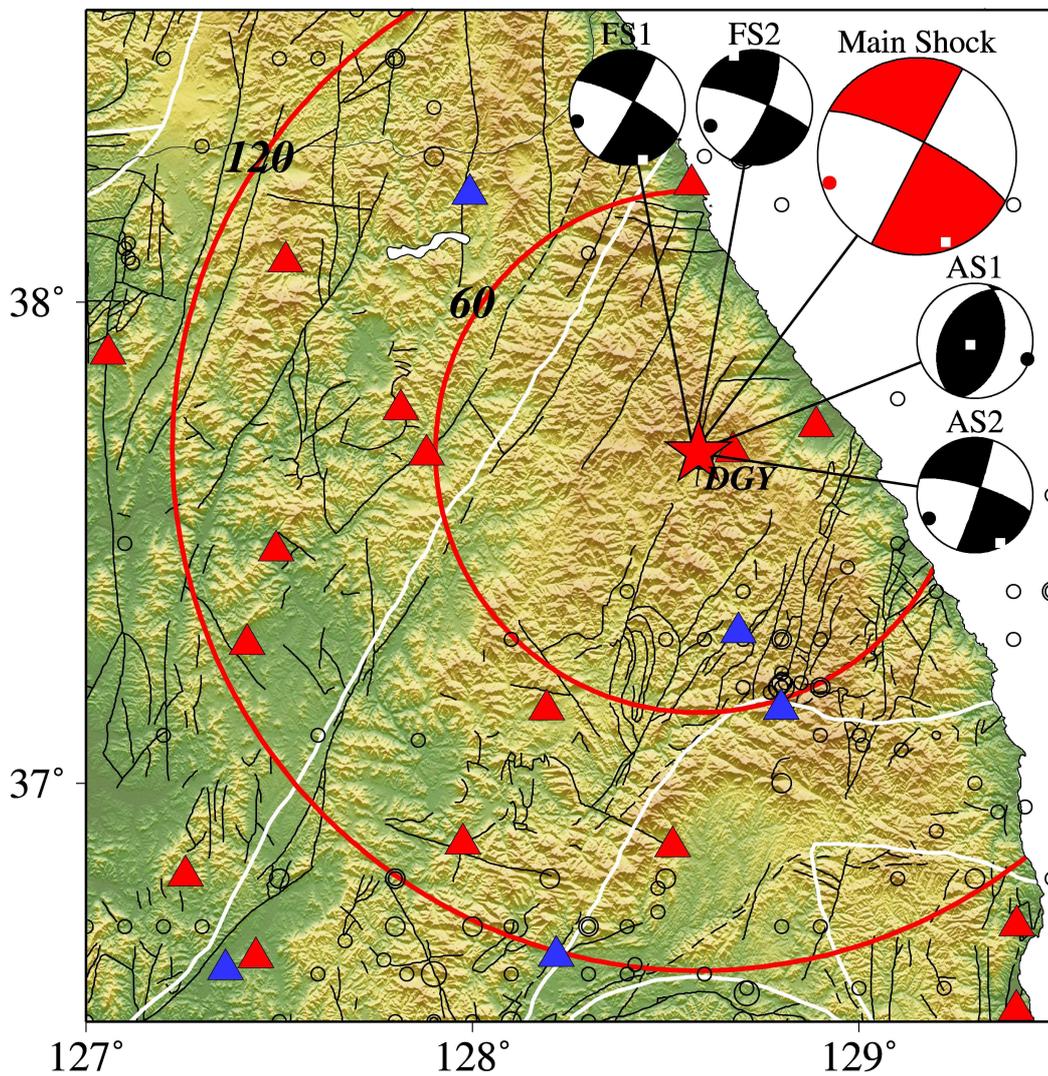


Figure 3.1.1 Earthquake and seismic stations in the Odaesan Earthquake source area.

Fault locations in the study area from the geological map of Korea (KIGAM, 2002) are shown in black lines. The star and beach ball plot in red show the hypocenter and focal mechanism solution of the main event. Focal mechanism solutions of two foreshocks (FS1 and FS2) and two aftershocks (AS1 and AS2) are shown in black. Seismic station DGY is the closest station to the main event and marked on the figure. It also shows the location and focal mechanism solution for the 1996 ML4.5 Yeongwol earthquake. Red circles are 60 km and 120 km equidistant, respectively, from the Odaesan earthquake epicenter. Tectonic boundaries are shown as white lines.

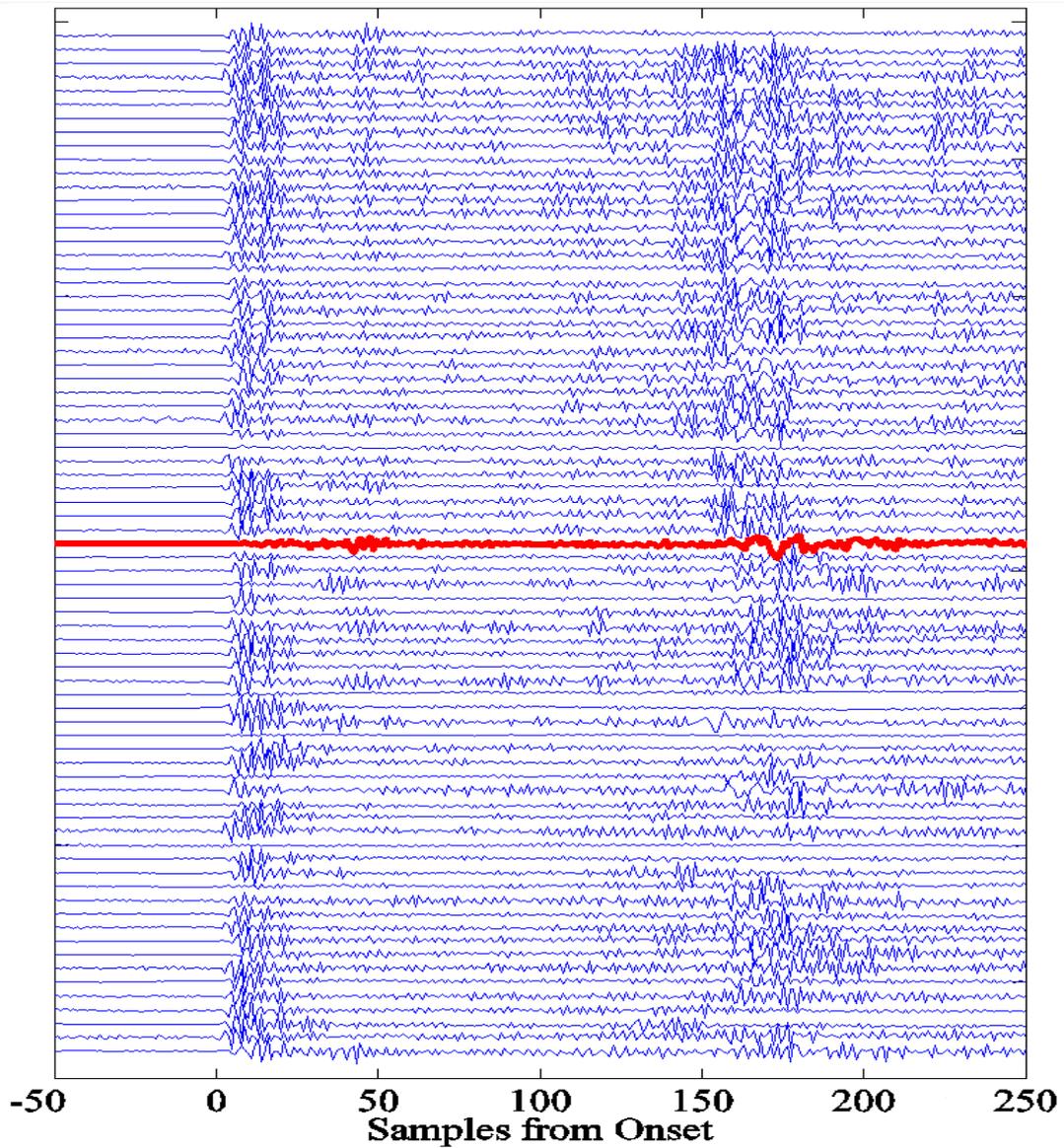


Figure 3.1.2 Waveforms recorded at the seismic station DGY. Seventy five potential earthquakes observed at the seismic station DGY (Daegwanryung), which is located about 8 km from the mainshock epicenter. Vertical traces are shown and aligned to first arrivals. The mainshock trace is marked by red.

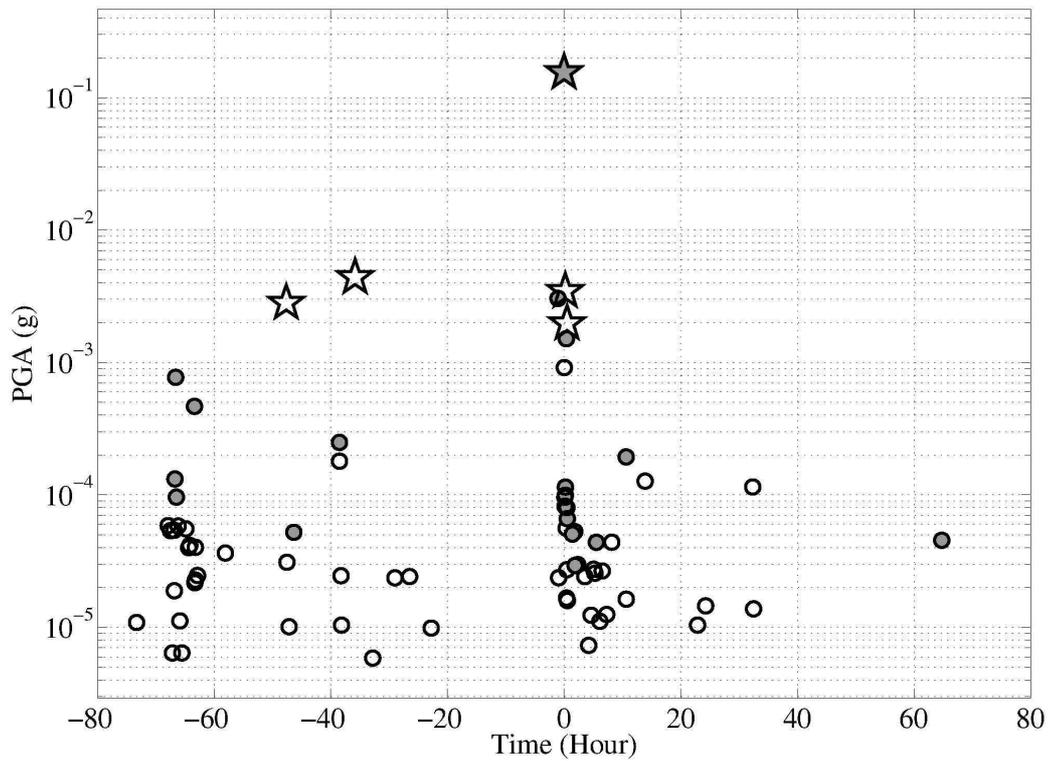


Figure 3.1.3 PGAs observed at DGY.

Temporal distribution of seventy-five potential earthquakes during the 8-day period around the Odaesan main event and their peak ground accelerations (PGAs) observed at DGY station. Although all of them are suspected earthquakes, the events in open circles are too small to register signals at more than 4 nearby seismic stations. Events denoted by closed circles and stars are selected for the precise earthquake relocation. Earthquakes whose focal mechanism solutions are presented in Figure are shown as stars. Note the Odaesan main earthquake is presented as the gray star.

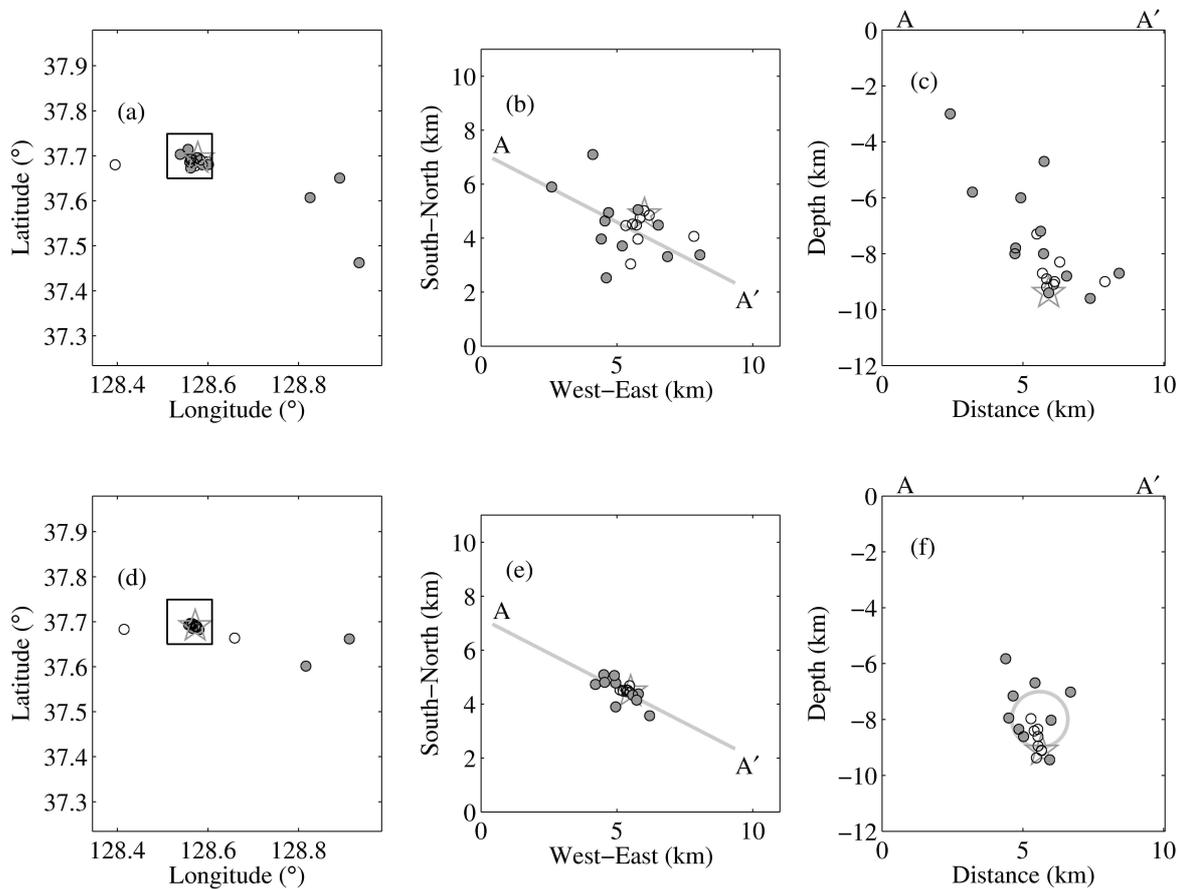


Figure 3.1.4 Earthquake relocation of the Odaesan earthquake sequence using HypoDD.

A subset of twenty-four events recorded by more than 4 seismic stations was selected for initial earthquake location and relocation. (a) Map view of initial earthquake locations. The mainshock, foreshocks, and aftershocks are presented as a star, open circles, and closed circles, respectively. Most earthquakes in the sequence are clustered in a small region marked by a square, which is the area of (b). (b) Map view of initial earthquake locations marked by a square in (a). (c) Cross-sectional view of the initial earthquake hypocenters along A-A' in (b). Note, both map and cross-sectional views of initial earthquake hypocenters do not show any clear seismicity pattern. (d) Map view of earthquake epicenters relocated by HypoDD. (e) Relocated earthquake hypocenters in the square marked in (d). A linear seismicity striking WNW-ESE is clear. (f) Cross-sectional view of relocated earthquake hypocenters along A-A'. Note foreshocks are clustered in a very small region. Estimated source rupture area determined by aftershock distributions is shown by a gray circle.

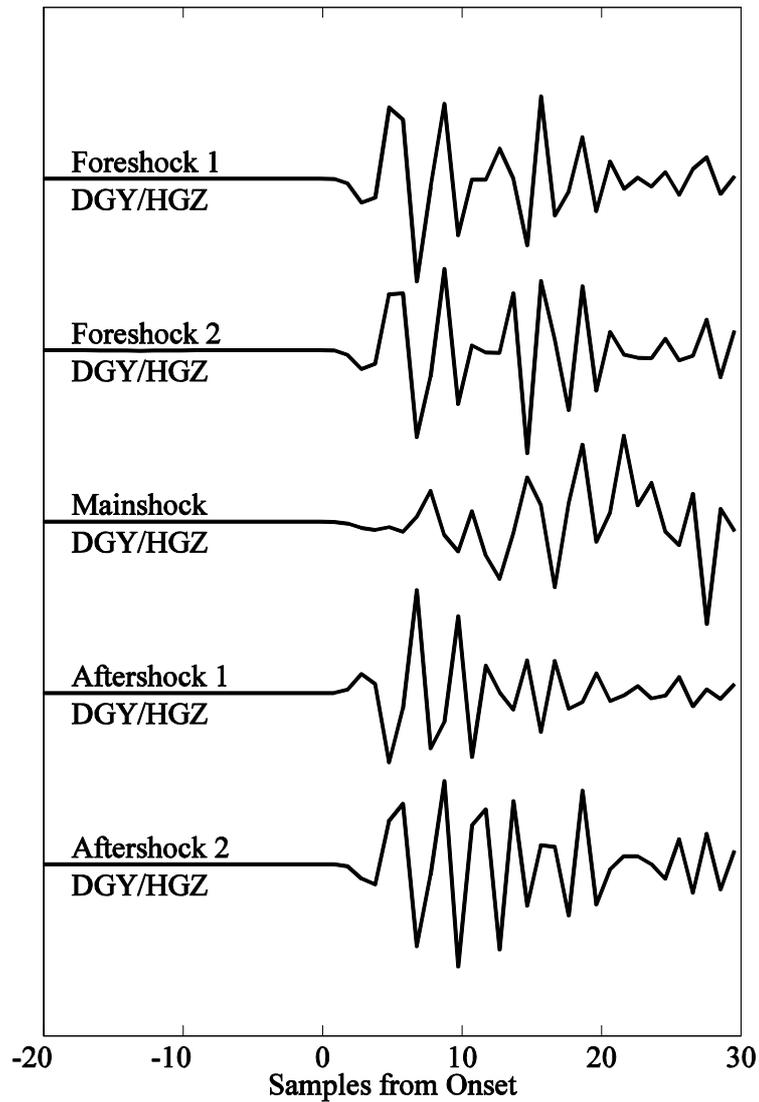


Figure 3.1.5 Waveforms of the 5 largest events. Recorded waveforms at station DGY around the initial P-wave arrival for the 5 largest events in the Odaesan earthquake sequence. Waveforms are aligned on P-wave arrival. Note the polarity of P-wave onset for Aftershock1 is up, while the others are down.

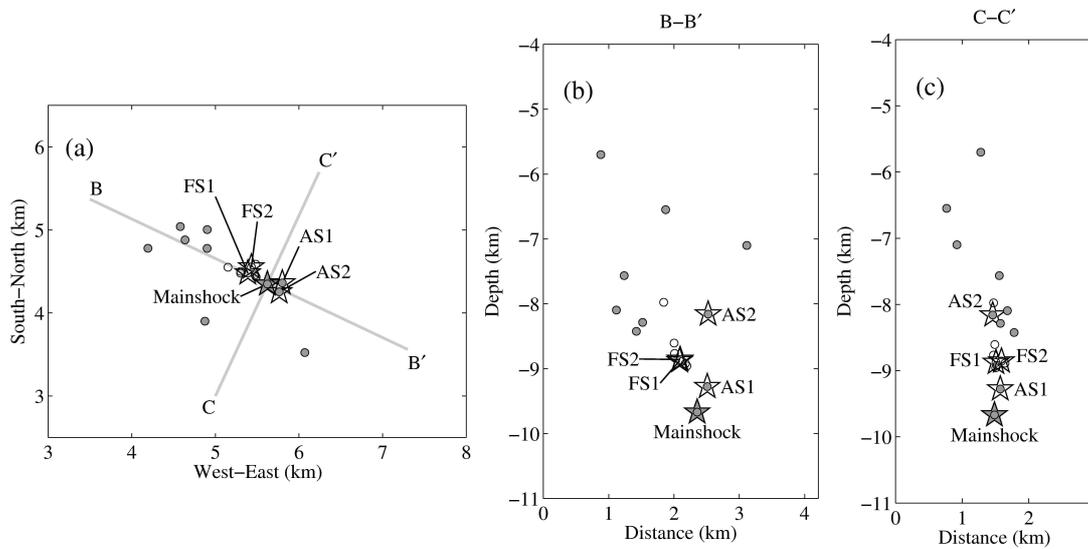


Figure 3.1.6 Locations of the five largest earthquakes in the Odaesan earthquake sequence.

(a) Map view of earthquake epicenters. (b) Earthquake hypocenters along profile B-B' in (a). (c) Earthquake hypocenters along C-C' in (a). Stars indicate location of the five largest events in the sequence including two large foreshocks (FS1 and FS2), a mainshock, and two large aftershocks (AS1 and AS2). Other foreshocks and aftershocks are presented as open and closed circles, respectively.

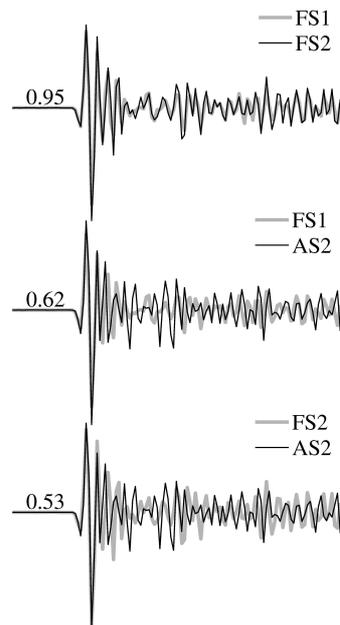


Figure 3.1.7 Waveform comparison for three larger earthquakes.

Correlation coefficients for each pair of observed waveforms are shown in the left. The high correlation coefficient between FS1 and FS2 suggests the two events are in proximity to each other.

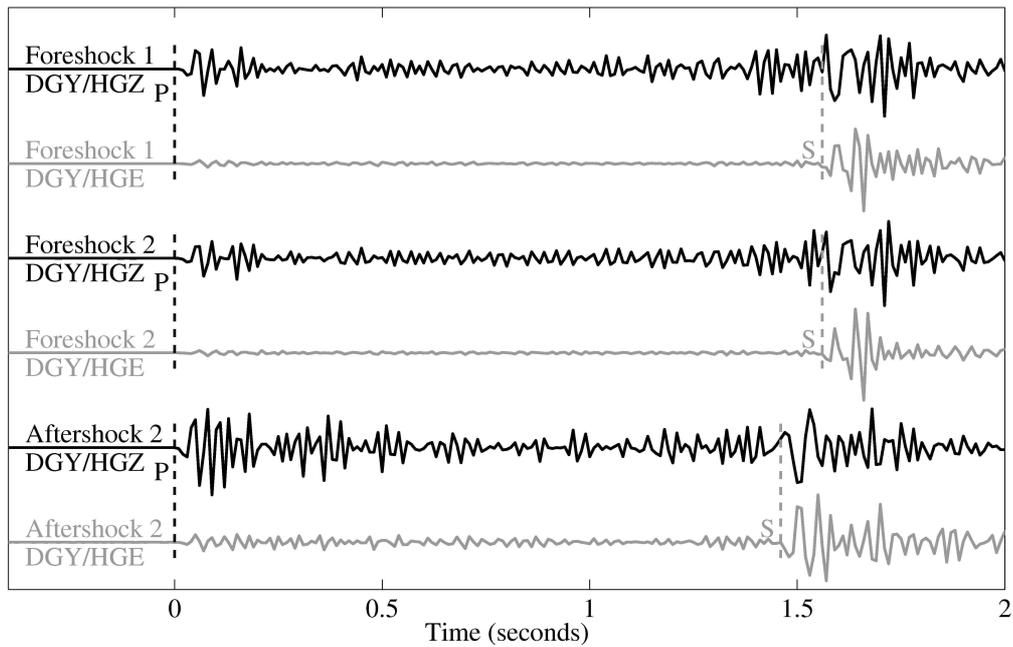


Figure 3.1.8 Waveforms at station DGY for three larger events. Seismograms are aligned on P-wave arrivals, which were read from vertical components (HGZ) and marked by black dotted lines. S-wave arrivals are read from horizontal components (HGE) and marked by gray dotted lines. Note differential time of phase arrivals ( $T_{s-p}$ ) for Aftershock2 (AS2) is 0.09 seconds shorter than the others, showing that the hypocentral distance for AS2 is smaller than others.

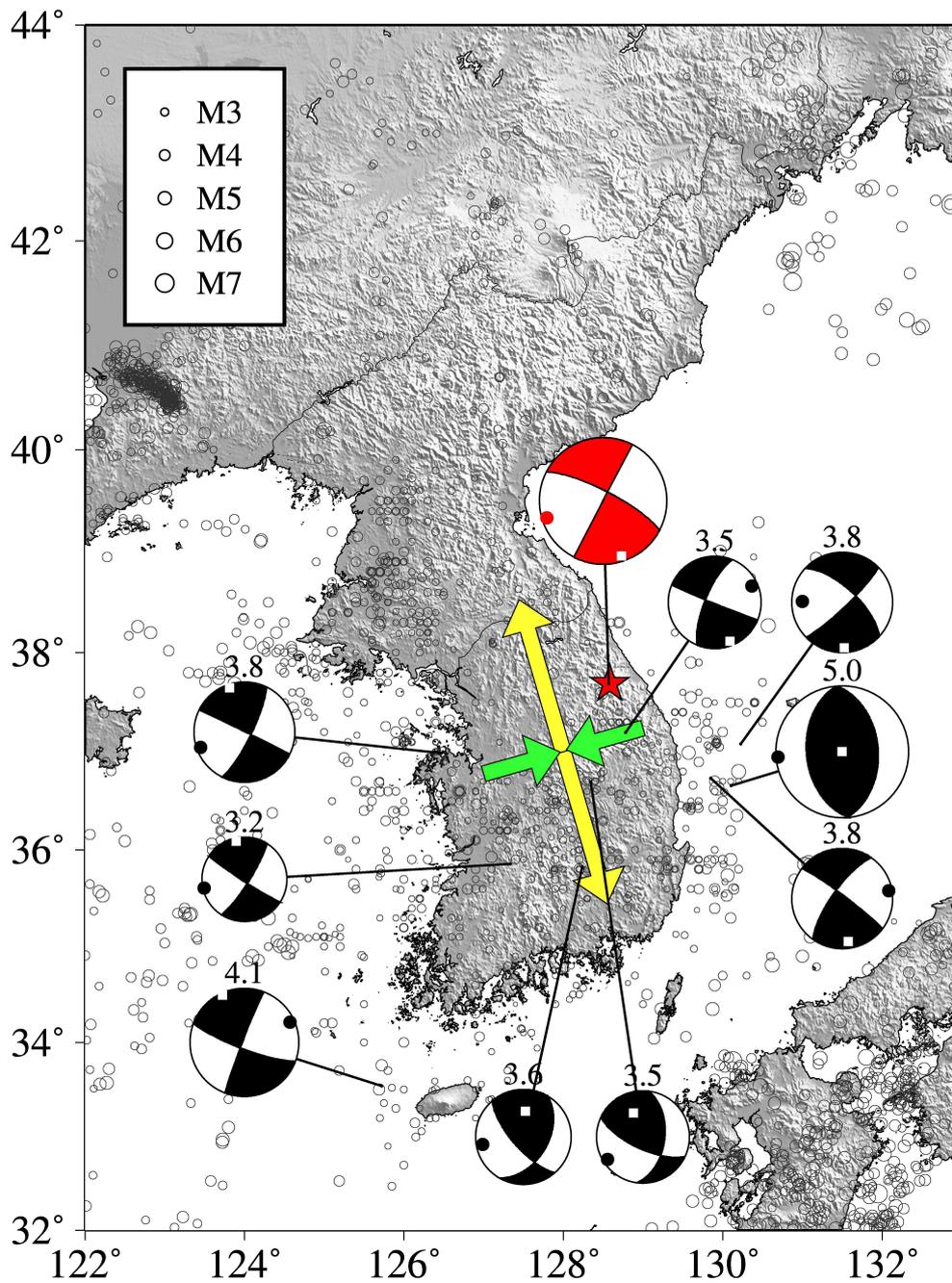


Figure 3.1.9 Current state of stress in the southern Korea Peninsula. Focal mechanism solutions of the Odaesan earthquake (in red) and previous studies (in black) consistently indicate ENE - WSW compression (P-axis) and NNW - SSE extension (T-axis). Direct sampling of crustal movements by continuous GPS measurements also indicates NNW - SSE extension (in yellow arrows) and ENE - WSW compression (in green arrows). Focal mechanism solutions in black are adopted from Rhie (2009).

## 3.2 영덕 앞바다 미소지진 발생위치 재결정

### 3.2.1 서론

2004년 12월 26일 Sumatra-Andaman 지진 및 지진해일에 이어, 2011년 3월 11일 일본 도호쿠 대지진 및 지진해일의 피해를 목격하면서, 우리나라 국민들의 지진에 대한 관심과 우려가 커지고 있다. 특히 일본 도호쿠 지진의 경우 원자력 발전소 사고로 인한 방사능이 유출되면서 전 세계의 방사능 피해에 대한 우려도 더욱 커졌으며, 에너지 소비의 상당부분을 원자력으로 충당하고 있는 우리나라로서는 일본의 인적, 물적 피해를 남의 일처럼 볼 수도 없는 상황이 되었다. 이와 같이 최근 빈발하는 대규모 지진으로 인하여 많은 피해를 목격하고 있지만 현재의 과학 기술 수준으로는 지진발생에 대한 정확한 단기 예보가 불가능하다 (e.g. Geller, 1997). 또한 대규모의 지진은 인명손실, 재산손실 등의 1차적 재해와 더불어 화재, 주요시설의 가동 불능, 공공서비스의 중단, 사회적 혼란 야기 등의 2차적 재해를 수반할 수 있으므로 지진으로 인한 피해 규모는 다른 어떤 자연재해보다 커질 가능성이 크다 (강수영 외, 2008). UN 산하 기구인 CRED(Center for Research on the Epidemiology and Disasters)의 통계 자료에 의하면 전 세계 지진 발생 횟수는 지구상에서 발생하는 총 자연재해 횟수의 10% 미만이지만, 지진으로 인한 인명과 재산피해는 자연재해로 인한 전체 피해의 30%에 달하고 있다 (CRED, 2011).

지진은 일반적으로 기존에 존재하는 단층면을 따라서 오랜 기간에 걸쳐 축적된 응력이 임계한도에 도달하여 발생한다. 우리나라에서 발생하는 지진은 넓은 지역에 걸쳐 일정한 규칙 없이 산만하게 발생하는 것처럼 보이지만 같은 장소 혹은 비슷한 장소에서 반복적으로 발생하는 경우가 많다 (Figure 3.2.1). 다르게 말하면 지진은 지하에 새로운 단층을 형성하면서 발생하기 보다는 기존에 존재하는 단층면을 따라서 발생하는 것이 일반적이다. 이를 다시 해석하면 과거에 발생한 지진을 정확히 분석하고, 현재 지진이 발생하고 있는 현황을 정확히 파악함으로써 향후 발생할 수 있는 대규모 지진의 위치와 크기 등에 관한 정보를 유추할 수 있다. 이런 이유 때문에 지진발생위치를 정확히 알아내고, 지진을 일으키는 단층의 규모, 활동성과 잠재적 위험성, 그리고 주변에 위치하는 다른 단층과의 상호작용 등은 오랜 기간 동안 지진연구자들에게 많은 관심의 대상이 되어왔다.

우리나라에서 과거에 발생한 지진의 위치를 살펴보면 한반도 동남부에 위치한 양산단층 시스템 부근에서 비교적 많은 수의 지진이 발생하였으며, 양산단층 시스템과 지리적으로 가까이 위치하는 동해 해저에서도 비교적 많은 수의 지진이 꾸준히 발생하고 있다. 이 지역은 또한 우리나라 경제 성장의 근간이 되는 각

중 산업 시설과 국내 전력소모량의 상당 부분을 생산하는 원자력 발전소를 비롯한 사회간접자본 시설이 다수 위치하고 있어 국민의 재산과 안녕을 확보하기 위해서 이 지역에서 발생하는 지진의 정확한 위치를 파악하고 원인을 규명함으로써 혹시 발생할 수 있는 지진으로 인한 위험성을 인지하고 사전에 대비하는 연구가 매우 시급하고 절실하다.

이 연구에서는 우리나라 동해 해저에서 발생하는 지진의 위치를 정밀 재결정하였다. 기상청 지진관측망의 우수성을 충분히 활용하기 위하여 규모 2.0 이하의 미소지진을 연구에 활용함으로써 지진자료를 충분히 확보하려 노력하였으며, 일반적으로 사용되는 지진발생위치 결정법과는 다른 관측소 보정을 통하여 지진 발생위치의 상대적 정확성 향상을 시도하였다.

### 3.2.2 지진지체구조 환경

지구상에서 발생하는 대부분의 지진은 판과 판의 경계에서 판의 섭입 및 충돌작용에 의하여 발생한다. 한반도의 동쪽에 위치한 일본에서는 유라시아판, 북미판, 태평양판, 필리핀판이 서로 충돌하고 섭입하면서 대규모 지진이 자주 발생하고 있다. 또한 한반도의 남쪽 류큐 트렌치에서는 필리핀판이 유라시아판 하부로 섭입하면서 많은 지진이 발생하고 있다. 2011년 3월 11일 발생한 일본 동북지진은 태평양 해저지각이 매년 약 83 mm 정도 북미 판과 유라시아 판으로 접근하면서 발생한 대규모 지진의 대표적인 예이다. 일본 동북지진의 발생으로 이 지역의 300 km x 150 km의 단층이 크기는 30-40 미터 이동하면서 해저면에 수직변위가 발생하였고, 대규모의 지진해일을 수반하였다 (ERI, 2011).

지난 수십 년간 우리나라에서 발생한 지진 발생현황을 보면 피해를 일으킬 수 있는 대규모의 지진 발생은 많지 않다. 그 이유는 우리나라가 비교적 안정된 유라시아 대륙판의 내부에 위치하며, 앞에서 언급한 판의 경계로부터 떨어져 있기 때문이다. 그러나 판 내부에서도 대규모의 지진이 발생하여 피해를 유발하기도 한다. 한반도 부근에서 20세기에 발생한 대규모 판내부 지진으로는 1976년 7월 27일 중국 당산지역에서 발생한 규모 ( $M_s$ ) 7.8 지진이 있다 (e.g. SSB, 1980). 일반적으로 당산지진이라 불리는 이 지진으로 인하여 65만명 이상의 사망자(중국정부 공식 사망자 집계는 242,769명)와 79만명 이상의 부상자, 그리고 가깝게는 진양지인 당산지역에서부터 멀게는 진양지로부터 약 140km 이상 떨어져 있는 북경까지 광범위한 지역에 걸쳐 피해를 야기하였다 (e.g. USGS, 2011). 1811 - 1812년 규모 8.0의 미국 중부 New Madrid 지진 또한 판 내부에서 대규모 지진이 발생하여 큰 피해를 야기한 대표적인 예이다 (e.g. Johnston and Schweig,

1996). 우리나라는 지난 수 십 년간 지진으로 인한 피해가 매우 미비하였지만, 역사문헌 검토에 의하면 우리나라에서도 많은 피해유발 지진이 발생한 바 있으므로 지진으로 인한 피해 가능성을 항상 고려하여야 한다 (e.g. Chiu and Kim, 2004; Lee and Yang, 2006; 경재복 외, 2010). 특히 우리나라 오대산 지역에서 2007년 1월 20일 발생한 지진은 우리나라 대부분의 지역에서 지진감지가 보고되기도 하여, 지진위험성 및 지진관련연구의 필요성을 일깨우기도 하였다 (e.g. Kim and Park, 2010; Kim et al., 2010; Park and Hahm, 2011; 경재복 외, 2007; 기상청, 2007).

우리나라 동해는 후열도해로서 마이오세기 열림과 함께 형성되었다. 따라서 한반도의 동쪽에서는 동해의 열림과 관련하여 대륙지각의 리프팅부터 해저면 확장까지 격렬한 신생대의 지구조 운동이 발생했으며, 한반도 동쪽 대륙 주변부에서 관찰되는 지질 및 지형 특성들은 이러한 복잡한 과정을 설명해 주고 있다. 한국대지의 해저면은 거친 지형으로 이루어져 있으며, 동해의 열림과정에서 현재의 위치로 이동한 리프트된 대륙지각의 조각이라 생각된다. 한국대지 남쪽은 전형적인 비활성 대륙주변부의 특성을 나타내고 있으며, 안쪽 리프트 (후포분지), 용기된 리프트 측면부 (후포뱅크), 그리고 해양분지(울릉분지)로 구성되어 있다. 이 연구의 대상지역인 후포분지는 해안에서 바다쪽으로 완만한 경사를 이루고 있으며 동서방향으로는 15-20km의 폭을 가지며 남북방향으로 길게 발달한 프리프(trough)이다. 변위가 큰 정단층인 후포단층이 후포분지의 동쪽 경계를 이룬다. 후포분지의 침강은 대부분 경계단층을 따라서만 발생하였으므로 후포분지의 지형은 동서가 비대칭의 형태를 이루고 있다 (Yoon and Chough, 1995; 김한준 외, 2011). 후포분지는 동해의 해저면 확장 이전에 올리고세 말기부터 진행된 대륙지각의 리프팅에 의해 형성되었다 (Kim et al., 2007). 후포뱅크는 물에 잠긴 리지(ridge)로서 길이가 약 100 km이고 폭은 1-14 km로 변한다. 후포뱅크의 서쪽은 후포분지를 감싸는 용기된 리프트 측면부로 보이며 그 동쪽으로는 급경사를 이루며 낮아져 울릉분지에 도달한다.

### 3.2.3 연구자료

본 연구를 위하여 기상청 국가지진관측망 자료를 활용하였다. 기상청의 지진관측은 1905년 우리나라에서 계기지진 관측이 시작된 이래 수 차례의 발전 단계를 거쳐 현재의 지진관측망에 이르고 있다. 1963년 미국지질조사소(United States Geological Survey)의 세계지진관측망(WWSSN: World-Wide

Standardized Seismograph Network) 사업, 1978년 규모 5.0의 홍성지진, 1996년 영월지진, 1997년 경주지진 등이 현재의 기상청 지진관측망을 구축하도록 동기를 부여한 사건 중 일부이다. 기상청에서 2011년 1월 현재 운영하고 있는 지진관측 장비는 초광대역지진계 1대, 광대역지진계 11대, 시추공 광대역지진계 7대, 단주기 지진계 31대, 단주기 해저지진계 1대, 가속도계 112대로서 전국에 총 113개 관측소로 구성된 상시지진감시망을 설치/운영하고 있다 (기상청, 2011). 연구지역으로부터 가장 가까운 곳에 위치한 지진관측소는 영덕 가속도 지진관측소로서 2000년 3월부터 지진관측이 수행되고 있다.

기상청 국가지진센터에서는 국내에서 발생하는 지진을 감시하고 필요 시 관계기관과 국민에게 지진 발생사실을 통보하는 기관으로서 국내에서 발생하는 규모 2.0 이상의 모든 지진을 발표하고 있다. 기상청 국가지진관측망의 조밀도를 고려할 때 규모 2.0 이하의 지진에 대해서도 상당한 신뢰성과 정확성을 가지고 지진의 발생위치를 결정 할 수 있을 것이라고 생각된다. 연구지역에서 발생하는 가능한 많은 지진자료 수집을 위하여 기상청 국가지진관측망 2007년 3월부터 2010년 10월까지의 지진자료에 STA/LTA (Short-Term Average/Long-Term Average) 알고리즘을 적용하여 지진의 P파를 검출하였다. STA/LTA 방법에 의하여 자동 검출된 이벤트 목록에는 자연지진 이외에도 연구지역 주변의 채석장 및 건설현장 등에서 발생하는 인공지진 신호, 관측소 배경잡음 수준에 따른 오작동에 의한 신호 등이 포함되어 있다. 우선 STA/LTA 방법에 의하여 추출된 이벤트에 대하여 자연지진 여부를 확인하여 연구지역 내에서 발생한 총 56개의 지진자료를 확보하였다(Figure 3.2.2). 기상청에서 2007년부터 2010년까지 발표한 총 지진의 수가 190여개 이며 연평균 약 47회의 지진이 우리나라에서 발생한다는 점을 고려한다면 (기상청, 2011), 약 20 km x 20 km의 작은 연구지역 내에서 3년 8개월의 비교적 짧은 기간 동안 발생하고 수집된 56개의 자연지진은 상당히 많은 수라고 생각된다. 이러한 측면에서 본다면 본 연구지역은 아마도 우리나라에 존재하는 여러 지진 다발지역 중 하나라고 할 수 있을 것이다.

### 3.2.4 연구방법

지진관측망에서 지진의 발생을 인지하고 가장 먼저 수행되는 과정이 지진의 발생위치와 시간, 규모를 포함한 진원인자를 추정하는 것이다. 지하매질에서의 지진파 전파속도를 1-D 혹은 3-D 모델로 구현 가능하다 가정하고, 진앙 부근 관측소에서 측정된 P파와 S파의 도착시간을 이용하여 지진의 발생위치를 결정한다

다. 지진 발생 위치와 시간을 결정하기 위해서는 지진과 관측소 간의 방위각이 고르게 분포하는 최소 4개의 도착시간 관측이 필요하며, 지진파의 관측된 도착시간과 이론적 도착시간 사이의 차이를 최소화 시키도록 지진의 위치와 발생시간을 조정함으로써 그 값을 구하게 된다. 이론적 도착시간 계산을 위해서는 대상지역의 지진파 전파 속도 구조에 관한 사전 정보가 필요한데 1-D 속도모델을 사용하는 것이 일반적이며 일부 지역에서는 3-D 모델을 사용하기도 한다. 실제 지진의 위치를 구하는 과정에서는 우선 진원 위치와 시간의 초기치를 가정하고 이론적 지진파 도착시간을 계산하여 관측된 지진파 도착시간과의 차이를 구한다. 구해진 차를 이용하여 초기치를 수정하고, 수정된 초기치를 다시 진원 위치와 시간 추정을 위한 초기값에 사용하는 반복적 방법(iterative way)을 사용한다. 이런 반복은 미리 정해진 조건을 충족시킬 때 종결되며, 일반적으로 관측치와 이론치의 RMS (root-mean-square)를 최소화 시키는 값에 도달 할 때까지 반복된다 (e.g. Lee and Stewart, 1981).

계산에 사용된 지진파 전파 속도 모델이 실제 지하구조와 유사하고, 관측된 도착시간에 오류가 없다면, RMS는 0에 가까워야 한다. 그러나 일반적으로 사용되는 1-D 속도 모델은 실제 지하구조의 횡적 변화를 충분히 반영하지 못한다. Model error라고 총칭하는 실제속도구조와 계산에 사용된 모델의 차이는 지진위치를 잘못 결정하게 하는 가장 큰 원인이 되기도 한다(e.g. Gombert, 1991). Model error를 최소화하기 위해서는, 즉 1-D 속도모델의 한계를 극복하기 위해서는, 실제 지구구조를 보다 현실적으로 묘사하는 3차원 속도구조의 사용이 바람직하다. 여기서 한 가지 주목할 점은 일반적인 지진위치 결정의 과정은 지진파 도착시간의 측정치와 이론치 사이의 RMS를 최소화 시키는 과정으로서, 작은 RMS가 실제로 지진위치의 정확성을 의미하지는 않는다(e.g. Pujol, 2004).

본 연구에서는 지진 발생위치의 상대적 정확성을 향상시키기 위하여 Joint Hypocenter Determination (JHD) 방법을 사용하였다. 이 방법에서는 지진요소(진원 위치와 시간)와 관측소보정(station correction)을 동시에 결정한다. 이 방법은 Douglas (1967)에 의하여 그 효과가 제안되었으며 Pavlis와 Booker (1983) 그리고 Pujol(1988)에 의하여 발전된 형태의 기술이 소개되었다. 지진의 발생위치를 결정하기 위하여 진원에서 관측소까지 지진파의 주파시간을 계산할 때 여러 가지 요인으로 인하여 에러가 발생할 수 있다. 이 중 속도모델에 의하여 발생하는 에러는 (1) 진원부근의 속도모델과 실제 속도구조 차이, (2) 관측소 부근의 속도모델과 실제 속도구조 차이, 그리고 (3) 그 밖의 파의 전파경로 상의 속도모델과 실제 속도구조 사이의 차이에 의하여 발생한다. 상대적 지진발생위치를 결

정할 때 비교적 가까운 위치에서 발생한 여러 개 지진의 지진발생위치를 동시에 결정함으로써 진원부근의 속도모델과 실제 속도구조 차이에 의한 영향을 최소화할 수 있다. 관측소 하부의 속도모델과 파의 전파경로 상의 불확실성 및 그 밖의 파의 전파경로 상의 속도모델과 실제 속도구조 차이를 합하여 관측소보정(station corrections)으로 표현할 수 있고, 이를 통하여 보다 정확한 상대적 지진 발생위치를 결정할 수 있다. 여러 개의 지진 발생위치를 동시에 결정 할 때, 관측소 보정 상수를 추가하면

$$t_{ij} = \tau^0 + T_{ij} + s_i, \quad i = 1, \dots, N(\text{stations}) \\ j = 1, \dots, M(\text{events})$$

여기서  $t_{ij}$ 는 지진(j)의 진원시간,  $\tau^0$ 는 지진(j)으로부터 관측소(i)까지 지진파가 전달되는데 필요한 시간,  $T_{ij}$ 는 초기지진위치와 지하 속도구조의 가정 하에 계산된 관측소(i)에 지진파(j)가 도착하는 시간,  $s_i$ 는 관측소보정(station correction)을 표시한다. 관측된 주행시간과 이론적 주행시간의 차( $r_{ij}$ )는

$$r_{ij} = (t_{ij})_{obs} - (t_{ij})_{cal} \\ = (t_{ij})_{obs} - (\tau^0 + T_{ij} + s_i) \\ \cong d\tau_j + \frac{\partial T}{\partial x} dx_j + \frac{\partial T}{\partial y} dy_j + \frac{\partial T}{\partial z} dz_j + ds_i$$

이 식을 행렬식으로 표시하고, 양변에 가중치 항( $W_j$ )을 추가하고, 지진원 부근에서 편미분을  $A_j$ 로 표시하면 다음과 같이 된다.

$$W_j \vec{r}_j = W_j A_j d\vec{X}_j + W_j d\vec{s}_j; j = 1, \dots, M$$

### 3.2.5 결과 및 고찰

본 연구에서 사용하는 지진자료는 2007년 3월부터 2010년 10월 사이에 발생한 지진으로서, 자료의 규모-시간 관계 및 빈도수-시간 관계를 표시하면 Figure 3.2.3과 같다. 사용된 지진 중 가장 큰 지진은 2008년 12월 19일 발생한 규모 3.5 지진이며, 가장 작은 지진의 규모는 -0.1이다. 연구지역 내에서 지진은 비연속적으로 시간적 균을 이루며 발생하고 있으며, 비교적 큰 지진의 발생을 전후로 다수의 지진이 발생하였다. 전반적으로 이 지역에서는 많은 수의 미소지진이 꾸준히 발생하고 있다.

지진목록의  $M_C$ (Magnitude of Completeness)는 지진관측망이 탐지할 수 있

는 최소 규모로 정의되며, 일반적으로 관측망의 지진 감시 역량을 정량적으로 측정하기 위하여 사용될 수 있다 (e.g. Gombert, 1991; Rydelek and Sacks, 1989). 본 연구에서는 Gutenberg-Richter의 규모-빈도수 관계식을 이용하여  $M_c=1.6$ ,  $b\text{-value}=0.84$ 로 결정하였다 (Figure 3.2.4). 기상청 지진연보에 수록되는 지진의 최소 규모가 2.0 임을 고려하면 연구지역 지진목록의 완성도가 상당히 향상되었다고 사료된다.

어떤 지역 내에서 지진 발생위치 결정의 정확성 향상을 위한 연구를 비롯한 대부분의 지진학 연구에서는 신뢰할 수 있는 지하 지진파 속도구조 모델이 반드시 필요하다. 한반도의 지각구조에 관한 연구는 중력과 지진자료를 이용하여 수행되어 왔다. 본 연구에서는 지진 발생위치 초기결정과 JHD 방법을 사용한 정밀 재결정을 위하여 김성균과 정부홍(1985)의 지진파 속도모델을 사용하였다 (Table 3.2.1). 김성균과 정부홍은 경상분지를 포함한 한반도 남부지역 지구 표층부의 지진파 속도구조를 1차원 속도모델에 보다 정확히 반영하기 위하여 지진원의 위치가 확실한 자연지진과 인공지진의 주시곡선을 사용하였다. 본 연구지역이 한반도 남동부의 외부에 위치하여 김성균과 정부홍의 연구지역과 근접하며 기존의 다른 선행연구의 대상 지역보다 지리적으로 가까이 위치한다. 그러나, 논문의 서두에서 언급한 바와 같이 우리나라의 지질학적 특성을 고려할 때 하나의 1차원 속도구조로 연구지역의 지하구조를 표현하기에는 많은 한계가 있을 수 있다. 특히 우리나라 동해는 대륙지각과 해양지각이 붙어있는 형태이므로 대륙지각에서 해양지각으로 변화하면서 나타나는 지하 속도구조의 변화가 있을 수 있음을 고려하여야 한다.

연속자료에 STA/LTA (Short-Term Average/Long-Term Average) 알고리즘을 적용하여 지진의 P파를 검출한 후 자연지진으로 판단되는 56개 지진자료에 대한 P파와 S파의 도착시간 측정작업을 수행하여 786개의 P파 도착시간과 531개의 S파 도착시간을 측정하였다. JHD 방법을 이용한 지진발생위치 재결정에 앞서 수작업으로 측정된 도착시간과 일반적으로 사용되는 단일 지진발생위치 결정 (Single Event Location, SEL) 프로그램(Hypoellipse, Lahr, 1999)을 사용하여 지진 발생위치를 초기 결정하였다 (Figure 3.2.5 a, c, e). Figure 3.2.5 a의 진앙분포를 살펴보면 STA/LTA 알고리즘에 의하여 자동 측정된 도착시간을 이용하여 결정된 진앙분포(Figure 3.2.2)에 비하여 좁은 지역에 진앙이 분포하고, 남과 북에 두 개의 지진군이 형성되어 있음을 확인 할 수 있다. 진앙 깊이는 9.5km ~ 17.5km 사이에 위치한다.

