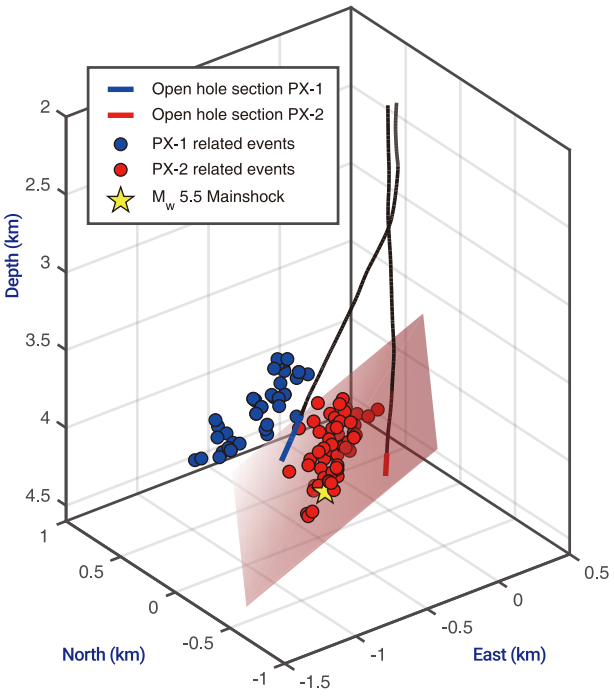
포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project





2019년 3월 20일(수)

March 20, 2019

주최 대한지질학회
The Geological Society of Korea

주관 포항지진 정부조사연구단
Korean Government Commission on the Cause of the Pohang Earthquake

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

March 20, 2019

대한지질학회
The Geological Society of Korea

포항지진 정부조사연구단
Korean Government Commission on the Cause of the Pohang Earthquake

Commission Chairperson and PI (총괄조사연구단장)
Kang-Kun Lee (이강근), *Seoul National University*

Korean Expert Research Team (국내조사단)
In-Wook Yeo (여인욱, 국내조사단장), *Chonnam National University*
Jin-Yong Lee (이진용), *Kangwon National University*
Tae-Seob Kang (강태섭), *Pukyong National University*
Junkee Rhie (이준기), *Seoul National University*
Dong-Hoon Sheen (신동훈), *Chonnam National University*
Chandong Chang (장찬동), *Chungnam National University*
Moon Son (손문), *Pusan National University*
In-Ky Cho (조인기), *Kangwon National University*
Seokhoon Oh (오석훈), *Kangwon National University*
Sukjoon Pyun (편석준), *Inha University*
Sangwan Kim (김상완), *Sejong University*

Overseas Research Advisory Committee (ORAC, 해외조사위원회)
Shemin Ge, *University of Colorado, USA*
William L Ellsworth, *Stanford University, USA*
Domenico Giardini, *ETH Zurich, Switzerland*
John Townend, *Victoria University of Wellington, New Zealand*
Toshihiko Shimamoto, *China Earthquake Administration, China*

Organization of Korean Government Commission

포항지진 정부조사연구단의 구성

The Geological Society of Korea (GSK)

Kang-Kun Lee, *Seoul Nat'l Univ.*
(Commission Chairperson & President of GSK)

Korean Expert Research Team (KERT)

(Team Leader: In-Wook Yeo)

Overseas Research Advisory Committee (ORAC)

(Co-chairs: Shemin Ge, Domenico Giardini)

Shemin Ge, *Univ. of Colorado*
William Ellsworth, *Stanford Univ.*
Domenico Giardini, *ETH Zurich*
Toshihiko Shimamoto, *China Earthquake Admin.*
John Townend, *Victoria Univ.*

Seismology

Tae-Seob Kang
Pukyong Nat'l Univ.

Junkee Rhie
Seoul Nat'l Univ.

Dong-Hoon Sheen
Chonnam Nat'l Univ.

Structural Geology & Geomechanics

Moon Son
Pusan Nat'l Univ.

Chandong Chang
Chungnam Nat'l Univ.

Hydrogeology

In-Wook Yeo
Chonnam Nat'l Univ.

Jin-Yong Lee
Kangwon Nat'l Univ.

Geophysical Exploration & Remote Sensing

In-Ky Cho
Kangwon Nat'l Univ.

Seokhoon Oh
Kangwon Nat'l Univ.

Sukjoon Pyun
Inha Univ.

Sang-Wan Kim
Sejong Univ.

(Representatives from Korean Society of Earth and Exploration Geophysics)

* Citizen representatives to commission: Kang-Hun Baek and Manjae Yang

서 문

포항지진과 지열발전의 연관성 분석 연구 정부조사연구단은 결과 발표에 앞서 먼저 지진피해로 어려운 환경 속에서도 우리 조사연구단의 연구 과정을 기다려 주신 포항시민들과 조사연구과정에서 자료 제공과 협조를 해 주신 분들, 조사연구가 원활하게 진행되도록 지원해 주신 관계자 분들께 감사드린다.

포항지진 정부조사연구단(대한지질학회 주관, 조사연구단장 이강근 대한지질학회장, 서울대 지구환경과학부 교수)은 지진학, 수리지질학, 지질역학/구조지질학, 지구물리탐사 등 4개 분야의 국내전문가로 구성된 12명의 국내조사단, 각 분야의 국제적 전문가 5명으로 구성된 해외조사위원회(해외조사연구자문단) (ORAC: Overseas Research Advisory Committee), 그리고 자문단 2명으로 구성되어 2018년 3월부터 1년간 조사연구를 수행하였다. 국내조사단 참여 전문가와 해외조사연구자문단 참여 전문가는 각자의 전문 분야에 따라서 조사연구에 공동으로 참여하여 세부 전문분야별 조사연구결과를 도출하였다. 해외조사위원회는 수행된 연구결과들을 종합하여 포항지진과 지열발전의 연관성에 대한 해외조사연구자문단 차원의 논의를 독립적으로 진행하고 그 결론을 조사연구단장에게 제출하도록 하였다. 자문단은 직접 조사연구에 참여하지는 않고 조사연구단의 가야할 방향에 대해 의견을 제시하고 문제를 제기하는 역할을 수행하였다. 조사연구단장은 국내조사단의 조사연구 결과와 해외조사연구자문단의 논의 결과와 결론을 반영하여 조사연구단 차원의 최종 결론을 도출하는 과정을 거쳐 이번 결과를 발표하게 되었다.

정부조사연구단은 확보된 자료를 이용하여 지진의 원인과 지열발전의 연관성에 대해 다양한 분석을 수행하여 연구 결과를 얻었고, 연구 결과들은 조사연구단의 연구진들이 종합보고서와 학술회의 발표, 그리고 학술지 논문 등으로 완전히 공개해 나갈 것이다. 또한, 조사연구 내용과 자료들이 총망라된 종합보고서는 조사연구단의 종료시점인 2019년 4월 이후에 조사연구단 수행 결과의 평가가 완료된 이후에 절차를 거쳐서 공개될 것이다. 이번 결과 발표와 함께 공개되는 요약보고서는 여러 연구 성과 중에서 오늘 발표하는 결론에 이르게 된 핵심 내용을 간추린 요약보고서의 형태이다. 이 요약보고서는 향후 조사연구단의 총괄 결과보고서가 공개되기 전까지 포항지진의 원인에 관한 조사연구단의 설명 자료로 활용될 것이며 대한지질학회 홈페이지 등을 통해 일반에 공개될 것이다.

그동안 포항지진 정부조사연구단이 국내 학자들과 해외 학자들로 구성되어 국제적인 조사연구단으로 활동할 수 있도록 성원하면서 조사연구단의 노력을 지켜봐 주신 모든 분들께 감사를 드린다.

2019년 3월 20일

포항지진 정부조사연구단장 대한지질학회장 이 강 근

Preface

The Korean Government Commission for the Analysis of the Relationship between the Pohang Earthquake and EGS (Enhanced Geothermal System) project would first like to express its gratitude to the Pohang citizens, who have patiently waited throughout the Commission's research process despite the hardships they faced due to the earthquake, those who facilitated and offered data for the research, and relevant authorities who have aided the study.

The Government Commission on the Pohang Earthquake was organized and led by the Geological Society of Korea (Chairperson Kang-Kun Lee, President of the Geological Society of Korea, Professor of School of Earth and Environmental Sciences at Seoul National University) consisted of a National Committee with 12 experts across 4 academic disciplines including seismology, hydrogeology, geomechanics/structural geology, and geophysical exploration, an Overseas Research Advisory Committee (ORAC) with 5 international experts, and an advisory board with 2 members. The Commission conducted the research and study, beginning in March 2018, for 1 year.

The experts of the National Committee and the ORAC administrated their research according to their specialties and acquired findings in each area. The ORAC collected the findings, led independent discussions about the relationship between the Pohang earthquake and the EGS project, and submitted its conclusions to the Commission Chairperson. The Chairperson considered both the findings of the National Committee and the discussion conclusions of the ORAC to derive final conclusions of the research, which led to this publication.

The Commission has reached conclusions on the relationship between the causes of the earthquake and the EGS project based on its findings, and the findings and conclusions will be completely published through the final report, conference presentations, and academic papers. In addition, the final report that contains all information on the research conducted and relevant data will be available sometime after April 2019, the official end of the Commission.

The abridged report being released with this presentation contains the main and summarized conclusions that constitute the most relevant information to today's conclusions. This abridged report will be utilized as an explanatory resource for the causes of the Pohang earthquake until the final report is

released and will be made available and downloadable to the public through the Geological Society of Korea website (www.gskorea.or.kr).

We offer our sincerest gratitude to everyone who has supported the work of the Korean Government Commission on the Pohang earthquake consisting of international and national scholars.

March 20, 2019

Kang-Kun Lee, Ph.D.
Korean Government Commission Chairperson
President of the Geological Society of Korea
Professor, Seoul National University

조사내용 및 결과 요약

1. 주요 조사연구 항목과 내용

정부조사연구단이 출범한 2018년 3월부터 지난 1년간 수행한 주요 연구내용은 다음과 같다.

1) 지열발전 실증연구팀에 자료 요청 목록 제출과 자료 확보(지진 관측 자료, 시추자료, 지구물리탐사자료, 지열발전 연구 초기 보고서, 수리자극 시험 자료 등) 및 분석
2) 현장 지구물리탐사 추가 수행 및 기존 자료 해석, 포항지진 전후의 위성 관측 자료 확보 및 분석
3) 포항 지열발전 실증연구시설 부지를 포함한 주변 지역의 지질구조 분석, 이와 연계한 시추 기록 및 시추 암편 분석
4) 수리자극이 실시되었던 지열공 2개에 대한 시추공 영상검층 및 PTS 검층 조사 수행
5) 탄성파 탐사 자료, 시추공 지진계 자료, 경상분지 속도 모델 등을 이용하여 속도구조 모델 구축
6) 2009년 1월 1일 이후부터 포항지진 본진 발생까지의 지진 관측자료 분석
7) EGS (Enhanced Geothermal System) 실증시설 부지 인근에서 발생한 지진들 중에서 98개 지진의 진원결정 및 규모 재산정을 통한 지진목록 작성
8) 수리자극에 의한 물 주입으로 심부 암반에 가해진 공극압 및 지하수 변화 분석
9) EGS 실증시설 부지에서의 지중 응력상태 분석
10) 지열공(PX-1, PX-2)의 시추 시 기록된 지질검층 자료, 시추 자료 및 이수활용 자료 등에 대한 분석

2. 주요 조사연구 결과

조사연구단은 다음과 같은 각 부분의 조사연구 결과들을 도출한 후, 이를 종합하여 포항지진의 원인에 관한 결론을 도출하였다.

1) 포항지진원 단층에 대한 지질구조:

포항지진을 발생시킨 지진원 단층은 마이오세 분지 확장기간 동안 인장력에 의해 만들어진 북동 방향의 여러 공액상(conjugate) 정단층들 중에서 곡강단층의 반향단층(antithetic faults) 중 하나가 현생 응력장하에서 우수향 수평이동성분을 가지는 역단층으로 재활성된 것으로 해석된다(관련내용 Fig. 2-10).

2) 지구물리탐사:

물리탐사 자료에서 포항 지열발전 실증연구부지 인근에 북북동 방향의 저비저항대가 나타나는 것으로 보이나 포항지역 지진원이 되는 단층과의 관계를 명확하게 파악하기 어렵다(관련내용 Figs. 3-2, 3-3, 3-4). 탄성파 탐사 자료를 이용하여 속도 구조와 경사 구조를 파악하였다(관련내용 Fig. 3-10, Table 3-3). 위성 관측 자료로부터 지표 변위를 분석하였고, 정적변형 모델링을 통해 추정한 단층면은 지질구조 분석과 진원 분포 분석 결과와 유사하다.

3) 지진 자료 추출과 발생의 시간적 분포:

EGS 실증부지를 중심으로 포항지역과 그 주변에서 2009년 1월 1일부터 2017년 11월 15일 본진까지 520개 지진을 식별하였다. EGS 실증시설 부지에서 진앙거리 5 km 이내, 진원깊이 10 km 미만인 지진들만 모아서 지진과 인위적 활동의 시간적인 상관성을 파악하였다. EGS 실증부지 근접 지역에서는 2009년 1월 1일부터 2015년 10월까지 지진이 검출되지 않았으나, PX-2 지열정 굴착 과정에서 발생한 이수 누출(mud loss)과 함께 미소지진이 검출되기 시작하여 그 이후 진행된 5차례 수리자극과 시간적으로 밀접하게 연관된 지진들이 검출되었다. 즉, EGS 실증연구부지 인근에서 발생한 지진의 시간적 분포가 EGS 프로젝트의 수행 과정에서 있었던 활동과 밀접하게 연관된다(관련내용 Figs. A-4-1, A-4-2).

4) 진원의 위치 결정과 분포 특징:

진원 위치 결정을 위해 속도 모델을 구축하였다. 천부층의 속도는 탄성파 탐사 자료와 시추공 지진계의 S-P파 주시 차이를 이용하여 결정하였다. 심부 속도 구조는 경상분지 속도 모델을 사용하였다.

2009년 1월 1일 이후부터 본진까지 포항지역과 그 주변에서 발생한 것으로 식별된 520개 지진 중에서 EGS 실증연구부지에서 진앙거리가 5 km 이상인 것, 진앙거리 5 km 이내이지만 진원깊이가 10 km 보다 깊은 것을 제외한 109개의 지진을 선별하였다. 이 109개의 지진 중에서 관측 자료 부족으로 상대위치 정확도가 떨어지는 11개의 지진을 제외하고 EGS 활동과 지진 발생의 연관성 분석을 위해 필요하다고 분류된 98개 지진을 대상으로 정밀 지진위치 분석을 수행하였다. 이렇게 결정된 지진원의 분포 중에서 PX-2 지열정을 이용한 수리자극과 연관된 지진들의 지진원 위치들을 3차원 공간상에 도시하면 평면에 가까운 분포 양상을 보이며, 이 평면(N214°/43°NW)은 포항지진 본진의 단층면해 주향/경사(N214°/51°NW)와 거의 일치한다. 이 평면을 PX-2 지열정으로 연장시키면 약 3,800 m(measured depth) 깊이에서 교차하는데 이는 영상검층, 이수 누출 등 다른 관측 내용들과 일치한다. 이런 결과들에 기초하여 PX-2 지열정을 이용한 수리자극과 연관되어 발생한 지진들과 포항지진 본진은 기존에 존재하였던 동일한 단층면상에서 유사한 단층운동에 의해 발생한 것으로 판단할 수 있다(관련내용 Figs. 5-4, 5-5, 5-7). 이 단층면상에서 포항지진 본진 이전에 발생한 지진들의 분포 범위 내에 포항지진 본진의 진원위치가 포함된다.

PX-2 지열정을 이용한 수리자극이 3차례 시행되었는데, 각각의 수리자극과 연관된 지진원들의 위치는 시기가 진행됨에 따라서 해당 평면상에서 남서쪽 방향으로 그리고 깊이가 깊어지는 쪽으로 이동한다. 이러한 이동 방향은 수리자극에 의한 공극압 모델링에서 나타난 공극압의 확산 경향과도 유사하다(관련내용 Fig. 5-8).

5) 진원분포로부터 결정한 단층면과 타 관측 자료의 연관성:

진원분포로부터 결정한 단층면을 PX-2 관정까지 연장하면 약 3,800 m 심도에서 교차하는 것으로 나타났다. PX-2 시추과정에서 확보된 시추 암편에서 3,790~3,815 m 구간에서 단층핵의 단층암(비지)을 추정할 수 있는 구조가 육안 관찰과 현미경 관찰로 나타났는데, 다른 구간의 시추 암편에 비해 원마도가 높고 풍화를 많이 받았으며 점토 물질들의 함량이 상대적으로 매우 높았다(관련내용 Figs. 2-16, 2-17, O-3, A-5).

2018년 8월 PX-1과 PX-2 지열정에 대한 시추공 PTS 검층과 영상 검층을 실시하였다. 관측 장비가 4,098 m 깊이까지 들어갈 수 있었던 PX-1 관정에 비해서 PX-2 관정에서는 3,783 m 심도에서 더 이상 들어갈 수 없었으며 시추공 영상이 갑자기 사라지는 현상이 나타났다(관련내용 Figs. A-1-1, A-1-3). 이는 심도 3,780 m 구간 하부에 케이싱이 파열, 손상, 또는 굴절되었거나 이와 함께 파열된 관정내로 혼탁액이 유입되었음을 추정할 수 있다.

포항지진의 단층파열이 이 심도구간을 통과하면서 PX-2 관정 케이싱을 파열시켰음을 의미하는 것으로, 이를 뒷받침하는 증거로 PX-2관정의 급격한 수위 하강이 관찰되었다. 포항지진 본진 발생 이전까지 지상으로 물이 배출되고 있었던 PX-1(본진 이후에도 물 배출됨)과 PX-2 지열정은 2018년 8월 관측 시에 각각 지하수위 심도가 113 m와 740 m 로 나타나서 포항지진 본진과 함께 PX-2에서 최소한 740 m 이상의 폭으로 수위가 급격하게 낮아진 것으로 파악되었다(관련내용 Fig. 6-7). 또한 포항지진 본진 이전과 이후의 PX-2 관정의 수화학 특징의 뚜렷한 변화가 나타났는데, 본진 이전에 배출된 물은 주입수의 특징을, 본진 이후에는 빠른 속도로 심부 지열수의 특징을 반영하고 있다. 이는 케이싱 파열로 이 구간으로 주변 심부 지하수가 유입됨을 암시한다(관련내용 Figs. 6-11, 6-12, 6-13).

PX-1과 PX-2 지열정의 수위 차이는 2019년 2월 28일 현재 약 600 m 이상이고, 수위 상승 속도도 약 2배 정도 차이가 나며, 수화학 특성도 뚜렷한 차이를 보인다. 두 지열정 내부에서의 수위 차이가 실제 주변 지하수의 수위 차이와는 다를 수 있지만, 현재까지 짧은 기간 동안의 수위와 수화학 특성 자료만으로 두 지열정에서 나타나는 차이를 명확히 설명하기 어렵다. 두 지열정의 수위 차이에 의한 비정상적인 수리경사는 수리환경의 급격한 변화를 야기할 수 있다. 이런 상황에 대비하여 향후 미소지진 및 안전성에 관한 장기적인 모니터링과 분석이 필요하다.

6) 수리자극 과정의 물 주입과 공극압의 확산:

수리자극 과정에서 주입된 물에 의해서 주입부(지열정의 open hole section)로부터 거리와 시간에 따른 공극압의 변화를 모델링하기 위해 우선 수리상수를 계산하였다. 수리전도도와 저류계수 등의 수리상수는 주입기간에 관측된 압력과 주입률 자료를 이용하여 해석적 및 수치적인 방법으로 계산하였다.

PX-1과 PX-2 지열정 사이에 놓여있는 단층대가 저투수성 단층핵(fault core)을 갖는 경우를 Case A로, 단층핵이 없이 상대적으로 높은 투수성의 단층손상대(fault damage zone)만을 갖는 경우를 Case B로 설정하여 수리모델링을 수행하여 공극압의 시공간적인 변화를 분석하였다.

Coulomb 응력변화가 0.01 MPa이상이면 단층이 임계응력상태일 때 지진의 발생을 증가시키거나 지진을 유발할 수 있는 것으로 알려져 있는데, 공극압 계산 결과와 지진발생 빈도를 비교한 결과 공극압이 0.02~0.06 MPa 증가하는 경우 지진의 발생빈도가 커지는 것으로 분석되었다(관련내용 Fig. 6-6). M_W 3.2와 M_W 5.5 지

진이 발생한 2017년 4월 15일과 11월 15일에 지열정 주변에서의 공극압의 변화를 보면, 2017년 4월 15일에는 PX-2 주변에 0.1 MPa 이상의 공극압의 변화가 형성되었다(관련내용 Fig. 6-4). 2017년 11월 15일에는 4월 15일 보다 단층면 상에 넓게 공극압이 증가되는 것으로 나타났다. 특히 2017년 9월 18일 5차 수리자극이후 약 2개월 경과했음에도 불구하고, 0.02 MPa이상의 공극압의 변화가 PX-1, PX-2 및 단층에서 폭 넓게 남아 있는 것으로 분석되었다(관련내용 Fig. 6-4). 2017년 4월 15일 M_W 3.2 지진과 2017년 11월 15일 M_W 5.5의 지진의 진원에서 공극압의 변화를 보면, 특히 PX-2에서의 수리자극에 의해 공극압이 크게 증가하는 시점에서 발생(2017년 4월 15일)했거나 단층면을 따라 공극압이 넓게 확산되어 있는 시점(2017년 11월 15일)에서 나타났다(관련내용 Fig. 6-5). 수리자극 이후 공극압은 시간이 경과하면서 그 주변으로 압력 변화를 확산시키며 지열정의 주입구간에서부터의 거리와 수리상수에 따라서 일정 시간 후에 지진이 발생할 수 있음을 나타낸다.

7) 이수 누출(mud loss)로 인한 지진 발생의 시간 지연 관측:

PX-2 지열정의 굴착 과정에서 전체 651.6 m^3의 이수(drilling mud)가 주변 지층으로 누출되었는데, 심도 3,800 m 지점에서 이수 누출이 집중적으로 발생하였다(관련내용 Fig. A-2-1). 3,800 m 해당심도 구간 굴착 시 이수의 밀도가 1.6 g/cm^3을 상회하여 주변 지하수 압력에 비해 상대적으로 20 MPa 이상 높은 압력이 만들어졌다. 따라서 이수의 누출은 마치 압력 20 MPa 정도로 이수 누출에 해당되는 부피의 물을 지층에 주입하는 수리자극과 같은 영향을 주변 지층에 가했다고 할 수 있다. 이수의 누출 직후에 아주 작은 규모의 지진들이 발생하였고, 이수의 누출이 크게 발생한 시점으로부터 약 1개월 후에 이수 누출과 연계된 가장 큰 규모의 지진(M_W 0.9)이 발생하였다(관련내용 Fig. A-2-2). 이는 관정을 통한 이수 누출의 발생이 주변 지층으로 공급압을 전파하여 일정한 시간이 경과한 이후인 11월 30일에 M_W 0.9 지진을 발생시켰다고 판단된다. 이것은 인위적인 누출이나 주입의 시점과 이와 연관된 최대규모 지진의 발생 사이에는 시간 지연이 가능함을 실제적으로 관측한 사례라고 할 수 있다.

8) 지중응력상태:

지진 포컬 메커니즘 응력 역산 및 시추공 응력 지시자 등, 여러 기법을 기반으로 포항 지열발전 실증연구부지 하부의 응력 상태를 분석하였다. 최대 수평 주응력의 방향은 깊이에 따라 변하여 얕은 깊이(700~800 m)에서는 SE-NW, 4 km 하부 심도에서는 ENE-WSW로 나타났다. 응력체계 또한 관측 범위에 따라 변하여 지역적 규모에서는 주향이동단층운동에 유리한 응력체계를 보이고, 보다 좁은 시추공 규모에서는 역단층운동에 유리한 응력 체계를 보인다. 모든 경우에 연직응력과 최소수평주응력의 크기가 유사한 것으로 나타났다(관련내용 Table 4-1).

포항지역의 응력장 하에서 2017년 11월 15일 포항지진을 발생시킨 단층의 전단성향은 0.57로 산정되었으며 이는 최적 단층방향 전단성향의 92~95% 수준에 이르는 높은 값이다. 이 값은 PX-2 굴착시 4.2 km에서 회수된 암석 코어시료 내 자연균열의 마찰계수(0.53)와 유사하거나 약간 큰 값이며, 이 값들이 지진 발생 깊이에서의 단층 마찰 특성을 대표하는 경우, 지진 발생 단층은 자연 상태에서 임계치의 응력이거나 이에 근접한 상태에 있었음을 의미한다(관련내용 Figs. 4-12, 4-13).

3. 포항지진의 원인에 관한 결론

주요 연구 결과들을 종합 분석하여 포항지진과 지열발전 실증연구 프로젝트의 연관성과 포항지진의 원인에 관하여 다음과 같이 판단하였다.

지열발전 실증연구 수행중 지열정 굴착과 두 지열정(PX-1, PX-2)을 이용한 수리자극이 시행되었고, 굴착시 발생한 이수 누출과 PX-2를 통해 높은 압력으로 주입한 물에 의해 확산된 공극압이 포항지진 단층면 상에 남서방향으로 깊어지는 심도의 미소지진들을 순차적으로 유발시켰다. 시간의 경과에 따라 결과적으로 그 영향이 본진의 진원 위치에 도달되고 누적되어 거의 임계응력상태에 있었던 단층에서 포항지진이 촉발되었다.

'유발(induced)'지진과 '촉발(triggered)'지진에 관한 정의가 국제적으로 확립되지 않은 상태이기 때문에 본 보고서에서 사용한 '유발'과 '촉발'의 의미를 좀 더 정확히 나타내기 위해 해외조사위원회 보고서에 영문으로 '유발'과 '촉발'의 의미를 정의하였다(해외조사위원회(ORAC) 보고서 페이지 O-10). 이 용어의 정의는 본 보고서에서 사용한 용어를 설명하는데 국한한다. 정확한 의미는 영문 원문을 참조하기 바라며, 한글 의역은 다음과 같다.

'유발'지진은 지구 내부에서 유체 주입의 영향으로 공극압과 응력이 변화된 암석의 공간적 범위 내에서 일어날 수 있는 규모의 지진으로, 이 때의 지진은 유체 주입과 조구조 운동으로 축적된 변형에너지를 방출한다. '촉발'지진은 인위적인 영향이 최초의 원인이지만 그 영향으로 자극을 받은 공간적 범위를 크게 벗어나는 규모의 지진으로, 이 때의 지진은 대부분 조구조 운동으로 축적된 변형에너지를 방출한다.

Overseas Research Advisory Committee Report on the Pohang Earthquake

Shemin Ge[1], Domenico Giardini[2], William Ellsworth[3], Toshihiko Shimamoto[4], John Townend[5]

[1]Department of Geological Sciences, University of Colorado Boulder
[2]Department of Earth Sciences, ETH Zürich
[3]Department of Geophysics, Stanford University
[4]State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration; Shimamoto Earth and Environment Laboratory Ltd.
[5]School of Geography, Environment and Earth Sciences, Victoria University of Wellington

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 해외조사위원회 요약보고서

Overseas Research Advisory Committee Report on the Pohang Earthquake

Table of Contents

Page	
O-7	1. Background
O-7	1.1. Pohang earthquake of 15 November 2017
O-7	1.2. Enquiry terms of reference
O-8	1.3. Composition and mandate of the Overseas Research Advisory Committee (ORAC)
O-8	1.4. Pohang EGS project overview
O-9	1.5. Project timeline
O-10	1.6. Terminology used in this report
O-11	2. Regional setting
O-11	2.1. Geological history
O-11	2.2. Active faulting in southeast Korea
O-12	2.3. Historical and recent seismicity of Korea
O-13	2.4. Regional stress field
O-14	3. Site geology and geophysics
O-14	3.1. Pre-drilling site investigations and local stratigraphy
O-14	3.2. Petrographic analysis of fault zones identified during drilling
O-16	3.3. Frictional characteristics of basement rocks
O-16	3.4. State of stress at the Pohang drill site
O-18	4. Seismicity associated with injection
O-20	4.1. Temporal patterns of seismicity before and during drilling
O-20	4.1.1. Seismicity near the EGS site prior to simulation
O-20	4.1.2. Seismicity induced by mud loss during drilling
O-21	4.2. Spatial patterns of seismicity
O-23	4.2.1. Seismicity associated with PX-1
O-24	4.2.2. Seismicity associated with PX-2
O-25	4.3. Focal mechanisms

Page

O-28 4.4. Magnitude-frequency characteristics
O-29 5. Model-based analyses of triggering mechanisms
O-29 5.1. Effects of Tohoku and Gyeongju earthquakes
O-30 5.2. Hydrogeologic analysis of fluid pressure perturbations
O-33 6. M_W 5.5 Pohang earthquake of 15 November 2017
O-33 6.1. Foreshock activity
O-34 6.2. Location and timing of mainshock
O-35 6.3. Mainshock focal mechanism
O-36 6.4. Magnitude of mainshock and previous scaling arguments
O-37 6.5. Aftershock activity
O-38 7. Findings, conclusion and lessons learned
O-38 7.1. Findings
O-40 7.2. Conclusion
O-41 7.3. Lessons learned
O-43 8. References

Executive Summary

On the afternoon of November 15, 2017, the coastal city of Pohang, Korea, was rocked by a magnitude 5.5 earthquake (M_W, USGS). The earthquake injured 135 residents, displaced more than 1,700 people into emergency housing and caused more than $75 M (USD) in direct damage to over 57,000 structures and over $300 M (USD) of total economic impact, as estimated by the Bank of Korea. This was the most damaging earthquake to strike the Korean Peninsula for centuries.

Questions soon arose about the possible involvement in the earthquake of the Republic of Korea's first Enhanced Geothermal System (EGS) project, as the epicenter of the quake was located near the project's drill site. Debate within the Korean and international scientific communities did not resolve whether the earthquake as associated with the EGS or of purely tectonic origin.

Following this, the Pohang EGS project was suspended and the Korean Government commissioned the Geological Society of Korea to produce an evaluation report. An Overseas Research Advisory Committee (ORAC) was formed, consisting of William Ellsworth (Stanford University, United States), Shemin Ge (University of Colorado Boulder, United States; co-chair), Domenico Giardini (ETH Zürich, Switzerland; co-chair), Toshihiko Shimamoto (China Earthquake Administration) and John Townend (Victoria University of Wellington, New Zealand).

ORAC's mandate was to elucidate the origin of the Pohang November 15, 2017 mainshock. The committee's work started in March 2018, and included four meetings in Korea and intense work with Korean colleagues. The work involved performing ORAC's own analyses and taking into account the results and evidences collected by other groups and researchers working on the earthquake sequence, as well as data made available by the NexGeo project operator and by agencies involved in monitoring the seismicity during the EGS development.

The Pohang EGS project was intending to create an artificial geothermal reservoir within low-permeability crystalline basement by hydraulically stimulating the rock to form a connected network of fractures between two wells, PX-1 and PX-2.

Forensic examination of the tectonic stress conditions, local geology, well drilling data, the five high-pressure well stimulations undertaken to create the EGS reservoir, and the seismicity induced by injection produced definitive evidence that small earthquakes induced by high-pressure injection into the PX-2 well activated the fault that ultimately ruptured in the M_W 5.5 earthquake.

Pre-drilling site investigations failed to identify any active faults in the vicinity of the EGS project, but also indicated that the faults in the region capable of generating moderate or large earthquakes were critically stressed, as shown by stress state investigations and by the occurrence in 2016 of the M_L 5.8 (M_W 5.4, USGS) Gyeongju earthquake nearby.

During drilling, a fault zone was crossed by the PX-2 well at almost 4 km depth, where extensive mud loss occurred that triggered seismic events. The fault's position and orientation were delineated by the seismicity induced during subsequent injections into PX-2. The locations of these earthquakes relative to the borehole, their delineation of a planar structure that projects to a fault zone recognizable in borehole logs — which subsequent seismological and geodetic observations indicated was likely the mainshock fault — and the occurrence of seismicity releasing tectonic strain during each stimulation phase indicate that this pre-existing fault was highly sensitive to perturbations. The events associated with PX-2 injection affected a portion of the fault of approximately 600 m × 1,000 m dimensions; foreshocks occurred in the 24 hours preceding the mainshock, which initiated in the lower part of the fault already stimulated by the PX-2 injections.

ORAC concludes that the Pohang earthquake was triggered by the EGS stimulation. Seismicity induced by injection activated a previously unmapped fault zone, which in turn triggered the mainshock. Once initiated, the Pohang earthquake grew through the release of tectonic strain.

The cuttings extracted during the drilling of PX-2 contained a large amount of fault gouge at depths of about 3,800 m, close to the biggest mud-loss zone, revealing the presence of a fault. The fault's location is close to the intersection with the PX-2 well of the main fault inferred from seismicity. Hydraulic modeling of the injections in PX-1 and PX-2 corroborate the conclusion that the fault responsible for the M_W 5.5 earthquake was stimulated by the PX-2 injection.

Important lessons of a general nature can be learned from the Pohang experience, and can serve to increase the safety of future EGS projects in Korea and elsewhere.

The ORAC report represents the unanimous opinion of the ORAC members.

1. Background

1.1. Pohang earthquake of 15 November 2017

On November 15, 2017, a magnitude (M_W) 5.5 earthquake shook the city of Pohang, Korea (Figure O-1). The earthquake injured 135 residents, displaced more than 1700 people into emergency housing and caused more than $75 M (USD) in direct damage to over 57,000 structures and over $300 M (USD) of total economic impact, as estimated by the Bank of Korea. This was the most damaging earthquake to strike the Korean Peninsula for centuries. Questions soon arose about the possible involvement in the earthquake of the Republic of Korea's first Enhanced Geothermal System (EGS) project, as the epicenter of the quake was located near the project's drill site.

1.2. Enquiry terms of reference

Shortly after the 2017 Pohang earthquake, a debate arose regarding the cause of the earthquake. The central question in this debate was whether the EGS stimulations had triggered this earthquake.

On one side of the debate is the argument that the 2017 Pohang earthquake is a natural event unrelated to EGS activities. Situated on the eastern margin of the Eurasian tectonic plate, the Pohang area and Korea in general exhibit low levels of seismicity in comparison with neighboring Japan and China. However, damaging earthquakes have happened in historical and modern times. Faults active during the Quaternary are recognized [*Ree et al.*, 2003], and the region has experienced some seismicity in recent decades including the M_L 4.5 Yongwol event in 1996 and the M_L 5.8 (M_W 5.4) Gyeongju event in 2016 [*Kim et al.*, 2018b; *Kim et al.*, 2016; *Lee et al.*, 2018]. During a period from the 15th to the 18th centuries, southeastern Korea experienced elevated levels of seismicity [*Lee and Yang*, 2006].

An alternative view is that the 2017 Pohang earthquake was triggered by the hydraulic stimulations at the Pohang EGS site nearby. The hydraulic stimulations took place over the two years prior to the Pohang earthquake. There are clear spatial and temporal correlations between hydraulic stimulation activity and earthquake occurrences. EGS hydraulic stimulations elsewhere such as in Basel, Switzerland [*Deichmann and Giardini*, 2009], are known to have caused damaging earthquakes and forced geothermal operations to be shut down.

The historical and recent occurrence of tectonic earthquakes nearby does not preclude the possibility that the 2017 Pohang earthquake was triggered by EGS activities. While spatial and temporal correlations are the primary basis for linking hydraulic stimulation to earthquakes, they do not necessarily demonstrate causation and in the case of the Pohang earthquake require specific investigation.

1.3. Composition and mandate of the Overseas Research Advisory Committee (ORAC)

To address the central question of whether EGS activities triggered the Pohang earthquake, the Geological Society of Korea, on behalf of the Korean government, assembled a panel of researchers to form the Overseas Research Advisory Committee (ORAC) with expertise covering seismology (Ellsworth, Giardini), geomechanics (Townend, Giardini), geology (Shimamoto), and hydrogeology (Ge).

ORAC's mandate was to answer authoritatively the question "Was the Pohang event induced?"

ORAC worked from March 2018 to March 2019, with the committee members making four visits to Korea and interacting extensively with Korean colleagues. The work involved undertaking new analysis and taking into account the results and evidence collected by other groups and researchers working on the earthquake sequence, as well as data made available by the EGS project team (NexGeo and the Korean Institute of Geoscience and Mineral Resources, KIGAM), the Korea Meteorological Administration (KMA), and university researchers not involved in either the official inquiry or the EGS project.

In this report, all times and dates are given in Universal Coordinated Time (UTC), which is nine hours behind Korean Standard Time (KST).

1.4. Pohang EGS project overview

The Pohang Enhanced Geothermal System (EGS) Project was intended to demonstrate the potential of geothermal energy production in a ~4 km-deep granodioritic reservoir overlain by Cretaceous volcanics and sedimentary rocks, Tertiary volcanics and sedimentary rocks, and Quaternary sediments. The Pohang area is one of the highest heat-flow areas in Korea and has been the focus of dedicated geothermal research since 2003 [*Lee et al.,* 2010].

Over the course of approximately four years from 2012 to 2016, two exploratory wells named PX-1 and PX-2 were drilled into the bedrock to develop the enhanced geothermal system (Figure O-1). PX-1 had a designed depth of 4,127 m, but the drill pipe became stuck and was broken and not recoverable below a depth of 2,485 m. PX-1 was later side-tracked and extended in the WNW direction to a depth of 4,215 m, measured depth (MD) 4,362 m. PX-2 was drilled to a depth of 4,340 m (MD 4,348 m). Note that all depths were measured from the drill rig floor, which is 9 m above the ground surface.

PX-1 and PX-2 are 6 m apart from each other in the north-south direction on the ground surface but they are approximately 600 m apart at the bottom. Both wells are cased along their length except for the bottom 313 m in PX-1 and 140 m in PX-2. These bottom intervals are open for fluid injection and flow back. The inner diameters of the casing and open intervals are 155 mm and 216 mm, respectively.



Figure O-1. Pohang EGS location and the schematics of the two exploration wells PX-1 and PX-2.

1.5. Project timeline

Five hydraulic stimulations were conducted in PX-1 and PX-2 between January 29, 2016 and September 18, 2017. The first, third, and fifth stimulations were conducted in PX-2 and the second and fourth in PX-1. Each hydraulic stimulation involved multiple periods of injection, when water is forced into the formation under a wellhead pressure and repeated periods of shut-in or water flowing back to the surface. The Pohang earthquake occurred during shut-in of PX-1 and flow-back of PX-2 after the fifth stimulation.

Injection rates and wellhead pressures for all five stimulations were recorded. The temporal resolutions for these data are seconds for PX-1 and one minute for PX-2. Figure O-2 shows the injection rates and the net injection volume over the entire period of five stimulations. The volumes of water injected into and flowed back from PX-1 are 5,663 m^3 and 3,968 m^3. The volumes of water injected into and flowed back from PX-2 are 7,135 m^3 and 2,989 m^3. Thus, a net volume of 5,841 m^3 of injected water remains in the subsurface.

In PX-2, the maximum wellhead pressure and injection rate reached 89.20 MPa and 46.83 $\times$ 10^{-3} m^3/s during the first stimulation. In PX-1, the maximum wellhead pressure and injection rate reached 27.71 MPa and 19.08 $\times$ 10^{-3} m^3/s during the second stimulation. Injection pressures were higher overall for PX-2 than for PX-1 at similar injection rates. Seismicity accompanied each stimulation and continued for up to several months (Figure O-2).

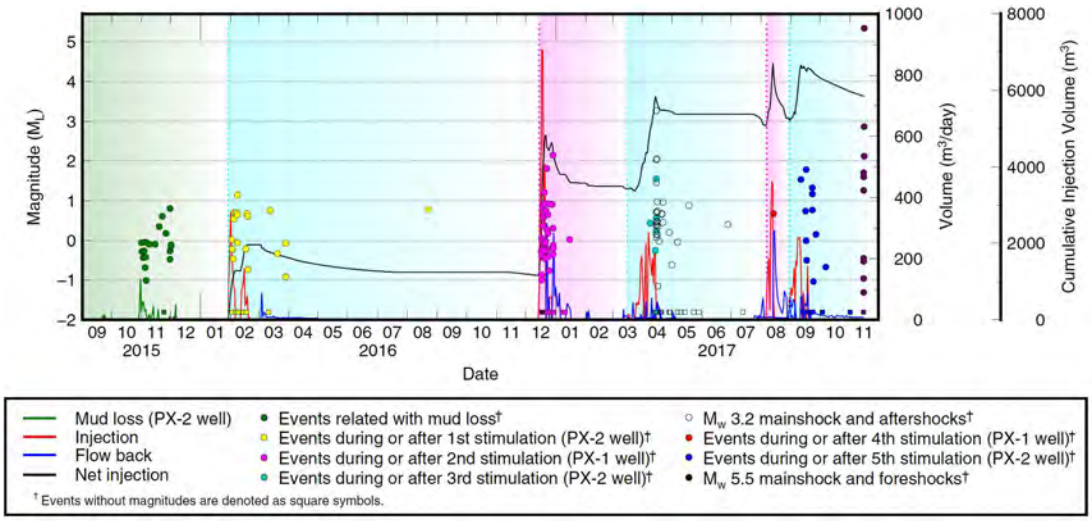


Figure O-2. Timeline of the Pohang EGS stimulations and seismicity leading up to the November 15, 2017 M_W 5.5 Pohang earthquake. Earthquakes with measured local magnitudes (M_L) are represented by colored dots (left-hand scale). Daily injection and flow-back volumes and the cumulative net injection volume are illustrated with colored lines (right-hand scales).

1.6. Terminology used in this report

Earthquakes can occur as a consequence of a wide variety of industrial activities, including the impoundment of high dams, underground mining, petroleum production and storage, geothermal energy extraction, CO_2 sequestration and wastewater disposal by injection [*Ellsworth*, 2013; *Grigoli et al.*, 2017]. The earthquakes caused by these activities are sometimes referred to as "induced" or "triggered" to identify them as being of anthropogenic origin.

In the scientific literature, "induced" and "triggered" are sometimes used to draw a distinction between earthquakes that primarily release strains created by the industrial process (induced) and earthquakes that primarily release natural tectonic strain (triggered; e.g. McGarr et al., 2002). The term "induced" is also used to refer to all anthropogenic earthquakes, as only human activity can induce earthquakes, while natural earthquakes routinely trigger other earthquakes.

Because use of terms "induced" and "triggered" can be confusing, we adopt the following definitions for these terms in this report in the specific context of activities connected to the Pohang EGS project:

Induced Earthquakes occur within the volume of rock in which pressure or stress changes as a consequence of injection. Their magnitudes are consistent with the spatial dimension of the stimulated volume. They can occur both during injection and after injection ceases. They may release tectonic strains or strains created by injection pressure or volume.

Triggered Earthquakes are runaway ruptures, initiated by anthropogenic forcing that grow in size

beyond the bounds of the stimulated region. They release tectonic strain.

As an example, within a volume affected by stimulation with a diameter of 1,000 m, earthquakes as large as approximately magnitude 4 would be classified as induced, as they would largely be contained within the stimulated zone. Earthquakes with magnitudes exceeding 5 would be classified as triggered as their ruptures would extend beyond the stimulated volume.

2. Regional setting

2.1. Geological history

The Pohang EGS site is located within the Pohang Basin, one of several sedimentary basins that formed in the early Miocene during back-arc extension and opening of the East Sea [*Son et al.*, 2015]. The basin is bordered to the west and south by the N-striking Western Border Fault and the NE-striking Ocheon Fault System, respectively, which are each composed of strike-slip and normal fault segments that formed during the basin's extensional phase [*Cheon et al.*, 2012; *Son et al.*, 2015]. A change in regional tectonics in the late Miocene resulted in broadly ENE-WSW compression across the southeastern Korean Peninsula [*Chough et al.*, 2000; *Park et al.*, 2007].

Surface mapping and borehole investigations undertaken prior to the EGS project revealed a thin layer of Quaternary alluvium overlying a 200-400 m-thick Tertiary mudstone, ~1000 m-thick Cretaceous sandstone/mudstone sequence interlayered with Eocene volcanic intrusions, ~900 m-thick Cretaceous volcanics, and granodioritic basement below approximately 2.2 km [*Kwon et al.*, 2018; *Lee et al.*, 2015].

The geothermal gradient near Pohang has been recognized since the 1960s as being higher than in most other parts of Korea, in which the average geothermal gradient is 25℃/km [*Lee et al.*, 2010]. Exploratory drilling and geophysical surveys conducted by the Korean Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) between 2003 and 2008 revealed a much higher geothermal gradient in Pohang and temperatures at 5 km depth of ~180℃ [*Lee et al.*, 2015; *Lee et al.*, 2010]. These findings formed the basis of the Pohang EGS project (from 2010) and the drilling of the PX-1 and PX-2 wells.

2.2. Active faulting in southeast Korea

Most earthquakes on the Korean Peninsula are too small to leave geological evidence at the surface and neither the 2016 Gyeongju earthquake nor the 2017 Pohang earthquake produced a

distinct surface rupture — although ground damage indicative of faulting was observed at Pohang [*Choi et al.*, 2019; *Gihm et al.*, 2018]. Paleoseismic investigations of active faults have not proven effective in Korea and geologists have instead considered active those faults that dissect Quaternary formations and referred to them as "Quaternary faults".

Much of the Quaternary faulting recognized in southeastern Korea occurs on subsidiary faults associated with the Yangsan and Ulsan faults [*Ree et al.*, 2003]. Those associated with the Yangsan fault tend to be N- or NNE-striking subvertical dextral strike-slip faults, whereas those associated with the Ulsan fault are typically NNE- to NNW-striking reverse faults [*Ree et al.*, 2003].

The EGS drill site is situated within 5 km of the E-striking Heunghae Fault and the NNE-striking Gokgang Fault, which together bound the northeast corner of the Doumsan structural domain. The blind Gokgang fault has a similar strike to the fault that ruptured in the 2017 Pohang earthquake, but an antithetic (ESE) dip. No Quaternary faulting close to the EGS site was recognized prior to the 2017 earthquake, although Quaternary faults had previously been identified within 15 km of the site at outcrops on the Yangsan fault and Wangsan faults [*Ree and Kwon*, 2005; *Ree et al.*, 2003].

2.3. Historical and recent seismicity of Korea

The Korean Peninsula exhibits much lower rates of seismicity than surrounding regions, particularly Japan. The Korean Meteorological Administration's online seismicity catalog lists only 10 earthquakes larger than M_L 5 in the Korean region since national seismic monitoring began in 1978 (http://www.kma.go.kr/weather/earthquake_volcano/domesticlist.jsp, last accessed 26 February 2019). The historical record of seismicity spans two millennia and reveals that earthquakes have occurred throughout the Korean Peninsula [*Lee and Yang,* 2006]. The attribution of preinstrumental earthquakes to specific faults is difficult [*Houng and Hong*, 2013] but the historic catalog indicates the occurrence in southeastern Korea of more than 100 "felt" earthquakes, of which at least 11 produced Modified Mercalli Intensity shaking exceeding VIII [*Kim et al.*, 2018b]. This latter group includes a M~6.7 earthquake in 779 AD and M~6.4 earthquake in 1306 AD. The historical seismicity in southern Korea proves that the major active fault systems identified in the regional geology (such as the Yangsan fault) have been active in historical and recent times [*Lee and Yang,* 2006].

The most recent large event to occur in southeastern Korea prior to the 2017 earthquake was the M_L 5.8 (M_W 5.4) Gyeongju earthquake of 12 September 2016, which was preceded 48 minutes earlier by a M_L 5.1 foreshock. These events occurred approximately 40 km south of the Pohang EGS site. Aftershock relocations and analysis of the foreshock and mainshock focal mechanisms indicated strike-slip motion on a steeply-east-dipping NNE-striking fault plane at mid-crustal depths of approximately 15 km [*Hong et al.*, 2017; *Kim et al.*, 2018b].

2.4. Regional stress field

Earthquakes are a manifestation of faults slipping in response to the stresses acting on them, and it is therefore important to understand the state of stress near the Pohang EGS site in order to understand the cause of the Pohang earthquake.

The susceptibility of a fault to slip in shear in response to a particular state of stress is governed by the Mohr–Coulomb criterion, $\tau = \mu (S_n - P_f)$, where τ is the shear stress, S_n is the normal stress, P_f is the fluid pressure, and μ is the coefficient of friction. The shear and normal stresses depend on the orientation of the plane of interest, typically represented by its strike and dip, and the orientations and magnitudes of the three orthogonal principal stresses, S_1, S_2 and S_3, where $S_1 \geq S_2 \geq S_3$ and we adopt the geological convention that compressive stresses are positive numbers. The fluid pressure is the sum of the background fluid pressure, which at shallow depth in the crust generally increases linearly with depth, and any spatial or temporal perturbation.

To fully specify the state of stress, we ideally require knowledge of six parameters specifying the magnitudes and orientations of S_1, S_2 and S_3. In many cases, one of the principal stresses is observed to be oriented vertically and is referred to as the vertical stress, S_v. The orientations of all three principal stresses can then be described by specifying which of the principal stresses is vertical and the orientation of the azimuth of maximum horizontal compressive stress ("S_{Hmax}"). The terms "normal stress state", "strike–slip stress state" and "reverse stress state" are used to refer to the case in which S_1, S_2 and S_3, respectively, is the vertical stress. A common situation, especially when estimating stress parameters from seismological data, is to know the orientations of all three principal stresses and a single stress magnitude parameter $R = (S_1 - S_2)/(S_1 - S_3)$.

The state of contemporary tectonic stress in the Korean Peninsula has been studied by several groups in recent years using a variety of borehole and seismological techniques [*Kim et al.,* 2017; *Lee et al.,* 2017b; *Soh et al.*, 2018]. We focus here on those results most pertinent to stress in the vicinity of the Pohang EGS site and at depths comparable to the depth of the 15 November earthquake.

Soh et al. [2018] mapped stress parameters throughout the Korean Peninsula using earthquake focal mechanism analysis and documented a strike–slip stress state ($S_v = S_2$), R~0.85, and ENE–WSW S_{Hmax} orientation in southeastern South Korea. Analysis of focal mechanisms recorded between 1997 and 2016 within 70 km of the Pohang EGS site yields a strike–slip stress state ($S_v = S_2$), R~0.88, and S_{Hmax} = 074° (see Chapter 4). This result is similar to that obtained using the focal mechanisms of aftershocks following the 15 November 2017 earthquake (R = 0.87, S_{Hmax} = 086°).

The state of stress at shallow depths within ~10 km of the EGS site was investigated using borehole data by *Kim et al.* [2017] and *Lee et al.* [2017a], who derived S_{Hmax} estimates of approximately 130° at depths of ~700 m and inferred the stress state to be strike–slip.

Quaternary fault data have also been used to determine the regional stress field representative of

longer time scales and broader spatial domains. *Park et al.* [2006] analyzed 24 fault slip measurements from southeastern Korea and inferred a reverse stress state with an azimuth for the subhorizontal S_1 axis of approximately 070°. That analysis, however, indicated a stress ratio of R = 0.35, lower than obtained from seismological or borehole measurements.

3. Site geology and geophysics

3.1. Pre-drilling site investigations and local stratigraphy

Prior to the drilling of PX-1 and PX-2, an extensive program of geophysical site characterization was undertaken by the Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM), as detailed in Chapter 3. Magnetotelluric measurements revealed W-dipping conductive features beneath the EGS site, which were interpreted as fracture zones and potential geothermal targets [*Lee et al.,* 2015]. However, the limited spatial resolution of the models did not enable the presence of a large discrete fault to be determined.

During the drilling of PX-1 and PX-2 the drill cuttings were analyzed at regular depth intervals by on-site geologists who created records of lithologic observations referred to as "mud logs". These observations were used to identify the geologic units crossed by the drill holes and the depths of formation boundaries. The integrated stratigraphy of the PX-1 and PX-2 wells inferred from mud logs and wireline geophysical measurements undertaken during drilling, and later reanalysis of cuttings, is described in detail in Chapter 2. The stratigraphy consists of Miocene Pohang Basin sediments extending to a depth of ~200 m, overlying Cretaceous sedimentary and volcanic rocks and Paleozoic granodiorite below ~2,350 m.

A seismic velocity model based on check-shot data, PX-2 sonic logs and the borehole stratigraphy was constructed during the course of the Korean Government Commission's inquiry (see Chapter 4) and augmented with regional seismological observations to form the composite model used to determine the location of the seismic activity (see Chapter 5).

3.2. Petrographic analysis of fault zones identified during drilling

Identifying faults that cross the drill holes is important for understanding the geologic framework of the Pohang earthquake. Most drill cuttings are fresh and angular as shown in Figure O-3a. However, the cuttings from PX-2 in the depth interval from 3,790~3,816 m contain a large fraction

of round-shaped "mud balls" that can be broken easily by hand (Figure O-3b). Figure O-3c illustrates the microstructure of a mud ball showing a typical fault gouge structure in which clasts are scattered

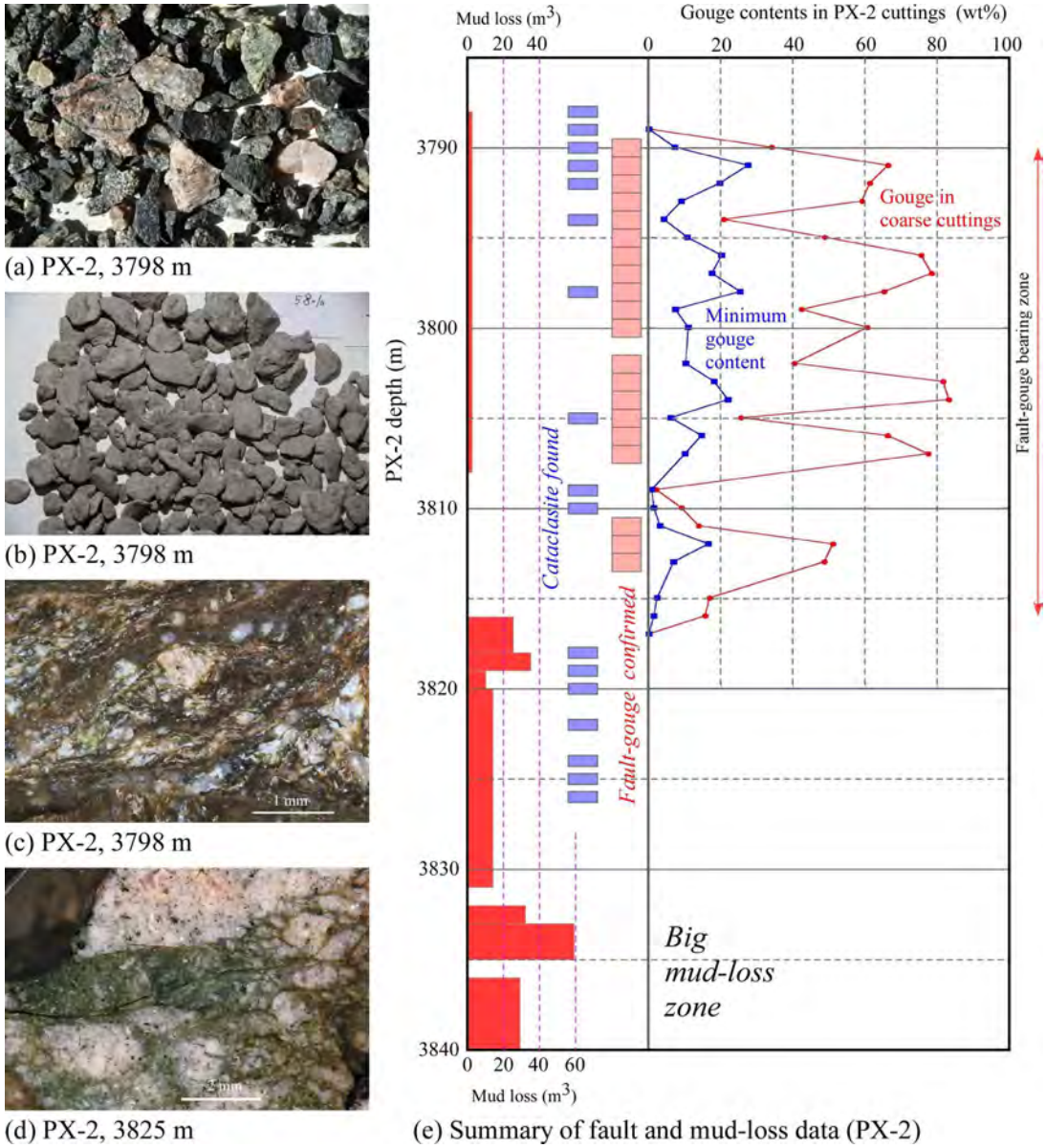


Figure O-3. (a, b) Photographs of representative (a) rock fragments and (b) mud balls extracted from cuttings at a depth of 3,798 m in the PX2 borehole (with 1 mm blue grid shown for scale). In this sample, mud balls account for ~65 wt.% of the cuttings. (c, d) Photomicrographs under a stereo-microscope of (c) incohesive fault gouge constituting a mud ball from 3,798 m and (d) a granitic cataclasite from 3,825 m. (e) A summary of fault and mud-loss data for the depths of 3,785~3,840 m in the PX-2 borehole, revealing a large-scale fault. The mud-loss data were quoted from an unpublished compilation of drilling data by Geo-Energie Suisse.

within a sheared and foliated matrix. Detailed microscopic examination of over 100 mud balls (summarized in Figure O-3e) reveals that they are fragments of fault gouge and breccia. Fragments of cohesive cataclasite such as that shown in Figure O-3d were also observed. Cuttings below 3,791 m contain fragments of granite (e.g., pinkish fragments in Figures O-3a, O-3c and O-3d), in contrast with granodiorite mixed with fine-grained igneous rocks at shallower depths. The data illustrated in Figure O-3e indicate the presence of a fault gouge and breccia zone several meters in thickness.

In August 2018, the Korean investigation team ran wireline logs in PX-2 to better understand the borehole environment after the earthquake. The logging tools were unable to descend below 3,783 m (Figure A-1-3) due to obstruction of the well. This depth nearly coincides with the top of the fault gouge zone illustrated in Figure O-3e. It is possible that fault movement during the Pohang earthquake caused damage to the borehole at this depth.

The biggest mud loss occurred at depths of 3,830~3,840 m in October－November 2015 while PX-2 was being drilled, and required lost circulation material to be pumped into the well to stabilize the hole and prevent further mud loss. The data shown in Figure O-3e suggest that the mud loss occurred in a fault zone within fractured host rocks. The mud loss event is discussed in Section 4.1.

3.3. Frictional characteristics of basement rocks

The frictional properties of the basement rocks were determined from cuttings from a depth of 3,607 m in PX-2 and analogous granitic lithologies sampled in nearby fault outcrops. Three velocity-cycle tests and three normal-stress cycle tests were conducted at a temperature of approximately 200°C, slip rates of 0.17, 1.6 and 17 μm/s, and effective normal stresses to 30 MPa with pore water pressure of 30 MPa. The effective normal stress at which the experiments were conducted is likely to be lower than in situ, but is limited by the particular testing apparatus used. These materials exhibited steady-state friction coefficients in the range typical of crustal rocks (0.60－0.85): the specific values of the Pohang cuttings were 0.54~0.68 (0.63 on average). These materials exhibited slight velocity-weakening, meaning a decrease in steady-state friction with increasing slip speed that can lead to an earthquake.

3.4. State of stress at the Pohang drill site

Measurements made during and after drilling enable us to construct a local stress model that shares some features of the regional stress model described above but which reflects measurements specific to the EGS site. Full details of the observations and interpretations underpinning the stress analysis are provided in Chapter 4.

Dipole sonic logging of the PX-2 borehole in August 2018 revealed the presence of anisotropy

features at depths of 3.4~4.3 km that are interpreted to indicate an axis of maximum horizontal compression (S_{Hmax}) oriented 077±23°. This orientation is consistent with the pre-2017 regional orientation computed from focal mechanisms and is our preferred value in the analysis below.

The fluid pressure regime surrounding the PX-1 and PX-2 boreholes is presumed here to have been hydrostatic. High mud weights (exceeding 1.6 g/cm^3) were used while drilling below ~2.7 km in PX-2, but there are no indications recorded in the drilling reports of suprahydrostatic fluid pressures.

Our preferred model of stress corresponds to a critically-stressed reverse stress state evaluated at 4.2 km (S_v = S_3 = 106 MPa), with hydrostatic fluid pressure, R = 0.90, and an S_{Hmax} orientation of 077±23°. Based on the analysis described in Chapter 4 of the Summary Report, we adopt values for the maximum and minimum horizontal stresses of S_{Hmax} = S_1 = 243 MPa and S_{hmin} = S_2 = 120 MPa, respectively. The S_{Hmax} value is computed assuming that the crust is in a state of frictional equilibrium governed by slip on faults with a coefficient of friction of 0.6. The S_{hmin} value is taken from step-rate tests and fracture propagation analysis of PX-2. A Mohr circle representing the preferred model of stress is illustrated in Figure O-4. This diagram represents the combinations of shear and normal stress acting on planes of different orientations, and the frictional failure constraint for a friction coefficient of μ = 0.6.

In Sections 4.3 and 6.3, we also consider an alternative model of stress based on the analysis of regional focal mechanisms recorded prior to the Pohang earthquake ("regional model"; see Chapter 4). The regional model (Table O-1) corresponds to a strike-slip stress state and is based on the estimates of R and S_{Hmax} obtained by *Soh et al.* [2018], converted to principal stress magnitudes at a depth of 4.2 km assuming that S_2 = S_v, and that the state of stress is governed by frictional failure for a friction coefficient of 0.6.

Table O-1. Preferred and alternative (regional) stress models. Both models assume hydrostatic fluid pressure. S_1, S_2, S_3 — maximum, intermediate, and minimum principal stresses; S_v — vertical stress; S_{Hmax} — maximum horizontal compressive stress; S_{hmin} — minimum horizontal compressive stress; R = $(S_1-S_2)/(S_1-S_3)$.

Model	Stress state	S_1 (MPa)	S_2 (MPa)	S_3 (MPa)	S_{Hmax} Azimuth(°)	R
Preferred	Reverse	243 (S_{Hmax})	120 (S_{hmin})	106 (S_v)	077°	0.90
Regional	Strike-slip	203 (S_{Hmax})	106 (S_v)	93 (S_{hmin})	074°	0.88

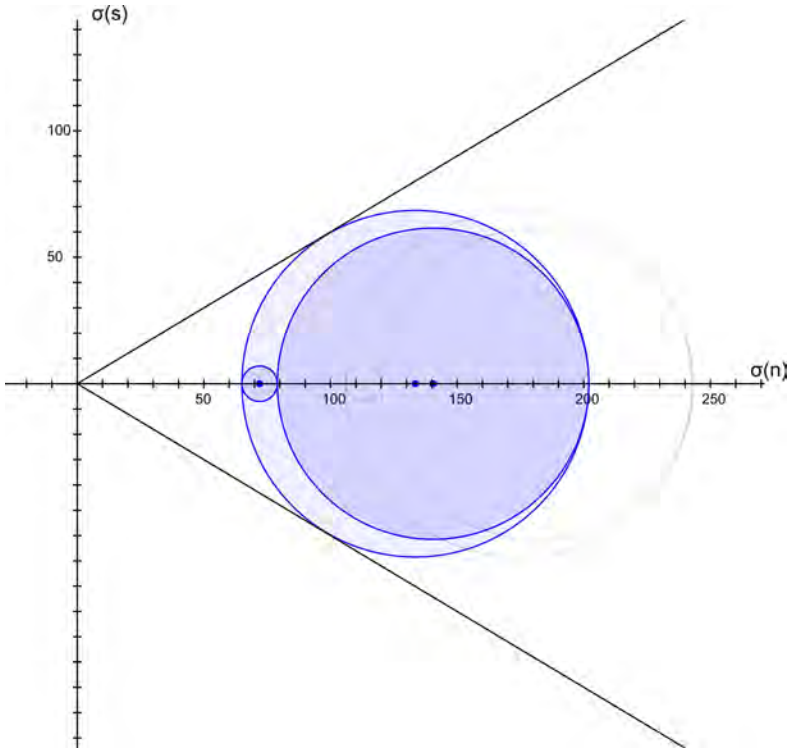


Figure O-4. Mohr circle illustrating the preferred model of stress in the vicinity of the EGS site. The unshaded circles represent the state of stress if the fluid pressure were zero, and the purple circles show the corresponding state of stress for a hydrostatic fluid pressure regime.

4. Seismicity associated with injection

In this section, we examine the temporal and spatial patterns of seismicity induced by injection into PX-1 and PX-2. Our interpretations are based on a comprehensive reanalysis of the seismicity performed in partnership with our colleagues who are part of the Geological Society of Korea's investigation of the earthquake. Details of the investigations are contained in Chapter 5. Local geological and geophysical data were used to develop a crustal velocity model for locating the earthquakes. A precise calibration of earthquake locations derived from the model was performed using data from a multi-level seismic array installed in PX-2 during the August 2017 stimulation of PX-1. Seismic waveform data were collected from all available seismic stations within 100 km of the site, and earthquakes were identified using a matched-filter technique. Earthquake hypocenters were determined from a combination of phase arrival time readings and waveform cross-correlation measurements

made by the project team using well-established location procedures. New magnitudes were determined using a calibrated local magnitude scale (M_L). In addition, moment magnitudes (M_W) were computed for many of the events.

A total of 519 earthquakes were detected between January 1, 2009 and the time of the Pohang mainshock (Figure O-5). More than half of these events (277) locate further than 10 km from the EGS project drill site. Of the 239 events spatially associated with the drill site, the earliest occurred on November 1, 2015. High-precision earthquake hypocenters were determined for 98 of these events.

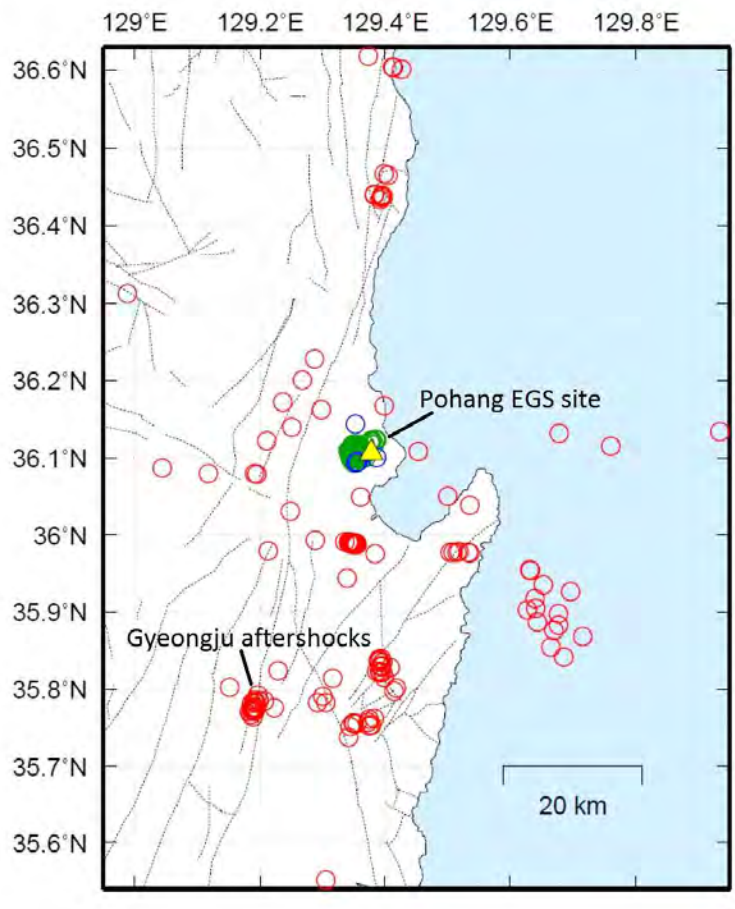


Figure O-5. Epicentral distribution of 519 earthquakes detected between January 1, 2009 and November 15, 2017 in the Pohang region. Earthquakes within 10 km of EGS project drill site (yellow triangle) and shallower than 10 km are shown in green, and the four deeper than 10 km in blue; earthquakes further than 10 km from the drill site are shown in red. Geological lineaments and faults are shown as gray lines.

4.1. Temporal patterns of seismicity before and during drilling

The temporal characteristics of seismicity that occurred before drilling, while PX-1 and PX-2 were being drilled, and after completion when they were stimulated by high pressure injection of water are the key factors for understanding the origin of the November 15, 2017, M_W 5.5 Pohang mainshock. The first two phases are discussed here, and the seismicity associated with injection is discussed in Section 4.2.

4.1.1. Seismicity near the EGS site prior to simulation

The analysis of the instrumental seismicity recorded by KMA shows that no instrumental seismicity with $M_L > 2.0$ has been detected within 10 km distance of the Pohang EGS site from at least 1978 to October 2015 [*Kim et al.*, 2018c]. Only six events of M_L 1.2–1.9 had been detected in the area since 2006. In addition, *Kim et al.* [2018c] used a matched-filter technique to identify uncatalogued earthquakes in the continuous waveform data at station PHA2 of the KMA permanent network. PHA2 is located about 10 km north of the EGS site. The matched-filter analysis revealed no events near the Pohang EGS site for the period from January 2012 to October 2015. However, the analysis detected small earthquakes in the month of November 2015 that originated near the EGS project at the time when the PX-2 well was being drilled.

Our Korean research partners also used a matched-filter technique to search for events located near the Pohang EGS site (Figure O-5). A total of six earthquakes were detected within a 10 km radius of the site between January 2009 and October 2015. The largest, M_L 2.2, occurred in March 2013 at a depth of 12 km. None was closer than 7 km to the bottom of PX-2 and they had depths of between 6 and 15 km. This analysis confirms that no earthquakes occurred in the vicinity of the crustal volumes stimulated by injection into PX-1 and PX-2 between January 2009 and November 2015. It also establishes that the mid-crust beneath the site was at least weakly seismogenic with tectonic earthquakes.

On September 12, 2016, the M_L 5.8 (M_W 5.4) Gyeongju earthquake occurred approximately 40 km southwest of Pohang within the major right-lateral Yangsan fault system. *Grigoli et al.* [2018] addressed the possibility that the Gyeongju earthquake might have contributed to triggering the Pohang earthquake, and concluded that the static Coulomb stress perturbation produced by the Gyeongju event on the Pohang fault was negligible, and that a direct triggering effect could be excluded.

From these analyses we conclude that no increase of seismicity in the area of the Pohang EGS project is observed prior to November 2015.

4.1.2. Seismicity induced by mud loss during drilling

On October 30–31, 2015, during the drilling of PX-2, a fault zone was encountered near 3,800

m depth (Figure O-6; see Section 3.2). A significant loss of heavy drilling mud (density 1.6 g/cm^3) occurred at this time, amounting to over 160 m^3 or one well bore volume and transferring an additional pressure of >20 MPa to the formation due to the weight of the mud column. The seismicity detected at station PHA2 started at this time and lasted through the month, with the largest event, M_W 0.9, occurring on November 30, 2015 (Figure O-6). Of these events, we have only been able to locate the November 30 event.

The seismicity associated with mud loss from PX-2 indicates that the press perturbation was sufficient to induce fault slip and implies that some faults were close to failure prior to stimulation. Further, it suggests that a hydraulically conductive structure was intersected near 3,800 m in PX-2. Previous mud loss of 76 m^3 from PX-1 during the first phase of drilling and mud loss of <40 m^3 from PX-2 in October 2015 had not been associated with discernible seismicity.

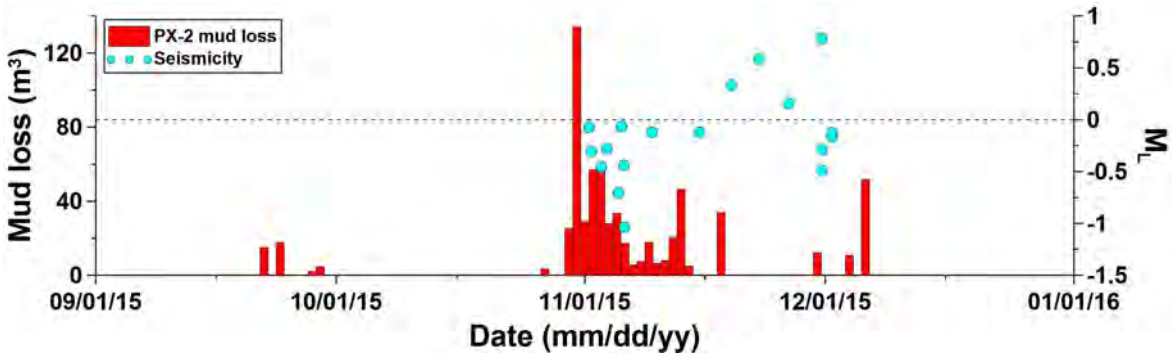


Figure O-6. Mud loss data and occurrence of seismicity in November 2015 as PX-2 was drilled below 3,800 m.

4.2. Spatial patterns of seismicity

Earthquakes large enough to be located precisely occurred during each of the five well stimulations. The earthquakes define two distinct spatial populations that are related to well stimulation activities. Earthquakes that occurred during or shortly after stimulation of PX-1 fall into one population, while those that occurred during or shortly after stimulation of PX-2 fall into the other (Figure O-7). Seismicity continues after individual stimulations ended, sometimes for weeks (Figure O-2). The mud loss event discussed above locates together with the PX-2 events.

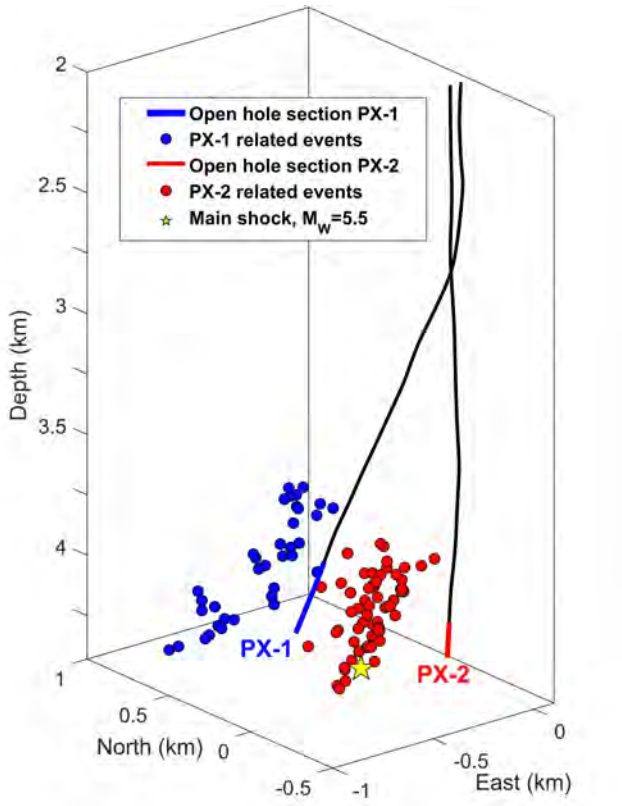


Figure O-7. Perspective view of earthquakes associated with activity in PX-1 (blue) and PX-2 (red). Yellow star marks the mainshock hypocenter. Well trajectories are shown with the open hole sections for PX-1 and PX-2 in blue and red, respectively.

The range of focal depths of earthquakes associated with the well stimulations is very restricted (Figure O-8). For earthquakes associated with PX-1, depths range between 3.7 and 4.4 km, a similar depth interval to the open-hole section of PX-1 (3.9~4.2 km). Earthquakes associated with PX-2 span the depth range from 3.8 to 4.4 km, compared with the open-hole interval from 4.2 to 4.3 km. Earthquakes in each zone exhibit both upward and downward growth with respect to the open-hole intervals where pressure entered the formation.

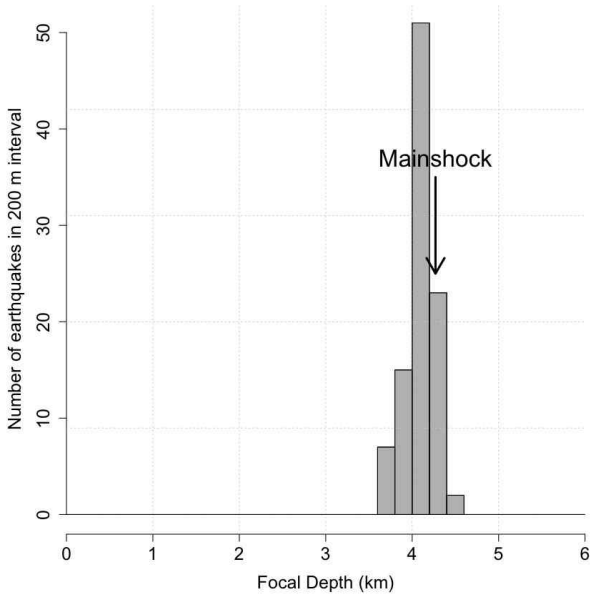


Figure O-8. Histogram of earthquake focal depths. Depth of mainshock at 4.27 km indicated by arrow.

4.2.1. Seismicity associated with PX-1

Most of the earthquakes associated with PX-1 occurred during or shortly after the initial stimulation of the well in December 2016. This stimulation activated an inclined tabular volume with a height of 800 m, horizontal length of 500 m and width of 230 m. Minor seismic activity continued in the zone following injection, with the last located event occurring in mid-January 2017. The second stimulation of the well in August 2017 produced only a single earthquake, M_W 1.2 that was large enough to locate with the surface seismic networks. A M_W 2.0 earthquake occurred in September, 2017, in the PX-1 zone, four weeks after the stimulation ended. Thus, while the majority of activity occurred when the well was pressurized, seismicity lingered for weeks afterwards, as has been observed in many other hydraulic well stimulations [e.g. *Yoon et al.*, 2017].

To better understand the evolution of seismicity in the PX-1 zone, the earthquake locations are projected onto the plane that best fits the distribution (Figure O-9). This plane is only an approximate representation of the structure of the seismicity, as the width and height are almost equal. Consequently, over-interpretation of the "plane" should be avoided and the projection is for illustrative purposes only. In Figure O-9 the rupture area of each earthquake is approximated by a circular crack with radius appropriate for the earthquake's magnitude. Note the clustering of the larger events cluster together at several locations, with the September 2017 event near the top of the cluster and on the edge of events induced in December 2016. As one earthquake occurs, stress is transferred to the periphery of the fault patch that ruptured, increasing the potential for additional activity.

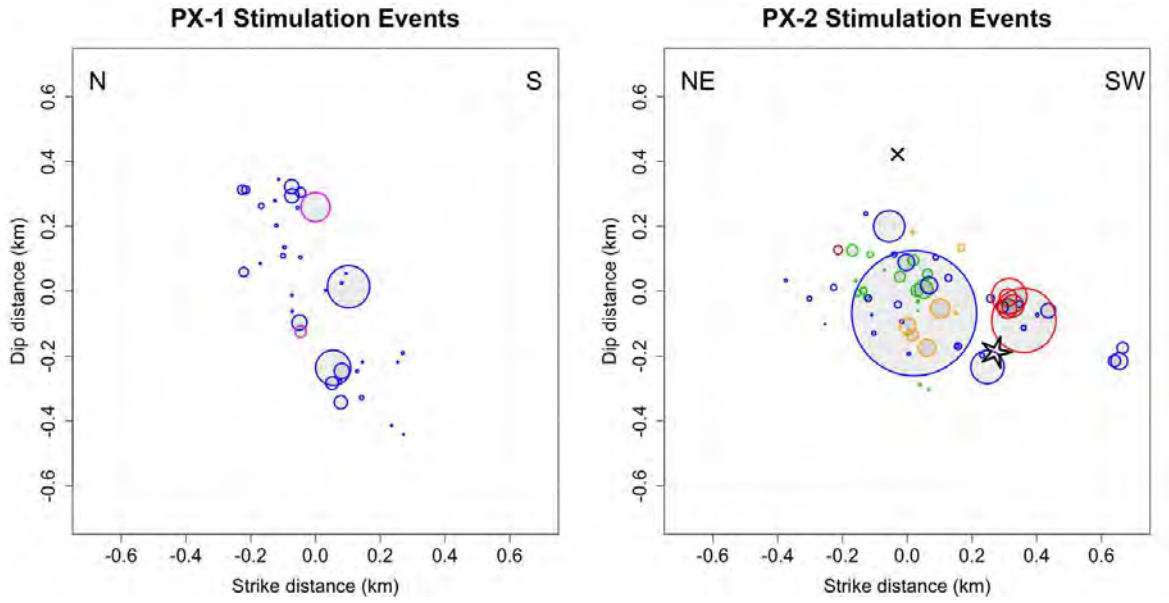


Figure O-9. Earthquakes associated with (left) PX-1 injection and (right) PX-2 injection, projected onto the best-fitting plane in each case. For PX-1, the coordinates are relative to the center of the seismicity; earthquakes during and following the December 2016 stimulation are shown in blue, earthquakes during and following the August 2017 stimulation in magenta. For PX-2, the bottom of the open-hole section of the well is at (0,0), 375 m behind the plane and the intersection of the plane with the well at 3,800 m depth is marked by ×; the mud loss event in November 2015 is shown in brown, events during and following first stimulation in February 2016 in green, events during and following second stimulation in April 2017 in blue, events during and following third stimulation in September 2017 in orange, and foreshocks on November 14 and 15 in red. For both images, the faulted area in each earthquake is approximated by the equivalent circular crack for a stress drop of 4 MPa. This value for stress drop is the global average for crustal earthquakes [*Allmann and Shearer,* 2009]. *Song and Lee* [2018] estimated the stress drop of the Pohang mainshock in the region near the hypocenter to be in the range from 2 to 4 MPa.

4.2.2. Seismicity associated with PX-2

The seismicity in the PX-2 cluster forms a tabular body striking 214° and dipping 43° to the NW. The zone has a strike length of 1000 m, dip length of 500 m and a width of 200 m. The best-fitting plane to the zone intersects PX-2 at 3,800 m depth. Most of the earthquakes locate within ±60 m of the plane. The earthquakes are projected onto the plane in Figure O-9 (right) with the approximate area of each earthquake's rupture shown by a circular crack model with a radius appropriate for its magnitude. This plane is a good approximation of the structure of the seismicity.

The initial seismicity associated with the PX-2 cluster occurred during the drilling of the PX-2 well in November 2015, discussed above and as a consequence of the major mud loss event at 3,800 m depth. Significant volumes of drilling mud were lost to the formation at this time, accompanied by the first detected occurrence of seismicity at the project site. Of the eighteen earthquakes we detected,

only the largest, M_W 0.9 on November 30, 2015 could be located with confidence (Figure O-6, Figure O-9). It locates near the top of the PX-2 cluster. No further activity was detected after well control was re-established and casing set until the first PX-2 stimulation in February 2016.

The first PX-2 stimulation produced only a modest seismic response (Figure O-2), with the largest event M_W 1.6. More than 6 months after injection ended, a M_W 1.1 event occurred in the same cluster. The second PX-2 stimulation in March and April 2017 induced a M_W 3.2 earthquake on April 15, at a time when the well was shut in. Declining seismicity continued into mid-May. The third PX-2 stimulation in September 2017 produced only a modest seismic response, similar to the first stimulation, with a maximum magnitude event of M_W 2.0. The last earthquake large enough to be located occurred on September 26, 2017.

Forty-nine days later, on November 15, 2017, activity resumed in the PX-2 cluster with what proved to be the foreshocks of the Pohang earthquake. The foreshocks occurred immediately to the southwest of the area ruptured during the April 2017 stimulation. The largest and last locatable foreshock, M_W 2.7, occurred just 7 minutes before the mainshock and expanded the ruptured area down-dip toward the mainshock hypocenter (Figure O-9). It is evident from the distribution of earthquakes in the PX-2 cluster that the Pohang mainshock initiated in an area that was strongly perturbed by not only the foreshocks but also by the entire sequence of earthquakes induced by injection into PX-2.

4.3. Focal mechanisms

Focal mechanisms were obtained during this investigation for 53 earthquakes that occurred during and following the simulations and up until the M_W 5.5 earthquake on 15 November 2017. Figure O-10 displays the focal mechanisms as a function of time. The geometries of key focal mechanisms and the planes defined by seismicity are listed in Table O-2. The strike/dip/rake parameters listed for each focal mechanism are averages of the suite of solutions compatible with the P-wave first-motion data.

The highest-quality focal mechanisms from the three phases of PX-2 stimulation exhibit predominantly oblique strike-slip/reverse faulting. Most of the events, including the largest earthquake during the stimulation (M_W 3.2 on April 15, 2017), have similar focal mechanisms to the foreshocks and the mainshock itself. This focal mechanism indicates oblique right-lateral slip on a NW-dipping plane or oblique left-lateral slip on the orthogonal E-dipping plane. The NW-dipping plane has a very similar geometry to the plane defined by PX-2 seismicity and to the fault plane of the M_W 5.5 inferred by analysis of regional moment tensor and InSAR analysis [*Grigoli et al.*, 2018]. This plane is well-oriented for slip according to the preferred stress model.

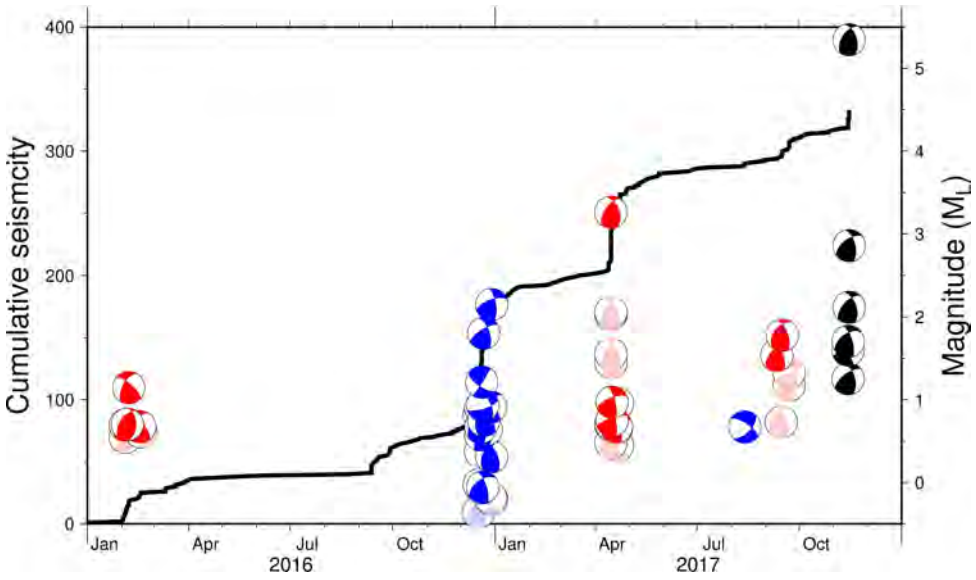


Figure O-10. Summary of the focal mechanisms computed for 53 events that occurred during the five phases of stimulation (red — PX2; blue — PX-1), the foreshocks of 14 — 15 November 2017 and the M_W 5.5 Pohang earthquake (black). Bright red and blue colors indicate the highest-quality focal mechanism solutions associated with PX-2 and PX-1, and the paler colors indicate poorer-quality solutions.

Table O-2. Planes of interest defined by focal mechanisms, hypocenters, and mainshock observations. FMs — first motions; NP — nodal plane.

No.	Feature	Basis	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1	Mainshock, NP1	First motions	214	51	128
2	Mainshock, NP2	First motions	343	52	53
3	April 2017 M_W 3.2, NP1	First motions	215	58	128
4	April 2017 M_W 3.2, NP2	First motions	339	48	45
5	PX-2 seismicity plane	Fit to hypocenters	214	43	—
6	PX-1 seismicity plane	Fit to hypocenters	180	62	—
7	Mainshock fault	InSAR modeling [*Grigoli et al.*, 2018]	225	75	123
8	Mainshock fault	Moment tensor [*Grigoli et al.*, 2018]	221	66	130

Seismicity associated with stimulation of PX-1 shows a broader range of focal mechanisms. Many of the 21 highest-quality events have focal mechanisms similar to that characteristic of PX-2 seismicity, but other events show either purer strike-slip faulting (e.g. 08:04 event on 19 December 2016 and 07:56 event on 20 December 2016) or oblique strike-slip/reverse faulting on N- or S-dipping

planes (e.g. 10:04 event on 21 December 2016). The orientation of the plane used to project the PX-1 seismicity in Figure O-9 is not represented in individual focal mechanisms.

Figure O-11 illustrates the orientations of the planes of interest listed in Table O-2, and the corresponding shear and effective normal stresses calculated using the preferred stress model of Table O-1. The Mohr circle illustrated is the same as shown in Figure O-4, but with the planes of interest added as colored circles. This analysis indicates that most of the fault planes were close to failure for the preferred stress model, and were oriented such that small increases in fluid pressure would cause slip. In particular, the west-dipping nodal plane of the mainshock inferred from local network observations (plane 1) was near-optimally oriented for frictional reshear in the preferred stress model described above. The east-dipping auxiliary plane of the mainshock focal mechanism (plane 2) is less well oriented for shear in the stress field, bolstering our interpretation of the other nodal plane as the mainshock fault plane. Similarly, the west-dipping nodal plane of the largest earthquake that occurred during stimulation (plane 3) was very susceptible to frictional failure whereas the east-dipping plane (plane 4) was not. The plane defined by seismicity associated with PX-2 injection (including the November 2015 mud loss events; plane 5) is also near-optimally oriented for frictional shear, as are the fault planes inferred from InSAR and moment tensor analysis by *Grigoli et al.* [2018] (planes 7 and 8). In contrast, the plane fit to the PX-1 seismicity (plane 6) is not well oriented for frictional reactivation in the preferred model of stress.

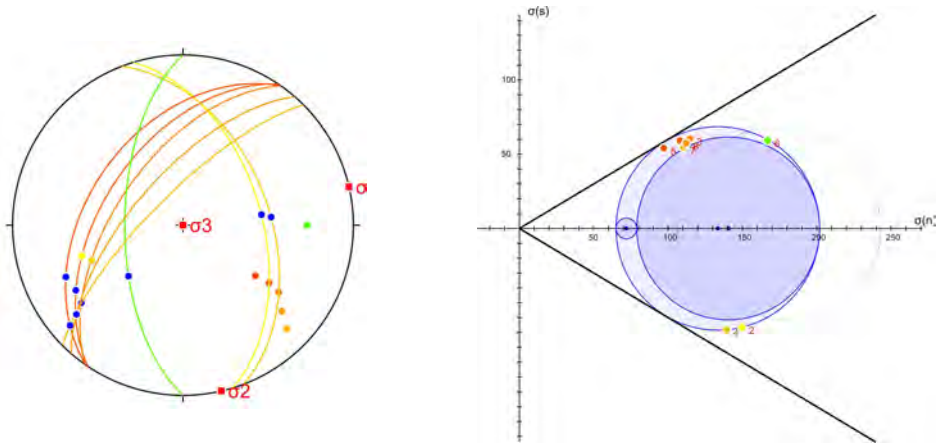


Figure O-11. (left) Stereonet showing the orientations of planes of interest and the corresponding normal vectors, colored according to proximity to slip; red denotes planes closest to failure and green denotes planes furthest from failure. Blue dots mark the calculated shear vectors on each plane. (right) Mohr diagram calculated for the preferred stress model and a hydrostatic fluid pressure at a depth of (Table O-1). The black diagonal lines demarcate the stresses required for frictional reshear of a cohesionless plane with a friction coefficient of 0.6. The dots are numbered as in Table O-2 and colored according to the proximity of each plane to frictional failure as in the left-hand image. σ(s) and σ(n) denote shear and normal stress, respectively.

Similar results are obtained if the regional stress model described in Table O-1 is used, namely that the west-dipping nodal planes of the mainshock and M_W 3.2 event's focal mechanisms were close to failure whereas the respective alternate planes were not. Moreover, the plane defined by PX-2 seismicity, which has a very similar geometry to the west-dipping nodal plane of the mainshock, was also close to frictional failure.

4.4. Magnitude-frequency characteristics

The number of earthquakes of different magnitudes is universally observed to follow the empirical Gutenberg-Richter magnitude-distribution given by $\log_{10}(N) = a - bM$, where N is the cumulative number of events greater than or equal to magnitude M. The a-value defines the productivity and the b-value the ratio of small to large events. For a given a-value, the smaller the b-value, the higher the probability of larger magnitude events being present in the sample. In virtually every tectonic region on Earth the b-value is close to 1.0±0.2. The b-value has been hypothesized to relate to stress state, among other variables, with lower values corresponding to higher stresses, according to both field and laboratory data [*Scholz*, 2015].

During several recent EGS projects, b-values ranged from a high of 1.58 in Basel, Switzerland [*Bachmann et al.*, 2011], between 0.9 and 1.2 in Soultz-sous-Forêts, France [*Dorbath et al.*, 2009], and a low of 0.83 in Cooper Basin, Australia [*Baisch et al.*, 2009]. For the five Pohang stimulations a b-value of 0.73±0.1 is observed (Figure O-12). This relatively low b-value corresponds to a higher

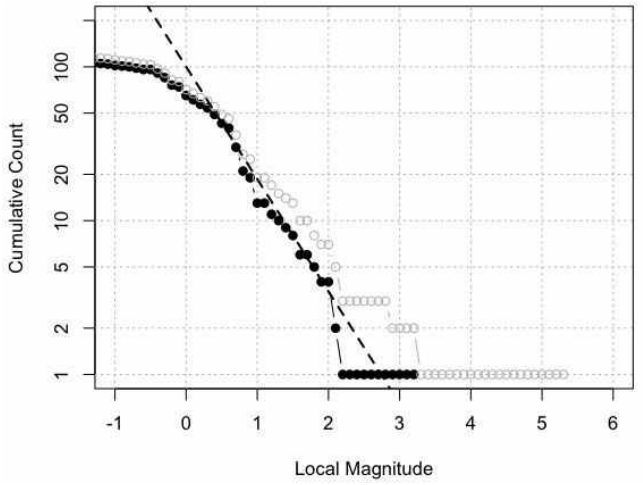


Figure O-12. Gutenberg-Richter magnitude frequency diagram. Solid symbols correspond to earthquakes occurring during or following the five well stimulations at the Pohang EGS facility. The dashed line has the formula $\log_{10}(N) = 2.0 - 0.73\ M_L$ and was determined using the method of *Tinti and Mulargia* [1985]. Open symbols include foreshocks, mainshock and stimulation events.

likelihood of a large magnitude event compared to either the other EGS projects or to global tectonic seismicity generally. It should be noted that the low b-values in the Cooper Basin and the lowest at Soultz-sous-Forêts corresponded to stimulations that activated discrete faults, where the high b-value stimulation at Basel activated a volume.

5. Model-based analyses of triggering mechanisms

Models are important scientific tools for relating measurements or other forms of data to observations. In this section, we discuss the ability of certain physical phenomena to explain the occurrence of the Pohang earthquake. Although the individual models are based on very different data and hypotheses, each relates a physical change to its potential to trigger the Pohang earthquake.

5.1. Effects of Tohoku and Gyeongju earthquakes

The 2011 M_W 9.0 Tohoku earthquake produced small but measurable displacements across the Korean Peninsula [*Kim and Bae,* 2012]. Sites on the eastern side of the Peninsula were displaced eastward by larger amounts than sites on the western side of the Peninsula, meaning that the induced strains were extensional; that is, the Korean Peninsula was stretched in an east-west direction. *Hong et al.* [2015] considered the changes in stress resulting from these geodetically measured strains and compared them with Coulomb failure stress perturbations. They obtained estimates of the tensional stress changes at mid-crustal depths of 1-7 kPa, which are of similar magnitude to the <3 kPa reductions in Coulomb failure stress they calculated for optimally oriented strike-slip and reverse faults. In other words, the overall effect of the Tohoku earthquake on the Korean Peninsula was to slightly reduce the stresses causing strike-slip or reverse faulting on optimally oriented faults. This effect is referred to as a "stress shadow" as it reduces the potential for an earthquake to occur [*Harris*, 1998].

We agree with *Hong et al.* [2015] that large subduction earthquakes have been observed to influence crustal stresses at regional distances. We also note that a release of seismicity characterized by periods of high activity and long periods of seismic quiescence is observed in several stable or low-seismicity areas of the world, located away from active plate margins, and would not be in itself unusual in Korea.

It has been suggested that the effect of the Tohoku earthquake had been to hasten the time of the M_L 5.1 (foreshock) and M_L 5.8 Gyeongju earthquakes in 2016 and that static stress perturbations caused by those events triggered the M_W 5.5 Pohang earthquake in 2017 [*Hong et al.*, 2018]. This

interpretation is based on the assertion that seismicity rates increased throughout the Korean region after 2011 and that the Gyeongju earthquakes increased Coulomb failure stresses near Pohang by ~200 Pa. This value is substantially smaller than previously observed triggering thresholds [*Reasenberg and Simpson*, 1992]. In contrast, the Coulomb failure stress analysis by *Grigoli et al.* [2018] concluded that the Gyeongju earthquake did not play a role in triggering the Pohang earthquake 14 months later.

Hong et al. [2018] observed that no seismicity of magnitude 2 or larger was observed within 10 km of the 2017 earthquake's epicenter prior to the 2016 Gyeongju earthquakes, whereas four earthquakes of this size occurred within 3 km of the 2017 earthquake's epicenter after the 2016 earthquakes. They interpreted this to indicate that the Gyeongju earthquakes triggered low-magnitude seismicity near Pohang and ultimately the M_W 5.5 Pohang earthquake.

The occurrence of seismicity near the Pohang EGS site following the Gyeongju earthquakes and not before does not imply a causative relationship between the Gyeongju and Pohang earthquakes. On the contrary, the locations, timing, and focal mechanisms of the M_L 2+ earthquakes observed near Pohang in 2017 show that they were induced by EGS activities, as discussed in Sections 4.1 and 4.2.

5.2. Hydrogeologic analysis of fluid pressure perturbations

When a well is stimulated by injection of fluid under pressure, it changes the state of stress in the Earth. Because there were no direct measurements of changing fluid pressure or stress made as part of the Pohang EGS project, it is necessary to use physics-based model to develop an understanding of how injection may have affected fault stability. Numerical models of the fluid pressure perturbations associated with the five phases of stimulation were developed during the course of this investigation. Full details of these models are contained in Chapter 6 and omitted here.

The hydrogeologic regime surrounding the Pohang EGS site can be treated as the superposition of the pre-drilling state and any perturbations associated with drilling and injection. The models developed to date presume that an undisturbed, hydrostatic fluid pressure regime existed prior to stimulation, and therefore do not address the perturbations associated with the long phase of drilling or the mud loss event in October 2015.

Two models, referred to as Case A and Case B below, have been developed to illustrate key features of pore pressure diffusing away from the PX-1 and PX-2 injection points. Each model represents a 5 km × 5 km × 5 km domain and incorporates two faults (Figure O-13). The faults are embedded in bedrock with a homogeneous hydraulic diffusivity of 1×10^{-2} m^2/s. The existence and geometries of the two faults are based on hydrologic analysis of the stimulation data and the seismological results described in Chapter 5 of the Summary Report. The first fault separates PX-1 and PX-2 and represents the mainshock plane, having an orientation (strike/dip) of 214°/43° and intersecting PX-2 at 3,810 m. It acts to compartmentalize the fluid pressure response. The second

fault represents a high-permeability feature inferred to be present near PX-1. The hydrologic properties of the faults have been specified on the basis of representative models of fault zone structure [*Caine et al.*, 1996; *Choi et al.,* 2015] and laboratory measurements of the fault gauge and breccia samples from lithologies analogous to the basement rock at Pohang [*Kim et al.,* 2018a].

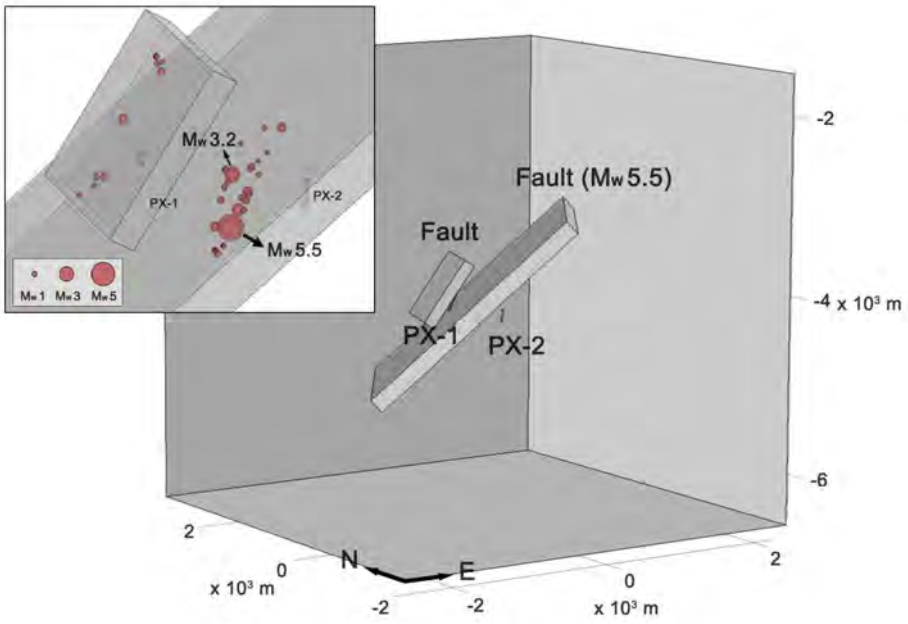


Figure O-13. Pore pressure model setup, dimension, location of the bottom sections of PX-1 and PX-2 in the model, and the two faults. See Chapter 6 for further details.

- Case A: The mainshock fault plane is modeled as having a 10 m-thick low-permeability fault core (D = 1 × 10^{-6} m^2/s) bounded on both sides by a 85 m-thick high-permeability damage zone (D = 0.1 m^2/s) [*Kim et al.,* 2018a]. The second fault is a smaller, 130 m-thick, high-permeability feature (D = 1 m^2/s) near PX-1.
- Case B: The fault locations and geometries are the same as in Case A but the mainshock fault plane does not have a low-permeability core.

The spatial patterns of modeled pore pressure changes are illustrated on vertical cross-sections through the mainshock fault plane in Figure O-14a for two different epochs. The upper row shows the results computed for April 15, 2017 (M_W 3.2 earthquake) and the lower row shows the results for November 15, 2017 (M_W 5.5 mainshock); the results for Cases A and B are illustrated on the left- and right-hand sides, respectively. Figure O-14b shows the calculated 0.02 MPa isosurfaces on November 15, 2017.

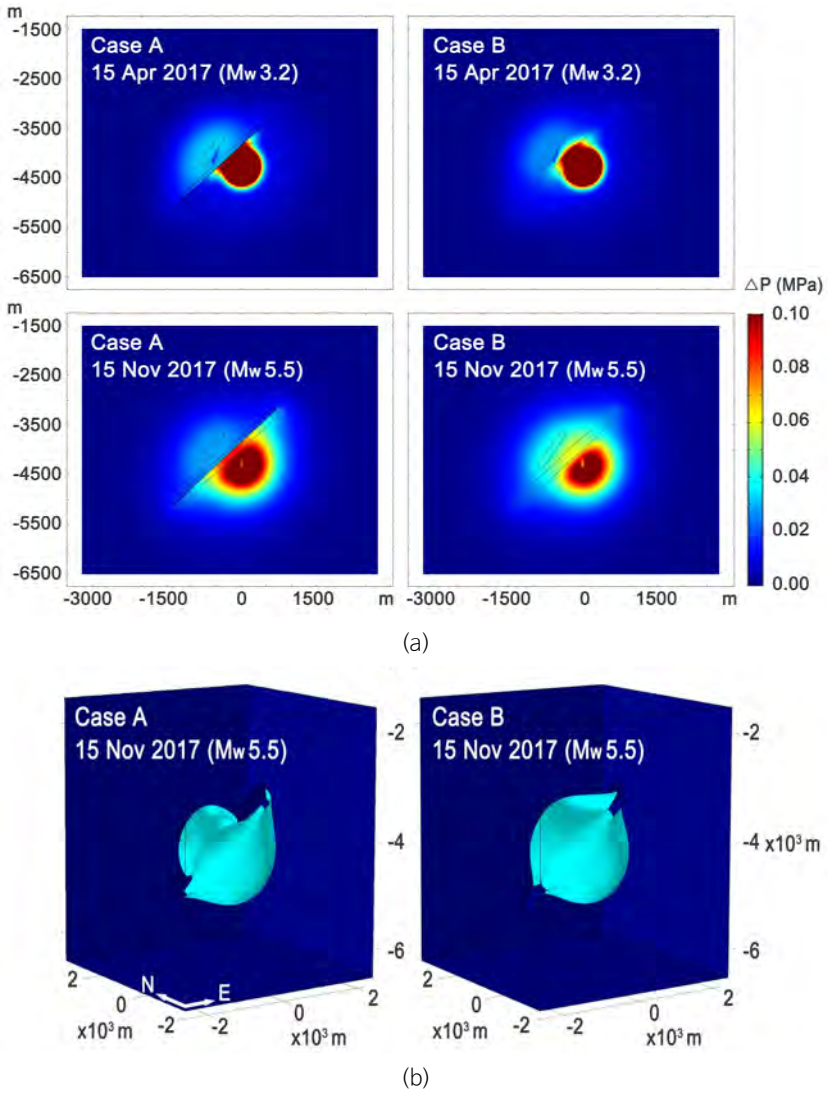


Figure O-14. (a) Modeled pore pressure change in vertical cross section for Case A (left) and Case B (right) for April 15 and November 15, 2017. (b) 0.02 MPa isosurface of pressure change.

For both cases considered, pressure changes exceeding 0.1 MPa had developed around PX-2 by April 15, 2017. The pressure lobe surrounding PX-2 was produced by the third stimulation from March 16 to April 14, 2017, which immediately preceded the M_W 3.2 earthquake. By November 2017, the extent of the combined fluid pressure perturbations had expanded, with the two distinct lobes resulting primarily from the fourth stimulation in PX-1 and the fifth in PX-2.

The temporal evolution of pore pressure at the hypocenters of the M_W 3.2 and M_W 5.5 earthquakes is illustrated in Figure O-15. The model results suggest that pore pressure had been

elevated by 0.15−0.30 MPa at the hypocenter of the M_W 3.2 event by April 15, 2017, largely as a consequence of the third stimulation phase in PX−2. By November 15, 2017, the modeling suggests pore pressure had risen by approximately 0.07 MPa at the hypocenter of the M_W 5.5 earthquake. Pore pressure changes of more than 0.01 MPa have been shown to reduce fault strength and trigger earthquakes [*Reasenberg and Simpson*, 1992].

The geomechanical results presented above and in Chapter 4 indicate that the mainshock fault plane was critically stressed prior to the Pohang earthquake, and imply that small increases in fluid pressure would trigger slip. The fluid pressure modeling conducted to date indicates that fluid pressure increases of greater than 0.01 MPa were likely to have occurred at distances of several hundred meters from the injection points and to have persisted for weeks or months after injection ended.