초기 결정된 56개의 지진의 발생위치를 보다 정확히 결정하기 위하여 JHD

방법을 적용한 후 그 결과를 Figure 3.2.5 b, d, f에 SEL 결과와 함께 표시하였다. JHD 방법으로 지진의 발생위치를 재결정하는 과정에서는 12개의 지진은 부정확한 도착시간 측정, 속도모델의 부정확성 등으로 인하여 최종 결과목록에서 제외되었다. 결과적으로 44개의 지진 발생위치가 마지막으로 결정 되었다. 정밀 재결정된 지진의 발생위치는 평균적으로 서쪽으로 0.47 km, 남쪽으로 0.29 km, 그리고 0.30km 깊게 이동하였다. SEL 진앙분포에 비하여 좁은 지역에 진앙이 분포하여, 진원 깊이는 10.3 km ~ 17.7 km 사이에 분포한다. Figure 3.2.5 c와 Figure 3.2.5 e의 SEL 결과와 JHD 결과 모두에서 연구지역의 남쪽에서 발생하는 지진은 두 개의 수직으로 분포하는 지진군을 이루며 발생하고 있음이 공통적으로 확인되었다. JHD 방법을 이용한 지진발생위치 정확성 향상 결과는 연구지역의 북쪽에서 발생하는 지진의 진원 분포에서 확인 할 수 있다. Figure 3.2.5 f의 북쪽에서는 2개의 지진군이 거의 수직 혹은 남쪽으로 약간 경사진 단층상에서 발생하고 있는 것으로 나타나며, 이러한 현상은 SEL 결과에서는 명확하지 않다. 결과적으로 연구 지역에서 발생하는 지진은 비교적 좁은 지역 안에서 발생하고 있지만 가까이 위치한 서로 다른 4개의 단층에서 발생하고 있다.

### 3.2.6 참고문헌

- Chiu, J.-M., and Kim, S.G., 2004, Estimation of Regional Seismic Hazard in the Korean Peninsula Using Historical Earthquake Data between A.D. 2 and 1995: Bulletin: Seismological Society of America, v. 94, p. 269-284.
- CRED, 2011, The International Disaster Database, Volume 2011, <http://www.emdat.be/database> last assessed at 2011-10-01.
- Douglas, A., 1967, Joint epicentre determination: Nature, v. 215, p. 47-48.
- ERI, 2011, [http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103\\_tohoku/eng/](http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/eng/) last assessed at 2011-09-19.
- Geller, R.J., 1997, Earthquake prediction: a critical review: Geophysical Journal International, v. 131, p. 425-450.
- Gomberg, J., 1991, Seismicity and detection/location threshold in the Southern Great Basin seismic network: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 16401-16414.
- Johnston, A.C., and Schweig, E.S., 1996, The Enigma of the New Madrid Earthquakes of 1811-1812: Annual Review of Earth and Planetary Science,

- v. 24, p. 339-384.
- Kim, H.-J., Lee, K.-H., Jou, H.-T., Cho, H.-M., Yoo, H.-S., G.-T., P., and Kim, J.-J., 2007, Evolution of the eastern margin of Korea: Constraints on the opening of the East Sea (Japan Sea): *Tectonophysics*, v. 436, p. 37-55.
- Kim, K.-H., and Park, Y., 2010, The 20 January 2007  $M_L$  4.8 Odaesan Earthquake and Its Implications for Regional Tectonics in Korea: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 100, p. 1395-1405.
- Kim, W.-Y., Choi, H., and Noh, M., 2010, The 20 January 2007 Odaesan, Korea, earthquake sequence; reactivation of a buried strike-slip fault?: *Bulletin - Seismological Society of America*, v. 100, p. 1120-1137.
- Lahr, J.C., 1999, HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-Motion Pattern (Y2K Compliant Version): Denver, U.S. Geological Survey.
- Lee, K., and Yang, W.-S., 2006, Historical Seismicity of Korea: *Bulletin: Seismological Society of America*, v. 96, p. 846-855, doi:10.1785/0120050050.
- Lee, W.H.K., and Stewart, S.W., 1981, *Principles and Applications of Microearthquake Networks*: New York, New York, USA, Academic Press, 293 p.
- Park, S.-C., and Hahm, I.-K., 2011, Rupture pattern of a moderate earthquake in Odaesan, Korea: *Geosciences Journal*, v. 14, p. 191-200.
- Pavlis, G.L., and Booker, J.R., 1983, Progressive multiple event location (PMEL): *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 73, p. 1753-1777.
- Pujol, J., 1988, Comments on the Joint Determination of Hypocenters and Station Corrections: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, p. 1179-1189.
- Pujol, J., 2004, Earthquake Location Tutorial: Graphical Approach and Approximate Epicentral Location Techniques: *Seismological Research Letter*, v. 75, p. 63-74.
- Rydelek, P., and Sacks, I.S., 1989, Testing the completeness of earthquake catalogues and the hypothesis of self-similarity: *Nature*, v. 337, p. 251-253.
- SSB, 1980, *Tangshan Earthquake Catalog*: Beijing, State Seismological Bureau, p. 622.

- USGS, 2011, Significant Earthquakes: Earthquakes with 50,000 or More Deaths, USGS.
- Yoon, S.H., and Chough, S.K., 1995, Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan): Bulletin of Geological Society of America, v. 107, p. 83-97.
- 강수영, 김광희, 석봉출, 유해수, 2008, 경주지역 발생 지진에 대한 지진손실예측 시물레이션: 한국방재학회논문집, v. 8, p. 95-103.
- 경제복, 허서윤, 도지영, 조덕래, 2007, 2007년 1월 20일 오대산 지진( $M_L=4.8$ )의 진도, 단층면해 및 단층과의 관계, 한국지구과학회지, 28권, 202-213.
- 경제복, 정미경, 백진주, 임연주, 이기화, 2010, 한반도 역사지진 목록 작성 및 DB 구축 (II), 기상청, p. 475.
- 기상청, 2007, 2007년 1월 20일 강원지역 지진관련 정보, 기상청 보도자료.
- 기상청, 2011, 2010 지진연보: 서울, 기상청, p. 114.
- 김성균, 정부홍, 1985, 한반도 남부지역의 지각구조: 광산지질, v. 13, p. 1-19.
- 김한준, 주형태, 유해수, 김광희, 유이선, 2011, 신기 지구구조운동의 해석을 위한 한반도 근해 천부지질의 고해상 탄성과 탐사: 울진 주변해역: 지구물리와 물리 탐사, v. 14, p. 127-132.

Table 3.2.1. 1-D velocity model used for earthquake location (Kim and Chung, 1985)

Depth (km)	Vp (km/sec)	Vs (km/sec)
0	5.5	3.3
2	6.0	3.5
15	6.6	3.7
29	7.7	4.3

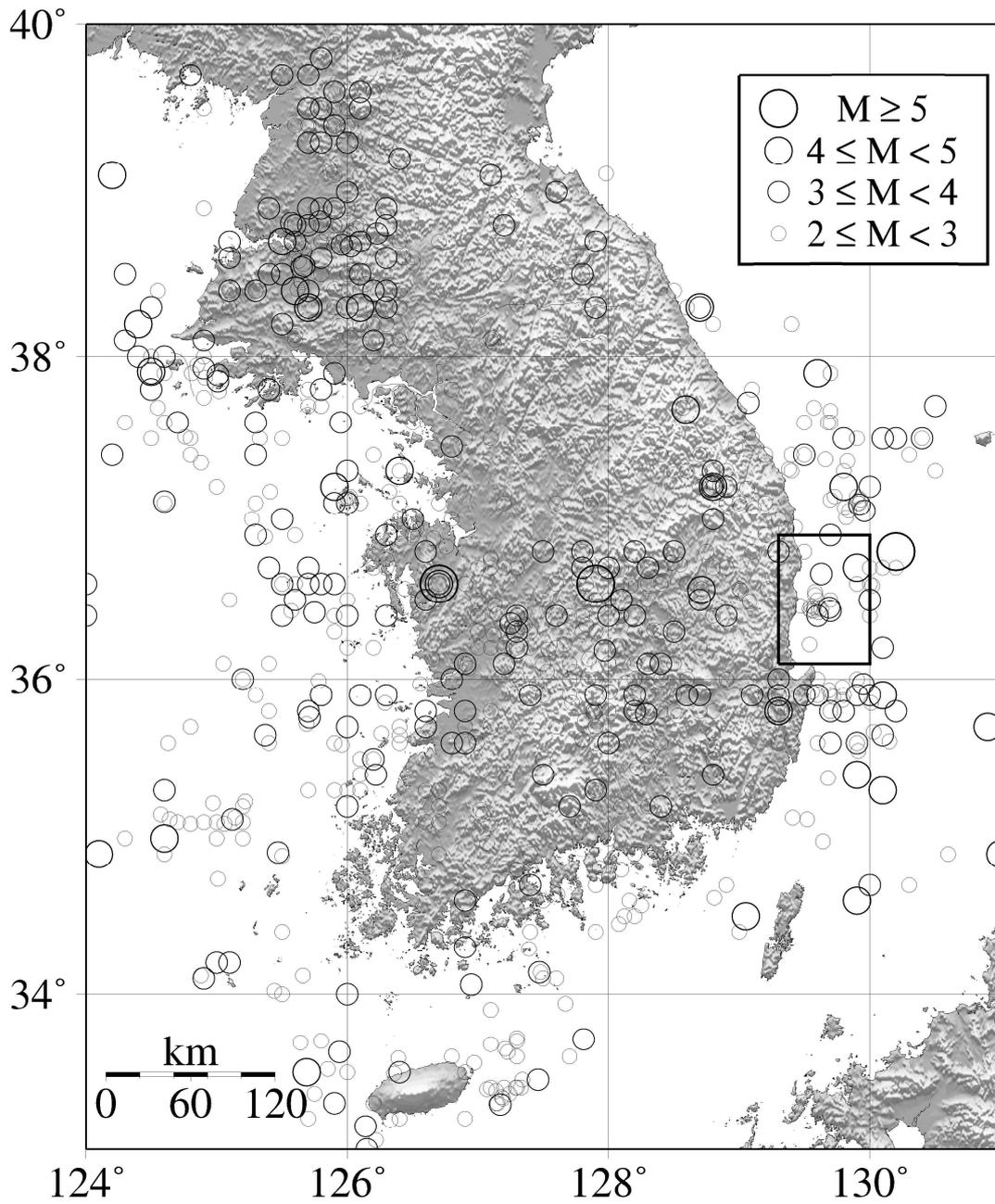


Figure 3.2.1 Distribution of earthquakes in the southern Korean Peninsula between 1978 and 2010.

A square in the eastern offshore indicates the location of the Figure 3.2.2.

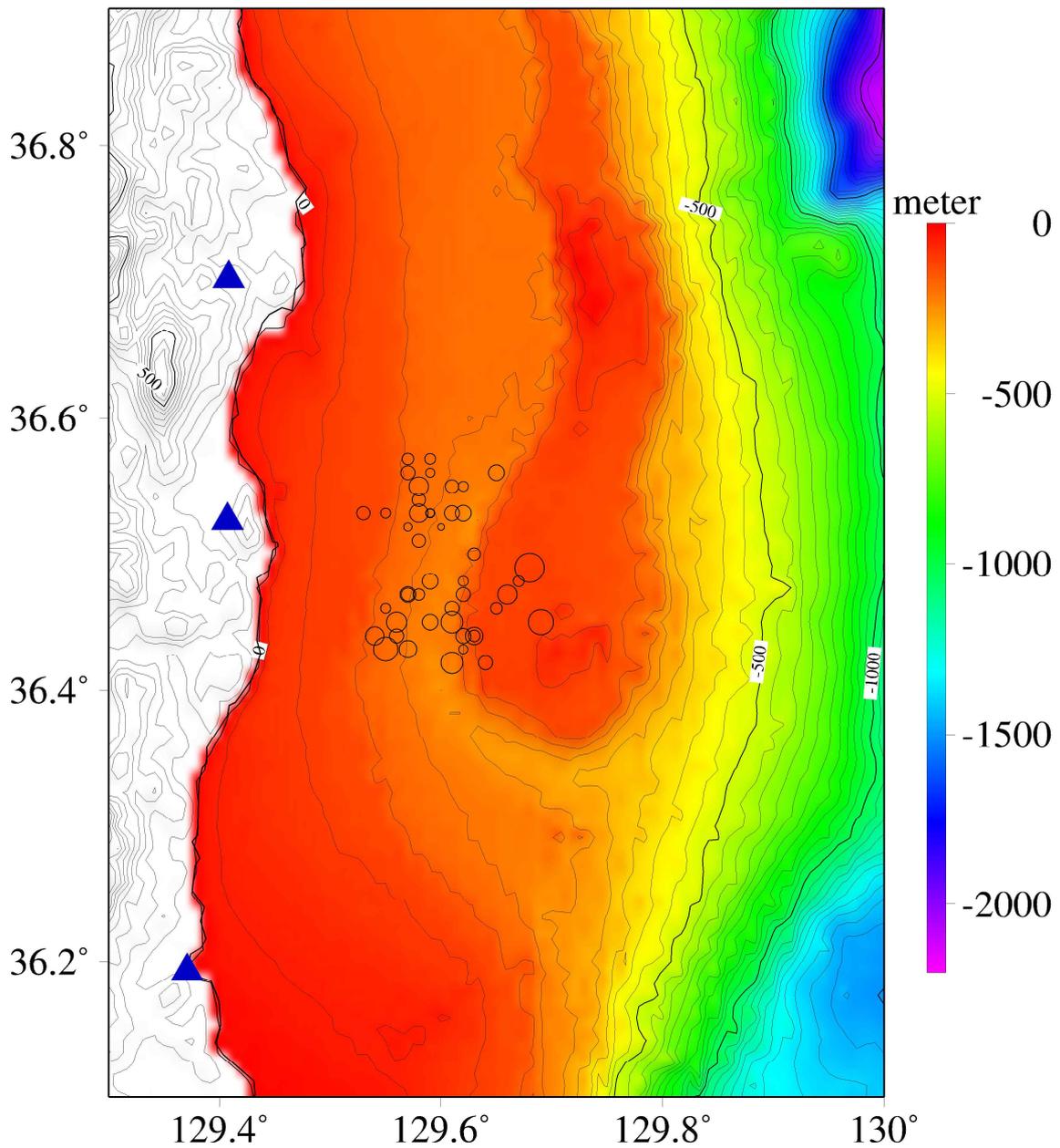


Figure 3.2.2. Location of micro-earthquakes in the Yongduk offshore region. Locations shown in the figure were determined using phase arrival times estimated by STA/LTA algorithm. Depth to the sea floor is color coded and contoured at every 50 meters. Blue triangles indicate the location of KMA seismic stations.

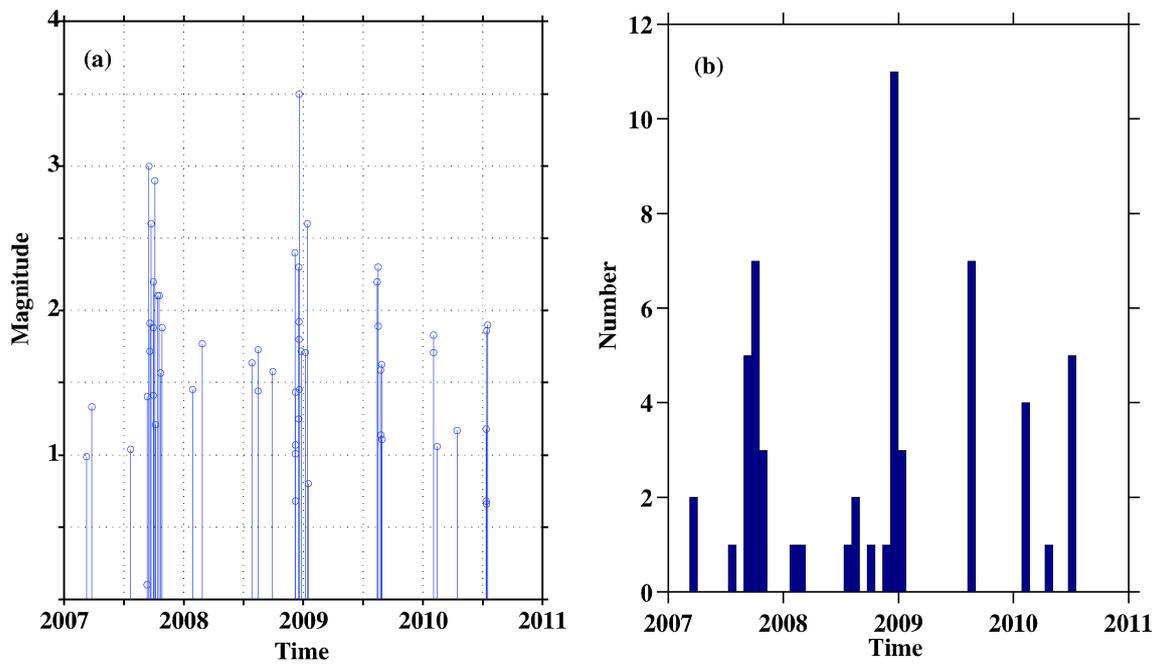


Figure 3.2.3 (a) Magnitude-time distribution of micro-earthquakes in the study area between 2007 and 2010. (b) Temporal distribution of earthquakes.

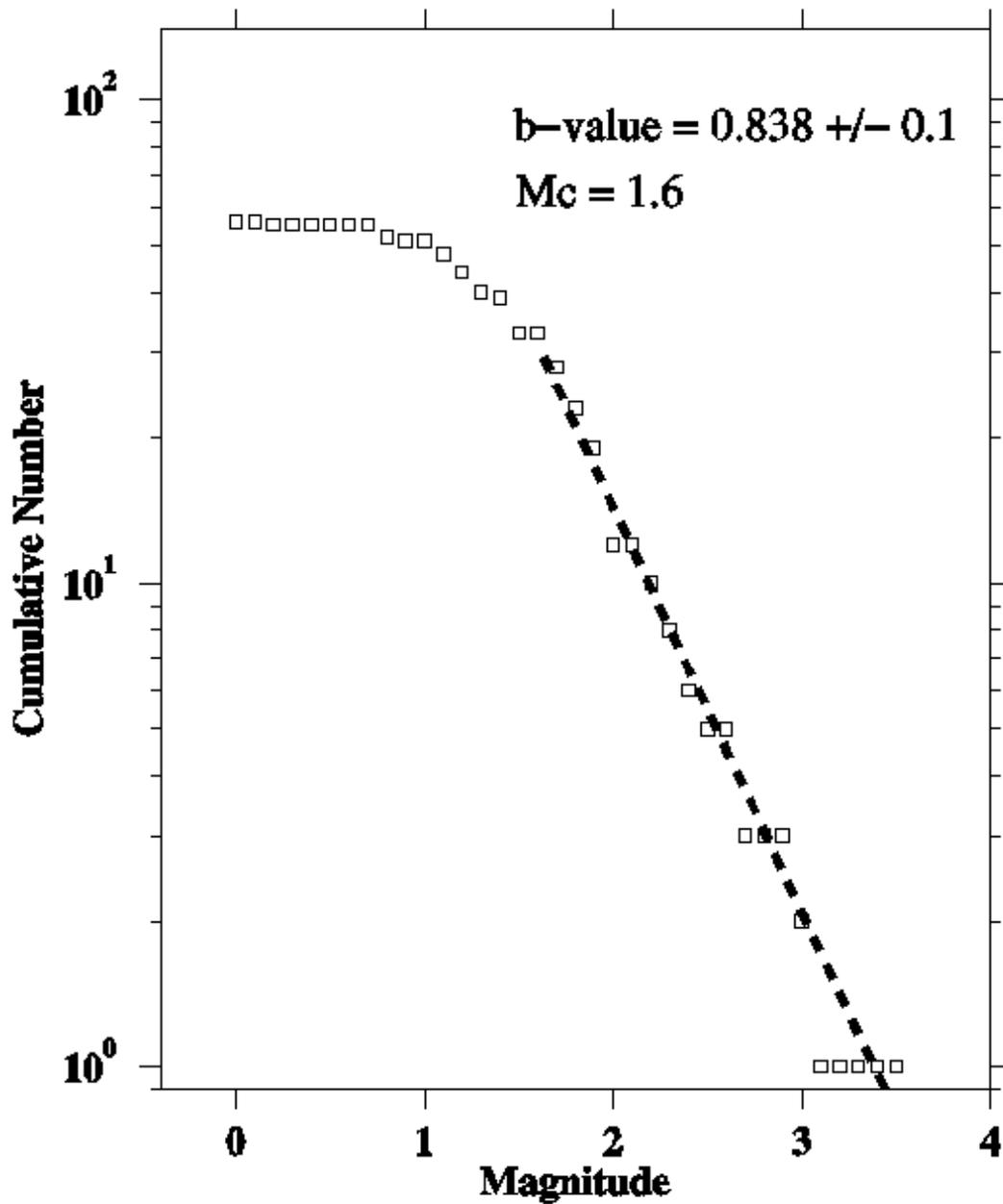


Figure 3.2.4 Frequency-magnitude distribution of micro-earthquakes in the study area.

Maximum-likelihood method was used to estimate the a and b-value of the Gutenberg-Richter relation.

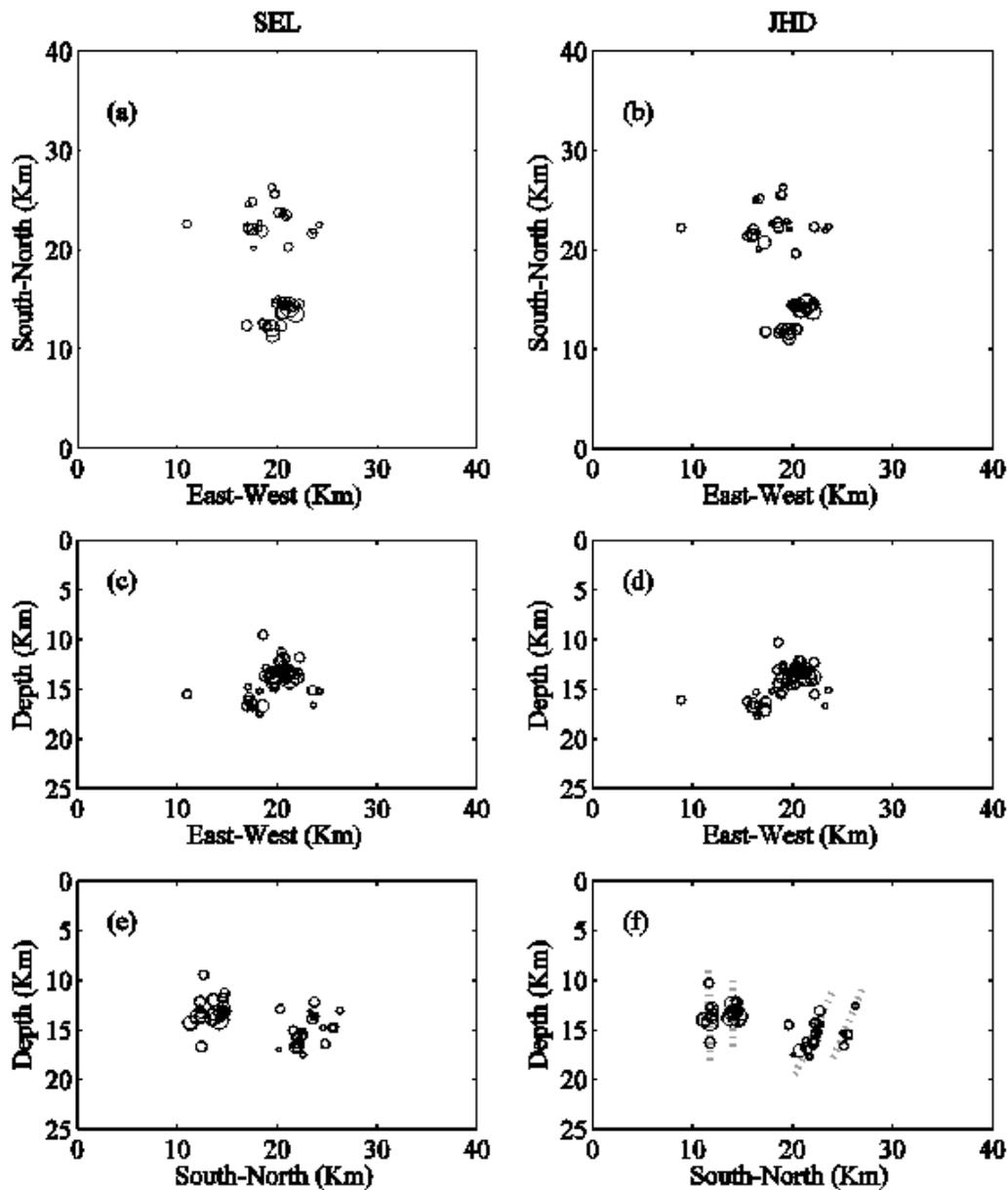


Figure 3.2.5 Hypocenters of micro-earthquakes selected for JHD analysis in the Youngduk offshore region.

SEL: Single Event Location, JHD: Joint Hypocenter Determination. (a) and (b) are mapviews of earthquake hypocenters before and after the relocation, respectively. (c) and (d) are cross-sectional view of seismicity in east-west direction before and after the relocation, respectively. (e) and (f) are cross-sectional view of seismicity in south-north direction before and after the relocation, respectively. Potential geometry of active faults are outlined by dotted lines in (f).

### 3.3 지진 발생위치 및 규모 신속결정

#### 3.3.1. 개요

경제규모의 증가, 산업화, 도시화 등은 결과적으로 우리국민의 잠재적 지진 위험 증가를 야기하였다. 최근에는 비록 우리나라에서 지진으로 인한 인명과 재산의 손실이 미비했지만, 과거 문헌 기록을 보면 우리나라에서도 대규모 피해를 야기한 지진이 발생한 바 있었으므로, 향후 피해를 유발할 수 있는 지진발생 가능성을 간과할 수는 없다. 현재의 과학기술력으로는 단기 지진예보가 불가능함을 고려할 때 지진재해 저감을 위하여 취할 수 있는 대비책의 하나로써 지진조기경보체계 확립의 중요성이 점차 증가하고 있다. 지진조기경보체계 확립의 취지는 지진발생 후 강진동이 시작하기 전 수 초 혹은 수십 초의 지진대비시간을 확보하고 미리 계획된 조치를 취함으로써 지진재해를 저감하는 것이다. 이러한 목적을 달성하기 위하여 지진의 발생위치와 시간 그리고 발생한 지진의 크기에 관한 정보가 실시간으로 확보되어야 한다. 본 연구에서는 한반도에서 지진조기경보의 가능성을 평가하기 위하여 지진의 발생위치 신속결정 가능성과 지진 규모의 신속결정 가능성을 고찰하였다.

지진발생위치의 신속결정을 위하여 진원 부근 2개의 지진 관측소에서 확보한 초동 도착시간과 주변의 다른 관측소에서는 아직 초동이 관측되지 않았다는 사실을 이용한다. 우리나라 내륙 및 주변해역에서 발생한 주요 지진의 신속한 진앙 위치 결정에 이 기술을 적용하였다. 관측소 외부에서 지진이 발생할 경우 이 기술로는 효과적인 지진위치의 결정이 어렵지만, 관측망 내부에서 지진이 발생할 경우 본 기술을 이용하여 지진의 발생 위치를 신속히 결정 할 수 있다. 수도권인 경우 10 - 50 초의 지진대비시간을 확보할 수 있을 것으로 예상되며, 주어진 시간 내에 사전 준비된 조치를 취함으로써 유사시 지진재해저감에 크게 기여할 것이다.

지진조기경보의 목적을 달성하기 위해서 확보해야 할 또 하나의 기술은 신속한 지진규모결정방법이다. 현실적으로 지진규모 결정에 사용할 수 있는 시간이 매우 짧고, 사용 가능한 정보가 P과 초기의 수초에 불과하다는 사실 때문에 지진규모의 신속결정에는 많은 어려움이 있다. P과 도착 초기 수초간의 자료를 사용하여 S과 도착시의 진도를 예측하기 위한 연구가 전세계적으로 활발히 진행되고 있으며 본 연구에서도 이러한 선행연구를 기초로 연구를 착수하였다. 특히 이번 연구에서는 우리나라 광대역 지진관측 자료를 활용하여 지진조기경보를 위한 신속 지진 규모 결정을 시도하였다. 또한 지진조기경보가 피해를 야기할 수 있는 규모 6.5 이상의 강진을 대상으로 그 연구가 진행되어야 하지만 국내에서는 이러한 강진이 발생하여 관측된 사례가 없는 점을 감안하여 소규모 및 중규모 지진을 활용하여 지진의 강진동을 예측 할 수 있는 방안에 대해서도 살펴보았다.

### 3.3.2 서론

진원에서 지진의 시작부터 종결까지의 시간, 즉 단층의 이동 시작부터 종결까지의 시간은 수 초 혹은 수 분으로 매우 짧지만, 인명피해, 재산손실 등의 1차적 재해와 더불어 화재, 주요시설물의 가동 불능, 공공서비스의 중단, 사회적 혼란 등의 2차적 재해를 수반할 수 있으므로 지진으로 인한 피해 규모는 다른 어떤 자연재해보다 커질 가능성이 크다. 한반도에서는 최근 수십여 년 동안 큰 피해를 유발한 지진이 발생한 바 없지만, 지난 이천여 년간의 역사문헌은 한반도에서도 많은 피해 지진이 발생하였음을 기록으로 전하고 있다. 역사지진 발생위치와 규모 결정에 있어서 지진학자간에 견해 차이가 있기는 하지만, 한반도에서 규모 6.8이상의 지진이 발생한바 있음을 여러 연구 결과에서 밝히고 있다(Chiu 등, 2004; Lee 등, 2006). 최근에는 2007년 1월 20일 규모 4.8(기상청, 2007)의 지진이 오대산지역에서 발생하여 한반도에서 지진의 위험성에 관한 관심을 불러일으킨 바 있다.

지진으로 인한 피해를 효과적으로 최소화하기 위해서는 장·단기적 대응책이 함께 마련되어야 한다. 장기적으로는, 각 시설물에 대한 내진설계 기준 보완, 지진발생 시 재난관리 및 안전관리를 포함한 재난대응태세 확립 등을 통하여 향후 발생할 수 있는 지진으로 인한 피해를 최소화하기 위한 노력이 필요하다(강수영 등, 2008). 지진발생 후 실제 강진동이 시작되기 이전 혹은 강진동이 발생하는 동안에는 주요시설의 안전 확보를 위한 긴급조치를 취할 수 있어야 한다. 또한, 지진 발생 이후에는 효과적 구조활동을 포함한 신속한 지진재해 대응태세가 가동될 수 있어야 한다. 단기적으로는 임박한 지진의 발생 시간, 위치, 규모를 정확히 예보하고 대비하는 것이 바람직하지만 복잡한 지구내부구조, 지진의 발생원인 및 진화과정 등에 관한 전반적인 이해 부족으로 인하여 정확한 지진의 발생시간과 위치, 규모 등을 예측하기란 현재의 과학기술로는 불가능한 상태이다(Geller, 1997). 이런 상황 하에서 지진으로 인한 피해를 최소화하기 위한 가장 실현 가능성 있는 대안은 지진신속통보체계(Rapid Reporting System, RRS) 혹은 조기경보체계(Early Warning System, EWS)를 갖추는 것이다. 여기에서 언급한 두 체계(지진신속통보와 지진조기경보)에는 목적과 방법에 차이가 있다. 지진신속통보에서는 지진발생 후 수 분 이내에 지진발생사실, 지진의 발생위치, 규모, 해당지역에서의 진도 등 중요 정보를 관계기관과 이해 당사자에게 신속히 제공한다. 제공된 정보를 토대로 위기상황에서의 매뉴얼 가동 등의 조치를 취하도록 함으로써 효율적인 사후조치가 가능하도록 하는 것이 지진신속통보의 목적이다. 반면에 지진조기경보에서는 지진발생 사실을 포함한 주요 정보를 재해 위험성 있는 지역에 강한 지진동이 시작되기 수 초 혹은 수십 초 이전에 제공함으로써 미리 계획된 사전조치를 취하도록 하여 지진으로 인한 재해를 저감한다. 따라서 지진조

기정보에서 가장 중요한 것은 지진발생을 인지하고 그 발생 시간, 위치, 그리고 규모를 신속히 결정하는 것이다. 이러한 지진조기정보를 포함한 일련의 행위들은 real-time seismology라고 알려져 있기도 하며, 주요 지진이 발생한 후 자료획득, 분석, 필요 시 경보 발령 및 긴급 대응/복구 시스템의 가동 등을 총괄하는 것으로서, 지진학 연구 분야 중 그 연구가 가장 활발히 진행되고 있는 분야 중의 하나이다(Lee 등, 2003; Kanamori, 2005).

지진조기정보체계에서 지진 발생을 인지한 후 가장 먼저 수행되어야 할 일이 지진의 발생위치와 규모를 결정하는 것이다. 일반적으로 지진의 규모와 관심 지역의 진도 결정에 앞서 지진의 발생위치를 결정한다. 지진의 발생위치는 지진 위험성 평가, 지하구조연구 등을 위한 가장 기초적인 정보를 제공하기 때문에 그 정확성 향상에 관한 연구는 비교적 활발히 진행되어 왔다. 지진 발생 위치와 시간을 결정하기 위해서는 최소 4개의 도착시간 관측이 필요하며, 지진파의 관측된 도착시간과 이론적 도착시간 사이의 차이를 최소화 시키도록 지진의 발생 위치와 시간을 조정함으로써 그 값을 구하게 된다(Lee 등, 1981). 이론적 도착시간 계산을 위해서는 대상지역의 지진파 전파 속도 구조에 관한 사전 정보가 필요하다. 계산에 사용된 지진파 전파 속도 모델이 실제 지하구조와 유사하고, 관측된 도착시간에 오류가 없다면, RMS (root-means-square)는 0에 가까워야 한다. 그러나 일반적으로 사용되는 1-D 속도 모델은 실제 지하구조의 횡적 변화를 충분히 반영하지 못한다. 모델에러(Model Error)라고 총칭되는 실제 속도구조와 계산에 사용된 모델 사이의 차이는 지진발생위치를 잘못 결정하게 하는 가장 큰 원인이 되기도 한다. 모델에러를 최소화하기 위해서는, 즉 1-D 속도모델의 한계를 극복하기 위해서는, 실제 지구구조를 보다 현실적으로 묘사하는 3차원 속도구조의 사용이 바람직하다. 이 밖에도 지진발생 위치의 상대적 정확성을 확보하기 위하여 JHD(Joint Hypocenter Determination) 방법(Pujol, 1988; Kim 등, 2005)과 파형의 유사성을 이용하기도 한다(Waldhauser 등, 2002).

앞에서 언급한 세 가지 방법 모두 정확한 지진 발생위치를 구할 때 효과적인 방법이지만, 계산상에 많은 시간이 필요하므로 신속성이 가장 중요한 지진조기정보를 위하여 사용하기에는 적절치 않다. 정확한 지진발생위치 결정이 중요하지만, 지진조기정보에서는 신속하게 지진의 발생위치를 결정하는 것이 보다 중요할 수 있다. 황의홍 등(2007)은 이러한 노력의 일환으로 단일 관측소에 기록된 P파의 초기 2 ~ 3초 동안의 파형을 분석하여 진앙거리를 구하는 방법을 소개한 바 있다. 본 연구에서는 진원위치 신속결정 방법으로 P파를 가장 먼저 관측한 2개 관측소로부터의 정보를 사용하여 지진 발생위치를 일정 범위로 추정한 후, 주변의 다른 관측소에서는 아직 P파가 도착하지 않았다는 정보를 이용하여 지진위치를 한정한다(Rydelek 등, 2004; Cua, 2005; Horiuchi 등, 2005). 지진조기정보를 위한 신속 규모 결정의 방법으로서 초동 도착 후 2 ~ 3초간의 파형 분석과 경험식을 바탕으로 규모를 추정하는 기술을 고려해 볼만하다(Allen 등, 2003; Wu 등,

2005). 황의홍(2007)은 P파 초기 파형 분석을 통하여 국내에서 발생하는 지진의 규모 추정이 가능함을 제시한 바 있다. 비록 이러한 기술이 초보 발전 단계에 있기는 하지만, 이 기술을 통하여 신뢰성 높은 지진의 규모를 신속히 결정 가능하다고 가정하고, 본 연구에서 소개하는 방법을 지진조기경보에 함께 적용할 경우 확보할 수 있는 지진조기경보시간에 관하여 살펴본다. 이 방법으로 구한 지진 발생위치는 지진학 심화연구를 위해서 사용될 수는 없지만, 지진조기경보를 위해서 짧은 시간 내에 유용한 정보를 제공함으로써 대규모 지진으로 인한 지진재해대응책 마련에 크게 기여할 수 있을 것이다.

### 3.3.3 지진 발생위치 신속 결정의 필요성

앞에서 언급한 바와 같이 지진조기경보에서는 대상지역에 필요한 정보를 신속히 제공함으로써 피해를 유발할 수 있는 강한 지진동 시작 이전에 사전 조치를 취하여 지진으로 인한 피해를 최소화 시키는 것이 목적이다(Heaton, 1985; Wu 등, 2002). 다시 말하면, 대상지역에서 피해를 유발시킬 수 있는 강한 진동 도착에 앞서 아주 짧은 시간을 확보할 수 있는지 여부가 지진조기경보의 성패를 가름한다. 지진조기경보시간(경보시간, warning time)을 다음과 같이 정의 할 수 있다.

$$T_w = T_s - T_d - T_p - T_t \quad (1)$$

여기서  $T_w$ : 경보시간,  $T_s$ : S파 전파시간,  $T_d$ : 지진관측망을 이용하여 지진의 발생을 인지하는데 걸리는 시간,  $T_p$ : 지진의 위치와 규모 결정에 필요한 시간,  $T_t$ : 지진관측소로부터 중앙자료처리시설로 필요정보를 전송하고, 일정 수준 이상일 경우 필요한 정보를 중앙 자료처리 시설로부터 각 지역으로 전송하는데 필요한 시간을 의미한다. 여기에서 강진동 도착시간으로서 S파 도착시간을 사용하는 것은 경보시간 측정에 있어서 발생할 수 있는 상황을 신중히 고려한 것으로서, 일반적으로 최대 지진동을 유발하는 파는 S파 도착 후 몇 초 후에 도착한다(Kim 등, 2007).  $T_p$ (정보의 전달 시간)는 지진파의 전파 시간과 비교할 때 무시할 수 있을 정도로 작다. 그러므로 가능한 긴  $T_w$ (경보시간)을 확보하기 위해서는  $T_d$ 와  $T_p$ 를 최소화 하여야 한다.  $T_p$ (계산시간)의 경우, 빠르게 발전하고 있는 컴퓨터 관련 기술로 필요한 시간이 점차 짧아지고 있다. 이와 함께, 짧은 시간 내에 필요한 해를 구하는 알고리즘의 개발 또한 병행되어야 한다. 그러나 가능한 짧은  $T_d$ 를 확보하는 것은 쉽지 않다. 일반적인 지진위치 결정방법을 사용한다면, 최소 4개 이상의 관측소에서 지진의 발생이 감지되어야 하며, 결정된 지진위치의 신뢰성 확보를 위하여 7개 이상의 관측소에서 지진이 관측될 때까지 기다리기도 한다. 본 연구에서는 지진인자 결정에 필요한 시간을 최소화하기 위한 노력과 함께 2개의 관측소에서 관측된 P파의 도착시간을 이용하여 지진의 위치를 추정함으로써, 가능한 긴 경보시간을 확보할 수 있다.

### 3.3.4 초동관측 시간차를 이용한 지진 발생위치 추정

본 연구에서 사용하는 방법은 Horiuchi 등(2005)과 Rydelek 등(2004)에 의하여 소개되었고, 일본 방재연구소(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention)에서 개발 운영하고 있는 REIS(Real-time Earthquake Information System)에 사용되고 있다. 이 방법은 또한 미국 캘리포니아주의 ElarmS(Earthquake Alarm System)에서 사용하고 있는 지진위치 결정 방법과 매우 유사하다(Cua, 2005). 지진 조기 경보에서 지진 발생 지역과 가장 근접한 두 개의 관측소에 P파 초동이 도착하였고, 주변의 다른 관측소에는 아직 P파가 도착하지 않았다는 정보를 이용하여 진원위치를 추정하는 방법이 Figure 3.3.1에 표시되어 있다. 지진이 발생하고 지진으로부터의 거리가  $d_1$ ,  $d_2$ 인 관측소  $R_1$ ,  $R_2$ 에서 시간  $t_1$ ,  $t_2$ 에 P파의 도착이 관측되었다고 하면, 각 관측소에서 다음과 같은 관계가 성립한다.

$$d_1 = V(t_1 - T_0); \quad d_2 = V(t_2 - T_0) \quad (2)$$

여기서,  $V$ 는 P파의 전파속도,  $T_0$ 는 진원시간이다. 그러므로 식(2)를 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$d_2 - d_1 = V(t_2 - t_1) \quad (3)$$

선행연구로부터 대상지역의 속도구조에 관한 정보가 있고, 초동 관측으로부터  $t_2 - t_1$ 을 알고 있으므로, 식(3)의 우항은 상수이다. 그러므로 지진은 두 관측소로부터의 거리 차이가 일정한 곳에서 발생하였다. 이는 쌍곡선의 정의로서, 지진발생 위치가 관측소의 위치(초점)로부터의 거리 차이가 일정한 점의 자취, 즉 쌍곡선, 위에 있음을 의미한다(Figure 3.3.1의 gray line). 또한, 지진발생으로부터 일정 시간이 지난 후( $T^{now}$ )에 아직 세 번째 관측소에서는 P파의 초동이 관측되지 않았다는 사실을 이용하여 지진의 발생 가능 위치를 쌍곡선 상의 특정 구간으로 한정할 수 있다. 진앙으로부터 관측소  $R_3$ 까지의 거리를  $d_3$ 라고 할 때,  $d_3$ 는  $d_1$ 보다 커야만 한다. 쌍곡선 상에 위치한 점 중 진하게 표시되어 있는 부분에 위치한 점들만이 이 조건을 만족 시키므로, 지진의 위치를 쌍곡선 상의 진하게 표시되어 있는 구간으로 한정 할 수 있다. 만약 지진이 진하게 표시된 구간을 벗어나 발생했었다면, P파의 초동을 관측하는 순서가 바뀌고, 쌍곡선의 모양 또한 바뀌었을 것이다. 이렇게 한정되는 지진발생가능구간의 길이는 관측망의 분포와 관측소 간의 거리에 따라 달라질 것이다.

### 3.3.5 초동관측 시간차를 이용한 한반도 지진 발생위치 조기 결정

이 논문에서 소개하는 방법을 사용하여 지진의 발생위치를 추정함에 있어서 그 타당성을 알아보기 위하여 최근 한반도에서 발생한 중규모 이상의 지진에 적

용하였다. 1978년부터 2007년 사이에 한반도 및 그 주변해역에서 발생한 지진 중 기상청 지진센터 홈페이지(기상청, 2008) 규모별 현황에 수록된 규모 4.7 이상의 지진 10개를 선택하였으며(Table 3.3.1), 대부분의 선택된 지진에서 정확한 진원 깊이 정보를 제공하지 않고 있으므로, 지표면에서 발생하였음을 임의로 가정하였다. 지각에서 P파와 S파의 전파 속도는 각각 5.95 km/sec와 3.45 km/sec를 가정하였다(이정모 등, 2008). 기상청에서 운영하고 있는 지진관측소만을 고려할 때, 타당성 조사를 위하여 선택된 10개의 지진 중 3개는 지진관측망 내부에서, 6개는 관측망 외부 해저에서, 그리고 마지막 하나는 북한내륙지역에서 발생하였다.

관측망 내부에서 발생한 지진 3개의 경우 모두 초동 관측 시간차를 이용하여 결정된 지진의 위치와 실제 지진이 발생한 위치 사이의 거리가 매우 작다(Figure 3.3.2). Figure 3.3.2 (a)에서 별표는 진앙위치, 흰색 원은 지진관측소의 위치, 그리고 검정 원은 지진발생 후 처음으로 지진파형을 관측하는 두 개의 관측소 위치를 표시한다. Figure 3.3.2 (b)에서는 (a)의 사각형 지역을 확대하여 표시하였다. 속리산 지역에서 지진(Table 3.3.1, Event Number 3)이 발생할 경우 지진 발생으로부터 3초 이내에 2개의 관측소에서 P파 초동을 관측하게 되어, 지진의 위치를 빠르게 추정할 수 있다. 이 경우, 지진의 위치는 실제 지진이 발생한 위치로부터 14.4 km의 오차 범위 내에서 결정될 것이다(Figure 3.3.2, a와 b). 이 오차 범위는 본 연구에서 고려한 지진관측망 내부에서 발생한 3개 지진의 결과 중 그 오차가 가장 큰 것이다. 홍성 지역에서 지진이 발생할 경우(Table 3.3.1, Event Number 5), 지진발생으로부터 6초 이내에 2개의 관측소에서 P파의 초동을 관측하게 되며, 그 진원위치는 약 5.5 km의 오차 범위 내에서 결정될 것이다. 관측소 내부에서 발생한 지진의 마지막 경우로서 오대산 지역에서 지진이 발생한다면, 지진 발생으로부터 5초 내에 2개의 관측소에서 P파의 관측이 이루어지고, 실제 지진이 발생한 곳과 초동 시간차를 이용하여 결정된 지진의 위치 사이에는 최고 7.5 km의 오차가 있을 수 있다.

지진관측망 외부에서 지진이 발생하면(Figure 3.3.3, Figure 3.3.4), 대부분의 경우 본 논문에서 고려하고 있는 초동관측 시간차를 사용하여 결정된 지진의 위치와 실제 지진의 발생 위치 사이에는 큰 오차가 발생할 수 있다. 이 경우 대부분의 지진은 한반도 주변 해저에서 발생하는 경우로써, 본 연구에서 사용하는 방법과 육상에 분포하는 관측소만으로는 쌍곡선의 한쪽 방향을 효과적으로 한정할 수 없기 때문이다.

### 3.3.6 지진규모의 신속결정

관측자료의 종류와 규모 결정의 방법에 따라 다양한 종류의 지진규모가 사용되고 있다. Md, ML, MJMA, mb, MS, MW 등은 현재 사용되고 있는 지진규모의 일부 예이다. 지진조기경보에서 지진규모는 강진동의 크기를 예측하기 위하

여 사용될 수 있으므로 매우 중요하지만 지진발생초기 사용할 수 있는 자료의 양이 극히 제한되어 있는 상황에서 지진 규모 결정의 정확성과 신속성을 동시에 확보하는 것은 매우 어려운 일이다. 지진의 규모는 지진 발생시의 단층 면적, 변위, 강성률에 따라 변화한다. 단층의 면적과 종류에 따라 변하기는 하지만, 일반적으로 규모 6의 지진은 약 10 km의 단층 파쇄길이와 약 3초간의 지진시간, 규모 7의 지진의 경우는 약 30 km와 10초, 그리고 규모 8의 지진의 경우 100 km의 단층 길이와 30 초간의 시간이 필요한 것으로 알려져 있다(Dowrick and Rhoades, 2004). 그러므로 규모 6~8의 지진이 발생한 후 그 규모를 측정하기 위해서는 최소한 진원에서 지진활동 혹은 단층활동이 종료되기 까지 시간이 필요하다. 그러나 이렇게 긴 시간을 필요로 하는 지진규모 측정방법을 지진조기경보에 사용해서는 그 목적을 달성할 수 없다.

지진조기경보 목적의 지진규모 결정방법론의 일각에서는 수 초간의 초동 P파 파형을 사용하여 지진의 규모를 산정할 수 있다는 주장이 있다(Olson and Allen, 2005; Zollo et al., 2006). 그러나 암석 강도의 변화, 단층 종류의 차이, 지구내부의 불균질한 응력분포 하에서 초동 몇 초간의 파형만으로 어떻게 최종적인 지진의 크기를 측정할 수 있는가에 대한 많은 의구심이 드는 것도 사실이다. 실제로 일본에서 발생하는 규모 6 이상 지진 기록 중 P파 초동 수 초간의 자료를 사용하여 상기의 방법을 시험하여 보았으나 실패한 사례가 보고되었다(Rydelek and Horiuchi, 2006; Rydelek et al., 2007). 그러므로 초동 몇 초 동안의 파형자료로 최종 지진규모를 예측하기 보다는 규모에 상관없이 미리 정해진 수준 이상의 강진동이 예상될 때 지진경보를 발령하는 방안이 보다 현실적인 대안이 될 수 있다(Horiuchi et al., 2005).

지진조기경보 시스템을 운영하고 있는 일본의 경우 변위 지진기록자료를 사용하여 지진의 규모를 조기 산정하며, 이렇게 산정된 규모와 지진의 발생위치를 경험식에 적용하여 향후 발생할 S파로 인한 강진동을 예측한다. 앞에서 언급한 바와 같이, 이러한 방법으로 지진규모를 산정하는 데는 너무 오랜 시간이 필요하기 때문에 지진조기경보에 사용하기에는 적절치 않다. 대부분의 구조물 피해는 상대적으로 단주기의 지진가속도로 인하여 야기되는 경우가 대부분이며, 이러한 이유로 지진조기경보를 위해서는 변위 자료보다는 가속도 자료를 사용하는 것이 적절할 것이다. 이러한 요구에 부응하는 지진의 크기 단위로서 MI(Intensity Magnitude)가 제안되었다(Yamamoto et al., 2007; Yamamoto et al., 2008). 본 연구에서는 기상청 지진관측망의 광대역 지진관측소에서 관측된 P파 도착 초기 3초간의 자료를 활용하여 지진의 크기를 산정해보았다. MI 산정 방법과 과정은 일본지진자료를 활용하기 위하여 보고된 사례가 다수 있으며, 본 연구에서는 우리나라 자료를 사용하여 MI를 산정하는 과정을 간단히 설명하였다.

기상청 광대역 지진관측소에 기록된 3성분 광대역 속도자료를 미분하여 가속도로 변환한 후 Figure 3.3.5 a에 나타난 band-pass filter를 사용하여 특정 신

호를 추출하였다(JMA, 1996). 앞에서 언급한 바와 같이 지진으로 인한 구조물의 피해는 일정 주파수 대역의 영향이 크며, Figure 3.3.5 a 필터는 구조물과 건축물에 특히 많은 피해를 일으키는 주파수 영역 신호를 추출해 내기 위하여 고안되었다. MJMA는 지반 변위에 비례하지만, MI는 가속도 혹은  $V_a$ 라는 값에 따라 변화한다. 이때  $V_a$ 는 일정 시간동안 기준 이상의 가속도를 보이는 수준으로 정의한다. Yamamoto et al.(2008)은 최근 연구에서 진도를 다음과 같이 정의하였다.

$$I = 2\log_{10}(V_a) + 0.94 \quad (4)$$

사용되는 필터와 지속시간은 특별한 목적을 가지고 정해진 것이긴 하지만 지구상 모든 지역에 하나의 값을 적용할 필요는 없으며, 이전 지진기록과의 연속성을 확보하고 지역적 특성을 고려하여 조정될 수 있다. 일반적인 진원모델에서  $V_a = (A_0/r)\exp(-\pi f T/Q)C_j$ 이며, 여기서  $r$ 은 진앙거리,  $f$ 는 주파수,  $T$ 는 주행시간,  $Q$ 는 감쇠상수,  $C_j$ 는 지반효과 보정을 위한 상수이다.  $V_a \propto \log(A_0)$ 라고 가정할 때,  $M_I$ 는 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$M_I = I/2 + \log_{10}(r) + \pi f t / (2.3Q) + c \quad (5)$$

본 연구에서는 두 가지 방법을 사용하여 지진의 크기를 산정한 후, 그 결과를 비교하였다. 지진 크기 신속결정을 위하여 첫 번째 방법에서는 최대지반변위 (PGD, Peak Ground Displacement)를 사용한다. 본 연구에서는 기상청에서 운영 중인 광대역 지진관측소의 속도자료를 1차 적분함으로써 변위를 계산하였다. 자세한 계산방법은 Tsuboi(1954), Si and Midorikawa(1999), Somerville and Yhshimura(1990) 등에서 제안한 방법을 사용하였다. 이러한 방법을 통하여 PGD가 산출될 수 있으며, 시간에 경과하고 더 많은 관측소로부터 더 많은 자료가 제공됨에 따라 PGD 또한 갱신될 수 있다.

지진 크기의 신속결정을 위한 두 번째 방법에서는 앞에서 언급한  $M_I$ 를 사용한다. Figure 3.3.5 b와 c에 2007년 오대산 지역에서 발생한 규모 4.8 지진의 광대역지진관측기록에 필터를 사용하고 1차 미분하여 가속도 기록을 얻은 예를 표시하였다. 이때 사용한 자료는 SEO와 JSB 관측소에서 관측된 기록이며, 지속시간은 0.3초로 하였다. PGD를 사용하는 경우와 마찬가지로  $M_I$  또한 시간이 경과하고 자료의 양이 증가함에 따라 지속적으로 갱신된다.

### 3.3.7 지진 규모 조기 결정시 고려사항

앞에서 언급한 두 가지 방법을 비교하기 위하여 기상청 지진관측소에 기록된 지진 3개를 선택하여 각각의 PGD와  $V_a$ 를 앞에 기술된 과정을 거쳐 결정하였다. 기상청 발표에 의하면 선택된 세 개 지진의 규모는 3.0, 4.8, 5.2이며, 규모 5.2 지진은 기상청 지진관측망의 외부에 위치하고 있으나 나머지 두 개의 지진은 관측망 내부에 위치하고 있다 (Figure 3.3.6 a). 각 관측소에서 P파 도착 부분 처

음 3초간의 자료를 분석하여 Figure 3.3.7 a에 표시하였다. 본 연구에서는 거리에 따른 감쇠 보정, 지반특성 보정을 실시하지 않았다. 이 그림에 표시된 바와 같이 규모가 작은 지진의 경우 두 가지 방법이 유사한 결과를 생산하였으므로, 지진조기경보에 어느 방법을 사용하여도 비슷한 결과를 나타낼 것으로 생각된다. 이러한 작은 규모의 지진의 경우 자료처리에 사용한 3초 보다 짧은 시간 내에 진원에서의 단층활동 혹은 진원활동이 종료될 것이므로, 3초 이후의 파형자료 추가 활용이 지진 규모 계산의 정확성을 향상시키지는 않을 것이다.

우리나라 역사문헌을 살펴보면 한반도에서 큰 규모의 지진이 다수 발생한 것으로 나타나지만 계기지진 기간 동안에는 그러한 대규모의 지진이 발생한 기록이 없다. 지진조기경보의 목적이 대규모 지진으로 인한 피해에 대비하는 것임을 고려할 때 본 연구에서 소규모 지진으로부터 얻은 지진 규모식이 대규모 지진의 경우에도 적용 가능한지에 관한 충분한 고려가 필요하다. 우리나라에서 획득한 대규모 지진기록이 없으므로 일본의 지진 자료를 활용하여 작은 규모의 지진으로부터 얻은 관계식을 대규모 지진의 경우에도 사용할 수 있는지 여부를 살펴보았다. 이를 위하여 일본에서 발생한 규모 3.5에서 7.5 사이의 지진을 임의로 선택하여 우리나라 지진의 분석에 사용했던 것과 동일한 방법으로 자료를 처리한 후 그 결과를 Figure 3.3.7 b에 표시하였다. 이 그림에 의하면 작은 규모의 관계를 대규모 지진에 적용할 수 없음을 보여주고 있다. 보다 정확한 규모 산정을 위하여 대규모 지진의 경우 더 오랜 시간의 자료를 활용해야 한다는 주장이 있을 수 있지만, 그럴 경우 지진 발생 후 보다 많은 시간을 기다려야 하므로 신속성의 확보가 무엇보다도 중요한 지진조기경보에서는 그 목적 달성이 의심스럽다.

이미 설명된 바와 같이 중규모 이하 지진의 경우 3초간의 자료 사용만으로도 규모 산정에 큰 무리가 없어 보인다. 그러나 대규모 지진의 경우 진원에서 단층 활동이 3초 이상 진행되므로 3초간의 자료만으로 그 규모를 산정해야 할 경우에는 세심한 주의가 필요하다. 다른 방법에 비하여 가속도 자료로 부터 산정되는  $M_I$ 의 장점은  $M_{JMA}$  보다 신속하게 규모의 산정이 가능하다는 것이다. 일단 신속한  $M_I$ 의 산정이 이루어지면 미리 계산된 관계식을 바탕으로 S파로 인한 강진동을 예상할 수 있다.  $M_I$ 와 S파로 인한 강진동 간의 관계식을 수립하는 과정에서 지진관측소가 위치한 지점은 지진관측자료를 사용할 수 있지만, 그렇지 않은 지역에 대해서는 지진파 주행시간, 상부지각에서의 지진파 감쇠구조 등을 고려하여야 한다.

시간이 경과함에 따라 보다 많은 자료를 사용할 수 있고 이에 따른 규모 산정이 어떻게 변화하는지를 알아보기 위하여 일본 Ibaraki 부근에서 발생한 규모 6.7 지진 자료를 사용하였다(Personal communication with H. Nakamura, 2008). 한반도에서 규모 6.7 정도의 지진이 발생하여 인명 및 재산 피해를 야기한 기록이 우리나라 고문헌이 수록되어 있기도 하므로 이 정도의 지진이 한반도에서 발생할 경우 지진조기경보체계하에서 지진규모를 산정하는 방식을 보여주는 예가

될 수 있다. Figure 3.3.8은 지진 발생한 후 시간경과에 따른 일본 지진조기경보 시스템하에서의  $M_{JMA}$  산정치와 함께  $M_I$  산정치와 변화를 보여준다. 중 규모 이하의 지진은 비교적 짧은 시간 내에 진원에서의 단층활동이 종료되고  $M_{JMA}$  와  $M_I$  사이에는 큰 차이가 없었다. 그러나 대규모 지진의 경우 단층활동의 지속시간이 3초 이상 지속되고, 이러한 이유로 초기 산정된  $M_{JMA}$  값은 최종 산정된  $M_{JMA}$  과는 많은 차이가 있다. 즉 초기의  $M_{JMA}$  은 최종  $M_{JMA}$  보다 낮게 산정되고, 시간이 경과함에 따라 점차적으로 증가하여 최종  $M_{JMA}$  값에 수렴하게 된다. 지진조기경보시스템에서는 미리 정해진 규모 이상에 도달하면 경보를 발령하게 되는데 그림에서와 같이 규모가 점차적으로 증가하는 경우 일정 수준에 도달할 때 까지 기다린 후 지진경보를 발령한다면 지진경보 발령이 너무 늦어지게 된다.  $M_I$ 의 경우 빠른 시간 안에 최종 규모 산정치에 수렴하게 되므로,  $M_{JMA}$ 의 대안으로서  $M_I$ 를 사용한다면 빠른 시간 내에 지진조기경보를 발령할 수 있을 것이다.

지진 발생 시 단층의 진행 방향에 따른 효과, P파 radiation pattern, 일정치 않은 관측소 분포에 따른 효과 등은 향후 연구에서 다뤄져야 한다. 또한 실제 지진조기경보체계를 운영함에 있어서는 건축물과 구조물에 피해를 일으킬 수 있는 주파수 대역에 초점이 맞춰져야 할 것이다. 또한 실시간 조기 지진규모 산정에 있어서는 한 관측소 자료만을 사용하는 것이 아니라 최소 3-5개 관측소에서 관측된 자료를 사용하여 P파 radiation pattern의 영향 또한 최소화 하여야 할 것이다.

### 3.3.8 참고문헌

- Allen, R. M. and H. Kanamori (2003). The Potential for Earthquake Early Warning in Southern California, *Science* 300, 786-789.
- Chiu, J. M. and S. G. Kim (2004). Estimation of Regional Seismic Hazard in the Korean Peninsula Using Historical Earthquake Data between A.D. 2 and 1995, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 269-284.
- Cua, G. (2005). Creating the Virtual Seismologist: Developments in Ground Motion Characterization and Seismic Early Warning, Division of Geological and Planetary Sciences. Pasadena, CA, USA, California Institute of Technology. Ph.D. thesis, 371.
- Dowrick, D. J. and D. A. Rhoades (2004). Relations between Earthquake Magnitude and Fault Rupture Dimensions: How Regionally Variable Are They?, *Bulletin Seismological Society of America* 94, 776-788.
- Erdik, M., Y. Fahjan, O. Özel, H. Alcik, A. Mert and M. Gul (2003). Istanbul Earthquake Rapid Response and the Early Warning System, *Bulletin of*

- Earthquake Engineering 1, 157–163.
- Esteva, L. (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985 Consequences, Lessons and Impact on Research and Practice, Earthquake Spectra 4, 413–426.
- Geller, R. J. (1997). Earthquake prediction: a critical review, Geophys. J. Int. 131, 425–450.
- Heaton, T. H. (1985). A Model for a Seismic Computerized Alert Network, Science 228, 987–990, DOI: 10.1126/science.228.4702.987.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kaminura and Y. Fujinawa (2005). An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms, Bull. Seismol. Soc. Am. 95, 708–718.
- JMA (1996). How to calculate seismic intensity, To Know Seismic Intensity. JMA. Tokyo, 46–55.
- Kanamori, H. (2005). Real Time Seismology and Earthquake Damage Mitigation, Annual Review of Earth and Planetary Science 33, 195–214.
- Katsumata, A. (1996). Comparison of Magnitudes Estimated by the Japan Meteorological Agency with Moment Magnitudes for Intermediate and Deep Earthquakes, Bulletin Seismological Society of America 86, 832–842.
- Katsumata, A. (2004). Revision of the JMA Displacement Magnitude (in Japanese with English Abstract), Quarterly Journal of Seismology 64, 1–10.
- Katsumata, M. (1964). A Method to Determine the magnitude of Deep Focus Earthquakes in and near Japan (in Japanese with English abstract), Zisin 17, 158–165.
- Kim, K. H., J. M. Chiu, H. Kao, Y. H. Yeh and Q. Liu (1999). Crustal Structure Variations in Taiwan Region from Broadband Teleseismic Data, Eos Transactions AGU 80, T51B–15.
- Kim, K. H., J. M. Chiu, J. Pujol and K. C. Chen (2005). Earthquake Relocations, Fault Zone Geometry and Constraints on Lateral Velocity Variations using the Joint Hypocenter Determination Method in the Taiwan Area, Earth, Planets and Space 57, 809–823.
- Kim, K. H., S. Y. Kang, D. J. Min, H. S. Yoo, B. C. Suk and Y. G. Ryoo (2007). Enhanced Ground Motions and Seismic Hazards due to Crustal Structures in Korea, American Geophysical Meeting, San Francisco, CA, USA.
- Kim, K. H., P. A. Rydelek and B. C. Suk (2008). Rapid earthquake location for earthquake early warning, Journal of Korean Society of Hazard Mitigation 8, 73–79.

- Kim, S. G. and F. C. Gao (1995). Korean Earthquake Catalogue, Seoul, Seismological Institute, Hanyang University.
- Lee, K. and W. S. Yang (2006). Historical Seismicity of Korea, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 846–855, doi:10.1785/0120050050.
- Lee, W. H. K. and J. M. Espinosa Aranda (2003). Earthquake Early Warning Systems: Current Status and Perspectives, *Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction*. J. Zschau and A. N. Koppers. Berlin, Springer, 409–423.
- Lee, W. H. K. and S. W. Stewart (1981). *Principles and Applications of Microearthquake Networks*, New York, New York, USA, Academic Press.
- Nakamura, H., S. Horiuchi, C. Wu, S. Yamamoto and P. A. Rydelek (2009). Evaluation of the real time earthquake information system in Japan, *Geophysical Research Letter* 36, L00B01.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara and A. Yamamoto (2004). Recent progress of seismic observation networks in Japan: Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space* 56, 15–28.
- Olson, E. L. and R. M. Allen (2005). The deterministic nature of earthquake rupture, *Nature* 438, 212–215.
- Pujol, J. (1988). Comments on the Joint Determination of Hypocenters and Station Corrections, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 1179–1189.
- Rydelek, P. and J. Pujol (2004). Real Time Seismic Warning with a Two Station Subarray, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 1546–1550.
- Rydelek, P. A. and S. Horiuchi (2006). Is earthquake rupture deterministic?, *Nature* 442, doi:10.1038/nature04963.
- Rydelek, P. A., C. Wu and S. Horiuchi (2007). Comment on: Earthquake Magnitude Estimation from Peak Amplitude of Very Early Signal on Strong Motion Records, *Geophysical Research Letter* 34, L20302, doi:10.1029/2007GRL029387.
- Si, H. and S. Midorikawa (1999). New attenuation relationships for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site condition (in Japanese with English abstract), *Journal of Structural and Construction Engineering*, 53–70.
- Somerville, P. and J. Yoshimura (1990). The Influence of Critical Moho Reflections on Strong Ground Motions Recorded in San Francisco and Oakland during the 1989 Loma Prieta Earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 17, 1203–1206.

- Tsuboi, C. (1954). Determination of the Gutenberg Richter's magnitude of earthquakes occurring in and near Japan, *Zisin* 7, 185-193.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2002). Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double difference earthquake locations, *J. Geophys. Res.* 107, 2054, doi:10.1029/2000JB000084.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974-1002.
- Wenzel, F., M. C. Oncescu, M. Baur, F. Fiedrich and C. Ionescu (1999). An early warning system for Bucharest, *Seismological Research Letter* 70, 161-169.
- Wu, Y. M. and H. Kanamori (2005). Experiment on an On site Early Warning Method for the Taiwan Early Warning System, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 347-353.
- Wu, Y. M. and T. L. Teng (2002). A Virtual Subnetwork Approach to Earthquake Early Warning, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 2008-2018.
- Wu, Y. M., T. C. Shin and C. H. (2001). Near real time mapping of peak ground acceleration and peak ground velocity following a strong earthquake, *Bulletin Seismological Society of America* 91, 1218-1228.
- Yamamoto, S., S. Horiuchi, H. Nakamura and C. Wu (2007). Effectiveness of seismic intensity magnitude for earthquake early warning, *Geophysical Exploration* 60, 407-417.
- Yamamoto, S., P. A. Rydelek, S. Horiuchi, C. Wu and H. Nakamura (2008). On the estimation of seismic intensity in earthquake early warning systems, *Geophysical Research Letter* 35, L07302, doi:10.1029/2007GL033034.
- Zollo, A., M. Lancieri and S. Nielsen (2006). Earthquake Magnitude Estimation from Peak Amplitudes of Very Early Seismic Signals on Strong Motion Records, *Geophysical Research Letter* 33, L23312, doi:10.1029/2006GL027795.
- 강수영, 김광희, 석봉출 and 유해수 (2008). 경주지역 발생 지진에 대한 지진손실 예측 시뮬레이션, *한국방재학회논문집* 8, 95-103.
- 기상청 (2007). 2007년 1월 20일 강원지역 지진관련 정보, 기상청 보도자료.
- 기상청. (2008, April 18, 2008). 규모별 지진현황, Retrieved 9월 6일, 2008년, from [http://www.kma.go.kr/gw.jsp?to=/weather\\_main.jsp](http://www.kma.go.kr/gw.jsp?to=/weather_main.jsp).
- 이정모, 문우일, 박창엽, 정희욱 and 김기영 (2008). Crustal Velocity Structure of the Korean Peninsula. 2008.
- 황의홍 (2007). P파를 이용한 신속한 지진 규모 결정, 전북대학교. 박사학위논문, 172.

황의홍, 이우동 and 조봉곤 (2007). 단일 관측소에 기록된 P파형을 이용한 진앙  
거리 신속 결정에 관한 연구, 지질학회지 43, 99 106.

Table 3.3.1 지진요소 (기상청, 2008)

번호	규모	발생년월일	진원시	진앙	
				위도	경도
1	5.3	1980. 01. 08	08:44:13.3	40.2	125.0
2	5.2	2004. 05. 29	19:14:24.0	36.8	130.2
3	5.2	1978. 09. 16	02:07:05.8	36.6	127.9
4	5.0	2003. 03. 30	20:10:52.8	37.8	123.7
5	5.0	1978. 10. 07	18:19:52.2	36.6	126.7
6	4.9	2003. 03. 23	05:38:41.0	35.0	124.6
7	4.9	1994. 07. 26	02:41:46.3	34.9	124.1
8	4.8	2007. 01. 20	20:56:53.0	37.68	128.59
9	4.8	1981. 04. 15	11:47:00.0	35.9	130.1
10	4.7	1982. 03. 01	00:28:02.1	37.2	129.8

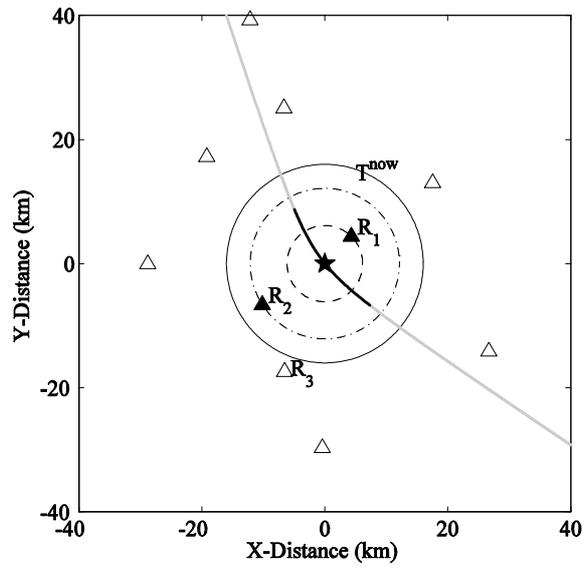


Figure 3.3.1 지진조기경보를 위한 지진 발생위치 신속추정 결정방법.

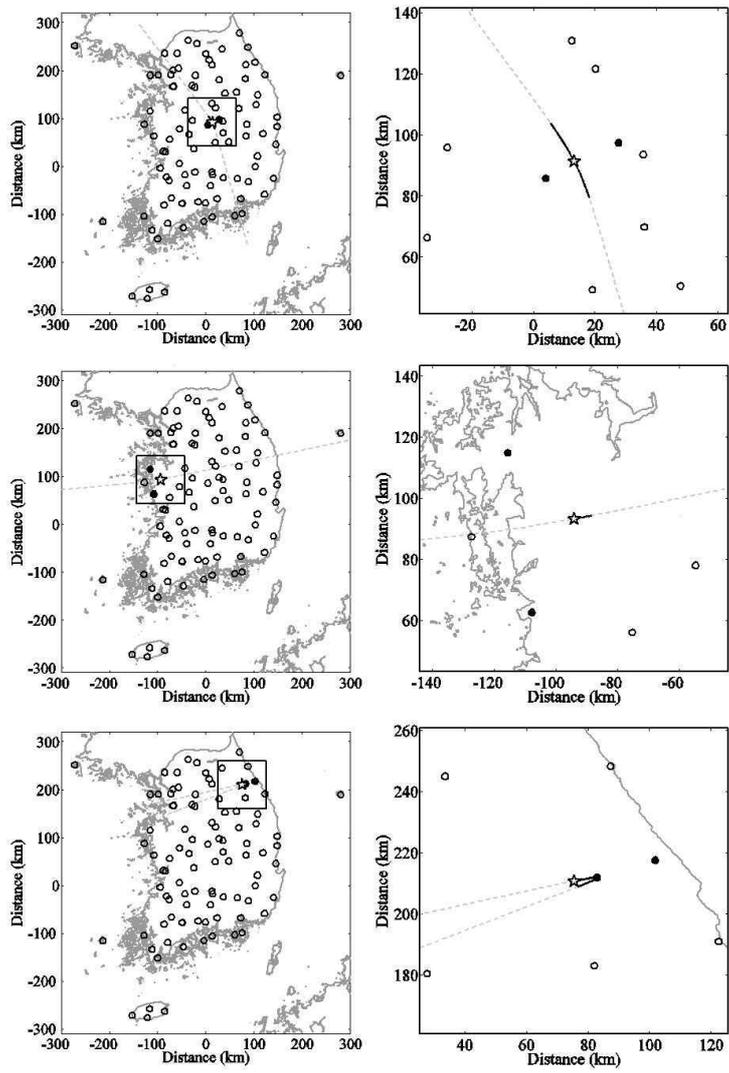


Figure 3.3.2 지진관측망 내부에서 발생한 지진의 신속진앙결정.

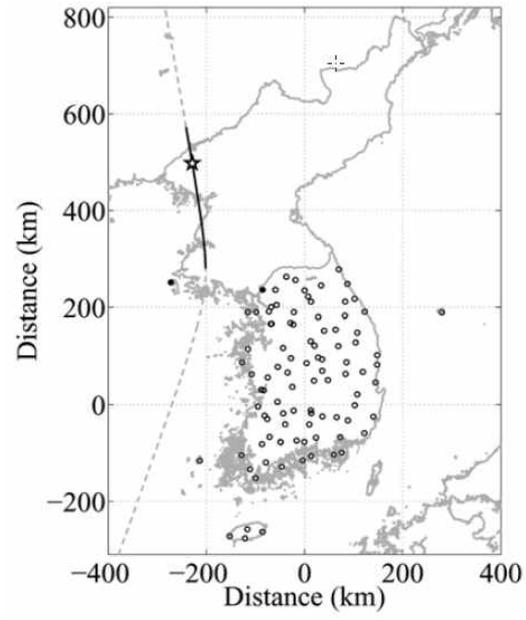


Figure 3.3.3 지진관측망외부에서 발생한 지진의 신속지진위치결정

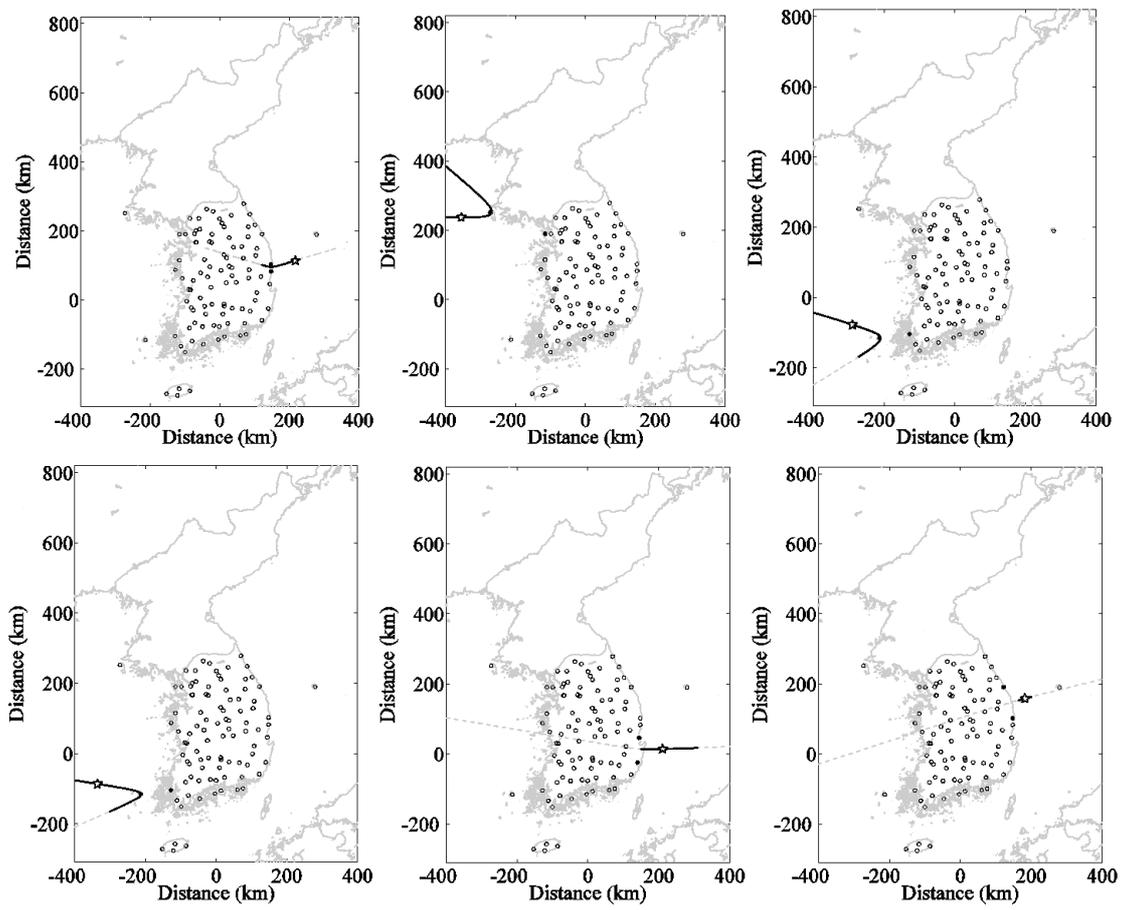


Figure 3.3.4 지진관측망외부 해저에서 발생한 지진의 신속지진위치결정

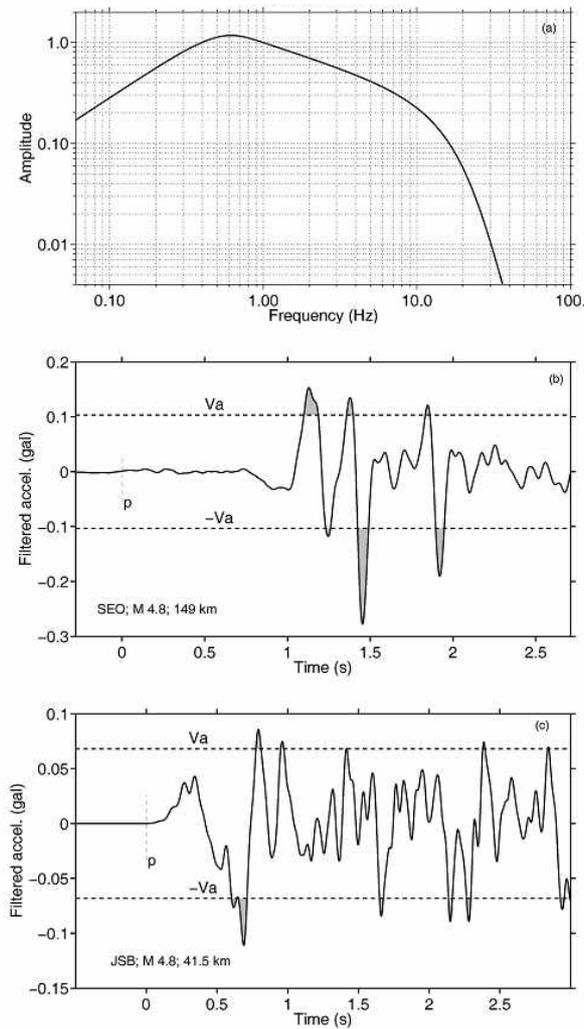


Figure 3.3.5 Bandpass filter for shaking intensity and examples of filtered seismic records.

(a) Plot of the response of the band-pass filter used to determine shaking intensity. (b and c) Filtered seismic records from a broadband sensor at Seoul station (SEO) and Jeongsun station (JSB) of a ML4.8 earthquake. Beginning with the P-arrival,  $V_a(t)$  is defined as the level for which the absolute value of the acceleration is above this level for 0.3 s. Thus the total time duration of the shaded peaks is 0.3 s in each figure.  $V_a$ , a measure of shaking intensity, quickly reaches its final value, which makes it useful in an EEW system since an a-priori scaling of the P-wave intensity can be used to roughly estimate the amount of shaking expected from the damaging S-waves.

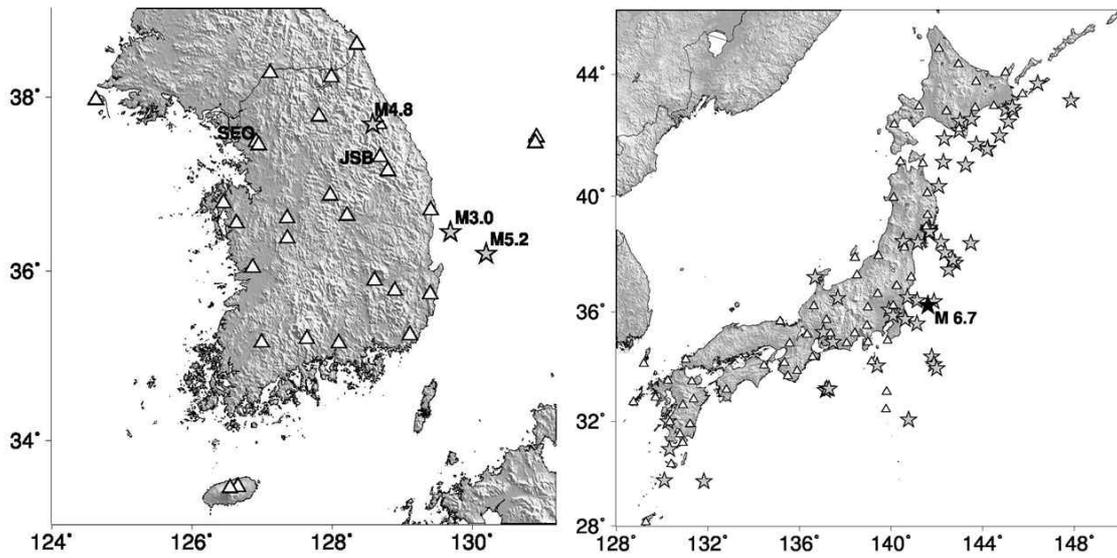


Figure 3.3.6 Earthquake and station locations for analysis.

(a) Map showing the location of earthquakes (stars) used in our analysis, which were recorded by the stations (triangles) in the Korean broadband seismic array. (b) Japanese stations and earthquakes. Note the location of MJMA 6.7 earthquake is shown by a black star.

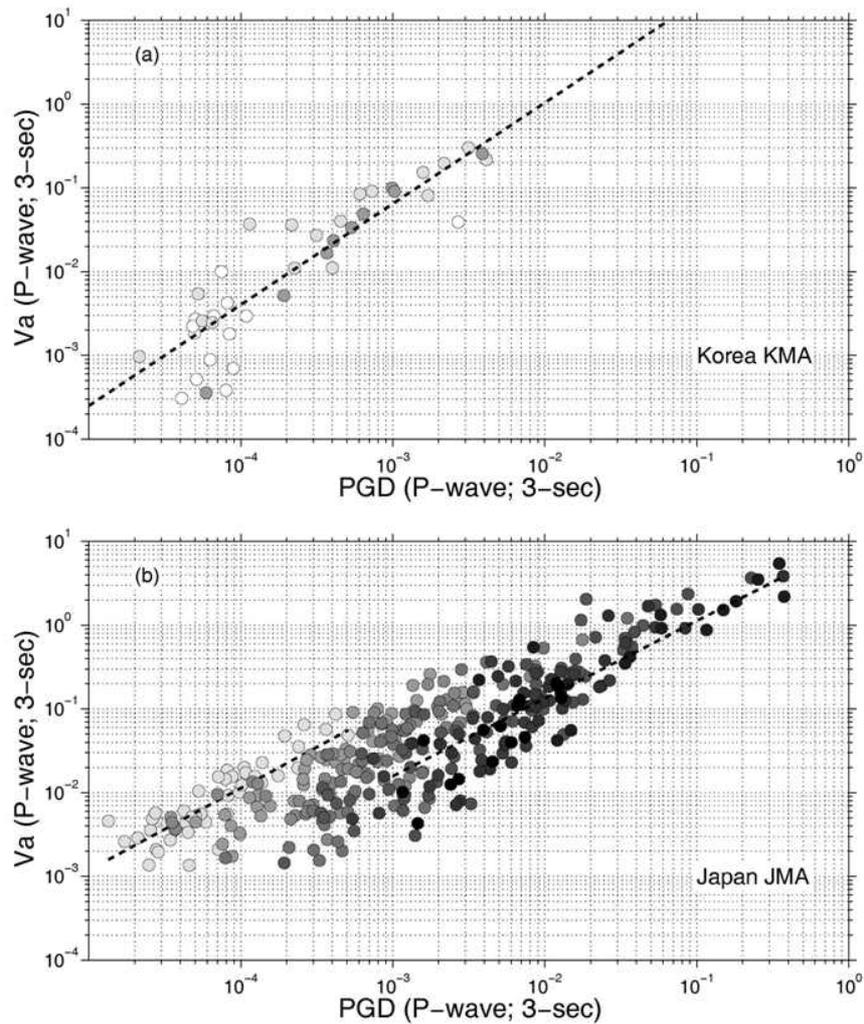


Figure 3.3.7  $V_a$  and PGD for earthquake records observed at KNSN and JMA seismic network.

(a) Plot of estimates of  $V_a$  versus PGD for earthquakes recorded by the Korean array of broadband seismometers with ML magnitudes 3.0 (white), 4.8 (gray) and 5.2 (dark circles). All estimates were derived from 3-seconds of waveform data after the P-wave arrival (see e.g. Fig. 1b, c). The dashed line is the best fit to all the data. (b) Estimates from the Japanese F-net array of broadband sensors for earthquakes with MJMA magnitudes ranging from 3.5(light) to 7.5(black circles). The dashed lines are the best fits to the smaller and larger magnitudes. The Japanese data suggests that a linear extrapolation of the results for small events may not be applicable to larger earthquakes, albeit using a 3-second window of data.

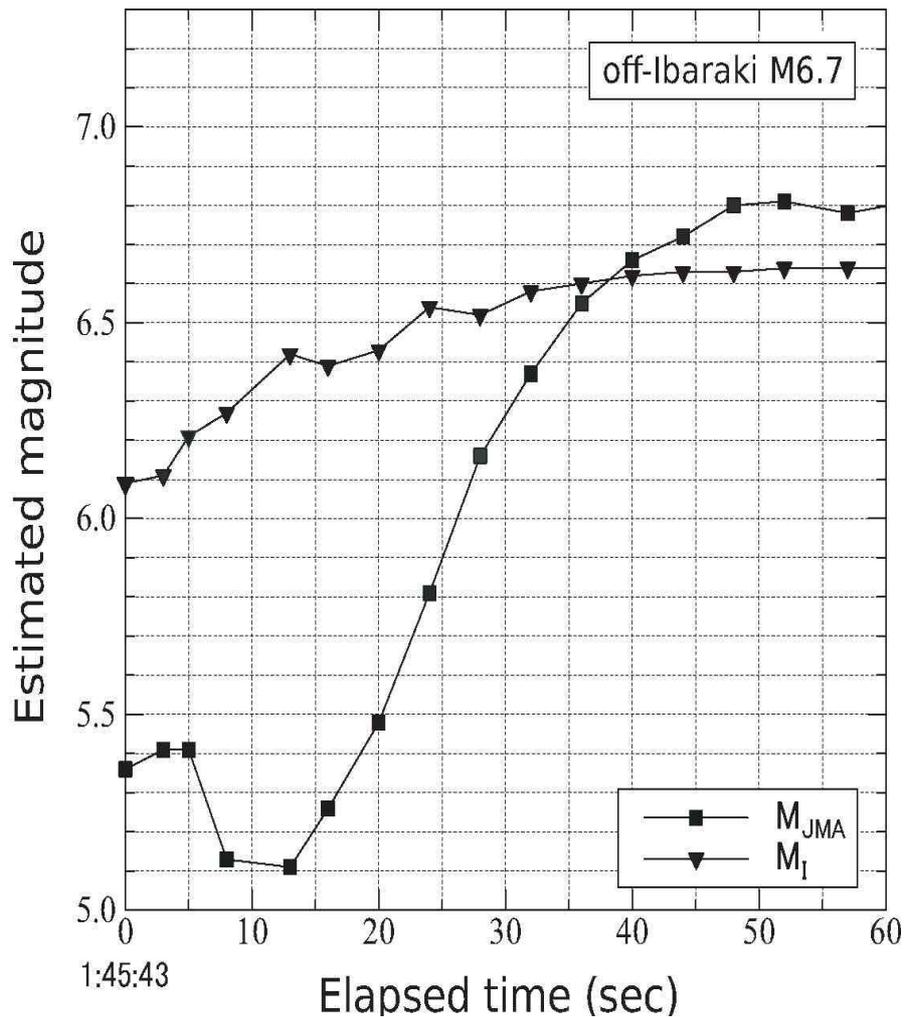


Figure 3.3.8 Evolution of estimated magnitude for a 6.7 Japan earthquake.

Plot of real-time estimates of magnitude versus time for a MJMA 6.7 earthquake in Japan. MI, which is estimated from ground acceleration  $V_a$ , is found to reach its final value more quickly than MJMA, which is a function of ground displacement. Assuming an EEW alarm threshold is set at about magnitude 5.8 then for MJMA the alarm would sound about 24 seconds after the first arrivals but for MI the time delay is only several seconds.

## 3.4 황해주변 지각 및 상부맨틀 구조

### 3.4.1. 서론

Qinling-Dabie Shan orogenic belt는 북중국지괴(North china block)와 남중국지괴(South china block)의 충돌·융합대로써 중생대에 충돌하여 현재의 동북아시아의 지체구조를 형성하고 있다(Figure 3.4.1). 이 충돌대는 중국 중앙부에 동서방향으로 있으며 충돌대의 동쪽에 있는 Tan-Lu fault 라고 하는 큰 단층에 의해 북쪽으로 이동하여 산둥반도로 연장되고 있으며 그 길이는 540 km 길이에 다다른다. 칠링-다비에 벨트는 수루벨트를 형성하면서 황해로 연결된다[1]. 한반도는 선캠브리아기 지체구조인 낭림육괴, 경기육괴, 영남육괴로 구성되어있으며 임진강대(Imjingang Belt)와 옥천단층대(Okchon Fold Belt)에 의해 경계 지어져 있다. 현재 동북아시아의 지체구조를 밝히기 위한 많은 논문이 제시되고 있다. 최근의 연구경향으로는 트리아스기 초기에 북중국지괴와 남중국지괴의 충돌에 의해 임진강대가 형성되어진 것으로 제기되고 있다. 그 후, 쥐라기에 충돌대는 옥천단층대를 따라 한반도의 주요 지체구조를 구성하게 되었다[2]. 또한 전기 고생대인 옥천단층대는 북중국의 Huanan aulacogen의 연장선이라고 제기되었다[3]. 그러나, 논란이 많은 이러한 가설은 북중국지괴와 남중국지괴의 충돌이 북동쪽의 북중국지괴에서 동쪽의 남중국지괴로 난 만입(灣入)에서 시작되어야만 한다고 제안되었다. 옥천단층대의 좌측 Tan-Lu fault와 옥천단층대의 우측 Honam shear zone을 생기게 하였다[1]. 오피로라이트(Ophiolites)와 초고압 변성암(High pressure metamorphic rocks)의 분석을 기반으로 하여 Ishiwatari 와 Tsujimor[4]는 북중국지괴와 남중국지괴의 충돌대가 한반도로 연장되지 않았고 황해의 남쪽으로 우회하였을 것이라 제시하였다. 최근 토모그래피의 연구 결과 또한 황해의 남쪽과 한반도 사이에 NS-Striking deep fault zone(the eastern Yellow Sea fault zone)을 제시하고 있다[5, 6].

한반도 지체구조 역사의 대부분의 가설들은 북중국지괴와 남중국지괴 사이의 위치와 융합대의 연장선에 대해 그 초점이 맞추어져있다. 비록 이를 증명할 명확한 증거는 없지만 여전히 논란의 중심에 있다.

한국해양연구원과 중국 지질지구물리연구원은 이러한 문제점을 해결하기 위해 국제공동연구의 일환으로 한국과 중국의 황해주변에 11개소의 광대역 임시지진관측소(YSBSN, Yellow Sea Broadband Seismic Network)를 설치하였다. YSBSN의 목적은 황해주변을 중심으로 광대역지진을 모니터링하고에 지진자료를 획득하는데 있다. 관측소 하부의 지각구조를 계산하기 위해 사용한 방법으로는 불연속면의 깊이와 수직 속도분포를 계산하기 적합한 수신함수분석법을 사용하였으며 수직적인 1-D 지각구조를 통해 관측소 하부의 지각구조를 계산하였다.

### 3.4.2 연구 방법

수신함수분석법은 원격지진의 3성분을 사용하여 지각 및 상부맨틀의 shear-wave 속도 모델을 계산할 때 사용하는 방법이다[e.g., 7, 8 11]. 관측된 3성분의 지진기록으로부터 후방위각으로부터 2개의 수평성분을 회전 이동시켜 Radial 성분과 Tangential 성분으로 변환 시킨 후 디콘볼루션(Deconvolution)을 사용하여 Radial 수신함수를 구할 수 있다[12]. 또한 여러 지진파에서 획득한 자료를 중첩하여 신호대잡음비를 향상시키고 아울러 각 관측소를 대표할 수 있을 것이다. 이렇게 함으로써 수신함수는 각 광대역 관측소 하부의 1차원 shear-wave 속도 모델을 역산 할 수 있다. 아울러 수신함수에서 경사구조나 복합구조 환경에서의 자료의 선택이나 중첩은 신중하게 결정하여야 할 것이다[13, 14].

본 연구는 한국해양연구원(Korea Ocean Research and Development Institute), 중국 지질지구물리연구원(Institute of Geology and Geophysics - Chinese Academy of Sciences), 국립공주대학교(Kongju National University)가 함께하는 국제공동연구의 일환으로 추진되었다. 광대역 임시지진관측소(YSBSN, Yellow Sea Broadband Seismic Network)는 2007년 11월부터 설치되어 황해 주변에 11개 지역에 설치·운영되었다(Figure 3.4.1). YSBSN은 국지지진 및 광역지진에 이르기까지의 지진전반에 걸친 자료를 수집하였다. 각각의 관측소는 Guralp사의 3ESP sensor와 RefTek 130 digitizer 그리고 GPS 시스템이 한 벌(set)로 이루어졌으며 GPS를 통하여 정확한 시간정보를 기록하였다. 또한 광대역지진계의 주파수는 초당 40 Hz 샘플링을 사용하였다. 각각의 관측소는 3~4개월에 한 번씩 유지보수 및 자료를 획득하기 위해 방문하였고, 한국 관측소의 경우 한국해양연구원에서 실시간으로 자료를 획득하고 분석할 수 있도록 인터넷을 이용한 실시간 지진모니터링시스템을 구축하였다. 광대역 지진의 수신함수를 분석하기 위하여 미국지질조사원(USGS, United State Geological Survey)의 진앙 위치(위, 경도), 심도 및 발생시간 등의 정보를 사용하였다. 획득한 자료중 규모 6.5 이상, 관측소로부터 진앙까지의 거리  $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$ , 깊이 70~700km 사이의 데이터를 사용하였다. 진앙거리가  $90^{\circ}$  이상 떨어진 거리에서 발생한 지진의 경우 지진파는 맨틀과 핵의 불연속면을 지나게 되면서 반사, 굴절되어 지진파가 관측되지 않기 때문이다. Figure 3.4.3은 국립공주대학교에 위치한 KOJ 관측소에서 관측된 것으로 전형적인 광대역 3성분이 기록되어 있다. 관측된 지진기록은  $63^{\circ}$  떨어진 남태평양에서 발생한 지진이며, Figure 3.4.3 (b)에서 수신함수 Radial 성분과 Transverse 성분을 나타내고 있다.

### 3.4.3 결과

11개의 YSBSN 관측소로부터 획득한 데이터를 통해 황해주변의 관측소하부의 Crust-mantle transition을 연구하였다. YSBSN는 1년 6개월 동안 운영되었으며 그중 8개 관측소에서 신호대잡음비가 높은 자료를 이용하여 관측소 하부를 계산하였다. 관측소 하부의 지각구조를 구하지 못한 한국의 JNN(제주) 관측소와 중국의 SHY(쉐양) 관측소, YCH(양첸) 관측소 하부의 지각구조는 앞으로 높은 신호대잡음비의 관측자료를 사용하고 더불어 신뢰할 수 있는 광역지질학 정보를 이용하여 연구할 계획이다.

ANS(안산) 관측소와 PYN(평택) 관측소는 경기를 중심으로 한 한반도 중앙부에 위치한 경기육괴이며, 경기육괴는 선캄브리아대의 순상지(楯狀地)를 말한다(Figure 3.4.1). 경기육괴는 최근 지진관측시기 동안 비교적 적은 지진이 관측되었다. ANS 관측소의 경우 총 4개의 원격지진을 사용하였으며 수신함수 Radial 성분을 중첩하여 신호대잡음비를 향상시켰다(Figure 3.4.4). 초동 P파가 도착하고 3.7 초 후에 Ps 전환파가 도달하는 것을 확인 할 수 있다.

이 연구에서 역산속도의 초기모델은 120 km 이하의 천부깊이에서 국지적 변화를 조절하기 위한 IASPEI91 모델을[15] 수정하였으며(Figure 3.4.5). 이는 지진위치 네트워크를 위해 한국지질자원연구원(KIGAM)에서 사용 중인 모델을 사용하였다[16].

1-D 속도모델 결과 ANS 관측소의 하부지각과 상부 맨틀은 비교적 급격한 변화를 나타내며 30-32 km 깊이에서 관측되었다. 또한 깊이가 증가할수록 Shear-wave의 속도 또한 증가하였다. 2-6 km 깊이에서 고속도층(High velocity layer)이 관측되었다(Figure 3.4.6).

PYN 관측소는 총 6개의 원격지진을 사용하여 관측소 하부를 계산하였다. 그 결과 ANS 관측소와 매우 유사한 30-32 km 깊이에서 급격한 속도변화를 확인 할 수 있었으며 지각과 고속도층에서 점진적으로 속도가 증가하는 것을 1-D 속도모델로부터 확인 할 수 있었다(Figure 3.4.7).

KOJ(공주) 관측소는 경기육괴와 옥천단층대 사이의 경계부에 위치해 있으며 총 4개의 원격지진을 사용하여 관측소 하부를 계산하였다. 그 결과 32-34 km 깊이에서 비교적 급격한 변화를 보이는 crust-mantle transition이 관측되었다(Figure 3.4.8).

BUA(부안) 관측소와 JIN(진도) 관측소는 옥천단층대에 위치에 있으며, 이는 경기육괴의 동북부와 영남육괴의 서남부를 구분한다(Figure 3.4.1). 옥천단층대의 북동쪽은 주로 metasedimentary 또는 metavolcanic rocks이 넓게 분포한다. 총 5개의 광대역 지진을 이용하여 관측소 하부의 지각구조를 계산하였다. 34-36 km 깊이에서 급격한 crust-mantle transition이 관측되었으며 2-8 km 깊이에서 비교적 두꺼운 고속도층이 관측되었다(Figure 3.4.9).

JIN 관측소 총 5개의 원격지진을 이용하여 관측소하부를 계산하였으며

34-36 km 깊이에서 crust-mantle transition이 관측되었다. 지표 근처에서의 고 속도층은 관측되지 않았다(Figure 3.4.10).

WAN(완쿤) 관측소와 JNN(지아오난) 관측소는 남중국지괴와 북중국지괴 사이의 충돌대인 Su-Lu belt에 위치해 있다. 이 충돌대는 Qiling Dabie Su Lu orogenic belt를 따라서 ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks이 발견되었다. WAN 관측소는 총 9개의 광대역지진을 사용하여 관측소 하부를 계산하였으며, 비교적 높은 shear-wave 속도가 상부지각에서 관측되었다. 32-34 km 깊이에서 crust-mantle transition이 관측되었다(Figure 3.4.11).

JNN 관측소는 총 3개의 원격지진을 사용하여 관측소 하부를 계산하였으며, 8개의 관측소 중 가장 깊은 깊이인 34-38 km의 깊이에서 crust-mantle transition이 관측되었다. 또한 50-58 km 깊이에서 negative 속도이상(velocity anomaly)이 관측되었다(Figure 3.4.12).

마지막으로 GYN(구안) 관측소는 북중국지괴와 Su-Lu belt 사이의 경계면 근처에 위치해 있으며, 총 15개의 원격지진을 사용하여 관측소 하부를 계산하였다. 30-32 km 깊이에서 crust-mantle transition이 관측되었다(Figure 3.4.13).