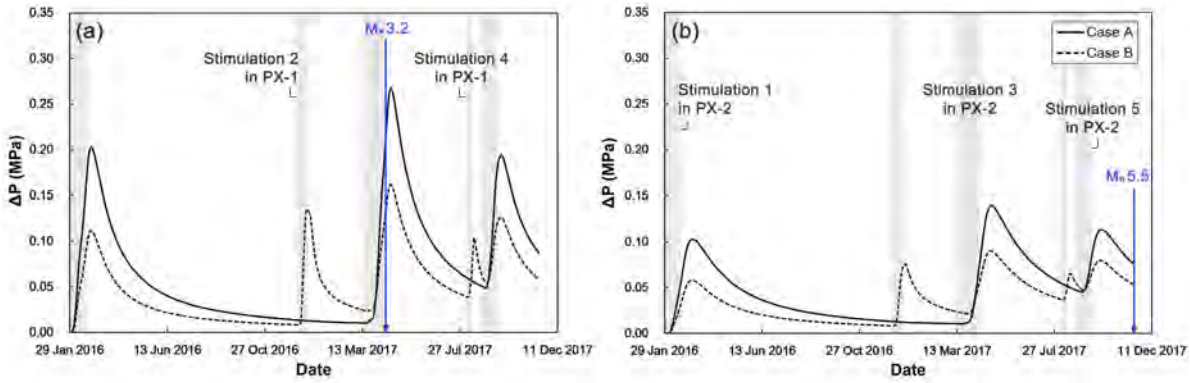


Figure O-15. Pore pressure change with time at the M_W 3.2 (a) and M_W 5.5 (b) hypocenters.

6. M_W 5.5 Pohang earthquake of 15 November 2017

6.1. Foreshock activity

In mid−November 2017, seismicity restarted on the fault activated by injection into PX−2 (Figure O−9). The five largest events were recorded over a period of about 10 hours, between 19:55 on November 14 and 05:22 on November 15, with a magnitude progression increasing from M_W 1.6 to M_W 2.7. These events were immediately followed by the main M_W 5.5 shock, occurring at 05:29 on November 15.

According to information provided to the ORAC, no further injections or other activities were

carried out in the boreholes after the third PX-2 injection in September 2017. The events of November 14-15, occurring two months after the third injection in PX-2, can therefore be considered as foreshocks of the main Pohang event of November 15. This conclusion is confirmed by the fact that the initial portions of the foreshocks and mainshock seismograms show highly correlated, substantially identical waveforms, indicating that the foreshocks had the same focal mechanisms and were located on the same focal plane of the mainshock.

6.2. Location and timing of mainshock

The mainshock of November 15, 2017 occurred 58 days after the last injection activities in PX-2. This delay has been used to argue that the mainshock has no causal connection to the EGS activities in Pohang.

A delay of weeks and months between tectonic events occurring on adjacent fault segments is commonly observed, with seismic sequences developing in some cases over years and propagating to adjacent faults. A recent example is the sequence occurring in 2016 in the Central Apennines region of Italy, with four main episodes of seismicity occurring over several months [*Chiaraluce et al.*, 2017]. The causal link in natural seismicity, even with delays of several months, is not disputed. A similar delay has also been observed in well-documented occurrences of induced seismicity, for example in the case of wastewater injection in Oklahoma [*Keranen et al.*, 2014; *Schoenball and Ellsworth*, 2017].

The first documented case of earthquakes induced by injection occurred in the 1960s near Denver, Colorado, where a deep well was used to dispose of waste by injection at the Rocky Mountain Arsenal [*Healy et al.*, 1968]. Injection into the Precambrian basement took place between March 1962 and February 1966, and the rate of injection was strongly correlated with the earthquake rate. However, the largest earthquake, M_W 4.8, struck in April, 1967 more than one year after injection had been terminated. At Basel, Switzerland, activity continued for more than a year after pressure was bled off, with multiple magnitude 3 earthquakes occurring [*Deichmann and Giardini*, 2009].

On the basis of these observations, of both natural and induced seismicity, the separation in time between stimulation activities in PX-2 ending and the occurrence of the mainshock cannot be considered a reason to exclude a triggering effect of the EGS activities.

On the contrary, there are strong elements indicating a causal link between the seismicity induced by the PX-2 stimulations and the foreshocks and mainshock of November 2017. Indeed, the foreshocks (November 14, 2017, at 20:04 and 20:59) have the same waveform signature as the events that occurred during the last PX-2 stimulation (September 15, 2017, at 19:33; September 16, 2017, at 08:55), indicating that the PX-2 seismicity and the foreshocks are part of the same sequence of events and occurred on the same focal plane as the mainshock. The same correlation is not found for events associated with PX-1 stimulations. The foreshocks are contiguous with the previously ruptured

area along the fault stimulated by injection into PX-2, extending the area approximately 200 m to the SW (Figure O-9). The mainshock hypocenter sits immediately below the foreshocks, where stresses had been increased by the foreshocks and earlier events. From the location of the mainshock hypocenter alone, it is evident that this earthquake is directly related to the preceding activity.

6.3. Mainshock focal mechanism

Figure O-16 illustrates the observed focal mechanism representing the initiation of the mainshock and the focal mechanism calculated by resolving different stress models on the best-fitting plane fit to the PX-2 seismicity, assuming that slip occurs in the direction of maximum resolved shear stress. In each case, the calculated focal mechanism is similar to that observed, indicating oblique reverse/strike-slip motion on the assumed west-dipping fault plane. For the preferred stress model, slip on this plane is calculated to have a rake of 141°, while the regional stress model yields a rake of 158°. Given uncertainties in the focal mechanism parameters and the stress models, the differences between the observed and predicted focal mechanisms are within acceptable bounds.

We conclude from this analysis that the stress models listed in Table O-1 are consistent with the geometry of slip during the mainshock. In other words, the mainshock focal mechanism, and the focal mechanisms of the foreshocks and several events associated with stimulation of PX-2, have a geometry that can be accounted for using a known fault geometry and plausible models of stress.

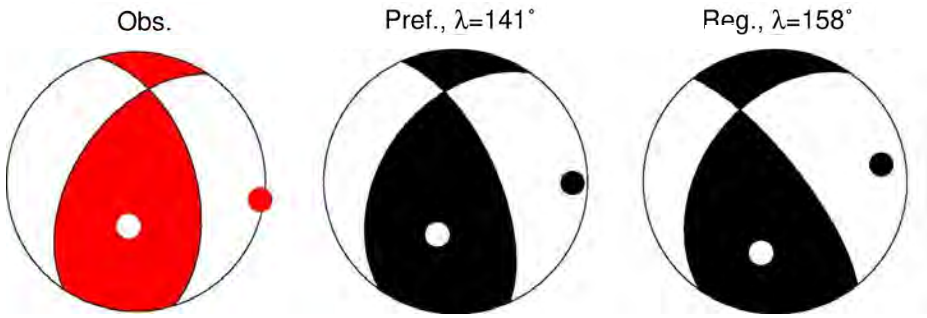


Figure O-16. Observed P-wave mainshock focal mechanism (red beachball; strike/dip/rake = 214°/51°/128°) and focal mechanisms calculated using the PX-2 seismicity plane and different models of stress (black beachballs). The value of the rake (λ) calculated for each of the stress models is printed above the corresponding beachball. For each focal mechanism, the white dot marks the T axis and the red or black dot the P axis.

6.4. Magnitude of mainshock and previous scaling arguments

It has been argued that the sizes of earthquakes induced by stimulation can be managed by controlling the pressure, rate and location of where fluid enters the rock mass by allowing time for pressure to diffuse when seismicity rates escalated [*Hofmann et al.*, 2018]. The threshold magnitudes for traffic light systems have often been set to avoid earthquakes that pose a shaking nuisance and/or risk of damage.

Part of the rationale for selecting the magnitude thresholds comes from an empirical hypothesis that the largest magnitude of induced earthquakes is bounded by a function of the injected volume [*Galis et al.*, 2017; *McGarr*, 2014]. If correct, this "volume hypothesis" would enable the hazard to be managed prescriptively by simply maintaining the net injection volume below a certain value. However, an alternative analysis of the same cases found that the observed maximum magnitude was well modeled by independent random sampling of the Gutenberg–Richter distribution $\log_{10}(N) = a - bM$, where N is the cumulative number of events greater than or equal to M [*van der Elst et al.*, 2016]. In this interpretation, the largest event in an induced seismicity sequence is not related to the

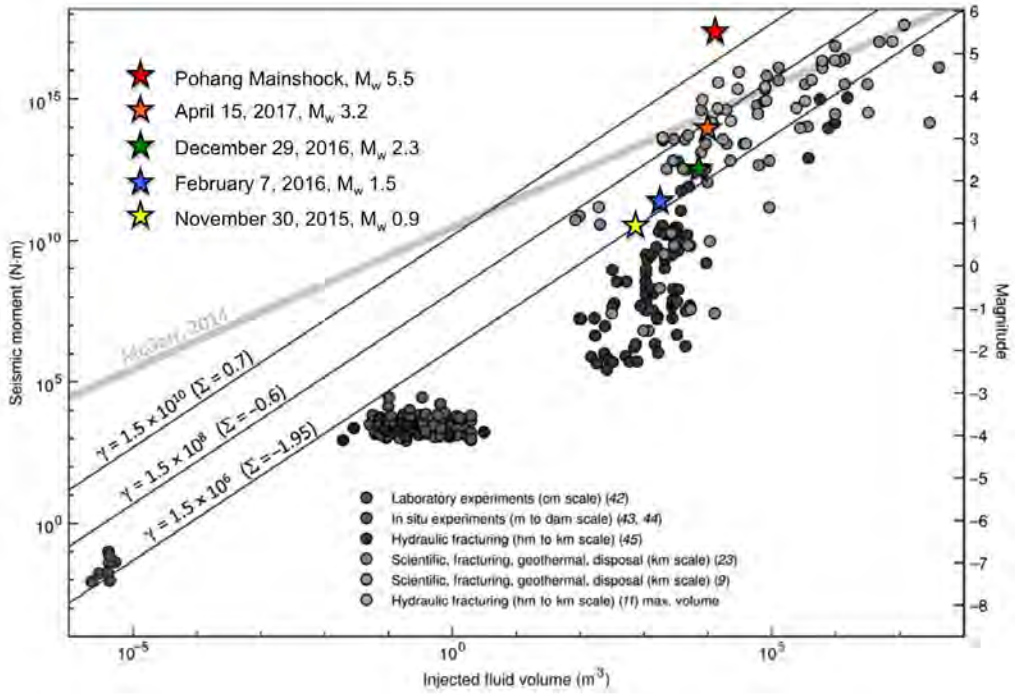


Figure O-17. Comparison of injected fluid volume with maximum earthquake magnitude in a global injection data set compiled by *Galis et al.* [2017]. Scaling lines for maximum arrested rupture from their paper. Scaling line for maximum earthquake according to *McGarr* [2014] shown in gray. Maximum magnitude at different times during the development of the Pohang EGS project shown by stars. Figure adapted from Figure 4 of *Galis et al.* [2017].

injection volume, but to pre-existing tectonic conditions and the number of earthquakes induced. The greater the number of earthquakes, the higher the odds of one of those earthquake being large.

The Pohang earthquake contradicts the volume hypothesis, as the injected volume was less than $1/500^{th}$ of the amount expected to produce a M_W 5.5 earthquake (Figure O-17). This discrepancy would be larger if the net volume (injection minus extraction) were considered instead of injection alone. Once initiated, the Pohang earthquake grew through the release of tectonic stress rather than being limited by the injected volume. The earthquake was almost two magnitude units larger than the M_W 3.7 predicted by one model [*McGarr*, 2014] and exceeded the maximum "arrested" earthquake size predicted by the other [*Galis et al.*, 2017] and therefore constituted a "runaway" earthquake in their terminology.

6.5. Aftershock activity

Once initiated, the November 15, 2017 Pohang earthquake grew outward from its hypocenter and beyond the ~1000 m-long segment of the fault that had been activated by the stimulations of PX-2. The aftershock activity that followed the mainshock illuminated this plane further (Figure O-18).

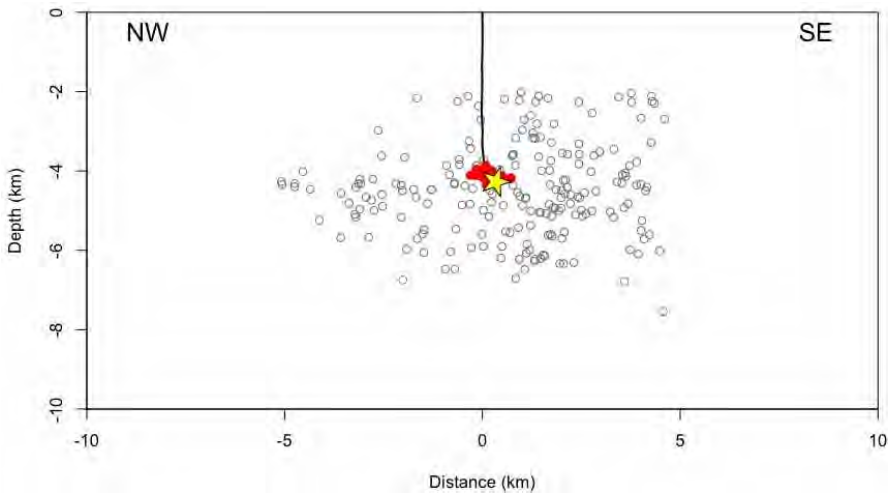


Figure O-18. Longitudinal cross section along the Pohang earthquake fault plane showing aftershocks recorded on the day following the M_W 5.5 earthquake (November 16, 2017; gray circles). PX-2 well shown by black line. Hypocenters of earthquakes stimulated by injection into PX-2 in red; mainshock yellow star.

7. Findings, conclusion and lessons learned

We first present our findings with respect to (1) regional setting, (2) site geology, (3) fluid pressure perturbations, (4) seismicity associated with injection, and (5) the M_W 5.5 mainshock of November 15, 2017. Based on these findings, we then formulate our overall conclusion regarding the origin of the Pohang earthquake, and draw some lessons of a general nature.

7.1. Findings

ORAC's findings are as follows:

1. Regional setting
   - A. The Korean Peninsula is located on the continental margin of the Eurasian plate, which underwent extension during the opening of the East Sea. The region is now under tectonic compression and previously extensional faults with appropriate orientations can be reactivated with reverse or strike-slip kinematics.
   - B. The present-day regional stress field shows compression oriented ENE-WSW and several recognized active fault systems in the region are susceptible to slip in this stress field.
   - C. The stresses acting on regional faults are high, approaching the static stability of the faults, as confirmed by pre-drilling assessment of stress conditions in Pohang. The occurrence of the M_W 5.4 Gyeongju event of September 12, 2016, on the Yangsan fault system is consistent with this analysis.
   - D. The historical seismic record shows periods of high activity, including earthquakes exceeding the size of the 2016 Gyeongju and 2017 Pohang earthquakes.
   - E. Regional deformation following the 2011 M_W 9.0 Tohoku earthquake may have affected seismic activity in the Korean Peninsula. However, the calculated effects of the regional deformation and the seismicity do not explain the occurrence of the Pohang earthquake.
2. Site geology
   - F. Neither geological investigations in the Pohang area nor geophysical surveys performed during the selection of the EGS site identified the fault activated by the Pohang earthquake.
   - G. Fault gouge observed in drill cuttings from the PX-2 well indicates the presence of a fault at a depth of approximately 3,800 m.
3. Fluid pressure perturbations
   - H. Multiple evidence suggests that the PX-1 and PX-2 wells occupy different hydraulic regimes:
     - Injection tests carried out during hydraulic stimulations indicated the presence of a flow barrier separating the two wells.
     - Two distinct seismicity populations, separated in space and time, were observed during

successive stimulations of the PX-1 and PX-2 wells.

- Injection conditions in the two wells were different, requiring a maximum well-head pressure of 24 MPa in PX-1 and almost 90 MPa in PX-2.

I. Modeling performed with representative hydrological properties and high-permeability and low-permeability fault cores shows that the pressure perturbations produced by stimulation of PX-2 propagated several hundred meters. The pore pressure increases near the hypocenters of the M_W 3.2 and M_W 5.5 events exceeded 0.05 MPa.

J. Detectable seismicity occurred during drilling of PX-2 over a period of one month, following the mud loss event at about 3,800 m depth, induced by the weight of the mud column entering the formation.

4. Seismicity associated with the PX-1 and PX-2 injections

K. Each of the five stimulations induced seismicity. After each stimulation, seismicity continued for up to several months.

L. The seismicity induced by the stimulations ranges in depth between 3.7 and 4.4 km, spanning the open sections of the two boreholes.

M. Seismicity induced by the three stimulations in PX-2 did not produce a detectable seismic response within 200 m of the well but activated an approximately 1000 m-long, 600 m-high fault zone aligned with the fault traversing PX-2 at 3,800 m and corresponding to the west-dipping plane of the M_W 5.5 Pohang mainshock focal mechanism.

N. The west-dipping nodal planes of the focal mechanisms of events induced by PX-2 injection agree with the orientation of the stimulated fault zone. Their oblique reverse motion is well explained by the local stress field.

O. The magnitude-frequency distribution of the events induced before the mainshock shows a higher proportion of larger magnitudes than normally observed in tectonic sequences, as indicated by the b-value of 0.73.

5. Mainshock of November 15, 2017

P. The mainshock was preceded by foreshocks over a period of 24 hours, with a sequence of events of increasing size culminating in an event of M_W 2.7 seven minutes before the mainshock. These foreshocks extended laterally the fault zone activated by seismicity induced by PX-2 stimulations. They have similar focal mechanisms to the mainshock and the events induced by the PX-2 stimulations.

Q. The mainshock initiated within the fault zone activated by the PX-2 stimulations, at 4.3 km depth.

R. The delay of almost two months between the last PX-2 stimulated events and the mainshock is consistent with similar delays observed in earlier stimulations in Pohang and commonly observed in natural and induced seismic sequences. A delay of this length does not preclude

a causal effect.

S. The orientation of the fault activated by the mainshock is similar to that of other faults in the region. The geometry of the initial slip in the mainshock is well explained by the combination of the fault geometry and the state of stress surrounding the borehole.

T. The size of the mainshock is consistent with a triggered origin according to the published analyses of *van der Elst et al.* [2016] and *Galis et al.* [2017], and is inconsistent with the hypotheses of *McGarr* [2014] or *Galis et al.* [2017] that relate the maximum magnitude of an induced earthquake to the injected volume.

7.2. Conclusion

ORAC concludes that the Pohang earthquake was triggered by the EGS stimulation. Seismicity induced by injection activated a previously unmapped fault zone, which in turn triggered the mainshock.

A schematic representation of this conclusion is illustrated in Figure O-19.

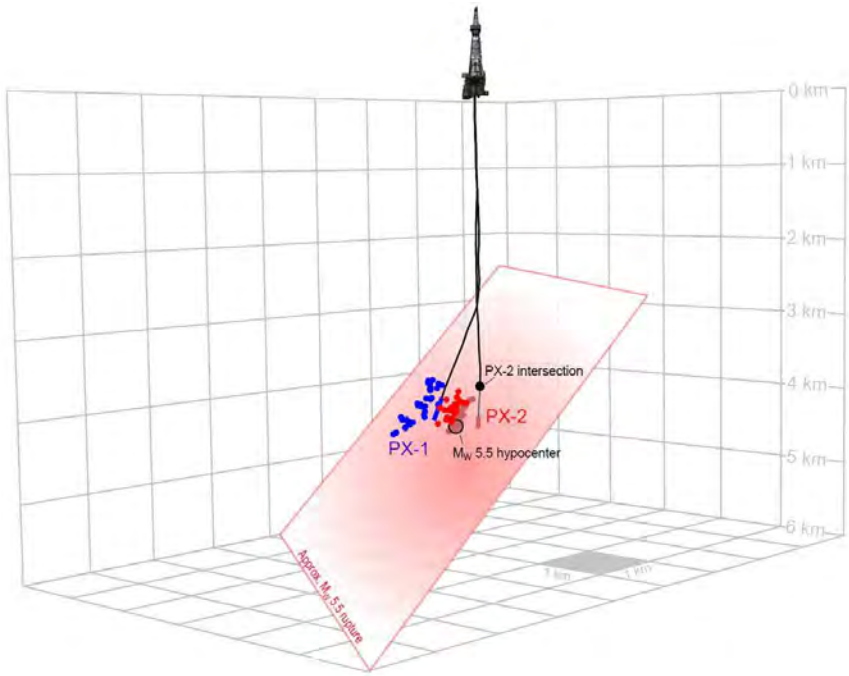


Figure O-19. Schematic illustration of the sequence of seismicity associated with stimulation of PX-1 and PX-2, and the relationship of the seismicity to the rupture plane of the M_W 5.5. Pohang earthquake. The view is towards the northeast. The gray grid has 1 km spacing and extends from the surface to 6 km depth. The mainshock fault plane extends from 2.5 km to 6 km and intersects the PX-2 well at 3.8 km. Open hole section of PX-1 and associated seismicity shown in blue sits above and in the hanging wall of the fault plane. The fault plane cuts the seismicity associated with PX-2, shown in red.

7.3. Lessons learned

Lessons of a general nature can be learned from the Pohang experience, and can serve to increase the safety of future EGS projects in Korea and elsewhere.

1. The Pohang event had a complex origin: seismicity induced by injection activated a previously unmapped fault, which in turn triggered the mainshock. Current models do not cover adequately this complexity and the possibility that pressure perturbations induced on a fault may trigger run-away events of large magnitudes.

   Physical and statistical models of induced and triggered seismicity need to be further developed to provide reliable assessments of probabilities and uncertainties for inclusion in risk assessments of future EGS projects.

2. The analyses and investigations referenced in this report were done only after the occurrence of the M_W 5.5 Pohang mainshock, but they would have been possible during the sequence of stimulations, lasting almost two years. All the data required to re-evaluate seismic risk were collected and the most important evidence was available in April 2017 after the second stimulation in PX-2.

   In future EGS projects, the project team and the scientific institutions involved should engage in timely and adequate efforts to monitor, analyze and interpret the evolution of any earthquake sequence, and provide information to the public authorities on the developing seismic risk conditions.

3. Several institutions from Korea and other countries were active in different capacities in the monitoring and analysis of the seismicity in Pohang. This complicated the exchange and analysis of data and samples.

   Scientific institutions involved in monitoring and evaluation activities with relevance to the assessment and mitigation of seismic risk — such as the risk potentially associated with an EGS project in the vicinity of a major city — should prioritize an open-access policy for data and samples and clear channels of cooperation to maximize their contribution to the mitigation of seismic risk.

4. The Pohang EGS project was located close to a major city, port and industrial center. This proximity raised clear issues of seismic risk, governance and mitigation.

   It is crucial that strategies and tools for monitoring, mitigating and communicating the risk of induced seismicity are established together with responsible authorities. Seismic risk scenarios should be developed to evaluate the possible consequences and to identify risk mitigation measures. A risk-based framework for making operational decisions should always be used

and updated as new knowledge is acquired.

5. Operational decision-making in the EGS project was internal to the project team.

   An independent oversight committee/authority should be established to provide assurance that all aspects of the project plan, protocols and standards are designed and conducted with appropriate considerations of seismic risk.

8. References

Allmann, B. P., and P. M. Shearer (2009), Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(1), doi:10.1029/2008JB005821.

Bachmann, C. E., S. Wiemer, J. Woessner, and S. Hainzl (2011), Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence: Introducing a probability-based monitoring approach for Enhanced Geothermal Systems, *Geophysical Journal International*, *186*(2), 793-807, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05068.x.

Baisch, S., R. Vörös, R. Weidler, and D. Wyborn (2009), Investigation of fault mechanisms during geothermal reservoir stimulation experiments in the Cooper Basin, Australia, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *99*(1), 148-158, doi:10.1785/0120080055.

Caine, J. S., J. P. Evans, and C. B. Forster (1996), Fault zone architecture and permeability structure, *Geology*, *24*(11), 1025-1028, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2.

Cheon, Y., M. Son, C. W. Song, J. S. Kim, and Y. K. Sohn (2012), Geometry and kinematics of the Ocheon Fault System along the boundary between the Miocene Pohang and Janggi basins, SE Korea, and its tectonic implications, *Geosciences Journal*, *16*(3), 253-273, doi:10.1007/s12303-012-0029-0.

Chiaraluce, L., et al. (2017), The 2016 central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks, and source models, *Seismological Research Letters*, *88*(3), 757-771, doi:10.1785/0220160221.

Choi, J. H., et al. (2019), Surface Deformations and Rupture Processes Associated with the 2017 M_W 5.4 Pohang, Korea, EarthquakeSurface Deformations and Rupture Processes Associated with the 2017 M_W 5.4 Pohang, Korea, Earthquake, doi:10.1785/0120180167.

Choi, J. H., S. J. Yang, S. R. Han, and Y. S. Kim (2015), Fault zone evolution during Cenozoic tectonic inversion in SE Korea, *Journal of Asian Earth Sciences*, *98*, 167-177, doi:10.1016/j.jseaes.2014.11.009.

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 Science Reviews*, *52*(1-3), 175-235, doi:10.1016/S0012-8252(00)00029-5.

Deichmann, N., and D. Giardini (2009), Earthquakes Induced by the stimulation of an enhanced geothermal system below Basel (Switzerland), *Seismological Research Letters*, *80*(5), 784-798, doi:10.1785/gssrl.80.5.784.

Dorbath, L., N. Cuenot, A. Genter, and M. Frogneux (2009), Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections, *Geophysical Journal International*, *177*(2), 653-675, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04030.x.

Ellsworth, W. L. (2013), Injection-induced earthquakes, *Science*, *341*(6142), doi:10.1126/science.1225942.

Galis, M., J. P. Ampuero, P. M. Mai, and F. Cappa (2017), Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop, *Science Advances*, *3*(12), doi:10.1126/sciadv.aap7528.

Gihm, Y. S., et al. (2018), Paleoseismological implications of liquefaction-induced structures caused by the 2017 Pohang Earthquake, *Geosciences Journal*, *22*(6), 871-880, doi:10.1007/s12303-018-0051-y.

Grigoli, F., S. Cesca, E. Priolo, A. P. Rinaldi, J. F. Clinton, T. A. Stabile, B. Dost, M. G. Fernandez, S. Wiemer, and T. Dahm (2017), Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective, *Reviews of Geophysics*, *55*(2), 310-340, doi:10.1002/2016RG000542.

Grigoli, F., S. Cesca, A. P. Rinaldi, A. Manconi, J. A. López-Comino, J. F. Clinton, R. Westaway, C. Cauzzi, T. Dahm, and S. Wiemer (2018), The November 2017 M_w5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea, *Science*, *360*(6392), 1003-1006, doi:10.1126/science.aat2010.

Harris, R. A. (1998), Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(10), 24347-24358.

Healy, J. H., W. W. Rubey, D. T. Griggs, and C. B. Raleigh (1968), The Denver earthquakes, *Science*, *161*(3848), 1301-1310, doi:10.1126/science.161.3848.1301.

Hofmann, H., G. Zimmermann, A. Zang, and K. B. Min (2018), Cyclic soft stimulation (CSS): a new fluid injection protocol and traffic light system to mitigate seismic risks of hydraulic stimulation treatments, *Geothermal Energy*, *6*(1), doi:10.1186/s40517-018-0114-3.

Hong, T. K., J. Lee, and S. E. Houng (2015), Long-term evolution of intraplate seismicity in stress shadows after a megathrust, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *245*, 59-70, doi:10.1016/j.pepi.2015.05.009.

Hong, T. K., J. Lee, W. Kim, I. K. Hahm, N. C. Woo, and S. Park (2017), The 12 September 2016 M_L5.8 midcrustal earthquake in the Korean Peninsula and its seismic implications, *Geophysical Research Letters*, *44*(7), 3131-3138, doi:10.1002/2017GL072899.

Hong, T. K., J. Lee, S. Park, and W. Kim (2018), Time-advanced occurrence of moderate-size earthquakes in a stable intraplate region after a megathrust earthquake and their seismic properties, *Scientific Reports*, *8*(1), doi:10.1038/s41598-018-31600-5.

Houng, S. E., and T. K. Hong (2013), Probabilistic analysis of the Korean historical earthquake records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *103*(5), 2782-2796, doi:10.1785/0120120318.

Keranen, K. M., M. Weingarten, G. A. Abers, B. A. Bekins, and S. Ge (2014), Sharp increase in central Oklahoma seismicity since 2008 induced by massive wastewater injection, *Science*, *345*(6195), 448-451, doi:10.1126/science.1255802.

Kim, H., L. Xie, K.-B. Min, S. Bae, and O. Stephansson (2017), Integrated In Situ Stress Estimation by Hydraulic Fracturing, Borehole Observations and Numerical Analysis at the EXP-1 Borehole in Pohang, Korea, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, *50*(12), 3141-3155, doi:10.1007/s00603-017-1284-1.

Kim, J. H., J.-H. Ree, C. Park, C.-M. Kim, R. Han, and T. K. Shimamoto, H.-C. (2018a), Proxies for the 2017 Pohang earthquake fault and modeling of fluid flow (S23B-0519), in *AGU Fall Meeting Abstracts*, edited, Washington, D.C.

Kim, K. H., et al. (2018b), Deep fault plane revealed by high-precision locations of early aftershocks following the 12 September 2016 M_L 5.8 Gyeongju, Korea, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *108*(1), 517-523, doi:10.1785/0120170104.

Kim, K. H., J. H. Ree, Y. Kim, S. Kim, S. Y. Kang, and W. Seo (2018c), Assessing whether the 2017 Mw5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event, *Science*, *360*(6392), 1007-1009, doi:10.1126/science.aat6081.

Kim, S. K., and T. S. Bae (2012), Analysis of crustal deformation on the Korea peninsula after the 2011 Tohoku earthquake, *Journal of the Korean Society of Surveying Geodesy Photogrammetry and Cartography*, *30*(1), 87-96, doi:10.7848/ksgpc.2012.30.1.087.

Kim, Y. H., J. Rhie, T. S. Kang, K. H. Kim, M. Kim, and S. J. Lee (2016), The 12 September 2016 Gyeongju earthquakes: 1. Observation and remaining questions, *Geosciences Journal*, *20*(6), 747-752, doi:10.1007/s12303-016-0033-x.

Kwon, S., L. Xie, S. Park, K. I. Kim, K. B. Min, K. Y. Kim, L. Zhuang, J. Choi, H. Kim, and T. J. Lee (2018), Characterization of 4.2-km-Deep Fractured Granodiorite Cores from Pohang Geothermal Reservoir, Korea, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, doi:10.1007/s00603-018-1639-2.

Lee, H., Y. J. Shinn, S. H. Ong, S. W. Woo, K. G. Park, T. J. Lee, and S. W. Moon (2017a), Fault reactivation potential of an offshore CO_2 storage site, Pohang Basin, South Korea, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, *152*, 427-442, doi:10.1016/j.petrol.2017.03.014.

Lee, J., T. K. Hong, and C. Chang (2017b), Crustal stress field perturbations in the continental margin around the Korean Peninsula and Japanese islands, *Tectonophysics*, *718*, 140-149, doi:10.1016/j.tecto.2017.08.003.

Lee, J., et al. (2018), Seismicity of the 2016 M_L 5.8 Gyeongju earthquake and aftershocks in South Korea, *Geosciences Journal*, *22*(3), 433-444, doi:10.1007/s12303-017-0071-z.

Lee, K., and W. S. Yang (2006), Historical seismicity of Korea, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(3), 846-855, doi:10.1785/0120050050.

Lee, T. J., Y. Song, D.-W. Park, J. Jeon, and W. S. Yoon (2015), Three dimensional geological model of Pohang EGS pilot site, Korea, paper presented at Proceedings of the World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.

Lee, Y., S. Park, J. Kim, H. C. Kim, and M. H. Koo (2010), Geothermal resource assessment in Korea, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, *14*(8), 2392-2400, doi:10.1016/j.rser.2010.05.003.

McGarr, A. (2014), Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(2), 1008-1019, doi:10.1002/2013JB010597.

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, *Geophysical Journal International*, *169*(3), 1103-1114, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03321.x.

Park, Y., J. H. Ree, and S. H. Yoo (2006), Fault slip analysis of Quaternary faults in southeastern Korea, *Gondwana Research*, *9*(1-2), 118-125, doi:10.1016/j.gr.2005.06.007.

Reasenberg, P. A., and R. W. Simpson (1992), Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, *255*(5052), 1687-1690, doi:10.1126/science.255.5052.1687.

Ree, J. H., and S. T. Kwon (2005), The Wangsan Fault: One of the most 'active' faults in South Korea?, *Geosciences Journal*, *9*(3), 223-226, doi:10.1007/BF02910581.

Ree, J. H., Y. J. Lee, E. J. Rhodes, Y. Park, S. T. Kwon, U. Chwae, J. S. Jeon, and B. Lee (2003), Quaternary reactivation of tertiary faults in the southeastern Korean Peninsula: Age constraint by optically stimulated luminescence dating, *Island Arc*, *12*(1), 1-12, doi:10.1046/j.1440-1738.2003.00372.x.

Schoenball, M., and W. L. Ellsworth (2017), A Systematic Assessment of the Spatiotemporal Evolution of Fault Activation Through Induced Seismicity in Oklahoma and Southern Kansas, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *122*(12), 10,189-"110,206", doi:10.1002/2017JB014850.

Scholz, C. H. (2015), On the stress dependence of the earthquake b value, *Geophysical Research Letters*, *42*(5), 1399-1402, doi:10.1002/2014GL062863.

Soh, I., C. Chang, J. Lee, T. K. Hong, and E. S. Park (2018), Tectonic stress orientations and magnitudes, and friction of faults, deduced from earthquake focal mechanism inversions over the Korean Peninsula, *Geophysical Journal International*, *213*(2), 1360-1373, doi:10.1093/gji/ggy061.

Son, M., C. W. Song, M.-C. Kim, Y. Cheon, H. Cho, and Y. K. Sohn (2015), Miocene tectonic evolution of the basins and fault systems, SE Korea: dextral, simple shear during the East Sea (Sea of Japan) opening, *Journal of the Geological Society*, *172*(5), 664-680, doi:10.1144/jgs2014-079.

Song, S. G., and H. Lee (2018), Static Slip Model of the 2017 Mw 5.4 Pohang, South Korea, Earthquake Constrained by the InSAR Data, *Seismological Research Letters*, *90*(1), 140-148, doi:10.1785/0220180156.

Tinti, S., and F. Mulargia (1985), Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in

the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *75*(6), 1681-1697.

van der Elst, N. J., M. T. Page, D. A. Weiser, T. H. W. Goebel, and S. M. Hosseini (2016), Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(6), 4575-4590, doi:10.1002/2016JB012818.

Yoon, C. E., Y. Huang, W. L. Ellsworth, and G. C. Beroza (2017), Seismicity During the Initial Stages of the Guy-Greenbrier, Arkansas, Earthquake Sequence, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *122*(11), 9253-9274, doi:10.1002/2017JB014946.

Table of Contents

Page	
iii	서문 / Preface
vii	조사내용 및 결과 요약
O-1	해외조사위원회 요약보고서 Overseas Research Advisory Committee Report on the Pohang Earthquake
1	제1장 포항 지열발전 실증연구 프로젝트 개요 Overview of the Pohang EGS (Enhanced Geothermal System) Demonstration Research Project
3	요약 / Abstract
4	1.1. 포항 지열발전 실증연구시설 현황과 구축과정
5	1.2. 수리자극 실시 현황
7	제2장 포항지열발전 실증시설 수리자극과 포항지진의 상관성 해석을 위한 지질구조 특성 분석 Analysis of Geological Structures in and around the Pohang EGS Site to Interpret the Relationship between 11.15 Pohang Earthquake and Hydraulic Stimulations
9	요약 / Abstract
10	2.1. 연구배경
10	2.2. 연구방법
12	2.3. 연구결과

Table of Contents

Page

12 2.3.1. 마이오세 포항분지 일원의 광역 지질과 지질구조 특성
20 2.3.2. 포항지열발전 실증시설 지하의 암상 분포와 단층 특성
20 2.3.2.1. 주요 암상 경계
21 2.3.2.2. 단층대
21 1) Master log 분석
22 2) PX-2 커팅시료 육안 관찰
23 3) PX-2 커팅시료 현미경 관찰
26 4) PX-2 커팅시료의 X-선 회절분석
28 2.4. 결론
28 2.5. 참고문헌

31 제3장 지구물리탐사 및 자료해석
Geophysical Exploration and Data Analysis

33 요약 / Abstract
34 3.1. 지구물리탐사 배경 및 필요성
35 3.2. 지하구조 비저항 영상화
35 3.2.1. MT 탐사 자료획득
36 3.2.2. MT 탐사 2차원 자료 해석
38 3.2.3. MT 탐사 3차원 자료 해석
41 3.2.4. 결과 및 토의
42 3.3. 탄성파 탐사 자료해석
42 3.3.1. 자료 설명
43 3.3.2. 탄성파 반사법 자료처리 결과
45 3.3.3. 탄성파 굴절법 해석결과

Page

46 3.3.4. 속도모델 구축
48 3.4. 원격탐사 기반 단층모델링
48 3.4.1. SAR 위성 자료 획득
50 3.4.2. SAR 위성자료를 이용한 변위 관측
52 3.4.3. SAR 위성 관측 변위 기반 단층 모델링
54 3.4.4. 본진 전후 규모 3.0 이상 지진에 의한 지표변위 관측
55 3.4.5. Sentinel-1 PSInSAR 시계열 분석을 통한 미세 지표변위 관측
56 3.4.6. 결론
57 3.5. 지구물리탐사 해석 결과
58 3.6. 참고문헌

59 제4장 응력상태 분석
Stress State Analysis

61 요약 / Abstract
61 4.1. 연구배경
62 4.2. 포항 주변 응력장 방향
66 4.3. 포항지열발전 실증사이트 현장 응력장 크기
66 4.3.1. 연직응력
67 4.3.2. 지진포컬메커니즘 역산자료로 부터의 응력 크기 정보
68 4.3.3. 시추공 주입자료로 부터의 응력 크기 정보
73 4.3.4. 응력장과 포항지진 단층의 운동학적 상관관계
74 4.4. 포항지진 유발 단층의 응력상태
75 4.5. 결론
75 4.6. 참고문헌

Table of Contents

Page

77 제5장 지진 분석
Seismological Analysis

79 요약 / Abstract
80 5.1. 서론
80 5.2. 지진 자료
81 5.3. 속도 모델
83 5.4. 지진 검출
83 5.5. 진원 결정
84 5.5.1. 초기위치
85 5.5.2. 상대위치
85 5.5.3. 최종위치
86 5.6. 단층면해
88 5.7. 지진 규모 결정
90 5.8. 토의
92 5.9. 참고문헌

95 제6장 지중암반 공극압 확산분석 및 지하수 변화
Analysis of Pore Pressure Perturbation and Groundwater Change

97 요약 / Abstract
98 6.1. 서론(연구 필요성 및 목적)
99 6.2. 지중암반의 공극압 확산분석
99 6.2.1. 지중암반의 수리특성

Page

100 6.2.2. 공극압 시공간 확산분석
105 6.3. 지열정 및 그 주변 지하수위 변화특성
105 6.3.1. 지진발생 전 지열발전 실증시설 주변 지하수위
106 6.3.2. 지진발생 후 지하수위 변동
108 6.4. 지열정의 지하수 화학 특성 변화
108 6.4.1. M_W 3.2 지진발생 시 동위원소 특성
110 6.4.2. 포항지진발생 후 지열수의 화학 특성
111 6.5. 결론
111 6.6. 참고문헌

113 Appendix

115 A-1. Acoustic image logging data of PX-1 and PX-2 geothermal wells
118 A-2. Mud loss and microseismicity
120 A-3. Earthquake catalog near the EGS site since 2009 to the 2017 Pohang earthquake
124 A-4. Temporal distribution of earthquakes and EGS project activities
125 A-5. Microstructures of fault gouge and breccia from the 3800 m fault zone in PX-2 borehole

List of Figures

Page

5 Fig. 1-1. Location of Pohang EGS project site and the epicenter of the 15 November 2017 Pohang Earthquake (left) and schematic diagram of PX-1 and PX-2 geothermal wells (right).

6 Fig. 1-2. Injection, flow back and net injection volumes during five hydraulic stimulations conducted at PX-1 and PX-2 geothermal wells.

11 Fig. 2-1. Example from the PX-2 master log.

12 Fig. 2-2. (a) Blocks of cuttings fixed in epoxy and (b) an example of microscopic observation.

13 Fig. 2-3. (a) Tectonic framework of the southern Korean Peninsula, (b) Landsat TM satellite image showing the distribution of the Miocene sedimentary basins, major faults and stratigraphic units in SE Korea (from Son et al., 2015) and (c) Regional structural map of SE Korea showing the Miocene stress regime and strain diagram. The black arrows indicate the mean declination directions of characteristic remanent magnetizations of the basin fills.

14 Fig. 2-4. Geological map of the Pohang Basin with its major bounding and intrabasinal faults (from Song, 2015).

15 Fig. 2-5. (a) Structural map of the Pohang Basin, which is divided into four structural domains named Bomun, Ocheon, Doumsan, and Gojusan (Song, 2015), (b) Fault slip data obtained in and around the Pohabg Basin (Song, 2015). Divergent arrow heads represent minimum horizontal stress direction. R = (σ2 - σ3)/(σ1 - σ2). R'= R (σ1 is vertical), 2 - R (σ2 is vertical), or 2 + R (σ3 is vertical) and (c) Kinematic model, wedged-shaped pull-apart basin model, explaining the opening of the Pohang Basin (Son et al., 2015).

16 Fig. 2-6. (a) Simplified borehole logs in the Pohang Basin showing abrupt changes of the basement depths along east-west direction and (b) Contoured depth map of the basin floor, produced using 26 deep drilling boreholes, shows inferred major intrabasinal fault traces. W.B.F.: the western border fault of the Pohang Basin (from Song et al., 2015).

Page

17 Fig. 2-7. Outcrop photographs showing NE-striking normal faults in (a) the basements (rhyolitic rocks) and (b) the Pohang basin-fill (mudstone) observed along the Gokgang Fault line.

17 Fig. 2-8. NE- or ENE-striking conjugate reverse faults identified on (a) eastern and (b) western trench walls excavated along the Gokgang Fault line, which cut the Quaternary sediment layers (Unit A~H).

18 Fig. 2-9. Examples of ground cracks (a-c), sand blows (c-d) induced by the 2017 Pohang earthquake and (e) Rose diagram showing the orientations of the cracks and sand blows.

19 Fig. 2-10. A schematic diagram showing the distribution of surface deformations across the 2017 Pohang earthquake rupture and proposed mechanism associated with blind oblique-slip including reverse-slip component and their related surface folding (Choi et al., 2019).

19 Fig. 2-11. Regional stress trajectory map showing the distribution of regional stress fields in the central and eastern parts of Eurasian continent. Reddish dashed lines indicate trace of the maximum horizontal stress axes based on the World Stress Map release 2008 (Heidbach et al., 2010; Kim et al., 2016).

20 Fig. 2-12. Geological column showing the boundary between Miocene Pohang and Cretaceous Gyeongsang basins.

21 Fig. 2-13. Geological column showing the boundary between Cretaceous Gyeongsang Basin and Yeongnam Massif.

22 Fig. 2-14. Summary of information indicating the lithological changes and the presence of fault zones from PX-2 master log. 'Almost' is assumed to be the term used to describe the state of being lumped together with clays and rock fragments.

23 Fig. 2-15. Comparison of the cutting fragments at depths of 3,784 and 3,803 m of PX-2. The fragments at 3,784 m are mostly angular and fresh, while the fragments at 3,803 m are mostly rounded and degraded (friable).

List of Figures

Page

24 Fig. 2-16. Stereoscopic photomicrographs of cutting fragments at depths of (a) 3,535 m, (b) 3,544 m, (c) and (d) 3,791 m, (e) 3,804 m and (f) 3,807 m of PX-2. Fragments of (c) to (f) mostly show textures indicating fault gouge or ultracataclasites. (g) and (h) Cutting fragments at a depth of 3,535 m surrounded by drilling mud and no drilling mud, respectively.

25 Fig. 2-17. Polarizing photomicrographs of thin sections of cuttings at depths of 3,791 m (a) under open and (b) crossed polars, 3,804 m (c) under open and (d) crossed polars, and 3,807 m (e) under open and (f) crossed polars.

27 Fig. 2-18. X-ray diffraction patterns of PX-2 cuttings.

36 Fig. 3-1. MT/AMT site map. The solid lines and the green box represent the survey lines for 2D interpretation and 3D inversion area, respectively.

38 Fig. 3-2. Resistivity models from 2D inversion of TM mode data for the survey line (a) V1, (b) V2, (c) V3, (d) V4 and (e) V5, respectively.

39 Fig. 3-3. 3D resistivity distribution from 3D inversion of MT and AMT data. The black and blue circles indicate the MT sites by KIGAM at 2002 and 2003. The red circles represent the AMT sites at 2018. Four survey lines (black lines) on the surface are assumed for the 2D interpretation.

40 Fig. 3-4. Resistivity sections along the survey lines shown in Fig. 3-1; (a) A1, (b) A2, (c) A3, and (d) A4, respectively. The low resistivity zone (white circle) at the central part of the section is interpreted as the Heunghae-eup artefact.

42 Fig. 3-5. Locations of the EGS site, boreholes, seismic reflection survey line.

43 Fig. 3-6. (a) Geometry of the borehole geophone array placed at PX-2 and (b) the location map of 6 check shots.

44 Fig. 3-7. (a) Final stack section and (b) its stratigraphic interpretation (the section is displayed only up to 2,500 m in depth axis because the stacked traces at later times are severely contaminated by noise and ground-roll).

45 Fig. 3-8. Shot gather seismograms corresponding to (a) forward and (b) reverse traverse for refraction analysis.

Page

45 Fig. 3-9. Two-layered dipping interface model obtained by interpreting first-arrival traveltime curves.

47 Fig. 3-10. Modified P-wave velocity model using the sonic log-based model and the two-layered refraction velocity model.

50 Fig. 3-11. Descending InSAR measurements from (a) Sentinel-1A/B, (b) and (c) Cosmo-SkyMed, (d) ALOS-2 PALSAR-2, and (e) ascending InSAR measurement from ALOS-2: LOS measurements (a, b, d, e) and azimuth measurement (c).

51 Fig. 3-12. (a) Horizontal displacement vector field (the vectors indicate the magnitude and directions of the horizontal displacements, and the colored map represents the vertical displacements), (b) displacement vector field of the box A.

52 Fig. 3-13. Histograms of the Okada dislocation model parameters obtained from the InSAR measurements using the Monte-Carlo simulation.

53 Fig. 3-14. Fault plane models estimated from three InSAR and 3D measurements along with the EGS wells, PX-1 and PX-2 (Upper image: COSMO-SkyMed LOS displacement).

54 Fig. 3-15. Sentinel-1 displacement map with the epicenter: (a) 2017/04/14-2017/04/26 pair and (b) 2018/02/ 08-2018/02/20 pair.

55 Fig. 3-16. (a) Mean velocity map estimated from Sentinel-1 ascending mode data, (b) the enlarged image around the epicenter of three major earthquakes, and (c) close view around the EGS site.

56 Fig. 3-17. Time series histories of LOS displacement at the selected points of P1, P2, P3 and P4 around the EGS site.

62 Fig. 4-1. Maximum horizontal principal stress directions in Korea (data provided by World Stress Map 2016): (a) B-C quality stress data over the country, (b) C-D quality stress data around Pohang.

63 Fig. 4-2. (a) Earthquake focal mechanism solutions for M>2.5 earthquakes that occurred around Pohang from 1997 and 2016, and stress inversion results showing (b) the orientations of the three principal stresses (S_1, S_2, S_3) and (c) R value.

List of Figures

Page

64 Fig. 4-3. Earthquake focal mechanism stress inversion result from aftershocks.

65 Fig. 4-4. (a) Dipole sonic shear wave anisotropy in PX-2, indicating the maximum horizontal principal stress azimuth (b, c).

66 Fig. 4-5. The azimuth of the maximum horizontal principal stress (S_{Hmax}) as a function of depth estimated from various data around Pohang.

67 Fig. 4-6. Rock density measurements using cores extracted nearby borehole (BH-4) and PX-2.

68 Fig. 4-7. First hydraulic stimulation pressure-time and injection rate-time curves in PX-2 and PX-1.

69 Fig. 4-8. Well-head pressure and injected water volume curves in (a) PX-2 and (b) PX-1.

70 Fig. 4-9. Traces of pole orientations of natural fractures that can possibly play as leakage channel when PX-1 borehole pressure is raised by 15 MPa, which are depicted as cyan lines in the stereonet. Three circles indicate poles of faults estimated from the earthquake focal mechanisms that occurred during the initial stage of PX-1 injection (17~18 Dec 2016).

71 Fig. 4-10. Step-rate test results in PX-2 on (a) 02 Feb 2016 and (b) 04 Sep 2017.

72 Fig. 4-11. (a) Example of nearly constant pressures (fracture propagation pressures) attained at different constant injection rates and (b) their trend as a function of injection rate.

74 Fig. 4-12. Modelled rake on the Pohang fault plane as a function of S_{Hmax} azimuth and R value for the verification of the constrained stress model using kinematics of the Pohang fault.

75 Fig. 4-13. (a) Slip tendency of the PX-2 (square) injection-related fault and (b) stress condition plotted in Mohr diagram.

81 Fig. 5-1. Location map of seismic stations used in this study.

82 Fig. 5-2. Local 1-D velocity model developed in this study.

Page

84 Fig. 5-3. Initial locations of 240 earthquakes detected by the template matching method. Yellow triangle represents the PX-2 well. Earthquakes whose epicentral distances are greater than and less than 10 km from the PX-2 well are denoted by red and green circles, respectively. Four earthquakes with focal depth greater than 10 km are plotted as blue circles. Event ID and focal depths of the four events are also represented. Geological lineaments and faults are shown as dashed lines.

86 Fig. 5-4. Final locations of 98 earthquakes. Yellow, gray, and blue circles represent events 201511300352b, 201704150231b and 201708132142a, respectively. Five immediate foreshocks and the mainshock are denoted by red and green circles, respectively. Green and blue curves ended by red represent the PX-1 and PX-2 wells, respectively. Open sections of wells are shown in red curves.

87 Fig. 5-5. Distribution of 53 focal mechanism solution. Colors of beachball diagrams represent faulting types according to the classification of Zoback (1992): Strike-slip (black), Thrust (blue), Strike-slip with thrust component (red), and Strike-slip with normal component (green).

89 Fig. 5-6. Comparison of magnitude estimates. (a) Local magnitudes of the KMA versus and those of this study. (b) Moment magnitudes versus local magnitudes. Red circles represent the events published by the KMA.

90 Fig. 5-7. Illustration of the classification of groups G1 and G2. Magenta and cyan circles represent locations of earthquakes belong to group G1 and G2, respectively. The size of circles scale with the magnitude of earthquakes. Black line in B1-B2 section represents a G2 plane approximated from the principal component analysis.

91 Fig. 5-8. Locations of G2 events projected on the plane approximated by the principal component analysis. Colors of circles represent the occurrence period of earthquakes: G2-0 (yellow), G2-1 (orange), G2-2 (green), G2-3 (blue), and G2-M (purple). Aftershocks of M_W 3.2 earthquakes are denoted by open circles. Open square indicates a crossing point of PX-2 borehole and the plane.

99 Fig. 6-1. Wellhead pressure and injection rate measured during five hydraulic stimulations are plotted with hydraulic conductivity estimated by the Jacob straight line method.

List of Figures

Page

100 Fig. 6-2. Hydraulic models used in numerical calculation for pore pressure perturbation analysis. The upper left figure shows the hypocenters of earthquakes greater than magnitude of 1.0.

101 Fig. 6-3. Plot of mud loss versus measured depth of PX-2 (left) and the acoustic images obtained at the depth of 3,783 m in PX-2, below which the signal was completely lost (right).

102 Fig. 6-4. (a) Spatial distribution of pore pressure change (ΔP) along the vertical cross section passing through PX-1 and PX-2 and (b) the isosurface of pore pressure change at 0.02 MPa around PX-1, PX-2, and the fault.

103 Fig. 6-5. Pore pressure change with time on the hypocenters of (a) M_W 3.2 and (b) M_W 5.5.

104 Fig. 6-6. Pore pressure change at the hypocenters of earthquakes greater than M 1.0 versus the time of occurrence (left), and the histogram of frequency of earthquakes greater than M 1.0 with increasing pore pressure change (right).

106 Fig. 6-7. The groundwater level measured at PX-1 and PX-2 before and after M_W 5.5 earthquake. The zero level indicates the flow back.

107 Fig. 6-8. Water level and water temperature monitored at the PX-1 and PX-2 since August 31, 2018 in the Pohang EGS site.

108 Fig. 6-9. Flow back water from PX-1 (left) and PX-2 (right) after M_W 3.2 earthquake.

109 Fig. 6-10. The values of $\delta^{18}O$ and δD in PX-1 and PX-2.

109 Fig. 6-11. Piper diagram for flow back water from PX-1 and PX-2.

110 Fig. 6-12. Stiff Plots for groundwater from PX-1 and PX-2 before and after M_W 5.5 earthquake.

110 Fig. 6-13. The values of ^{14}C for groundwater from PX-1 and PX-2 before and after the M_W 5.5 earthquake.

Page

115 Fig. A-1-1. PX-1 well structure and acoustic images near the open hole section (from HADES report). The cement shown after the casing section continued from the casing shoe until 4,097 m (measured depth) where the tool stopped.