#### 3.4.4 결론 및 토론

수신합수분석법을 통하여 황해주변의 지각 및 상부맨틀의 깊이를 조사하였다. Ps 전환파의 도달시간을 통하여 각 관측소 하부를 계산하였으며 이를 통해 북에서 남쪽으로 갈수록 지각의 두께가 두꺼워짐을 확인 할 수 있었다. 예를들어 한국의 YSBSN 관측소 중 가장 북쪽에 위치해 있는 ANS 관측소와 PYN 관측소의 경우 Ps 전환파가 3.73 초에 도달하는 반면 가장 남쪽에 위치해 있는 JIN 관측소의 경우 직접 P파 도착 후 Ps 전환파의 도달시간은 4.25초 인 것으로 확인 되었다. 이처럼 0.52초의 Ps 전환파의 도달시간이 차이가 나는 것을 확인 할 수 있었으며 이는 지표로부터 moho discontinuity까지 깊이의 차를 보여주는 것이다.

지각에서 Shear-wave의 속도가 일정하다고 가정할 경우 ANS 관측소 하부의 Moho discontinuity의 깊이는 JIN 관측소에 비해 3.5-4.0 km 더 두꺼운 것을 확인할 수 있다.

또한 한국 관측소의 경우 1-D 역산 속도 모델을 통해 북에서 남으로 갈수록 점진적으로 모호면의 깊이가 증가하는 것을 볼 수 있다. 경기육괴에 속하는 ANS, PYN 관측소의 경우 30-32 km 깊이에서 Moho discontinuity가 관측되었으며, KOJ 관측소의 경우 32 km 깊이에서 관측되었다. 한반도의 남쪽에 해당하는 옥천단층대인 BUN 관측소와 JIN 관측소의 경우 각각 32-34 km 와 34-38 km 깊이에서 moho discontinuity가 관측되었다. 중국의 경우 JNN 관측소에서 가장 깊은 깊이인 34-38 km에서 Moho discontinuity가 관측되었으며(Figure 3.4.14, b),

이것은 북중국지괴와 남중국지괴의 충돌로 인해 Su-Lu belt 하부에 깊은 지각층을 생성한 것으로 사료된다.

YSBSN 관측소 중 3개 관측소에 즉 한국의 JJU(제주) 관측소와 중국의 SHY(쉐양) 관측소 그리고 YCH(양첸) 관측소에 대한 지각과 상부맨틀 구조에 대한 결과물은 이 연구에서 밝혀지지 않았다. SHY 관측소와 YCH 관측소에서 수신함수 Radial 성분은 직접 P파 도착한 후 각각 1.62 초 와 1.15 초의 위상지연(Phase lag)을 보이고 있다(Figure 15). 두 관측소는 미고결된 두꺼운 퇴적분지 위에 광대역 임시지진관측소가 설치되어진 영향으로 생각된다. 얇은 상부층의 낮은 Shear-wave 속도, 즉 높은 포아송 비(Poisson's ratio)는 수신함수에서 위상지연을 야기시킨다. 일반적으로 수신함수분석법은 복잡한 지층구조를 피해 설치된다. 또한 두꺼운 퇴적층으로 덮여있는 지역 또한 피해 설치되는데 두꺼운 퇴적층의 경우 깊은 지각 중간면에서 발생하는 큰 임피던스와 대조되는 강한 반사파가 발생하여 위상해석에 어려움을 주기 때문이다[18, 19]. JJU 관측소 또한 직접 P파 도착 후 0.45 초의 위상지연을 관측되었으며(Figure 3.4.15), 앞선 관측소와 달리 퇴적층위에 설치되지 않았다. Shear-wave가 전달하기에 적합하지 않은 다공성의 화산암 지역에 위치해 있으며 이것은 JJU 관측소에서 보이는 위상지연의 원인으로 사료된다. 이처럼 수신함수모델을 구하는데 있어 속도와 지층의 구조는 모두 중요한 요인으로 작용한다. 이처럼, 연구에 앞서 관측소 주변의 광역지질학적 특성과 천부지층의 지구물리학적 특성과 같은 정보가 중요함을 알 수 있다.

YSBSN의 제한된 광대역지진 자료획득에도 불구하고 수신함수분석법을 통해 모호면의 일반적인 양상을 구하였다(Figure 3.4.16). Crust-mantle boundary는 30-38 km의 깊이에서 변화양상을 보이고 있다. JNN 관측소 하부의 두꺼운 지각층은 Su-Lu belt를 따라 산출된 초고압 변성암과 관계가 있다. 수신함수분석법을 통해 확인한 두꺼운 지층과 초고압 변성암은 남중국지괴와 북중국지괴의 충돌·봉합대라는 것을 증명해준다. 반면 한반도에서의 충돌대는 확인할 수 없었다. 비록 한반도의 임진강대가 중국 충돌대의 연장선상으로 추론되고 있지만, 본 연구에서 YSBSN의 네트워크로 연구를 하기에 한계가 있었다. 임진강대의 주요 지역은 한국의 비무장지대(DMZ)에 속하여 있어 연구를 하기 위해 접근하기 어려운 실정이다. 추후 이 지역에 한국의 기상청(KMA)이나 한국지질자원연구원(KIGAM)과 같은 기관에서 지진관측소를 설치·운영하여 지진자료를 획득하는 것은 앞으로의 연구분석에 많은 도움이 될 것이다.

남중국지괴와 북중국지괴의 연장선이 한반도를 가로지른다는 가설외에도 한국과 중국의 황해에서 한반도를 우회하는 가설 또한 제기되어있다. 만약 충돌대가 한반도로 연장되지 않았다고 한다면 현재의 방법으로는 황해 충돌대의 어떠한 흔적도 관측할 수 없을 것이다. 결론적으로 광대역 지진계를 통한 좀 더 광범위한 지역의 지진관측과 긴 시간동안 모니터링을 통해 이 같은 문제점을 해결할 수 있을 것이라 판단된다.

### 3.4.5 참고문헌

- [1] Yin, A. and S. Nie, An Indentation Model for the North and South China Collision Tan Lu and Honam Fault Systems, Eastern Asia. *Tectonics*, 1993, 12(4): 801-813.
- [2] Ree, J. H., M. Cho, S. T. Kwon, et al., Possible eastward extension of Chinese collision belt in South Korea: The Imjingang belt. *Geology*, 1996, 24(12): 1071-1074.
- [3] Chang, E.Z., Collisional orogene between north and south China and its eastern extension in the Korean Peninsula. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1996, 13(3-5): 267-277.
- [4] Ishiwatari, A. and T. Tsujimori, Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *The Island Arc*, 2003, 12: 190-206.
- [5] Hao, T., Y. Xu, Y. Xu, et al., Some New Understandings on the Deep Structure in Yellow Sea and East China Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 2006, 49(2): 405-416.
- [6] Xu, Y., Z. Li, K. H. Kim, et al., Crustal velocity structure and collision boundary between the Sino-Korea and Yangtze blocks in the Yellow Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009: In Press.
- [7] Langston, C.A., Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 1979, 83(B9): 4749-4762.
- [8] Cassidy, J.F., Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bulletin Seismological Society of America*, 1992, 82(3): 1453-1474.
- [9] Randall, G.E., Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. *Geophysical Journal International*, 1989, 99: 469-481.
- [10] Liu, Q.Y., R. Kind, and S.C. Li, Receiver function at the stations of the Chinese digital seismic network (CDSN) and their nonlinear inversion. *Chinese Journal of Geophysics*, 1998, 40(3): 373-385.
- [11] Owens, T.J., S.R. Taylor, and Zandt, Crustal structure at Regional Seismic Test Network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. *Bulletin Seismological Society of America*, 1987, 77(2): 631-662.

- [12] Ammon, C.J., The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin Seismological Society of America*, 1991, 81: 2504-2510.
- [13] Liu, Q.Y., R. Kind, and S.C. Li, Maximal likelihood estimation and nonlinear inversion of the complex receiver function spectrum ratio. *Acta Geophysica Sinica*, 1996, 39: 531-543.
- [14] Kim, K. H., J. M. Chiu, H. Kao, et al., A Preliminary Study of Crustal Structure in Taiwan Region Using Receiver Function Analysis. *Geophysical Journal International*, 2004, 159: 146-164.
- [15] Kennett, B.L.N. and E.R. Engdahl, Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 1991, 105: 429-465.
- [16] Park, J. H., Crustal Velocity Structure of the Southern Korean Peninsula Using 3-D Seismic Tomography, in *School of Earth and Environmental Sciences*. 2006, Seoul National University: Seoul. p. 154.
- [17] Chough, S.K., S. T. Kwon, J. H. Ree, et al., Tectonic and sedimentary evolution of the Korean peninsula: a review and new view. *Earth Science Reviews*, 2000, 52: 175-235.
- [18] Sheehan, A.F., G.A. Abers, C.H. Jones, et al., Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B10): 20391-20404.
- [19] Zelt, B.C. and R.M. Ellis, Receiver function studies in the Trans Hudson Orogen, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1999, 36: 585-603.

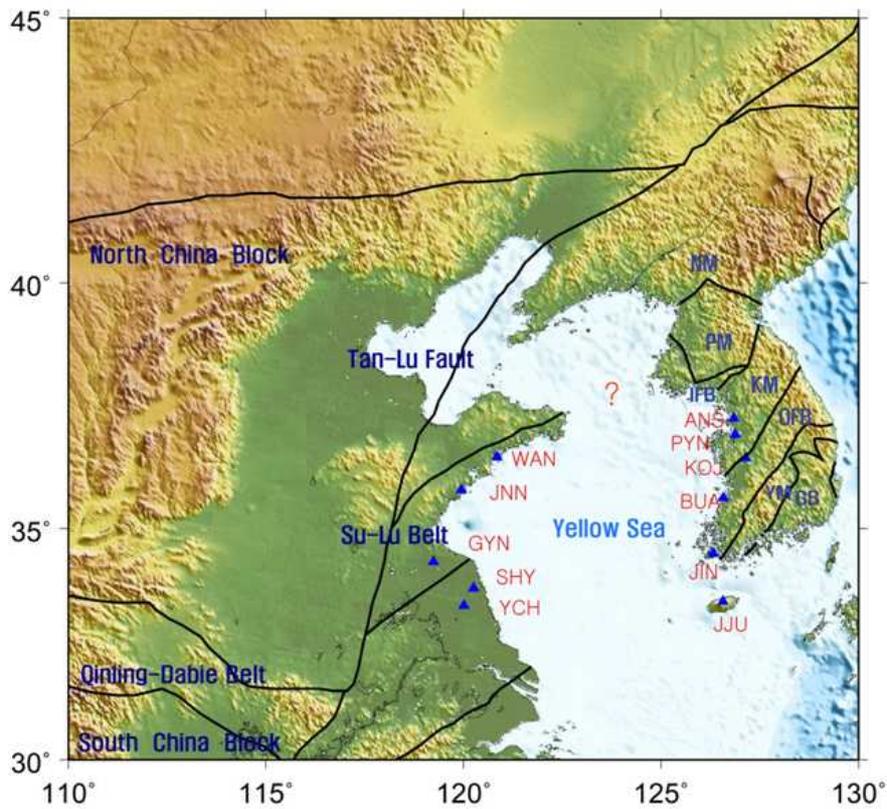


Figure 3.4.1 Simplified tectonic map of the northeast Asia. Locations of broadband seismic stations installed by the Yellow Sea Broadband Seismic Network are shown by blue triangles. Major tectonic structures are denoted: NM, Nangrim Massif; PM, Pyungham Massif; IB, Imjingang Belt; KM, Kyeonggi Massif; OB, Okcheon Fold Belt; and YM, Youngnam Massif.

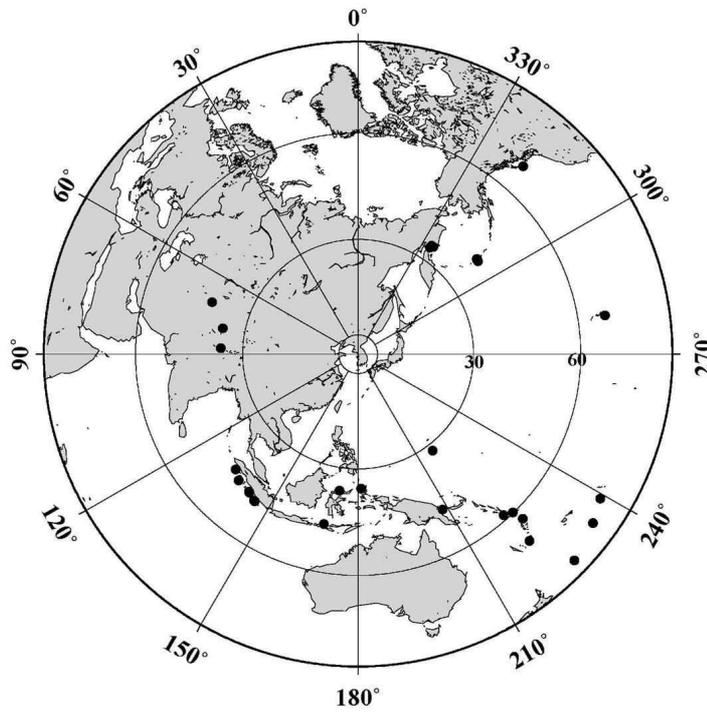


Figure 3.4.2 Event locations (solid circles) used in the receiver function analysis in the study.

The 27 events used in the present study were selected based on consideration of epicentral distance ( $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ), magnitude ( $> 6.5$ ), and high signal to noise ratio.

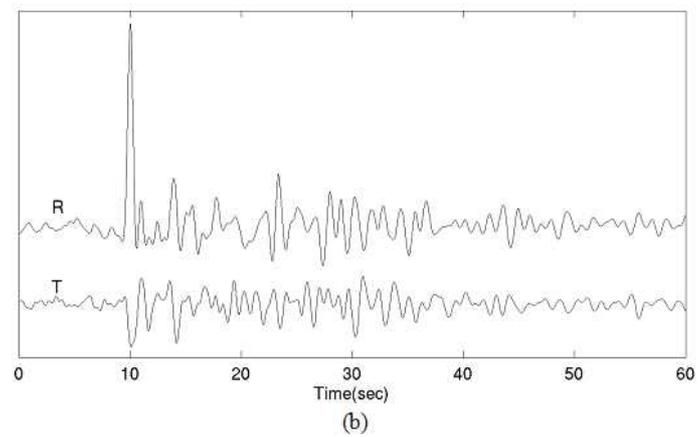
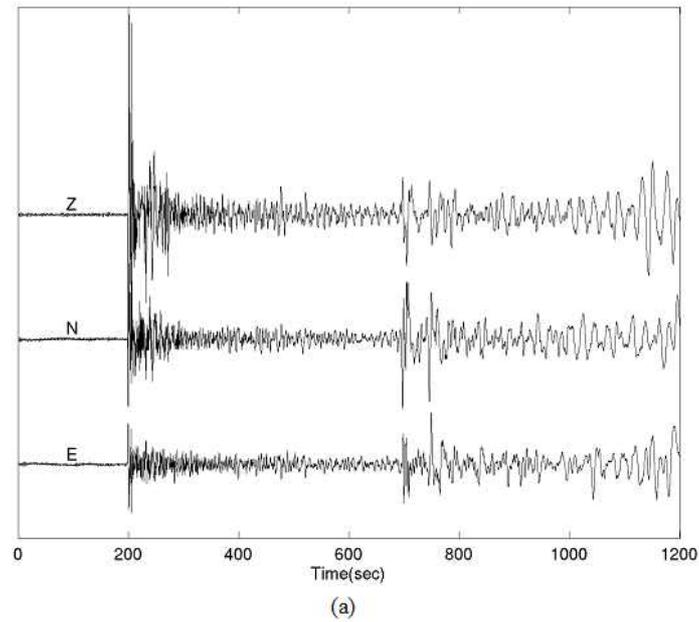


Figure 3.4.3 Typical teleseismic earthquake data and receiver functions recorded at KOJ.  
 (a) A typical 3 component teleseismic broadband record for a intermediate deep (110 km) event with magnitude 6.9 in the South Pacific region recorded at Kongju station (KOJ). (b) Radial (R) and transverse (T) receiver functions after the deconvolution process.

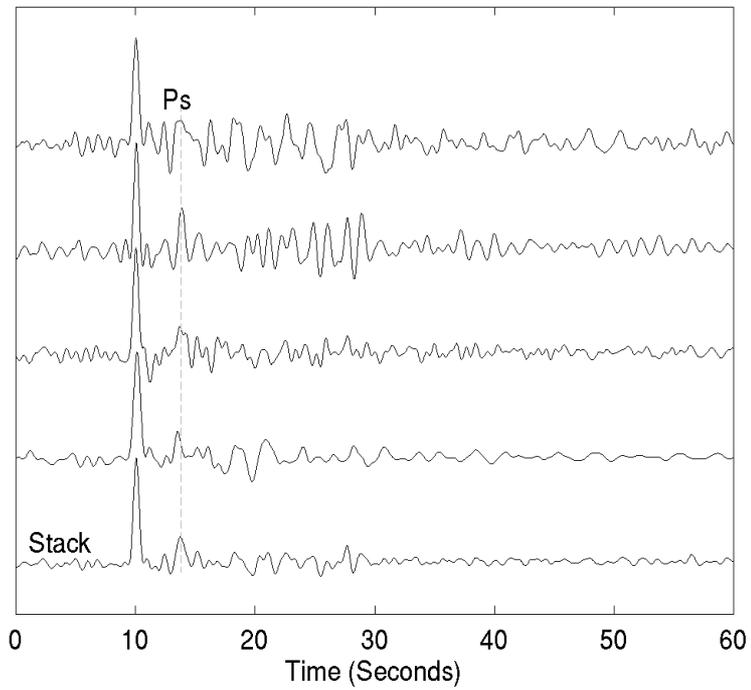


Figure 3.4.4 Radial component receiver functions from 4 teleseismic earthquakes recorded at station ANS and a representative receiver function obtained by stacking.

Note consistent arrival of Ps at 3.7 second after the initial P wave arrival.

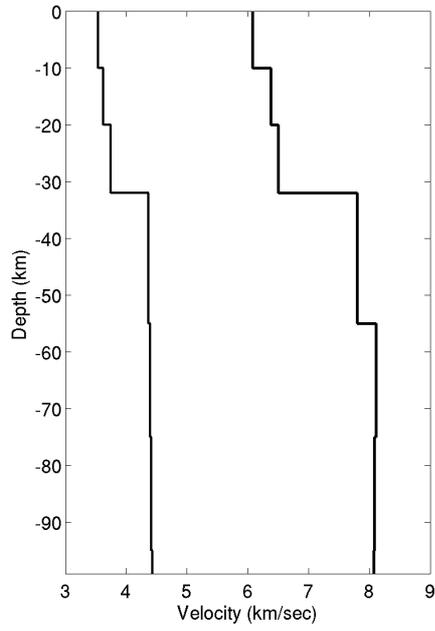


Figure 3.4.5 Initial velocity model for 1 D velocity inversion

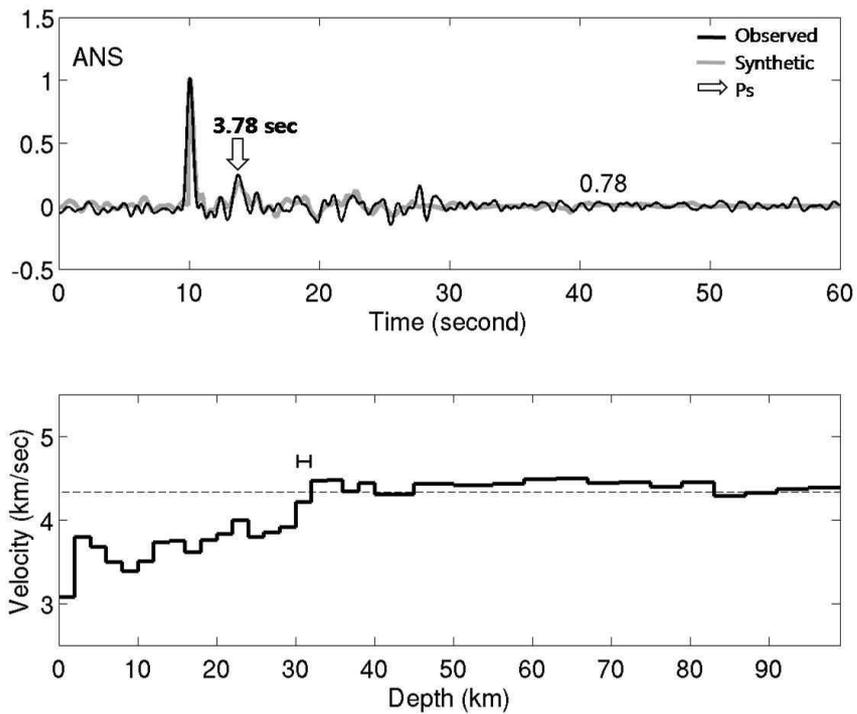


Figure 3.4.6 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station ANS.

(a) Observed and synthetic receiver function for station ANS. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 3.78 second after the onset on both traces. (b) Inversion result for ANS reveals the crust mantle transition occurs at 30 - 32 km depth beneath the station.

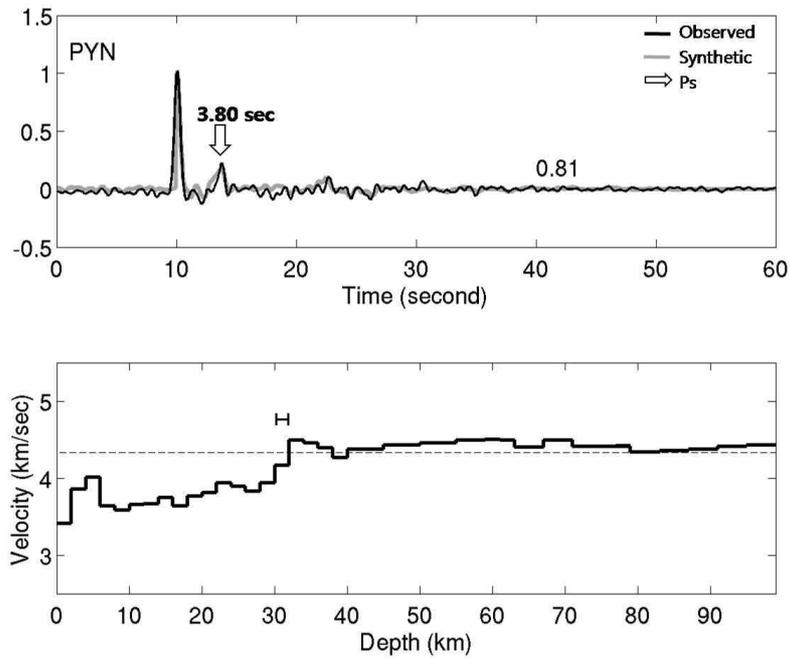


Figure 3.4.7 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station PYN.

(a) Observed and synthetic receiver function for station PYN. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 3.80 second after the onset. (b) Inversion result for PYN reveals the crust mantle transition occurs at 30 - 32 km depth beneath the station.

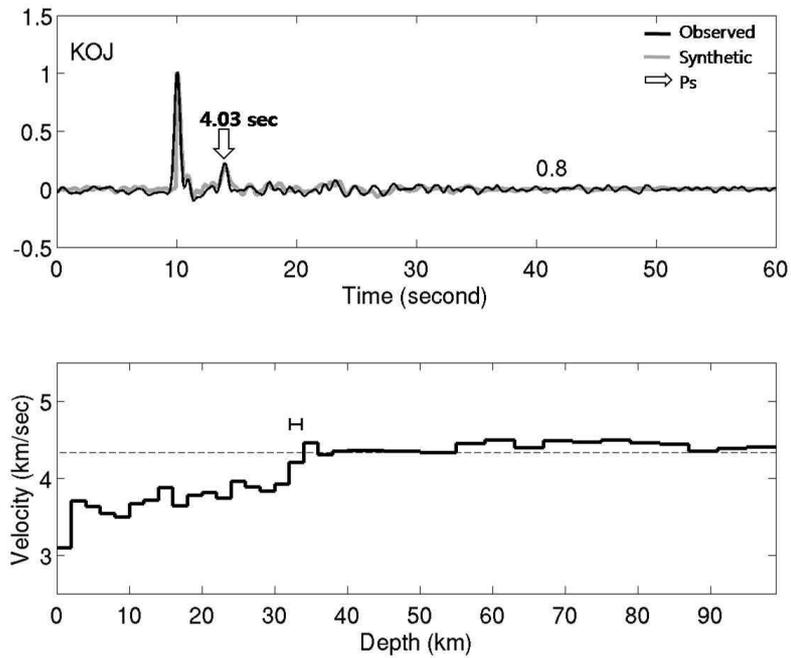


Figure 3.4.8 (a) Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station KOJ. Observed and synthetic receiver function for station KOJ. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 4.03 second after the onset. (b) Inversion result for KOJ reveals the crust mantle transition occurs at 32 - 34 km depth beneath the station.

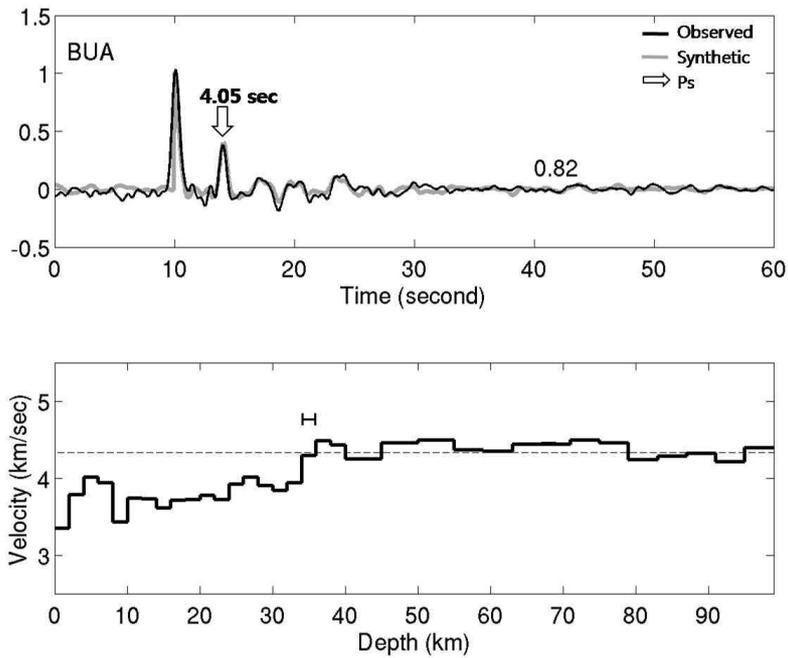


Figure 3.4.9 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station BUA. (a) Observed and synthetic receiver function for station BUA. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 4.05 second after the onset. (b) Inversion result for BUA reveals the crust mantle transition occurs at 34 - 36 km depth beneath the station.

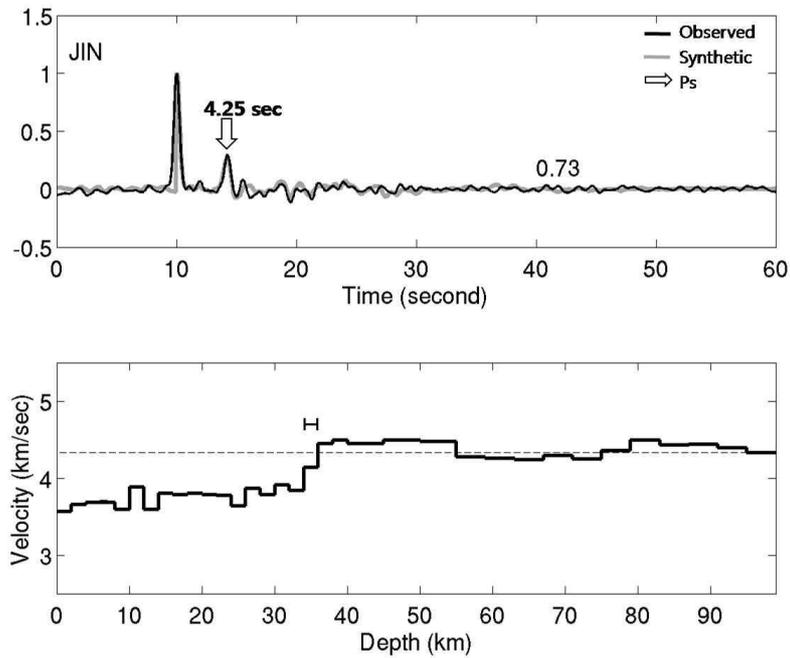


Figure 3.4.10 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station JIN. Observed and synthetic receiver function for station JIN. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 4.25 second after the onset. (b) Inversion result for JIN reveals the crust mantle transition occurs at 34 - 36 km depth beneath the station.

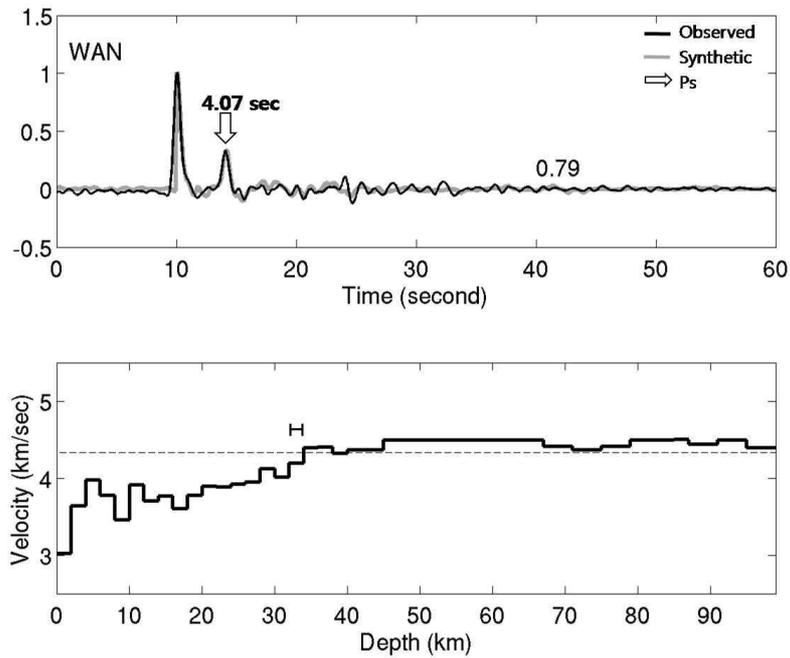


Figure 3.4.11 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station WAN. (a) Observed and synthetic receiver function for station WAN. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 4.07 second after the onset. (b) Inversion result for WAN reveals the crust mantle transition occurs at 32 - 34 km depth beneath the station.

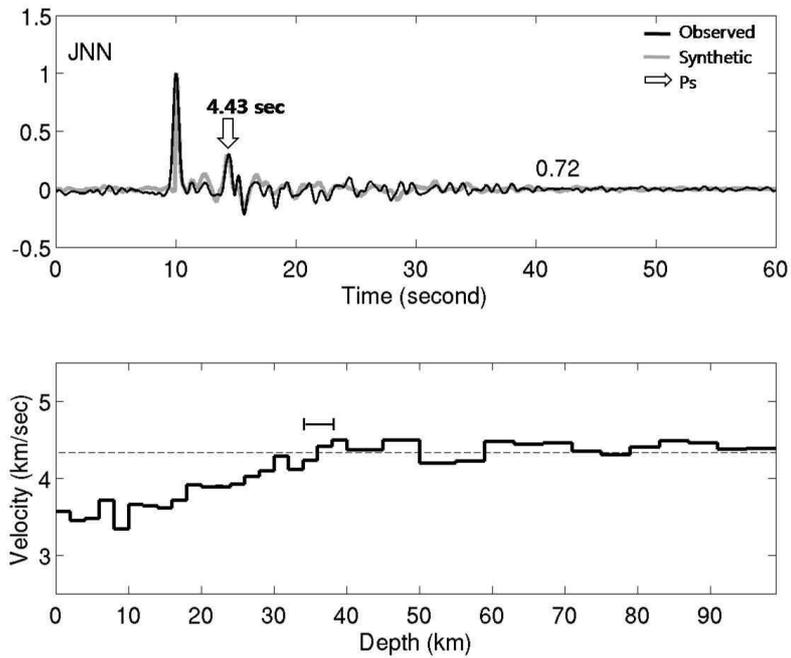


Figure 3.4.12 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station JNN.

(a) Observed and synthetic receiver function for station JNN. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 4.43 second after the onset. (b) Inversion result for JNN reveals the crust mantle transition occurs at 34 - 38 km depth beneath the station.

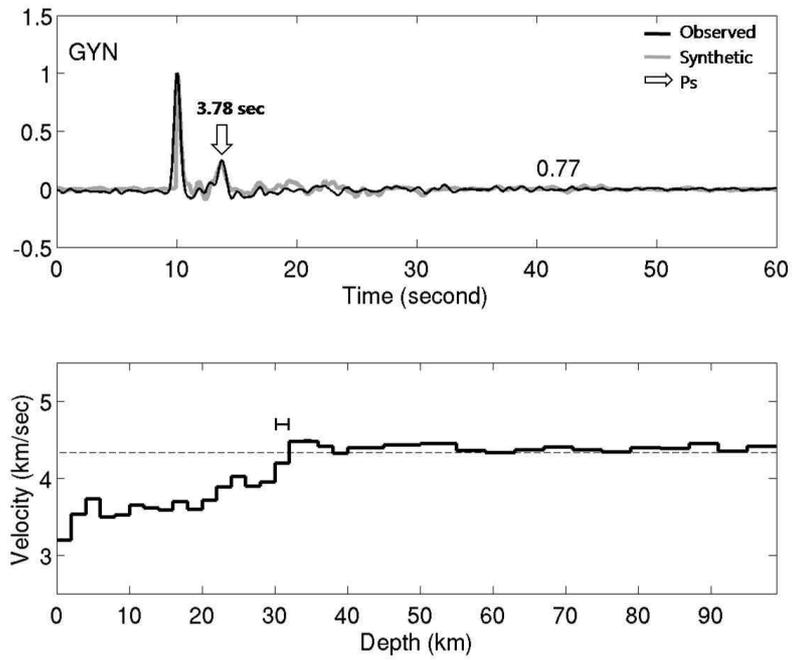


Figure 3.4.13 Receiver functions and 1-D velocity model beneath the broadband seismic station GYN.

(a) Observed and synthetic receiver function for station GYN. P to S converted phase from the Moho discontinuity arrives at 3.78 second after the onset. (b) Inversion result for GYN reveals the crust mantle transition occurs at 30 - 32 km depth beneath the station.

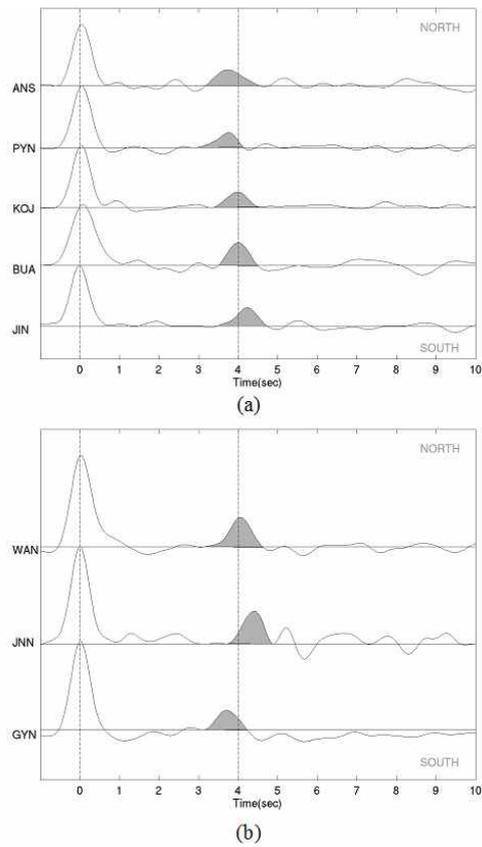


Figure 3.4.14 Arrival time variations.

Variation of Ps (P to S converted phase at Moho) arrival times on radial component receiver function at different stations (a) in Korea and (b) in China. These Ps phases provide strong constraints on the depths and velocity contrasts of the crust - mantle discontinuity.

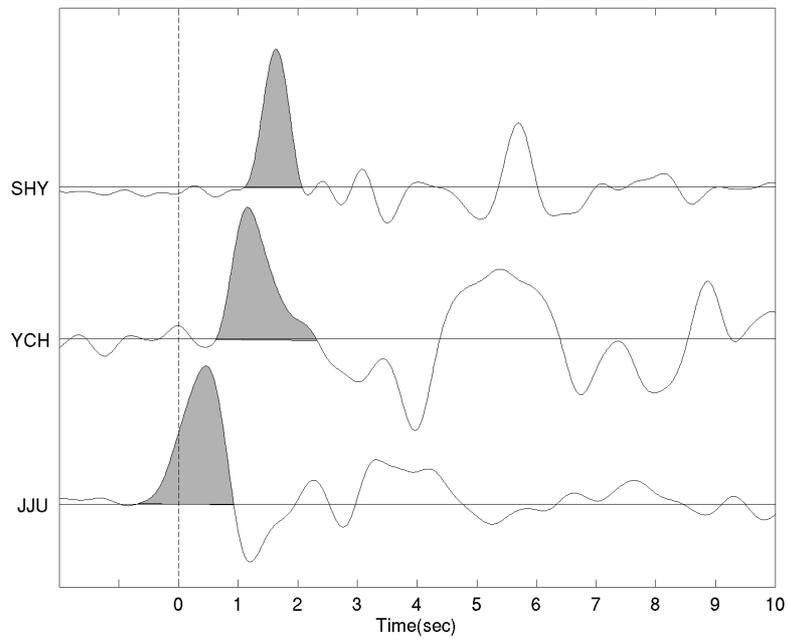


Figure 3.4.15 Offset of P onset on radial component receiver functions.

Phase lags of P onset on the radial component receiver functions. Phase lags as large as 1.62 seconds (SHY) are observed due to high Poisson's ratios of the thin upper layer.

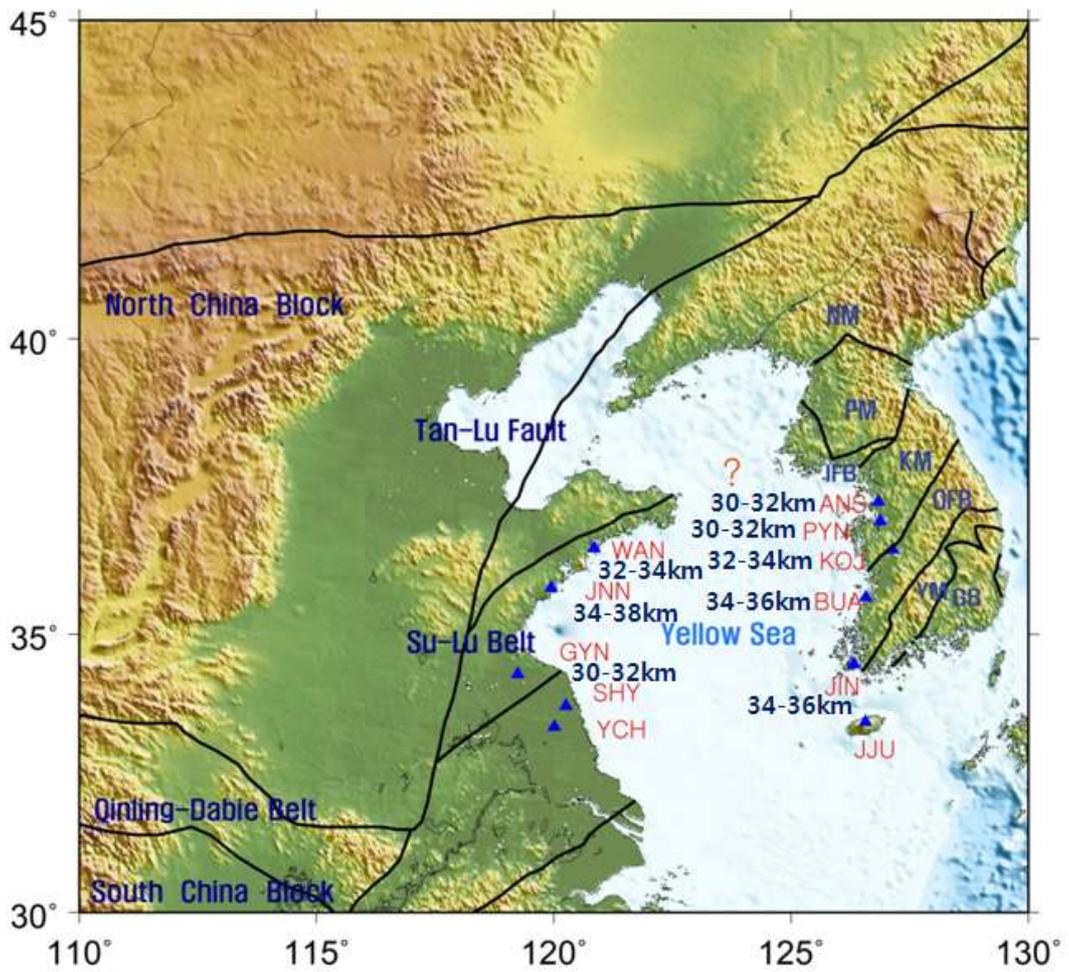


Figure 3.4.16 Estimated depths of the crust - mantle transition layers (the Moho) beneath the stations of the Yellow Sea Broadband Seismic Network.

## 3.5 지진재해예측

### 3.5.1 GIS기반의 지질·지형 자료를 활용한 경상도지역의 지반분류

#### 3.5.1.1 서론

우리나라는 1990년대에 이르러 지리정보에 관한 중요성 인식의 증가로 정보 체계구축 사업의 시작과 함께 지리정보시스템(Geographic Information System, GIS)을 이용한 정보의 활용이 활발해졌다(황재홍 외 4명, 2007). 한 예로 우리나라 지질도의 수치지질도화를 들 수 있다. 한국지질자원연구원 전신인 지질조사소에서는 1918년부터 전 국토를 대상으로 지질조사를 수행하여, 2002년에 1:50000과 1:250000의 지질도를 생산한 후 이들의 지질자료를 표준화하고 지질도를 수정·보완함으로써 수치지질도가 완성되었다(한국지질자원연구원, 2008). 이 수치지질도에는 지질시대와 암상, 현장정보 등이 포함되어 있고, 근래에는 지리정보시스템을 기반으로 지역적 혹은 전국적 지질정보를 활용한 연구가 활발히 진행되고 있다. 지질조건에 따라 변화하는 지질 혹은 지반의 특성을 알기 위해 지질정보 또는 지층정보가 활용되며(선창국과 정충기, 2008), 지질·지진재해 예측 시 재해크기 산정에 있어서 중요한 변수로 작용한다. 지반의 특성을 규명하기 위해서는 일반적으로 시추조사를 통하여 지표면 아래 상부 30 m까지의 평균 전단파속도( $V_{s30}$ )를 추정하고 이를 사용하여 지반을 분류하게 된다. 국내에서 보유하고 있는 시추자료는 도시지역을 중심으로 설계된 혹은 시공될 도로를 따라 이루어져 그 위치가 제한적이므로 넓은 지역의 지반을 연속적으로 분류하기는 어렵다.

해외에서는 지질도, 지형도, 지진자료, 시추자료 등 다양한 자료를 함께 이용하여 지반을 분류한 사례가 있다. Lee et al.(2001)의 연구에서는 지질도, 고도, 시추자료, 지진동 자료를 이용하여 대만의 지반을 분류하였고, Wald and Allen(2007)의 연구에서는 지형의 경사도와 지진동 지도(ShakeMap)를 사용하여 미국, 대만, 이태리, 호주 등 여러 국가의 지반을 분류하였다. 이 두 연구에서는 지형특성과 지질특성의 상관관계를 이용하여 지반분류 시 중요한 정보로 활용하였다. 즉, 가파른 경사도에서는 그 경사도를 유지하기 위해 암석 등으로 이루어져 높은  $V_{s30}$ 와 높은 고도에서 발견되고, 반면에 퇴적층과 같은 연약지질층은 낮은 경사면을 이루어 낮은  $V_{s30}$ 와 낮은 고도에서 발견된다는 것을 이용한 것이다 (Lee et al., 2001; Wald and Allen, 2007).

Wald and Allen(2007)의 연구에서는 지반분류( $V_{s30}$  지도)를 지형도 및 지진동 자료를 이용하여 작성하는 것이 일반적이었지만, 일부 지역에 대해서는 지형의 경사도만을 이용하여  $V_{s30}$  지도를 제작하기도 하였다. 이 방법이 지형도만을 사용함으로써 그 과정이 다른 방법에 비하여 매우 간단하지만, 오차의 범위가 높을 수 있으므로 보다 명확하고 풍부한 자료를 이용해  $V_{s30}$  지도를 보완/작성

할 것을 권장하고 있다 (Wald and Allen, 2007). 본 연구에서는 이러한 단점을 보완하기 위하여 Lee et al.(2001)의 연구방법을 토대로 한 지질도와 지형도, 그리고 Vs30지도를 조합하여 경상도 지역의 지반을 분류하여 보았다. 본 연구의 결과를 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 밝힌 우리나라 지진관측소 부지의 지반분류 결과와 비교검토하였다.

지반분류를 위하여 일반적으로 사용되는 직접지반탐사는 많은 시간과 비용, 연구인력 등이 필요하지만, 본 연구에서는 지리정보시스템(GIS)을 기반시스템으로 하고, 해외 유사 선행연구에서 제시된 방법에 따라 손쉽고 빠르게 비교적 적은 예산을 투자하여 개략적이거나 경상도 전 지역의 지반을 분류할 수 있었다. 지형 혹은 지질 단일 자료만을 사용한 결과가 아니므로 지반분류 결과 측면에서도 한층 발전된 결과를 산출하였다 할 수 있다. 이 결과는 지진재해 혹은 산사태와 액상화 등의 지질재해 관련 연구, 그리고 토지이용계획에서 유용한 정보로 이용될 수 있다.

### 3.5.1.2 연구방법 및 자료구축

본 연구에서 사용된 GIS 기반 자료는 한국지질자원연구원에서 배포하는 1:250000 수치지질도, Geo Community(2008)에서 배포하는 DEM(Digital Elevation Model) 자료, 그리고 Wald and Allen(2007)이 제시한 방법으로 U.S. Geological Survey(USGS)에서 작성하여 배포하는 Custom Vs30 지도를 이용하였다(USGS, 2008a). 수치지질도에서는 지질시대와 암상 자료를 이용하였고, DEM 자료에서는 고도정보를 활용하였다. USGS Custom Vs30 지도에서는 전단파 속도 정보를 GIS에서 결과물을 도출하여 사용하였다. 결과물 비교검토를 위해서는 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 제시한 지진관측소 지반분류결과를 GIS에서 지반분류 DB화하여 사용하였다. 연구지역은 근래에 비록 재해를 유발할 정도로 큰 지진은 아니지만 소규모 지진이 꾸준히 발생하고, 과거 역사적으로도 사상자와 재해 경험이 있었던 경상도 지역으로 제한하였다 (강수영 등, 2007).

지반분류 기준은 지질도와 Lee et al.(2001)의 연구에서 제시된 분류기준과 해외의 선행 연구사례들을 참고로 정립하였다(Table 3.5.1.1과 Table 3.5.1.2). 본 연구에서 사용한 지반분류 과정은 다음과 같이 요약할 수 있다.

1. 연구지역의 지반을 지질도상의 지질시대 및 암상 자료를 이용하여 일차적으로 분류한다.
2. 지질도와 지형도를 GIS를 이용해 결합한 후 고도에 따라 지반을 분류한다.
3. USGS Custom Vs30 지도로부터 추출한 전단파속도 자료와 지질도를 결합한 후 Vs30 에 따라 지반을 분류한다.
4. 최종적으로 이들을 GIS를 이용하여 조합한 후 정립된 지반분류 기준(Table

3.5.1.2)에 따라 지반을 분류하여 결과물을 도시한다. 연구 과정과 결과에 도시한 지반분류는 National Earthquake Hazard Reduction Program(NEHRP) 기준에 따라 Site A~Site E로 구분하였다 (Table 3.5.1.1).

Table 3.5.1.1 NEHRP 기준에 따른 지반분류

Site Class	Site Class Description	Shear Wave Velocity (m/sec)
A	Hard Rock	1500
B	Rock	760 ~ 1500
C	Very Dense Soil and Soft Rock	360 ~ 760
D	Stiff Soils	180 ~ 360
E	Soft Soils	~ 180
F	Soils Requiring Site Specific Evaluations	

### 3.5.1.3 지반분류를 위한 기준설정

본 연구에서는 Lee et al.(2001)의 연구에서 제시한 지질도 정보를 활용하여 변성암, 화성암, 화산암, 퇴적암, 석회암, 미고결퇴적물로 구분하고, 이를 다시 시대별로 세분화 하였다. 고도별 지반분류에서는 비교적 단단한 암석인 석회암, 관입암, 변성암, 화성암 등은 고도와 상관없이 시대별 암상의 지반분류를 기초로 한 여러 해외 선행연구의 분류기준을 따랐다(Table 3.5.1.2 참조). 또한 USGS(2008b)에서는 노출되지 않은 관입암(Site A)과 노출된 관입암에 따라 지반분류를 다르게 함도 고려하였다. 고도별 지반분류에서는 고도에 따라 ~50m(Site E), 50~150m(Site D), 150~500m(Site C), 500m 이상인 산과 언덕은 Site A 또는 B로 분류하였다. 시대별로 지반을 분류할 경우에는 Lee et al.(2001)의 연구를 비롯한 여러 해외 선행연구를 함께 고려하였다. 경사도를 이용한 Vs30 지도에서의 지반분류 시에는 NEHRP 기준에 따라 전단파 속도에 의해 분류하였다. 본 연구에서 적용한 지반분류 기준은 Table 3.5.1.2와 같이 정리할 수 있다.

Site Class	A	B	C	D	E
Vs <sup>30</sup>	1500 m/sec	760~1500 m/sec	360~760 m/sec	180~360 m/sec	180 m/sec
Elevation	500~2000 m	500~2000 m	150~500 m	50~150 m	~ 50 m
시대/암석	• 높은 고도와 Vs <sup>30</sup> 의 관입암	• 관입암 • 원생대와 고생대의 변성암과 석회암 • 높은 고도와 Vs <sup>30</sup> 의 중생대 화강암과 변성암 • 중생대 퇴적암, 화산암 • 높은 고도와 Vs <sup>30</sup> 의 제3기 관입암, 화산암과 퇴적암	• 낮은 고도와 Vs <sup>30</sup> 의 변성암 • 중생대 화산암과 퇴적암 • 신생대 초기 화산암과 퇴적암	• 제4기 충적토 • 제4기 화산쇄설성퇴적층	• 미고결퇴적물(매립토)
참고문헌	• USGS(2008b)	• Lee et al.(2001) • Matsuoka et al.(2006) • Tinsley and Fumal (1985a, b) • Wills et al.(2000) • Collins et al.(2008) • Park and Elrick(1998) • Williams et al.(1997) • Williams et al.(1999) • Borchardt and Fumal (2002)	• Lee et al.(2001) • Tinsley and Fumal (1985a, b) • Wills et al.(2000) • Matsuoka et al.(2006) • Williams et al.(1997) • Williams et al.(1999) • Park and Elrick(1998)	• Lee et al.(2001), etc.	• Lee et al.(2001), etc.

Table 3.5.1.2 본 연구에서 적용한 지반분류 기준

#### 3.5.1.4 지질도 DB를 이용한 지반분류

한국지질자원연구원에서 배포하는 1:250000의 지질도에 의하면, 본 연구의 대상지역인 경상도는 백악기에 주로 형성된 지질형태로, 선캠브리아기부터 제4기까지 여러 시대에 걸쳐 형성되었다(Figure 3.5.1.1). 암상으로는 퇴적암과 관입암이 주를 이룬다(Figure 3.5.1.1). Table 3.5.1.2에 표기된 지반분류 기준에 따라 지질도를 이용해 지반을 분류할 경우에는 Figure 3.5.1.2와 같이 나타난다. 많은 백악기 퇴적암의 분포로 인하여 Site C가 우세하게 나타나고, 관입암이 많아 Site A도 상당부분 차지하고 있다.

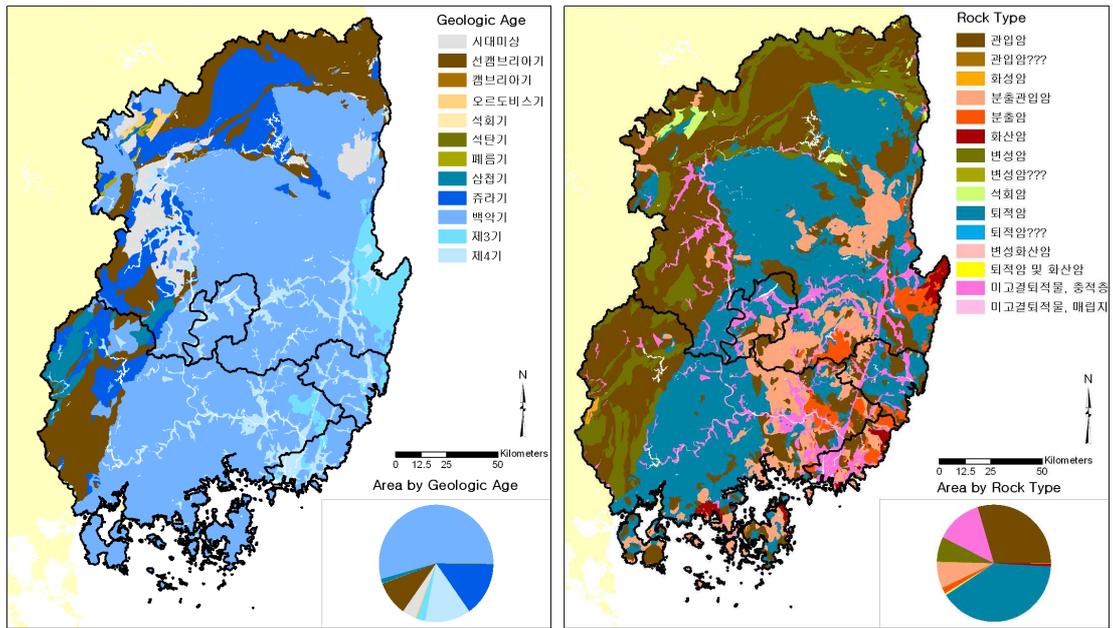


Figure 3.5.1.1 경상도 지역의 지질시대와 암상구조 (Modified from KIGAM Geologic Map)

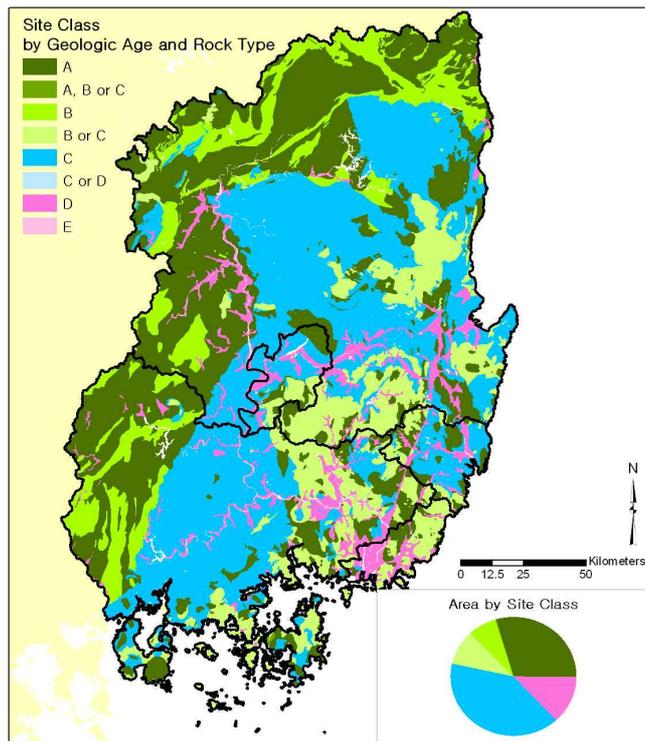


Figure 3.5.1.2 경상도 지역의 지질시대와 암상구조로 구분한 지반분류

DEM 화일과 지질도를 GIS를 이용해 결합시킨 후 고도별로 지반 분류한 결과를 Figure 3.5.1.3의 왼편에 도시하였다. Lee et al.(2001)의 연구에서는 비교적 단단한 암석으로 분류되는 관입암, 화성암, 석회암, 변성암은 고도와 상관없이 암상에 따른 지반분류를 제안하였다. Figure 3.5.1.3의 오른편에서는 시대별 암상을 고려하여 고도별로 지반을 다시 분류하여 나타내었다. 또한 USGS(2008b)에서는 노출되지 않은 관입암의 경우 Site A로 분류한다고 하였으나, 우리나라 지질도 혹은 지형도에서는 확인이 되지 않으므로, 고도에 따라 500m 이상의 경우 Site A, 150~500m의 경우 Site A or B, 그보다 낮은 고도에서는 다른 암석과 같이 취급하였다. 그 결과, 관입암이 많은 경상도의 북부와 서부 지역에서는 Site A 또는 B의 지반이 주를 이루었다. 반면에 미고결퇴적물이 많고 고도가 낮은 하천지역은 Site D 또는 E를 이루고 있다. 포항부근 지역은 고도가 낮은 제3기에 형성된 화산암이 주를 이루어 Site C를 나타내고 있다.

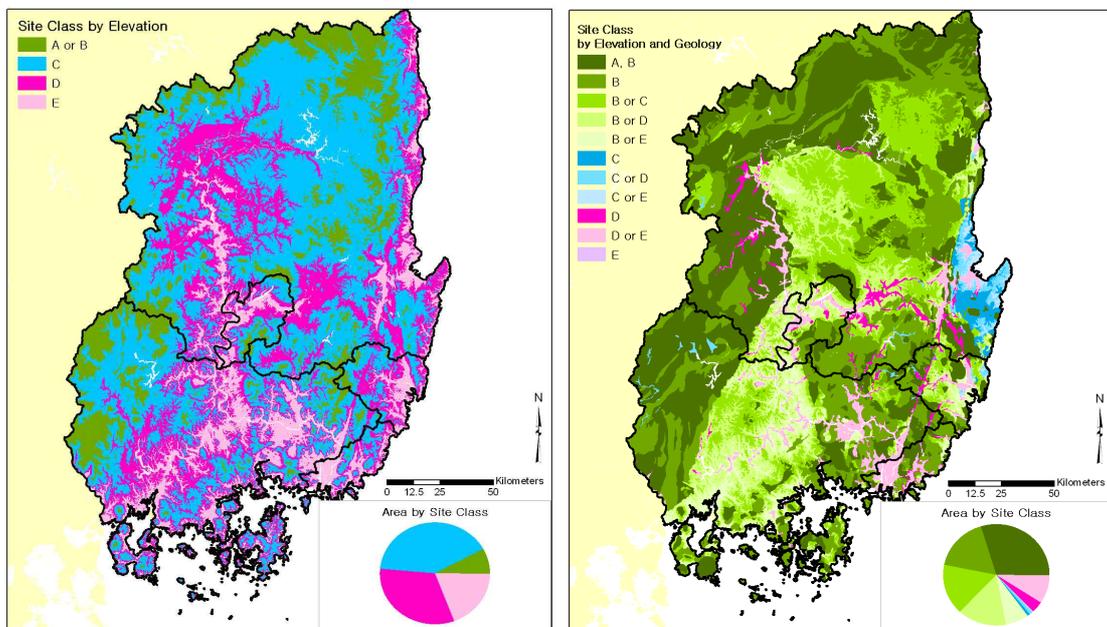


Figure 3.5.1.3 지질도 기반으로 한 고도와 시대별 암상에 따른 지반분류

### 3.5.1.5 경사도를 이용한 Vs30의 지반분류

Wald and Allen(2007)의 연구를 기초로 USGS(2008a)에서 제작하여 보급하는 Vs30 지도에서의 지반분류 시에는 NEHRP 기준에 따라 전단파 속도에 의해 분류하였다. Vs30 지도와 지질도를 GIS를 이용해 결합한 후 NEHRP 기준에 따라 지반을 분류한 결과는 Figure 3.5.1.4와 같이 나타난다. Vs30 지도에서는 일부 해안지역을 제외한 대부분의 연구지역이 Site B를 나타냈다.

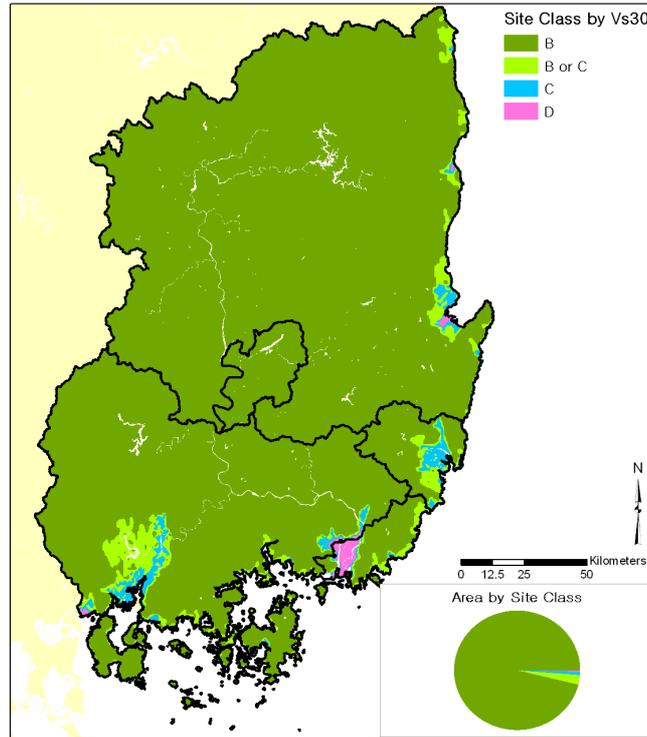


Figure 3.5.1.4 USGS Custom Vs30에 의한 지반 분류

### 3.5.1.6 지반분류 결과 및 검토

지질도와 지형도의 자료를 이용해 지반을 분류한 세 가지 지도를 GIS를 이용해 다시 결합하여 2차 지반분류 DB를 만든 후 지반분류 기준(Table 3.5.1.2)에 맞추어 최종적으로 분류한 결과는 Figure 3.5.1.5와 같다. 경상도는 주로 Site B (보통암)로 형성되었으며, 일부 하천을 따라 보다 연약한 지반도 있다. 또한 일부 관입암으로 형성된 산악지역은 Site A로 분류되기도 하였다. 이러한 결과를 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 밝힌 지진관측소 부지의 지반 분류와 비교 검토하였는데, 이 연구는 지진기록의 수평성분 S와 푸리에 스펙트럼을 이용한 추계학적 지진동모델 파라미터 역산결과를 토대로 지진관측소 부지를 지반 분류한 것이다. 본 연구와 지진관측소의 지반분류 결과는 Figure 3.5.1.6 과 같이 나타난다. 경상도에서 지반이 분류된 지진관측소는 총 58개소이고, 이 중 23개소가 Site B로 분류되었고, 19개소가 Site C, 나머지는 Site D로 분류되었다. 지진관측소의 지반분류 결과와 본 연구의 지반분류결과와 정확히 일치하는 경우는 약 52% 이다. 일치하는 정도가 비교적 낮은 편이라 그 원인 혹은 오차가 가능성을 살펴보았다.

한 사례로 KUM(구미) 관측소는 고도가 47.86m이면서 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 지반분류는 D로 구분된 곳이다. 지질도상

에서는 시대미상의 관입화강암, 고도는 50-150m, 760m/sec 이상의 Vs30를 나타내는 곳이기도 하다. 이 지역을 위성사진으로 살펴보면, 고도는 77m이며, 주변에 언덕이 존재하지만 관측소는 비교적 평지에 위치하고 있다. 또한 400m이내에 저수지가 있으나, 주변 환경이 경사도가 높은 산지로 둘러싸여있다. 이번 연구결과에서 이 지역은 지반분류 B로 분류되었다. 이들의 정보에서는 DEM 화일에서 얻은 50-150m의 정보와 위성사진에서 얻은 정보는 같으나, 관측소 고도정보와는 차이가 있음을 알 수 있다(연관희와 서정희, 2007; 연관희 등, 2008). 두개의 정보가 일치하는 77m가 옳다고 가정할 경우, 고도 기준으로 지반을 분류하면 Site D가 맞으나 암상으로의 구분에서 관입화강암으로 고도별 지반분류 기준에서 제외된다. 따라서 비록 시대미상으로 형성된 시기는 모르나 관입화강암으로 형성되었고, 주변에 하천이나 퇴적층이 없는 이곳은 Site D로 분류하기에는 무리가 있어 보인다.

다른 사례로 CHY(춘양) 관측소는 고도가 321.52m이며 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 Site C로 분류한 곳이다. 이곳의 지질은 쥬라기 관입화강암으로서 고도가 150-500m이며, 760m/sec 이상의 Vs30로 나타나는 곳이다. 이곳의 위성사진을 살펴보면, 고도는 319m의 평지에 위치하고 있고 90m이내에 하천이 흐르고 있으나, 지질도에는 표기되어 있지 않다. 이번 연구결과에서는 이곳은 지반분류 A 또는 B로 분류된 곳이다. 비교적 고도가 높으면서, 관입암이므로 단단한 암석으로 되어있음을 암시한다. 그러나 상대적으로 고도가 높더라도 평지(주변은 논밭)에 위치하고, 가까운 거리에 하천이 위치해있으며 산악지대가 하천과 비교하여 상대적으로 먼 거리임을 고려해보면, 이번 연구결과보다 연약한 지반일 가능성도 있다. 지질도 오류로 인하여 하천이 표기되어 있지 않아 주변의 연약지반이 함께 생략되어 표기되지 않았을 가능성이 있다. 따라서 현장답사와 지질도 수정이 필요한 지역으로 구분할 수 있겠다.

GSU(경상대) 관측소는 고도가 35m이고, 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 지반분류 B로 구분된 곳이다. 지질도에서는 백악기 퇴적암으로 0-50m 고도와 460-619m/sec의 Vs30로 나타나는 곳이다. 위성사진의 고도는 34m로서 관측소 정보와 거의 일치하고, 1.75 km 거리 안에 하천이 지질도와 위성사진에 표기되어 있는 곳이다. 가까운 주변에 산이나 하천은 없고, 거의 평지인 곳이다. 이번 연구결과에서는 지반분류 C로 분류되었다. 지반분류 기준에서 중생대 퇴적암은 Site B와 C의 가능성이 모두 존재한다. 그러나 Site B와 C의 구분 기준으로 고도와 Vs30 정보가 같이 활용되므로, 이번 연구결과에서는 낮은 고도와 낮은 Vs30로 보다 연약한 지반으로 분류된 경우이다. 그러나 이 관측소의 지진계는 지하 60m 시추공에 설치하여 보다 단단한 암반에 설치하였다. 즉, 지질도의 지표면 지질특성에 따라 분류한 지반분류보다는 단단한 암석으로 분류되었을 가능성이 높은 곳이다. 따라서 이러한 곳은 현장답사 및 시추 등의 직접적인 방법을 통하여 지반분류를 확정짓는 것이 타당할 것이다.

Table 3.5.1.3 지반분류 오류 가능성 사례 및 제안

지진 관측 소	이번 연구					연관회와 서정희(2007) 및 연관회 등(2008)		위성사진		오류 원인 및 제안
	고도 (m)	Vs30 (m/sec)	지질 시대	암상	지반 분류	고도 (m)	지반 분류	고도 (m)	특이 사항	
KUM (구미)	50-150	760	시대 미상	관입 화강 암	B	47.86	D	77	주변에 언덕, 비교적 평지	지진관측소 지반분류 오류 가능성, 현장답사와 시추 혹은 지진자료를 이용한 지반연구 필요
CHY (춘양)	150-500	760	쥬라기	관입 화강 암	A or B	321.52	C	319	논밭 등의 평지 환경, 짧은 거리 내 하천	지질도의 오류 가능성, 현장답사와 지질도의 수정 필요
GSU (경상대)	0-50	460-619	백악기	퇴적 암	C	35	B	34	평지, 지하 60m 시추공에 지진계 설치	오류판명 어려움, 현장답사와 시추 등의 직접적인 방법으로 지반분류

지진관측소 부지 지반분류 결과와 이번 연구결과와 일치하지 않는 약 48%의 경우 중에서 첫 번째와 두 번째 사례와 같은 지진관측소 정보 및 관련연구 오류와 지질도/지형도 등의 오류 가능성으로 볼 수 있는 경우는 약 56%이다. 만약 이들의 오차를 보정하여 다시 지반분류를 할 경우에는 약 80%정도 이상의 지반분류 결과와 일치할 것으로 보인다. 이번 연구에서는 1:250000의 지질도를 이용해 지질도 축척 시 발생하는 오류가 다수 있었을 것으로 생각된다. 따라서 경상도 지역 중에서 과거 또는 근래에도 많은 지진이 발생하고 사상자 또한 있었던 경주지역(강수영 등, 2007)의 1:50000 지질도로 지반을 분류하여 보았다. 그 결과 경주지역 내 지진관측소는 6개소이며, 연관회와 서정희(2007) 및 연관회 등(2008)의 연구결과로 Site B인 곳은 네 곳, C와 D인 곳이 각각 1 곳씩이 있다.

이들의 관측소 부지 지반분류 결과는 1:250000의 지질도에서 일치하지 않았던 한 곳도 이번 연구 결과와 모두 일치하는 것으로 나타났다. 따라서 지도의 축척으로 인한 지반분류 불일치 비율이 1:50000의 지질도를 사용할 경우에는 훨씬 낮아져 많은 곳에서 일치할 것으로 사료된다.

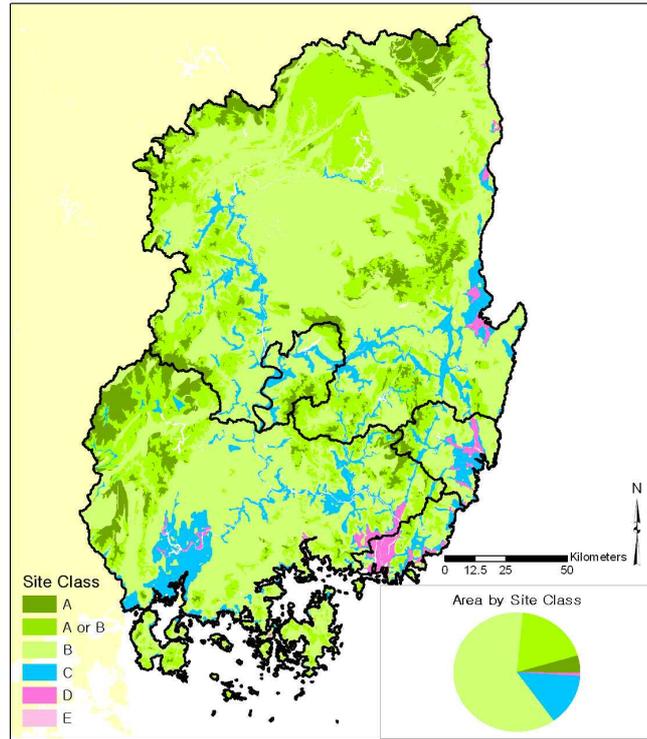


Figure 3.5.1.5 지질도와 지형도 자료를 이용한 지반분류 결과

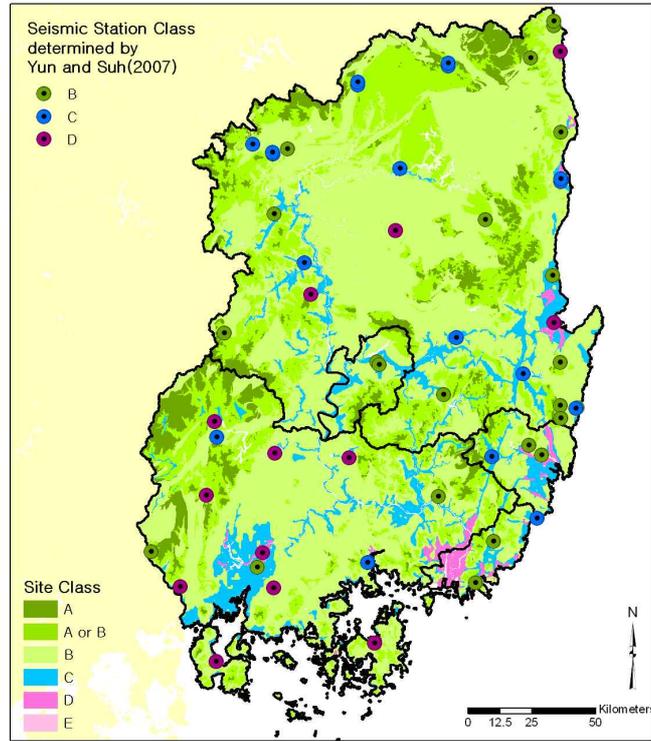


Figure 3.5.1.6 지진관측소 지반분류와의 검토

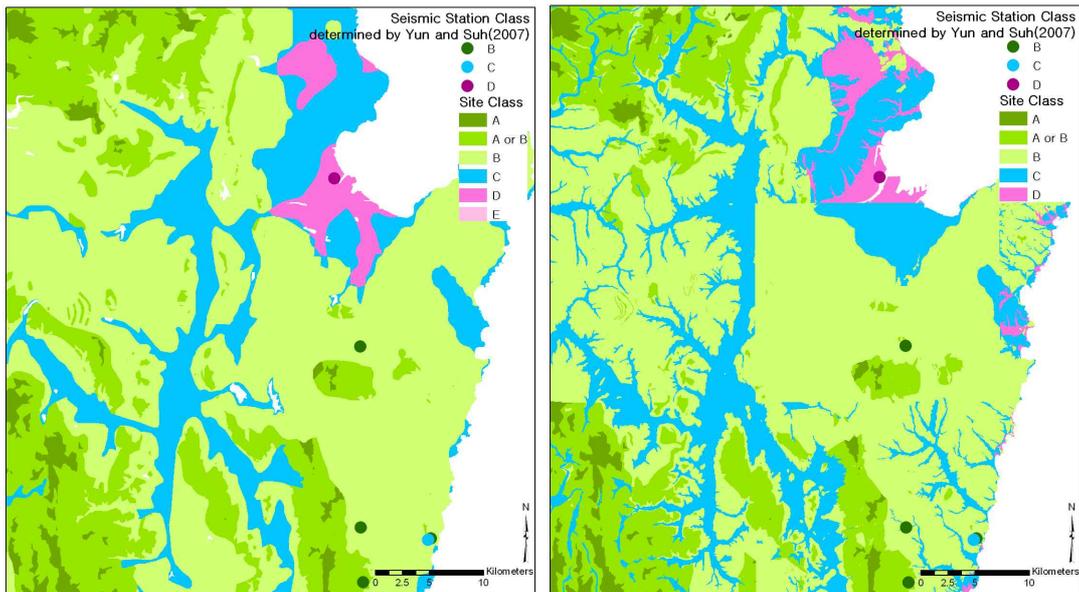


Figure 3.5.1.7 경주지역의 지반분류(1:250,000와 1:50,000 지질도의 이용)

### 3.5.1.7 결론 및 토의

지진 혹은 지질현상으로 인한 피해예측을 위해서는 대상지역의 지질, 지반,

지진동 등 지반의 특성을 규명하는 연구가 선행되어야 한다. 대상지역의 지반특성을 규명하기 위하여 Vs30(지표면 상부 30m에서의 평균 전단파 속도)이 흔히 사용되며, 시추를 통해 정확한 전단파 속도를 측정하고 이를 활용하여 대상지역의 지반을 분류하는 것이 가장 이상적인 방법이다. 그러나 이러한 직접적인 방법은 활용할 수 있는 자료가 매우 제한되어 있으며, 데이터베이스를 구축하는데 많은 시간과 비용 그리고 인력이 투입되어야 한다. 이러한 단점을 보완하기 위하여 지진자료나 지질정보를 활용하여 지반을 분류하는 간접적인 방법을 채택할 수 있다. 본 연구에서는 지질도와 지형도로 부터 수집한 자료를 정립된 기준에 따라 GIS Tool로 지반 분류하는 방법을 사용하였다. 연구지역은 경상도 지역으로 제한하고, 지질도는 1:250000을 사용하였다. 지반분류 기준은 Lee et al.(2001)의 연구방법을 비롯한 여러 해외 선행연구를 토대로 작성하였다. 그 결과, 경상도지역은 대부분 지반분류 B(보통암)로 구분되었으며, 하천이나 퇴적층을 중심으로 보다 연약한 지반이 존재한다.

이번 연구의 결과를 연관희와 서정희(2007) 및 연관희 등(2008)의 연구에서 규명한 지진관측소의 지반분류 결과와 비교검토하였다. 그 결과 약 52%에서 정확히 일치하였고, 지진관측소 정보와 지질도 오류로 발생하는 오차를 보정할 경우 약 80% 이상 일치할 것으로 보인다. 또한 1:250000 축척 지질도의 지질정보와 거리 등의 부정확성을 고려해 경상도 지역 중 경주지역의 1:50000 지질도를 이용해 동일한 방법을 적용한 결과, 지진관측소 지반분류 결과와 모두 일치하였다. 따라서 향후 연구에서 경상도 혹은 우리나라 전 지역을 1:50000의 지질도를 이용하여 지반을 분류하면 보다 정확한 지반분류가 가능할 것이다.

그러나 1:50000의 지도를 이용한 결과 또한 지질정보의 오류를 담고 있음이 확인되었다. Figure 3.5.1.7의 오른쪽에서 나타나는 것과 같이, 일부 도엽 사이의 경계면에서는 지질정보가 서로 상이한 경우가 한 예이다. 이 경계에는 제4기 충적세 충적층과 제4기 홍적세 퇴적암이 같은 경계로 있으며, 백악기 화산암과 화강암 또한 같은 경계선상에 존재한다. 또한 형성시기가 확연히 틀리게 기록된 경우도 있었다. 제4기 신기하성층의 퇴적층은 백악기 불국사층군 화강반암과 일직선상으로 표현된 경우이다.

이와 같이 지질정보의 오류로 인한 지반분류 불일치도 고려할 수 있지만, 지질도 축척으로 인하여 발생하는 거리상의 오류 또한 가능성이 있다. 하천의 먼 거리오차나 미표기로 인한 지질정보의 오류 등은 현장답사를 통해 보정이 가능하다. 그러나 이번 연구에서는 가까운 거리오차를 고려하여 GIS를 이용해 지질 경계에 500m 버퍼링을 두어 이번 지반분류 결과와 비교하는 방법을 사용해 보았다. 그 결과, 약 5% 정도 일치율이 더 향상하는 것을 확인할 수 있었다. Figure 3.5.1.8에서는 지질경계 500m 버퍼링을 둔 경상도의 동남쪽을 확대하여 표시하였다.

이번 연구에서는 복잡한 지진관계식과 직접적인 시추작업을 통하지 않고,

선행연구와 여러 수치지도를 토대로 GIS를 이용해 비교적 간단한 방법으로 경상도 지역의 지반을 분류하였다. 이 지역에서는 최근에도 소규모 지진이 지속적으로 발생하고 있으며, 역사적으로도 큰 지진이 발생하여 많은 인명피해와 재산 손실을 야기한 바 있다. 이러한 지진위험성이 항시 존재하는 지역에서 지진피해를 예측할 때 정확한 지반정보를 사용하여 강진동 크기를 예측함으로써 지진으로 인한 피해 규모를 보다 정확히 추정할 수 있다. 또한 이 지역에서 지진이 발생할 경우 빠른 시간 내에 효과적인 재난관리 및 안전관리 계획 수립에 유용한 정보를 제공할 수 있을 것이다. 이 밖에 토지이용계획 수립에 본 연구의 결과를 활용할 수 있다. 약하고 젖은 연약지반 지역은 지진이나 홍수, 산사태, 액상화 등의 자연재해로부터 보다 심각한 영향을 받을 수 있으므로, 사전에 대상지역의 지반 정보를 인지하고 대처방안을 확보함으로써 대규모 피해를 방지할 수 있을 것이다.

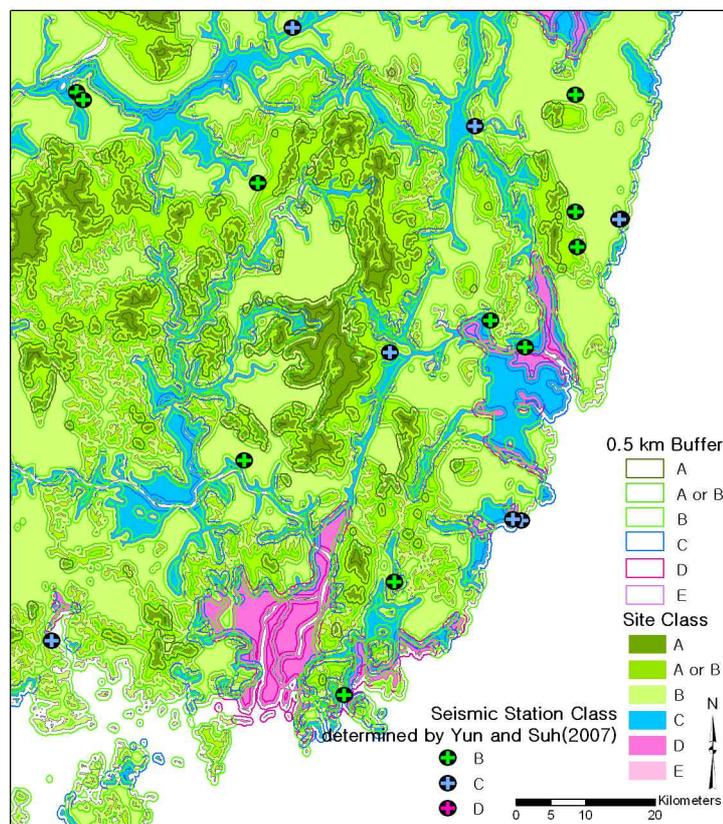


Figure 3.5.18 경상도 지역 지반분류에 0.5 km 버퍼링을 주었을 경우

### 3.5.1.8 참고문헌

강수영, 김광희, 김동춘, 유해수, 민동주, 석봉출, 2007. 지진재해예측을 위한 HAZUS와 ShakeMap의 한반도에서의 적용가능성 연구, 한국지리정보학회지

- 10(1):1-10.
- 선창국, 정충기, 2008. GIS 기반의 지반 정보 시스템 구축을 통한 경주 지역 부지고유 지진응답의 지역적 평가, 한국지리정보학회지 11(2):38-50.
- 연관희, 서정희, 2007. 지진동모델 파라미터 동시역산을 이용한 지진관측소 분류. 물리탐사 10(3):183-190.
- 연관희, 박동희, 박세문, 2008. 가속도 푸리에스펙트럼 크기를 이용한 계층진도 평가의 국내 적용성 검토. 2008년도 한국지진공학회 Workshop 발표집, 36-44 쪽.
- 한국지질자원연구원, 2008. <http://www.kigam.re.kr/> accessed on Jan. 2008.
- 황재홍, 지광훈, 한종규, 연영광, 류근호, 2007. 지질 자료의 수요조사 및 상관성 분석. 한국지리정보학회지 10(1): 60-72.
- Borcherdt, R.D., and Fumal, T.E. 2002. Shear-wave velocity compilation for Northridge strong-motion recording sites, U.S.Geological Survey Report Open-File Report Number 2002-107.
- Collins, C., Kayen, R., Carkin, B., Allen, T., Cummins, P. Shear Wave Velocity measurement at Australian Ground Motion Seismometer Sites by the Spectral Analysis of Surface Waves(SASW) Method, Papers by Geoscience Australia Scientists for the Australian Earthquake Engineering Society (AEES). pp.1-7. [http://www.ga.gov.au/image\\_cache/GA10008.pdf](http://www.ga.gov.au/image_cache/GA10008.pdf), accessed on Jan. 2008.
- Geo Community, <http://www.geocomm.com>, accessed on Jan. 2008
- Lee, C.T., Cheng, C.T., Liao, C.W. and Tsai, Y.B. 2001. Site Classification of Taiwan Free-Field Strong-Motion Stations, Bulletin of the Seismological Society of America 91(5):1283-1297.
- Matsuoka, M., Wakamatsu, K., Fujimoto, K. and Midorikawa, S. 2006. Average Shear-Wave Velocity Mapping Using Japan Engineering Geomorphologic Classification Map, Structural Eng./Earthquake Eng., JSCE 23(1):57-68.
- Park, S. and Elrick, S. 1998. Predictions of Shear-Wave Velocities in Southern California Using Surface Geology, Bulletin of the Seismological Society of America 88(3):677-685.
- Tinsley, J.C. and Fumal, T.E. 1985a. Mapping quaternary sedimentary deposits for areal variations in shaking response. Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region-An Earth-Science Perspective: U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, pp.101-126.
- Tinsley, J.C. and Fumal, T.E. 1985b. Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials, Evaluating Earthquake Hazards in the Los

- Angeles Region—An Earth-Science Perspective: U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, pp.127-150.
- USGS (2008a), Custom Vs30 Mapping,  
<http://earthquake.usgs.gov/research/hazmaps/interactive/vs30/custom.php>,  
accessed on Aug. 2008
- USGS (2008b), Soil type and shaking hazard in the San Francisco Bay area,  
<http://earthquake.usgs.gov/regional/nca/soiltype/> accessed on Jan. 2008.
- Wald, D.J. and Allen, T.I. 2007. Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Conditions and Amplification, *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(5):1379-1395.
- Williams, R.A., Stephenson, W.J., Odum J.K., and Worley, D.M. 1997. High-Resolution Surface-Seismic Imaging Techniques for NEHRP Soil Profile Classifications and Earthquake Hazard Assessments in Urban Areas, U.S. Geological Survey Open-File Report 97-501.
- Williams, R.A., Stephenson, W.J., Odum, J.K., and Worley, D.M. 1999. S-wave Velocities for Specific Near-Surface Deposits in Seattle, Washington, *Seismological Research Letters* 70(2): 257.
- Wills, C.J., Petersen M., Bryant, W.A., Reichle, M., Saucedo, G.J., Tan, S., Taylor G. and Treiman, J. 2000. A Site-conditions map for California based on geology and shear-wave velocity, *Bulletin of the Seismological Society of America* 90(6B):187-208.

## 3.5.2 DEM 해상도가 지반분류에 미치는 영향

### 3.5.2.1 서론

지리정보시스템(Geographic Information System, GIS)의 꾸준한 발전과 사용증가로 인하여 이를 기반으로 하는 수치지질도, 지형도, 위성자료 등의 활용연구가 광범위한 분야에서 수행되고 있다 (백태경과 신용은, 2003; 이근상 등, 2004; 박찬수 등, 2007; 황재홍 등, 2007; 강수영과 김광희, 2009; 조은래 등, 2009). 연구사례로 시추자료 분포의 공간적 한계를 극복하고 넓은 지역의 지반을 분류하기 위하여 지질도, 지형도, 지진자료, 시추자료 등 다양한 자료를 함께 이용하여 지반을 분류한 선행연구가 있다 (Lee et al., 2001; Wald and Allen, 2007; 강수영과 김광희, 2009). Lee et al.(2001)의 연구에서는 지질도, 지형도, 시추와 지진동 자료 등을 이용하여 대만의 지반을 분류하였고, Wald and Allen(2007)의 연구에서는 지형도와 지진동 지도를 활용하여 미국뿐만 아니라 여러 국가의 지반을 분류한 Vs30(지표면 아래 상부 30 m까지의 평균 전단파 속도) 지도를 생성하여 배포하고 있다 (USGS, 2010a). 이들의 연구는 지형과 지질특성의 상관관계를 중요한 정보로 이용하였다. 지형도에서 추출한 경사도와 Vs30의 연관성을 이용한 지반분류는 지질학적 또는 지질공학적인 정보의 부재 시 유용하게 사용되어지는 방법이다 (Wald and Allen, 2007; Allen and Wald, 2009).

지질재해는 지반특성에 따라 그 피해규모가 다르기 때문에 지진 등의 지질재해예측을 위하여 지역적 지반특성의 규명은 필수적인 요소이다. 이를 위해서 시추 등의 직접적인 방법을 이용하는 것이 가장 이상적이다. 그러나 이러한 직접적인 방법은 수집할 수 있는 시추자료의 수와 공간적 분포에 한계가 있고, 시간적으로도 많은 제약이 있다. 이러한 어려움을 극복하기 위하여 수치지질도 또는 지형도에 GIS 기법을 적용하는 간접적인 방법으로 넓은 지역에 대한 지역적 지반특성을 규명할 수 있다. 특히 지반특성 규명의 과정에서 Digital Elevation Model(DEM)으로부터 추출한 경사도는 지반분류 요소의 하나로 활용될 수 있다 (Wald and Allen, 2007).

경사도 정보는 DEM 또는 Digital Terrain Elevation Data(DTED) 등으로부터 GIS에서 효율적으로 추출할 수 있다. DEM 또는 DTED는 셀 크기가 작아질수록 해상도와 정확도는 향상되지만 자료크기 또한 증가하여 자료처리 시간도 증가하게 되고, 반대로 셀 크기가 커지면 해상도가 낮아지고 산지의 경사도 또한 낮게 측정되는 경향이 있다 (박진형 등, 2004). 따라서 경사도가 지반분류 요소의 하나로 사용될 때, DEM 해상도에 따라서 지반분류 결과가 다르게 산출될 수도 있다 (이봉주 등, 1992; 신진민과 이규석, 1999). 이번 연구에서는 지질재해 예측을 위하여 지반특성을 규명하는 요소의 하나로 사용될 수 있는 DEM의 경사도가 해상도에 따라 어떻게 변화하고 결과적으로 지반특성 규명에 어떠한 영향을

끼치는지 살펴보았다.

### 3.5.2.2 자료구축 및 연구방법

대상지역의 크기와 자료의 해상도 증가에 따라 DEM의 자료크기는 기하급수적으로 증가하므로, 연구의 효율성 제고와 목적달성을 위하여 평지와 산지가 존재하여 지형의 기복이 다소 있는 경상남도, 경상북도, 부산광역시, 대구광역시 및 울산광역시를 포함한 우리나라의 동남부 지역을 연구지역으로 선정하였다. 수치지형도는 Raster 파일로서 수많은 셀로 이루어져 있고, 지도의 곡선 처리가 어려워 연구지역을 포함할 수 있는 왼쪽 상단 끝을 127°32' E와 37°11' N, 오른쪽 하단 끝을 129°36' E와 34°37' N을 기준으로 작성하였다.

지형자료는 해상도별로 여러 출처를 통하여 자료를 수집할 수 있다. 대표적으로는 30 arc-sec(약 1,000 m 간격)의 자료는 National Imagery and Mapping Agency(NIMA, 현재 National Geospatial-Intelligence Agency(NGA))에서 제작한 DTED Level 0과 미국의 지질조사소(U.S. Geological Survey, USGS)의 GTOPO30에서 획득할 수 있다 (USGS, 2010b). 본 연구에서는 DTED Level 0의 자료를 이용하였다 (GeoCommunity, 2010). DTED 자료는 군사적 목적으로 NIMA(현 NGA)에서 개발하였으며, 경위도 중심으로 일정한 간격의 격자로 고도 정보를 포함하고 있다 (김연준과 신계중, 2002; Allen and Wald, 2009).

이보다 해상도가 좋은 자료는 미국의 지질조사소에서 제작한 NED(National Elevation Dataset)과 NASA(United States National Aeronautics and Space Administration) 및 NGA의 SRTM(Shuttle Radar Topography Mission) 자료로서 미국의 지역은 1 arc-sec(약 30 m) 간격의 자료를 갖추고 있다 (USGS, 2010c). 그 외에 전 지구적으로는 3 arc-sec(약 90 m) 간격의 자료를 획득할 수 있다. 우리나라는 이로부터 1 arc-sec 자료획득이 불가하여 일본의 METI(Ministry of Economy, Trade, and Industry)와 미국의 NASA에서 공동으로 제작한 1 arc-sec 해상도의 ASTER GDEM(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model) 자료를 확보하였다 (ASTER GDEM, 2010). 이러한 경로로 수집한 1 arc-sec와 30 arc-sec의 지형도는 Figure 3.5.2.1과 같다. Figure 3.5.2.1을 살펴보면, 저해상도의 30 arc-sec 지도(Figure 3.5.2.1의 오른쪽)의 최고도는 고해상도인 1 arc-sec의 것(Figure 3.5.2.1의 왼쪽)보다 낮고, 셀 크기 차이에 따른 지형의 상세함의 차이도 알 수 있다.

이밖에 해상도 변화에 따른 지반분류도 결과의 추세를 살펴보기 위해, 본 연구에서는 ASTER GDEM에서 확보한 1 arc-sec의 자료를 GIS에서 Resample하여 3 arc-sec부터 27 arc-sec까지 3의 배수로 점차 낮은 해상력을 지닌 지도로 다시 제작하여 사용하였다. 또한 시추자료를 이용한 지반분류결과와의 비교검

토를 위해 지반정보통합 DB 시스템으로부터 연구지역의 시추자료를 수집하였다 (GeoInfo 지반정보, 2009).

Wald and Allen(2007)은 지형도로부터 추출한 경사도 자료를 이용하여 NEHRP(National Earthquake Hazard Reduction Program)에서 제시한 지반분류 체계에 맞도록 경사도 기준을 제시하였다. 이 연구에서는 지진이 활발한 지역과 그렇지 아니한 지역에 따른 두 가지 기준을 제시하였는데, 우리나라의 경우에는 비교적 큰 지진이 활발하지 아니한 안정적인 대륙에 해당하므로 본 연구에서는 후자의 기준을 준용하였다 (Table 3.5.2.1). 이 기준을 이용한 연구지역의 전체적인 지반분류를 위해서 GIS의 공간분석 기능을 사용하여 DEM으로부터 경사도를 추출하였다. GIS에서 경사도 기준에 따라 지반을 분류한 지반분류도가 작성되면, DEM의 셀들은 각각 고유의 지반정보를 함유하게 된다. 이때 DEM의 해상도에 따라 경사도가 변하고, 경사도에 따라 각 셀의 지반정보도 결정된다. 지반분류도에서 같은 지반정보를 함유한 셀 개수의 합산으로 전체 면적당 차지하는 면적비율을 환산할 수 있다. 서로 상이한 해상도의 지반분류도에서 같은 종류의 지반의 면적비율 비교를 통하여 DEM의 해상도가 지반분류 결과에 미치는 영향을 살펴 보았다. 또한 지반분류도와 시추자료를 이용한 지반분류 결과도 비교하였다. 이들의 결과를 토대로 경사도가 지반분류의 한 요소로서 사용할 경우 고려사항 등을 고찰하였다.

### 3.5.2.3 결 과

연구지역은 고해상도인 1 arc-sec의 DEM에는 모두 47,680,480 개의 셀로 이루어져 있고, 저해상도인 30 arc-sec의 DTED Level 0에서는 62,676 개의 셀로 구성되어 있다. 이 두 해상도의 경사도 자료를 이용하여 제시된 경사도 기준에 의해 연구지역의 지반을 분류한 결과는 Figure 3.5.2.2와 같다. 연구지역은 두 해상도의 지반분류도 모두에서 공통적으로 지반분류 B(보통암) 지반이 상당부분을 차지하고 있음을 알 수 있다. 그러나 상대적으로 작은 면적을 차지하는 연약한 지반의 구분은 두 해상도 간에 차이가 상당부분 발생하였다. Figure 3.5.2.2의 (a)는 고해상도의 DEM을 이용한 지반분류도로서 지형의 굴곡이 세밀하게 표시되었고, 연약한 지반의 구분도 상세하다. 반면에 Figure 3.5.2.2의 (b)는 저해상도의 지반분류도로서 지형의 변화가 (a)보다 평이하게 표현되었으며, 연약한 지반의 분류도 구체적이지 않다.

Figure 3.5.2.3은 지반분류도에서 지형의 굴곡이 있는 일부지역을 확대한 것이다. 이 그림에서는 같은 지역일지라도 해상도에 따라 지반분류 상태가 확연히 다를 수 있다. Figure 3.5.2.3의 (a)는 고해상도의 지반분류도로서 지형의 굴곡이 상세하고, 지반분류 E(연약한 토사) 지반이 이들의 굴곡을 표시함으로써 연약한 토사지반이 적지 않음을 알 수 있다. Figure 3.5.2.3의 (b)는 저해상도의 지

반분류도로서 연약한 토사지반 대신 지반분류 C(매우 조밀한 토사 또는 연암) 지반 혹은 지반분류 D(단단한 토사) 지반으로 같은 지형의 굴곡을 간단히 표시하고 있다. 따라서 Figure 3.5.2.3의 (a)와 (b)로부터 지형의 표현 및 연약지반의 포함여부와 두 해상도간의 셀 크기 차이도 확실하게 볼 수 있다.

고해상도와 저해상도에서 경사도를 토대로 작성된 두 지반분류도로부터 각 지반종류별로 면적비율을 산출하여 수치상으로 비교한 결과를 Figure 3.5.2.4에 나타내었다. 지반분류 B 지반이 가장 넓은 면적을 차지하고 있음을 확인할 수 있었다. 즉 연구지역의 약 2/3 이상이 지질재해로부터 비교적 안전한 지반분류 B 지반으로 이루어져 있음을 알 수 있다. 가장 적은 면적을 차지하는 지반은 해상도별로 다르게 나타났다. 고해상도의 지반분류도에서는 지반분류 D 지반이 가장 적은 면적을 차지한 반면에, 저해상도의 지반분류도에서는 지반분류 E 지반의 면적이 전혀 산출되지 않았다.

Figure 3.5.2.4에서 해상도별로 전체적인 결과를 살펴보면, 고해상도의 지반분류도에서는 지반분류 B와 E 지반의 면적이 저해상도 지반분류도의 것보다 크게 나타났다. 반대로, 저해상도의 지반분류도에서는 지반분류 C와 D 지반의 면적이 고해상도 지반분류도의 것보다 크게 산출되었다. 이들의 결과를 지반분류별로 다시 자세히 알아볼 수 있다. 경사도가 0.025 m/m 이상인 지반분류 B 지반은 고해상도의 지반분류도에서 82.4% 차지하고, 저해상도의 지반분류도에서는 77.1% 존재하여 두 해상도의 지반분류도 사이에 5.3%의 차이를 보인다. 경사도가 0.013~0.025 m/m인 경우에는 지반분류 C 지반으로 분류되는데, 이 지반은 고해상도의 지반분류도에서는 2.2%로 작은 면적을 차지하지만, 저해상도의 지반분류도에서는 18.1%로서 두 지도상에서 15.9%의 차이를 보여 지반분류별로 살펴볼 때 가장 큰 면적차이를 보이는 지반이다. 지반분류 D 지반은 고해상도의 지반분류도에서는 0.6%로 거의 존재하지 않지만, 저해상도의 지반분류도에서는 4.8%로 두 해상도간에 4.2%의 면적차이를 보인다. 지반분류 E 지반은 지반분류 C 지반과는 반대로 고해상도의 지반분류도에서 14.8%의 높은 면적비율을 보이지만, 저해상도의 지반분류도에서는 전혀 산출되지 않았다. 따라서 두 지반분류도의 지반분류 E 지반은 14.8%의 면적차이를 보여, 지반분류 C 지반에 이어 두 번째로 큰 면적차이가 나타났다.

결과적으로 연구지역은 고해상도의 DEM에서 지형의 굴곡이 상세하게 표현되어 급경사와 완경사의 경계가 뚜렷하지만, 저해상도의 DEM은 크기가 큰 셀의 영향으로 그러하지 않다. 따라서 고해상도의 지반분류도에서는 지형의 굴곡이 있는 지역은 지반분류 B와 E 지반이 확연하게 구분되어 두 지반의 면적이 크게 산출되는 경향이 있다. 반면에 저해상도의 지반분류도는 굴곡이 있는 지형의 경사도가 평균화되어 지반분류 C와 D 지반이 크게 산출되었다.