116 Fig. A-1-2. PX-2 well structure and acoustic image around 1,512 m depth which indicates detection of a hole in casing (from HADES report). The hole matches the casing damage during the 5th hydraulic stimulation reported by EGS project team.

117 Fig. A-1-3. PX-2 well acoustic image above 3,783 m and complete loss of acoustic signals below 3,783 m (from HADES report). While the PX-1 acoustic signals were obtained below the casing shoe to open hole section, the acoustic signals of PX-2 were not obtainable because the tool stopped at 3,783 m that is 425 m above the casing shoe.

118 Fig. A-2-1. Mud loss depths and mud density of PX-1 (old), PX-1, and PX-2 wells (above) and temporal distribution of accumulated mud loss and seismicity (below).

119 Fig. A-2-2. Temporal distribution of seismicity plotted on mud loss.

124 Fig. A-4-1. Temporal distribution of EGS project activity and seismicity of events with location certainty.

124 Fig. A-4-2. Temporal distribution of EGS project activity and seismicity of events whose magnitude was determined.

126 Fig. A-5-1. Photomicrographs of polished specimens of fault gouge and breccia recovered from the depths of (a, b) 3,791 m, (c) 3,798 m, (d, e) 3,803 m in PX-2 borehole. (b) and (e) are close-ups of rectangular portions in (a) and (d), respectively. Observations were all made under two stereomicroscopes.

127 Fig. A-5-2. Photomicrographs of (a, b) clayey foliated fault gouge nearly free from visible clasts (3,806 m in depth), (c) highly sheared gouge between clast-rich zones (3,813 m), and (d, e) fragments of fault breccia that are both deformed internally (from depths of 3,804 m and 3,812 m, respectively). (b) is a close-up of the rectangular portion in (a); note that the gouge in (b) is finely foliated.

List of Tables

Page	
26	Table 2-1. Mineral compositions of the PX-2 cuttings measured by XRD (wt%). Qz: Quartz, Pc: Plagioclase, K-fd: K-feldspar, Am: Amphibole, Ch: Chlorite, Mica: Illite+Muscovite, La: Laumontite, Cc: Calcite, and Gs: Gypsum.
43	Table 3-1. Origin times and coordinates for check shot events.
46	Table 3-2. Simplified lithology model and corresponding P-wave velocity model at PX-2.
47	Table 3-3. Final velocity model (Model I) based on well-logging data and refraction velocity model.
48	Table 3-4. Modified velocity model (Model II) using check shot data.
49	Table 3-5. List of SAR data collected for research.
51	Table 3-6. Input sources for 3D decomposition of surface displacement.
52	Table 3-7. The best-fit model parameters and standard deviation of the 2017 Pohang earthquake estimated by the Okada dislocation model using the descending InSAR and 3D measurements.
73	Table 4-1. Constrained stress model in Pohang geothermal site.
82	Table 5-1. Local 1-D velocity model and its description.
105	Table 6-1. Water levels (DTW, m) at the shallow (≤100 m), intermediate (100~300 m), deep (300~1,100 m) and very deep (2,383 m) wells (n=number of wells) before the 2017 Pohang earthquake.
107	Table 6-2. Measured water levels and level logger installed depth.

제 1 장

포항 지열발전 실증연구 프로젝트 개요

Overview of the Pohang EGS (Enhanced Geothermal System) Demonstration Research Project

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

요약 / Abstract

포항 지열발전 실증연구시설은 포항시 흥해읍에 위치하며 M_W급 지열발전 상용화 기술개발의 정부 연구과제로 2010년 12월부터 시작되었다. 이 연구는 지하 심부로 지열정을 굴착하여 수리자극을 통해 지하 심부의 암반에 유체의 이동 경로를 생성시키고 이렇게 생성된 경로에 물을 순환시켜 지하 심부의 지열을 지상으로 추출하는 과정을 포함한다. 포항 지열발전 실증연구 부지에서 2012년 9월부터 2016년 11월까지 시추를 진행하여 두 개의 지열공인 PX-1과 PX-2를 완공하였다. PX-1, PX-2 지열공의 수직심도는 4,215 m (measured depth 4,362 m), 4,340 m (measured depth 4,348 m)이다. 지표에서 PX-1과 PX-2 두 지열정의 거리는 약 6 m이며, 지열정 하단에서의 거리는 약 600 m이다. 2016년 1월부터 2017년 9월까지 PX-1, PX-2 두 지열정을 이용하여 총 5회의 수리자극이 실시되었으며, PX-1을 이용하여 2회, PX-2를 이용하여 3회의 수리자극이 수행되었다. PX-1에 주입된 유체의 양은 5,663 m^3, 배출량은 3,968 m^3이며, PX-2의 주입량은 7,135 m^3이며, 배출량은 2,989 m^3이다. 두 지열정의 순 주입량은 5,841 m^3이다. PX-2 지열정에서는 1차, 3차, 5차의 수리자극이 실시되었으며, 각 수리자극 동안의 최대 주입압력은 89.2, 88.8, 84.6 MPa에 이르렀다. 3차 수리자극 종료시점인 2017년 4월 15일 M_W 3.2의 지진이 발생하였다. 2017년 9월 18일 마지막 5차 수리자극 이후 포항지진이 발생한 2017년 11월 15일까지 물을 주입한 지열정(PX-2)의 밸브를 개방하여 주입된 물을 지표로 배출시키고 있었다. PX-1 지열정에서는 2차, 4차 두 차례의 수리자극이 실시되었으며, 2차, 4차 수리자극에서 최대 주입압력은 27.71, 25.16 MPa에 이르렀다. 2017년 11월 15일 포항지진이 발생하였으며, 그 이후 실증연구과제의 진행이 중지되었다.

Two boreholes of PX-1 and PX-2 were drilled in granodiorite/granitic gneiss basement to develop the enhanced geothermal system (EGS) in the city of Pohang, Republic of Korea. PX-1 was initially drilled up to the measured depth (MD) of 4,127 m (measured along borehole) from September 2012 to October 2013, but the drill pipe was accidently broken and stuck inside. Therefore, deviated drilling was started at the depth of 2,419 m in the west-northwest (WNW) direction from June 28, 2016, which was completed in November 13, 2106. The true vertical depth (TVD) and MD of PX-1 were 4,215 m and 4,362 m, respectively. PX-2 was drilled from April 3, 2015 to December 9, 2015, of which TVD and MD were 4,340 m and 4,348 m, respectively. PX-1 and PX-2 were 6 m apart on ground surface and aligned along the north-south direction. PX-1 and PX-2 were cased, except for 313 m and 140 m long open hole section of PX-1 and PX-2. Five hydraulic stimulations were conducted at PX-1 and PX-2 from January 29, 2016 to September 18, 2017, and no water injection was made after September 19, 2017 until November 15, 2017 when the M_W 5.5 Pohang earthquake occurred. Hydraulic stimulation procedures involved injection of highly pressured water, shut-in, and flow back. Flow back and shut-in occurred between hydraulic stimulations. Wellhead pressure and injection rate were simultaneously recorded only during hydraulic stimulation, which were measured every few seconds at PX-1 and every minute at PX-2. Water, which was injected and

flowed back into/from PX-1, amounted to 5,663 and 3,968 m^3, respectively. Total two hydraulic stimulations were conducted at PX-1: the 2nd and the 4th stimulations. Maximum wellhead pressure and injection rate reached 27.71 MPa and 19.08 L/s in the 2nd stimulation and 25.16 MPa and 10.07 L/s in the 4th stimulation. For PX-2, there were three hydraulic stimulations: the 1st, the 3rd, and the 5th stimulations. Maximum wellhead pressure and injection rate reached 89.2 MPa and 46.83 L/s in the 1st stimulation, 88.8 MPa and 30.00 L/s in the 3rd stimulation, and 84.6 MPa and 20.00 L/s in the 5th stimulation. In PX-2, total injection and flow back volumes of water were 7,135 and 2,989 m^3, respectively. Shut-in for PX-1 and flow back for PX-2 were being done until the November 15 Pohang earthquake after the last hydraulic stimulation.

1.1. 포항 지열발전 실증연구시설 현황과 구축과정

포항 지열발전 실증연구시설은 포항시 흥해읍에 위치하며 M_W급 지열발전 상용화 기술개발의 정부 연구과제로 2010년 12월부터 시작되었다. 이 연구는 심부 지열원이 특별히 존재하지 않는 비화산지대에서 청정 에너지원을 개발하기 위한 것으로 지하 심부로 지열정을 굴착하여 수리자극을 통해 지하 심부의 암반에 유체의 이동 경로를 생성시키고 이렇게 생성된 경로에 물을 순환시켜 지하 심부의 지열을 지상으로 추출하는 과정을 포함한다. 이렇게 추출된 지열을 이용하여 발전을 하는 것을 EGS (Enhanced Geothermal System) 유형의 발전이라고 부르며, 포항 실증연구는 최고온도 160℃의 고온 지열수를 생산하여 1.2 M_W의 전기를 생산하는 지열발전소를 구축하고 운영하는 것을 목표로 진행되었다. 연구가 최종단계로 진행하고 있는 과정에 2017년 11월 15일 M_W 5.5의 포항지진이 발생하였고, 그 이후 실증연구과제의 진행이 중지되었다.

포항 지열발전 실증연구 부지에서 2012년 9월부터 2013년 10월까지 시추를 진행하여 심도 4,127 m (Measured Depth, MD)인 최초의 지열정(PX-1)을 완성하였다. 시추 완료 이후 공벽 정리 과정에서 드릴파이프가 절단되어 하부 구간의 드릴 파이프가 시추공에 잠기게 되었다. 이에 PX-1 지열공에서 드릴파이프를 회수하고 지열공을 복원하기 위한 노력이 2015년 11월부터 전개되었고 2,485 m 심도까지 파이프 회수와 시추공을 복원할 수 있었다. 하지만 나머지 구간이 여의치 않아 PX-2 굴착이 완료된 이후, 기존의 PX-1의 심도 (MD) 2,419 m에서 경사시추를 통해 새로운 경로로 굴착하여 현재의 심도 4,362 m (MD)인 지열정 PX-1을 2016년 11월에 완성하게 되었다. PX-2 지열정은 2015년 4월부터 시추를 시작하여 2015년 12월에 심도 4,348 m (MD)의 깊이로 설치를 완료하였다. 완성된 PX-1과 PX-2 지열정의 구조는 Fig. 1-1과 같다.

PX-1의 수직심도는 4,215 m이며, 물이 주입 또는 생산되는(즉 물의 유출입이 일어나는) 나공의 길이는 지열정 하단 313 m이며, 나머지 상부 구간은 케이싱으로 처리되었다. PX-2의 수직심도는 4,340 m이며, 나공의 길이는 140 m이다. 지표에서 PX-1과 PX-2 두 지열정의 거리는 약 6 m이며, 지열정 하단에서의 거리는 약 600 m이다.



Fig. 1-1. Location of Pohang EGS project site and the epicenter of the 15 November 2017 Pohang Earthquake (left) and schematic diagram of PX-1 and PX-2 geothermal wells (right).

1.2. 수리자극 실시 현황

2016년 1월부터 2017년 9월까지 PX-1, PX-2 두 지열정을 이용하여 총 5회의 수리자극이 실시되었으며, PX-1을 이용하여 2회, PX-2를 이용하여 3회의 수리자극이 실시되었다. PX-1에 주입된 유체의 양은 5,663 m^3, 배출량은 3,968 m^3이며, PX-2의 주입량은 7,135 m^3이며, 배출량은 2,989 m^3이다. 두 지열정의 순 주입량은 5,841 m^3이다(Fig. 1-2).

PX-2 지열정에서는 1차, 3차, 5차의 수리자극이 실시되었으며, 인근 저수지의 물을 끌어와 지열정에 고압으로 주입하였다. 제1차 수리자극은 PX-2 관정이 완료된 이후인 2016년 1월 29일부터 PX-2 지열정에서 실시되었다. 이 때 최대 주입압력은 89.2 MPa에 이른다. 3차, 5차 역시 최대 주입압력은 88.8, 84.6 MPa에 이르렀다(Fig. 1-2). 3차 수리자극 종료시점인 2017년 4월 15일 M_W 3.2의 지진이 발생하였다. 마지막 5차 수리자극은 2017년 8월 30일부터 9월 18일까지 이루어 졌으며, M_W 5.5의 포항지진이 발생한 2017년 11월 15일까지 물을 주입한 지열정(PX-2)의 밸브를 개방하여 주입된 물을 지표로 배출시키고 있었다.

PX-1 지열정을 2016년 11월에 완공한 후 2016년 12월부터 PX-1 지열정을 이용하여 제2차 수리자극(PX-1 자체로는 첫 번째 수리자극)이 실시되었다. 이 후 2017년 8월 7일부터 8월 14일까지 4차 수리자극이 실시되었다. 2차, 4차 수리자극에서 최대 주입압력은 27.71, 25.16 MPa로서 PX-2에 비해 상대적으로 작다.

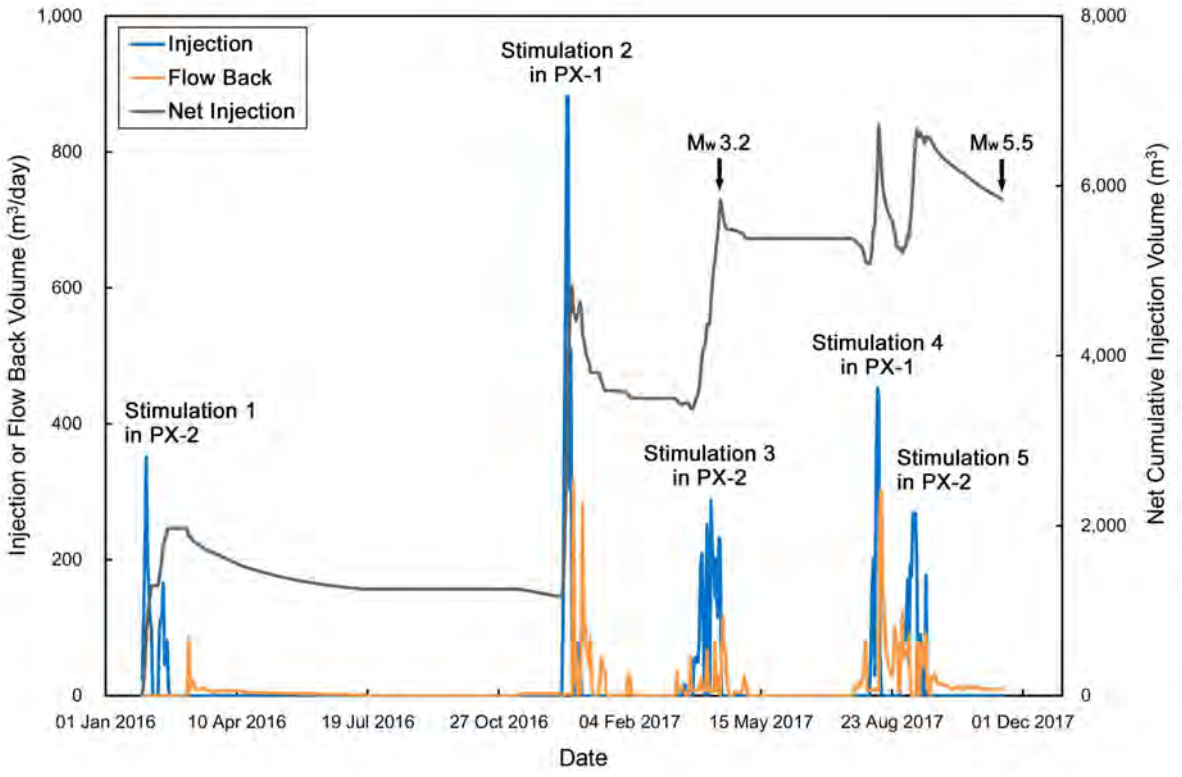


Fig. 1-2. Injection, flow back and net injection volumes during five hydraulic stimulations conducted at PX-1 and PX-2 geothermal wells.

제 2 장

포항지열발전 실증시설 수리자극과 포항지진의 상관성 해석을 위한 지질구조 특성 분석

Analysis of Geological Structures in and around the Pohang EGS Site to Interpret the Relationship between 11.15 Pohang Earthquake and Hydraulic Stimulations

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

요약 / Abstract

2017년 11월 15일 발생한 M_W 5.5 포항지진의 진앙이 위치한 마이오세 포항분지는 북북서 방향의 우수향 주향이동단층과 이에 수반된 북북동 내지 북동 방향의 정단층들의 운동에 의해 확장된 당겨열림형 퇴적분지로 시계방향으로 회전된 지괴와 회전되지 않은 지괴 사이에서 벌어진 쐐기형 기하를 가진다. 포항분지가 서북서-동남동 방향의 인장응력 하에서 확장되는 동안 분지 내부에는 북동 내지 북북동 방향의 퇴적동시성 성장 정단층들도 다수 만들어졌으며, 이중 규모가 가장 큰 단층인 곡강단층이 포항지진의 진앙과 인접하여 위치한다. 포항지진 진앙지 일원의 지질구조와 지표변형 특성, 여진들의 3차원 진원 분포, 발진기구해 결과, InSAR 자료를 종합하면, 포항지진은 분지 확장 동안 만들어진 북북동 방향 공액상 정단층들 중 서쪽으로 약 50~70° 경사진 곡강단층의 반향단층들 중 하나가 우수향 수평이동성분을 가지는 역단층으로 재활되어 발생한 것으로 해석된다. 포항지열발전실중 시설 내 시추공의 커팅시료를 분석하면, 포항분지-경상분지 경계는 PX-1 지점에서 심도 206~208 m 사이에 그리고 PX-2 지점에서 186~200 m 사이에 위치한다. 또한 경상분지-영남육괴 경계는 PX-1 지점에서 심도 2,354~2,356 m 사이에 그리고 PX-2 지점에서 2,348~2,350 m 사이에 위치한다. 한편, PX-2의 Master log, 커팅시료들의 육안관찰과 현미경 관찰 그리고 X-선 회절 분석을 통해서 3,790~3,815 m 심도 구간에서 단층핵에 해당하는 단층비지대가 존재하는 것이 이번 연구에서 확인되었다. 이 심도 구간 커팅시료들은 다른 구간의 시료들과 달리 육안관찰에서 원마도가 매우 좋고 풍화 또는 변질로 손가락으로 부스러질 정도로 약한 강도를 가지며 다량의 점토물질로 피복된 특징을 보여준다. 또한 실체현미경과 편광현미경 관찰에서 양호한 원마도의 암편들과 입자크기 감소, 엽리상 단층비지, 파쇄유동조직 등의 특징을 보여주고 X-선 회절분석에서 단층암에서 흔히 산출되는 이차 광물들이 존재하고 있음이 확인되어 반복된 단층활동으로 인해 일정한 규모로 발달하는 성숙한 단층대가 이 심도 구간에 존재하는 것으로 해석된다. 2018년 여름 PX-2에서 새로이 수행된 시추공 영상검층에서 시추공에 삽입된 장비가 3,783 m 심도에서 막혀 더 이상 아래로 내릴 수 없었다는 사실은 3,790~3,815 m 심도 구간의 기존 단층핵을 따라 11.15 포항지진의 원인이 되는 단층면 파열이 발생하였을 가능성을 강하게 시사한다.

This study aims to determine the structural characteristics in and around the Miocene Pohang Basin, in where the epicenter of the Nov. 15, 2017 M_W 5.5 Pohang earthquake is located, and to ascertain vertical variation of lithology and depth of fault zone beneath the Pohang EGS site. The Pohang Basin is a wedged-shaped pull-apart basin opened between clockwise rotated and unrotated blocks under NNW-trending dextral simple shear and associated WNW - ESE-directed extension during the East Sea opening. During the basin extension, NE- or NNE-striking intrabasinal conjugate normal faults were produced in places. The largest of them is the Gokgang Fault, which is located adjacent to the epicenter of the Pohang earthquake. A synthetic analysis, using the geological structures, surface deformation, spatial distributions and focal mechanism solutions of the mainshock and aftershocks, and InSAR data, indicates that the Pohang earthquake was generated by the reactivation (as dextral reverse oblique-slip fault) of a 50° to 70° westward-dipping antithetic fault to the Gokgang Fault. Cutting specimens from two deep boreholes at the Pohang EGS site

indicate that the boundaries between Miocene Pohang Basin and Cretaceous Gyeongsang Basin are situated at depths of 207~209 m and 196~200 m of PX-1 and PX-2, respectively. Meanwhile, the boundaries between the Gyeongsang Basin and the Yeongnam Massif are situated at depths of 2,354~2,356 m and 2,348~3,350 m of PX-1 and PX-2, respectively. Based on the master log, visual and microscopic observations, and XRD analyses of the PX-2 cuttings, at depths of 3,790 to 3,815 m, especially, very rounded, easily fragile, weathered and/or altered rock fragments with a large amount of clay materials, typical cataclastic flow textures, and secondary minerals commonly observed in gouge-filled fault cores are significantly identified. It is thus reasonable that there is a mature fault zone made of multiple movements at depths of 3,790 to 3,815 m. This interpretation is strongly supported by an obstruction of the inserted measuring equipment inside the casing of PX-2 well at a depth of 3,783 m during acoustic image logging in summer 2018, which is also indicative of the possibility that the fault rupture for the Pohang earthquake crosses in this depth interval.

2.1. 연구배경

전 세계적으로 중규모 이상 지진은 대부분 기존 단층이 재활되어 발생하므로, 지진발생 원인을 정확히 이해하기 위해서는 진앙이 위치하는 구조구역의 광역 지질구조와 진앙 인접 지역의 지표 및 지하 지질구조 특성에 관한 상세 정보가 필요하다. 또한 지하에 가해진 수압의 증가로 단층이 재활되어 발생하는 유발지진(induced earthquake)은 물을 주입한 시추공과 단층이 근접하거나 시추공이 단층면을 관통하여 단층대 내의 유효응력(effective stress)을 감소시킬 때 발생하므로, 수압에 의한 지진 발생 가능성을 평가하기 위해서는 지하 단층의 위치를 정확히 파악하고 주입 시추공과의 근접성을 분석하는 것이 필요하다.

이번 조사는 2017년 11월 15일 발생한 M_W 5.5 포항지진과 포항지열발전 실증시설의 수리자극과의 상관성을 해석하기 위한 기초자료인 진앙이 위치한 마이오세 포항분지 일원의 광역 지질구조의 특성을 파악하고 실증시설 내 시추공 자료들을 분석하여 지하 암상 분포, 단층의 존재 유무와 분포심도 구간을 규명하고자 하였다.

2.2. 연구방법

마이오세 동안 확장된 포항분지 일원의 광역 지질과 지질구조 관련 기존 문헌자료와 포항지진의 진앙이 위치한 포항시 흥해읍 일원의 야외조사를 통한 지표변형과 지질구조 특성 자료를 수집하고 분석하였다. 또한

포항분지의 지질구조, 지표변형 특성, 포항지진의 본진과 주요 여진의 발진기구해(focal mechanism), 여진의 3차원 진원 분포, InSAR 자료 등을 이용하여 포항지진을 유발한 단층의 기하와 운동학적 특징을 해석하였으며, 넥스지오로부터 제공된 PX-1과 PX-2 시추공에 대한 'Master log report'(Fig. 2-1)와 'Geological logging report'에 기록된 2 m 간격 암상 기재와 함께 고단열대(highly fracture zone), 단층비지(fault gouge)의 유무와 함량, 커팅시료의 크기 등에 대한 정보들을 이용하여 지하 암상분포와 포항지진과 관련된 단층암의 존재 유무와 분포 구간을 분석하였다(Sources 1과 2).



Fig. 2-1. Example from the PX-2 master log.

PX-1과 PX-2의 커팅 시료들의 육안관찰, 실체 및 편광 현미경 관찰, XRD 분석을 통해 심도별 암상 변화와 단층암의 존재와 구간을 파악하였다. PX-1 커팅 시료는 모두 세척이 매우 잘 되어있어 육안 암상기재가 용이하나 단층암(단층각력, 단층비지)의 유무를 판단하기에 힘든 반면, PX-2 커팅시료는 세척이 완전히 이루어지지 않아 세척 전에 단층대 확인을 위한 미구조와 X-선 회절 분석을 실시하고 세척 후 육안 암상기재를 실시하였다.

PX-2 커팅시료 중 단층비지로 판단되는 경우 세척하지 않고 저밀도 에폭시로 시료를 고정한 후 블록을 제작하여 실체현미경으로 관찰하고 표준연마박편을 제작하여 편광현미경을 이용해 조직과 광물조성을 관찰하였으며(Fig. 2-2), 세립의 암편들과 점토질 입자로 주로 구성된 단층비지의 광물 동정과 함량비 분석에 적합한 X-선 회절을 이용한 정성 및 정량 분석도 실시하였다(Song et al., 2017).

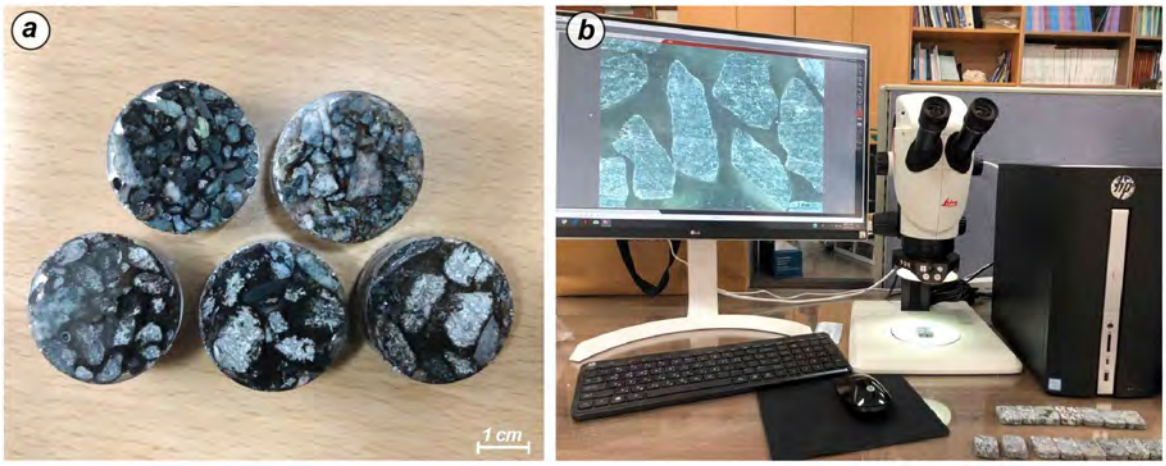


Fig. 2-2. (a) Blocks of cuttings fixed in epoxy and (b) an example of microscopic observation.

2.3. 연구결과

2.3.1. 마이오세 포항분지 일원의 광역 지질과 지질구조 특성

11.15 포항지진의 진앙은 지리적으로 경상북도 포항시 북구 흥해읍 망천리에 위치하며(Kim et al., 2018), 지질학적으로 선캄브리아 영남육괴 내에서 확장한 백악기 경상분지의 남동부에 위치한 마이오세 포항분지에 위치한다(Fig. 2-3a와 b).

한반도의 기저를 이루고 있는 영남육괴는 편마암과 편암복합체 그리고 화강암질암으로 주로 구성되며(GSK, 1998), 이를 부정합으로 피복하는 경상분지 충전물인 경상누층군은 고-태평양판의 섭입과 관련한 배호분지(back-arc basin) 내 육성 퇴적물과 화산호(volcanic arc)에서의 화산활동에 의한 화산쇄설성 물질 그리고 화강암질 관입암으로 구성된다(Chang et al., 2003; Chough and Sohn, 2010).

약 17~10 Ma 사이에 퇴적된 포항분지 충전물인 연일층군(Sohn and Son, 2004)은 분지 서편 경계단층을 따라 분포하는 선상지삼각주(fan-delta) 역질 퇴적암과 동쪽으로 갈수록 세립화되는 사암과 이암 그리고 약 15 Ma경에 남부에 국지적으로 관입한 알칼리 현무암으로 구분되며(Song, 2015), 2017년 포항지진의 진앙은 포항분지 북동부 연일층군 사암과 이암의 분포지에 위치한다(Fig. 2-4).

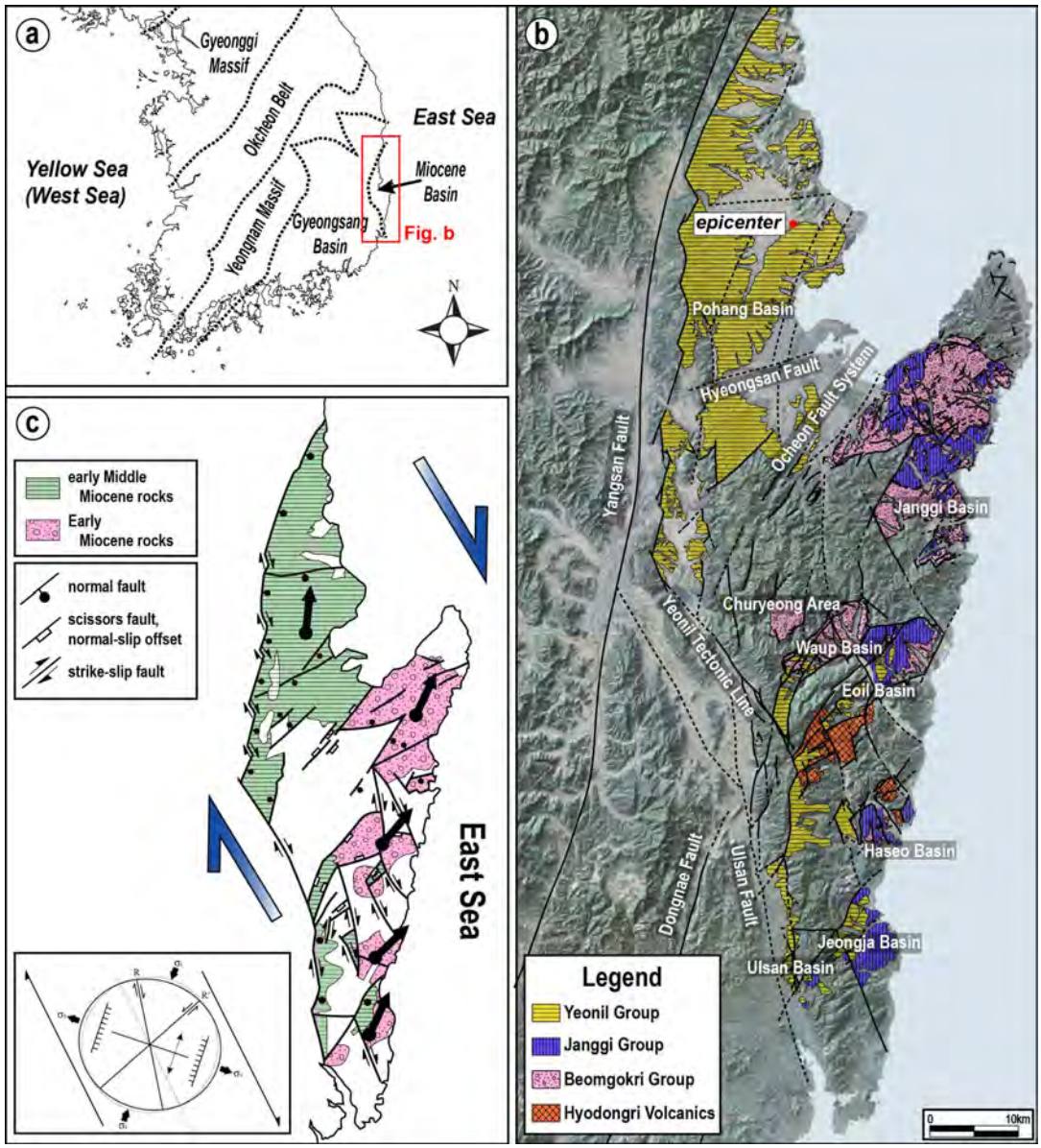


Fig. 2-3. (a) Tectonic framework of the southern Korean Peninsula, (b) Landsat TM satellite image showing the distribution of the Miocene sedimentary basins, major faults and stratigraphic units in SE Korea (from Son et al., 2015) and (c) Regional structural map of SE Korea showing the Miocene stress regime and strain diagram. The black arrows indicate the mean declination directions of characteristic remanent magnetizations of the basin fills.

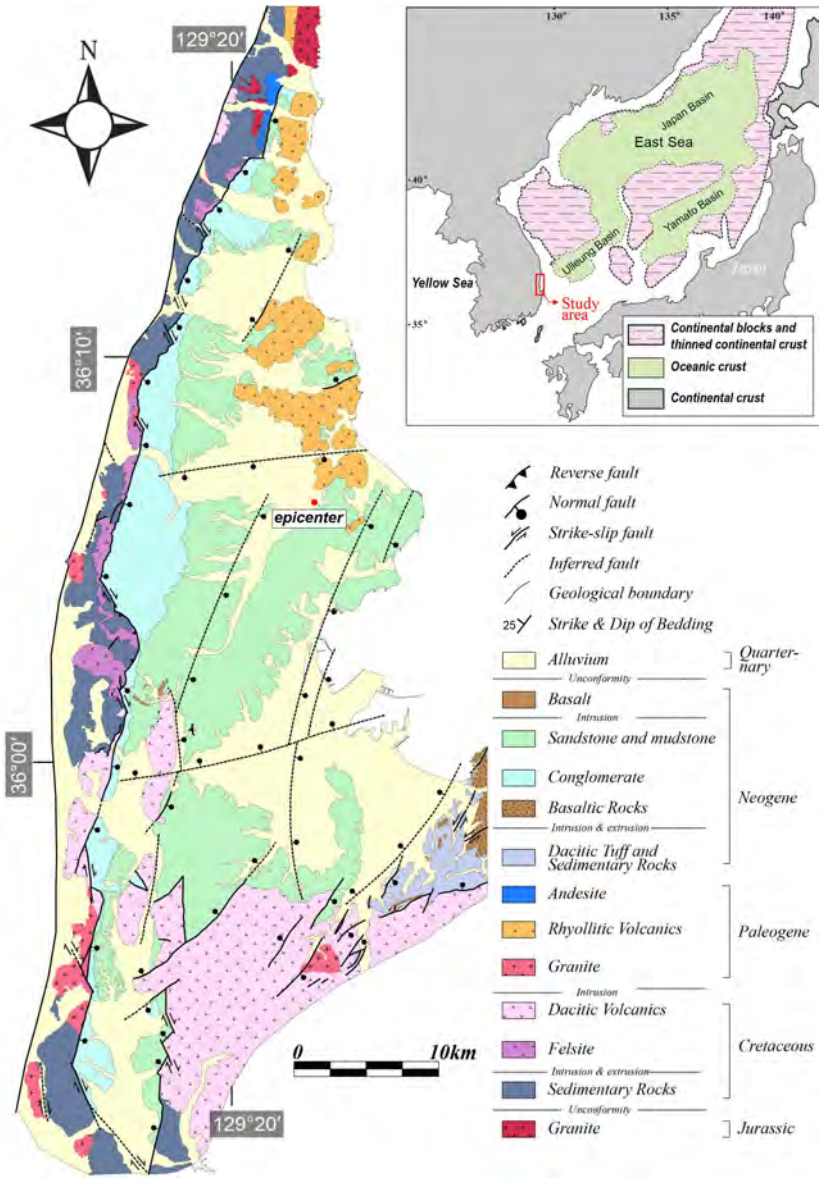


Fig. 2-4. Geological map of the Pohang Basin with its major bounding and intrabasinal faults (from Song, 2015).

포항분지는 약 25 Ma에서 15 Ma 사이에 일본열도가 한반도에서부터 분리되면서 동해가 확장될 당시에 한반도 동해안 육상에 가해진 북북서 방향 우수향 전단력에 의한 침강된 분지이다(Son et al., 2015; Figs. 2-3c과 2-5).

포항분지의 서쪽 가장자리는 양산단층으로부터 약 2~5 km 동편에 위치한 북동 내지 북북동 방향의 정단층과 북서 방향의 전이단층(transfer fault)이 지그재그 형태로 연결된 단층들로 경계된다(Fig. 2-5a; Son et al., 2015). 분지 남쪽은 북북서 방향의 우수향 주향이동단층인 연일구조선으로(Son et al., 2002) 그리고 동

쪽은 북동 내지 북북동 방향의 단층들로 구성된 오천단층계로 경계되며, 오천단층계는 좌수향정이동성 사교단층의 특징을 보이며 남서쪽으로 갈수록 수직 변위가 줄어드는 가위단층(scissor fault)의 기하를 가진다(Cheon et al., 2012).

분지 내외의 단층이동 자료를 이용한 고응력장 복원자료(Song, 2015)는 분지가 서북서-동남동 방향의 인장응력 하에서 확장되었음을 지시한다(Fig. 2-5b). 또한 포항분지 일원에 대한 고자기 연구에서 분지 동편 호미곶 반도가 시계방향으로 약 30° 회전된 반면, 분지 서편의 지괴는 회전되지 않은 특징을 보여주고 있어(Fig. 2-3c; Son et al., 2015), 분지는 북북서 방향의 우수향 전단력에 의해 시계방향으로 회전된 해안가 지괴와 보다 육지 쪽의 회전되지 않은 지괴 사이에서 확장된 쐐기형 당겨열림분지(wedge-shaped pull-apart basin; sphenochasm)로 해석된다(Fig. 2-5c).

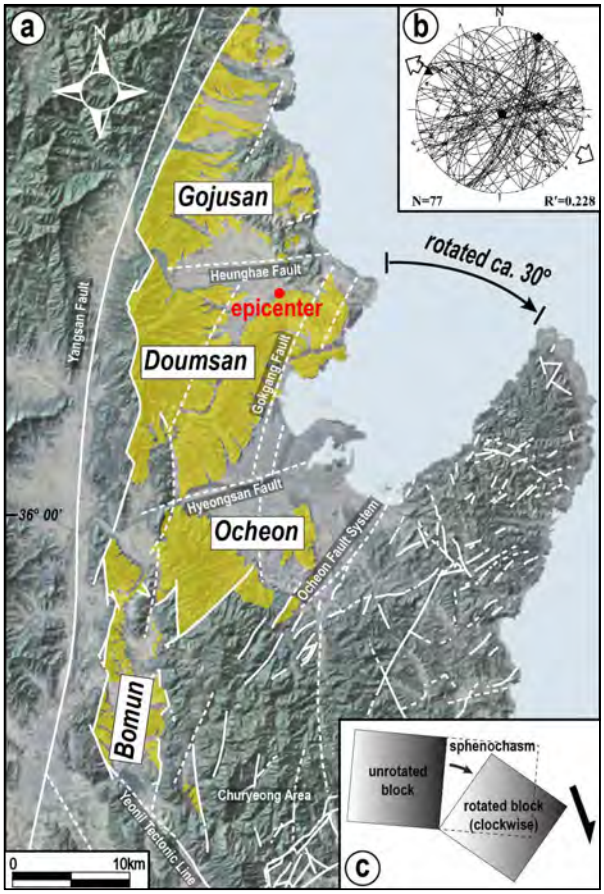


Fig. 2-5. (a) Structural map of the Pohang Basin, which is divided into four structural domains named Bomun, Ocheon, Doumsan, and Gojusan (Song, 2015), (b) Fault slip data obtained in and around the Pohabg Basin (Song, 2015). Divergent arrow heads represent minimum horizontal stress direction. R = (σ2 − σ3)/(σ1 − σ2). R'= R (σ1 is vertical), 2 − R (σ2 is vertical), or 2 + R (σ3 is vertical) and (c) Kinematic model, wedged-shaped pull-apart basin model, explaining the opening of the Pohang Basin (Son et al., 2015).

포항분지가 서북서-동남동 방향의 인장에 의해 확장될 당시에 분지 내부에는 북동 내지 북북동 방향의 퇴적동시성 성장 정단층들(syn-depositional growth faults)이 다수 형성되었으며, 이러한 분지 내부 성장단층들은 심부시추 코어들에서 얻어진 분지바닥 심도와 분지 충전물 내 미고생물의 대비를 통해 확인되었다(Fig. 2-6a; Yun, 1994; Song et al., 2015). 이중 포항지진의 진앙과 인접한 지열발전시설의 동편에 위치한 곡강단층(Fig. 2-6b)은 북동 방향의 주향을 가지고 남동으로 경사진 정단층의 기하를 가지는 것으로 알려져 있다(Yun, 1994).

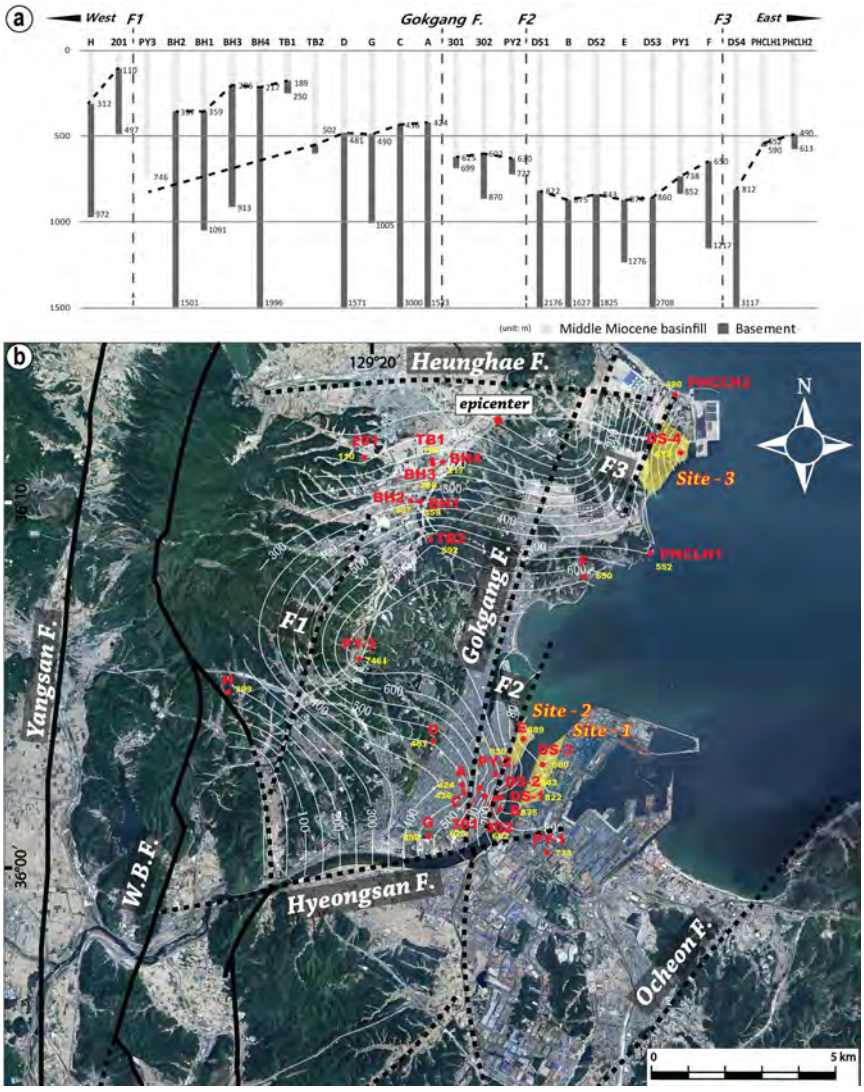


Fig. 2-6. (a) Simplified borehole logs in the Pohang Basin showing abrupt changes of the basement depths along east-west direction and (b) Contoured depth map of the basin floor, produced using 26 deep drilling boreholes, shows inferred major intrabasinal fault traces. W.B.F.: the western border fault of the Pohang Basin (from Song et al., 2015).

곡강단층선 주변에 대한 야외조사 결과, 분지기반암인 고신생기 유문암질 화산암 내에 약 7 m의 단층대 폭을 가지는 N64°E/84°SE의 정단층(Fig. 2-7a)과 분지 충전물을 절단하는 N40°E/49°SE의 정단층이 발견되었으며(Fig. 2-7b), 굴착조사를 통해 북동 내지 동북동 방향으로 배열된 여러 조의 공액상(conjugate) 역단층들이 제4기로 추정되는 지층을 절단하고 있음이 확인되어(Fig. 2-8) 곡강단층 또는 인근에서 최근까지 지표를 절단하는 단층운동이 발생하였을 가능성이 높다.

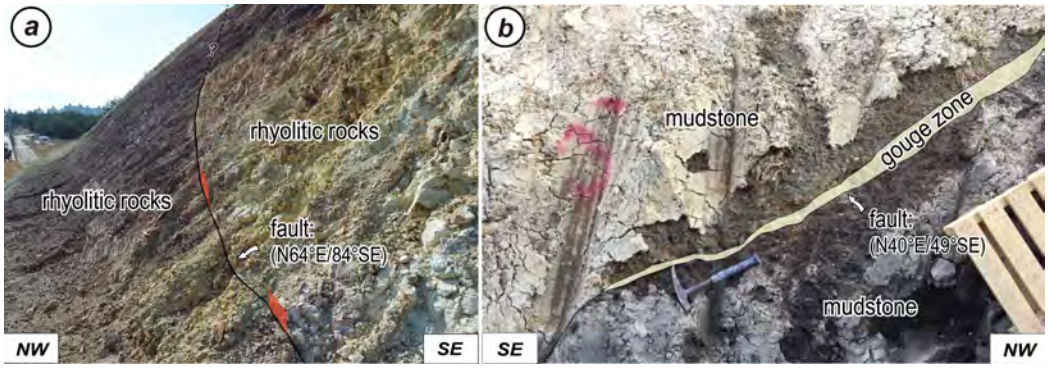


Fig. 2-7. Outcrop photographs showing NE-striking normal faults in (a) the basements (rhyolitic rocks) and (b) the Pohang basin-fill (mudstone) observed along the Gokgang Fault line.

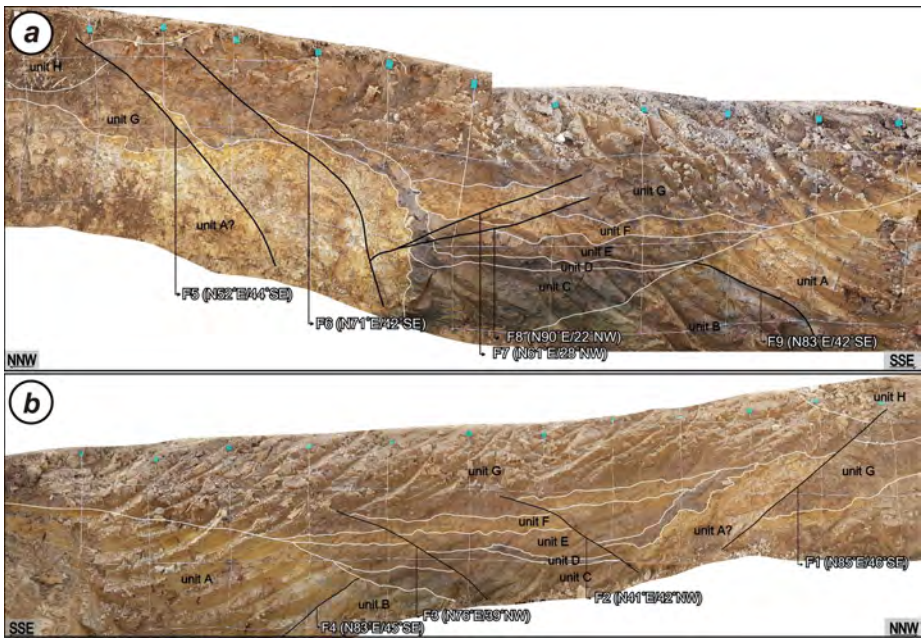


Fig. 2-8. NE- or ENE-striking conjugate reverse faults identified on (a) eastern and (b) western trench walls excavated along the Gokgang Fault line, which cut the Quaternary sediment layers (Unit A~H).

곡강단층선의 주로 서편에서 포항지진에 의한 지표 융기와 균열(surface crack) 그리고 액상화에 의한 모래분출(sand blow)이 발생하였으며(Fig. 2-9a~d), 곡강단층선을 따라서도 지표균열이 집중되는 경향이 야외조사를 통해 확인되었다(Ghim et al., 2018; Choi et al., 2019). 또한 포항지진에 의해 만들어진 타원형의 모래화산체(sand volcano)의 장축과 지표균열들은 곡강단층의 주향과 유사한 북동방향으로 배열되는 특징을 보인다(Choi et al., 2019; Fig. 2-9e).

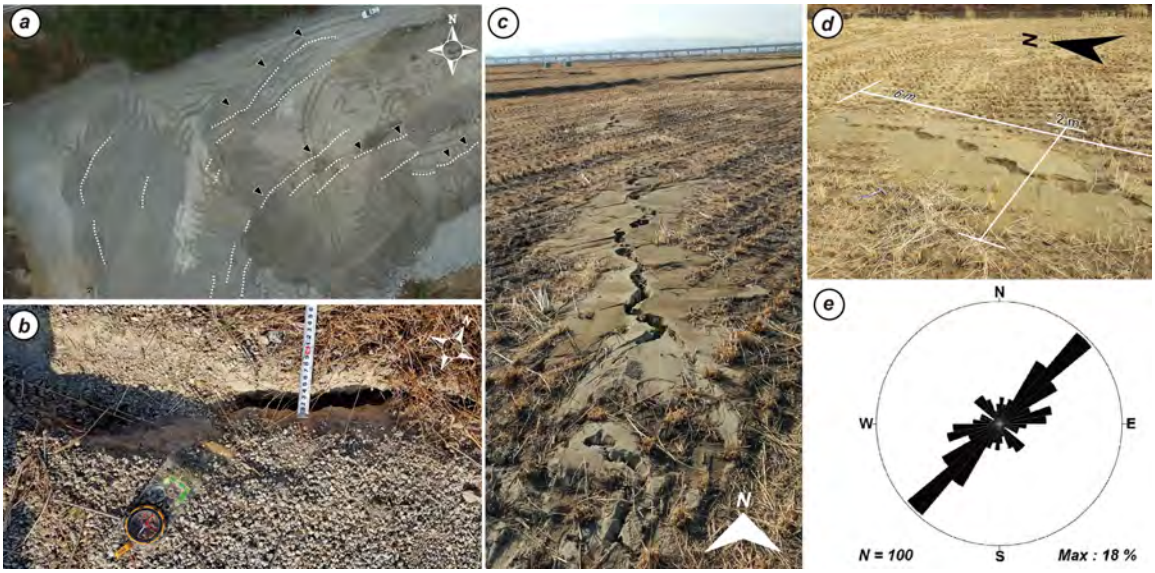


Fig. 2-9. Examples of ground cracks (a-c), sand blows (c-d) induced by the 2017 Pohang earthquake and (e) Rose diagram showing the orientations of the cracks and sand blows.

포항지진을 발생시킨 지하 단층의 기하를 해석하기 위해 포항지진의 본진과 여진들의 3차원 진원 분포, 주요 지진들의 발진기구해 그리고 InSAR를 이용한 지표변형 자료들을 종합하면, 지하 단층의 파열면이 북동 주향을 가지며 북서 방향으로 50~70°의 경사를 갖는 수평이동성분을 포함한 역단층 운동을 한 것으로 해석된다(Grigoli et al., 2018; Kim et al., 2018). 따라서 포항지진을 발생시킨 단층운동은 분지 확장기 동안 인장력에 의해 만들어진 여러 북동 방향의 지하 공액상 정단층들 중 곡강단층과 인접한 반향단층(antithetic faults) 중 하나가 현생 응력장 하에서 우수향 수평이동성분을 포함한 역단층으로 재활한 결과로 해석된다(Fig. 2-10; Choi et al., 2019).

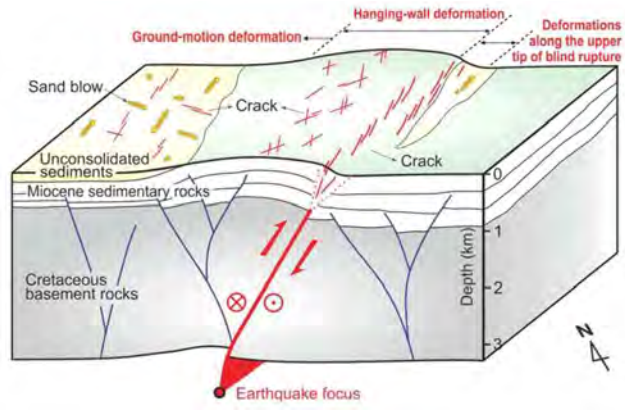


Fig. 2-10. A schematic diagram showing the distribution of surface deformations across the 2017 Pohang earthquake rupture and proposed mechanism associated with blind oblique-slip including reverse-slip component and their related surface folding (Choi et al., 2019).

한편 한반도 일원의 지진 발진기구해, 활성단층의 운동학적 자료로부터 복원된 응력장 그리고 천부 시추공 응력자료들을 종합하면(Kim et al., 2016), 한반도 동남부는 현재 동북동-서남서 또는 동서 방향의 광역 압축응력장 하에 놓여 있으며 이러한 현생 응력장은 태평양판의 서향 저각 섭입과 인도-유라시아 충돌로부터 전파된 응력장이 중첩된 결과로 해석된다(Fig. 2-11).