### 3.5.2.4 토 의

### (1) 경사도 기준의 지반분류 후 여러 해상도별 면적 변화 추이

이번 연구를 통하여 고해상도의 DEM을 이용하여 경사도 기준을 적용한 지반분류도에서는 지반분류 B와 E 지반의 면적이 저해상도의 DEM을 이용한 지반분류도에서보다 상대적으로 크게 산출되고, 지반분류 C와 D 지반의 면적은 작게 산출된다는 결과를 얻었다. 다음은 해상도 변화에 따른 지반분류도 결과의 추세를 살펴보기 위해, GIS에서 여러 상이한 해상도의 DEM을 제작해 지반분류를 수행한 결과로 지반분류 면적비율 변화추이를 고찰하였다. ASTER GDEM이나 NGA의 DTED에서 획득한 지형자료처럼 여러 경로를 통해 신뢰성 높은 해상도의 DEM자료를 획득하는 방법이 있으나, 이는 지반분류 결과 변화의 추세를 살펴볼 수 있는 일정한 간격의 해상도를 구할 수가 없다. 따라서 앞에서 언급하였듯이 ASTER GDEM의 1 arc-sec의 해상도로부터 GIS에서 3의 배수로 9개의 서로 다른 해상도를 다시 제작하여 사용하였다.

GIS에서 다시 제작한 해상도의 DEM은 직접 획득한 자료와는 다르게 사용자에 의해 여러 추가기능의 선택 및 수행과정을 통해 결과물에 오류가 함유될 가능성이 있다. 예를 들면, GIS의 Resampling하는 방법적인 측면에서 선택기능이 여럿 존재하고, 소수점 이하의 셀 크기도 지정해야 하기 때문에 선택에 따라 그 결과가 달라질 수 있다. 이번 연구에서는 GIS에서 선택 가능한 네 가지 Resampling 기능 중 가장 일반적인 방법인 Nearest neighborhood assignment 기능을 이용하여 제작하였다. 이렇게 제작된 여러 해상도의 DEM 또한 오류함유 가능성이 있어, 앞의 고해상도와 저해상도의 지반분류 결과분석처럼 정량적인 수치를 이용한 분석을 수행하지 않고, 해상도 변화에 따른 지반분류별 면적비율 변화의 일반적인 추이를 살펴보는 데 주력하였다. 그 결과는 Figure 3.5.2.5에 나타내었다.

Figure 3.5.2.5에서는 지반분류 B와 E 지반이 해상도가 낮아짐에 따라 그 면적비율 또한 점차 감소하였다. 반면에 지반분류 C와 D 지반은 해상도가 낮아질수록 그 면적비율은 점차 증가하였다. 해상도의 변화에 따라 면적비율 변화의 폭이 가장 크게 나타나는 것은 지반분류 C 지반이다. 이 결과는 앞에서 1 arc-sec와 30 arc-sec의 해상도에서 나타난 결과와 같다. 연구지역 2/3 이상이 지반분류 B 지반으로 분류되었음에도 불구하고, 가장 큰 면적비율의 변화 폭을 기록한 지반분류 C 지반은 경사도로 지반분류 수행 시 변수가 가장 큰 지반이다. 결과적으로 경사도가 지반분류의 한 요소로 사용될 때 해상도가 변함에 따라 가장 주의할 지반은 지반분류 C 지반이다. 또한 지질재해예측에 가장 민감한 연약지반인 지반분류 E 지반도 저해상도에서는 전혀 산출되지 않으므로 경사도로 지반분류 수행 시 세심한 주의가 필요하다.

### (2) Tg에 따른 지반분류와의 비교

본 연구의 경사도를 이용한 지반분류도와 또 하나의 다른 자료를 이용한 지반분류와 비교하여 해상도에 따라 어떠한 결과를 초래하는지 알기 위해, 우리나라의 지반정보통합 DB 시스템으로부터 충분한 깊이와 정확한 위치를 갖춘 연구지역의 지반정보를 수집하였다 (GeoInfo 지반정보, 2009). 연구지역에서 위의 조건을 만족하는 시추자료는 모두 56 개이었다. 우리나라의 시추자료는 일반적으로 도로나 철도계획 당시 지반조사를 위하여 시행한 자료로서, 일부 지역에 매우 편중되어 분포한다. 따라서 본 연구를 위해 수집이 가능한 56 개의 모든 시추자료는 지역적인 편중으로 인하여 지반분류 결과와의 비교검토 자료로 적합하지 않다. 이러한 지역적인 편중으로 인한 분석상의 오류를 피하기 위해 본 연구 결과와 비교하기 전에 GIS를 이용하여 이들을 재추출하여 사용하였다. Figure 3.5.2.4와 같이 연구지역을 경위도 10'간격으로 격자를 만들고, GIS의 'Neighborhood Selection' 방법으로 재추출하였다 (Figure 3.5.2.6). 그 결과 재추출한 시추지역 23 곳이 비교검토 자료로 이용이 가능하였다. 이들의 시추자료는 김용석(2007)의 연구에서 제시한 각 지질층의 대표 전단파속도를 적용하여 Tg(Site Period)를 산출한 후 Rodriguez-Maret et al.(2001)의 연구에서 제시한 방법에 의하여 시추지역의 지반을 NEHRP의 지반분류체계에 따라 구분하였다 (강수영과 김광희, 2009). 그 결과 13 곳은 지반분류 A(경암), 8 곳은 지반분류 B, 그리고 2 곳은 지반분류 C의 지반으로 분류되었다 (Figure 3.5.2.6).

NEHRP의 지반분류체계는 지반분류 A 지반을 포함하고 있지만, 본 연구에서 적용한 경사도 기준에는 0.025 m/m 이상의 경사도는 모두 지반분류 B 지반으로 분류하여 지반분류 A 지반을 분류할 기준이 제시되지 않았다. 그러나 지반정보통합 DB 시스템의 시추자료에 의하면 연구지역에는 경암의 지반이 존재함을 알 수 있다. 따라서 경사도 기준에 따른 지반분류도는 지반분류 A 지반에 대한 분류기준의 부재로 인하여 지반분류 B 지반에 A 지반을 포함하고 있음을 가정하였다. 즉, 23 곳의 시추자료 중 지반분류 A와 B 지반인 21 곳은 지반분류도에서 지반분류 B 지반과 비교되었다 (Figure 3.5.2.7). 또한 지반분류 C 지반으로 분류된 2 곳의 시추지역은 지반분류도에서 지반분류 C 지반과 비교되었다. 그 결과 고해상도인 1 arc-sec의 지반분류도에서는 74%의 일치율을 보였고, 저해상도인 30 arc-sec의 지반분류도에서는 52%의 일치율을 나타냈다. 시추자료와 경사도에 따른 지반분류도는 해상도에 따라 그 일치율이 달랐고, 고해상도의 지반분류도에서 그 일치율이 더 높았다. 따라서 DEM의 경사도를 지반특성화하는 요소로 사용할 때 저해상도의 DEM 사용보다는 고해상도의 DEM 사용이 지반분류 시 보다 신뢰성 높은 결과를 생산할 것이다.

### 3.5.2.5 결론

지반특성 규명을 위한 여러 방법 중 시추를 통하여 지반의 수직적 특성을

과약하고 시료를 채취하여 분석하는 직접적인 방법이 가장 이상적이라고 할 수 있다. 그러나 이러한 직접적인 방법은 시간과 비용이 많이 소요될 뿐만 아니라 지역적으로도 연속적인 자료를 획득하기가 어렵기 때문에 지진과 탐사 등의 간접적인 방법으로 지반을 분류하기도 한다. 강수영과 김광희(2009)의 연구에서는 GIS에서 수치지질도와 지형도를 이용하여 경상도 지역의 지반을 분류한 사례가 있다. 이때 사용되는 지형도의 해상도가 지반분류 결과에 어떠한 영향을 미치는지 살펴볼 필요가 있다. 이번 연구에서는 우리나라의 동남부를 연구지역으로 선정하고, 고해상도(1 arc-sec)와 저해상도(30 arc-sec)의 지형도로부터 추출된 경사도에 Wald and Allen(2007)의 연구에서 제시한 기준을 적용하여 지반을 분류할 경우 해상도에 따른 지반분류 결과의 차이를 살펴보았다. 또한 Resampling으로 제작한 다양한 해상도의 지형도를 이용하여 지반분류를 수행하고 그 결과를 비교함으로써 해상도변화에 따른 지반분류 결과의 변화 추이도 살펴보았다. 그리고 시추자료를 이용한 지반분류 결과와의 비교를 통해 해상도에 따라 어떠한 결과를 보이는지 검토하였다.

우리나라 동남부 지역의 고해상도(1 arc-sec)와 저해상도(30 arc-sec)의 DEM에 경사도 기준을 적용하여 지반분류를 수행한 결과, 두 해상도의 지반분류도에서 모두 지반분류 B 지반이 2/3 이상을 차지하였다. 이는 연구지역의 지반상태가 비교적 양호한 지대임을 의미한다. 그러나 지반분류체계 중 연약지반인 지반분류 C와 E 지반은 두 해상도의 지반분류도에서 면적비율의 차가 약 15~16% 정도로 큰 변화의 폭을 보인다. 따라서 DEM의 해상도에 따라 지반분류 결과에 큰 변화를 보이는 이러한 지반분류 C와 E 지반 때문에 경사도를 이용한 지반분류 시 해상도 선택에 있어서 주의가 요구된다.

지반분류 B와 E 지반의 면적은 저해상도인 30 arc-sec DEM을 이용한 지반분류도 보다 고해상도인 1 arc-sec DEM을 이용한 지반분류도에서 크게 산출되었다. 이는 고해상도의 DEM은 셀의 크기가 작아서 경사도와 지형의 굴곡이 급격히 변하는 지형을 상세히 표출할 수 있기 때문에 단단한 지반분류 B와 가장 연약한 지반분류 E 지반을 확연히 구분할 수 있기 때문이다. 반대로 저해상도의 DEM은 셀의 크기가 크기 때문에 지형의 변화가 큰 지형은 경사도가 평균화되어 나타남으로 상대적으로 단단한 지반은 좀 더 연약한 지반으로, 연약한 지반은 좀 더 단단한 지반으로 분류되어 지반분류 B와 E 지반이 고해상도의 지반분류도보다 작게 산출되는 것으로 사료된다. 따라서 경사도나 지형의 굴곡이 심한 지형은 고해상도의 DEM을 이용하여 가장 연약한 지반인 지반분류 E 지반을 확연히 구분함으로써 이 지역에 대한 지질재해예측 및 대책수립 시 정확한 정보로 사용하여야 한다.

경사도 기준을 적용하여 해상도 변화에 따른 지반분류 변화 추이를 살펴보고자 1 arc-sec의 DEM을 GIS에서 여러 해상도로 다시 제작하여 지반분류를 수행하였다. 그 결과, 해상도가 낮아짐에 따라 지반분류 B와 E 지반은 점차 면적

이 감소하였고, 지반분류 C와 D 지반은 점차 증가하였다. 이러한 결과는 고해상도(1 arc-sec)와 저해상도(30 arc-sec) DEM에 의한 지반분류도에서 나타난 지반분류 B와 E 지반의 면적이 저해상도에서 감소하였고, 지반분류 C와 D 지반은 증가한 것과 일치하는 결과이다. 해상도 변화에 따른 지반분류 결과에서 C 지반의 면적변화 폭이 가장 컸다는 결과 또한 같았다. 시추자료를 이용한 지반분류 결과는 고해상도(1 arc-sec)의 DEM을 이용한 지반분류도에서 74%의 일치율로 저해상도(30 arc-sec)의 DEM을 이용한 지반분류도보다 더 높았다. 결론적으로 DEM의 경사도에 따라 지반분류를 수행할 때 고해상도의 DEM을 활용하는 것이 저해상도의 DEM을 이용하는 것보다 신뢰성 높은 결과를 산출할 수 있다.

연구지역은 인구밀도가 높은 3개 광역시(부산, 대구, 울산)를 포함하고, 이밖에 산업시설의 밀집도가 높은 구미, 창원, 마산, 김해시를 포함하고 있다 (Figure 3.5.2.8, KOSIS, 2011). 이러한 도시들을 Figure 3.5.2.2의 지반분류도와 비교해보면 연약지반을 상당부분 포함하고 있으므로, 홍수, 산사태, 지진 등의 지질재해가 발생하면 1차적인 피해뿐만 아니라 그 후 연속적으로 발생하는 2차적인 피해가능성도 높다. 따라서 이러한 재해 고위험군 지역은 지질재해를 보다 정확히 예측하여 필요한 대책을 효과적으로 수립하기 위해서 지반분류 시 DEM의 경사도를 한 요소로 사용할 때 고해상도의 DEM을 활용함이 적절하다고 사료된다.

### 3.5.2.6 참고문헌

- 강수영, 김광희. 2009. "GIS 기반의 지질·지형 자료를 활용한 경상도지역의 지반분류 사례". 한국지리정보학회지, Vol. 12, No. 4, pp. 136-145.
- 김연준, 신계중. 2002. "DTED와 1:50,000 수치지형도에 의한 격자 DEM의 지형매개변수 비교". 한국지리정보학회지, Vol. 5, No. 3, pp. 19-32.
- 김용석. 2007. "KBC 내진설계기준을 위한 지반분류와 지반계수에 대한 연구". 한국지진공학회 논문집, Vol. 11, No. 1, pp. 59-65.
- 박진형, 이관수, 이삼노. 2004. "DEM의 정확도 분석에 의한 도시 소유역의 유출 해석". 한국지리정보학회지, Vol. 7, No. 1, pp. 28-38.
- 박찬수, 이성규, 서용철. 2007. "수치지형도를 이용한 DEM 자동 생성 기법의 개발". 한국지리정보학회지, Vol. 10, No. 3, pp. 113-122.
- 백태경, 신용은. 2003. "수치지도를 활용한 주제도 작성에 관한 연구". 한국지리정보학회지, Vol. 6, No. 4, pp. 99-108.
- 신진민, 이규석. 1999. "GIS Software를 이용한 한국 산악 지형의 경사도 산출 정확도에 관한 연구-원자료의 등고선 간격과 해상력을 중심으로". The Journal of GIS Association of Korea, Vol. 7, No. 1, pp. 1-12.
- 이근상, 고덕구, 김우구. 2004. "수치지형도를 활용한 홍수지도 제작용 지형자료의 효과적인 구축방법 연구". 한국지리정보학회지, Vol. 7, No. 1, pp. 52-61.

- 이봉주, 조민조, 강필중. 1992. "수치지형고도자료의 영상처리". *The Journal of Engineering Geology*, Vol. 2, No. 2, pp. 141-146.
- 조은래, 김경환, 유환희. 2009. "고해상도 위성영상을 이용한 토지이용변화 분석". *한국지형공간정보학회지*, Vol. 17, No. 1, pp. 3-11.
- 황재홍, 지광훈, 한종규, 연영광, 류근호. 2007. "지질 자료의 수요조사 및 상관성 분석". *한국지리정보학회지*, Vol. 10, No. 1, pp. 60-72.
- Allen, T.I. and D.J. Wald. 2009. "On the Use of High-Resolution Topographic Data as a Proxy for Seismic Site Conditions ( $V_s30$ )". *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 2A, pp. 935-943.
- ASTER GDEM. 2010. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model. <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>, last visited on November 16, 2010.
- GeoCommunity. 2010. <http://data.geocomm.com/catalog/index.html>, last visited on November 16, 2010.
- GeoInfo 지반정보. 2009. 지반정보 DB 포털. <http://www.geoinfo.or.kr/>, last visited on November 16, 2010.
- KOSIS. 2011. 국가통계포털. <http://www.kosis.kr/>, last visited on February 16, 2011.
- Lee, C.T., C.T. Cheng, C.W. Liao, and Y.B. Tsai. 2001. "Site Classification of Taiwan Free-Field Strong-Motion Stations". *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 91, No. 5, pp. 1283-1297.
- NASA. 2010. <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>, last visited on August 09, 2010.
- NIMA(현 NGA). 2010. National Imagery and Mapping Agency (현 National-Intelligence Agency). <https://www1.nga.mil/Pages/Default.aspx>, last visited on August 09, 2010.
- Rodriguez-Marek, A., J.D. Bray, and N. Abrahamson. 2001. "A Empirical Geotechnical Seismic Site Response Procedure". *Earthquake Spectra*, Vol. 17, No. 1, pp. 65-87.
- USGS. 2010a. Custom  $V_s30$  Mapping, <http://earthquake.usgs.gov/vs30/>, last visited on August 09, 2010.
- USGS. 2010b. Global 30 Arc-Second Elevation(GTOPO30), [http://eros.usgs.gov/#/Find\\_Data/Products\\_and\\_Data\\_Available/GTOPO30](http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/GTOPO30), last accessed on November 10, 2010.
- USGS. 2010c. National Elevation Dataset(NED), <http://seamless.usgs.gov/ned1.php> last accessed on November 10, 2010.
- Wald, D.J. and T.I. Allen. 2007. "Topographic Slope as a Proxy for Seismic

Site Conditions and Amplification". Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 5, pp. 1379-1395.

Table 3.5.2.1. NEHRP의 지반분류체계와 경사도 비교

NEHRP Site Class		Gradient Range (m/m)
B	Rock	$> 0.025$
C	Very Dense Soil and Soft Rock	$0.018 \sim 0.025$
		$0.013 \sim 0.018$
		$7.2E-3 \sim 0.013$
D	Stiff Soil	$4.0E-3 \sim 7.2E-3$
		$2.0E-3 \sim 4.0E-3$
		$2.0E-5 \sim 2.0E-3$
E	Soft Soil	$< 2.0E-5$

source: Wald and Allen, 2007

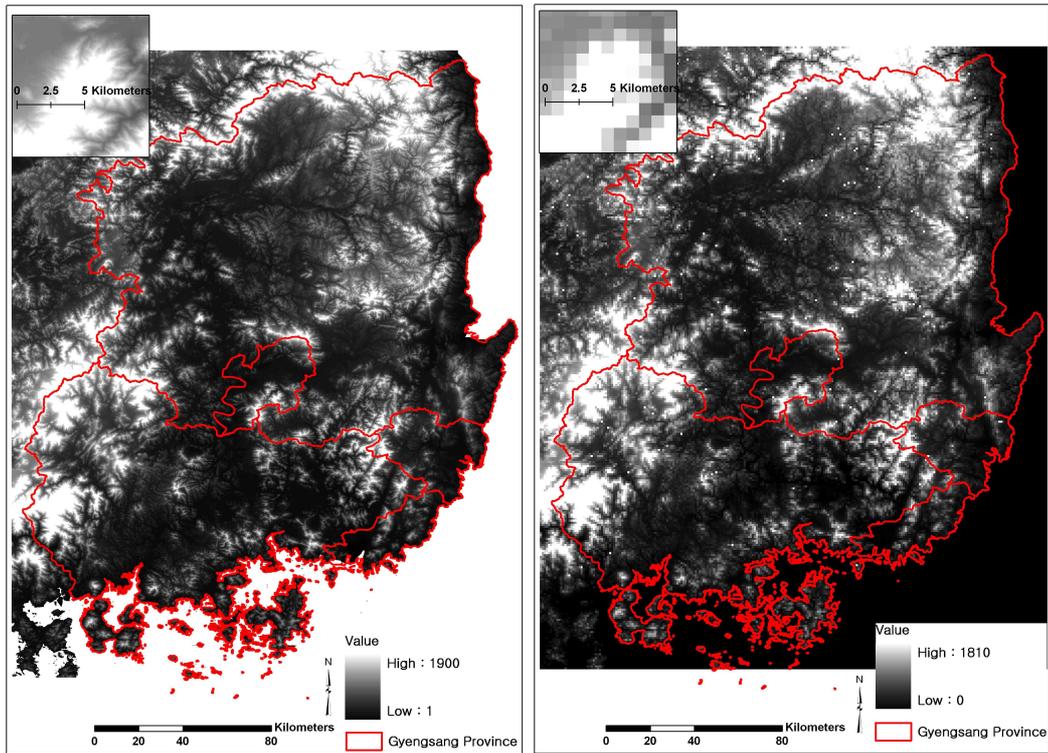


Figure 3.5.2.1 서로 다른 두 해상도의 지형도 (ASTER GDEM 1 arc-sec 와 DTED Level 0)

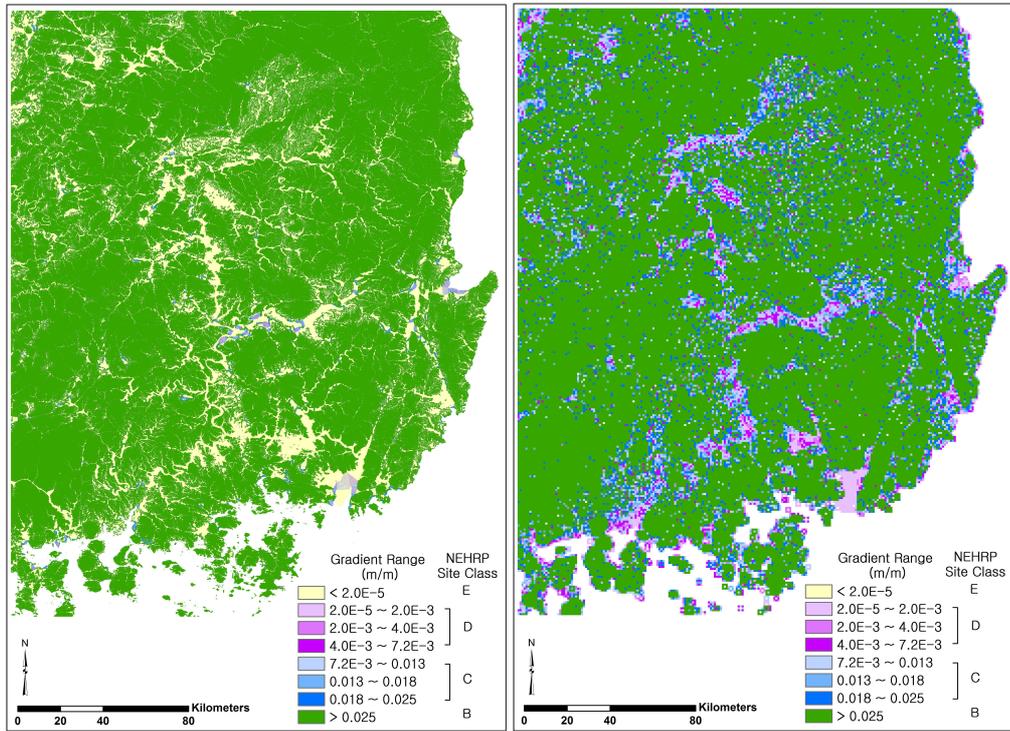


Figure 3.5.2.2 경사도 기준의 지반분류도(ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)

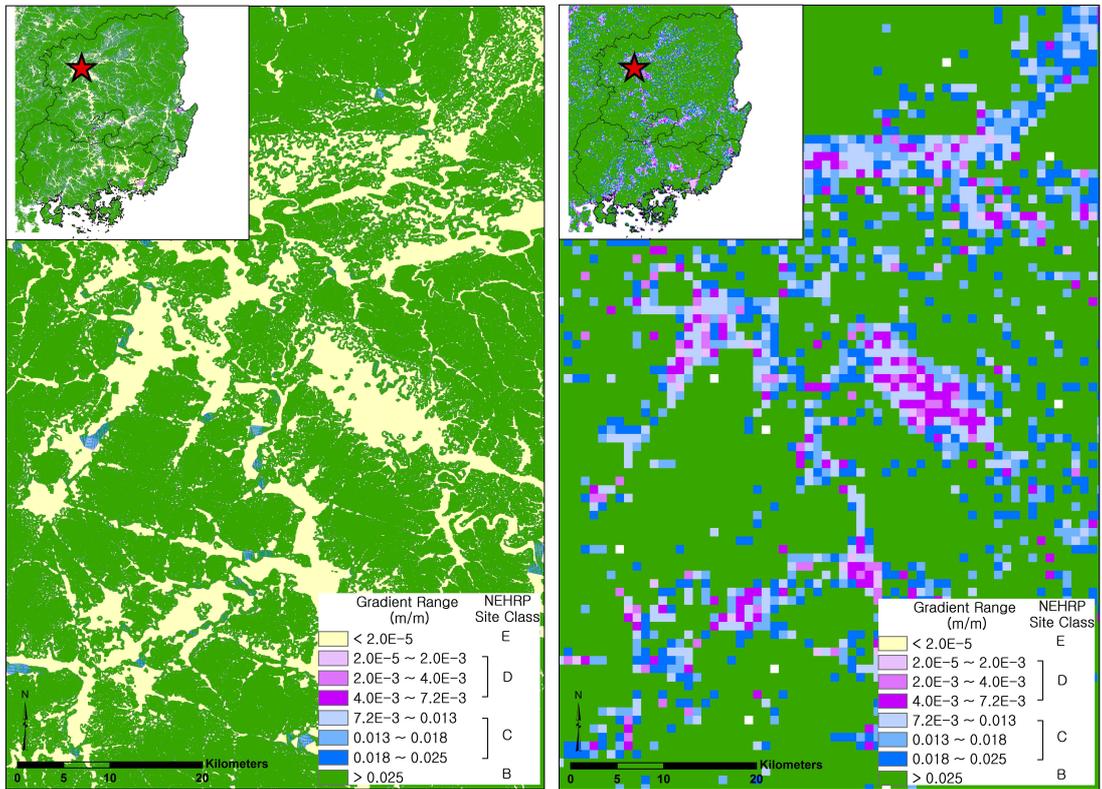


Figure 3.5.2.3 경사도 기준의 지반분류도 일부지역의 확대 (ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)

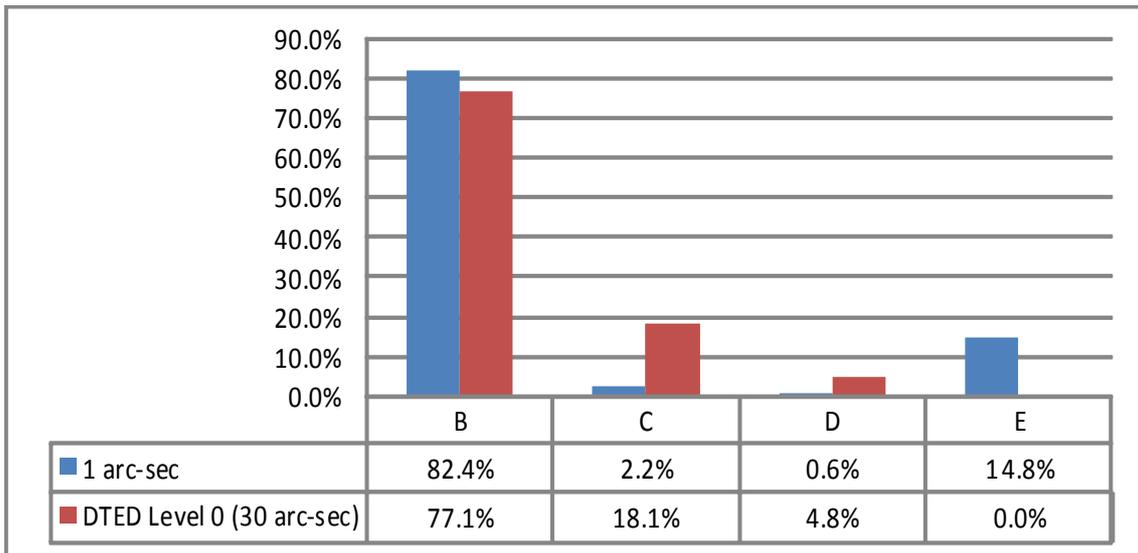


Figure 3.5.2.4 고해상도와 저해상도에서 경사도 기준의 지반분류 면적비율

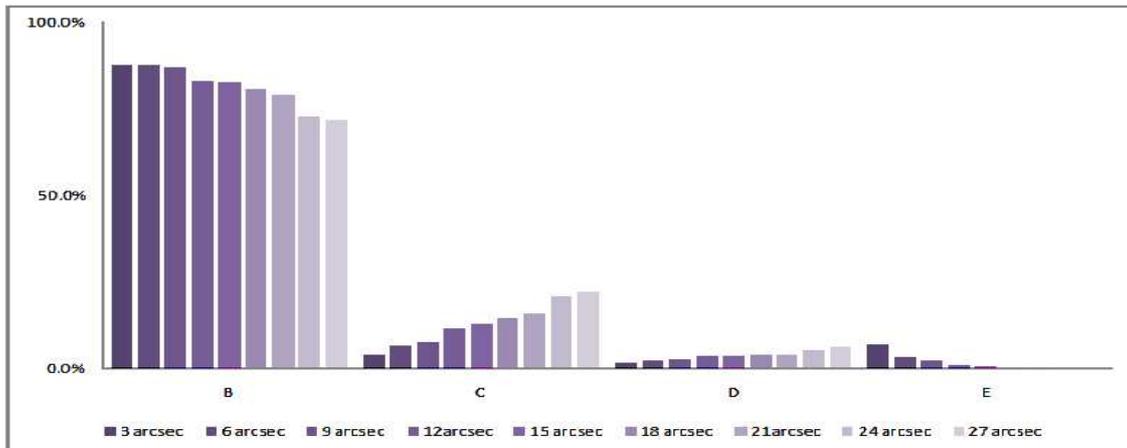


Figure 3.5.2.5 해상도별 지반분류 면적비율의 비교

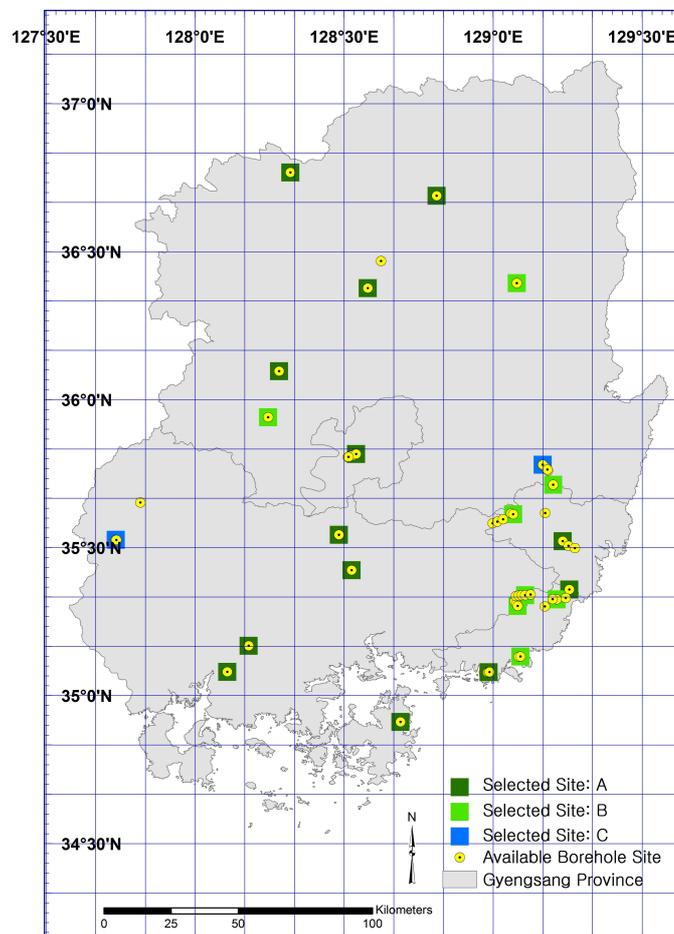


Figure 3.5.2.6 지반분류 비교를 위한 시추자료의 추출

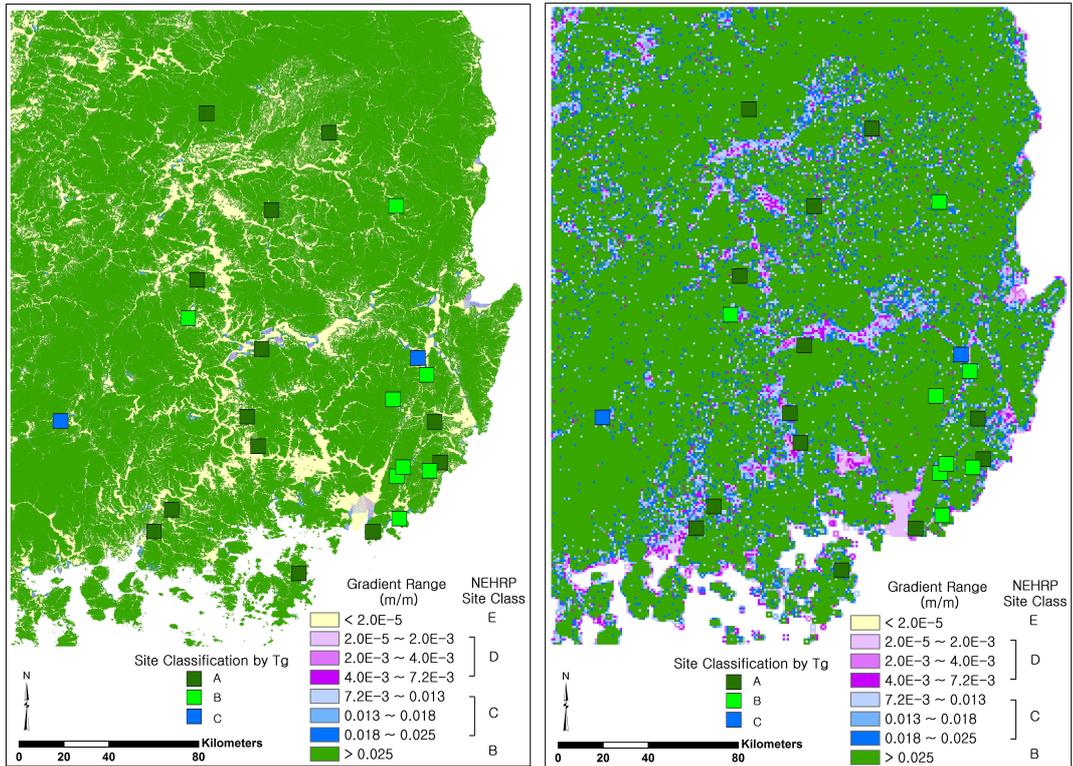


Figure 3.5.2.7 경사도 기준의 지반분류와 시추지역 지반분류의 비교(ASTER GDEM 1 arc-sec와 DTED Level 0)

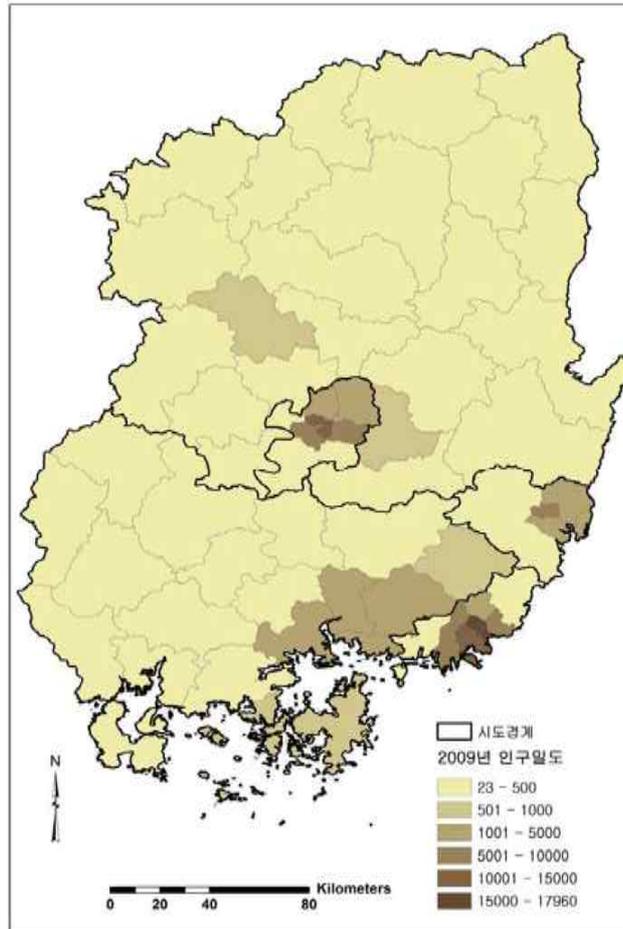


Figure 3.5.2.8 2009년도 인구밀도 (KOSIS, 2010)

### 3.5.3 지반특성을 고려한 경주지역 지진손실예측 모의

#### 3.5.3.1 서론

최근 2010년 1월 규모 7.0의 아이티지진과 2011년 2월 규모 6.3의 뉴질랜드 지진, 특히 2011년 3월 규모 9.0의 일본지진은 지구상에서 발생 가능한 가장 큰 수준의 자연재해라 할 수 있다. 현재로서는 자연재해를 예측하기 어렵기 때문에 예방, 대비, 대응, 복구를 위한 신속하면서 체계적인 대책마련으로 피해를 최소화시키는 것이 최선의 방법이다. 이를 위해서는 사전에 위해성 연구 및 정보교류의 활성화와 체계적인 재해평가시스템을 구축하여 재해 경감을 위한 목표 설정 후 재해특성에 맞도록 효율적인 정책을 수립해야 재해발생 시 조속한 주민의 안전 확보와 초기복구로 피해를 최소화할 수 있다.

재해평가시스템으로 우리나라는 소방방재청에서 지진재해 대응시스템을 구축하여 시범운영 중에 있으며, 미국에서는 자연재해 예측평가시스템인 HAZUS(HAZARD U.S.)가 대표적이다(소방방재청, 2006; 소방방재청, 2008; FEMA, 2009). 재해평가시스템의 시뮬레이션을 통한 자연재해의 피해범위 및 피해규모 예측결과는 재해발생 시 신속하면서 가장 효율적인 응급대피와 구조 및 복구 계획 등의 대책마련을 위한 의사소통 및 결정의 한 수단이 될 수 있다(김계현, 2010). 이때 지표면상에서 발생 가능한 현상과 대응책을 지도로 시각화한 후 분석하고 정보화하면 의사 결정하는데 보다 용이하다(이희연, 2003; Clarke, 2011). HAZUS는 재해예측 결과를 사회, 물리, 경제적 피해로 구분하여 수치적인 보고서뿐만 아니라, 지리정보시스템(GIS)을 이용하여 피해유형별로 지도화할 수 있다(FEMA, 2009). 연구대상 지역의 재해예측 결과는 그 지역이 재해에 얼마나 취약한지를 나타내는 재해위험성을 표현한 것으로서, 이는 지진과 같은 재해요소와 인구, 건물, 기간시설물, 산업(경제) 등의 자산, 그리고 건물의 취약성 등이 복합적으로 합산되어 나타내어지며, 각각의 요소는 시스템의 입력 자료로 사용된다. HAZUS는 재해로 인한 위기상황 대응 매뉴얼구축 등의 재난 대비 및 저감에 도움을 주기위한 목적으로 개발되어 지진뿐만 아니라 홍수와 강풍에 의한 자연재해에 대한 예측평가가 가능하고, 사용접근도 비교적 용이하여 우리나라에서도 예측평가가 가능하다(강익범 등, 2002; 강수영 등, 2007a; 강수영 등, 2008).

지진재해예측 결과에서 재해크기가 달라지는 주요한 원인 중에는 그 지역을 이루는 지형특성과 지반특성 등이 있다(Hyndman 등, 2006). 이는 지반진동의 증폭에 영향을 주기 때문으로서, 단단한 지반으로 이루어진 지역은 지진동에 따른 피해가 적지만, 연약한 지반으로 이루어진 지역은 지반침하, 액상화 현상, 사태 등 재해에 큰 취약성을 보인다(정남수, 2008). 이번 연구의 대상지역인 경주 부근에는 단단한 지반뿐만 아니라 연약한 지반도 존재하여 지반의 다양성이 있다. 본 연구에서는 경주를 포함한 인근지역의 지반특성을 고려하여, 경주지역에서 규모

6.7의 지진이 발생함을 가정한 후 Sadigh 등(1997)의 감쇠식을 HAZUS에 적용하여 예측된 지진재해규모를 지역별 그리고 유형별로 살펴보았다. 또한 연구지역의 지반특성분류도를 적용하지 않은 경우를 고려한 재해예측결과와도 상호 비교하여 재해예측 시 지반특성분류도의 중요성을 알아보았다.

### 3.5.3.2 연구 방법

HAZUS의 지진재해를 예측하는 방법은 크게 세 가지로서, 그 중 결정론적 방법을 이용하여 연구를 진행하였다. HAZUS 이용을 위한 기초적인 과정을 간략하게 소개하면, 연구지역의 인구나 건물관련 자료로 기본 시스템을 구축하고, 지반특성분류도를 하나의 입력자료로 선택하여 시스템을 구축한다. 이 외에 지진관련 자료로 지진의 위치, 규모, 강진동 감쇠식을 결정하여 입력한다. HAZUS에 이들의 자료를 입력하여 실행하면 지역별 지진동 지도와 함께 피해 유형별로 재해를 산출하게 된다. 이들의 과정을 그림으로 간략화하면 다음과 같다 (Figure 3.5.3.1)

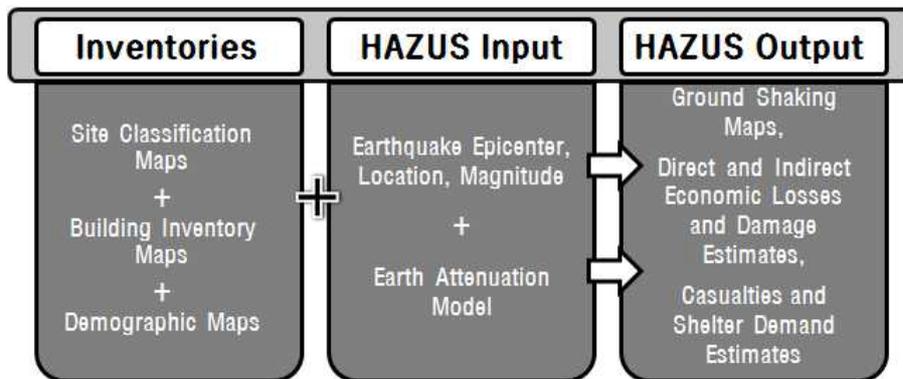


Figure 3.5.3.1 연구방법

지진이 발생하면 1차적으로 건물이 붕괴하거나 주요 시설물 등의 파괴로 혼란을 야기할 수 있으며, 2차적으로 건물피해로 인한 화재, 유해물질, 인명피해 등도 발생할 수 있다. 또한 피해주민을 임시 수용할 수 있는 대피시설과 사상자 치료가 필요하겠고, 장기적으로는 재이주 비용 등이 발생할 수 있다. 따라서 HAZUS의 지진피해규모 예측은 연구지역의 지진 위험성과 시설물 취약성 분석을 토대로 직접적인 물리적 재해, 2차적인 물리적 재해, 그리고 사회/경제적 손실로 나뉘어 산정된다. 직접적인 물리적 재해에는 일반 건물, 주요시설물, 라이프라인의 손상 및 파괴 등을 들 수 있으며, 2차적인 물리적 재해로는 화재 및 유해물질과 잔해 발생 등이 포함된다. 사회/경제적 손실로서는 사상자, 대피시설, 재이주 비용, 상업자산의 손실 등이 있다.

### 3.5.3.3 자료 구성

본 연구의 가상지진은 서기 779년 경주에서 발생하여 인명피해를 유발하였던 지진의 위치(경주)와 규모(6.7)를 적용하였으며, 이 지역은 최근까지도 빈번히 지진이 발생하는 곳이기도 하다(이기화 등, 1991; 이기화, 1998; 이기화 등, 2000; 기상청, 2002; 기상청, 2003; 기상청, 2004; 기상청, 2005; 기상청, 2006; 노명현, 2003; Chiu 등, 2004). 이 가상지진의 깊이는 10 km에서 발생하였으며, 주향이동 단층(Strike Slip Fault)에 의한 지진으로 가정하였다. 연구지역으로는 경주의 가상지진으로 가장 큰 피해를 입을 것으로 예상되는 경상북도 경주시와 포항시 남구, 울산광역시로 한정하였고, 2005년 통계청 자료로 시스템을 구성하였다(통계청, 2007). 또한 강수영 등(2007b)의 연구에서 우리나라에 가장 적합하다고 제시한 강진동 감쇠식인 Sadigh 등(1997)의 식을 적용하였다. 마지막으로 연구지역의 지반특성분류도는 지질도와 지형도를 이용하여 작성된 것을 활용하였다(강수영 등, 2009).

경상북도 경주시, 포항시 남구, 울산광역시(중구, 남구, 동구, 북구, 울주군)로 구성된 연구지역의 2005년도 전체 인구는 총 1,564,765 명이다(Figure 3.5.3.2). 이 지역에 산업 및 상업용 건물을 제외한 주거 목적의 건물은 일반주택, 아파트, 그리고 영업용 건물 내 주택으로 분류하여 총 436,282 동이 있다(Figure 3.5.3.2). 이들의 건축물 재료는 자료수집이 가능한 1990년도의 통계자료로 유추하였으며, 약 78%의 철근콘크리트, 10%의 벽돌, 12%의 목재 건물로 시스템을 구축하였다(통계청, 2007). 이밖에 재해발생으로 인한 응급상황의 긴급대처 시설인 병원, 의원, 보건소 등은 연구지역에 총 396 곳이 있으며, 또한 경찰서와 소방서는 각각 76 곳과 32 곳이 있다. 이재민 발생 시 임시 피난처로 사용될 수 있는 학교는 초등학교부터 고등학교까지 모두 352 곳이 있다.

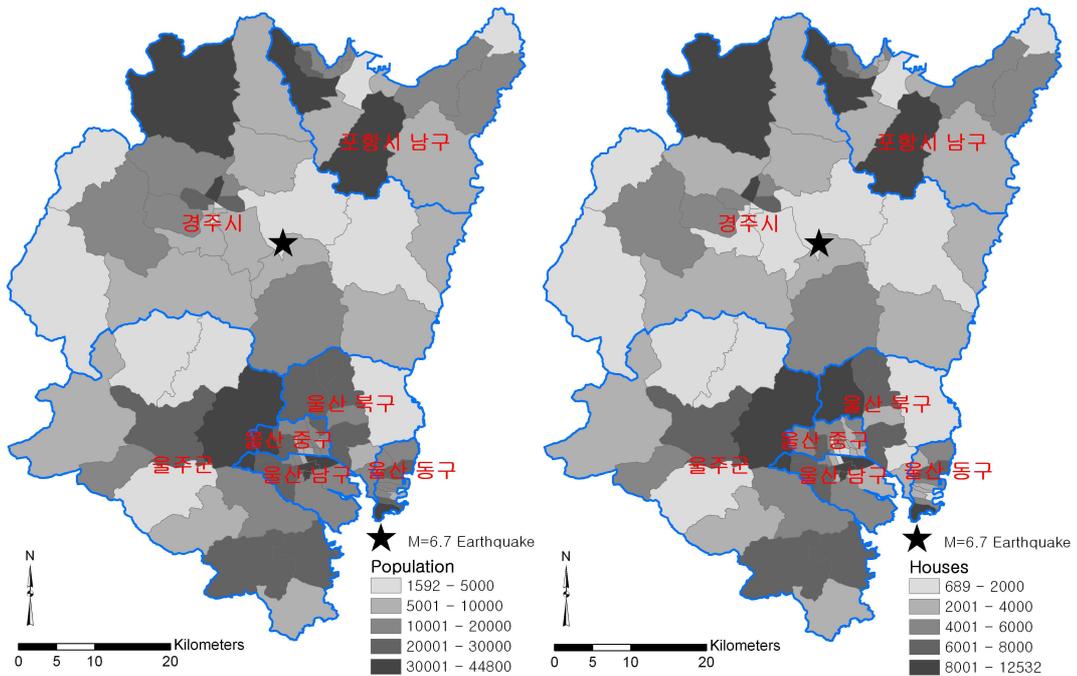


Figure 3.5.3.2 2005년도 연구지역의 인구와 주택의 수

이번 연구를 위해 지질도와 지형도를 이용하여 제작된 지반특성분류도는 미국의 국가지진재해저감 프로그램(National Earthquake Hazard Reduction Program, NEHRP)의 분류기준에 따라 지반분류 A(경암)~E(연약한 토사)로 분류 시도하였고, 연구지역은 지반분류 B(보통암)~D(단단한 토사) 지반을 포함하고 있다. 연구지역의 약 62%는 보통암(지반분류 B) 지반의 지역으로서 연구지역 전체에 고르게 분포되어 있다. 연암(지반분류 C) 지반은 연구지역의 동부에 주로 분포하여 약 17%를 이룬다. 나머지 약 22%는 단단한 토사(지반분류 D) 지반의 지역으로서 연구지역 남북으로 퍼져 분포하고 있다(강수영 등, 2009)(Figure 3.5.3.3).

지역적으로 살펴보면, 연구지역의 중앙에 위치한 경주시는 단단한 토사 지반이 남북으로 뻗어있고, 연암 지반이 동부에 위치하고 있지만 대부분이 보통암 지반의 지역이다. 연구지역의 북부에 위치한 포항시 남구는 연암 지반이 포항시 남구의 약 1/2를 차지하고, 단단한 토사 지반 또한 상당부분 포함하고 있다. 연구지역 남부에 위치한 울산광역시(울산광역시 남구)를 제외한 대부분의 지역이 보통암 지반으로 형성되어 있다. 따라서 연구지역 전체에서 상대적으로 연약한 지반을 가장 많이 포함하고 있는 곳은 포항시 남구와 울산광역시 남구 지역이다. 반면에 가장 단단한 지반을 이루고 있는 지역은 울산광역시에서 남구를 제외한 대부분의 지역이다.