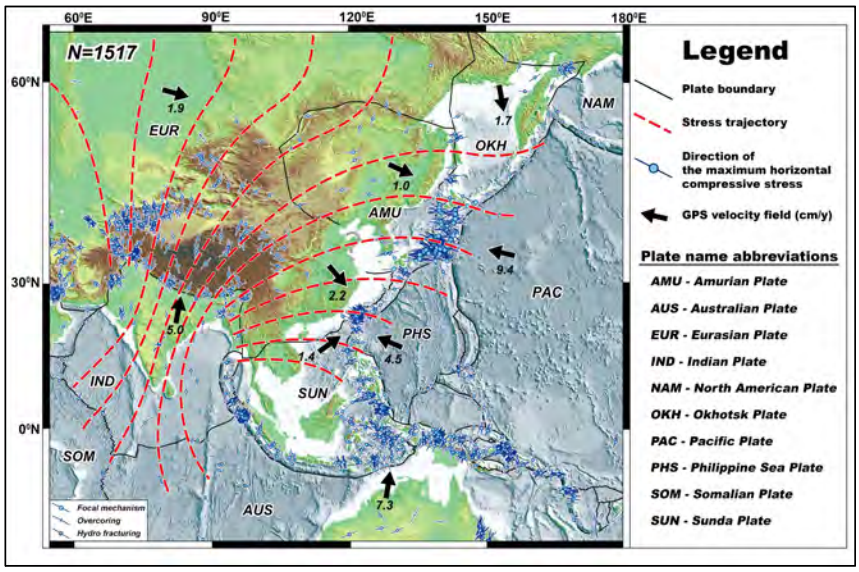


Fig. 2-11. Regional stress trajectory map showing the distribution of regional stress fields in the central and eastern parts of Eurasian continent. Reddish dashed lines indicate trace of the maximum horizontal stress axes based on the World Stress Map release 2008 (Heidbach et al., 2010; Kim et al., 2016).

2.3.2. 포항지열발전 실증시설 지하의 암상 분포와 단층 특성

2.3.2.1. 주요 암상 경계

시추공 PX-1의 심도 206 m까지 마이오세 포항분지 충전물인 연일층군 퇴적암만 관찰되다가 208 m부터 백악기 경상분지 퇴적암 시편이 관찰되므로 포항분지-경상분지 경계는 심도 206에서 208 m 사이로 판단된다 (Fig. 2-12). PX-2의 경우에는 186 m까지 포항분지 충전물만 관찰되다가 200 m 이하에서 경상분지 퇴적암류과 산성질 화산암류가 관찰되므로 이 시추공에서 포항분지 바닥 심도는 186 m에서 200 m 사이이다. 한편, 이번 보고서에서 기술된 시추공 심도는 모두 시추공을 따라 측정된 심도(measured depth)로 실제 수직심도 (true vertical depth)는 아니다.

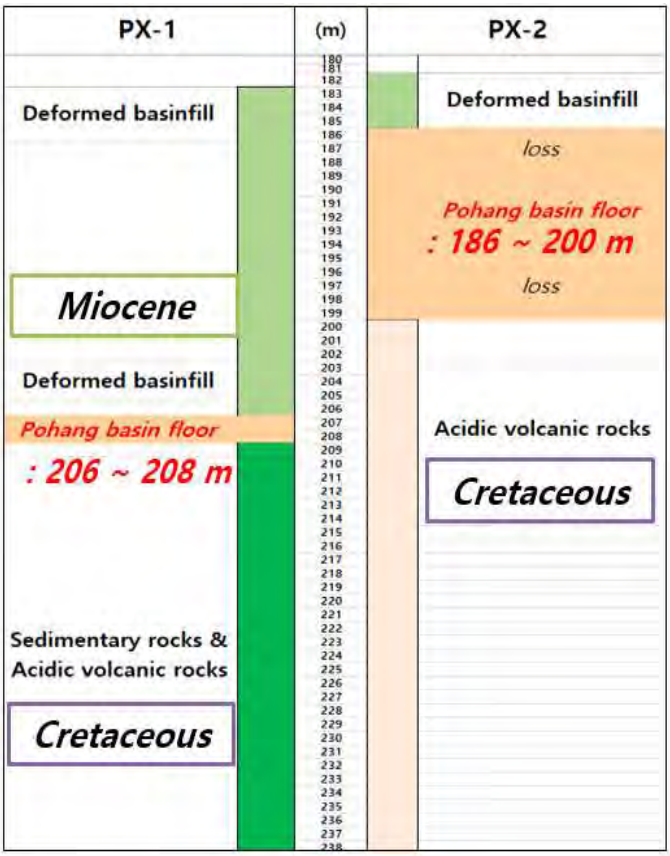


Fig. 2-12. Geological column showing the boundary between Miocene Pohang and Cretaceous Gyeongsang basins.

PX-1의 208~2,354 m 심도에서 경상분지 퇴적암류와 화산암류 시편들이 관찰되다가 2,356 m부터 약 280 Ma의 페름기 화강섬록암(Yoon et al., 2015)이 관찰되므로 경상분지-영남육괴 경계는 2,354 m와 2,356 m 사이로 판단된다(Fig. 2-13). PX-2의 경우에는 200~2,348 m에서 경상분지 퇴적암류와 화산암류가 관찰되다 2,350 m부터 화강섬록암 시편이 관찰되므로 경상분지-영남육괴의 경계는 2,348 m에서 2,350 m 심도 사이이

다. 한편, 넥스지오가 제공한 PX-1 Master log에서 영남육괴 구성암석은 화강섬록암과 각섬암으로 구분되나, PX-2 Master log에서는 염기성암, 섬록암, 화강섬록암, 화강암질 편마암으로 보다 세분되어 기술되어 있다. 그러나 실제 육안관찰에서 PX-1과 PX-2 커팅시료의 특별한 암상 차이는 인지되지 않았다.

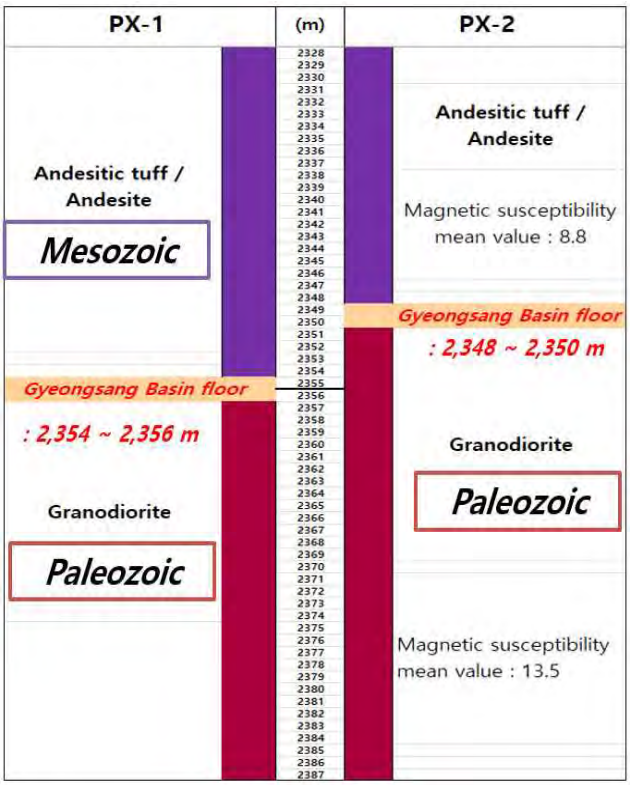


Fig. 2-13. Geological column showing the boundary between Cretaceous Gyeongsang Basin and Yeongnam Massif.

2.3.2.2. 단층대

1) Master log 분석

PX-1 Master log에는 단층의 존재와 관련한 기록이 전혀 없는 반면, PX-2에는 단층과 관련한 비지(gouge), 단층핵(fault core), 손상대(fault damage zone), 소단층(small fault), 가지단층(small branched fault) 등의 용어들이 기재에 사용되고 있다(Fig. 2-14; Source 2). 특히 심도 3,115~4,202 m 사이에서 단층관련 기재가 여러 곳에서 확인되는데, 단층핵은 3,533~3,536와 3,541~3,546 m 구간 그리고 5 m 이상 단층비지대는 3,115~3,121, 3,153~3,185, 3,515~3,524, 3,533~3,546, 3,789~3,807, 4,173~4,192 m 구간에서 기록되어 있다.

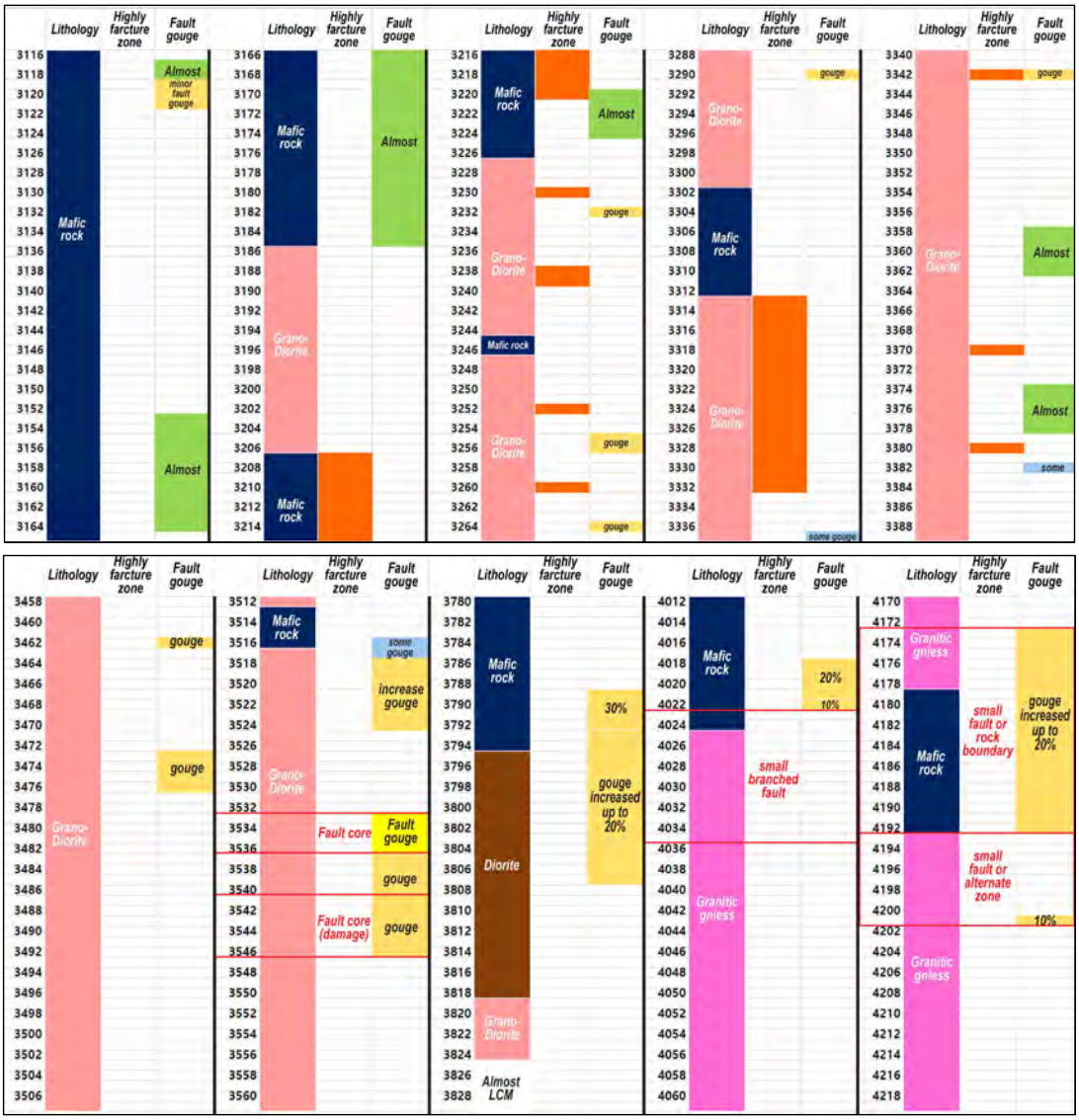


Fig. 2-14. Summary of information indicating the lithological changes and the presence of fault zones from PX-2 master log. 'Almost' is assumed to be the term used to describe the state of being lumped together with clays and rock fragments.

2) PX-2 커팅시료 육안 관찰

완전한 세척이 이루어지지 않은 PX-2의 커팅시료는 이수점토와 단층비지의 육안관찰이 현재도 가능한 상태로, 3,790~3,815 m 구간의 커팅시료에서 다른 구간에서 관찰되지 않는 단층핵을 구성하는 단층암(비지)을 지시하는 특이한 산상들이 관찰되었다. 이 구간 시편들은 다른 구간에 비해 원마도가 매우 좋고 풍화 또는 변질을 받아 손가락으로 살짝 누르면 부러질 정도로 경도가 매우 약한 암편들로 대부분 구성되며 단층비지로 추정되는 점토물질도 다량 관찰된다(Fig. 2-15). 특히, PX-2의 3,802~3,815 m 구간에서 단층비지로 추정되

는 점토물질의 함량이 눈에 띠게 높았으며, 3,808, 3,811, 3,814 m 시료에서 단층비지 추정물질과 함께 원마도가 좋고 쉽게 부스러지는 직경 1 cm 이하의 암편들이 다량 관찰되었다.

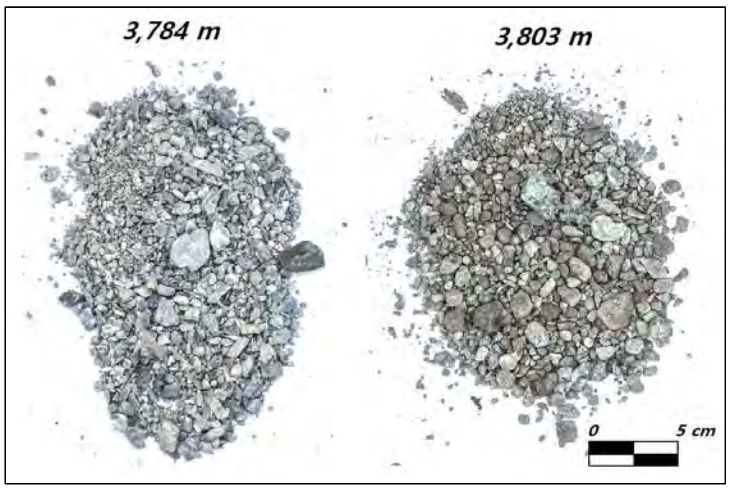


Fig. 2-15. Comparison of the cutting fragments at depths of 3,784 and 3,803 m of PX-2. The fragments at 3,784 m are mostly angular and fresh, while the fragments at 3,803 m are mostly rounded and degraded (friable).

3) PX-2 커팅시료 현미경 관찰

Master log에서 단층핵으로 기재된 심도 3,535 m와 단층손상대로 기재된 3,544 m 시편 그리고 이번 육안관찰에서 단층암(비지)으로 판단된 쉽게 부서지고 원마도가 좋은 3,791, 3,804, 3,807 m의 시편들에 대한 실체 현미경 관찰을 실시하였다(Fig. 2-16).

먼저 3,535 m에서 고철질 암편이 다수 관찰되며 일부 2 mm 이하의 암편에서 단층암 조직이 관찰된다(Fig. 2-16a). 고철질 암편은 대부분 신선하고 각지며 분급이 불량하나(Fig. 2-16h), 단층암 조직을 보이는 것은 원마도가 고철질 암에 비해 좋으며 이수점토가 주위를 감싸는 특징을 보인다(Fig. 2-16g). 3,544 m에는 전형적인 화강암 조직을 보이는 암편들이 다양한 크기로 관찰되며, 대부분 신선하고 강도가 높으며 각진 특징을 보이며 시편 주변에 이수점토가 관찰되지 않는다(Fig. 2-16b). 3,791 m 암편들은 크기가 다양하며 높은 원마도와 대부분 단층암 조직을 보이고 이수점토로 둘러싸여진 특징을 보인다. 단층암 조직을 보이지 않는 일부 화강암과 고철질 암편들은 3,535와 3,544 m 심도 암편들에 비해 상대적으로 크기가 작고 원마도가 좋다(Fig. 2-16c와 d). 3,804 m의 암편 대부분은 단층암 조직을 보이며 장경 1 cm 이하로 분급이 불량하고 입자 주변에 이수점토가 두껍게 피복된다(Fig. 2-16e). 마지막으로 3,807 m 암편들은 3,791 m 암편들과 유사하게 대부분 단층암 조직을 보이며 원마도가 좋고 이수점토가 시편을 감싸는 특징을 보여주나, 대부분 1 cm 내외의 크기를 보여준다(Fig. 2-16f).

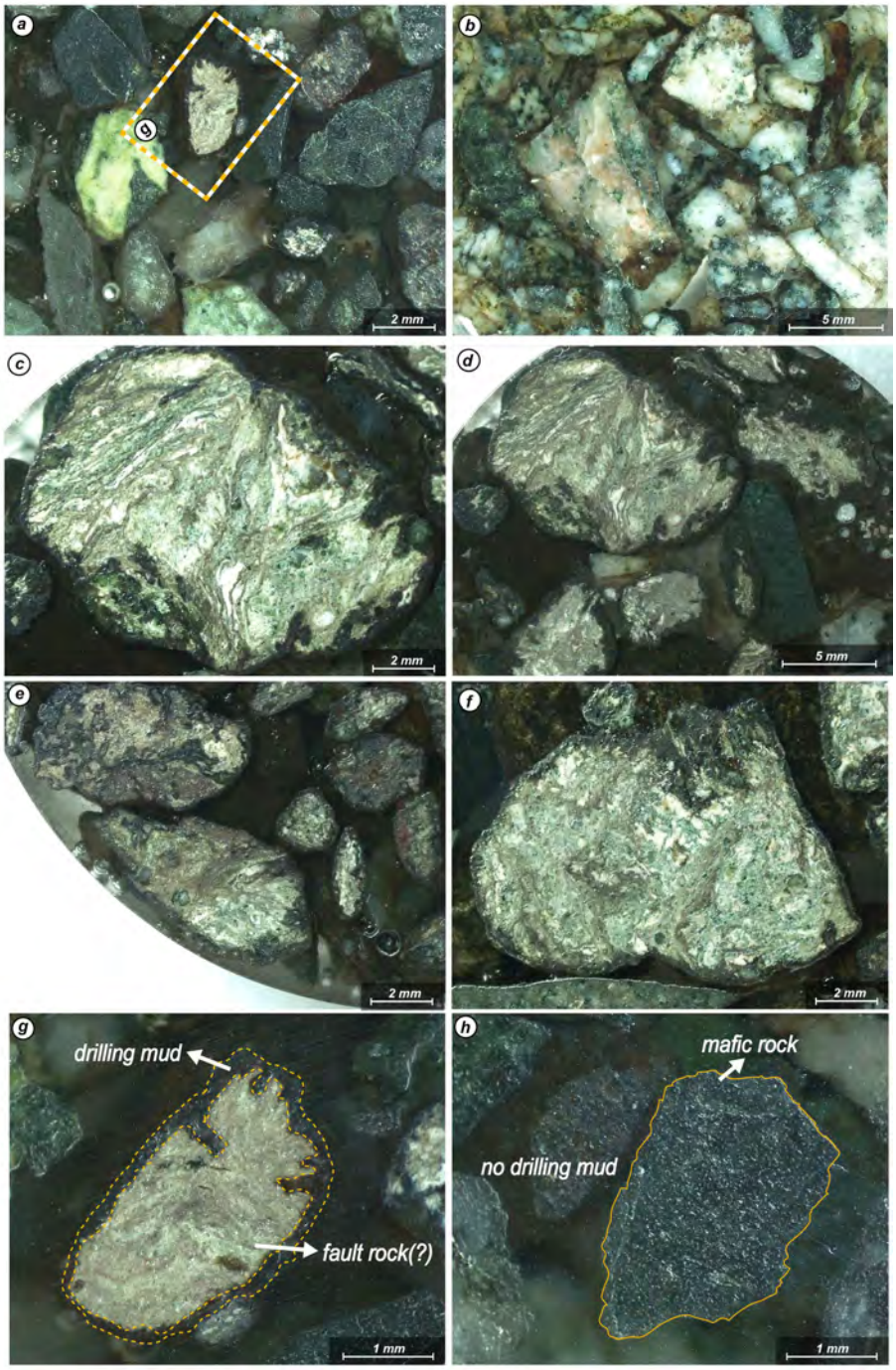


Fig. 2-16. Stereoscopic photomicrographs of cutting fragments at depths of (a) 3,535 m, (b) 3,544 m, (c) and (d) 3,791 m, (e) 3,804 m and (f) 3,807 m of PX-2. Fragments of (c) to (f) mostly show textures indicating fault gouge or ultracataclasites. (g) and (h) Cutting fragments at a depth of 3,535 m surrounded by drilling mud and no drilling mud, respectively.

전형적인 화강암 조직을 보여주는 3,544 m 시편을 제외한 모든 심도의 시편들은 편광현미경 하에서 취성 영역에서 생성된 점토질 단층비지의 미구조 특징을 뚜렷이 보여준다(Fig. 2-17). 현미경 상에서 시편들은 최대 500 ㎛ 크기의 아각형-아원형의 암편들을 포함하며 암편들의 원마도는 전체적으로 양호하다. 고배율로 관찰된 수 ㎛ 이하의 미세 암편들은 주로 석영과 장석으로 구성되며 일부 염기성 광물 및 방해석을 포함한 것도 존재한다. 또한 단층활동 이후 생성된 침상의 2차 광물들도 소량 관찰된다.

기질부에는 개방니콜에서 암갈색 내지 담갈색 그리고 녹니석으로 추정되는 녹색의 점토광물들과 불투명 광물들이 서로 대상(banded)으로 교호하며 뚜렷한 엽리가 만들어져 있다. 엽리의 두께는 수 십 ㎛, 방향은 규칙적인 부분과 불규칙적인 부분이 모두 관찰되며, 상대적으로 크기가 큰 암편 주변부에는 엽리가 암편을 감싸듯이 발달한다. 엽리 사이에는 전단에 의해 암편의 깨진 입자들이 엽리와 유사한 방향으로 흐르는 조직인 파쇄유동(cataclastic flow; Chester et al., 1985)의 전형적인 모습이 관찰된다.

양호한 원마도의 암편들과 입자크기의 감소, 엽리상 단층비지, 파쇄유동조직 등의 존재를 고려할 때, PX-2의 3,791, 3,804, 3,807 m 심도에서 관찰되는 시편들은 대부분 반복된 단층활동으로 인해 단층암이 일정한 규모로 발달하는 성숙한(mature) 단층대로부터 유래된 것으로 판단된다. 또한 단층암 내 방해석 및 침상의 2차 광물들의 존재는 단층암 생성 동시 혹은 이후 단층대 내부로 유체의 이동이 가능하였음을 지시한다(Fig. 2-17).

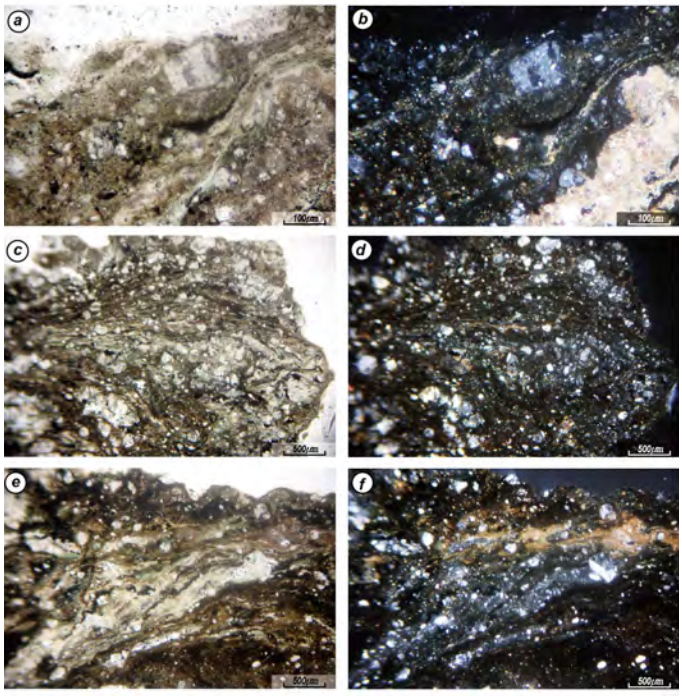


Fig. 2-17. Polarizing photomicrographs of thin sections of cuttings at depths of 3,791 m (a) under open and (b) crossed polars, 3,804 m (c) under open and (d) crossed polars, and 3,807 m (e) under open and (f) crossed polars.

4) PX-2 커팅시료의 X-선 회절분석

X-선 회절분석은 이수점토를 세척하지 않은 상태에서 315 ㎛ 이하의 시료를 채로 걸러 건조기에 24시간 건조 뒤 분말화하여 실시하였다. 분석 결과, 석영(quartz), 사장석(plagioclase), K-장석(K-feldspar), 방해석(calcite), 각섬석(amphibole)과 같은 일반적인 조암광물과 녹니석(chlorite), 운모류(Mica; 일라이트(Illite)와 백운모(muscovite)), 불석광물(로만타이트; laumontite)과 같은 단층암에서 이차로 흔히 산출되는 광물들이 함께 존재하고 있음이 확인되었다(Table 2-1; Fig. 2-18).

Table 2-1. Mineral compositions of the PX-2 cuttings measured by XRD (wt%). Qz: Quartz, Pc: Plagioclase, K-fd: K-feldspar, Am: Amphibole, Ch: Chlorite, Mica: Illite+Muscovite, La: Laumontite, Cc: Calcite, and Gs: Gypsum.

Depth (m)	Qz	Pc	K-fd	Am	Ch	Mica	La	Cc	Gs
3,535	3.66	36.70	16.96	0.01	13.32	5.78	15.79	7.76	0.02
3,544	20.32	47.60	20.38	0.00	5.32	2.06	0.00	4.32	0.00
3,790	9.82	42.88	8.00	0.00	14.84	10.28	9.01	5.17	0.00
3,791	5.54	50.34	10.31	0.00	18.93	5.65	2.82	6.41	0.00
3,792	14.12	34.12	17.10	6.35	10.66	12.13	1.49	4.05	0.00
3,793	7.61	42.46	11.45	9.81	9.50	10.33	4.62	4.21	0.00
3,804	7.26	44.90	13.20	7.12	10.91	5.85	5.23	5.54	0.00
3,807	9.32	40.62	10.11	4.93	12.85	10.76	4.64	6.78	0.00
3,808	4.56	34.99	14.08	6.30	13.99	11.95	7.96	6.17	0.00
3,814	9.86	35.38	13.19	12.10	10.91	10.39	3.68	4.50	0.00

주로 화강섬록암으로 구성되는 3,544 m 심도 커팅시료에서는 석영의 함량이 다른 구간에 비해 매우 높으며 로만타이트가 산출되지 않는다. 3,535 m에서 3,791 m 구간에는 각섬석이 거의 산출되지 않는 반면, 3,792 m에서 3,814 m 구간에는 각섬석이 6.3~12.1% 내외로 상당량 산출되는 것으로 보아(Table 2-1) 심도 3,791과 3,792 m 사이에서 급작스런 암상 변화가 발생하였을 가능성을 지시한다.

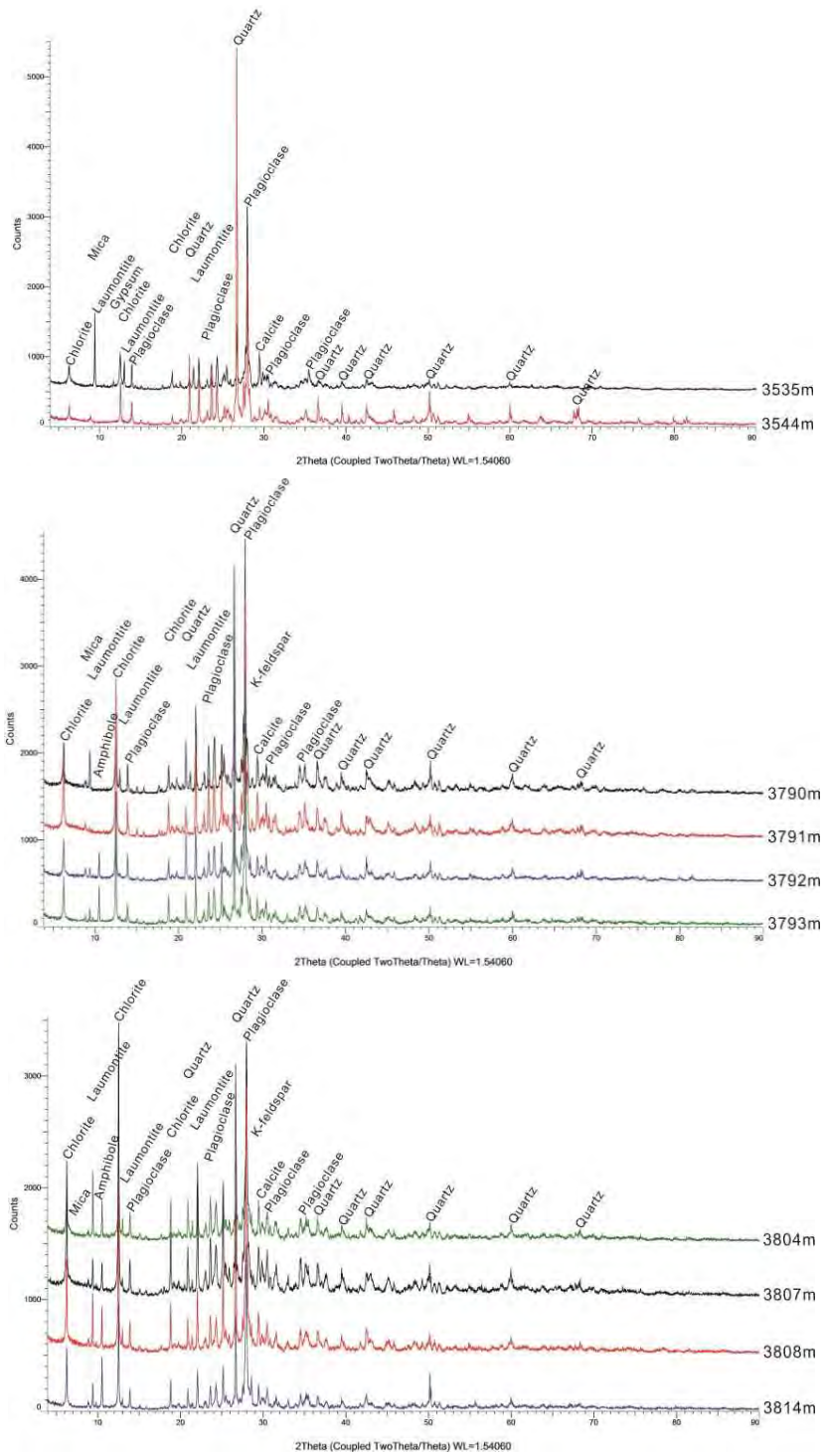


Fig. 2-18. X-ray diffraction patterns of PX-2 cuttings.

2.4. 결론

2017년 11월 15일 발생한 포항지진의 진앙이 위치한 마이오세 포항분지는 북북서 방향의 우수향 주향이동단층과 이에 수반된 북북동 내지 북동 방향의 정단층들의 운동에 의해 확장된 당겨열림형 퇴적분지로 운동학적으로 시계방향으로 회전된 지괴와 회전되지 않은 지괴 사이에서 벌어진 쐐기형 분지이다. 포항분지가 서북서-동남동 방향의 인장 하에서 확장되는 동안 분지 내부에는 북동 내지 북북동 방향의 퇴적동시성 성장 정단층들도 다수 만들어졌으며, 이중 규모가 가장 큰 단층인 곡강단층이 포항지진의 진앙과 인접하게 위치한다. 포항지진 진앙지 일원의 지질구조와 지표변형 특성, 여진들의 3차원 진원 분포, 발진기구해 등의 자료를 종합하면, 포항지진은 서쪽으로 약 50~70°경사진 분지 확장 동안 만들어진 북북동 방향 공액상 정단층들 중 곡강단층의 반향단층 하나가 우수향 수평이동성분을 가지는 역단층으로 재활된 결과로 해석된다.

포항지열발전 실증시설에서 수행된 시추공의 커팅시료를 분석하면, 포항분지-경상분지 경계는 PX-1 지점에서 심도 206~208 m 사이이며 PX-2 지점에서 186~200 m 사이에 위치한다. 또한 경상분지-영남육괴 경계는 PX-1 지점에서 심도 2,354~2,356 m 사이에 그리고 PX-2 지점에서 2,348~2,350 m 사이에 위치한다. 한편, PX-2의 Master log 분석, 커팅시료들의 육안관찰과 현미경 관찰 그리고 X-선 회절분석을 통해서 3,790~3,815 m 심도 구간에서 단층핵에 해당하는 단층비지대가 존재함이 이번 연구에서 확인되었다. 이 심도 구간 커팅시료들은 다른 구간의 시료들과 달리 육안관찰에서 원마도가 매우 좋고 풍화 또는 변질로 손가락으로 부스러질 정도로 약한 강도를 가지며 다량의 점토물질로 피복된 특징을 보여준다. 또한 실체현미경과 편광현미경 관찰에서 양호한 원마도의 암편들과 입자크기 감소, 엽리상 단층비지, 파쇄유동조직 등의 특징을 보여주고 있고 X-선 회절분석에서 단층암에서 흔히 산출되는 이차 광물들이 존재하고 있음이 확인되어 반복된 단층활동으로 인해 일정한 규모로 발달하는 성숙한 단층대가 이 심도 구간에 존재하는 것으로 해석된다. 2018년 8월에 수행된 PX-2공의 시추공 영상검층에서 삽입된 장비가 3,783 m 심도에서 막혀 더 이상 아래로 내릴 수 없었다는 사실(부록 A)은 이곳 하부에 주 단층의 파열면이 존재하여 시추공 케이싱이 심하게 변형되었거나 파열되었음을 암시한다. 또한 이번 조사에서 확인된 3,790~3,815 m 심도 구간의 단층핵을 따라 포항지진을 발생시킨 단층운동이 발생하였음을 지지한다.

2.5. 참고문헌

Chang, K.H., Suzuki, K., Parka, S.-O., Ishida, K., and Uno, K., 2003, Recent advances in the Cretaceous stratigraphy of Korea. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 937-948.

Cheon, Y., Son, M., Song, C.W., Kim, J.-S., and Sohn, Y.K., 2012, Geometry and kinematics of the Ocheon Fault System along the boundary between the Miocene Pohang and Janggi basins, SE Korea, and its tectonic implications. Geosciences Journal, 16, 253-273.

Chester, F.M., Friedman, M., and Logan, J.M., 1985, Foliated cataclasites. Tectonophysics, 111, 139-146.

Choi, J.-H., Ko, K., Gihm, Y.S. Cho, C.S. Lee, H., Song, S.G., Bang, E.-S., Lee, H.-J., Bae, H.-K., Kim, S.W. Choi, S.-J., Lee, S.S., and Lee, S.R., 2019, Surface deformations and rupture processes associated with the 2017 M_W 5.4 Pohang, Korea, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, doi: 10.1785/0120180167.

Chough, S.K. and Sohn, Y.K., 2010, Tectonic and sedimentary evolution of a Cretaceous continental arc-backarc system in the Korean Peninsula: new view. Earth-Science Reviews, 101, 225-249.

Gihm, Y.S., Kim, S.W., Ko, K., Choi, J.-H., Bae, H., Hong, P.S., Lee, Y., Lee, H., Jin, K., Choi, S.-J., Kim, J.C., Choi, M.S., and Lee, S.R., 2018, Paleoseismological implications of liquefaction-induced structures caused by the 2017 Pohang Earthquake. Geosciences Journal, 22, 871-880.

Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A.P., Manconi, A., Lopez-Comino, J.A., Clinton, J.F., Westaway, R., Cauzzi, C., Dahm, T., and Wiemer, S., 2018, The November 15, 2017 Pogang earthquake: A probable induced event of M_W 5.5 in South Korea. Science, 360, 1003-1006.

GSK (The Geological Society of Korea), 1998, Geology of Korea. 802 p (in Korean).

Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., and Muller, B., 2010, Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. Tectonophysics, 482, 3-15.

Kim, K.-H., Ree, J.-H., Kim, Y., Kim, S., Kang, S.Y., and Seo, W., 2018, Assessing whether the 2017 M_W 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event. Science, 360, 1007-1009.

Kim, M.-C., Jung, S., Yoon, S., Jeong, R.-Y., Song, C.W., and Son, M., 2016, Neotectonic crustal deformation and current stress field in the Korean Peninsula and their tectonic implication: a review. Journal of the Petrological Society of Korea, 25(3), 169-193 (in Korean with English abstract).

Sohn, Y.K. and Son, M., 2004, Synrift stratigraphic geometry in a transfer zone coarse-grained delta complex, Miocene Pohang Basin, SE Korea. Sedimentology, 51, 1387-1408.

Son, M., Chong, H.Y., and Kim, I.-S., 2002, Geology and geological structures in the vicinities of the southern part of the Yonil Tectonic Line, SE Korea. Journal of the Geological Society of Korea, 38, 175-197 (in Korean with English abstract).

Son, M., Song, C.W., Kim, M.-C., Cheon, Y., Cho, H., and Sohn, Y.K., 2015, Miocene tectonic evolution of the basins and fault systems, SE Korea: dextral, simple shear during the East Sea (Sea of Japan) opening. Journal of the Geological Society, 172, 664-680.

Song, C.W., 2015, Study for the evolution of the Miocene Pohang Basin by the analysis of the structural characteristics. Ph. D. thesis, Pusan National University, 144 p (in Korean with English abstract).

Song, C.W., Moon, S., Sohn, Y.K., Han, R.H., Shin, Y.J., and Kim, J-C., 2015, A study on potential geologic facility sites for carbon dioxide storage in the Miocene Pohang Basin, SE Korea. Journal of the Geological Society of Korea, 51, 53-66 (in Korean with English abstract).

Song, S.J., Choo, C.O., Chang, C.J., and Jang, Y.D., 2017, A microstructural study of the fault gouge in the granite, Yangbuk, Gyeongju, southeastern Korea, with implications for multiple faulting.

Geosciences Journal, 21, 1-19.

Yoon, K.-S., Jeong, J.-S., Hong, H.-K., Kim, H.-G., Hakan, A., Park, J.-H., and Yoon, W.-S., 2015, Deep drilling experience for Pohang Enhanced Geothermal Project in Korea. Proceedings World Geothermal Congress 2015.

Yun, H.S., 1994, Emended stratigraphy of the miocene formations in the Pohang Basin, Part II: South of the Hyongsan Fault. Journal of the Paleontological Society of Korea, 10, 99-116.

Unpublished sources

Source 1: Master log of well PX-1 (Excel file)

Source 2: Master log of well PX-2 (Excel file)

제 3 장

지구물리탐사 및 자료해석

Geophysical Exploration and Data Analysis

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

요약 / Abstract

포항 지진 구역의 지하구조를 영상화하고 지표면 변위에 기반한 단층 모델링 수행을 위해 지구물리탐사와 원격 탐사 자료 해석을 수행하였다. 지하구조는 MT 탐사 자료를 이용한 전기비저항 분포를 파악하여 이루어졌으며, 굴절법 및 반사법 탄성파 탐사 자료를 이용하여 천부 구조와 시추공 심도까지 속도 분포를 파악하였다. 원격 탐사 자료 해석을 위해 세 종류의 위성을 사용하였으며, 지표면 변위 분석, 단층 모델링 및 본진 전 지표변위의 시계열 분석을 수행하였다. MT 탐사는 지표에서 수행하는 물리탐사 방법 중 가장 깊은 곳까지 조사할 수 있는 방법이며, 본 연구에서는 한국지질자원연구원에서 기존에 수행한 70여 지점의 MT 탐사자료와 금번 조사를 위해 추가적으로 수행한 AMT 자료를 동시에 활용하여 2차원 및 3차원 역산을 통해 지하구조를 추정하였다. 2차원 분석을 통해 지열발전 실증사이트 인근에서 북동 방향의 주향을 갖는 것으로 추정되는 낮은 전기비저항대가 나타나는 것이 확인되었으며 이는 포항지진을 유발한 단층대와 연관이 있는 것으로 파악된다. 3차원 분석 결과 EGS 사이트의 ESE 방향에서 이어지던 높은 전기비저항대가 EGS 사이트 인근에서 저비저항대로 전환되는 것이 관찰되었으며 이 역시 2차원 결과와 유사한 단층대의 존재를 의미하는 것으로 파악된다. 이상의 물리탐사 결과를 토대로 포항 지진 구역의 지질 구조를 파악하여 볼 때, EGS 사이트 인근에 낮은 전기비저항대로 나타나는 단층대가 존재한 것으로 추정되었으며, 시추공과 일부 지점에서 교차할 가능성을 암시하였다. 탄성파 탐사 자료 해석은 한국지질자원연구원에서 수행한 자료를 이용하였으며, 반사법 탐사 자료를 통해 천부 구역의 층서 구조를 파악하였고 초동주시 발췌를 통해서 천부의 속도분포와 경사구조를 확인하였다. 초동주시 해석 결과, 하부 약 200 m 심도부터 급격한 탄성파 속도의 증가가 관측되었으며, 음파 검층 자료와 check shot, 시추공 내 암상 자료 등을 이용하여 시추공 하단까지의 속도 분포를 추정하였다. 탄성파 자료로부터 추정한 속도 분포는 진원 깊이 분석을 위한 연구에 공동으로 사용되었다. 분석 결과, 기존의 연구에서 사용한 속도를 전반적으로 상회하는 속도 분포가 예측되었다. 원격 탐사를 이용한 지표면 변위 관측과 정밀한 단층 모델링을 위해 다양한 관측방향에서 촬영된 SAR 자료를 수집하였다. Sentinel-1A/B, ALOS-2, Cosmo-SkyMed 위성으로부터 획득된 SAR 자료의 레이더간섭기법을 이용하여 수 mm~cm 정밀도로 지형변위 관측을 수행하였다. 다수의 위성으로부터 관측된 변위성분으로부터 3차원 변위성분을 분해하고, 오카다 모델에 적용하여 지표 하부에 위치한 단층의 주향과 경사 및 이동량을 계산하고 분석하였다. 또한, 몬테카를로 시뮬레이션을 적용하여 오카다 모델을 통해 분석된 단층의 기하학적 특성에 대한 민감도 분석도 함께 실시하였다.

Geophysical exploration and remote sensing data were analyzed to visualize the underground structure of the Pohang earthquake zone and to perform fault modeling based on surface displacement. The underground structure was constructed by analyzing the electrical resistivity distribution using MT survey data, and the near surface structure and the velocity distribution up to the borehole depth was obtained by using refraction and reflection seismic survey data. Three kinds of satellites were used to analyze the remote sensing data, and the surface displacement analysis, the fault modeling and the temporal analysis of surface displacement before the main shock were performed. In this study, MT survey data of more than 70 sites obtained by the Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) were analyzed and additional AMT data were collected for integrated

2D and 3D inversion analysis. 2D analysis revealed that a low resistivity zone near EGS site appears to have a tendency toward NE direction, which is related to the fault zone that caused the Pohang Earthquake. As a result of the 3D analysis, it was observed that the high-resistivity zone, which continued from the ESE direction of EGS site, was converted to a low resistivity region near EGS site. Based on the results of the above geophysical surveys, it is assumed that there is a low resistivity fault zone near the EGS site and the possibility of intersection with some boreholes is implied. Seismic survey data obtained by KIGAM were also analyzed, and the stratigraphic structure of the near surface area was identified through reflection survey data. As a result of the analysis of the first-arrival travel-time data, the rapid increase of the seismic velocity was observed from the depth of 200 m, and the velocity distribution to the lower end of the borehole was estimated by using the sonic log, check shots and lithological information. Velocity distributions estimated from seismic data have been used jointly for the identification of focal depth. As a result of the analysis, the velocity distribution which is generally above the speed used in the previous studies was predicted. The SAR data were collected from various observation direction for surface displacement measurement and accurate fault modeling using remote sensing. Observation of surface displacement was performed with a precision of several millimeters to several centimeters using radar interferometry of SAR data obtained from Sentinel-1A/B, ALOS-2, and Cosmo-SkyMed. The 3D displacement component is decomposed from the InSAR measurements observed from multiple satellites and applied to the Okada model to calculate and analyze the direction, slope, and movement of the fault located in the lower part of the surface. In addition, the sensitivity analysis of the geometrical characteristics of the faults estimated by the Okada model was also performed by applying the Monte Carlo simulation.

3.1. 지구물리탐사 배경 및 필요성

포항 지진 발생 지역에 대한 지하 구조 정보를 구하기 위하여 지구물리탐사 기법이 적용되었다. 지구물리탐사는 지하의 구조를 전기비저항, 탄성파속도 등 주요 물성으로 해석함으로써 지하 정보를 알아 낼 수 있다. 본 조사단에서는 지구물리탐사 방법 중 포항현장에서 적용 가능한 다양한 지구물리탐사 기법을 적용하여 포항 지진 발생 지역의 지하 정보를 획득하고자 하였다. 이를 위해 기존 연구 획득 자료의 재해석과 더불어 신규 지구물리탐사 자료를 획득하고 이를 해석하였다. 대상 지역에서 기 수행된 지구물리탐사는 중자력탐사, MT (magentotelluric) 탐사, 전기비저항탐사, SP탐사, 탄성파 반사법 및 굴절파 탐사 등이며 이에 대한 기본적인 검토가 수행되었고 필요한 경우에 대하여 재해석이 수행되었다.

지구물리탐사는 크게 전기비저항을 영상화하기 위한 MT 및 AMT 탐사, 지하 지층의 구조와 속도 구조를 규명하기 위한 탄성파 탐사 그리고 원격탐사 기반 단층모델링으고 구분되어 수행되었다. 이중 MT 및 AMT 탐사 자료는 기존 자료의 병합과 자료 처리 과정을 거쳐 지하의 비저항 구조를 2차원 혹은 3차원으로 영상화함으로써 지열발전 실증사이트 주변의 단층, 파쇄대로 해석될 수 있는 낮은 전기비저항 이상대의 발달 양상을 제시하고자 하였다. 또한 탄성파 탐사는 직접적인 지층의 경계 구조와 탄성파 신호가 투과, 반사된 개별 지층의 속도 정보를 제공할 수 있으므로, 지층 경계를 영상화하고 대상 지역의 속도 구조를 확인하기 위한 목적으로 활용되었다. 한편 지진 발생 위치 및 단층면의 구조를 추정하기 위한 원격탐사 기반 단층 모델링 방법이 적용되었다. 원격 탐사 중, 영상레이더(SAR) 자료를 이용한 위성영상 레이더간섭기법(SAR interferometry; InSAR)은 지진에 의한 지표변위를 수 mm~cm의 정밀도로 관측할 수 있으며, 이를 통해 산정된 미세 지표 변위를 단층 현상에 의해 발생하는 이론적 미세 지표 변위와 비교함으로써 실제 지진 발생 위치 및 단층면의 구조를 추정하는 데 적용될 수 있는 방법이다.

적용된 지구물리탐사는 포항 지진 발생 지역의 지하 정보를 간접적으로 제공할 수 있는 기법으로 지표 지질, 직접 시추 및 지진파 분석 등을 통해 얻을 수 있는 정보와 더불어 포항 지진의 원인과 특성을 규명하는데 기여하였다.

3.2. 지하구조 비저항 영상화

3.2.1. MT 탐사 자료획득

2000년대 초 KIGAM에서는 경상북도 포항시 흥해읍 일대에서 지열자원 개발을 위한 심부 파쇄대 탐지를 목적으로 자기지전류(MT) 탐사를 수행하였다(이태종 외, 2005; Lee et al., 2007). MT 탐사는 전기장 2성분과 자기장 3성분의 텐서 측정이 가능한 캐나다 Phoenix사의 MTU-5 및 MTU-5A 시스템이 사용되었다. 이 탐사 시스템은 측정점의 위치 및 시간 정보를 제공하는 정밀 GPS가 장착되어 있어, 측정점과 원거리 기준점간의 시간동기화(synchronize)가 용이하다. 현장 조사는 총 8대의 MT 탐사 시스템을 사용하여 이루어 졌으며, 2002년도에 33측점, 2003년도에 37측점에서 MT 자료가 획득되었다.

한편 포항 지진과 지열 시추공에서 수행된 수압 파쇄의 관련 여부를 규명하기 위해서는 EGS 사이트를 중심으로 하는 지하 지질구조, 특히 단층대의 기하학적 위치 및 특성을 파악해야 한다. 그러나 앞서 언급한 바와 같이 2002년도 및 2003년도에 심부 지열자원개발을 수행된 MT 탐사 영역은 현재의 EGS 사이트와는 공간적으로 상당히 떨어져 있다. 이번 조사에서는 EGS 사이트 주변에 대한 추가적인 AMT 탐사를 통하여 자료를 획득하고, 이들 자료를 기존의 MT 탐사 자료와 병합하여 종합적인 해석을 수행하였다. 추가 조사에서 MT 탐사 대신에 주파수 대역이 높은 AMT 탐사를 적용한 이유는 MT 탐사에 사용되는 저주파 대역의 잡음수준이 높고, AMT 탐사가 MT 탐사에 비하여 측정시간이 매우 짧으면서도 효과적으로 천부의 전기비저항 분포에 관한 정보를 제공해 줄 수 있기 때문이다. Fig. 3-1은 기존 MT 및 추가 AMT 측점의 위치, 2차원 해석을 위한

측선 및 3차원 해석을 위한 역산영역을 나타낸 것이다.

AMT 탐사에서 가장 큰 문제는 조사지역의 전자기적 잡음수준이 매우 높다는 점이다. 특히 포항지역은 국내의 주요 산업단지로 잡음수준이 매우 높은 지역에 해당하며, 현재는 KIGAM이 자료를 획득한 2002~2003년도와 비교해도 급속한 도시화로 인하여 전자기적 잡음 수준이 매우 악화된 상태이다. 따라서 대부분의 AMT 측점에서 심부의 정보를 제공하는 저주파 대역의 자료가 잡음에 심하게 영향을 받아 편집 과정에서 제외하였으며, 상대적으로 양호한 주파수 자료만을 선별적으로 해석에 사용하였다. 추가 탐사를 통하여 얻어진 AMT 자료는 자료처리를 통하여 잡음을 제거하는 과정을 거쳐, 기존의 KIGAM 자료와 병합하였다. 이 통합된 자료에 대하여 EGS 사이트 주변의 지질구조 규명을 위하여 2차원 역산과 3차원 역산을 수행하였다. 이를 통하여 EGS 사이트 주변의 2차원 및 3차원적 물성(전기비저항)분포를 영상화하여 지질구조, 특히 파쇄대의 기하학적 위치 및 그 특성의 해석에 필요한 기본정보를 제공하고자 하였다.

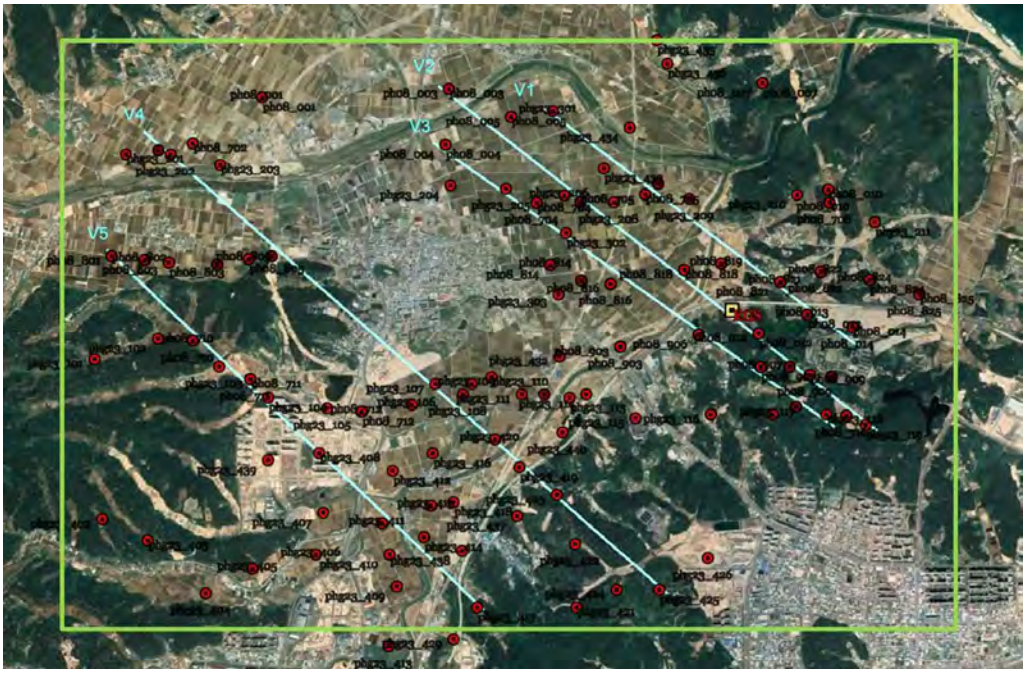


Fig. 3-1. MT/AMT site map. The solid lines and the green box represent the survey lines for 2D interpretation and 3D inversion area, respectively.

3.2.2. MT 탐사 2차원 자료 해석

2000년대 초 KIGAM에서 획득한 자료와 2018년도에 획득된 AMT 탐사자료를 병합하여 EGS 사이트를 중심으로 하는 다양한 측선에 대한 2차원 역산을 수행하였다. 그러나 상당 부분의 자료, 특히 저주파 대역 자료가 해석에 사용하기 어려울 정도도 극심한 잡음에 오염되어 자료의 선별과정에 상당한 어려움이 있었으며, 연속성이 떨어지는 자료는 편집과정에서 제거하였다. 이러한 저주파 대역 자료의 결손은 역산 해석에서 심부

의 물성분포 추정을 어렵게 한다.

EGS 사이트 주변의 물성 분포 영상화를 위하여 Fig. 3-1에 주어진 바와 같이 조사지역의 주된 구조선과 수직한 방향인 북서-남동 방향을 갖은 5개의 측선(V1~V5)에 대한 2차원 역산을 수행하였다. 2002년도, 2003년도에 획득된 MT 시계열과 2018년도에 얻어진 AMT 시계열 자료의 샘플링 주파수가 각각 다르며, 자료 편집 결과 측선마다 다른 특성을 보이기 때문에, 측선별로 최적의 주파수에 대한 임피던스를 추출하였다. 다음 2차원 역산을 위하여 임피던스 회전을 통하여 Fig. 3-1에 나타낸 각 측선에 대하여 전기장이 수직한 TE 모드 및 자기장이 측선에 수직한 TM 모드 겉보기 비저항 및 위상을 계산하고, 측선별로 2차원 역산을 수행하였다. MT 2차원 모형반응계산은 유한요소법(FEM)을 사용하였으며, 역산은 최소제곱역산법(Uchida, 1993)을 사용하였다. 한편 2차원 역산에서 TE mode 자료를 포함할 경우 매우 불안정하여 TM mode 자료만을 사용하여 역산을 수행하였다.

Fig. 3-2는 5개의 북서-남동 방향 5개의 측선에 대한 2차원 역산 결과이다. 모든 측선에서 천부에 반고결 이암층으로 보이는 10 ohm-m 정도의 저비저항 층이 발달하고 있으며, 중간에 상대적 고비저항 층이, 그리고 심부에는 저비저항 층이 나타나고 있다. 천부의 저비저항 층은 위치에 따라 두께를 달리하며 전반적으로 북쪽에서는 얇고, 남쪽으로 갈수록 두꺼워지는 경향을 보이고 있다. 중간 정도의 깊이에서는 북쪽에서는 매우 높은 전기비저항 대가 발달하는 반면 남쪽에서는 전기비저항 값이 상당히 감소하는 양상을 보이고 있다. 심부에 나타나는 낮은 전기비저항 층은 역산에 사용된 자료, 특히 AMT 탐사 자료의 가탐심도를 벗어나는 영역에 속하므로 실제 발달 여부를 확정하기 어렵다.

2차원 역산결과에서 예상되는 낮은 전기비저항 이상대는 2개 정도로 추정된다. 우선 EGS 사이트에 근접한 V1, V2, V3 측선은 모두 측선의 우측 끝(동남방향)에서 낮은 전기비저항을 보이고 있으며, 이후 고비저항대가 나타나고 있다. 즉 측선 V1의 측점 14, 측선 V2의 측점 910과 측선 V3의 측점 715를 연결하는 전기비저항 경계부는 북서방향으로 급경사를 보이며, 단층 혹은 파쇄대로 해석될 수 있다. 이 이상대는 EGS 시추공에서 동남방 1,000 m 정도에 위치하며 상당한 깊이까지 연장되어 있어 EGS 시추공을 통과할 가능성이 높으며, 공간적으로 떨어져 있어 무리가 따르지만 측선 V4의 측점 424에서 시작되는 북서방향으로 경사진 저비저항 이상대와도 연결 가능하다. 그러나 이 낮은 전기비저항 이상대는 측선의 가장자리에 위치하기 때문에 역산의 가장자리 효과 혹은 동해 바닷물에 의한 영향일 수도 있다. MT 탐사의 분해능을 고려할 때 상당한 폭을 갖는 같은 파쇄대에 의한 이상대일 가능성을 배제할 수 없으며, 하나의 동일한 이상대로 해석하는 것이 보다 합리적으로 판단된다. 두 번째 이상대는 지표 기준으로 측선 V1의 측점 433, 측선 V2의 측점 207, 측선 V3의 측점 302에서 시작되는 저비저항 이상대는 공간적으로 연결성이 뛰어나 단일 파쇄대로 해석된다. 비록 측선 V4에서는 흥해분지 내의 자료 부족으로 인하여 이상대가 나타나지 않지만, 측선 V5의 측점 407~411에서 시작되는 저비저항 이상대와 연결된 것으로 해석되며, EGS 시추공에서 서북방 2,000 m 정도에 위치한다.

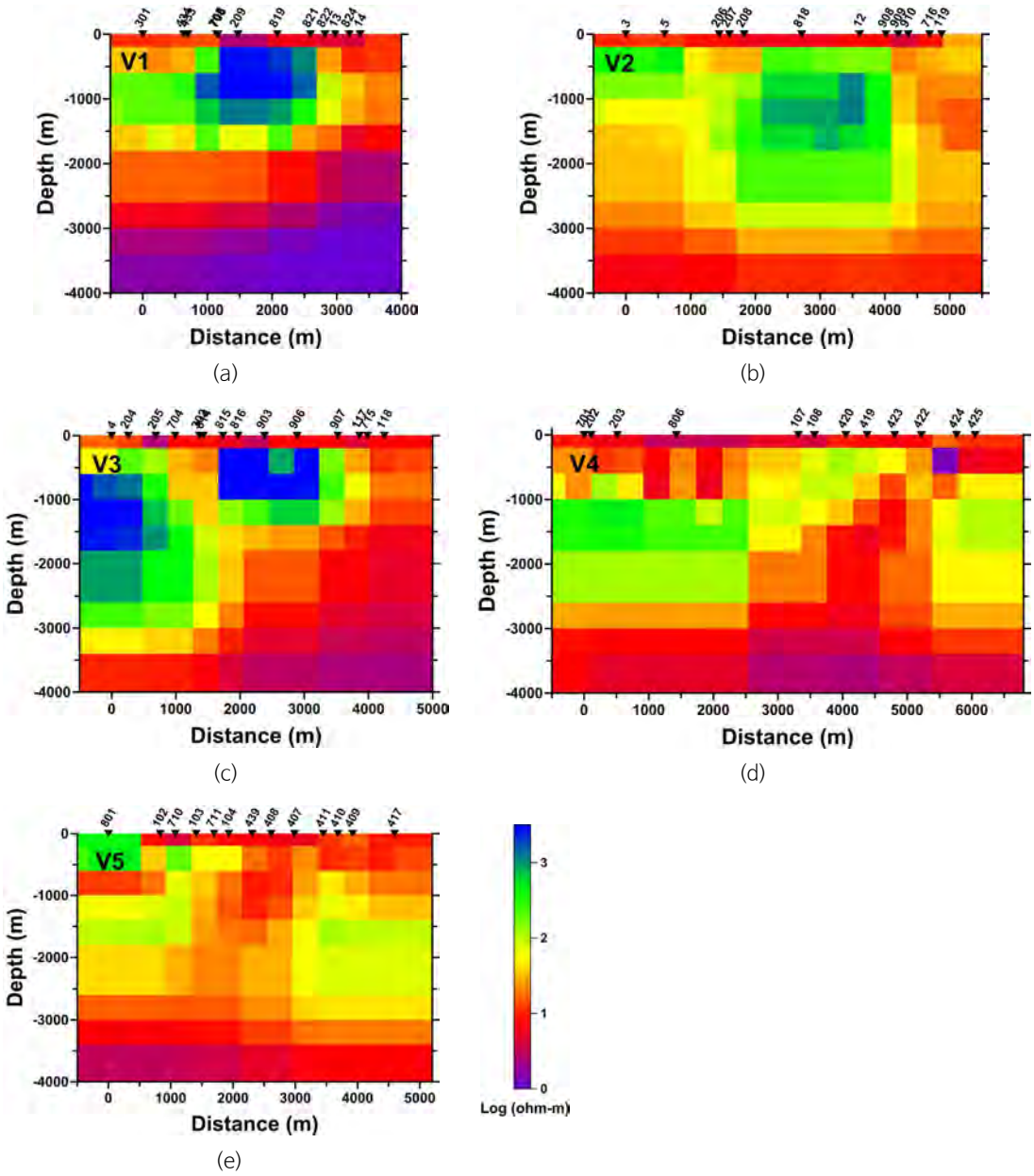


Fig. 3-2. Resistivity models from 2D inversion of TM mode data for the survey line (a) V1, (b) V2, (c) V3, (d) V4 and (e) V5, respectively.

3.2.3. MT 탐사 3차원 자료 해석

2차원 역산은 지하구조를 2차원으로 가정하는 근본적인 문제점을 가지고 있다. 특히 본 조사지역과 같이 지질구조가 3차원 특성을 보이는 좁은 영역의 조사에서는 3차원 해석이 요구된다. 이 조사에서는 기존에

KIGAM에 의해 2002년과 2003년에 획득된 MT 자료와 2018년도에 추가된 AMT 자료를 통합한 자료를 사용하여 EGS 사이트를 포함하는 영역에 대한 3차원 역산을 수행하였다. 물론 자료획득이 불가능한 흥해읍과 같은 도심지역과 각종 산업시설, 건물, 도로, 철도 및 고압 전력선으로 인하여 3차원 해석에 충분한 자료가 확보되지는 못 하였으며, 특히 심부의 정보를 제공하는 저주파 대역의 자료 부족으로 인하여 주된 관심사인 4,000 m 이상 깊이의 물성분포 영상화는 불가능하였다. 또한 자료 수가 부족할 경우 가중되는 비선형 역산의 비유일해(non-unique solution) 문제에서도 자유로울 수 없다. 그러나 주어진 조건하에서 EGS 사이트 주변의 3차원 물성분포를 영상화하고 지질구조에 대한 정보를 추출하고자 하였다.

Fig. 3-1에 나타낸 초록색 사각형내에 위치한 109개의 측점에서 얻어진 MT 및 AMT 탐사 통합 자료를 사용하여 3차원 역산을 수행하였다. 모든 측점에서 0.00790~390 Hz까지 대수적으로 등간격인 24개의 주파수에 대한 TE 및 TM 모드 겉보기 비저항 및 위상 자료를 추출한 다음, 이중 잡음이 심한 자료를 제외하고 6,754개의 자료를 사용하여 역산을 수행하였다. 3차원 MT 모형응답반응은 유한차분법(FDM)을 사용하였으며(Mackie et al., 1994), 모델링 요소의 크기는 수평방향으로 200 m, 수직방향으로는 50 m에서 시작하여 깊이가 증가할수록 그 크기를 증가시켰다. 역산방법은 정적효과를 고려한 최소제곱법(Sasaki, 2004)을 적용하였다.

Fig. 3-3은 3차원 역산 결과 영상으로 측점의 위치 및 역산 결과의 분석을 위하여 설정된 4개의 측선을 함께 표시하였다. 이 지역의 전반적인 전기비저항 분포는 대략 3층 구조를 보인다. 500 m 이내의 천부에는 반고결 이암층으로 해석되는 낮은 전기비저항 층이, 그 하부에 상대적으로 높은 전기비저항 층이 발달하고 있으며, 심부에는 다시 저비저항 층이 나타나고 있다. 물론 심부의 저비저항 층은 가탐심도의 한계로 신뢰도가 떨어진다. 천부의 저비저항 층은 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 두께가 얇아지는 특성을 보이며, 동서 방향으로는 위

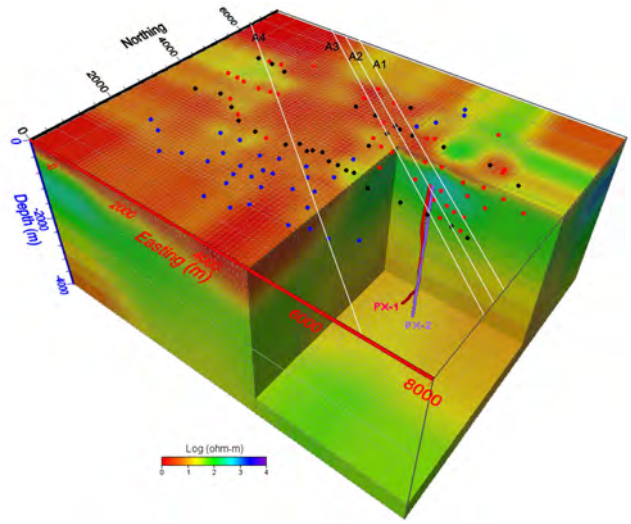


Fig. 3-3. 3D resistivity distribution from 3D inversion of MT and AMT data. The black and blue circles indicate the MT sites by KIGAM at 2002 and 2003. The red circles represent the AMT sites at 2018. Four survey lines (black lines) on the surface are assumed for the 2D interpretation.

치에 따라 두께를 달리한다. 또한 역산 결과에서는 흥해읍을 중심으로 천부 저비저항대가 1,000 m 이상의 깊이까지 나타나고 있으나, 흥해읍 주변의 측점 부족으로 인하여 그 진위 여부를 판정하기는 어렵다. 한편 EGS 시추공의 북쪽 천부에 나타나는 고비저항 이상대는 관입 화강암에 의한 것으로 해석된다.

Fig. 3-4는 EGS 시추공 부근에서 파쇄대로 해석 가능한 저비저항대의 분포 양상을 분석하기 위하여 Fig. 3-3에 표시된 측선 A1부터 측선 A4 하부의 전기비저항 분포 단면을 나타낸 것이다. 모든 측선에서 북서쪽으로 경사진 저비저항 이상대가 북동-남서 방향으로 일관되게 나타나고 있으며, 이는 2차원 해석에서 시추공 동남부에 나타난 저비저항 이상대와 잘 일치하고 있다. 이 저비저항 이상대는 공간적 연결성이 뛰어나며, 2차원 역산 결과와도 잘 부합하므로 파쇄대일 가능성이 높다. 특히 Fig. 3-4(d)에 나타낸 측선 A4는 2차원 역산 영상인 Fig. 3-2(d)에 나타낸 측선 V4와 거의 일치한다. 이 두 역산 결과를 비교하면 전반적으로 유사한 전기비저항 분포를 보인다. 특히 2차원 역산 결과에서 측선 V4 측점 424에서 시작되는 북서방향으로 경사진 저비저항 이상대는 3차원 역산 결과에서도 나타나고 있다. 그러나 3차원 역산 결과에서는 전기비저항 대비가 크지

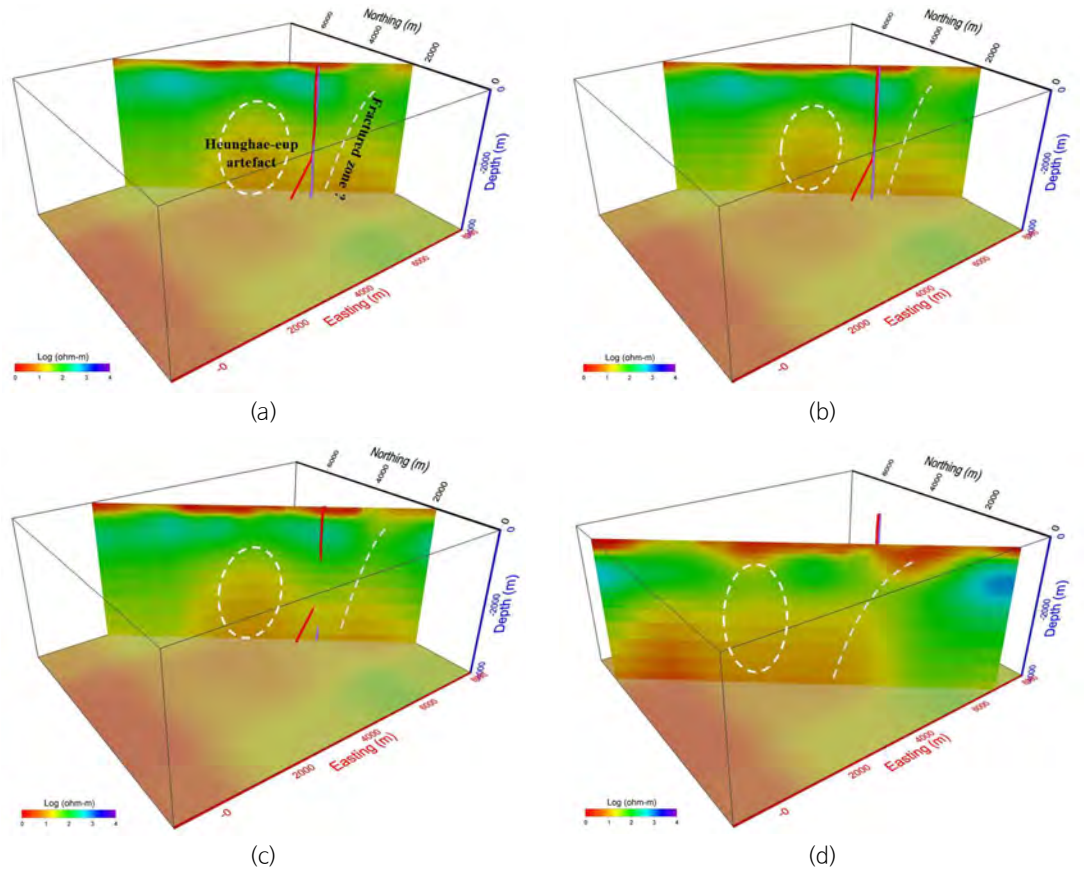


Fig. 3-4. Resistivity sections along the survey lines shown in Fig. 3-1; (a) A1, (b) A2, (c) A3, and (d) A4, respectively. The low resistivity zone (white circle) at the central part of the section is interpreted as the Heunghae-eup artefact.

않아 2차원 역산 영상에 비하여 이상대가 뚜렷하지 못하며, 모든 단면 중앙에 광범위하게 나타나는 낮은 전기비저항대는 흥해읍 일대의 자료 부족으로 나타난 역산 잡음이 출현하고 있다.

3.2.4. 결과 및 토의

KIGAM에서는 경상북도 포항시 흥해읍 일대에서 심부 파쇄대 탐지를 목적으로 2002년부터 2003년에 걸쳐 MT탐사를 수행하였다. 그러나 KIGAM에 의해 수행된 MT 탐사 조사에서는 현재의 지열발전 실증사이트가 주된 탐사 대상이 아니었기 때문에 지열발전 실증사이트 인근의 측점 빈도가 매우 부족하다. 이 조사에서는 이러한 문제점을 극복하기 위하여 지열발전 실증사이트를 중심으로 하는 영역에 대하여 추가적인 AMT 탐사를 실시하고, 기존 자료와 추가 탐사 자료를 병합한 자료에 대한 2차원 및 3차원 역산을 통하여 지열발전 실증사이트 주변의 전기비저항 분포 양상을 영상화하였다.

MT 및 AMT 통합자료에 대한 2차원 역산을 통하여 2조의 낮은 전기비저항 이상대를 확인하였다. 이들 이상대는 모두 북동-남서 방향의 주향과 북서방향의 경사를 보이며, 지열발전 실증사이트 시추공에서 동남방 500~1,000 m 및 서북방 2,000 m 정도에 각각 위치한다. 그러나 이들 이상대는 측선의 가장자리에 위치하거나 흥해분지와 같은 자료 결손 지역을 통과하기 때문에 신뢰도에 문제가 있다. 한편 통합 MT 자료에 대한 3차원 역산결과에서는 지열발전 실증사이트 시추공에서 동남방으로 대략 500~1,000 m 거리에 낮은 전기비저항 이상대가 확인되었으며, 주향 및 경사 방향도 2차원 역산결과와 잘 부합되는 것으로 나타났다. 그러나 2차원 역산에서 지열발전 실증사이트 북서방 2,000 m 지점에 나타난 낮은 전기비저항 이상대는 3차원 역산 결과에서 확인할 수 없었다. 이상에서 지열발전 실증사이트 주변에 발달한 파쇄대로 해석 가능한 저비저항 이상대는 시추공에서 동남방으로 대략 1,000 m 정도의 거리에 위치하며, 북동-남서 방향의 주향과 북서방향의 경사를 가진 것으로 해석된다. 또한 이 이상대는 북서방향의 경사를 보이며, 지열발전 실증사이트 시추공 PX-2와 대략 3,000 m 이상의 깊이에서 교차하는 것으로 해석된다.

한편 포항 지역은 전자기적 잡음이 극심한 지역으로 2018년도에 획득한 AMT 탐사 자료의 질이 낮다는 문제점을 가지고 있다. 즉 이번 조사지역은 KIGAM이 자료를 획득한 2002년 및 2003년과 비교해도 각종 건물, 도로, 철도 및 고압 전력선 등에 의한 전자기적 잡음이 크게 악화되어 양질의 자료획득이 어려웠으며, 방법론적으로 가탐심도가 낮은 AMT법을 적용하였으므로 가탐심도가 제한된다는 문제점을 가지고 있다. 또한 급속한 도시화로 인하여 공간적으로 자료획득이 불가능한 영역이 많아 역산 결과의 신뢰도 및 해석에 상당한 문제점을 나타내었다. 비록 자료처리 과정에서 최대한 잡음을 억제하여 양질의 자료를 확보하고자 하였으나 2018년도에 획득된 AMT 탐사 자료의 질은 좋다고 볼 수 없다. 따라서 MT 탐사자료의 역산을 통하여 제시된 전기비저항 영상의 해석은 지질조사, 시추조사, 지진 자료 분석 및 다른 계측 자료들과 종합하여 신중하게 해석되어야 할 것으로 판단된다.

3.3. 탄성파 탐사 자료해석

3.3.1. 자료 설명

○ 지표 탄성파 탐사자료 및 물리검층 자료

포항지열발전 실증사이트 부근 탄성파 자료는 약 1.2 L-km 규모의 탄성파 반사법 탐사자료와 지열시추공 PX-2에서 측정한 음파검층 자료이다. 추가적으로 PX-2로부터 약 2.5 km 떨어진 곳에 위치한 시추공 BH-3, BH-4에서 측정된 음파검층 자료를 연구에 활용하였다. Fig. 3-5는 지열발전 실증시설 위치와 탄성파 반사법 탐사 측선, 시추공(PX-2, BH-3, BH-4)의 위치를 표시한 지도이다.

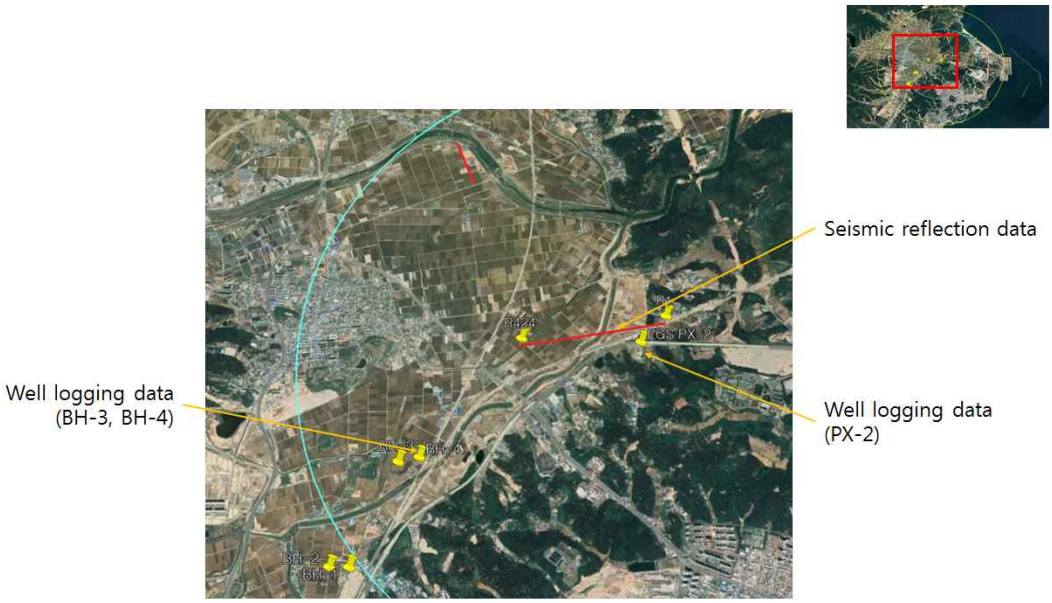
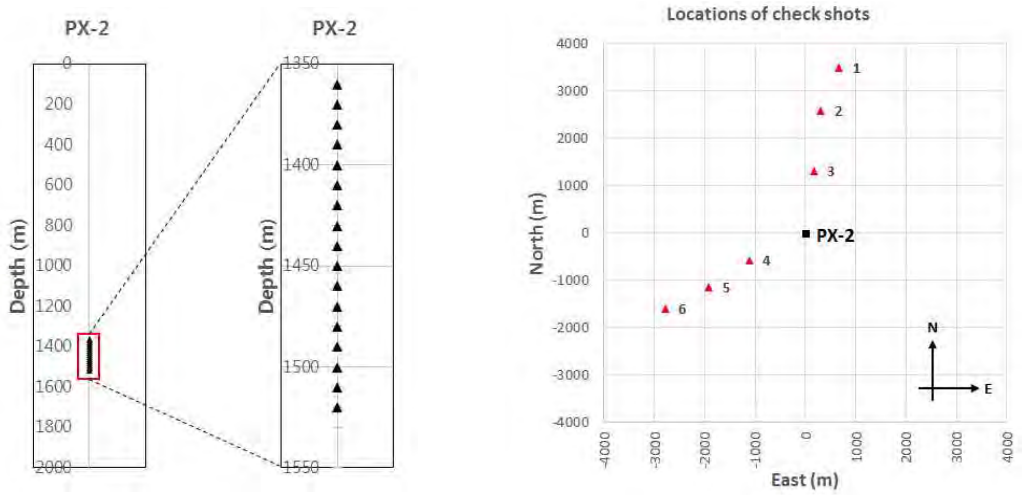


Fig. 3-5. Locations of the EGS site, boreholes, seismic reflection survey line.

○ 시추공 배열식 지진계 자료

포항지열발전 미소진동 모니터링 자료 중 가장 품질이 좋은 시추공 배열식 지진계 자료(3성분 지오폰 17개)에서 지표 인공 송신원에 의한 기록(check shot data)을 속도 모델 검증 및 교정(calibration)에 활용하였다(Fig. 3-6). Table 3-1은 인공 송신원에 대한 위치 좌표와 발파 시간을 나타낸다. 위치 좌표는 시추공 PX-2를 기준으로 한 상대 좌표로 미터 단위이고 시간은 세계협정시(UTC)이다.



(a) (b)

Fig. 3-6. (a) Geometry of the borehole geophone array placed at PX-2 and (b) the location map of 6 check shots.

Table 3-1. Origin times and coordinates for check shot events.

Shot #	Time (UTC)	X (North, m)	Y (East, m)	Altitude (m)
1	00:31:19.968	3,498	672	34
2	01:17:50.936	2,582	311	9
3	02:17:55.056	1,322	171	6
4	03:12:24.928	-567	-1,115	11
5	03:57:21.080	-1,137	-1,914	13
6	04:33:25.960	-1,594	-2,782	22

3.3.2. 탄성파 반사법 자료처리 결과

○ 지표 탄성파 반사법 자료는 2012년 2월 지열개발 사업을 통해 수행한 자료로 진동형 송신원(Vibroseis)과 폭발형 송신원(dynamite) 2가지를 사용하여 취득되었다. 측선 길이는 약 1.2 L-km이고 기록 시간은 송신원에 따라 2초 또는 3초로 되어 있어 깊은 심도의 지층 구조를 규명하기에는 한계가 있다. 또한 신호 대 잡음비가 좋지 못하여 의미 있는 속도정보를 얻기는 매우 어려운 것으로 판단된다. 자료처리는 Schlumberger사의 VISTA 소프트웨어를 이용하여 트레이스 편집(trace editing), 정적 보정(static correction), 표면파 제거(ground-roll suppression), 겹쌓기 속도분석(stacking velocity analysis), 곱풀기(deconvolution), 수직시간차 보정(NMO correction), 겹쌓기(stacking) 등 기초적인 탄성파 반사법 자료처리를 수행하였다.

○ 반사법 자료처리 결과

기본적인 반사법 자료처리 단계를 거쳐 겹쌓기(stack) 단면을 얻고 깊이 변환을 하였다(Fig. 3-7). 단면 구조를 볼 때 약 200 m 깊이에 반사면이 존재하는 것으로 보이는데, 이 반사면은 천부의 미고결 이암(un-consolidated mudstone)층과 그 하부의 결정질 응회암(crystal tuff) 층의 경계인 것으로 추정된다. 공통 중간점(CMP) 300번과 500번 사이 구간에는 600~1,000 m 깊이에서 서쪽으로 경사진 반사면이 보이는데, 이 반사면은 3기층과 중생대 백악기 퇴적층(사암층과 이암층이 혼재된 지층)을 구분하는 것으로 추정된다. 1,800 m 이상 심부에서 동쪽으로 경사진 이벤트 또한 매우 뚜렷하게 나타나지만 지층 경계면으로 단정하기에는 정보가 매우 부족하다.

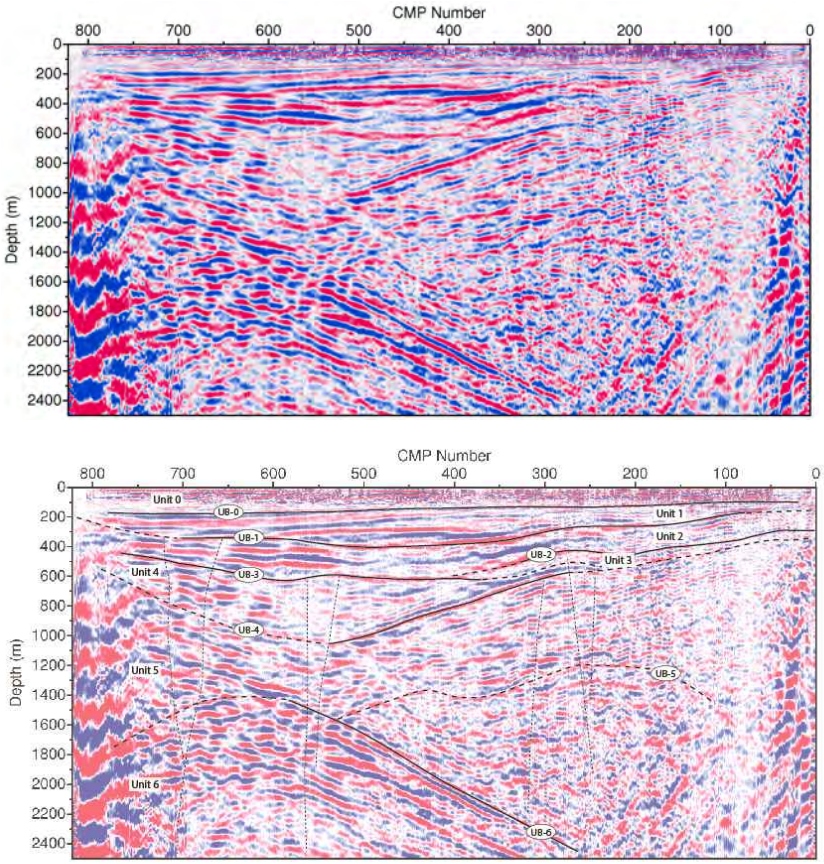


Fig. 3-7. (a) Final stack section and (b) its stratigraphic interpretation (the section is displayed only up to 2,500 m in depth axis because the stacked traces at later times are severely contaminated by noise and ground-roll).

3.3.3. 탄성파 굴절법 해석결과

○ 반사법 자료처리에서 속도분석이 거의 불가능하였기 때문에 천부 지층의 속도분포를 얻기 위해 굴절법 해석을 수행하였다. 측선 왼쪽(서쪽)에서 오른쪽(동쪽)으로 진행하는 선두파(head wave)는 빠른 속도를 보이고 반대방향의 선두파는 느린 속도를 보이므로 서쪽으로 갈수록 깊어지는 경사층 구조를 가정할 수 있다 (Fig. 3-8). 지표 탄성파 탐사자료로부터 초동 주시를 발췌하여 2층 경사 모델을 구축하였다.

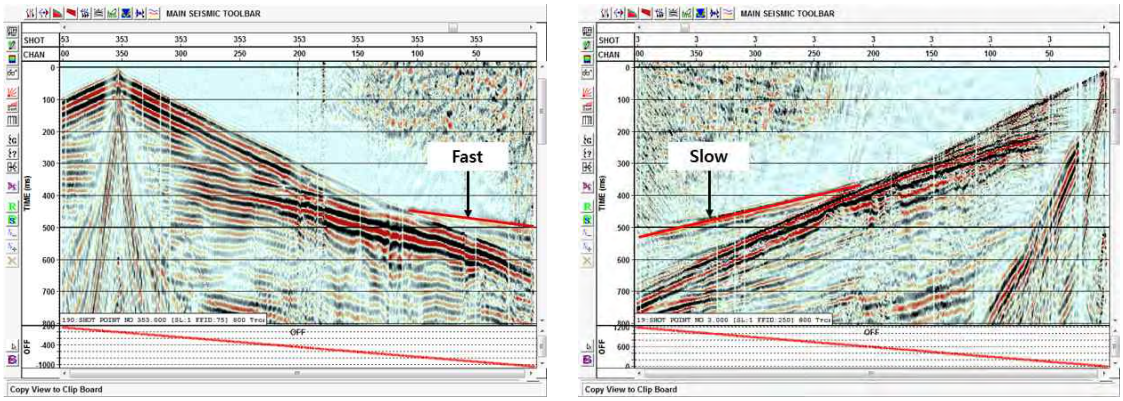


Fig. 3-8. Shot gather seismograms corresponding to (a) forward and (b) reverse traverse for refraction analysis.

Fig. 3-9는 해석 결과로 얻은 속도 모델을 보여준다. 1층의 속도는 1,669±5 m/s (신뢰수준 95%)로 미고결 이암층의 속도와 비슷한 것을 확인할 수 있다. 2층의 속도는 4,009±8 m/s (신뢰수준 95%)로 결정질 응회암이라는 추정을 뒷받침해주는 것으로 보인다.

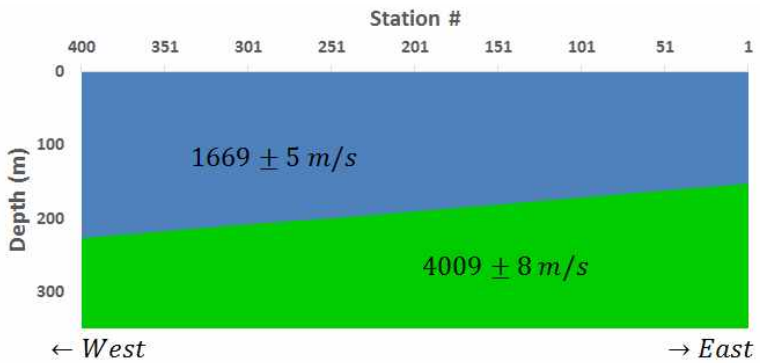


Fig. 3-9. Two-layered dipping interface model obtained by interpreting first-arrival traveltime curves.

3.3.4. 속도모델 구축

○ 속도모델을 구축하기 위해 지표 탄성파 탐사 자료와 시추공 물리검층 자료, 암상 분석 자료 등을 종합적으로 사용하였다. 속도모델 구축 과정은 다음과 같다.

① 암상 분석 자료를 바탕으로 층서 모델 구축
② 음파검층 자료를 이용하여 P파 속도 결정
③ 굴절법 해석 결과를 이용한 천부(1, 2층) 속도 수정
④ 물리검층 자료를 이용한 심부지층 S파 속도 결정
⑤ Check shot 자료를 이용한 중간지층(3, 4층) P파 속도 보정

○ 암상 분석 자료와 음파검층 자료에 의한 P파 속도 모델 구축

시추공 BH-4와 PX-2에서의 지질주상도가 유사하다는 가정하에 암상과 P파 속도의 관계를 이용하여 초기 속도모델을 구축하였다(Table 3-2). 5개의 층으로 구분하여 음파검층으로부터 구한 속도의 대푯값을 할당하였다.

Table 3-2. Simplified lithology model and corresponding P-wave velocity model at PX-2.

Layer #	Depth (m)	Lithology	v_p (m/s)
1	0~203	Mudstone	-
2	203~670	Crystal Tuff & Tuff Breccia	3,190
3	670~1,185	Mudstone, Sandstone & Andesitic Tuff	4,450
4	1,185~2,450	Andesite & Tuff Breccia	4,780
5	2,450~	Granodiorite, Diorite & Granite	-

○ PX-2 음파검층 자료와 굴절법 해석 자료의 병합

Table 3-2에서 구축한 속도 모델에 PX-2의 음파검층 자료를 추가하고, 굴절법 해석으로부터 얻은 속도모델을 병합한 결과는 Fig. 3-10과 같다. BH-4에서 측정한 음파검층 자료는 1,680 m까지만 존재하므로 1,680 m 이상의 심도에는 PX-2에서 측정한 음파검층 자료를 적용하였다.

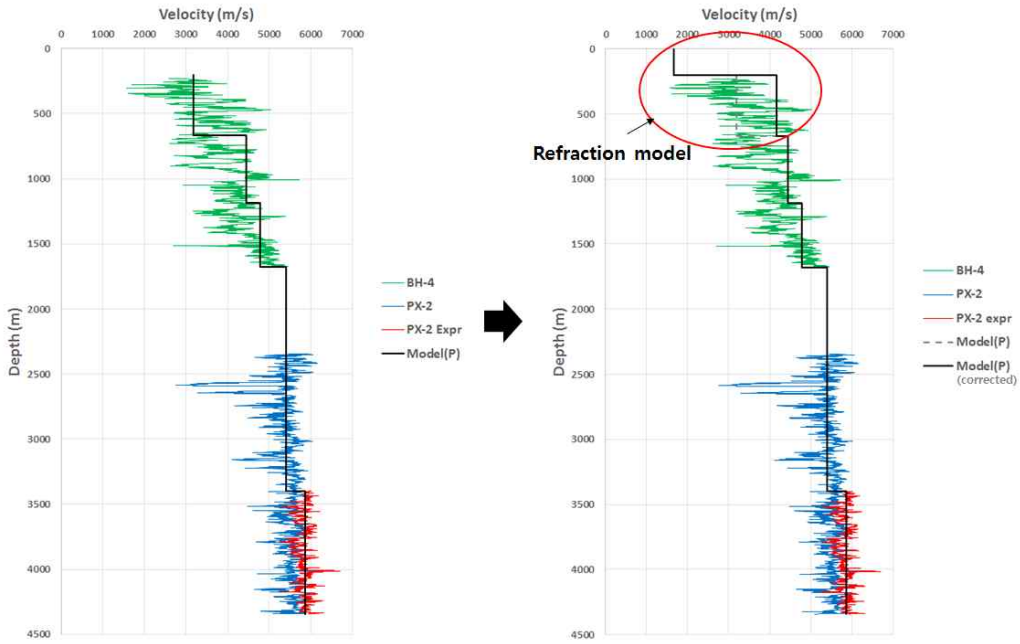


Fig. 3-10. Modified P-wave velocity model using the sonic log-based model and the two-layered refraction velocity model.

○ S파 속도 모델 구축

S파 속도에 대한 정보는 거의 찾을 수 없고 PX-2에서의 물리검층에서 유일하게 S파 속도를 측정하였다. 3,400~4,000 m 구간에서 측정한 음파검층 자료로부터 S파 속도의 중앙값을 구하면 3,310 m이고 이 때 포아송 비는 약 0.265이다. 이 값을 포함하여 구축한 속도 모델은 Table 3-3과 같다. 속도는 반올림하여 유효숫자 3자리로 나타내었다.

Table 3-3. Final velocity model (Model I) based on well-logging data and refraction velocity model.

Layer #	Depth (m)	Lithology	v_p (m/s)	v_s (m/s)	Poisson's ratio	Remarks
1	0~203	Semi-consolidated Mudstone	1,670	-	-	Refraction
2	203~670	Crystal Tuff & Tuff Breccia	4,010	-	-	Refraction
3	670~1,185	Mudstone, Sandstone & Andesitic Tuff	4,450	-	-	BH-4
4	1,185~1,680	Andesite & Tuff Breccia	4,780	-	-	BH-4
5	1,680~2,450	Andesite & Tuff Breccia	-	-	-	-
6	2,450~3,400	Granodiorite, Diorite & Granite	5,410	-	-	PX-2
7	3,400~4,344	Granodiorite, Diorite & Granite	5,860	3,310	0.265	PX-2

○ Check shot을 이용한 속도모델 보정

미소진동 모니터링에 사용된 시추공 배열식 지진계 자료 중 지표 인공 송신원에 의한 신호(check shot data)를 이용하여 속도모델을 보정하였다. Check shot자료를 분석하여 P파에 대한 시간차(moveout)를 이용한 정보 추출이 가능할 것으로 판단하였다. 속도 모델의 1, 2층은 굴절법 해석으로 결정한 값이므로 고정하였고, 시추공 센서가 가장 많은 영향을 받는 3, 4층 속도를 결정하고자 하였다. 시추공 센서가 1360~1520 m 구간에 설치되었기 때문에 지표에서 발생한 이벤트는 5층 이상의 속도에는 영향을 받지 않는다고 가정하였다. Check shot 자료의 P파 시간차 정보로 속도를 결정하는 문제는 매우 편향된 부족결정(under-determined) 문제이므로 3층과 4층의 속도가 동일하다는 가정 하에 전역 탐색을 수행하였다. 역산 결과 최적 속도는 5,050±3 m/s로 결정되었다. 기존 속도 모델의 3층과 4층 속도가 각각 4,450, 4,780 m/s인데 비해 약간 크게 결정되었다. 이 결과를 반영하여 보정한 최종 속도 모델은 Table 3-4와 같다.

Table 3-4. Modified velocity model (Model II) using check shot data.

Layer #	Depth (m)	Lithology	v_p (m/s)	v_s (m/s)	Poisson's ratio	Remarks
1	0~203	Semi-consolidated Mudstone	1,670	-	-	Refraction
2	203~670	Crystal Tuff & Tuff Breccia	4,010	-	-	Refraction
3	670~1,185	Mudstone, Sandstone & Andesitic Tuff	5,050	-	-	Check shot
4	1,185~1,680	Andesite & Tuff Breccia	5,050	-	-	Check shot
5	1,680~2,450	Andesite & Tuff Breccia	-	-	-	-
6	2,450~3,400	Granodiorite, Diorite & Granite	5,410	-	-	PX-2
7	3,400~4,344	Granodiorite, Diorite & Granite	5,860	3,310	0.265	PX-2

3.4. 원격탐사 기반 단층모델링

3.4.1. SAR 위성 자료 획득

2017년 포항지진에 의한 지표변위 관측을 위해 여러 파장 대역의 위성자료로부터 SAR 자료를 수집하였다. 지진에 의한 지표변위의 응력(stress)방향에 대한 정보를 제공하는 단층이동 모델링의 정확도를 높이기 위해서는 다수의 SAR 자료로부터 관측된 변위를 이용하는 것이 효과적이다(Jo et al., 2017). 따라서 지진으로 인한 지형변위 분석을 위해 레이더간섭기법을 적용할 수 있는 국내외 인공위성 원격탐사 자료를 수집하였다(Table 3-5). 관측위성의 종류는 일본의 ALOS-2 PALSAR-2 (L-band), 유럽의 Sentinel-1A/B TOPSAR

(C-band), 이탈리아의 Cosmo-SkyMed (X-band) 및 한국의 KOMPSAT-5 (X-band)이며 수집된 자료의 획득일은 2015년부터 2018년까지이다.

Table 3-5. List of SAR data collected for research.

Satellite	Date	Direction	Mode	Path/ Frame	Incidence Angle	Polarization	Resolution/ Swath	Wavelength
ALOS-2 PALSAR-2	2015-05-23	Descending	Stripmap (SM1)	24/2890	35.4°	HH	3x3 m/ 50 km	L-band (24 cm)
	2016-02-13							
	2016-08-27							
	2017-11-18							
	2017-06-20	Ascending	Stripmap (SM3)	131/710	36.2°	HH/HV	4x6 m/ 50 km	
	2017-12-05							
	2017-04-06		ScanSAR (WD1)	130/700	34.9°		4x20 m/ 350 km	
	2017-12-14							
Sentinel-1A/B	2017-10-05	Ascending	TOPSAR (IW)	54	33.73°	VV/ VH	5x20 m/ 250 km	C-band (5.6 cm)
	2017-10-29							
	2017-11-10							
	2017-11-22							
	2017-12-04							
	2017-12-16							
	2017-10-11	Descending		15	34.02°	VV/ VH		
	2017-10-23							
	2017-11-04							
	2017-11-16							
	2017-11-28							
	2017-12-10							
Cosmo-SkyMed	2017-11-12	Descending	HImage	56440	29.31°	HH	3 m/ 40 km	X-band (3.1 cm)
	2017-11-20			53833				
	2017-11-21			49093				
	2017-12-30			57151				

3.4.2. SAR 위성자료를 이용한 변위 관측

수집된 SAR 자료를 이용하여 지표변위를 관측하기 위하여 레이더 간섭기법을 적용하였다. 정밀 지표변위 관측을 위해 다중개구간섭기법(Multiple Aperture Interferometry, MAI)을 이용한 이온효과 보정 등의 기술을 적용하였다(Jung et al., 2011).

Fig. 3-11은 Sentinel-1A/B, Cosmo-SkyMed, ALOS-2 PALSAR-2를 이용하여 관측한 지표변위도이다.

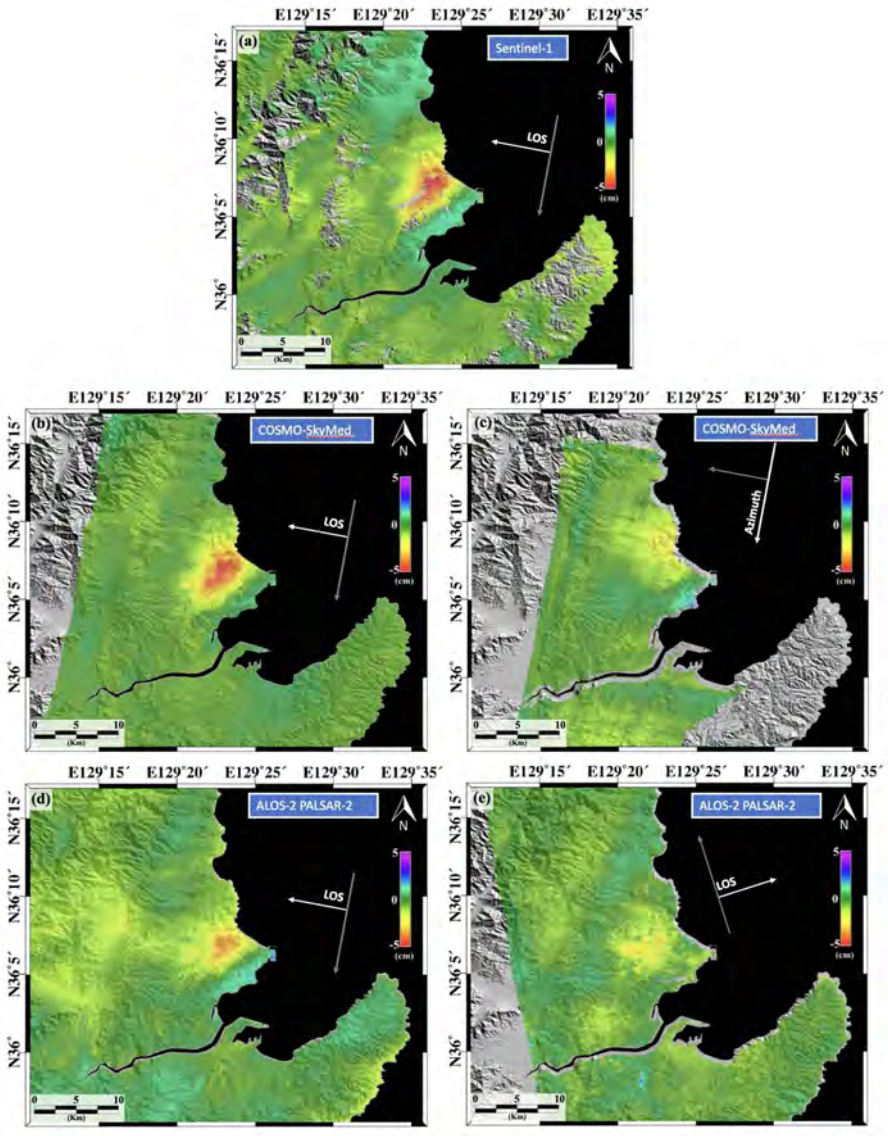


Fig. 3-11. Descending InSAR measurements from (a) Sentinel-1A/B, (b) and (c) Cosmo-SkyMed, (d) ALOS-2 PALSAR-2, and (e) ascending InSAR measurement from ALOS-2: LOS measurements (a, b, d, e) and azimuth measurement (c).

Fig. 3-11c를 제외한 나머지 지표변위도는 위성 센서가 바라보는 방향(Line-of-sight, LOS)의 변위만을 나타내고 있다. 3차원 지표변위를 효과적으로 추출하기 위해서는 위성의 비행방향(azimuth)에 대한 변위도가 필요하므로, 이탈리아 항공우주국에 요청을 통하여 Cosmo-SkyMed의 원시자료를 구매 수집하였다. MAI 자료처리과정(Bechor and Zebker, 2006)을 거쳐 위성 비행방향으로의 변위도를 추가적으로 생성하였다(Fig. 3-11c). 또한 ascending 궤도에서 변위 관측 수행을 위해 일본항공우주국에 영상을 요청하여 ALOS-2 PALSAR-2 자료를 추가로 수집하고 변위 관측을 수행하였다(Fig. 3-11e: Lindsey et al., 2015).

3차원 지표변위 분석을 위해 Table 3-6의 위성 관측값을 입력자료로 선택하였다. 비행방향에 대한 지표변위도와 관측방향을 고려하여 Cosmo-SkyMed와 ALOS-2 위성의 지표변위도가 성분분해에 사용되었다. Fig. 3-12는 3차원 지표변위 성분 분해를 통해 얻어진 결과로, 수평변위성분의 크기 및 방향은 벡터로 표현되어 있으며, 컬러 맵은 수직변위성분의 크기를 나타낸다.

Table 3-6. Input sources for 3D decomposition of surface displacement.

No.	Satellite	Component	Acquisition mode	Heading angle(°)	Incidence angle(°)
1	Cosmo-SkyMed	LOS	Descending	-169.064	29.36
2	ALOS-2	LOS	Ascending	-170.072	39.66
3	Cosmo-SkyMed	MAI	Descending	-169.064	29.36

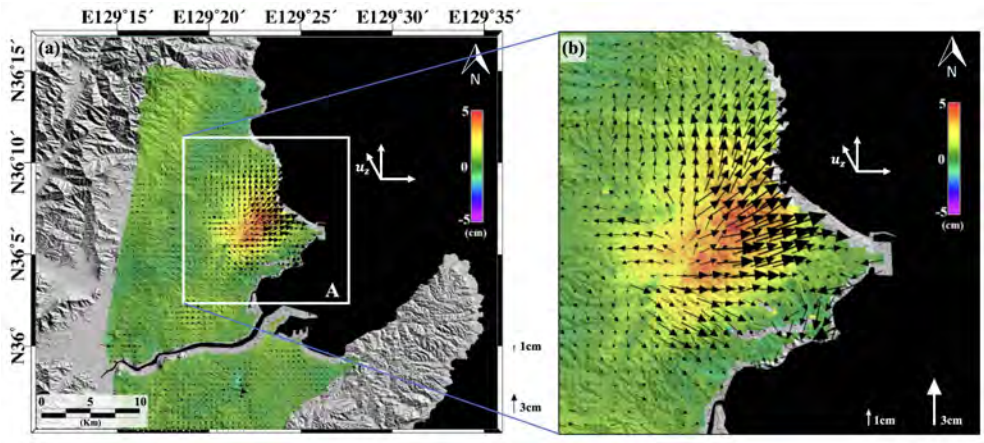


Fig. 3-12. (a) Horizontal displacement vector field (the vectors indicate the magnitude and directions of the horizontal displacements, and the colored map represents the vertical displacements), (b) displacement vector field of the box A.

3.4.3. SAR 위성 관측 변위 기반 단층 모델링

단층에 의한 지표변위를 수리적으로 나타내기 위해서 많은 경우에 Okada dislocation model을 활용하였다(Okada, 1985). Okada 모델은 단층의 기하정보와 slip양으로부터 균일/등방성/반무한 탄성매질의 지표에서의 변위를 계산해 주는 모델이다. 단층면의 strike/dip은 지진파 분석자료로부터 도출된 214°/43°으로 고정하고, 단층의 기하 정보(길이, 폭, 깊이, 위치(X,Y))와 slip 양(strike-slip, dip-slip)으로 구성된 7개 변수를 추정하는 역산을 수행하였다.

○ 단층면 모델링 수행

본 연구에서는 우선적으로 하향궤도에서 촬영된 ALOS-2, Sentinel-1, CSK 자료의 InSAR 처리 결과를 바탕으로 단층 기하 모델링(inverse modeling)을 수행하였다. 한편 InSAR 관측치는 LOS 방향의 변위만을 파악할 수 있기 때문에 단층의 실제 변화를 판단하기에는 한계가 존재한다. 따라서 3차원 지표변위 관측치를 활용하여 추가적인 단층 기하 모델링을 수행하였다.

최종 모델 파라미터는 1,000회의 Monte-Carlo 시뮬레이션을 통하여 얻어진 각 파라미터의 히스토그램에서 나타나는 중앙값으로 결정하였다. Fig. 3-13은 Monte-Carlo 시뮬레이션을 통하여 획득된 모델 파라미터의 히스토그램 분포를 나타낸다. Table 3-7은 하향궤도에서 관측된 3개의 InSAR 관측치와 3차원 관측치를 활용한 최적 모델 파라미터를 나타낸다.