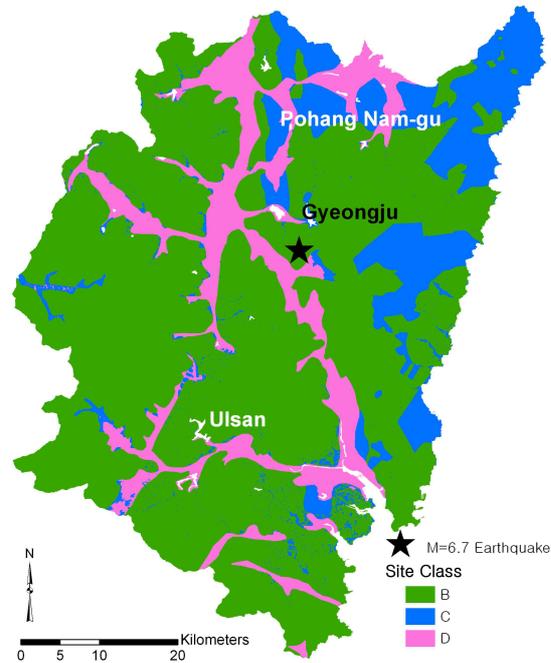


Figure 3.5.3.3 연구지역 지반특성분류도

#### 3.5.3.4 재해예측 결과

이번 연구에서는 2005년 경주지역에서 규모 6.7의 지진이 발생함을 가정하고 Sadigh 등(1997)의 강진동 감쇠식을 HAZUS의 결정론적 방법에 적용하여 포항시 남구, 경주시, 울산광역시의 지진피해를 예측하였다. 이때 연구지역의 지역별 지반특성을 고려한 경우와 그렇지 아니한 경우의 지진피해를 예측하여 그 결과를 모두 살펴보았다. 지반특성분류도를 고려하지 않은 연구지역은 진앙으로부터의 거리가 지역별 피해규모를 결정하였다. 그러나 지반특성분류도를 적용한 경우에는 진앙으로부터의 거리뿐만 아니라 각 지역의 지반특성에 따라 피해정도가 달랐다. 다음은 지진피해를 유형별로 살펴본 결과이다.

##### (1) 지반특성분류도 적용 시 지진재해예측 결과

###### (가) 주택의 피해

2005년 연구지역의 주택은 모두 436,282 동이다. 건물의 피해는 진앙으로부터의 거리뿐만 아니라 지반의 종류와 건물의 구조 및 재료에 따라 달라질 수 있다. 지반특성분류도를 고려하였을 때, 규모 6.7의 지진으로 인한 피해주택은 98,161 동(전체 주택의 23%)에서 중간규모 이상의 피해가 발생할 수 있다(Figure 3.5.3.4(a)). 이 피해는 6,169 동의 완파 가능성을 포함하고 있다(Figure 3.5.3.4(b)). 중간규모의 피해란 건물의 벽면에서 대각선으로 균열이 발생하는 정

도를 뜻한다. Figure 3.5.3.4(a)에서 포항시 남구와 경주시가 울산광역시보다 주택의 피해는 더 큰 것으로 나타났다.

지역별 전체 주택의 수는 각각 경주시 86,479 동, 포항시 남구 73,225 동, 울산광역시 276,578 동이다. 이 중 주택의 가장 큰 피해를 입는 곳은 경주시이며, 중간규모 이상의 피해가 경주시 전체 주택의 35%로 예측된다. 비슷한 피해가 나타나는 곳은 포항시 남구로서 포항시 남구 전체 주택의 34%가 중간규모 이상의 피해가 예상된다. 이보다 적은 주택의 피해가 발생하는 곳은 울산광역시로서 16%의 주택에서 같은 피해가 발생할 수 있다. 주택의 완파 가능성도 경주시에서만 3,014 동이며, 포항시 남구에서도 1,733 동이 이 지진으로 완파될 수 있다 (Figure 3.5.3.4(b)).

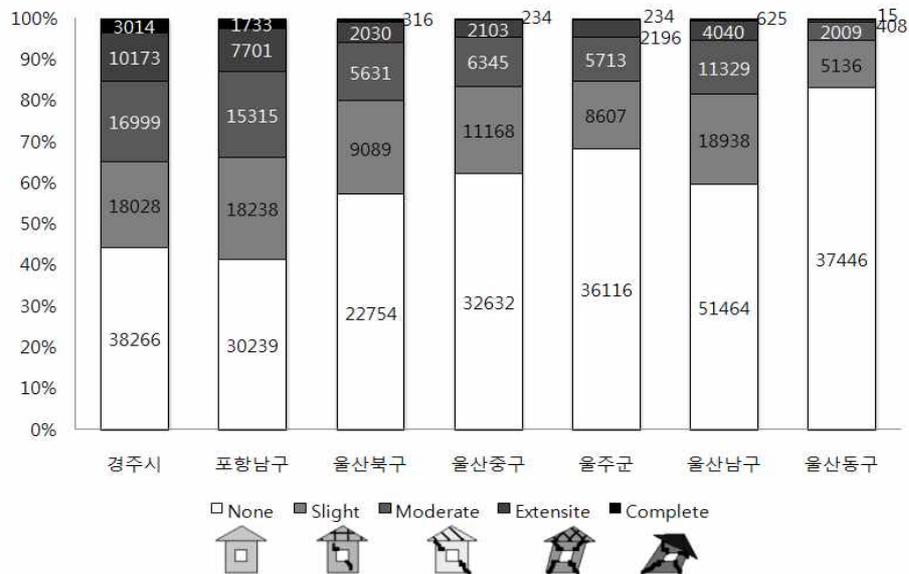
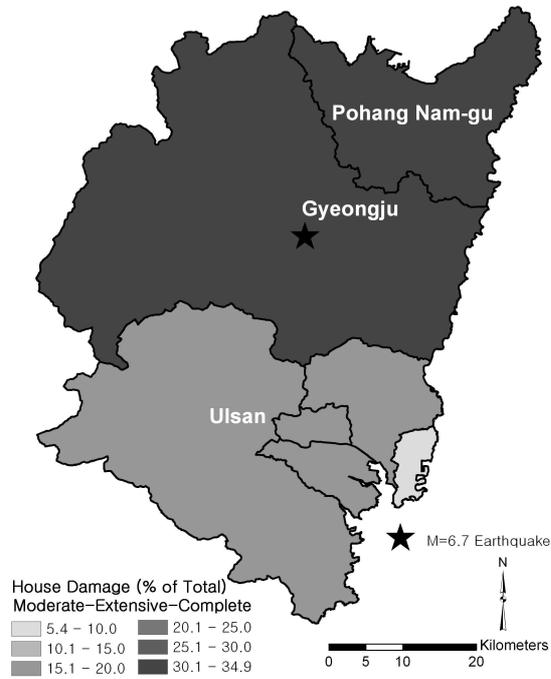


Figure 3.5.3.4 연구지역의 중간규모 주택 피해지도와 지역별 주택 피해

(나) 주요 기관의 피해

지진이 발생하면 피해지역의 응급상황에 대처하는 주요한 기관으로 병원, 학교, 경찰서, 그리고 소방서를 들 수 있다. 지진으로 인한 이 기관들의 피해상태에 따라 응급상황에 대처할 수 있는 수준도 결정된다. 일반 주택의 피해와 마찬가지로 이 기관들의 위치가 지진발생 지역에서 가깝고 연약지반 위에 위치할수록 피해는 커진다. 지진의 발생으로 기관의 기능 손실이 50% 이상이 되면 응급

상황에 대응할 수 있는 능력이 떨어져 응급대처기관으로서의 역할을 할 수가 없게 되므로, 비교적 피해가 적은 이웃의 다른 기관을 이용해야 한다. 따라서 이들의 피해정도를 기관의 기능 손실 또는 운영가능 여부를 나타내는 지도로 나타내면 응급상황 시 대처방안 수립에 큰 도움이 될 수 있다. 다음은 연구지역에서 지진발생 후 응급대처기관으로서 제 구실을 할 수 있는지 여부를 나타내는 지진발생 후 기관의 기능(운영가능) 정도를 지도로 표현하였으며(Figure 3.5.3.5와 Figure 3.5.3.6), 지역별로 평균 어느 정도의 기능손실이 있는지를 설명하였다.

### ① 의료기관

재해가 발생하면 긴급한 상황 속에서 가장 신속히 대처해야 하는 기관 중 하나는 의료기관이다. 의료기관은 종합병원부터 작은 동네에 위치한 보건소까지 응급처치를 할 수 있는 곳을 모두 포함한다. 연구지역 내에 이러한 의료기관은 2005년에 모두 396 곳이 있고, 시설의 피해수준과 기능상실 정도로 나누어 응급상황 시 대응력을 평가할 수 있다. 지진발생 당일 50% 이상 제 기능을 유지할 수 있는 의료기관의 수는 211 곳(전체 의료기관의 53%)이다. 의료기관의 위치별로 각 기능손실과 회복의 정도는 다르겠지만, 연구지역 전체 396 곳 의료기관의 평균적인 기능손실 측면에서 살펴보면, 지진발생 7일 후가 되면 이들의 의료기관들은 여전히 평균 30%의 기능은 손실되어 있을 것으로 예상되며, 지진발생 30일이 지나면 전체 의료기관에서 평균 93%까지 의료기관으로서의 기능은 회복되어 정상적인 운영이 가능하다.

지역별로 경주시에는 76 곳, 포항시 남구에는 64 곳, 울산광역시에는 총 256 곳의 의료기관이 있다. 지진의 발생으로 의료기관의 피해수준 정도는 지역별로 다르다 (Figure 3.5.3.5). 진앙지 부근은 지진에 의한 의료기관의 큰 피해로 의료기관 기능면에서 제 구실을 못하는 기관들이 많이 발생하고, 진앙거리가 멀어질수록 그 수는 점차 적어진다. 또한 시간이 지날수록 이들의 기능은 점차 회복되어진다. 지역별로 의료기관 전체 기능손실 정도에서 살펴보면, 가장 큰 피해를 입는 곳은 포항시 남구로서 지진발생 첫날에 전체 의료기관 64 곳은 평균 37%의 기능만이 유지된다. 이는 일주일 후에 61%, 그리고 30일이 지나면 90%의 기능이 회복된다. 경주시의 경우, 지진발생 당일에 전체 의료기관 76 곳은 평균 41%의 기능이 일주일 후에는 63%까지 회복된다. 울산광역시 중구는 경주시와 비슷한 양상을 보인다.

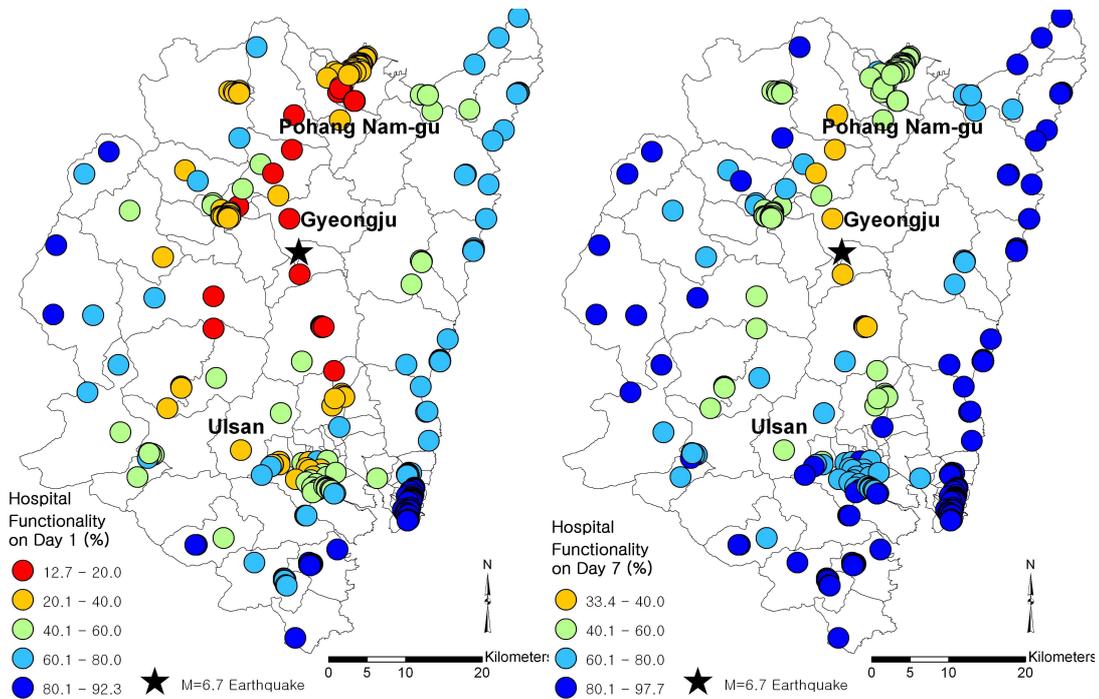


Figure 3.5.3.5 지진발생 첫날과 7일 후 병원의 기능

② 학교, 경찰서와 소방서

어느 지역에서나 학교는 주택과 근접한 거리에 위치하고 넓은 공간을 보유하고 있어 많은 인원의 수용이 가능하므로 지진발생 후 긴급 대피소로 이용할 수 있다. 학교의 지진피해는 의료기관의 지진피해와 마찬가지로 대피소로서의 기능손실측면에서 지역별로 다르게 나타난다. 연구지역 내의 학교는 초등학교부터 고등학교까지 모두 352 곳이 있다. 이 중 지진발생 첫날에 50 곳의 학교가 대피소로서의 기능을 50% 이상 상실하여 사용이 불가능하며, 결과적으로 302 곳의 학교가 대피소로서의 역할을 할 수 있다.

지역적으로 살펴보면, 경주시에는 모두 116 곳의 학교가 있고, 포항시 남구에는 62 곳, 울산광역시에는 174 곳의 학교가 있다. 지진의 발생으로 가장 큰 피해를 입는 곳은 경주시로서 지진발생 첫날에 경주시 전체 116 곳의 학교는 평균 34%의 기능이 손실된다. 그러나 포항시 남구 62 곳과 울산광역시 북구 21 곳의 학교는 지진발생 당일에 각각 평균 32%와 28%의 기능이 손실될 것으로 예측된다(Figure 3.5.3.6(a)).

지진으로 야기된 공황상태의 혼란을 수습하는데 큰 역할을 하는 경찰서는 연구지역에 모두 76 곳이 있다. 이들 중 62 곳만이 50% 이상의 제 기능을 갖추고 혼란을 수습하는데 도움을 줄 수 있다. 이들의 경찰서는 포항시 남구에 총 18 곳, 경주시는 총 17 곳, 울산광역시는 총 41 곳에 위치하고 있다. 지진발생 첫날 지역별 경찰서의 기능손실 측면에서 살펴보면, 가장 큰 피해를 입는 지역은 포항시 남구로서 총 18 곳의 경찰서는 평균 40%의 기능이 손실되겠다. 경주시 전체

의 경찰서가 평균 38%, 울산광역시 전체의 경찰서는 지역별로 평균 6% ~ 25% 까지 기능손실이 있겠다(Figure 3.5.3.(b)).

지진이 발생하면 1차적인 물리적 피해 외에 화재와 같은 2차적인 재해도 발생한다. 이러한 2차적인 재해에 신속히 대응해야 하는 소방서는 연구지역 내에 모두 32 곳이 운영 중에 있으며, 지진발생 첫날 23 곳이 50% 이상의 기능을 유지하여 정상적인 운영이 가능하다. 지역별로 32 곳의 소방서는 경주시에는 12 곳, 포항시 남구에는 5 곳, 울산광역시에는 15 곳이 위치해 있다. 지진발생 첫날 가장 큰 피해를 입는 곳은 경주시로서 총 12 곳의 소방서가 평균 43%의 기능손실을 보이고, 울산광역시 중구에 위치한 1 곳의 소방서는 35%의 기능이 손실되겠다. 반면에 울산광역시 다른 지역의 소방서들은 평균 70% 이상의 기능을 유지할 수 있다(Figure 3.5.3.6(c)).

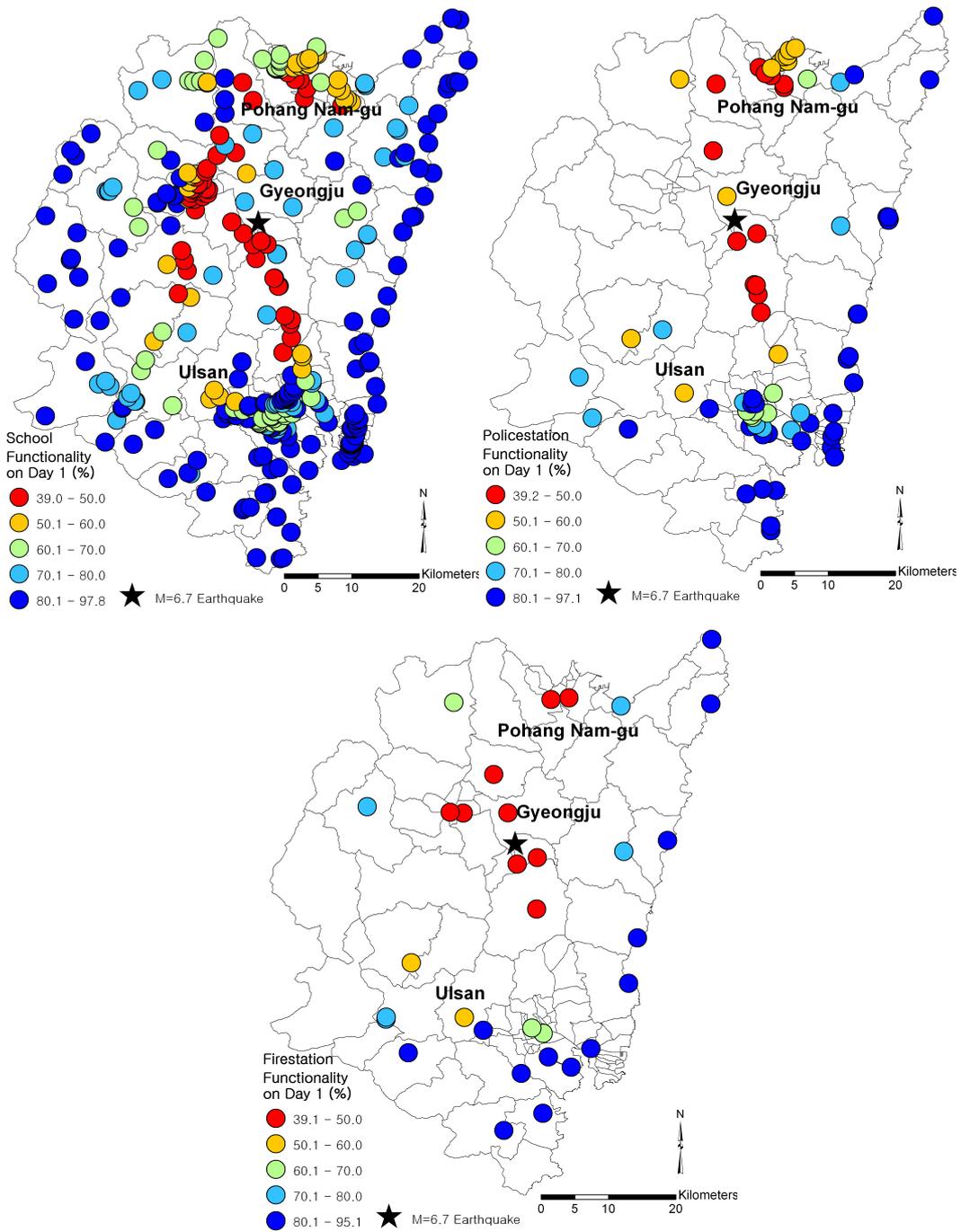


Figure 3.5.3.6 지진발생 첫날 주요 기관의 기능 (학교, 경찰서, 소방서)

(다) 화재, 이재민, 사상자

지진의 발생은 지반운동으로 인한 건물붕괴와 같은 1차적인 재해가 발생하지만, 이로 인한 화재와 같은 2차적인 재해를 동반하여 피해규모를 한층 높이기도 한다. 연구지역에서 약 1,000 건의 발화로 총 인구 1,564,762 명 중 전체 인구의 5.1%인 79,132 명이 화재에 노출될 수 있다. 화재발생 가능성이 가장 높은 지역은 경주시로서 470 건의 발화 가능성이 있고, 포항시 남구 또한 140 건의 발화

가능성이 있다. 울산광역시 남구는 발화 가능성이 다른 지역에 비해 상대적으로 적지만 울산광역시 남구의 전체 인구의 약 5.7%가 화재에 노출될 수 있다.

연구지역에서는 1차 혹은 2차적인 지진재해를 통해 19,765 명(전체 인구의 1.3%)의 이재민이 발생하여 이들을 위한 임시 대피소가 필요하다. 지역별로는 포항시 남구에서 가장 많은 이재민이 발생하는데, 총 6,196 명(포항시 남구 인구의 2.5%)을 위한 임시 대피소가 마련되어야 한다. 경주시에서는 5,322 명(경주시 인구의 2.0%)이, 울산광역시 남구에서도 4,024 명(울산광역시 남구 인구의 1.2%)의 이재민이 발생하여 이들을 위한 임시 대피소가 필요하다(Figure 3.5.3.7).

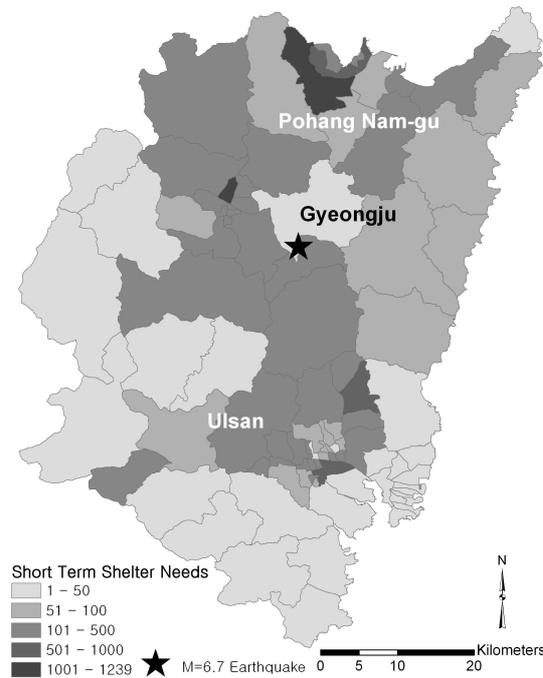


Figure 3.5.3.7 이재민 발생 수

주민들의 이동이 가장 많은 출퇴근 시간이나, 외부에서 주로 활동하는 낮 시간, 집에서 휴식을 취하는 새벽 시간 등 지진의 발생 시간대 별로 사상자의 수는 크게 다르게 나타난다. 결과에 의하면 주민들이 집에서 휴식을 취하는 시간인 새벽 2시 정도에 발생하는 지진에 가장 큰 피해가 나타난다. HAZUS에서는 사상자 수를 산정할 때는 사상의 정도에 따라 네 가지로 구분하는데, 병원치료가 필요하지 않은 가벼운 경상(Severity 1), 병원치료가 필요한 부상(Severity 2), 생명이 위험한 중상(Severity 3), 그리고 사망자(Severity 4)로 나누어 산정된다(FEMA, 2006). 새벽 2시에 규모 6.7의 지진이 경주에서 발생한다면, 연구지역에서 경상은 3,566 명, 부상 893 명, 중상 145 명, 그리고 사망자도 288 명이나 발생할 수 있다. 288 명의 사망자 중 경주시에서 128 명이 발생하고, 포항시 남구에서도 85 명이 이에 포함되어 있다(Figure 3.5.3.8).

야외활동이 있는 오후 2시경에 지진이 발생한다면, 연구지역에서 경상은 685 명, 부상은 169 명, 중상은 28 명, 사망자는 53 명이다. 사망자 53 명 중 23 명이 경주에서 발생하고, 포항시 남구에서도 16 명의 사망자가 발생하겠다. 지진이 주민들의 이동이 많은 출퇴근 시간에 발생하면, 낮 시간 동안 발생하는 지진보다 사상자는 더 많겠다. 경상 1,367 명, 부상 338 명, 중상 55 명, 그리고 사망자는 106 명이 발생하고, 사망자 중 78 명은 경주시와 포항시 남구에서 발생한다.

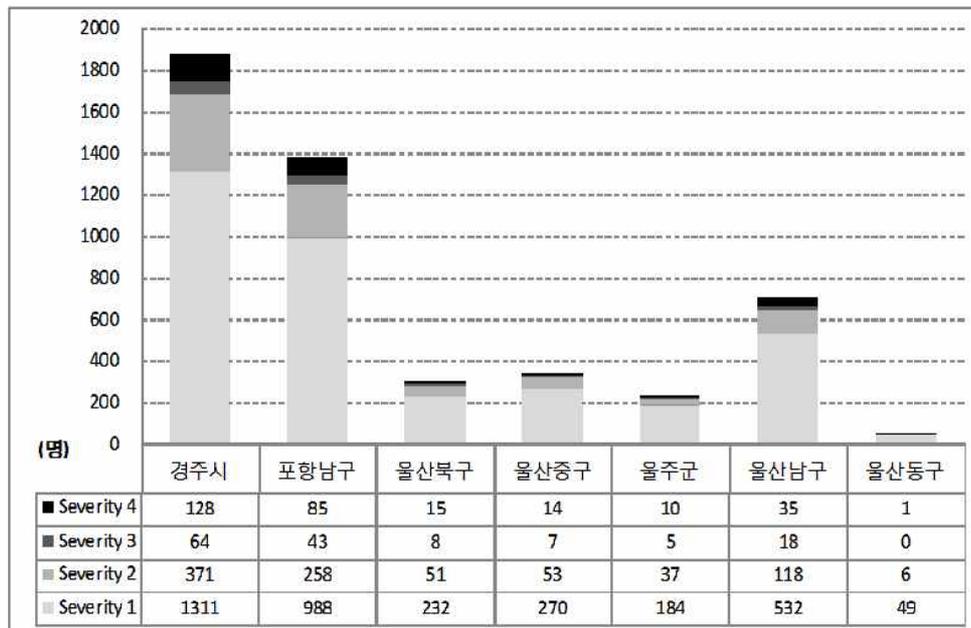


Figure 3.5.3.8 새벽 2시 발생지진에 의한 지역 및 등급별 인명피해

(2) 지반특성분류도 부재 시 지진재해예측 결과 비교

(가) 주택의 피해

지반특성분류도를 적용한 경우, 주택에서 중간규모 이상의 피해는 상대적으로 연약한 지반을 이루고 있는 포항시 남구와 진양으로부터 가까운 경주시가 비슷하다. 그러나 지반특성분류도를 배제한 경우에는 진양거리가 가까운 경주시의 피해가 훨씬 크다. 또한 지반이 약한 울산광역시 남구의 경우도 연약한 지반을 상당부분 포함하고 있으므로 진양거리가 가까운 울주군보다 피해가 크지만, 지반의 특성을 고려하지 않으면 진양거리가 가까운 울주군에서 더 큰 피해가 발생한다. 전체적인 주택의 피해를 살펴보면, 지반특성분류도를 적용하여 발생하는 피해는 보통암(지반분류 B)과 연암(지반분류 C) 지반을 연구지역에 일괄적으로 적용한 경우의 중간정도의 피해를 보이고 있다(Figure 3.5.3.9).

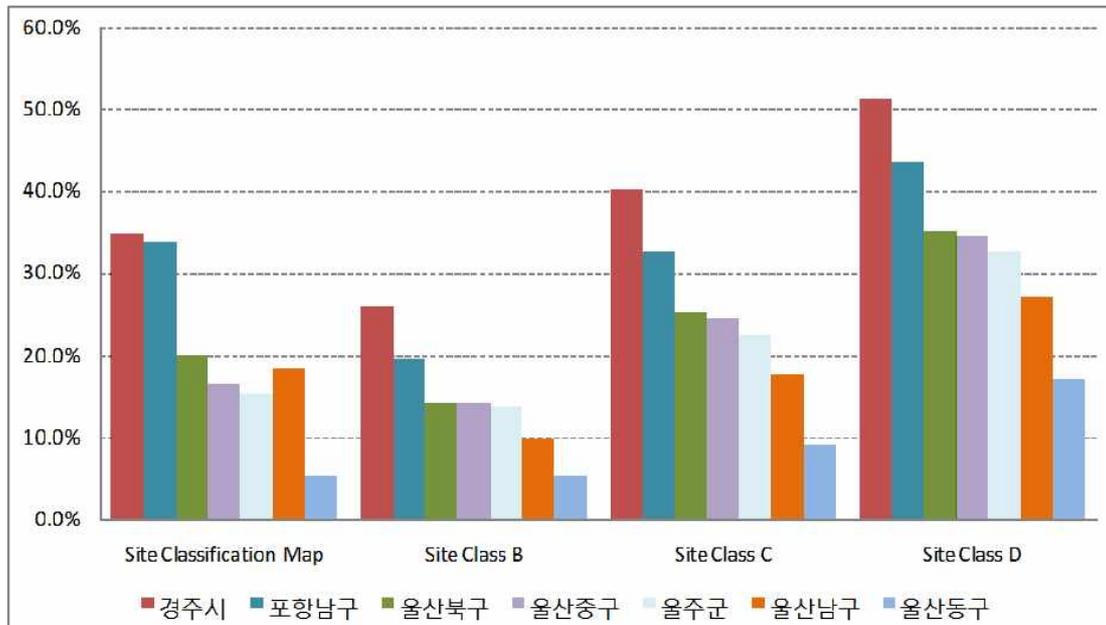


Figure 3.5.3.9 지반특성분류도 적용과 여러 지반종류에 따른 지역별 주택피해 (중간규모 이상) 비교

(나) 주요 기관의 피해

① 의료기관

지반특성이 지진손실예측에 반영된 경우, 포항시 남구와 경주시 의료기관의 지진발생 첫날 기능을 비교하면 포항시 남구 지역에 위치한 의료기관의 피해가 경주시에 위치한 의료기관의 피해보다 크다. 그러나 지역별 지반의 특성을 고려하지 않으면, 경주시와 포항시 남구 지역의 의료기관의 피해는 거의 동일하다 (Figure 3.5.3.10). 지진발생 첫날 정상적인 운영이 가능한 기관은 총 396 곳 중 지반특성분류도 적용 시 211 곳, 보통암 지반(지반분류 B)을 가정할 경우 380 곳, 연암 지반(지반분류 C)일 경우 265 곳, 그리고 단단한 토사 지반(지반분류 D)일 경우에는 161 곳이다.

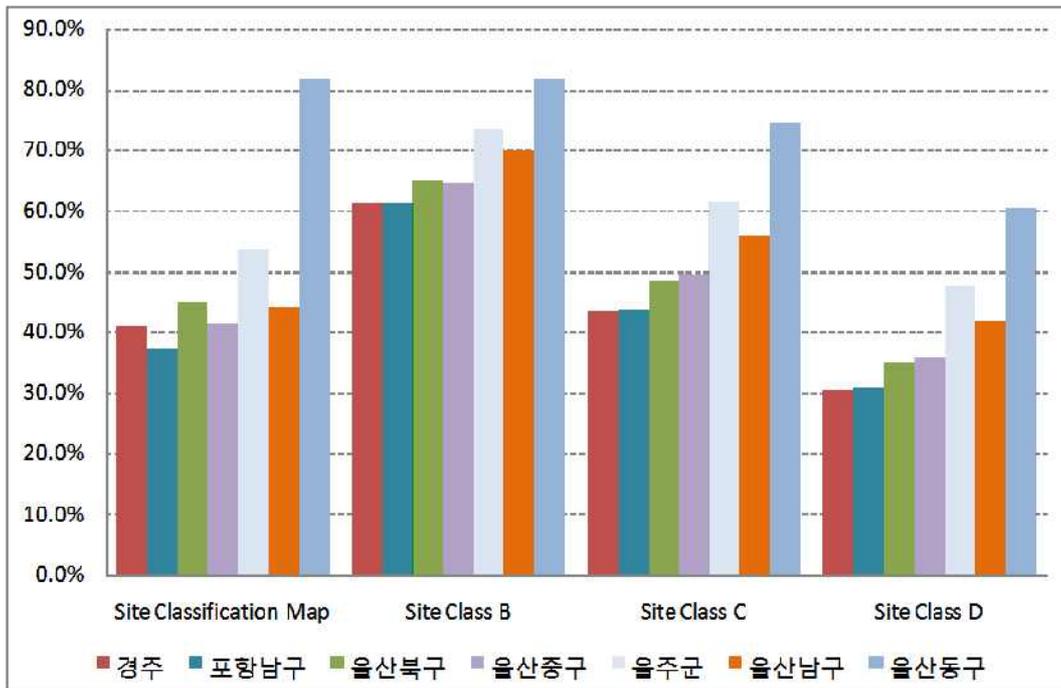


Figure 3.5.3.10 지반특성분류도 적용과 여러 지반종류에 따른 지진발생 첫날 의료기관의 기능 비교

② 학교, 경찰서와 소방서

지진발생 후 대피소로서 학교의 기능을 살펴보면 지반특성분류도를 적용한 경우, 울산광역시 중구 내 학교가 포항시 남구나 경주시보다 피해가 작지만, 지반의 특성을 한 가지로 일괄 적용한 경우에는 이 세 지역의 학교 피해는 거의 비슷한 수준이다. 또한 지진발생 첫날 50% 이상의 기능을 갖추고 정상적인 운영이 가능한 학교는 지반특성분류도를 적용한 경우와 단단한 토사 지반의 적용에서 352 개의 학교 중 각각 86%와 81%이고, 보통암 또는 연암의 지반일 경우에는 100% 모두 정상적인 운영이 가능하다.

경찰서의 경우 지진발생 첫날 기관의 기능측면에서 살펴보면, 지반특성분류도를 적용한 경우 경주시에 위치한 경찰서보다 포항시 남구에 위치한 경찰서의 피해가 더 크고, 지반의 특성을 한 가지로 일괄 적용한 경우에는 경주시 경찰서의 피해가 더 크다. 또한 지반특성분류도를 적용한 경우, 경주시와 포항시 남구의 경찰서 피해가 울산광역시에 위치한 경찰서의 피해보다 훨씬 크다. 연구지역의 총 76 개의 경찰서 중 지진발생 첫날 50% 이상의 기능을 갖춘 경찰서는 지반특성분류도를 적용한 경우와 단단한 토사 지반을 적용한 경우 각각 82%와 79%이지만, 보통암이나 연암 지반에서는 100%이다.

소방서는 지진발생 첫날, 지반특성분류도를 적용한 경우에 경주시에 가장 큰 피해가 발생하고, 포항시 남구의 소방서 또한 그 피해가 크다. 포항시 남구의 소방서 피해는 울산광역시 내 소방서의 피해보다 크다. 그러나 지반의 특성을 고

려하지 않으면, 경주시에서 가장 큰 피해가 있는 것은 동일하지만 포항시 남구와 울산광역시 중구의 피해는 거의 동일하다. 연구지역 내 소방서는 모두 32 곳이 존재하고, 이들 중 지진발생 첫날 50% 이상의 기능을 갖춘 기관은 지반특성분류도를 적용한 경우와 단단한 토사 지반을 가정한 두 경우 모두 72%로 동일하고, 보통암과 연암 지반을 가정한 경우는 모두 100%로 비상사태에 긴급 대처할 수 있다.

(다) 화재, 이재민, 사상자

지반특성분류도를 적용하면, 약 1,000 건의 화재가 발생할 수 있으며 경주시에서 가장 많은 화재가 발생할 수 있다. 이 화재로 연구지역 전체 인구의 5.1% 인구가 화재에 노출될 수 있다. 반면에 한 가지 지반을 일괄 적용할 경우에는 약 1,020 건까지 발생할 수 있다. 또한 지반이 약해질수록 경주시와 울주군의 화재 발생 건수는 증가하며, 다른 지역은 화재발생 건수의 증가보다 화재노출 인구수가 증가하는 경향이 있다.

이재민 발생의 수는 지반특성분류도를 적용하였을 때(19,765 명)보다 보통암 지반으로 일괄 적용하였을 경우가 1/2 이상 줄어드는데, 전체 인구의 0.5%(7,263 명)가 이재민으로 발생한다. 연암을 가정한 경우에는 21,716 명의 이재민이 발생하고, 단단한 토사 지반을 가정한 경우에는 43,703 명까지 이재민 수가 증가한다. 지역적으로는 지반특성분류도를 적용한 경우와 보통암 지반을 가정한 경우에 경주시와 포항시 남구에서 가장 큰 변화를 나타내는데, 지역별 전체 인구의 약 1.3~1.8% 차이로 이 지역에서만 약 3,400~4,500 여명의 이재민이 더 많이 발생한다. 이 차이는 연약한 지반을 적용할수록 더 증가한다.

사상자가 가장 많이 발생하는 새벽 2시의 지진발생을 가정하면, 지반특성분류도를 적용하였을 경우에 사망자가 288 명인 반면에 보통암 지반일 경우에는 사망자가 75 명이다(Figure 3.5.3.11). 경주시와 포항시 남구는 사망자 수 변화가 가장 뚜렷한 지역으로서 지반특성분류도 고려 시 경주시는 128 명의 사망자가 보통암 지반에서 35 명으로 줄어들고, 포항시 남구의 경우에는 지반특성분류도 고려 시 85 명의 사망자가 보통암 지반에서 16 명으로 줄어든다. 연약한 지반을 적용할수록 이 사망자의 발생 수는 더욱 큰 차이를 보이는데, 연암 지반일 경우에는 사망자가 296 명 발생하며, 단단한 토사 지반일 경우에는 685 명까지 증가한다(Figure 3.5.3.11). 지반특성분류도를 적용한 경우와 가장 적은 사망자의 수 차이를 보이는 것은 연암지반을 적용한 경우이며, 연구지역 전체 인구에서 7 명의 차이를 보인다.

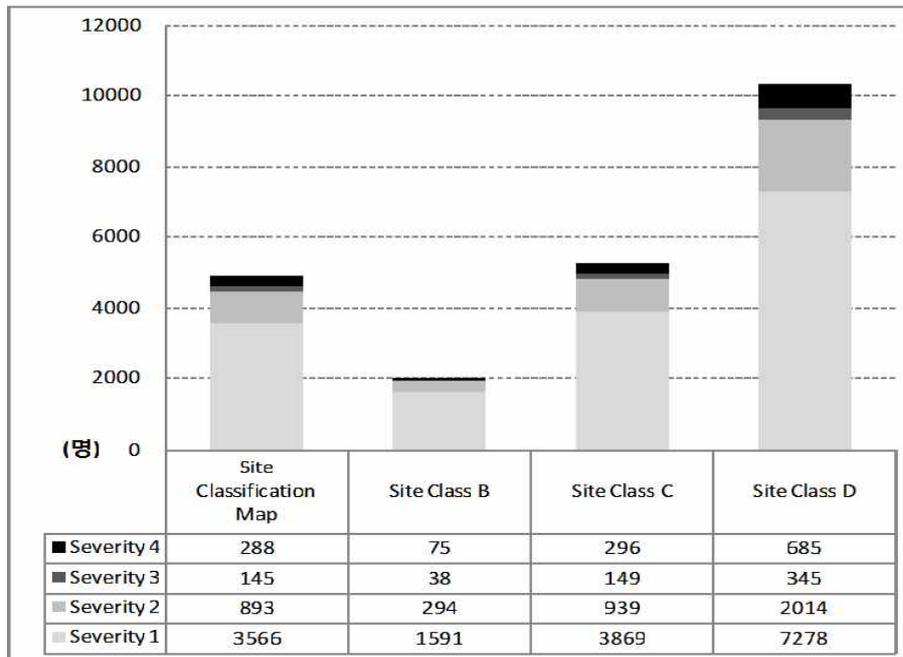


Figure 3.5.3.11 지반특성분류도 적용과 여러 지반종류에 따른 인명피해(새벽 2시 지진발생) 비교

### 3.5.3.5 결론

자연현상으로 발생하는 재해를 예측하는 주요한 이유 중 하나는 신뢰할 만한 재해정보를 유관기관과 국민들에게 제공하여 재해에 신속하게 대응할 수 있도록 돕는 것이다. 따라서 HAZUS와 같은 자연재해 예측평가시스템의 구축은 재해 최소화와 확산방지에 도움을 줄 수 있다. 또한 지반특성분류도를 시스템에 적용하여 재해를 예측하면, 지역별로 보다 정확한 재해규모를 산정할 수 있을 뿐만 아니라 재해특성에 맞게 대책을 강구할 수 있다. 본 연구에서는 HAZUS를 통하여 지역별 지반특성을 고려한 경우와 그렇지 않은 경우를 비교하여 지역별로 다르게 나타나는 재해특성과 지반특성분류도의 중요성을 살펴보았다.

경주지역에서 규모 6.7의 지진이 발생하면 경주시는 주택, 학교, 소방서의 피해가 다른 지역에 비해 상대적으로 크며, 포항시 남구의 경우에는 경찰서와 병원의 피해가 상대적으로 크다. 새벽 2시에 발생하는 지진으로는 경주에서 사망자가 128명 발생할 수 있고, 포항시 남구에서는 이재민이 약 6,200여명이 발생할 수 있다. 이 지진으로 진앙거리가 가장 가까운 경주에서 가장 큰 재해가 발생한다. 그러나 포항시 남구의 경우에는 진앙거리가 상대적으로 멀지만 경주시와 비슷한 규모의 재해가 발생하는 특징이 있다. 또한 울산광역시 남구는 진앙거리가 울산광역시 중구와 울주군보다 상대적으로 먼 거리에 위치하지만 주택의 피해는 이들보다 큰 경향이 있다. 이는 포항시 남구와 울산광역시 남구에 연약한 지반을 상당부분 포함하고 있어 이 같은 결과가 발생하였다. 반면에 포항시 남구

와 비슷한 거리에 위치한 울산광역시 동구의 경우에는 단단한 지반으로 이루어져 있어 피해가 가장 작다. 만약 포항시 남구의 지반특성을 고려하지 않으면, 지진발생 지역과 먼 거리에 위치한 울산광역시 동구와 마찬가지로 경주시보다 훨씬 작은 재해가 발생하므로 지반특성의 고려가 중요함을 알 수 있다. 또한 경주시의 재해도 일부 연약한 지반 때문에 피해가 더욱 커졌음도 알 수 있다.

결과적으로 지진재해의 규모는 지진발생 지역과의 거리뿐만 아니라 지반의 특성 고려여부에 따라 결정지어진다. 즉, 지반의 특성을 고려하지 않으면, 지진발생 지역으로 부터 먼 지역으로 갈수록 피해크기가 점차 작아지는 일정한 형태를 보인다. 그러나 지반의 특성을 고려하면 지진발생 지역으로부터의 거리뿐만 아니라 지반의 특성에 따라 재해크기는 지역별로 다르게 나타날 수 있다. 자연재해예측시스템으로 지반의 특성을 고려한 재해예측 결과는 지역적으로 재해특성이 다르므로 지역별로 그들만의 신속한 사전/사후관리가 가능하도록 대응책수립에 도움을 준다. 이는 인명보호와 안전을 위한 초기 응급대응, 피해 취약시설의 응급 조치 및 각종 파괴시설의 복구와 사회기능을 긴급히 회복시켜 원활한 기능을 유지토록 효율적인 정책수립을 포함한다.

### 3.5.3.6 참고문헌

- 강수영, 김광희, 김동춘, 유해수, 민동주, 석봉출 (2007a) 지진재해예측을 위한 HAZUS와 ShakeMap의 한반도에서의 적용가능성 연구. 한국지리정보학회지. 제10권, 제1호, pp. 47-59.
- 강수영, 김광희, 석봉출, 유해수 (2007b) 한반도 지진재해예측을 위한 HAZUS의 강진동 감쇠식 비교연구. 한국지진공학회 논문집. 제11권, 제6호, pp. 15-21.
- 강수영, 김광희, 석봉출, 유해수 (2008) 경주지역 발생 지진에 대한 지진손실예측 시뮬레이션. 한국방재학회 논문집. 제8권, 3호, pp. 95-103.
- 강수영, 김광희 (2009) GIS 기반의 지질·지형 자료를 활용한 경상도지역의 지반 분류 사례. 한국지리정보학회지. 제12권, 제4호, pp. 136-145.
- 강익범, 박정호 (2002) HAZUS를 이용한 충남지역의 지진피해 연구. 한국방재학회 논문집. 제2권, 제2호, pp. 73-83.
- 기상청 (2002) 2001 지진연보, 기상청, 53 pp.
- 기상청 (2003) 2002 지진연보, 기상청, 111 pp.
- 기상청 (2004) 2003 지진연보, 기상청, 115 pp.
- 기상청 (2005) 2004 지진연보, 기상청, 102 pp.
- 기상청 (2006) 2005 지진연보, 기상청, 103 pp.
- 김계현 (2010) 공간분석, 문운당.
- 노명현 (2003) 우리나라의 지진특성. 대한지질공학회 정기총회 및 학술발표회. 원자력안전기술원.

- 소방방재청 (2006) 지진재해 대응시스템. 모델수립 보고서.
- 소방방재청 (2008) 지진재해 대응시스템 보고서. 모델수립부문.
- 이기화 (1998) 한반도의 역사지진자료. 지구물리 논문집. 제1권, 제1호, pp. 4-22.
- 이기화, 김정기 (2000) 한반도 주요 지체구조별 지진학적 특성. 지구물리 논문집. 제3권, 제2호, pp. 91-98.
- 이기화, 진영근 (1991) 양산단층의 구역화: 경상분지내 주요 단층대의 지구물리학적 연구. 지질학회지. 제27권, 제4호, pp. 434-449.
- 이희연 (2003) GIS: 지리정보학, 법문사.
- 정남수 (2008) 지질 및 지반의 이론과 실무(II), 이엔지북.
- 통계청 (2007) <http://www.kosis.kr/> visited in April. 2007.
- Chiu, J-M, and Kim S.G. (2004) Estimation of regional seismic hazard in the Korean Peninsula using historical earthquake data between A.D. 2 and 1995. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 1, pp. 269-284.
- Clarke C. (2011) 지리정보시스템 입문, 시그마프레스.
- FEMA (2006) Multi hazard loss estimation methodology, earthquake model. HAZUS-MH MR2 Technical manual. Federal Emergency Management Agency.
- FEMA (2009) Multi hazard loss estimation methodology, earthquake model. HAZUS-MH MR4 User manual. Federal Emergency Management Agency.
- Hyndman D., Hyndman D. (2006) Natural Hazards and Disasters, 시그마프레스.
- Sadigh, K., Chang, C.Y., Egan, J., Makdisi, F., and Youngs, R.R. (1997) Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, pp. 180-189.

## 3.6 지하단층구조 규명 연구

### 3.6.1 개요

대규모 피해를 야기할 수 있는 지진은 이전에 알려진 단층에서 발생하는 것이 일반적이지만 경우에 따라서는 기존에 알려지지 않은 단층에서 발생하기도 한다. 특히 대도시 혹은 주요 구조물 주변의 알려지지 않은 단층에서 지진이 발생할 경우, 지진에 대한 준비가 미흡하여 큰 피해를 야기할 수 있다. 고문헌에 지진으로 인한 피해가 기록되어 있는 지역도 계기 지진 관측 기간 동안에는 주요 지진이 발생하지 않는 지진 정지기에 있을 수 있으며, 이러한 지역의 지진위험성은 크게 과소평가되는 경향이 있다. 이러한 지역, 즉 최근 수십 년 동안의 계기지진관측 기록상에 주요 지진이 발생하지 않은 지역도 지진자료를 정밀 분석해 보면, 아주 작은 규모의 미소지진이 발생한 바 있고, 경우에 따라서는 이 지역에서 중규모 이상의 지진이 발생하여 피해를 야기하기도 한다. 본 연구에서는 지진활동이 많지 않은 지역에서의 장기간 관측기록과 단기간의 고정밀-고밀도 관측기록을 분석하여 지하 지진유발 가능 구조를 규명하고자 하였다. 우리나라에서는 유사 연구 사례 혹은 시도가 없었으므로 본 연구의 목적에 부합하는 국외의 지진활동도가 낮은 지역이면서도 고정밀-고밀도 지진감시가 수행되고 있는 지역의 자료를 활용하여 연구역량을 확보코자 하였다.

### 3.6.2 요약

본 연구는 역사적으로 지진활동도가 낮았으며 대만 북부에 위치한 대북분지 (Taipei Basin) 지역을 대상으로 실시하였다. 이 지역의 지진을 감시하기 위하여 고밀도 임시 광대역지진관측망을 2004년 6월부터 운영하고 있다. 관측기간 동안 대북분지의 동부에서 3개의 유감지진이 발생한바 있다. 대북분지에서 발생하는 미소지진의 지진발생위치를 정밀재결정한 결과에 의하면 대북분지의 중앙부를 관통하는 하천으로 부터 시작하여 남동쪽으로 경사진 이전에 알려지지 않은 단층이 존재하고 있으며, 이 단층을 따라서 3개의 유감지진이 발생하였다.

### 3.6.3 서론

대만은 필리핀판과 유라시아판이 충돌하는 지역에 위치한다(Tsai et al., 1977; Wu, 1978; Lin, 2002). 필리핀판은 북서 방향으로 약 7cm/yr의 속도로 이동하며(Seno, 1977), 대만 북동부에서 유라시아판의 하부로 섭입하고 있다 (Figure 3.6.1). 이러한 판과 판의 충돌과 섭입 현상은 대만지역에 많은 지진을 일으키고 있다 (e.g. Wang, 1998). 대만의 정치, 경제, 문화의 중심지인 대북시

및 그 위성 도시들은 대북분지에 위치하며 심각한 지진위험에 노출되어있다. 1986년 5월 20일과 1986년 11월 14일 화련 동부 해저 지진, 1999년 9월 21일 치치 대지진, 2002년 3월 31일 화련 동부 해저지진 등의 원거리 지진으로 인하여 대북시의 몇몇 건물이 피해를 입거나 붕괴되기도 하였다(Chen and Wang, 1988; Shin and Teng, 2001; Chen 2003; Hsu 1961; Hsu 1983). 이들 원거리 지진뿐 아니라 1694년과 1909년에는 대북분지 하부에서 발생한 지진으로 인하여 피해를 입기도 하였다. 그러므로 이 지역 지진위험성 평가를 위하여 지진활동도, 단층 구조 규명 등의 연구는 매우 중요하다.

대북분지 지역에는 북서-남동 방향의 Hsinchuang 단층, Kangjiao 단층, Taipei 단층 등 3개의 단층이 존재하는 것으로 알려져 있지만 이 지역의 지진활동도와 단층의 관계는 알려진 바가 많지 않다(Chen, 2005; Chen and Yeh, 1991; Chen et al., 1995; Kim et al, 2005). 이 지역의 지진을 감시하고, 발생하는 지진의 진원단층면 분석 등을 위하여 고밀도 임시 광대역 지진 관측망을 2004년 6월부터 운영하고 있다. 이 기간 동안 Taipei101 빌딩으로 부터 3 km 남쪽에 위치한 대북분지 동부에서 규모 3.8, 3.2, 그리고 3.7의 유감 지진이 발생하였다. 일부 연구자들은 Taipei101과 같은 대규모 구조물이 새로 들어서고, 이에 따른 지역적 응력장의 변화가 지하의 기존에 활동하지 않던 단층을 활동케했다는 주장이 있으나 (Lin, 2005), 이러한 주장에 대해서는 세밀한 검증이 필요하다.