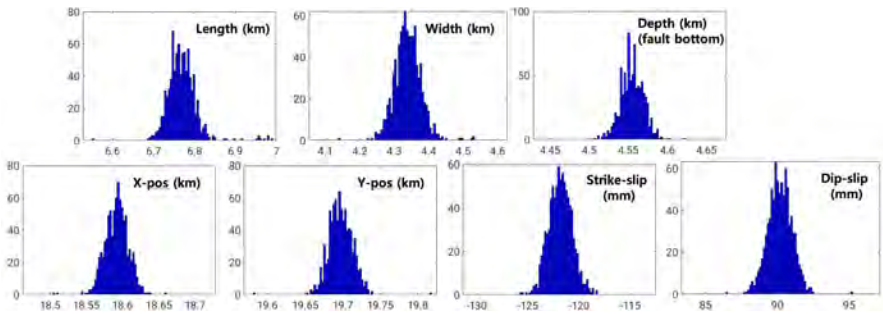


Fig. 3-13. Histograms of the Okada dislocation model parameters obtained from the InSAR measurements using the Monte-Carlo simulation.

Table 3-7. The best-fit model parameters and standard deviation of the 2017 Pohang earthquake estimated by the Okada dislocation model using the descending InSAR and 3D measurements.

Input	Model parameters								
	Length (Km)	Width (Km)	Depth (Km)	Strike (Deg.)	Dip (Deg.)	X (Km)	Y (Km)	Strike-Slip (mm)	Dip-Slip (mm)
InSAR (LOS)	6.76 ± 0.037	4.34 ± 0.038	4.55 ± 0.014	214	43	18.6 ± 0.016	19.7 ± 0.016	-121.9 ± 1.13	90.2 ± 0.85
3D	4.79 ± 0.186	3.87 ± 0.092	5.49 ± 0.025	214	43	18.5 ± 0.001	19.85 ± 0.041	-86.8 ± 4.13	176.7 ± 7.70

○ 단층면 모델 3차원 가시화 및 해석

Sentinel-1, CSK, ALOS-2의 descending InSAR 관측치를 활용하여 구한 단층면(Table 3-7)을 COSMO-SkyMed 영상으로부터 구한 변위도와 시추공의 위치 벡터 자료 PX-1, PX-2를 이용하여 3차원 도시하였다(Fig. 3-14). 추정된 단층면은 PX-2의 최하부 지점 아래에 위치하고 있다. 단층면과 PX-2 끝점간의 수직 거리는 180.0 m, 239.5 m 이다.

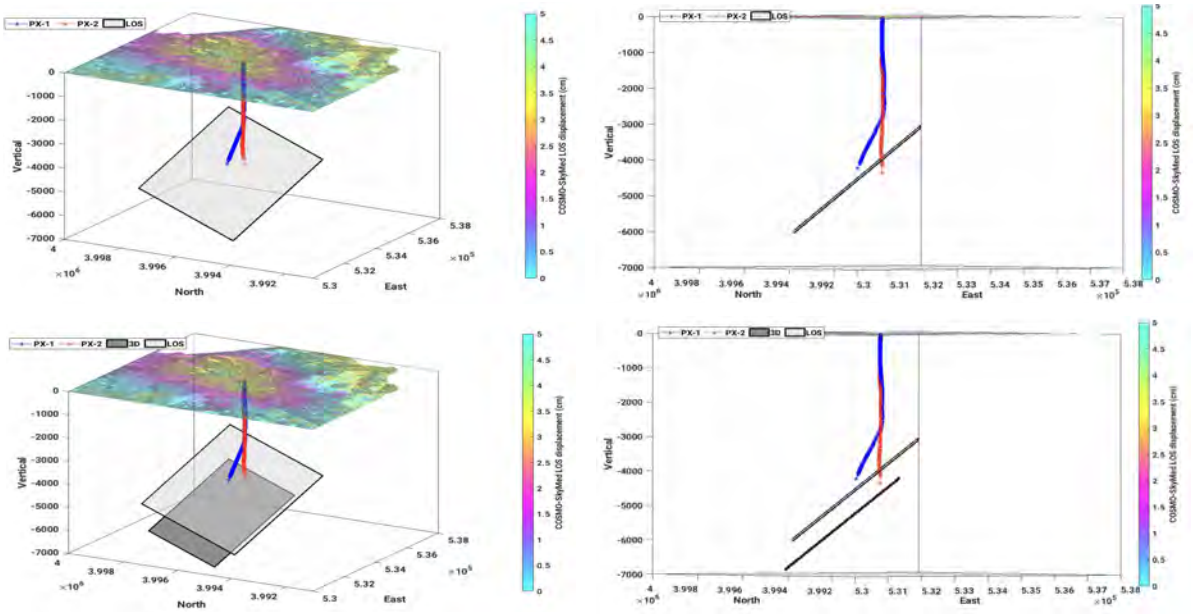


Fig. 3-14. Fault plane models estimated from three InSAR and 3D measurements along with the EGS wells, PX-1 and PX-2 (Upper image: COSMO-SkyMed LOS displacement).

단층면 모델링 결과를 이용하여 seismic moment (Mo) 값을 구하고, 다시 Mo를 지진규모(M_W)로 변환하기 위해 USGS에서 사용하는 다음 식을 사용하였다(https://earthquake.usgs.gov/learn/topics/mag-intensity/magnitude-types.php).

$$Mo = (Area) \times (Net\ slip) \times (shear\ modulus)\ (단위:\ Newton\text{-}meter)$$
$$M_W = 2/3 * (\log10(Mo) - 16.1)$$

Table 3-7에 제시되어 있는 모델값을 이용하여 계산된 M_W는 5.29 (LOS)와 5.23 (3D)으로 지진파 관측을 통해 산정된 값과 유사한 값을 보인다. 따라서 모델링 결과로 제시된 단층면의 크기와 이동 변위가 적절하게 추정되었음을 확인할 수 있다.

3.4.4. 본진 전후 규모 3.0 이상 지진에 의한 지표변위 관측

2017년 4월 15일 발생한 규모 3.2의 지진과 2018년 2월 10일 발생한 규모 4.6에 의한 지표변위 발생 여부를 확인하기 위해 Sentinel-1과 COSMO-SkyMED SAR 영상을 수집 분석하였다. 2017년 4월 15일 전후에 획득된 세 개의 CSK 영상을 이용한 분석결과, 대부분 긴밀도가 낮아 분석에 한계가 있지만 대기영향에 의한 오차가 매우 작은 2017/04/02-2017/05/20 간섭쌍으로부터 진앙 주위에서 뚜렷한 지표변위가 발생하지 않은 것으로 판단된다.

Sentinel-1 위성은 C-band 이며 간섭쌍의 짧은 시간간격으로 인해 CSK 영상을 이용한 결과보다 정확한 변위도 생성이 가능하였다. 2017년 4월 15일 전후로 획득된 Sentinel-1 위성자료 중 가장 긴밀도가 좋은 2017/04/14-2017/04/26 간섭쌍으로부터 구한 지표변위도는 Fig. 3-15와 같다. 연구지역 전체에서 약 ±0.5 cm에 해당하는 신호가 관측되지만, 이는 연구지역 주변부 신호들로 볼 때 대기에 의한 성분으로 판단되며, 진앙 주변부에서 의미 있는 변위는 발생하지 하지 않은 것으로 보인다. 2018년 2월 10일 규모 4.6의 지진 변위 관측을 위해 2018년 2월 8일과 2018년 2월 20일 획득된 Sentinel-1 영상을 이용하여 변위도를 생성하였다 (Fig. 3-15b). 대기 오차로 판단되는 ±0.5 cm 정도의 신호가 전반적으로 관찰되며, 한동대학교 북동쪽 지역 좁은 구간에서 1.5 cm의 위성에서 멀어지는 방향 변위가 관측된다. 이 지점은 진앙과 7 km 이상 떨어져 있으며, 기존의 토양 액상화 현상과 관련된 지역으로 국지적인 지표변위로 해석된다.

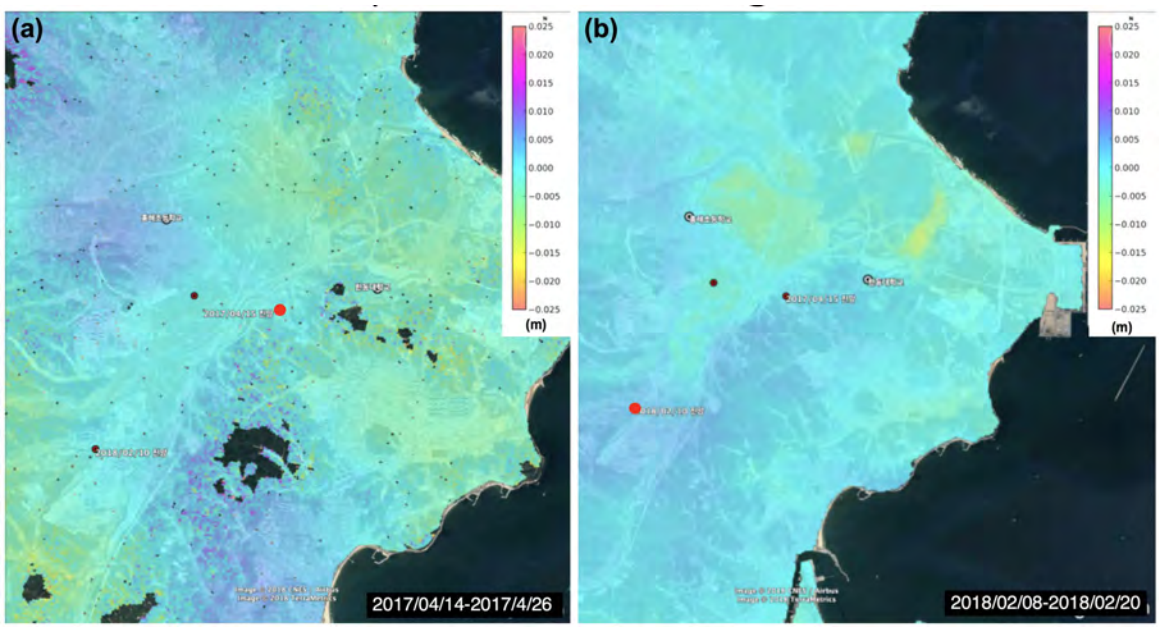


Fig. 3-15. Sentinel-1 displacement map with the epicenter: (a) 2017/04/14-2017/04/26 pair and (b) 2018/02/08-2018/02/20 pair.

3.4.5. Sentinel-1 PSInSAR 시계열 분석을 통한 미세 지표변위 관측

2017년 11월 15일 지진 발생 전까지 연구지역에서 발생하는 미세지표변위를 정밀 관측하기 위해 Sentinel-1A/1B 위성으로부터 2016년 1월 이후로 촬영된 자료를 모두 수집하였다. Ascending 및 descending 궤도로부터 2016년 1월 20일 이후 34개 영상, 2016년 10월 4일 이후 31개의 영상이 수집되었다. 시계열 분석을 위해 고정산란체를 이용한 PSInSAR 기법을 적용하였으며, 지진발생지역과 포항시를 포함한 지역의 자료처리를 수행하였다. SAR 영상 위에 색상을 가지고 있는 관측점은 최종 분석 후 시계열 긴밀도가 0.7 이상의 높은 신뢰도를 갖는 지점만을 선택하여 출력한 것으로, ascending 자료에서 550,501개 descending 자료에서 710,408개의 PS (Persistent Scatterer)가 추출되었다. Fig. 3-16a는 ascending 자료 분석 결과로, 청록색은 변위속도가 0이고 녹색과 적색은 위성으로부터 멀어지는 방향으로 지반침하로 해석될 수 있으며 각각 1, 2.5 cm/ yr를 나타낸다. 청색에서 보라색은 위성으로 가까워지는 방향의 변위로 지표상승에 해당한다. 포항시 일부 지역에서 약 2~3 cm/yr 정도의 지반침하에 해당하는 지표변위가 국지적으로 관측되지만, 이 변위는 지열발전 실증부지와 멀리 떨어져 있어 다른 원인에 의한 지반침하현상으로 해석된다.

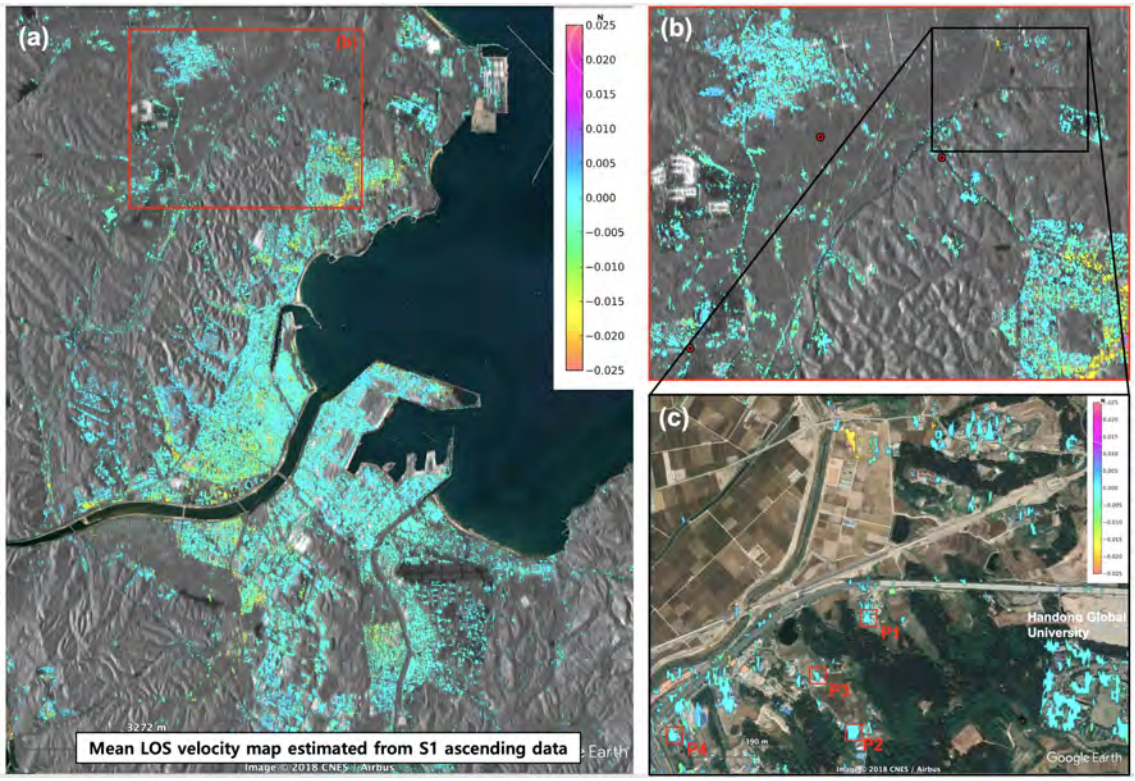


Fig. 3-16. (a) Mean velocity map estimated from Sentinel-1 ascending mode data, (b) the enlarged image around the epicenter of three major earthquakes, and (c) close view around the EGS site.

주요 지진발생지역을 중심으로 확대한 결과는 Fig. 3-16b, 그리고 지열발전 실증사이트 주변부를 확대한 결과는 Fig. 3-16c에 제시되어 있다. 지열발전 실증사이트 주변 관측지점에서 평균 지표변위 속도는 대부분 -2~1 mm/yr 이내의 값으로, 뚜렷한 변위를 보이는 지표면은 없는 것으로 해석된다. 각 관측 지점에서 잔여오차는 1~5 mm 정도의 표준편차를 보인다.

지열발전 실증사이트 주변에서 선정된 4개의 관측지점(Fig. 3-16c의 P1~P4)에서의 시계열 변위 분석 결과는 Fig. 3-17과 같다. P1, P2, P3, P4 지점에서의 변위 속도는 0.1, -1.7, -2.6, 1.2 mm/yr로 거의 0의 값을 보이고 있으며, 선형변위를 기준으로 관측변위의 표준편차는 1.8~3.0 mm에 불과해, 매우 높은 관측 정밀도를 제공함을 확인할 수 있다.

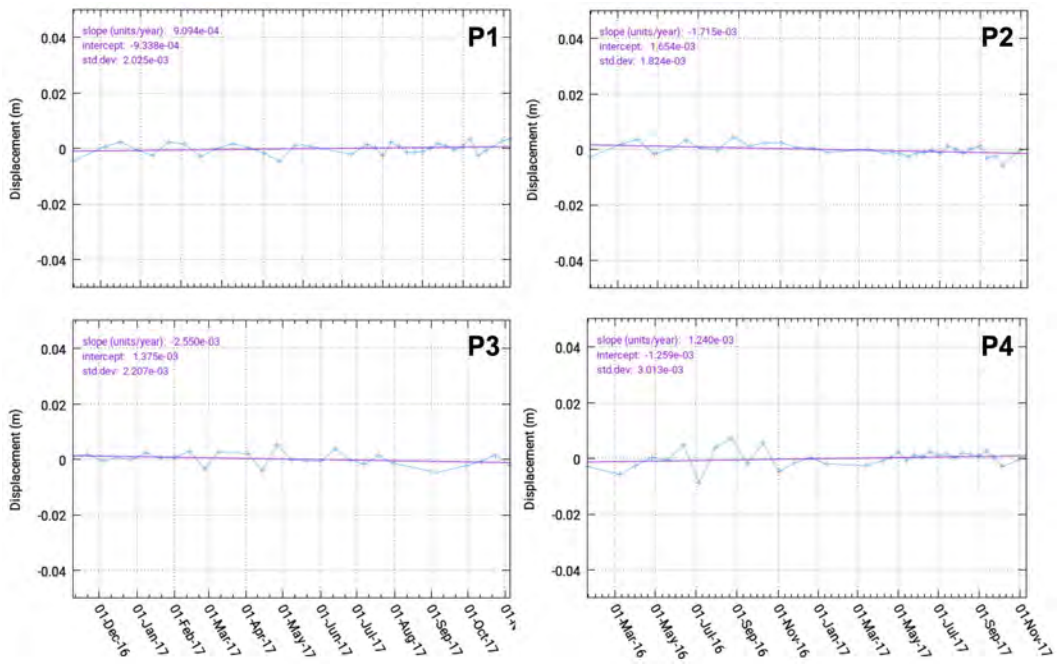


Fig. 3-17. Time series histories of LOS displacement at the selected points of P1, P2, P3 and P4 around the EGS site.

3.4.6. 결론

Sentinel-1 (C-band, 5.6 cm) 위성 및 ALOS-2 (L-band, 23 cm) 위성의 ascending/descending 궤도와 COSMO-SkyMed (X-band, 3.1 cm) 위성 descending 궤도로부터 포항지진 전·후의 SAR 위성자료를 수집하고, 지표변위를 관측하였다.

오카다 모델과 몬테카를로 시뮬레이션을 통해 단층면과 이동벡터 모델링을 수행하였다. 추정된 단층면은 PX-2 시추공의 최하부 지점과 수직거리 약 150~250 m의 범위에 위치하고 있으며, 모델링 결과로부터 구한 moment는 M_W 5.4로 지진파 관측을 통해 산정된 moment와 유사한 값을 보인다.

Sentinel-1과 COSMO-SkyMED SAR 영상을 이용하여 2017년 4월 15일 발생한 규모 3.2 지진과 2018

년 2월 10일 발생한 규모 4.6 지진에 의한 지표변위 발생 여부를 확인한 결과, 진앙 주변 지역에서 뚜렷한 변위는 발생하지 하지 않은 것으로 해석된다.

또한, 2017년 11월 15일 지진 발생 전까지 지열발전 실증사이트 주변 지역에서 발생하는 미세지표변위를 정밀 관측하기 위해 Sentinel-1A/1B 위성으로부터 2016년 1월 이후로 촬영된 자료 65개 영상을 수집하고, 고정 산란체를 이용한 PSInSAR 기법을 적용하여 미세 지표변위를 정밀 관측하였다. 지열발전 실증사이트 주변 관측지점에서 평균 지표변위 속도는 대부분 −2~1 mm/yr 이내의 값으로, 뚜렷한 변위를 보이는 지표면은 없는 것으로 해석된다.

3.5. 지구물리탐사 해석 결과

본 장에서는 포항 지진 구역의 지하구조 영상화를 위해 MT 및 AMT자료를 활용한 전기비저항 분포의 파악, 탄성파 탐사자료 분석을 통한 지질구조 및 속도구조 분석, 원격탐사자료를 활용한 단층모델링 등을 수행하였다.

MT 및 AMT 통합자료 분석의 경우 확인된 낮은 비저항대가 측선의 가장자리에 위치하거나 자료 결손 지역을 통과하여 해석의 정확도에 많은 영향을 미치는 것으로 나타났다. 또한 MT자료의 해상도 및 가탐심도의 문제로 제시된 전기비저항 영상으로부터 정확한 단층대의 위치를 파악하는 것은 무리가 있는 것으로 판단된다.

이러한 한계에도 불구하고 지열발전 실증사이트 동남쪽의 이상대는 2차원 및 3차원 역산에서도 확인되며 주향 및 경사도 잘 부합된다. 단층대 또는 파쇄대로 해석이 가능한 이 전기비저항 이상대는 PX-2시추공과 3 km 이상의 깊이에서 교차하는 것으로 추정된다.

기존의 단순중합단면만 존재하는 반사법탐사 자료를 다양한 방법으로 재처리한 결과 천부의 구조는 일부 확인할 수 있었으나 잡음으로 인해 심도 1 km 이하의 구조는 파악할 수 없었다.

반사법 자료의 한계를 극복하기 위해 굴절법 자료 및 검층자료를 종합적으로 분석하여 속도구조를 예측하였으며 이 결과는 독립적으로 추정한 지진연구팀의 결과와 잘 부합하였으며 기존의 연구결과보다는 다소 높은 값으로 추정되었다.

원격탐사자료는 Sentinel-1 위성 및 ALOS-2 위성의 ascending/descending 궤도와 COSMO-SkyMed 위성 descending 궤도로부터 포항지진 전·후의 SAR 위성자료를 수집하고, 지표변위를 관측하였다.

오카다 모델과 몬테카를로 시뮬레이션을 통해 단층면과 이동벡터 모델링을 수행하였다. LOS 자료를 이용하여 추정된 단층면은 PX-2 시추공과 약 지하 3980 m 부근에서 만나며, 모델링 결과로부터 구한 moment는 M_W 5.29/5.23로 지진파 관측을 통해 산정된 moment와 유사한 값을 보인다.

Sentinel-1과 COSMO-SkyMED SAR 영상을 이용하여 2017년 4월 15일 발생한 규모 3.2 지진과 2018년 2월 10일 발생한 규모 4.6 지진에 의한 지표변위 발생 여부를 확인한 결과, 진앙 주변 지역에서 뚜렷한 변위는 발생하지 하지 않은 것으로 해석된다.

또한, 2017년 11월 15일 지진 발생 전까지 지열발전 실증사이트 주변 지역에서 발생하는 미세지표변위를 정밀 관측한 결과, 지열발전 실증사이트 주변 관측지점에서 평균 지표변위 속도는 대부분 -2~1 mm/yr 이내의 값으로, 뚜렷한 변위를 보이는 지표면은 없는 것으로 해석된다.

3.6. 참고문헌

송윤호, 김형찬, 심병완, 이창범, 박덕원, 이성곤, 이종철, 이병태, 박인화, 이태종, 이철우, 문상호, 김연기, 이병대, 임현철, 2004, 지열자원 부존특성 규명 및 활용기반기술 연구. 한국지질자원연구원 연구보고서, KR-04(연차)-08, 국무총리, 123.

이태종, 송윤호, Uchida, T., 2005, 심부 지열자원 개발을 위한 원거리 기준점 MT 탐사 자료의 2차원 역산 해석. 한국지구물리·물리탐사학회, 8(2), 145-155.

Bechor, N.B.D. and Zebker, H.A., 2006, Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. Geophysical Research Letter, 33(16): L16311.

Jo, M.J., Jung, H.S., and Yun, S.H., 2017, Retrieving precise three-dimensional deformation on the 2014 M6.0 South Napa Earthquake by joint inversion of multi-sensor SAR. Scientific Reports, 7(1), 5485.

Jung, H.S., Lu, Z., Won, J.S., Poland, M.P., Miklius, A, 2011, Mapping three-dimensional surface deformation by combining multiple aperture interferometry and conventional interferometry: Application to the June 2007 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 8(1), 34-38.

Kim, K.H., Ree, J.H., Kim, Y., Kim, S., Kang, S.Y., and Seo, W., 2018, Assessing whether the 2017 M_W 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event. Science, 360(6392), 1007-1009.

Lee T.J., Song, Y., and Uchida, T., 2007, Three-dimensional magnetotelluric surveys for geothermal development in Pohang, Korea. Exploration Geophysics, 38, 89-97.

Lindsey, E.O., Natsuaki, R., Xu, X., Shimada, M., Hashimoto, M., Melgar, D., and Sandwell, D.T., 2015, Line-of-sight displacement from ALOS-2 interferometry: M_W 7.8 Gorkha Earthquake and M_W 7.3 aftershock. Geophysical Research Letters, 42(16), 6655-6661.

Mackie, R.L., Smith, J.T., and Madden, T.R., 1994, Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example. Radio Science, 29, 923-935.

Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 1135-1154.

Sasaki, Y., 2004, Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data. Earth, Planets and Space, 56, 239-248.

Uchida, T., 1993, Smooth 2-D inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 45, 841-898.

제 4 장

응력상태 분석

Stress State Analysis

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

요약 / Abstract

본 연구에서는 지진 포컬 메커니즘 응력 역산 및 시추공 응력 지시자를 포함한 다양한 기법을 기반으로 포항 지열발전 실증사이트 현장의 응력 상태를 규명하였다. 최대수평주응력의 방향은 깊이에 따라 변화하여 얕은 깊이(700~800 m)에서는 SE-NW, 4 km 하부 심도에서는 ENE-WSW으로 나타났다. 응력체계 또한 관측 규모에 따라 변화하여 지역적 규모에서는 주향이동단층운동에 유리한 응력체계를 보이고, 보다 좁은 시추공 규모에서는 역단층운동에 유리한 응력 체계를 보인다. 모든 자료의 분석 결과 연직응력과 최소수평주응력의 크기가 유사한 것으로 나타났다. 최대수평주응력의 크기는 지각 내에 존재하는 다양한 방향의 단층들 중 미끄러지기 가장 쉬운 방향성을 갖는 단층들의 전단성향이 0.6일 경우를 가정하여 산정하였다. 이러한 응력장 하에서 2017년 11월 15일 포항지진을 발생시킨 단층의 전단성향은 0.55~0.57로 산정되었으며 이 값은 최적 방향을 갖는 단층의 전단성향과 비교할 때 92~95% 수준의 높은 값이다. 포항지진 단층의 전단성향은 PX-2의 4.2 km 심도에서 회수된 암석 코어시편 내 자연균열의 마찰계수(0.53), 3.6 km 심도에서 회수된 시추 암편 마찰계수(0.54-0.68)의 하한치와 유사하거나 약간 큰 값으로, 이 값이 지진 발생 깊이에서의 단층 마찰 특성을 대표하는 경우, 포항지진 단층은 자연 상태에서 임계치의 응력 상태이거나 이에 아주 근접한 상태에 있었음을 시사한다.

We estimate the stress state at the Pohang EGS site based on various techniques including earthquake focal mechanism inversions and borehole stress indicators. The orientation of the maximum horizontal principal stress (S_{Hmax}) varies with depth: SE-NW at shallow depths (700~800 m) and ENE-WSW at greater depths (below 4 km). The stress regime also varies depending on the scale of observation: strike-slip faulting regime at regional scale observation, and reverse faulting stress regime at a narrower borehole scale. All analyses including focal mechanism stress inversion and borehole tests show that the magnitudes of S_v and S_{hmin} are similar. Assuming that S_{Hmax} magnitude is constrained by friction of the most optimally oriented fault for slip, we estimate the slip tendency (shear stress normalized by effective normal stress on the fault plane) of the fault that caused the 15 Nov 2017 Pohang earthquake. The slip tendency of the fault is determined to be 0.55~0.57, which is 92~95% of that (0.6) of the most optimally oriented fault. This value is analogous to, and slightly greater than the laboratory measured friction (0.53) of the fracture in rock cores recovered from 4.2 km and the friction lower bound value of basement rock cutting (0.54-0.68) from 3.6 km in PX-2. If these values represent characteristics of the fault friction at the depth of the earthquake emergence, the seismogenic fault may be critically or near-critically stressed in its natural state.

4.1. 연구배경

단층 주변의 지각응력에 대한 정보는 지진 발생 원인인 단층운동 가능성을 파악하기 위한 필수적인 요소이다. 포항지진을 발생시킨 단층에 대한 응력장(방향과 크기) 규명을 통해 포항지열발전 실증연구에서의 물 주

입과 2017년 11월 15일 M_W 5.5 지진 발생의 상관성을 이해하기 위해 본 연구가 수행되었다.

지진은 단층의 전단운동에 의해 발생하며 그 원리는 쿨롱마찰법칙(Coulomb friction law),

$$\tau_{cr}/(\sigma - P_p) = \mu$$

로 설명할 수 있다. 여기서 τ_{cr}은 단층의 임계 전단강도, σ는 단층면에 작용하는 수직응력, P_p는 공극압, μ는 단층의 마찰계수이다. 실제 단층면에 작용하는 전단응력 τ가 τ_{cr}이 되면 단층은 전단운동을 하고 지진을 발생시킨다.

본 연구는 포항지열발전 실증사이트 하부 지각응력장의 방향과 크기를 다양한 자료로부터 규명하여 단층에 실제 작용하는 τ와 σ를 규명함으로써 포항지진을 발생시킨 단층의 전단운동 가능성을 분석하는데 목적이 있다.

지열발전 실증부지 인근 포항지역의 응력장은 다양한 기법으로 규명되었으며 이들 자료를 수집 또는 분석하여 심도에 따른 응력장의 방향과 크기를 분석하였다. 다양한 자료로부터 도출되는 응력 정보는 응력이 가해지는 지하 암체의 스케일과 그 응력 값이 대표하는 지각 심도가 다르므로 결과를 종합하여 포항지진 발생 지역의 응력 해석에 이용하였다.

4.2. 포항 주변 응력장 방향

기존의 많은 한반도 현생 응력장 연구로부터 한반도는 ENE-WSW의 최대압축응력을 받고 있는 것으로 알려져 있으며 이는 다양한 기법으로 측정된 응력자료로부터 알 수 있다(Jun, 1991; Chang et al., 2010; Hong and Choi, 2012; Soh et al., 2018). Fig. 4-1의 응력방향 자료들은 단일 지진 포컬메커니즘의 P, T축을 이용하거나 시추공 응력측정 시험자료를 이용하여 구한 자료로 대부분 세계응력지도(World Stress Map) 기준 C 또는 D등급에 해당하는 자료로서 응력의 방향에 ±20~40°의 불확실성을 갖고 있다(Heidbach et al., 2016).

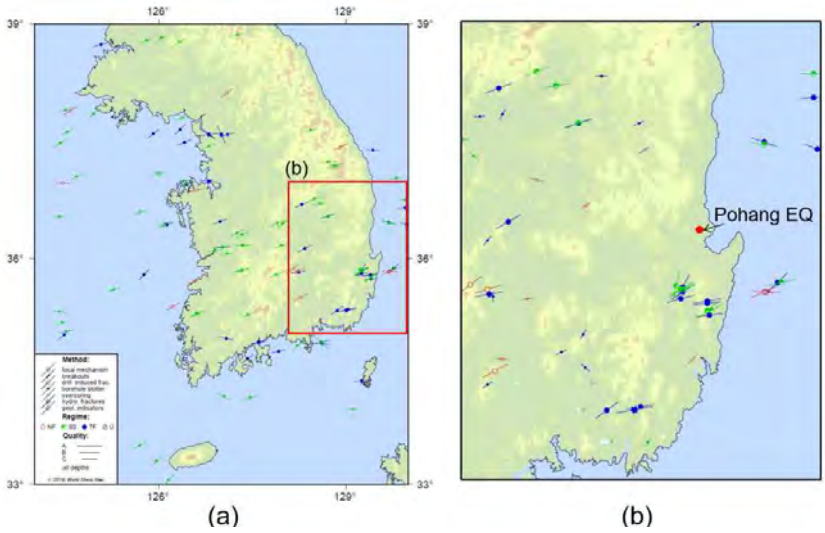


Fig. 4-1. Maximum horizontal principal stress directions in Korea (data provided by World Stress Map 2016): (a) B-C quality stress data over the country, (b) C-D quality stress data around Pohang.

포항 지열발전 실증부지 주변의 광역 응력장에 대한 좀 더 신뢰할 수 있는 응력 방향을 구하기 위해 포항 지진 진앙(36.12°, 129.36°)을 중심으로 반경 70 km 내의 여러 지진 포컬메커니즘 자료를 역산하여 응력을 도출하였다. 응력 역산을 위해 수집된 포컬메커니즘 자료는 1997년부터 2016년 사이에 발생한 규모 2.5이상의 21개 지진자료이며 평균심도 12.8±5.1 km의 이벤트들이다(Fig. 4-2a).

응력 역산 결과 포항 주변의 광역 응력장은 최대주응력(S_1) 방향이 N74°E의 수평방향으로 나타났으며 중간주응력(S_2)이 연직에서 22° 기울어진 방향, 그리고 최소주응력(S_3)이 N345°E 방위각에서 수평으로부터 21° 기울어진 방향으로 나타났다(Fig. 4-2b). 응력 방향에 대한 95% 신뢰구간에서 보듯이 S_1의 방향은 상당히 잘 제한되어 도출된 반면 S_2와 S_3 방향 분포가 S_1에 직교하는 면상으로 길쭉하게 분포하여 S_2와 S_3 간의 명확한 구분이 안 되는 양상을 보인다. 이는 S_2와 S_3의 응력 크기가 유사하기 때문인 것으로 판단된다. 실제 응력 역산 과정에서 구해지는 $R(=(S_1-S_2)/(S_1-S_3))$ 값은 평균 0.88의 높은 수치를 보여 R의 정의대로 S_2와 S_3의 값이 크게 차이가 나지 않음을 시사한다(Fig. 4-2c). 이 결과는 응력 역산에 이용된 지진자료 심도에 해당하는 7.6~17.9 km 심도에서의 최대압축응력 방향(N74°E)이 한반도의 전체적인 압축응력 방향인 ENE-WSW 방향과 일치함을 보여준다.

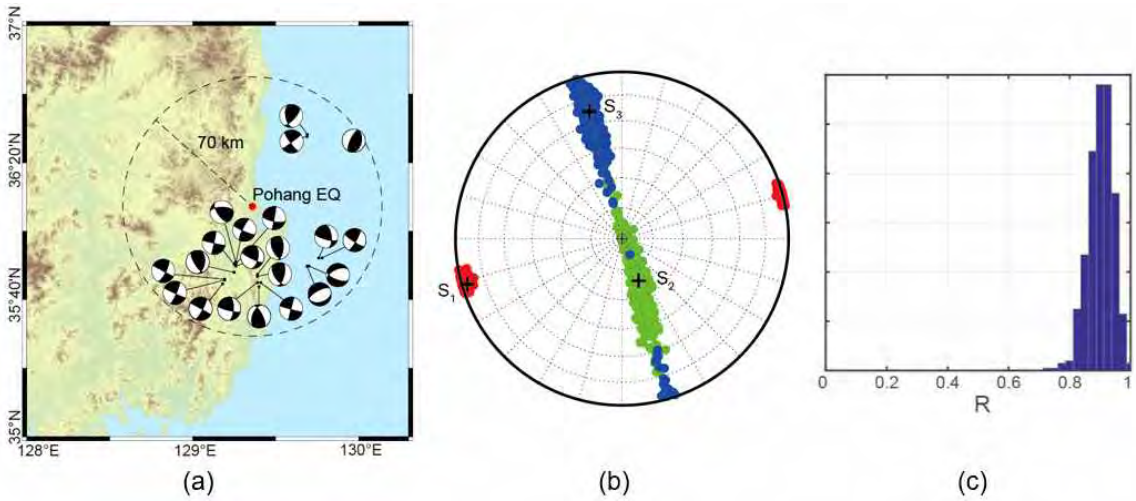


Fig. 4-2. (a) Earthquake focal mechanism solutions for M⟩2.5 earthquakes that occurred around Pohang from 1997 and 2016, and stress inversion results showing (b) the orientations of the three principal stresses (S_1, S_2, S_3) and (c) R value.

포항지열발전 실증연구시설 주변 천부 심도(⟨1 km)의 응력장은 실증부지 남서쪽 약 4 km에 위치한 한국지질자원연구원 포항분원에 위치한 심도 1 km의 시추공(EXP-1)에서 수압파쇄 응력측정과 시추공벽 응력 지시자(borehole breakouts, drilling-induced tensile fractures) 분석을 통해 측정되었으며 그 결과는 Kim et al. (2017)에 보고되었다. 약 650~810 m 심도에 걸쳐 최대수평주응력(S_{Hmax}) 방향은 NW-SE (N122-138°E)로 규명되었다. 응력의 크기는 S_{Hmax}가 연직응력(S_v)의 1.1~1.4배로 가장 크고 최소수평주응력(S_{hmin})이 연직응력의 0.8배로 가장 작은 크기의 주응력으로 나타나 응력체계가 $S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$인 주향이동 단층운동에 유리한 체계를 보인다.

포항지진의 진원심도에 해당하는 3~7 km 심도에서의 응력은 포항지진 이후의 여진자료에 대한 포컬메커니즘 응력역산을 통해 구할 수 있다. 포항지진 이후 발생한 총 202개의 여진 자료로부터 각각의 포컬메커니즘을 규명하였으며 그 결과 41%(83개)는 역단층성, 24%(48개)는 주향이동단층성, 4%(9개)는 정단층성, 그리고 나머지 31%(62개)는 그 이외의 유형으로 분류되었다(Fig. 4-3). 이들 202개 여진의 포컬메커니즘 자료를 모두 이용한 응력 역산 결과 최대압축응력 방향은 N86°E를 보이며 $S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$ 순의 상대적 응력 크기를 보인다. 응력 역산과정에서 유도된 응력매개변수 R값은 평균 0.87의 값을 보이며 이는 R값의 정의에 의하여 S_{hmin}의 크기가 S_v의 크기에 접근되어 있음을 시사한다. 그러나 이 응력 결과는 포항지진 발생 이후 나타날 수 있는 지진에 의한 응력 교란의 효과를 포함할 수 있어 지진 발생 이전의 응력장을 지시할 수 있는지에 대해서는 신중해야 할 필요가 있다.

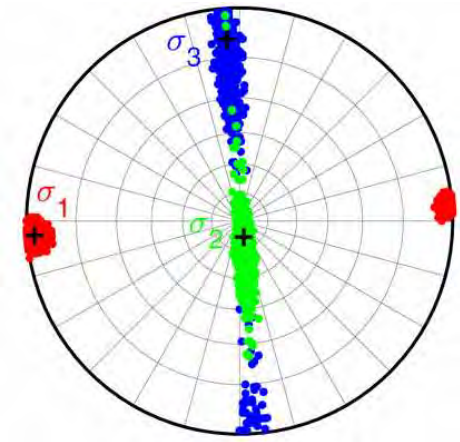


Fig. 4-3. Earthquake focal mechanism stress inversion result from aftershocks.

포항지열발전 실증사이트 주입심도 부근에서의 보다 직접적인 응력방향은 시추공벽에서 관찰되는 응력 지시자(borehole breakouts, drilling-induced tensile fractures)로부터 파악할 수 있으나 이를 파악하고자 시도한 시추공 나공 부분에 대한 영상검층으로부터 자료를 획득할 수 없었기 때문에 직접적인 응력지시자의 관찰이 불가하였다. 대신 포항지진 발생 직전 PX-2 지열정 시추과정에서 수행된 시추공 쌍극자 음파속도 비등방성(borehole dipole sonic anisotropy) 자료로부터 응력 방향에 대한 유추를 시도하였다. 시추공 쌍극자 음파속도 자료는 시추공벽을 따라 S파 전파속도를 측정한 자료인데 S파의 특성상 진동 방향이 시추공벽에 수직한 방향과 평행한 방향으로 진동하는 두 가지 S파 성분의 속도차이를 측정한 자료이다. 시추공에서 시추공벽 압축파쇄대 등의 현상이 발생하면 시추공벽 암반에 많은 균열들이 생성되는데 이러한 균열들은 대체로 시추공벽에 평행한 방향성을 갖는다. 이 때문에 시추공벽에 직교한 방향으로 진동하면서 전파되는 S파 성분이 시추공벽에 평행한 방향으로 진동하면서 전파되는 S파 성분보다 속도가 느려지는 경향이 있으며 이를 S파 비등방성(shear wave anisotropy)이라 한다. 이러한 S파 비등방성을 시추공에서 검층한 자료가 시추공 쌍극자 음파속도 자료이며 석유업계에서 공내 영상검층 자료가 없을 경우 응력방향을 유추하는데 흔히 사용되고 있다(Brie et al., 1998).

Fig. 4-4는 PX-2 시추공 3,400~4,350 m 구간에서 마지막 케이싱 설치 직전 검층한 시추공 쌍극자 음파 속도 비등방성 자료로서 공벽 방향에 따른 S파 속도의 비등방성을 보여준다. 비등방성은 방향에 따라 0~5%의 범위로 변화하는데 비등방성이 높은 부분이 시추공벽에서 180° 벌어진 두 방향으로 관찰되었다. 또한 비등방성이 최대가 되는 중심위치가 3,400~4,100 m 심도에서 상당히 일관된 방향을 유지하는 것으로 관찰되어 시추공 응력 지시자인 시추공벽 압축파쇄대(borehole breakouts) 발생 양상과 매우 유사하다. 시추공벽 압축파쇄대는 비등방성이 높은 위치, 즉 S_{hmin} 방향에서 발생하며, 따라서 비등방성이 낮은 중심 위치가 S_{Hmax} 방향을 지시하게 된다. 비등방성이 낮은 방향을 통계 내어 보면 3,400~4,100 m 구간에서 평균 N75°E로 나타났으며 3,400~4,350 m 전 구간에서의 평균 방향은 N77°E로 나타났다(Fig. 4-4b, c). 이 방향은 지진 포컬메커니즘 응력역산을 통해 구한 포항지역 광역 최대주응력 방향(N74°E)과 상당히 유사한 방향으로 포항 지진발생 심도 주변에서의 응력의 방향도 광역 응력장의 방향과 유사하다는 점을 보인다.

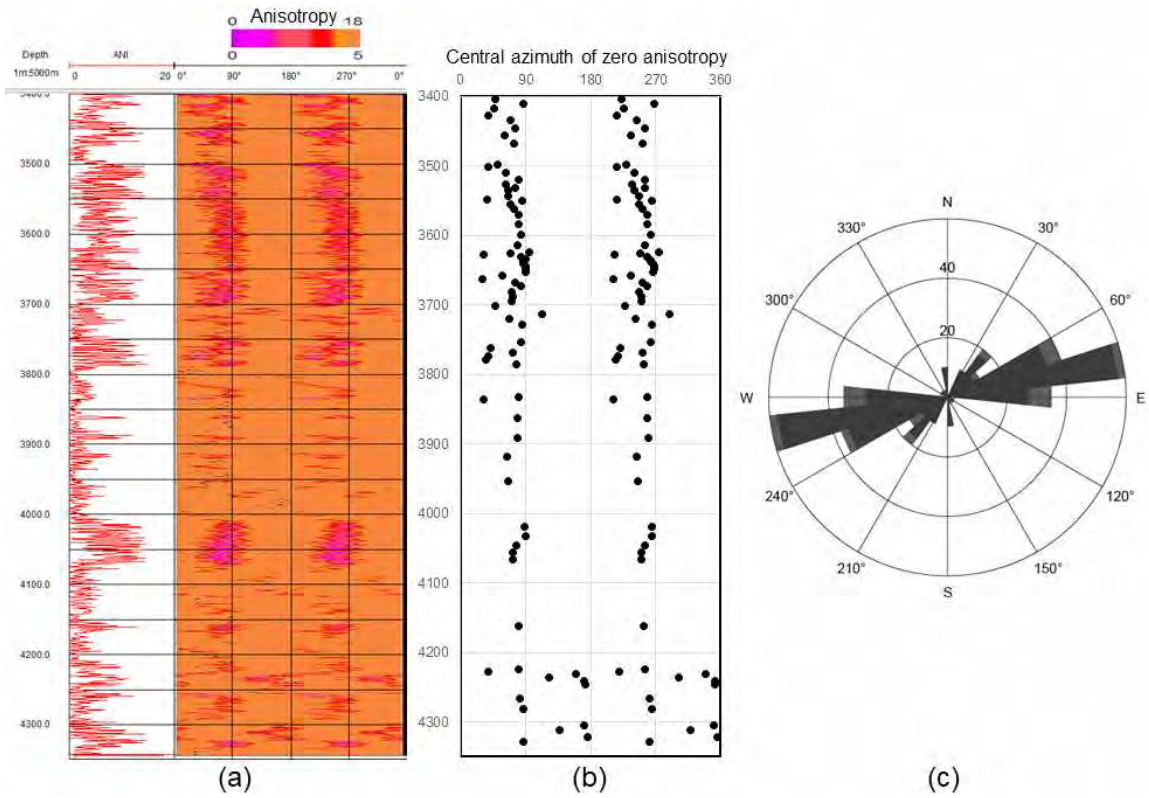


Fig. 4-4. (a) Dipole sonic shear wave anisotropy in PX-2, indicating the maximum horizontal principal stress azimuth (b, c).

이상의 결과들을 정리하면 4 km 이하 심도에서의 최대주응력의 방향은 N74-86°E의 방향을 보이며 한반도에서 우세한 ENE-WSW의 최대압축응력의 방향과 일관된 결과를 보인다(Fig. 4-5). 반면 1 km 이내의 천부 심도에서만 최대주응력의 방향이 NW-SE로 회전되어 있는 경향을 보인다.

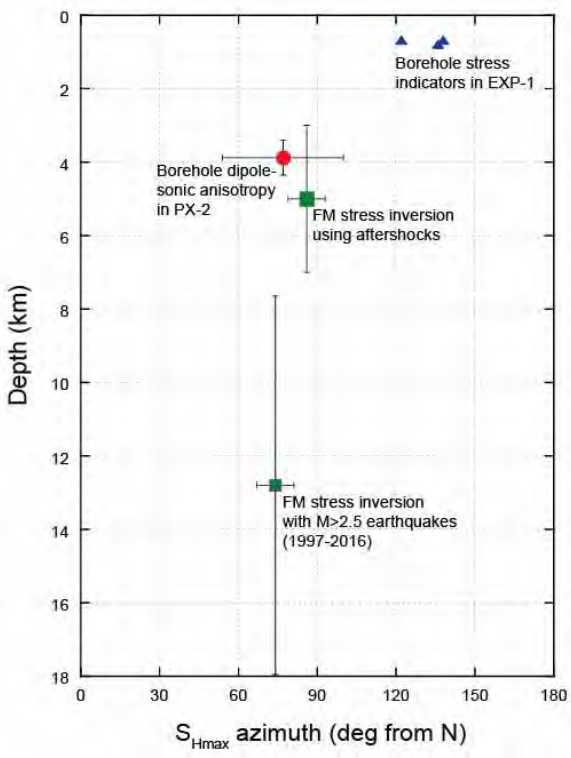


Fig. 4-5. The azimuth of the maximum horizontal principal stress (S_{Hmax}) as a function of depth estimated from various data around Pohang.

4.3. 포항지열발전 실증사이트 현장 응력장 크기

4.3.1. 연직응력

지하 심부의 지각응력을 표현하는 세 주응력(S_v, S_{hmin}, S_{Hmax}) 중 연직응력(S_v)은 상재하중(overburden)에 의해 가해진다는 가정 하에 해당 심도 상부의 암석 중량 또는 밀도를 이용하여 독립적으로 산정할 수 있으며

$$S_v(z) = \int_0^z \rho(\eta) g \, d\eta$$

로 구한다. 여기서 z는 심도, ρ는 암석밀도, g는 중력가속도이다. 가능한 정밀한 S_v 산정을 위해 포항지역 심도에 따른 암석밀도 자료를 수집하였다. Fig. 4-6에 보인 암석밀도 자료는 지열사이트 부근 다른 시추공(BH-4, Yoon et al., 2011)과 지열 PX-2공의 코어 시편(Kwon et al., 2018)을 이용해 직접 측정한 자료이다.

2,000 m 상부의 암석밀도는 여러 암종의 교호에 의해 분산이 심하지만 전반적으로 심도에 따라 증가하는 추세를 보인다. PX-2의 4,219 m에서 회수한 코어시편을 이용해 측정한 밀도는 11회의 시험을 통해 측정한 가중치가 높은 결과이다. S_v 계산을 위해 1,500 m 상부는 주어진 밀도자료에 대한 선형회귀를 통해, 1,500 m 하부는 4,219 m 화강섬록암의 밀도로 대표된다는 가정 하에 연직응력을 산정하였다. PX-2 지열정 나공 구간 최상부인 심도 4.2 km에서의 연직응력은 106 MPa로 계산되었다.

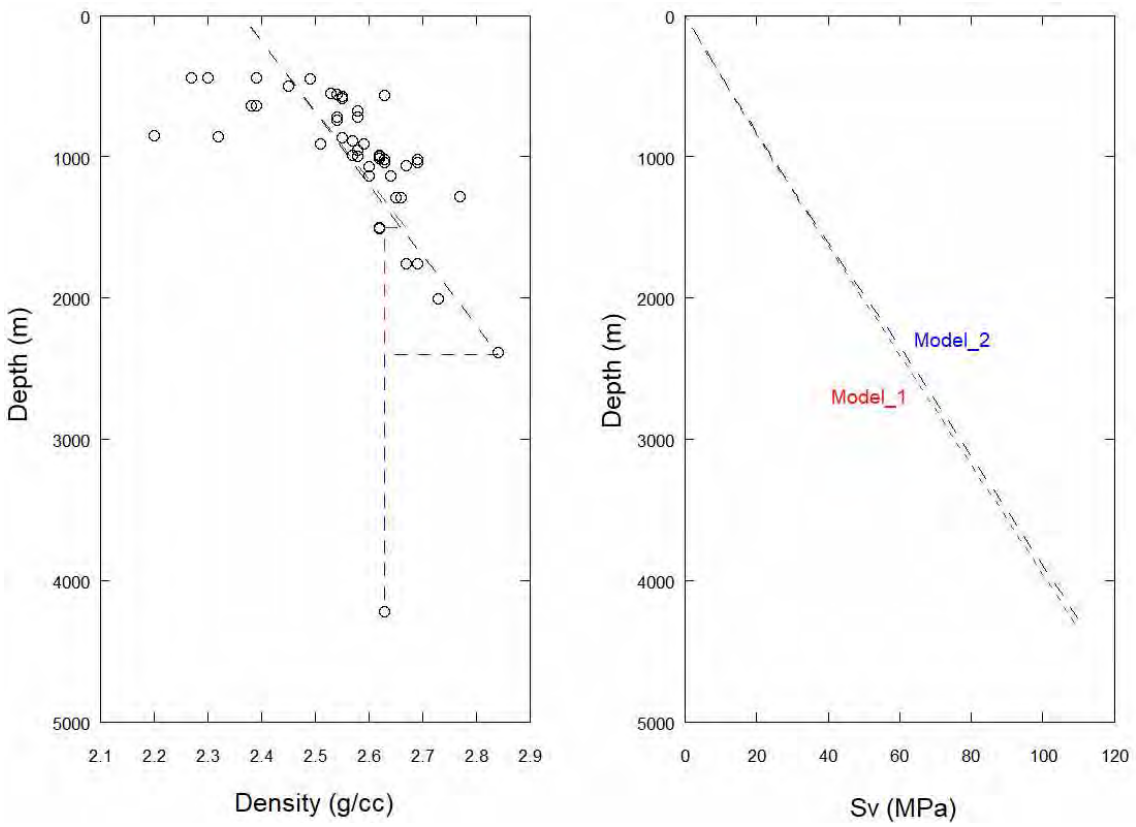


Fig. 4-6. Rock density measurements using cores extracted nearby borehole (BH-4) and PX-2.

4.3.2. 지진포컬메커니즘 역산자료로 부터의 응력 크기 정보

응력의 크기는 지하로 갈수록 증가하는 경향이 있어 이를 효과적으로 표현하기 위해 각 응력성분을 연직응력(S_v)으로 정규화한 형태로 표현한다. 시추공에서 수행되는 수압파쇄시험이나 borehole breakout, drilling-induced tensile fractures 등은 응력의 절대적 크기에 대한 정보를 제공하지만, 지진 포컬메커니즘 응력 역산 방법은 응력의 상대적 크기에 대한 정보만을 제공할 수 있다. 포항지열발전 실증사이트 인근의 EXP-1시추공에서 측정된 응력의 절대적 크기에 대한 정보는 Kim et al. (2017)이 보고하였으며 659~810 m의 심도에서 S_{hmin}의 경우 S_v의 0.8배, S_{Hmax}의 경우 S_v의 1.1~1.4배로 규명되었다.

지진 포컬메커니즘을 통한 응력역산을 통해 응력의 방향과 세 주응력의 상대적 크기에 대한 정보를 얻을 수 있으며 특히 역산과정에서 도출되는 R값은 응력의 절대크기는 제공하지는 못하지만 응력 크기의 특성에 대한 정보를 제공한다. R값은

$$R = (S_1 - S_2) / (S_1 - S_3)$$

이며 이는 최대 차응력(maximum differential stress, S_1-S_3) 구간에서 중간주응력(S_2)이 어디에 위치하는지를 나타내는 요소이다. S_2가 S_1에 접근할수록 R값은 0에 가까워지고, S_2가 S_3에 접근할수록 R값은 1에 가까워진다. 앞에서 계산된 포컬메커니즘 응력 역산 결과 8~18 km 심도의 광역 응력장, 3~7 km 심도의 여진 자료를 이용한 응력장의 경우에 R값은 각각 0.88과 0.87로 얻어져 S_2와 S_3의 크기가 상당히 유사하다는 점을 알 수 있다. 두 역산 경우 모두 포항지역 3 km 이하 심도에서 주향이동단층성 응력체계를 나타내어 $S_{Hmax} > S_v > S_{hmin}$의 크기 순을 보이며, 높은 R값은 S_2인 S_v와 S_3인 S_{hmin}이 큰 차이를 보이지 않는다는 점을 의미한다.