본 연구에서는 대북분지 지역의 중요성을 인식하고, 이곳에서 발생하는 지진과 이미 알려진 3개 단층의 연관관계를 규명하기 위하여 지난 34년간 이 지역에서 관측된 지진자료와 함께 2004년 6월부터 2005년 6월까지 기록된 임시 광대역 지진관측망 자료를 활용하였다.

#### 3.6.4 자료

1973년부터 1992년 까지 대만 중앙연구원 지구과학연구소(the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica (이하 IESAS))에서는 대만 전역의 지진을 감시하기 위하여 25개 관측소로 구성된 Taiwan Telemetered Seismographic Network(TTSN)을 운영하였다 (Wang, 1989). 대만 기상국은 1991년 기존의 기상국 지진관측망을 대폭 향상시켜 Central Weather Bureau Seismic Network(CWBSN)을 운영하고 있으며, 1992년 TTSN 또한 CWBSN에 흡수 통합되었다. 현재 CWBSN은 3성분 속도형 디지털 관측소 71개로 구성되어있다 (Wu et al., 2008). 본 연구에서는 TTSN에서 관측한 1973년부터 1990년 까지 자료 중 대북분지 지역에서 발생한 지진 자료를 사용하였고, CWBSN자료에서는 1991년 부터 2006년 3월까지의 자료를 사용하였다.

타이페이시의 북쪽에는 대둔산 화산대가 존재하며, 대북분지를 가로지르는 Sinchiao 단층이 대둔산화산대로 연결되는지를 조사하기위하여 중국지질조사소

(China Geological Survey, CGS)에서 2004년 6월부터 2005년 6월까지 17개 관측소로 구성된 임시 광대역 지진관측망을 운영하였다. 각 관측소의 지진계는 인위적 잡음을 피하기 위하여 1 meter 정도의 깊이에 설치되었으며 초당 100 샘플로 관측을 수행하였다. 1년 동안의 관측에서 318개의 지진이 관측되었지만 이중 40개 지진은 대둔산화산대 혹은 대북분지의 남동쪽에서 발생하였다. 이 기간 동안 규모 3.7 지진이 2004년 10월 23일, 규모 3.2 지진이 2005년 3월 23일 발생하였다.

2005년 6월 대북분지의 지진활동을 보다 정밀하게 관측하기 위하여 23개 관측소로 구성된 임시 광대역 지진관측망이 다시 구성되었다. 2005년 12월 5일 규모 3.7의 지진이 발생하였다. 본 연구에서는 지난 34년간 관측된 자료와 최근 임시 광대역 지진 관측망을 통하여 관측된 자료를 사용하여 관측된 자료에 대하여 JHD(Joint Hypocenter Determination) 방법을 적용하여 지진의 발생위치를 정밀 재결정하였다.

### 3.6.5 Joint Hypocenter Determination 방법

본 연구에서는 지진 발생위치 결정의 상대적 정확성을 향상시키고 천부지각 물질 특성의 횡적변화를 알아보기 위하여 Joint Hypocenter Determination (JHD) 방법을 사용하였다. 이 방법에서는 지진요소(진원 위치와 시간)와 관측소 보정(station correction)을 동시에 결정한다. 이 방법은 Douglas(1967)에 의하여 그 효과가 제안되었으며 Pavlis와 Booker(1983) 그리고 Pujol(1988)에 의하여 발전된 형태의 기술이 소개되었다. 지진의 발생위치를 결정하기 위하여 진원에서 관측소까지 지진파의 주파시간을 계산할 때 여러 가지 요인으로 인하여 에러가 발생할 수 있다. 이 중 속도모델에 의하여 발생하는 에러는 (1) 진원부근의 속도모델과 실제 속도구조 차이, (2) 관측소 부근의 속도모델과 실제 속도구조 차이, 그리고 (3) 그 밖의 파의 전파경로 상의 속도모델과 실제 속도구조 사이의 차이에 의하여 발생한다. 여러 개의 지진이 군집을 이루어 발생할 경우, 관측소 하부의 속도모델과 파의 전파경로 상의 불확실성에 기인한 오차를 관측소 보정(station corrections)으로 표현할 수 있다. 관측소보정 사용을 통하여 보다 정확한 상대적 지진발생위치를 결정할 수 있다. 여러 개의 지진발생 위치를 동시에 결정할 때, 관측소 보정 상수를 추가하면

$$t_{ij} = \tau_j^o + T_{ij} + s_i \quad i = 1, \dots, N(\text{stations})$$

$$j = 1, \dots, M(\text{events})$$

여기서,  $\tau_j^o$ 는 지진(j)의 진원시간,  $T_{ij}$ 는 지진(j)으로 부터 관측소(i)까지 지진파가 전달되는데 필요한 시간,  $t_{ij}$ 는 초기지진위치와 지하 속도구조의 가정 하에 계산

된 관측소(i)에 지진파(j)가 도착하는 시간,  $s_i$ 는 관측소보정(station correction)을 표시한다.

$$\begin{aligned} r_{ij} &= (t_{ij})_{obs} - (t_{ij})_{cal} \\ &= (t_{ij})_{obs} - (\tau^o + T_i + s_i) \\ &\cong d\tau_j + \frac{\partial T}{\partial x} dx_j + \frac{\partial T}{\partial y} dy_j + \frac{\partial T}{\partial z} dz_j + ds_i \end{aligned}$$

이 식을 다시 쓰면 다음과 같이 표시 할 수 있다.

$$\begin{pmatrix} A_1 & 0 & 0 & \cdots & 0 & s_1 \\ 0 & A_2 & 0 & \cdots & 0 & s_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & A_M s_M \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \overline{x_1} \\ \overline{x_2} \\ \vdots \\ \overline{x_M} \\ \overline{u} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{R_1} \\ \overline{R_2} \\ \vdots \\ \overline{R_M} \end{pmatrix}$$

### 3.6.6 대북분지의 지진활동도

대북분지 지역에 존재하는 단층과 지진의 관계를 규명하기 위하여 지진의 발생위치를 JHD 방법을 사용하여 정밀재결정 하였다. 지진과 주행시간 계산을 위하여 Chen(1995)이 제시한 1차원 속도모델을 사용하였다. JHD 방법은 사용하는 속도모델과 실제 속도구조 사이의 차이를 관측소보정으로 처리함으로써 속도모델의 부정확성에 기인한 지진발생위치 결정의 오차를 효과적으로 감소시키는 것으로 알려져 있다(Pujol, 1988). 대북분지가 위치한 대만 북부의 지진은 대부분 대둔산화산대가 위치한 대북시 북쪽에서 발생하거나 대북분지의 남동쪽에서 발생한다. 이 지역에서는 진원깊이 70~150Km의 지진이 발생하기도 하는데 이 지진들은 주로 필리핀판이 유라시아판 하부로 섭입하는 과정에서 발생하는 것으로 생각된다. 1988년 대둔산화산대에서 규모 5의 지진이 발생하기도 하였지만 이 지역에서 발생하는 대부분의 지진은 규모 3 이하이다.

본 연구를 위하여 4개 이상의 관측소에 기록되고 진원깊이가 15km 이하인 지진 51개를 선택하여 지진발생위치를 정밀 재결정하고 일부 지진에 대하여 지진원 단층면해 분석을 수행하였다. 총 463개의 P파 도착시간 자료와 284개의 S파 도착시간 자료를 사용하였다. 지진의 위치를 결정하는 과정에서 RMS 잔차가 2초 이상이 되는 3개 지진은 분석에서 제외하였다. JHD 방법을 사용하여 지진발생위치를 재결정하는 과정에서 RMS 잔차는 0.93초에서 0.2초로 감소하였다. 각각의 관측소에서의 P파 관측소 보정치는 -0.78~1.21초 S파 관측소 보정치는

-1.73~1.21초 사이를 보였다. 지진발생위치 재결정 결과를 간단히 요약하면 (1) 정밀재결정된 지진발생위치는 남동쪽으로 기울어지는 현상을 보이면서 집중적으로 분포하며, (2) 지진발생위치를 정밀재결정하는 동안 진원위치는 평균 1.3 km 남서쪽으로 이동하였으며, (3) 깊이는 1.2km 얕게 이동하였다.

Figure 3.6.2에 표시된 바와 같이 정밀재결정된 지진의 위치는 대부분 대북분지의 남동쪽에 위치하고 있다. 처음 활단층이라고 의심한 Sanchiao 단층과 연관된 지진은 없어 보인다. 대부분의 지진이 Kangjiao 단층의 남동쪽에 위치하고 있다. 관측기간 동안 발생한 지진 중 가장 큰 지진 3개에 대해서는 P파 도착 초동 극성자료를 이용하여 진원기구해(Focal Mechanism Solution)를 결정하였다. 3개 지진은 공간적으로 매우 근접한 곳에서 정단층에 의하여 발생하였다. 진원깊이 분포를 AA'을 따라서 살펴보면 주요 지진 3개는 모두 진원깊이 약 9 km에서 발생하였으며, 그 밖의 미소지진 발생위치는 남동쪽으로 경사지면서 깊이 14 km 까지 연장되고 있음을 확인할 수 있다.

### 3.6.7 토의

Figure 3.6.2에 보이는 바와 같이 대부분의 천부지진은 Kangjiao 단층으로부터 약 5km 정도 남동쪽에서 발생하였다. 정밀재결정된 지진의 발생위치를 자세히 살펴보면 Figure 3.6.3에 파선으로 표시한 바와 같이 이전에 알려지지 않은 정단층이 이 지역에 존재할 가능성이 매우 높다. Figure 3.6.2에 파선으로 표시된 단층의 지표면 위치는 대북분지의 거의 중앙부를 관통하고 있다. 그러나 실제로는 단층과 직접 관련이 있는 어떠한 흔적도 지표면에서 발견할 수는 없으므로 Figure 3.6.2에 파선으로 표시되어 있는 Kangjiao 단층은 두꺼운 미고결 퇴적층 아래에 존재할 것이다. Figure 3.6.2와 Figure 3.6.3을 살펴보면 깊이 8~11km 사이에 파선으로 표시된 단층의 북서부 지역에서 발생한 것으로 생각되는 지진은 4개에 불과하다. 현재까지의 분석결과만을 가지고 이 4개의 지진이 Kangjiao 단층과 관련이 있다고 단정하기에는 많은 무리가 있어 보인다.

임시 광대역 지진관측망 운영기간 동안 대북분지의 서부에서는 3개의 유감 지진이 발생하였다. 대만기상국의 발표에 의하면 3개의 지진 발생위치가 약 1.8 km 정도 떨어져 있는 듯하다. 그러나 본 연구의 JHD 방법을 이용한 지진발생위치 정밀재결정 결과에 의하면 3개의 지진이 0.5 km 이내에서 발생한 것으로 나타난다. Figure 3.6.4에서는 관측소 YH에 기록된 3개의 유감지진의 3성분 지진기록을 S파 도착시간에 맞추어 표시했다. 처음 두 개의 지진에서는 거의 같은 시간에 P파가 도착함을 알 수 있으며, 3번째 지진의 경우에는 P파가 다른 지진에 비하여 약 0.08초 정도 늦게 도착하고 있다. 이러한 주파시간의 차이는 지진위치 재결정 결과가 신뢰성 있음을 보여준다. 또한 3개의 파형자료가 매우 유사함을 확인할 수 있으며, 이것은 3개의 지진이 비슷한 위치에서 거의 같은 진원단층해

를 가지면서 발생하였음을 의미한다. 지진의 발생위치, 파형의 유사성, 그리고 진원단층해가 일관성 있게 기존에 알려지지 않은 새로운 단층의 존재를 암시하고 있다.

### 3.6.8 참고문헌

- Chen, K.C. and Wang J. H., 1988: A study on aftershocks and local mechanisms of two 1986 earthquakes in Hualien, Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 31, 65-72.
- Chen, K. C., 2003: Strong ground motion and damage in the Taipei basin from the Moho reflected seismic waves during the March 31, 2002, Hualien, Taiwan earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), doi:10.1029/2003GL017193.
- Chen, K.C., 2005: Temporal-spatial distributions of earthquakes, in *The 921 Chi-Chi Great Earthquake* (Edited by Wang et al.), Office of Inter-Ministry S&T Program for Earthquake and Active-fault Research, NSC, 263-277 (in Chinese with English abstract).
- Chen, K. J. and Y도 Y. H., 1991: Gravity and microearthquakes studies in the Chinshan-Tanshui area, northern Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 2, 1, 35-50.
- Chen, K. J., Y도 Y. H., Yen H. Y., and Lin C. H., 1995: Seismological studies in the Chinshan fault area, *J. Geol. Soc. China*, 38, 335-352.
- Chen, Y. L., 1995: Three-dimensional velocity structure and kinematic analysis in the Taiwan area, Master Thesis, natl. Central Univ., 172 pp (in Chinese with English abstract).
- Hsu, M. T., 1961: Seismicity of Taiwan (Formosa): *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 39, 831-837.
- Hsu, M. T., 1983: Estimation of earthquake magnitudes and seismic intensities of destructive earthquakes in the Ming and Ching Eras: *Meteorol. Bull. CWB*, 29, 1-18 (in Chinese).
- Kim, K. H., Chang C. H., Ma K. F., Chiu J. M., and Chen K. C., 2005a: Modern seismic observations in the Tatun volcano region of northern Taiwan: Seismic/volcanic hazard adjacent to the Taipei Metropolitan area, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 16, 579-594.
- Kim, K. H., J.M. Chiu, J. Pujol and K. C. Chen, 2005b: Earthquake relocations, fault zone geometry and constraints on lateral velocity variations using the joint hypocenter determination method in the Taiwan area, *Earth, Planets Space*, 57, 809-829.

- Lin, C. H., 2002: Active continental subduction and crustal exhumation: the Taiwan orogeny, *Terra Nova*, 14, 281–287.
- Lin, C. H., 2005: Seismicity increase after the construction of the world's tallest building: An active blind fault beneath the Taipei 101, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22313, doi:10.1029/2005GL024223.
- Pujol, J., 1988: Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1179–1189.
- Seno, T., 1977: The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, 42, 209–226.
- Shih, R.C., Chan Y. H., and Liu H. C., 2004: Shallow \Seismic Reflection Surveys of the Sanchiao Fault in the Guandu Plain, Special Publ., Central Geol. Surv., 15, 1–11 (in Chinses).
- Shin, T. C. and Teng T. L., 2001: An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 914–929.
- Tsai, Y. B., Teng T. L., Chiu J. M., and Liu H. L., 1977: Tectonic implications of the seismicity in the Taiwan region, *mem. Geol. Soc. China*, 2, 13–41.
- Wang, J. H., 1989: The Taiwan Telemetered Seismographic Network, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 58, 9–18.
- Wang, J. H., 1998: Studies of earthquake seismology in Taiwan during the 1897–1996 period, *J. Geol. Soc. China*, 41, 291–336.
- Wu, F. T., 1978: Recent tectonics of Taiwan, *J. Phys. Earth*, 2(Suppl.), S265–299.
- Wu, Y. M., C. H. Chang, L. Zhao, T. L. Teng and M. nakamura, 2008: A Comprehensive Relocation of Earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 1471–1481.

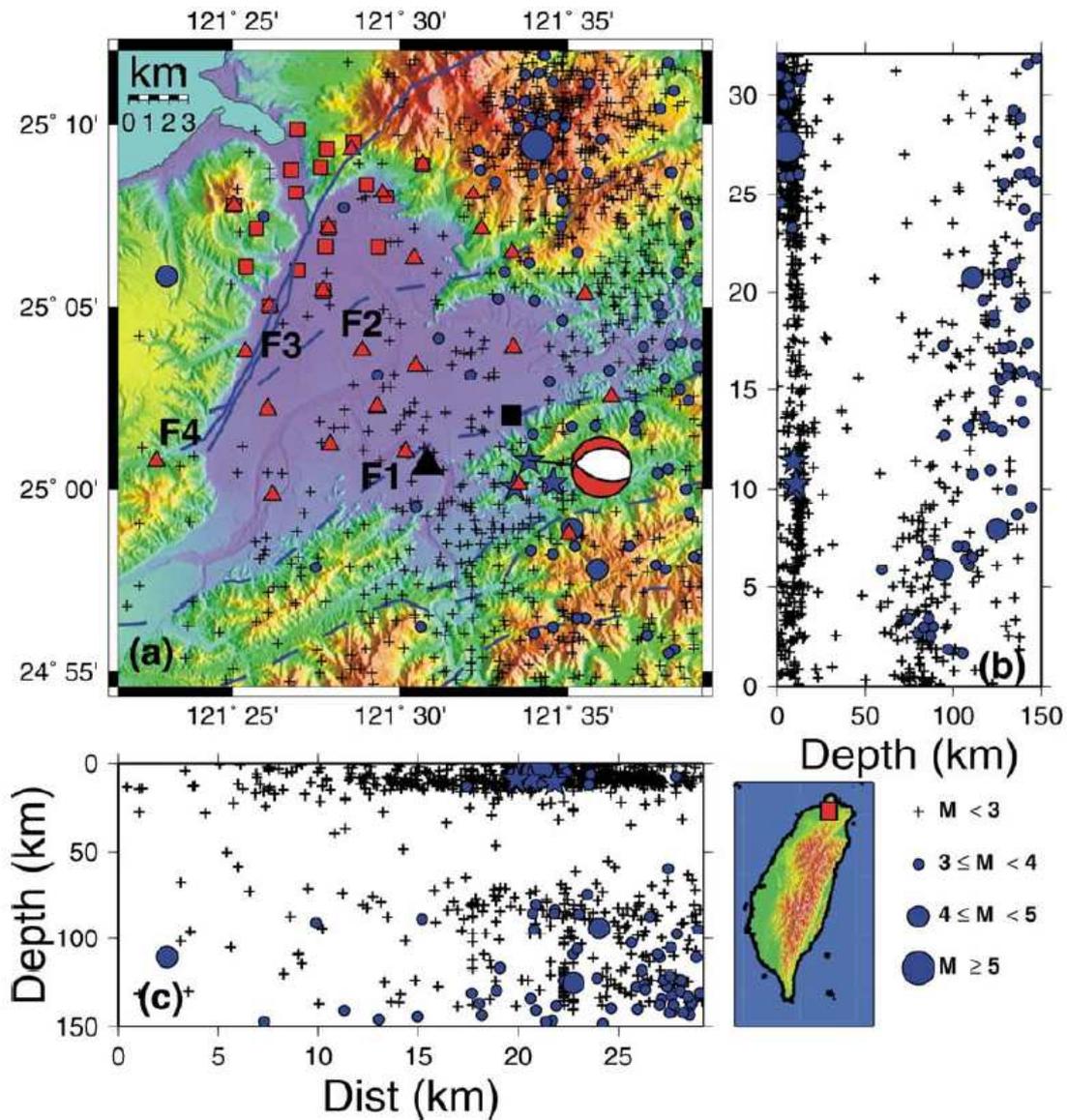


Figure 3.6.1 Seismicity in the Taipei area.

(a) Seismicity in the Taipei area recorded by the TTSN and CWBSN from 1973 to March 2006. Three felt earthquakes (stars) occurred near the eastern area of the Taipei basin, about 3 km to the south of Taipei 101 (large square) then the tallest building in the world. The large triangle denotes the downhole seismic station at YH. The map also shows focal mechanism of the 23 October 2004 earthquake determined by Lin (2005). The dashed and solid lines mark the Taipei fault (F1), the kangjiao fault broadband seismic stations noted along the northern segment of the Sanchiao fault from June 2004 to June 2005 (squares), and the rearrangement of stations after June 2005 to convert the whole Taipei basin (triangles). Depth cross-sections of hypocenters: (b) for the NS direction and (c) for the EW direction.

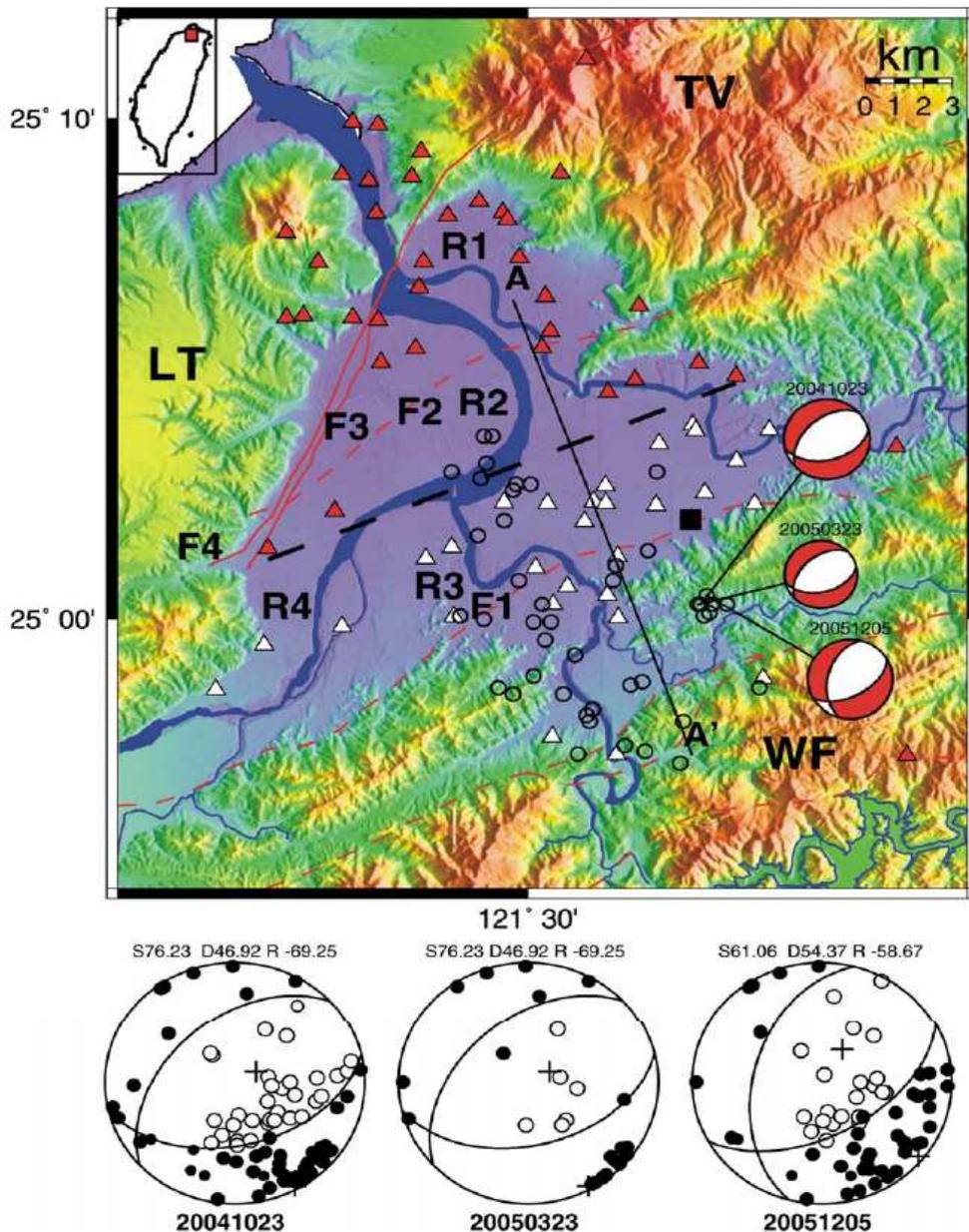


Figure 3.6.2 Relocated earthquake epicenters.

Epicentral distribution of the relocated earthquakes (circles) recorded by the temporary and permanent seismic network from 1973 to March 2006. Solid and open triangles denote the compressional and dilatational polarities of the first motions for the 23 October 2004 earthquake, respectively. The thick dashed line denotes the proposed fault trace from this study. Note that the proposed fault line is clearly separated by the opposite polarities of the first motions and lies along the river channel. Included also are the lower-hemisphere, first-motion focal mechanisms of the three felt earthquakes. Four main rivers across the Taipei basin: the Keelung (R1), Tanshui (R2), Hsintien (R3) and Tanhan rivers (R4). WF, TV and LT denote the Western Foothills, the Tatun volcanoes and the Linkou Tableland, respectively. - 171 -

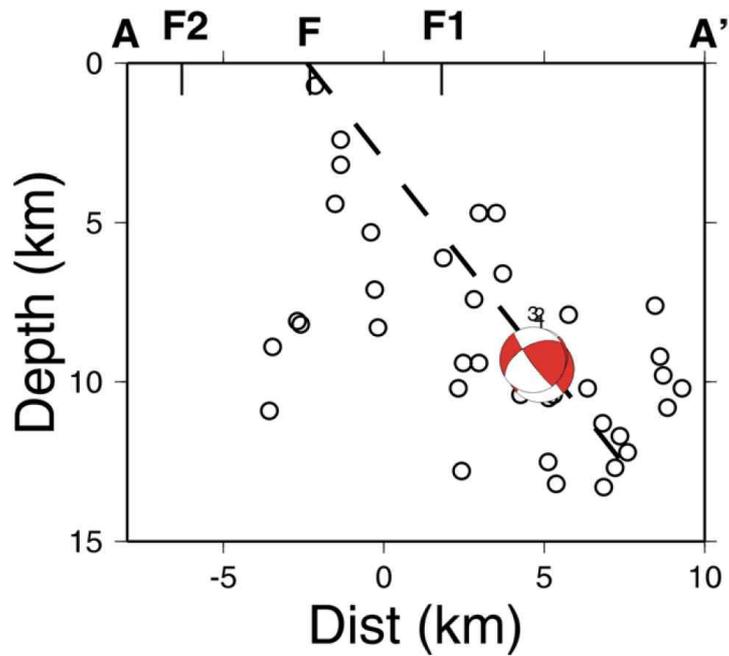


Figure 3.6.3 Depth cross-section of the earthquakes along line AA' shown in Figure 3.6.2 and cross-sectional view of focal mechanisms for the three felt earthquakes.

The dashed line depicts the fault geometry inferred from both the earthquake distribution and focal mechanisms of felt earthquakes. F1 and F2 denote the Taipei and Kangjiao faults, respectively.

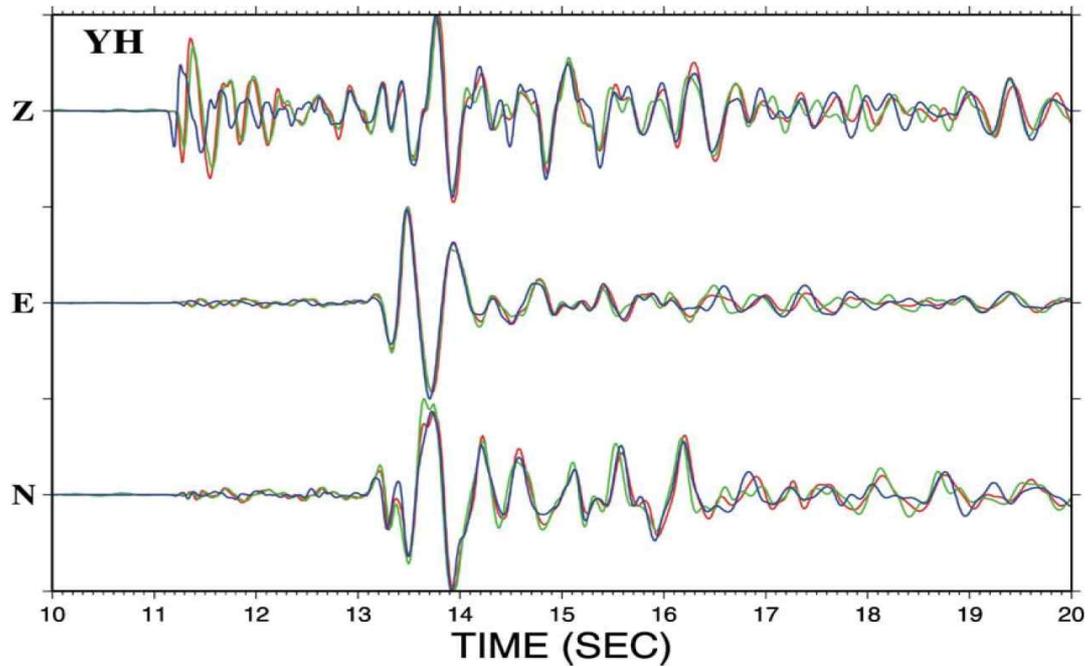


Figure 3.6.4 Three-component seismograms of the three felt earthquakes recorded by the nearby downhole seismic station (YH) after bandpass filter (1-10 Hz) and alignment of their S-wave arrivals.

The three events show high waveform similarity throughout the entire seismograms, indicating that spatially they occurred very close to each other. The red, green and blue lines indicate the seismograms of the October 23, 2004, march 23 and December 5, 2005 earthquakes, respectively.

## 제 4 장 목표 달성도 및 관련 분야에 대한 기여도

번호	세부연구목표	달성내용	달성도 (%)
1	우리나라 및 주변국의 지진자료 수집	연구수행을 위하여 기상청, 한국지질자원연구원 등의 국내 지진유관기관에서 생산되는 자료, 중국과학원 지질지구물리연구소, 중국국가지진관측망에서 생산된 자료를 수집/분석	100%
2	지진요소와 단층대의 상관관계 규명	지진발생위치 정밀재결정 결과와 지질도 상의 주요 구조선간의 상관관계를 규명	100%
3	한반도 및 주변지역의 지진다발지역 규명	동해 해저지진발생위치 재결정을 통하여 해저지진다발해역 및 지진유발 단층 연구 수행	100%
4	동아시아 지체구조 연구 기초자료 생산	황해 주변 지각 및 상부맨틀 구조 변화를 규명하여 동아시아 지체구조 규명을 위한 지진학적 단서 제공	100%

- 한반도 및 주변 미소지진 다발지역 규명
- 한반도 및 주변 응력장 현황 연구
- 지각구조 및 지진발생 메커니즘 연구
- 한반도 주요 단층 분포 및 지구조선과 지진발생의 연관성 규명
- 지진조기경보를 위한 신속진앙위치 결정
- 지진재해도 작성에 기초 자료 제공

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

한반도 및 주변에서 발생하는 지진자료에 대한 분석 역량이 향상됨으로써, 정확한 지진발생위치 결정이 가능하게 되었다. 수집된 자료의 정밀분석을 통하여 최근에 발생한 중규모 지진의 원인단층을 규명하였고, 지진발생 메커니즘 규명을 통하여 한반도 및 주변의 응력장 현황을 규명하였다. 또한, 동해 해저에 지진다발지역의 존재를 확인하였다. 본 연구에서 확보된 노하우를 이용하여 다음과 같은 관련분야에 활용할 수 있다.

- 한반도 및 주변 미소지진 다발지역 규명
- 한반도 및 주변 응력장 현황 연구
- 지각구조 및 지진발생 메커니즘 연구
- 지진재해저감계획의 기초자료로 활용
- 한반도 주요 단층 분포 및 지구조선과 지진발생의 연관성 규명에 활용
- 피해지진 발생 시 피해산정을 통한 지진재해 취약지역 사전 규명
- 예방적 방재정책수립 및 지역적 지진재해 연구에 활용
- 지진조기경보를 위한 신속진앙위치 결정에 활용
- 지진재해도 작성에 기초 자료로 활용
- 관측소 외부에서 발생하는 지진 발생위치 결정의 정확성 향상
- 그 외 국가/사회가 필요로 하는 정보 제공

## 제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외 과학기술 정보

지진은 기존의 단층을 따라서 발생하는 것이 일반적이며, 같은 지역에서 비슷한 파형을 생산하는 지진이 반복/지속적으로 발생한다는 것을 오랜 경험으로부터 알고 있다. 그러나 이러한 파형의 유사성을 이용하여 지진발생현황을 감시하려는 연구는 비교적 최근에 들어서야 많은 연구자들의 관심의 대상이 되어왔다. 파형의 유사성을 이용하여 지진발생위치 결정의 정확성을 향상시키려는 노력은 자연지진을 대상으로한 연구뿐 아니라 인공지진, induced seismicity에 대해서도 활발하게 진행되고 있다. Lamont Doherty Earth Observatory의 Felix Waldhauser 박사를 비롯한 연구진들은 미국 북부 캘리포니아에서 발생한 지진으로부터 발생한 약 30억 개의 P파와 S파 도착시간 자료, 도착시간차 자료, 파형의 유사성을 이용하여 해당 지역에서 발생하는 지진의 발생위치 결정 정확성을 향상시키고, 지진을 일으키는 원인을 밝혀냄으로써 북부 캘리포니아의 지진위험성, 단층작용 등을 이해하려는 연구를 진행 중에 있다.

## 제 7 장 연구개발결과의 보안등급

해당사항 없음.

첨부 연구개발결과의 보안등급 참조

## 제 8 장 국가과학기술종합정보 시스템에 등록된 연구 시설·장비현황

해당사항 없음.

**연구개발결과 활용계획서**

사업명	사업명	지진기술개발사업		
	세부사업명	지진·화산관측기술		
과제명	관측소보정과 파형의 유사성을 이용한 한반도 지진의 진원위치 향상			
연구기관	한국해양연구원	연구책임자	김 광 희	
총연구기간	2009 년. 3 월. 1 일. ~ 2012 년. 2 월. 29 일. ( 36 개월)			
총 연구비 (단위 : 천원)	정부출연금	민간부담금	합계	
	540,000		540,000	
기술분야	지진기술(B030308)			
참여기업				
공동연구기관				
위탁연구기관				
연구결과활용 (해당항목에(√) 표시)	1. 기업화 ( )	2. 기술이전( )	3. 후속연구추진( )	4. 타사업에 활용( )
	5. 선행 및 기초연구(√)	6. 기타목적활용 (교육, 연구)( )	7. 활용중단(미활용) ( )	8. 기타( )
<p>기상업무연구개발사업 처리규정 제30조(연구개발결과의 보고) 제2항에 의거 연구결과 활용계획서를 제출합니다.</p> <p>붙임 : 1. 연구개발결과 활용계획서 1부. 2. 기술요약서 1부</p> <p style="text-align: right;">2012년 3월 20일</p> <p style="text-align: right;">연구책임자 : 김 광 희 연구기관장 : 한국해양연구원장 강 정 극</p> <p>기상지진기술개발사업단장 귀하</p>				



[붙임1]

## 연구개발결과 활용계획서

### 1. 연구목표 및 내용

- 현재 운영 중인 지진관측망 하에서 향상된 방법을 사용하여 진원요소 결정의 정확성 향상
  - JHD 방법 및 HypoDD 방법 활용하여 진원요소 결정시 부정확한 속도 모델로 인한 오차를 최소화 할 수 있는 방안 모색
- 재결정된 지진인자의 육상/해저 지질구조와 연관 관계 규명
  - 향상된 지진 발생위치와 지하구조(단층 등)와의 상관관계 규명을 통하여 지진 방재대책 수립의 기초자료 제공
- 동아시아 지체구조 연구의 지진학적 기초자료 제공 및 해석
- 지하속도구조, 한반도 및 주변해역의 지진위험성에 관한 연구에 기초 자료 제공

### 2. 연구수행결과 현황(연구종료시점까지)

#### 가. 특허(실용신안) 등 자료목록

해당사항 없음

#### 나. 프로그램 등록목록

해당사항 없음

#### 다. 노하우 내역

해당사항 없음

#### 라. 발생품 및 시작품 내역

해당사항 없음

#### 바. 논문게재 및 발표 실적

○ 논문게재 실적(필요시 별지사용)

학술지 명칭	제목	게재연월일	호	발행기관	국명	SCI게재 여부
Chinese Journal of Geophysics	Crustal Velocity structure and	2009년03월01일	52(3)	중국지구물리학회	중국	SCI(E)

	collision boundary between the Sino-Korea Yangze blocks in the Yellow Sea					
Geosciences Journal	A study on feasibility of earthquake early warning in Korea : Determination of locations and magnitudes of events	2010년03월31일	14(1)	The Association of Korean Geoscience Societies and Springer	한국	SCI(E)
Bulletin of the Seismological Society of America	The 20 January 2007 ML 4.8 Odaesan Earthquake and Its Implications for Regional Tectonics in Korea	2010년06월01일	100(3)	Seismological Society of America	미국	SCI
Tectonophysics	Seismogenic structures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake and its aftershocks	2010년06월20일	489(1-4)	Elsevier	네덜란드	SCI
Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences	A Blind Normal Fault Beneath the Taipei Basin in Northern Taiwan	2010년06월30일	21(3)	Springer	네덜란드	SCI
한국음향학회지	초저주파 대역 수중 자체소음 저감에 관한 실험 연구	2011년01월01일	30(1)	한국음향학회	한국	

한국지형공간정보 학회지	DEM 해상도가 지반분류에 미치 는 영향	2011년03월31일	19(1)	한국지형공간 정보학회	한국	
Tectonophysics	Seismicity, active faults, stress patterns, and r u p t u r e processes in the Hualien region, T a i w a n , investigated using the 1990 H u a l i e n e a r t h q u a k e sequence	2011년10월17일	511(1-2)	Elsevier	네덜란드	SCI
지구물리와 물리탐 사	영덕 앞바다 미 소지진 발생위치 재결정	2011년12월30일	14(4)	지구물리와 물리탐사	한국	
한국방재학회논문 집	지반특성을 고려 한 경주지역 지 진손실예측 모의	2011년12월31일	11(6)	한국방재학회	한국	
Bulletin of the Seismological Society of America	Crustal-Scale Weak Zone along a Collisional Suture Revealed by Spatial Variations in V e l o c i t y Structures and Seismicity	2012년 2월 1일	In Press	Seismological Society of America	미국	SCI
Journal of Asian Earth Sciences	Significant Contribution of the Shallow Crust to Seismic PKP Travel-Time Residuals and Implications: An	Accepted	In Press	Elsevier	네덜란드	SCI(E)

	Example from Taiwan and Nearby Islands					
계: 12 건수						SCI(E):8건 비SCI:4건

○ 학술회의 발표 실적(필요시 별지사용)

학술회의 명칭	제목	게재연월일	호	발행기관	국명
한국지구물리.물리탐사학회	2007년 오대산 연속지진진원위치 정밀 재결정	2009년10월21일		한국지구물리, 물리탐사학회	한국
한국방재학회	한국 남동부 시나리오 지진에 의한 결정론적 지진재해예측	2009년02월27일		한국방재학회	한국
American Geophysical Union Fall Meeting	Precise Location of the 2007 Odaesan Earthquake Sequence and its Tectonic Implications in Korea	2009년12월16일		American Geophysical Union	미국
American Geophysical Union Fall Meeting	Significance of lateral variation of upper crust structure in the 3-D tomographic analysis using local earthquake data - case example from Taiwan	2009년12월16일		American Geophysical Union	미국
American Geophysical Union Fall Meeting	Preliminary Site Characterization in Korea	2009년12월16일		American Geophysical Union	미국
American Geophysical Union Fall Meeting	Lateral variation of Moho discontinuity beneath the Yellow Sea Region	2009년12월16일		American Geophysical Union	미국
Seismological Society of America	Relocation of the 20 January 2007 ML 4.8 Odaesan Earthquake	2010년04월22일		Seismological Society of America	미국

	Sequence				
Seismological Society of America	Determination and Validation of Regional 3-D Crust and Upper Mantle Vp and Vs Models and Their Tectonic Implications-Case Example from the Taiwan Region	2010년04월22일		Seismological Society of America	미국
Seismological Society of America	Preliminary Geological Site Condition Map of Korea	2010년04월22일		Seismological Society of America	미국
2010 Western Pacific Geophysics Meeting	Seismogenic structures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake and its aftershocks	2010년06월22일		American Geophysical Union	미국
2010 Western Pacific Geophysics Meeting	3-D Structure beneath the Collision Suture and its Tectonic Implications in Central Eastern Taiwan	2010년06월22일		American Geophysical Union	미국
2010 Western Pacific Geophysics Meeting	Preparing the Site Condition Map of Korea based on Local Geology and Topography	2010년06월22일		American Geophysical Union	미국
2010년도 기상지진 R&D 워크숍	관측소 보정과 파형의 유사성을 이용한 한반도 지진의 진원위치 향상	2010년08월27일		(사)한국기상학회	한국
9th International Seismology-Related Seminar in Far-East Asia Region	Crustal-scale weak zone along a collisional suture revealed by spatial variation in velocity structures and	2010년10월25일		Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources	한국

	seismicity				
2010 AGU Fall Meeting	Effects of DEM Resolutions for Site Classification in Southeastern Korea	2010년12월17일		American Geophysical Union	미국
한국방재학회	지질재해예측 입력인자 개발: DEM 해상도가 지반분류에 미치는 영향	2011년02월24일		한국방재학회	한국
Seismological Society of America 2011	C r u s t a l - S c a l e Seismogenic Structure of the Major Collision Boundary in the Southeastern Taiwan	2011년04월13일		Seismological Society of America	미국
Seismological Society of America 2011	Relationship between DEM Resolutions and Site Classification in Korea	2011년04월14일		Seismological Society of America	미국
Asia Oceania Geosciences Society 2011	Seismogenic Structure along the Collision Boundary in the Southeastern Taiwan	2011년08월12일		Asia Oceania Geosciences Society	
Asia Oceania Geosciences Society 2011	Developing Geologic Loss Estimation Factors: Effect of DEM Resolution in Site Classification	2011년08월12일		Asia Oceania Geosciences Society	
지질학회	황해심부지구물리 구조 이해를 위한 연구	2011년10월27일		지질학회	한국
지질학회	3차원 토모그래피 기법을 이용한 분지구조의 가시화-대만지역 연구사례	2011년10월27일		지질학회	한국
지질학회	영덕부근 미소지진 발생 위치 재결정	2011년10월27일		지질학회	한국
2011 AGU Fall Meeting	A Case Study of Earthquake Loss Estimation with Detailed Site Classification Map in	2011년12월06일		American Geophysical Union	미국

	Korea				
2011 AGU Fall Meeting	Crustal-scale weak zone along a collisional suture revealed by spatial variation in velocity structures and seismicity	2011년12월08일		American Geophysical Union	미국
계: 25 건수					

### 3. 연구성과

본 연구사업은 기존 자료를 수집 및 분석하여 지진발생위치 결정 정확성 향상을 목적으로하는 기초연구 단계 연구사업으로서 기술이전 혹은 기업화 해당사항은 없음. 그러나 자료수집/분석/해석을 통하여 한반도 지진다발구역 규명, 현재 발생하는 지진과 기존에 알려진 주요 단층등의 구조선과의 상관관계 규명, 활단층분포에 대한 기존 한계인식, 한반도 응력장 분석 등을 통하여 향후 연구방향 제시, 지진위험성 연구의 기초자료 제공 등에 크게 기여함.

### 4. 기술이전 및 연구결과 활용계획

#### 가. 당해연도 활용계획

한반도에서 발생 수집된 지진 및 지진자료에 대한 분석 역량이 향상됨으로써, 정확한 지진발생위치 결정이 가능하게 되었음. 향상된 진원인자를 이용하여 한반도 정확한 지진 발생현황, 활성단층분포, 지각구조 및 지진발생 메커니즘 연구가 가능하게 되었음.

#### 나. 활용방법

한반도에서 발생 수집된 지진 및 지진자료에 대한 분석 역량이 향상됨으로써, 정확한 지진발생위치 결정이 가능하게 되었음. 향상된 진원인자를 이용하여 한반도 정확한 지진 발생현황, 활성단층분포, 지각구조 및 지진발생 메커니즘 연구가 가능하게 되었음.

#### 다. 차년도이후 활용계획

본 연구에서 확보된 노하우를 한반도 및 주변 지진다발역 규명에 적용함으로써 보다 정확한 지진위험성 분석연구, 국가/사회가 필요로 하는 정보 제공이 가능함.

### 4. 기대효과

본 연구는 기초 원천기술 확보 단계로서 사회·경제적 파급효과를 정량적으로

산출하기는 어려움. 그러나 전세계적으로 지진 및 지진해일로 인한 피해가 증가하는 추세이며 우리 정부와 국민들의 지진 및 그 위험성에 관한 우려가 점차 증가하는 점을 고려한다면, 본 연구에서 확보된 기술력을 바탕으로 우리나라 지진위험성 연구 및 한반도 지체구조 진화에 중요 단서를 제공할 수 있다는 점에서 기대효과가 매우 큼.

5. 문제점 및 건의사항(연구성과의 제고를 위한 제도·규정 및 연구관리 등의 개선점을 기재)

본 연구에서 확보한 노하우를 지속적으로 발전 및 적용시키기 위한 후속연구를 추진해야 함

[붙임2]

## 기술 요약서

### ■ 기술의 명칭

관측소 보정과 파형의 유사성을 이용한 지진발생위치 결정 정확성 향상
---------------------------------------

### ■ 기술을 도출한 과제현황

과제관리번호	CATER 2006-5101			
과제명	관측소보정과 파형의 유사성을 이용한 한반도 지진의 진원위치 향상			
사업명	지진기술개발사업			
세부사업명	지진·화산관측기술			
연구기관	한국해양연구원	기관유형	정부출연연구기관	
참여기관(기업)				
총연구기간	2009 년. 3 월. 1 일. ~ 2012 년. 2 월. 29 일. ( 36 개월)			
총연구비	정부( 540,000 )천원    민간(            )천원    합계( 540,000 )천원			
연구책임자 1	성명	김 광 희	주민번호	
	근무기관 부서	해양방위연구센터	E-mail	
	직위/직급		전화번호	
연구책임자 2	성명		주민번호	
	근무기관 부서		E-mail	
	직위/직급		전화번호	
실무연락책임자	성명	김남훈	소속/부서	한국해양연구원/연구계약 1팀
	직위/직급		E-mail	
	전화번호		FAX	
	주소			

## ■ 기술의 주요내용

### [기술의 개요]

- 지진발생위치 결정은 모든 지진 및 지진위험성 관련연구의 기초자료로 활용됨
- 지진발생위치 결정에는 많은 오차요인이 있으며 그 중 가장 큰 오차원인 중에는 사용되는 1차원 속도 모델의 부정확성, 도착시간 측정의 오류 등이 있음.
- 관측소 보정을 사용하여 지진파 전파경로 상의 실제 지구구조와 속도모델의 차이를 보정함으로써 향상된 지진발생위치 결정 가능.
- 지진발생 메커니즘이 같은 여러 개의 지진이 비교적 좁은 지역안에서 발생하는 경우, 한 개의 관측소에서 관측된 다른 지진의 파형 차이는 지진 발생위치 간의 거리에 기인한다는 사실을 이용하여 지진발생위치 결정 정확성 향상 가능.

### <기술적 특징>

- (1) 부정확한 속도 모델에서도 지진발생위치 결정 정확성 향상
- (2) 지진파 도착시간 측정의 오류 보정
- (3) 관측소 보정치를 이용한 지하구조의 횡적 변화 감지
- (4) 자료 정밀 분석을 이용한 지하 지진유발구조 규명 가능

### [용도 · 이용분야]

- (1) 지진발생위치 결정
- (2) 한반도 지진성향 분석
- (3) 지진위험성 연구의 기초자료 제공





[기술발전 과정상의 기술수준] (1개씩 선택(✓호 표시)하여 주십시오)

	① 외국기술의 모방단계 : 이미 외국에서 개발된 기술의 복제, reverse Eng.
	② 외국기술의 소화·흡수단계 : 국내시장구조나 특성에 적합하게 적응시킴
✓	③ 외국기술의 개선·개량단계 : 성능이나 기능을 개선시킴
	④ 신기술의 혁신·발명단계 : 국내 최초로 개발

■ 본 기술과 관련하여 추가로 확보된 기술

해당 사항 없음

**연구개발결과의 보안 등급**  
 (「국가연구개발사업의 관리 등에 관한 규정」 제24조)

보안등급 분류		일반과제 <input checked="" type="checkbox"/> 보안과제 <input type="checkbox"/> (I급비밀, II급비밀, III급비밀 중 택 1)
보안과제 분류 기준		
연구과제의 보안성 검토	연구책임자의 의견	보안성 검토결과 보안등급 분류 해당 사항 없음
	연구기관 자체의 검토결과	보안성 검토결과 보안등급 분류 해당 사항 없음

※ 보안과제 분류 기준 : 「국가연구개발사업의 관리 등에 관한 규정」 제24조의 4(분류기준) 1호 중 한가지 항목에 해당되어야 함

<p>제24조의 4(분류기준) 1호</p> <p>가. 세계 초일류 기술제품의 개발과 관련되는 연구개발과제</p> <p>나. 외국에서 기술이전을 거부하여 국산화를 추진 중인 기술 또는 미래핵심기술로서 보호의 필요성이 인정되는 연구개발과제</p> <p>다. 「산업기술의 유출방지 및 보호에 관한 법률」 제2조제2호의 국가핵심기술과 관련된 연구개발과제</p> <p>라. 「대외무역법」 제19조제1항 및 같은 법 시행령 제32조의2에 따른 수출허가 등의 제한이 필요한 기술과 관련된 연구개발과제</p> <p>마. 그 밖에 중앙행정기관의 장이 보안과제로 분류되어야 할 사유가 있다고 인정하는 과제</p>
--

※ 보안과제로 분류시 「국가연구개발사업의 관리 등에 관한 규정」 제24조의 4 (분류기준) 1호 중 한가지 항목 선택(기상업무 연구개발사업 보안관리지침에 의거 분야별 평가위원회에서 보안성여부를 검토한 후 보안과제로 분류)

국가연구시설·장비 정보 및 등록 현황

**해당사항 없음**

○ 연구시설장비 명칭

NTIS 장비고유번호			
고정자산번호			
한글장비명			
영문장비명			
모델명		취득방법	

○ 연구시설장비 표준분류체계

연구시설장비 표준 분류체계	
-------------------	--

○ 장비관리항목

취득일자		내용년수	
제작사		제작국가	
수량		단위	
취득금액			
활용범위			
장비용도			
장비상태			
설치장소			

## 주 의

1. 이 보고서는 기상청에서 시행한 기상지진기술개발사업의 연구보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표하는 때에는 반드시 기상청에서 시행한 기상지진 기술개발사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 아니 됩니다.