4.3.3. 시추공 주입자료로 부터의 응력 크기 정보

포항지열발전 실증부지 주입심도에서의 응력 크기에 대한 보다 직접적인 규명을 위해 PX-2와 PX-1 지열정에서 2016년 이후 수행된 수리자극 자료를 분석하였다. PX-2에서의 첫 번째 수리자극은 2016년 1월 29일부터 2월 20일까지 수행되었으며 PX-1공에서는 2016년 12월 15일부터 12월 27일까지 수행되었다(Fig. 4-7). 각 시추공에서 첫 주입 시기에는 수리자극에 의해 시추공 상태가 크게 교란되기 전 상태이므로 압력(pressure)과 주입률(injection rate) 자료가 응력 크기에 대한 정보를 제공할 가능성이 높다.

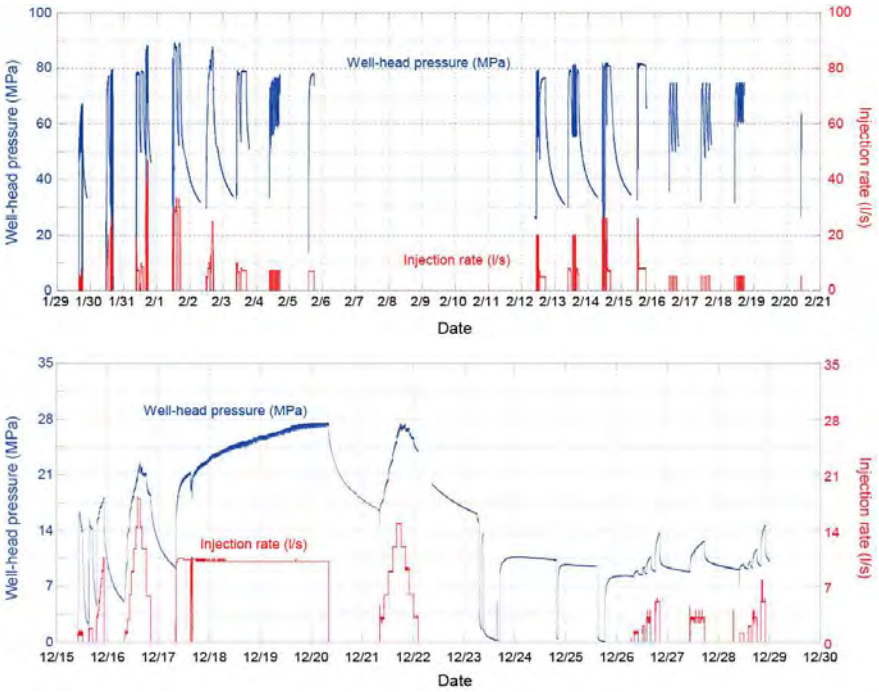


Fig. 4-7. First hydraulic stimulation pressure-time and injection rate-time curves in PX-2 and PX-1.

첫 번째 유형의 자료는 주입 초기 물 주입에 따른 시추공 압력 증가 양상을 보여주는 자료이다. PX-2의 경우 첫 3일 동안(2016년 1월 29~31일) 매일 수리자극 후 bleed off 하여 well-head pressure를 제거하였으며 그로 인해 매일 압력곡선을 갱신하여 관찰할 수 있다. 첫 3일 동안 물 주입량에 따른 압력 증가 곡선은 초기에 거의 동일한 형태로 선형증가 하였다(Fig. 4-8a). 압력을 최대한 증가시키지 않은 Day 1을 제외하고 Day 2와 Day 3에서 공히 약 64~66 MPa의 압력에 도달했을 때 선형에서 벗어나는 양상을 보였다. 물 주입 초기 압력의 동일한 선형 증가 양상은 케이싱과 나공 전 구간에 걸쳐 시추공이 잘 밀폐되어 있으며 탄성변형하고 있다는 사실을 보여준다. 주입량에 따른 압력증가 곡선이 주어진 압력에서 선형성에서 벗어나는 이유는 a) 나공 구간에서 수압파쇄에 의한 새로운 균열의 형성되어 누수 되었을 가능성과 b) 기존 자연균열의 개방에 의한 누수 때문으로 해석할 수 있다. 140 m에 달하는 PX-2 나공 구간에는 다양한 방향의 자연 균열들이 존재할 것으로 판단되지만 가장 먼저 개방될 가능성이 있는 균열은 가장 개방 저항력이 낮은 최소압축 방향에 수직한 균열일 가능성이 가장 클 것이고 따라서 이 압력은 최소압축응력과 유사한 크기의 압력일 것으로 추정된다. Well-head에서의 64~66 MPa 압력이 가해지면 나공 구간(4,208~4,348 m)에는 105~109 MPa의 압력이 가해지게 되며, 이는 독립적으로 산정된 PX-2 나공 심도에서의 연직응력(S_v) 106 MPa과 매우 유사하다. 이 결과는 PX-2 나공 구간 심도에서 최소주응력(S_3)이 연직응력(S_v)일 가능성이 높음을 시사한다.

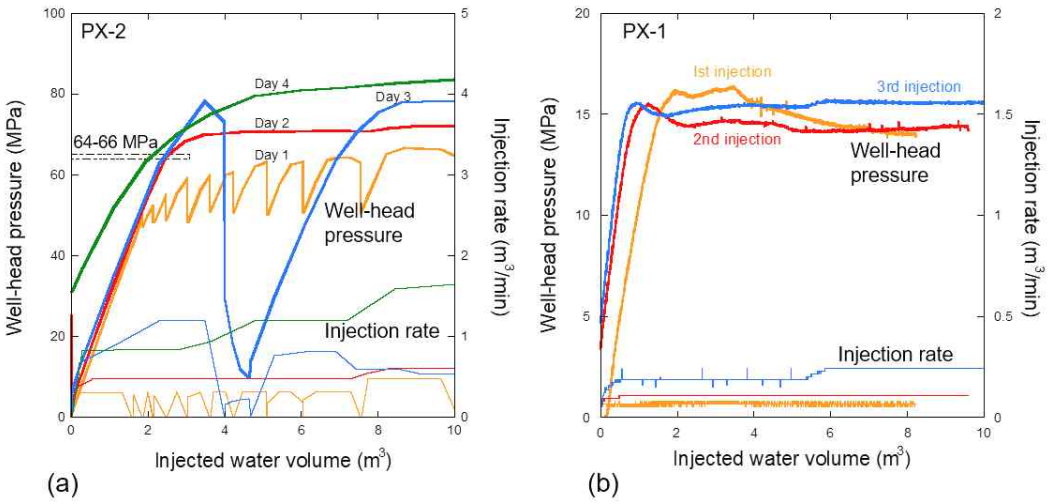


Fig. 4-8. Well-head pressure and injected water volume curves in (a) PX-2 and (b) PX-1.

같은 방법으로 분석하기 위해 PX-1에서 최초로 주입을 실시한 2016년 12월 15일 3회의 주입 자료는 Fig. 4-8b와 같다. 주입량에 따른 압력증가 곡선은 초기에 선형을 보이다가 well-head pressure가 약 15 MPa에 도달했을 때 공히 선형에서 벗어난다. 이 때 PX-1 나공 부분(MD: 4,049~4,362 m, TVD: 3,915~4,218 m)의 압력은 54~57 MPa에 해당한다. 이 압력은 이 심도에서의 연직응력(106 MPa)보다 현저히 낮은 압력이므로 최소수평주응력(S_{hmin}) 값으로 해석할 수 있으나, 그럴 경우 문제는 PX-2에서 관찰된 상당히 높은 수준의 압력 증가(105~109 MPa)를 절대 설명할 수 없다는 점에 있다. 만일 4.2 km 심도에서의 S_{hmin} 값이 54~57 MPa이

라면 PX-2에서도 이 정도의 압력에 도달했을 때 수압파쇄에 의한 누수가 발생해야하고 압력 곡선에 이 현상이 반영 되어야하기 때문에 PX-2에서 100 MPa 이상 선형으로 압력이 올라간 현상을 절대 설명할 방법이 없다.

반대로 PX-2에서 분석한대로 4.2 km 심도에서 최소주응력 S_3가 105 MPa이라면 PX-1에서의 낮은 압력 조건에서 누수 현상이 발생한 것은 설명 가능하다. PX-2에서 분석한 응력 조건 하에서 새로운 수압파쇄 균열(hydraulic fracturing)의 개방이나 기존 자연균열의 인장 개방(hydraulic jacking)을 통한 누수는 PX-1에서도 S_3를 초과하는 압력이 작용하지 않는 한 가능하지 않다. 대신 낮은 압력에서도 누수가 가능한 유일한 기작은 시추공에 존재하는 자연균열의 전단운동에 의한 균열면 확장(shear-induced dilation)과 그에 의한 균열 투수율(fracture permeability) 증가이다(Barton et al., 2009). 주어진 응력장 하에서 이러한 누수 시나리오가 가능한지 확인하기 위해서 15 MPa의 시추공 압력이 증가되었을 때 균열 전단에 기인한 누수가 가능한 균열들의 방향을 분석해 보았다. Fig. 4-9는 응력상태 S_v~S_{hmin}=106 MPa, S_{Hmax}=243 MPa을 가정하고 PX-1 지열정에서 물 주입에 의해 15 MPa의 압력 증가가 생겼을 때 전단운동이 가능한 균열의 방향들을 스테레오넷에 나타낸 결과이다. Fig. 4-9의 예에 보인 선 상에 극점이 놓이는 균열이 PX-1 나공 구간에 존재한다면 15 MPa의 압력 증가로 인해 이 균열에 전단이 발생하여 이를 통해 누수가 생길 수 있다. 이 정도의 체계적인 누수를 야기시킬 수 있는 불연속면이라면 그 크기도 클 것으로 보인다. 참고로 PX-1 주입 초기인 2016년 12월 17일과 18일에 발생한 세 건의 미소지진 자료(부록 A-3)를 이용하여 유추한 단층들의 극점을 표시하면 우연히도 이 방향들과 유사하다. 이들 세 단층들은 NNW-SSE의 주향을 갖는 공액단층조(conjugate set)를 이루고 있다. PX-1의 나공 구간에 이들 단층들과 유사한 방향성을 갖는 균열이 존재하면 이 균열들은 누수 통로의 역할을 한다.

이상의 PX-2와 PX-1에서 이루어진 수리자극 시험 결과 분석을 통해 PX-2의 압력 분석 결과가 응력의 크기를 지시하고 있음을 알 수 있으며, PX-1에서는 수압 증가에 의한 균열이나 단층의 전단운동에 의한 누수로 인해 응력의 크기를 지시하지 못한다는 점을 알 수 있다. 따라서 이후의 추가적인 응력 크기 분석은 PX-2의 자료를 이용하여 수행되었다.

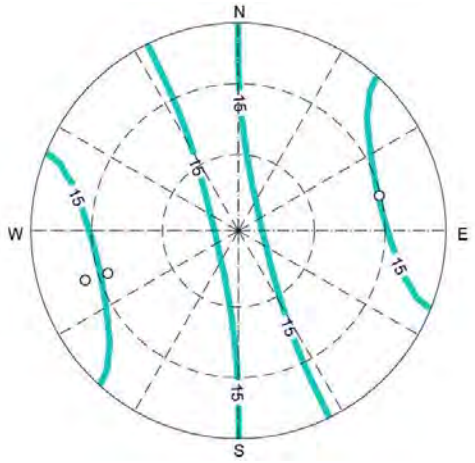


Fig. 4-9. Traces of pole orientations of natural fractures that can possibly play as leakage channel when PX-1 borehole pressure is raised by 15 MPa, which are depicted as cyan lines in the stereonet. Three circles indicate poles of faults estimated from the earthquake focal mechanisms that occurred during the initial stage of PX-1 injection (17~18 Dec 2016).

PX-2에서 2016년 2월 2일과 2017년 9월 4일에 Step-rate test (SRT)가 수행되었다. 이 시험은 주입률을 단계적으로 증가시켜 가면서 well-head pressure가 어떻게 증가되는지를 측정하여 시추공에서 어떤 일이 발생하는지를 추적하는 시험이다. 결과적으로 말하면 이 시험을 통해 최소수평주응력(S_{hmin})의 크기를 유추할 수 있다(Krietsch et al., 2018). Fig. 4-10에 보인 두 SRT 자료는 일정한 주입률을 단계적으로 증가시키면서 압력 변화를 모니터링 한 결과를 보여준다. 두 SRT 결과에서 공히 주입률이 증가함에 따라 도달한 최대 압력의 변화 양상이 이중선형의 형태를 보인다. 즉, 주입 초기와 후기에 압력 증가 양상이 현저하게 차이가 나는데, 그 이유는 어느 압력부터 시추공 나공에서 균열의 추가 개방에 의한 물의 누수가 발생하여 압력 증가 양상이 주입 초기보다 더뎌지기 때문이다. 이 well-head 압력이 2016년 2월에는 81 MPa, 2017년 9월에는 79 MPa로 규명되어 두 시험 간에 상당한 시차가 있음에도 유사한 결과를 얻었다. 이 압력에 도달했을 때 시추공 나공 구간과 그 주변으로 개방되기 용이한 방향의 균열이 개방되면서 누수가 발생한 것인데 이러한 균열은 S_v 다음으로 큰 응력, 즉, S_{hmin}에 수직한 방향의 균열이며, 이때의 압력은 S_{hmin}의 크기를 지시한다. 두 SRT로부터 규명한 S_{hmin}의 크기는 4.2 km심도에서 120~122 MPa로 계산되며 동일 심도의 연직응력(106 MPa)보다 크다. 이 결과로부터 Fig. 4-8a에서 규명한 106 MPa은 S_v를 측정한 압력일 가능성이 높고 SRT에서는 추가로 S_{hmin}의 크기를 측정했을 가능성이 높음을 알 수 있다.

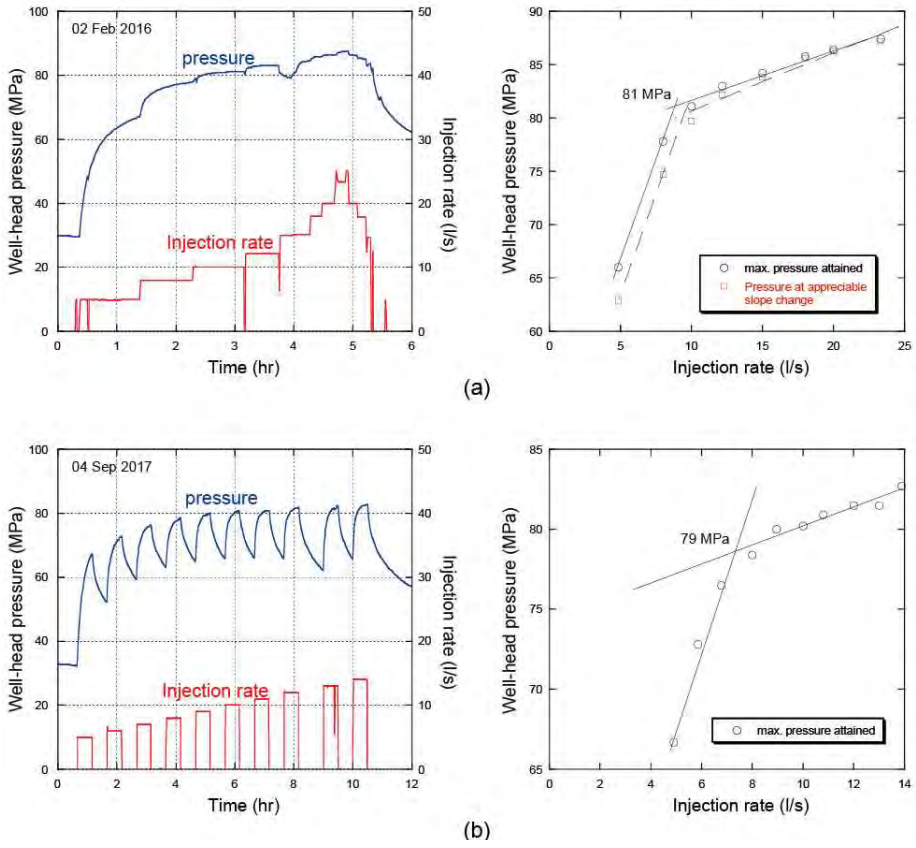
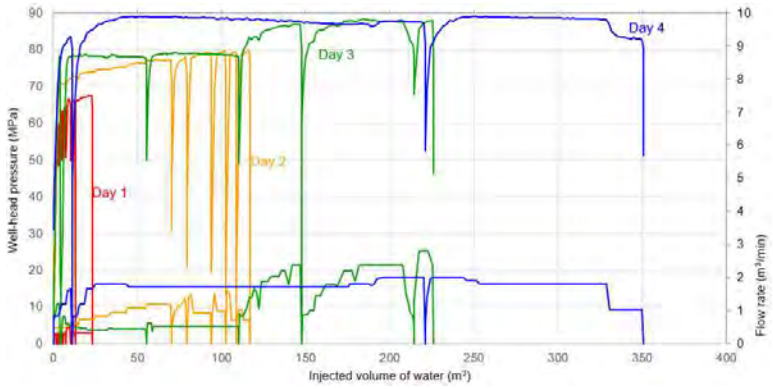


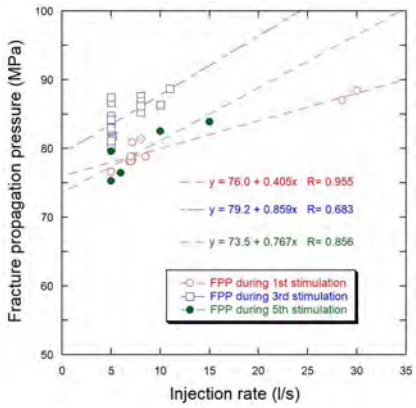
Fig. 4-10. Step-rate test results in PX-2 on (a) 02 Feb 2016 and (b) 04 Sep 2017.

마지막으로 응력의 크기를 추정하기 위해 분석한 자료는 균열전파압력(fracture propagation pressure, FPP)이다. PX-2의 여러 번의 주입에서 일정한 주입률로 지속적으로 물을 주입하여 측정된 압력 자료는 시추공을 벗어난 주변에서의 최소주응력의 크기에 대한 정보 제공할 수 있는데, 그 예가 Fig. 4-11a에 제시되어 있다. 이들 결과는 일정한 주입률로 지속적으로 물을 주입할 경우 압력이 거의 일정한 수준을 유지하는 경향을 보인다. 이 압력에서 시추공 주변으로 균열이 지속적으로 확장되면서 주입된 물이 확장된 균열로 누수 되어 압력이 일정하게 유지된다. 이 때 균열의 벌어지는 개방 방향은 암체에 작용하는 압축응력이 가장 낮은 최소주응력 방향으로 발생하게 되며, 이에 따라 균열의 확장 방향은 최소주응력에 수직한 방향이 된다. 즉, FPP는 균열에 수직한 응력을 초과하면서 균열을 확장시키므로 최소주응력의 크기에 대한 정보를 제공한다.

PX-2에서 수행된 세 차례의 수리자극에서 균열전파압력과 주입률을 측정하여 모두 도시하면 Fig. 4-11b와 같다. 이 결과는 주입률이 높아지면서 FPP 또한 증가하는 양상을 보여준다. 세 차례의 수리자극 결과로부터 각각 선형회귀 방법으로 추적한 zero injection rate의 압력은 74~79 MPa의 범위로 얻어졌으며 이를 4.2 km 심도에 적용하면 약 115~120 MPa의 범위로 구해진다. 이 값은 연직응력 보다는 명확히 높으므로 그 보다는 높은 S_{hmin}의 크기를 지시하는 것으로 보인다.



(a)



(b)

Fig. 4-11. (a) Example of nearly constant pressures (fracture propagation pressures) attained at different constant injection rates and (b) their trend as a function of injection rate.

이상의 PX-2에서 얻은 모든 결과를 종합하면 S_v는 106 MPa, S_{hmin}은 115~121 MPa로 구해지며 포항지열 사이트 하부 4.2 km에는 S_v와 S_{hmin}이 비슷한 가운데, 엄밀하게 $S_v < S_{hmin} < S_{Hmax}$의 순을 갖는 역단층성 운동에 유리한 응력체계임을 보여준다.

마지막 남은 응력성분인 S_{Hmax}의 크기는 직접 크기를 지시하는 자료가 부재하므로 주어진 응력장에서 가장 전단운동하기 용이한 단층의 마찰에 의해 S_{Hmax}의 크기가 제한된다는 일반적인 가정 하에 설정하였다(Townend and Zoback, 2000). 응력의 크기를 제한하는 가장 전단운동하기 용이한 단층의 마찰계수(μ)는 보통 보수적으로 가정하는 값인 0.6으로 가정하였다(Townend and Zoback, 2000). 이러한 가정 하에 최대수평주응력은(Zoback, 2010)

$$S_{H\max} = (\sqrt{\mu^2+1}+1)^2(S_v - P_p) + P_p$$

으로 계산할 수 있는데 이를 통해 산정한 S_{Hmax} 값은 4.2 km 심도에서 243 MPa이다. 지금까지의 분석을 통해 규명된 주입 심도에서의 응력모델은 Table 4-1에 요약하였다.

Table 4-1. Constrained stress model in Pohang geothermal site.

Parameter	Value	Brief explanation
Target depth	4.2 km	PX-2 injection depth
S_v	106 MPa	based on density measurements in cores extracted from a nearby hole (BH-4) and PX-2
P_p	41.3 MPa	assumed hydrostatic
S_{hmin}	115~122 MPa	from step-rate tests and fracture propagation pressure analysis in PX-2
S_{Hmax}	~243 MPa	constrained by Coulomb friction limit (μ=0.6) along the optimally oriented faults for slip
S_{Hmax} azimuth	N77°E	from borehole dipole sonic data
Stress regime	Reverse faulting	based on borehole-scale stress estimations
R	0.88~0.93	$R = (S_1-S_2)/(S_1-S_3) = (S_{Hmax}-S_{hmim})/(S_{Hmax}-S_v)$

4.3.4. 응력장과 포항지진 단층의 운동학적 상관관계

규명된 응력장이 포항지진을 유발한 단층운동의 운동학적(kinematics) 특성과 일치하는지에 대한 분석을 통해 규명된 응력장의 신뢰성을 검토하는 시도를 하였다. 포항지진을 발생시킨 단층은 지진자료 분석을 통해 자세와 면선각(rake)으로 표현되는 미끌림 방향이 규명되었다. PX-2 지열정 주입 과정에서 발생한 여러 지진들의 진원분포를 통해 단층면의 주향과 경사는 214°/43°로 규명되었으며 포항지진의 main-shock focal mechanism solution 중 이러한 방향을 갖는 단층면해의 면선각은 122~136° 범위에 있는 것으로 분석되었다.

주어진 단층면 상에서의 미끌림 방향은 응력의 방향과 크기에 의해 좌우되기 때문에, 본 연구에서 규명된 응력장이 이러한 단층운동을 발생시킬 수 있는지를 확인하기 위한 간단한 모델 분석을 시도하였다. Fig. 4-12에

보인 모델 결과는 최대수평주응력 방향과 R값으로 표현된 응력 비(stress ratio)에 따라 214°/43°의 자세를 갖는 단층면에서 어떤 방향의 미끌림이 발생하는지를 면선각으로 표현한 결과이다. 지진 자료를 통해 규명한 면선각 122~136°가 가능한 S_{Hmax} 방위각과 R값의 조합을 점선으로 표현하였다. 본 연구를 통해 규명된 응력 조건에서는 주어진 포항지진 단층면상에서 140°의 면선각을 보이며 단층운동이 발생하는 것으로 나타나 지진자료를 통해 규명된 결과와 4°의 차이를 보이며 거의 일치하는 결과를 보인다. 즉, 본 연구를 통해 규명한 응력상태는 지진자료를 통해 규명한 실제 단층운동의 운동학적 거동과 거의 일치한다.

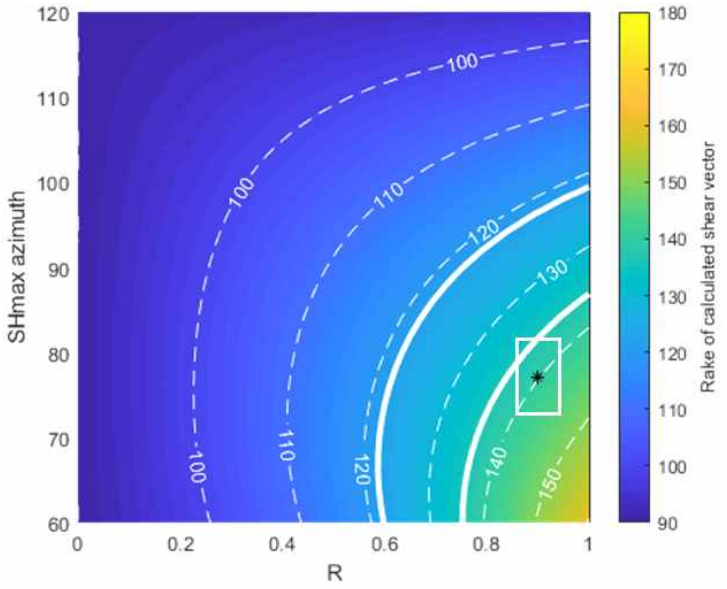


Fig. 4-12. Modelled rake on the Pohang fault plane as a function of S_{Hmax} azimuth and R value for the verification of the constrained stress model using kinematics of the Pohang fault.

4.4. 포항지진 유발 단층의 응력상태

4.2 km 심도의 주어진 응력장 하에서 단층의 방향에 따른 전단성향(slip tendency)을 구하면 Fig. 4-13의 스테레오넷과 같다. 이 결과는 단층의 방향에 따라 전단성향(단층면에 작용하는 전단응력/유효수직응력)이 0~0.6의 범위를 보이며 변화함을 보여준다. 포항지진을 유발한 단층면의 경우(214°/43°) 전단성향은 0.55~0.57로 얻어졌다. 즉, 포항지진을 발생시킨 단층은 지진발생 전, 가장 전단이 유리한 자세를 갖는 가상 단층의 전단성향(0.6)의 92~95% 수준의 높은 전단성향을 띠고 있음을 알 수 있으며 상당히 임계치의 전단응력을 받고 있음을 시사한다.

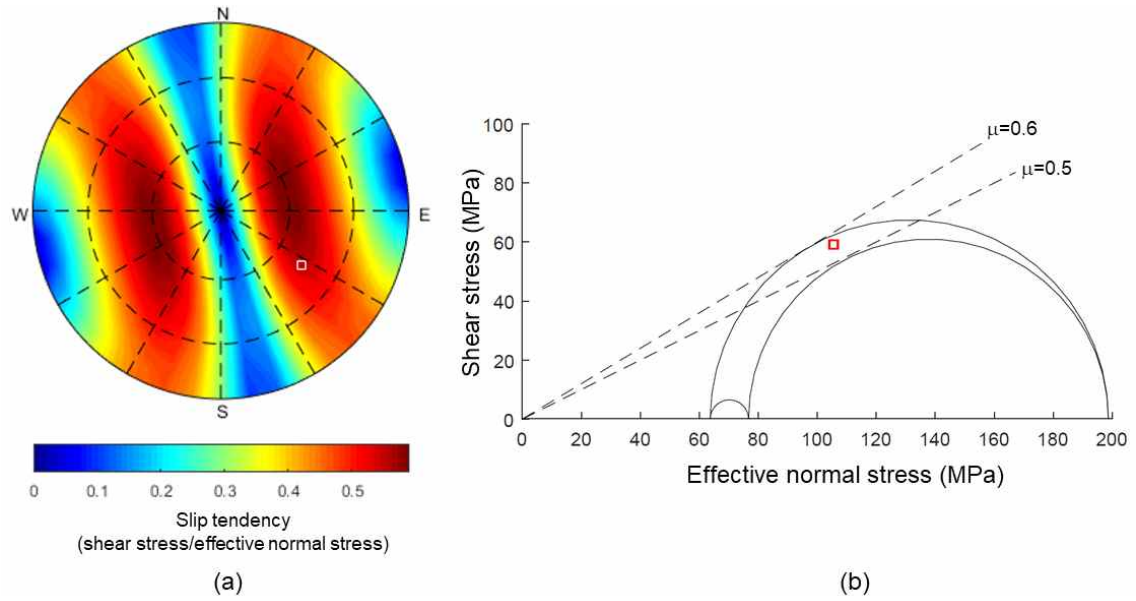


Fig. 4-13. (a) Slip tendency of the PX-2 (square) injection-related fault and (b) stress condition plotted in Mohr diagram.

4.5. 결론

본 연구를 통해 규명한 응력장 하에서 포항 지진을 발생시킨 단층의 전단성향은 정수압의 공극압 상태에서 0.55~0.57로 유추되었으며, 이는 주어진 응력장 하에서 가장 취약한 방향성을 갖는 단층에 비해 92~95% 수준의 높은 임계치의 응력상태에 있음을 시사한다.

현재까지 확보된 포항 지열발전 실증사이트 심부 불연속 물질의 전단물성으로는 PX-2 지열정 4.2 km 깊이에서 회수된 코어시편에 존재하는 자연균열의 마찰계수(0.53, Kwon et al., 2018)와 3.6 km 깊이로 부터의 시추 암편을 이용해 측정한 마찰계수(0.54~0.68)가 측정되었다. 이 결과는 포항지진을 일으킨 단층이 임계응력 상태이거나 이에 아주 근접한 상태에 있었음을 시사한다.

4.6. 참고문헌

Barton, C., Moos, D., and Tezuka, K., 2009, Geomechanical wellbore imaging: Implications for reservoir fracture permeability. AAPG Bulletin, 93, 1551-1569.

Brie, A., Endo, T., Hoyle, D., Codazzi, D., Esmersoy, C., Hsu, K., Denoo, S., Mueller, M.C., Plona, T., Shenoy, R., and Sinha, B., 1998, New directions in sonic logging. Oilfield Review, 10, 40-55.

Chang, C., Lee, J.B., and Kang, T.-S., 2010, Interaction between regional stress state and faults: Complementary analysis of borehole in situ stress and earthquake focal mechanism in southeastern Korea. Tectonophysics, 485, 164-177.

Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., and WSM Team, 2016, World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services, http://doi.org/10.5880/WSM.2016.001.

Hong, T.-K. and Choi, H., 2012, Seismological constraints on the collision belt between the North and South China blocks in the Yellow Sea. Tectonophysics, 570, 102-113.

Jun, M.-S., 1991, Body-wave analysis for shallow intraplate earthquakes in the Korean Peninsula and Yellow Sea. Tectonophysics, 192, 345-357.

Kim, H., Xie, L., Min, K.-B., Bae, S., and Stephansson, O., 2017, Integrated in situ stress estimation by hydraulic fracturing, borehole observations and numerical analysis at the EXP-1 borehole in Pohang, Korea. Rock Mechanics and Rock Engineering, 50, 3141-3155.

Krietsch, H., Gischig, V., Evans, K., Doetsch, J., Dutler, N.O., Valley, B., and Amann, F., 2018, Stress measurements for an in situ stimulation experiment in crystalline rock: integration of induced seismicity, stress relief and hydraulic methods. Rock Mechanics and Rock Engineering, 52, 517-542.

Kwon, S., Xie, L., Park, S., Kim, K.I., Min, K.B., Kim, K.Y., Zhuang, L., Choi, J., Kim, H., and Lee, T.J., 2018, Characterization of 4.2-km-deep fractured granodiorite cores from Pohang Geothermal Reservoir, Korea. Rock Mechanics and Rock Engineering, 52(3), 771-782.

Soh, I., Chang, C., Lee, J., Hong, T.K., and Park, E.S., 2018, Tectonic stress orientations and magnitudes, and friction of faults, deduced from earthquake focal mechanism inversions over the Korean Peninsula. Geophysical Journal International, 213, 1360-1373.

Townend, J. and Zoback, M.D., 2000, How faulting keeps the crust strong. Geology, 28, 399-402.

Yoon, W. et al., 2011, Annual Report for Technology Development of Geothermal Demonstration Plant for M_W Class. KETEP.

Zoback, M.D., 2010, Reservoir geomechanics. Cambridge University Press.

제 5 장

지진 분석
Seismological Analysis

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

요약 / Abstract

2017년 11월 15일 포항지진 본진과 이전 지진활동에 대한 지진원 분석을 수행하였다. 진앙 주변에서 수행된 다양한 지구물리탐사와 시추공 조사 결과 및 광역 속도 모델을 토대로 1차원 지진파 속도 모델을 결정하여 지진원 분석에 사용하였다. 실증연구시설을 중심으로 2009년 1월 1일부터 2017년 11월 15일 본진까지 총 520개 지진을 식별하고 진원 결정이 가능한 지진의 규모를 측정하였다. EGS 활동과 지진 발생 사이의 연관성 분석을 위한 98개 지진을 분류하고 정밀 지진 위치 분석을 수행하였다. 진앙은 PX-2 지열정을 기준으로 주로 북서쪽에 위치하고 있으며, 진원 깊이는 3.5~4.5 km 범위에 있다. 포항 본진의 진원은 위도, 경도, 깊이가 각각 36.1061°, 129.3726°, 4.27 km이며, 규모는 M_W 5.5, 단층면의 주향, 경사, 미끌림각을 각각 214°, 51°, 128°로 결정하였다. 정밀 지진원 분석 결과를 주입 시기에 따라 PX-1 지열정 주입 시기(G1)와 PX-2 지열정 주입 시기(G2)로 분류하였다. G1 진원은 북서-남동 방향, G2 진원은 북동-남서 방향을 따라 분포한다. G2 진원 분포는 N214°E/43°NW인 평면으로 근사되며, G2 근사 평면은 포항 본진의 단층면해와 유사하다. G2 근사 평면 상에서 지진은 순차적으로 PX-2 지열정 굴착 시기에 발생한 이수 누출 지진의 진원으로부터 포항 본진의 진원 방향으로 이동하였다. G2 근사 평면을 PX-2 지열정 방향으로 연장하면, 약 3,800 m 깊이에서 PX-2 지열정과 교차한다. 이 깊이는 PX-2 지열정 파손으로 추정되는 깊이(3,783 m 하부)에 상응한다.

Seismic analysis for the November 15, 2017 Pohang earthquake and its preceding events was carried out. Based on various geophysical explorations around the epicenter, well-log results, and crustal velocity models of South Korea, a 1-D seismic velocity model was established and used for the analysis. A total of 520 earthquakes were identified during the period from January 1, 2009 to the occurrence of the mainshock in November 15, 2017. and magnitudes of locatable events were determined. For the investigation, we selected 98 earthquakes and performed a precise location analysis. The epicenters of the earthquakes are located in the northwest from the PX-2 well, and the depths are in the range of 3.5 to 4.5 km. The strike, dip, and rake of the fault plane of the mainshock were determined as 214°, 51° and 128°, respectively, and the mainshock was located at 36.1061°N, 129.3726°E, and a depth of 4.27 km. Moment magnitude (M_W) of the mainshock was determined to be 5.5. The results enable us to classify the earthquakes into PX-1 and PX-2 groups (G1 and G2), respectively. The epicenters of G1 group are distributed along the northwest-southeast direction and those of G2 along the northeast- southwest direction. The hypocenters of G2 group can be approximated by a plane of N-214°E-/-43°NW. It is shown that the G2 plane is similar to the fault plane solution of the mainshock and also found that the hypocenters of the G2 migrate sequentially from the earthquakes occurred during the drilling of the PX-2 well to the direction of the mainshock on the G2 plane. If the G2 plane is extended to the PX-2 well, it meets the PX-2 well at a depth of about 3,800 m. This depth corresponds to a depth (below 3,783 m) where the failure of the PX-2 well was inferred.

5.1. 서론

2017년 11월 15일 14시 29분(지역시간; UT+9h) 국지 규모(M_L) 5.4의 지진이 한반도 남동부에 위치한 경상북도 포항시 흥해읍에서 발생하였다. 이 지진은 기상청이 지진관측망을 운영하기 시작한 1978년 이후 한반도에서 발생한 두 번째로 큰 규모이며, 이 기간 동안에 가장 큰 인명과 재산피해를 일으킨 지진이다.

이 지진의 진앙 인근에서는 지열발전 실증연구 프로젝트가 진행되었으며, 약 4 km 깊이에 이르는 두 개의 시추공을 굴착하였다. 다섯 차례의 수리자극 시험이 수행되었으며, 최종 수리자극 시험을 실시한 2017년 9월 이후 약 2개월이 경과한 시점에서 포항지진의 본진이 발생하였다. 이후 크고 작은 여진활동이 수개월 이상 지속되었다.

이 연구에서는 2017년 11월 15일 포항 지진 본진과 지열정 수리자극 시험의 상관성 여부를 파악하기 위하여 본진과 실증연구시설 인근에서 본진 이전에 발생했던 지진활동을 조사하고 정밀 분석하였다.

5.2. 지진 자료

이 연구는 본진과 그 이전에 실증연구시설 인근에서 발생한 지진들을 대상으로 한다. 지진 활동 조사와 분석을 위하여 사용한 지진파형 자료는 해당 기간에 운영된 세 종류의 지진관측망에 기록된 것이다. 첫 번째 관측망은 기상청, 한국지질자원연구원, 한국수력원자력에서 운영 중인 상시관측망으로 광대역 속도계, 단주기 속도계, 가속도계로 구성되어 있으며 본진을 기준으로 진앙 거리 약 50 km 이내의 지진계에 기록된 자료들을 주로 사용하였다. 또한 본진의 규모 비교 및 일부 지진의 단층면해 결정에는 더 먼거리에 있는 지진계의 자료를 추가적으로 사용하였다. 두 번째 관측망은 실증연구와 관련하여 설치된 지진계들로 구성되어 있으며, 11개의 지표면 속도계, 100~150 m 깊이에 설치된 9개의 시추공 지진계, 2017년 7월부터 한 달간 운영된 PX-2 지열정 지하 1.36 km 하부부터 10 m 간격으로 1.52 km 깊이까지 17개의 센서로 이루어진 시추공배열식 지진계(borehole geophone array), 1~3차 수리자극 시험 기간 중 PX-2 지열정 하부 1.35~1.55 km에서 운영된 (2016.01.27~2016.02.02; 2016.12.14~2017.01.11; 2017.04.05) 수직탄성파탐사 지오폰 배열(Vertical Seismic Profile), 그리고 PX-2 지열정에서 남서쪽으로 약 2 km 떨어진 지점의 지표 지진계(POH01)와 약 2.3 km 깊이에 설치된 시추공 지진계(BH4)로 구성되어 있다. 마지막 세 번째 관측망은 포항 지진 본진 발생 직전에 설치된 임시 관측망(Kim et al., 2018)으로, 본진을 기준으로 진앙 거리 3 km 이내 지역에서 운영된 8개의 단주기 속도계로 구성되어 있다(Fig. 5-1).

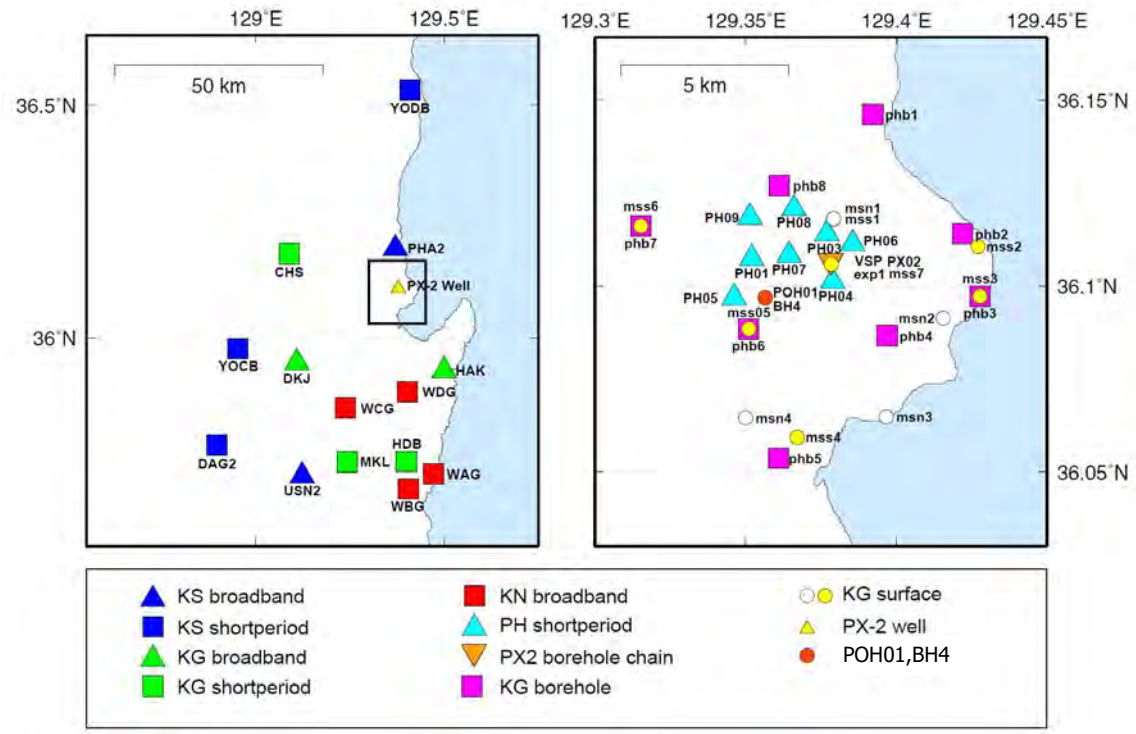


Fig. 5-1. Location map of seismic stations used in this study.

5.3. 속도 모델

수리자극 시험과 지진의 연관성을 분석하기 위해서는 진원을 정확하게 결정해야 한다. 진원은 P파와 S파의 주시 자료와 속도 모델의 결합으로 결정되며, 지진파 속도 모델에 따라 수 km의 진원 차이가 발생할 수 있다. 따라서 한반도 전체에 통용되는 일반적인 지진파 속도 모델을 사용할 경우 진원의 불확실성이 커진다. 이를 줄이기 위해서는 실증연구시설 인근을 대표하는 국지적인 지진파 속도 모델 개발이 필수적이다.

지진파 속도 모델은 지진파 속도의 변화를 기준으로 층 경계가 결정되며, 암상이 다르면 물리적인 특성도 달라지기 때문에 속도가 변화한다는 가정으로 층 경계를 설정하였다. 하지만 암상이 바뀌어도 속도의 변화가 없다면, 지진파 속도 모델에서는 같은 물리적 특징을 갖는 층으로 정의할 수 있다. 실증연구시설 주변을 포괄하는 기존 지질단면도와 속도 자료를 토대로 6개의 천부층과 Kim et al. (2011)에서 제시한 경상분지 광역 속도 모델을 이용하여 3개의 심부층으로 속도 모델의 층 경계를 설정하였다.

제 1층과 제 2층의 P파 속도는 이 지역에서 수행된 탄성파 탐사 자료의 굴절법 해석을 통하여 결정하였고, S파 속도는 지표 관측소와 110~150 m 사이에 설치된 시추공 관측소의 S-P파의 주시 차이를 이용하여 결

정하였다. 제 3층의 속도는 PX-2 지열정의 1,360 m와 1,520 m 깊이에 설치된 시추공 지진계에서 2017년 8월 13일 M_W 1.2 지진(201708132142a; 지진 ID는 부록 A-3 참조)을 기록한 자료의 주시 차이를 이용하여 결정하였다. 제 4층과 제 5층의 P파 속도는 이들 층의 속도 결정에 필요한 정보가 부족하기 때문에, 제 3층과 제 6층의 속도 범위에서 0.01 km/s 간격으로 속도를 변화시키며 진원을 반복적으로 결정하는 격자 탐색 방법을 사용하였다. 제 4층과 제 5층의 S파 속도는 제 6층에서 계산된 Vp/Vs 비를 이용하여 결정하였다. 제 6층의 속도는 시추공 검층 자료를 이용하여 결정하였으며, P파와 S파 속도는 각각 5.85, 3.31 km/s이다. 심부층에 해당하는 제 7층, 제 8층, 제 9층의 속도는 실증연구시설을 포함하는 경상분지 속도 모델로 제시된 Kim et al. (2011)의 결과를 사용하였다. 이들 심부층 광역 속도 모델을 제 6층까지의 천부층 속도모델과 결합하여 Fig. 5-2와 Table 5-1과 같은 1차원 지진파 속도 모델을 결정하였다.

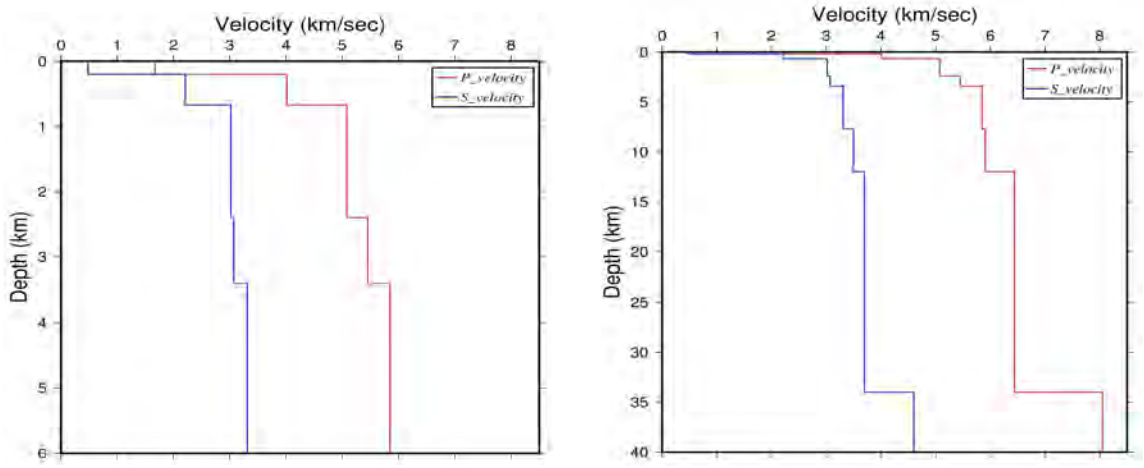


Fig. 5-2. Local 1-D velocity model developed in this study.

Table 5-1. Local 1-D velocity model and its description.

Top of layer (km)	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	Vp/Vs ratio	Remark
0.000	1.67	0.48	3.48	Refraction analysis and comparison of phase arrival times
0.203	4.01	2.21	1.81	Refraction analysis and comparison of phase arrival times
0.67	5.08	3.03	1.68	Comparison of phase arrival times and check shots
2.4	5.45	3.07	1.78	Measurement of the least arrival time error
3.4	5.85	3.31	1.77	Well logging data
7.7	5.91	3.51	1.68	Regional model
12.0	6.44	3.70	1.74	Regional model
34.0	8.05	4.60	1.75	Regional model

5.4. 지진 검출

개별 지진의 지진원 특성 분석에 앞서 template matching method (Shelly et al., 2007; Zhang and Wen, 2015; Kato et al., 2016)을 사용하여 실증연구시설 주변 지역에서 2017년 11월 15일 본진 이전에 발생한 지진들을 검출하였다. Template matching method는 관측된 지진 파형을 template으로 사용하여 동일한 관측소에 기록된 연속 파형 자료에서 template 파형과 유사한 파형을 상호상관(cross-correlation)을 이용하여 찾아내는 방법으로 신호 대 잡음비가 낮은 경우에도 지진을 검출할 수 있다는 장점이 있다. 본진 직전에 발생한 5개의 전진들을 포함하여, 본진 이전에 발생한 지진들 중 명확히 지진파형으로 판단되는 39개 지진의 파형을 template으로 사용하였다. 규모가 큰 지진들은 신호 대 잡음비가 커서 쉽게 검출이 가능하기 때문에 template matching을 통해서는 식별이 어려운 작은 규모의 지진들을 검출하는 것을 목표로 하였으며, 이에 따라 비교적 잘 관측된 작은 규모 지진들의 파형들로 template을 구성하였다.

수리자극 기간 뿐 아니라 사업 이전에 발생한 지진이 있는지 확인하기 위하여, 장기간 지진 관측이 이루어진 실증연구시설 인근의 상시 관측소중 가장 가까운 곳에 위치한 PHA2(혹은 PHA; 관측소의 공식 명칭이 변경되었으나 편의를 위해 앞으로 PHA2로만 부른다)에 기록된 2009년 1월 1일부터 본진 발생 사이의 연속 파형을 대상으로 지진을 검출하였다. 기상청에서 운영하는 PHA2 관측소는 PX-2 지열정을 기준으로 북쪽으로 약 10 km 떨어진 곳에 위치하고 있으며, 이 관측소의 단주기 속도 자료 중 sampling rate가 100 Hz인 것을 사용하였다. 한국지질자원연구원의 HAK 관측소가 상시관측망 중에서는 PX-2 지열정으로부터 두 번째로 가까우나, 실증연구시설로부터 거리가 약 23 km로 PHA2에 비해 두 배 이상 멀기 때문에 일관성 있는 분석을 위해 PHA2의 자료만을 사용하였다.

Template 파형은 S파 도달시간의 1초 전에서 3초 후까지 4초간의 시간창에 포함된 자료를 사용하였으며, 상호상관을 수행하기 전에 5-20 Hz의 대역통과 필터를 template 파형과 연속파형에 동일하게 적용하였다. 각 채널에서 계산된 correlogram을 중합(stack)하여 신호 대 잡음비를 향상시켰으며, 하루 단위로 중합된 correlogram으로부터 중앙값 절대 편차를 계산하고 그 값의 14배를 기준으로 설정하여 3,547개의 후보 지진들을 검출하였다. 검출된 후보 지진들의 파형을 육안으로 검토하여 검출 오류와 중복 검출된 지진들을 제거하였으며, 이 과정에서는 PHA2 이외의 관측소에 기록된 파형들도 보조적으로 사용하였다. 최종적으로 template matching을 이용하여 검출한 지진은 519개이다. Template으로 사용한 지진들과 규모차로 인한 주파수 특성의 차이로 template matching을 통해 검출되지 않은 본진을 포함하여, 총 520개의 지진을 분석하였다.

5.5. 진원 결정

지진의 진원을 정확하게 결정하기 위해 세 단계를 거쳤다. 첫 번째와 두 번째 단계에서 사용한 방법은 전통적으로 진원 결정에 많이 사용되는 single difference와 double difference 방법이며, 편의를 위해 앞으로 각각의 방법으로 결정된 진원들을 초기위치와 상대위치로 부른다. 마지막 단계에서는 2017년 8월 13일 21시 42분

37초(세계표준시)에 발생한 지진(201708132142a)의 상대위치와 동일 지진에 대하여 독립적인 방법으로 결정된 절대위치의 차이만큼 모든 지진의 상대위치를 이동시켰으며, 이 결과를 최종위치로 정의한다.

5.5.1. 초기위치

Single difference 방법의 기본적인 원리는 P파와 S파의 관측 시간과 이론적 도달시간의 잔차를 최소화하는 위치를 선형역산을 통해 결정하는 것으로, 실제 계산에는 Hypoellipse (Lahr, 1999)를 사용하였다. 앞서 본 연구의 분석 대상으로 삼은 520개 지진의 발생 시각을 기준으로 당시에 운영되던 지진계들에 기록된 지진파형에서 P파와 S파의 도달시간을 육안으로 결정하여, 4개 이상의 도달시간이 측정된 경우만 초기위치를 역산하였다. 속도 모델에서 가정한 첫 번째 층의 깊이 보다 깊은 곳에 위치한 시추공 지진계(VSP stations, PX-2 borehole chains, and BH4 station)의 기록은 사용한 지진원 결정 프로그램(Hypoellipse)의 한계로 인하여 고도 보정만으로는 도달시간을 정확하게 보정할 수 없으므로, 위치 결정에서 제외하였다.

Template matching 방법을 거쳐 식별된 총 520개의 지진들 중 초기위치가 결정된 총 253개의 진앙을 Fig. 5-3에 도시하였다. 이 지진들을 PX-2 지열정으로부터 진앙거리와 진원 깊이를 기준으로 세 가지 유형으로 구분하였다. 첫 번째 유형은 진앙거리 5 km 이상에서 발생한 140개의 지진들로 최대 진앙거리는 62 km이다. 두 번째 유형은 진앙 거리 5 km 이내에서 발생하였지만 진원깊이가 10 km 보다 깊은 네 개의 지진들로 2013, 2015, 2016, 2017년에 각각 발생하였다. 세 번째 유형은 진앙거리 5 km 이내이면서 진원 깊이가 10 km 보다 얕은 109개의 지진이다. 첫 번째와 두 번째 유형의 지진들은 먼 진앙거리 또는 깊은 진원깊이로 미루어 수리자극 시험과의 직접적인 연관성은 낮은 것으로 판단된다. 본 연구의 목적은 지열발전 실증연구 활동과 지진 발생 사이의 연관성을 분석하는 것이기 때문에, 세 번째 유형의 지진들만이 본 연구의 관심 대상이다. 따라서 세 번째 유형에 속한 109개 지진들만 다음 단계의 정밀 위치 분석을 수행하였다.

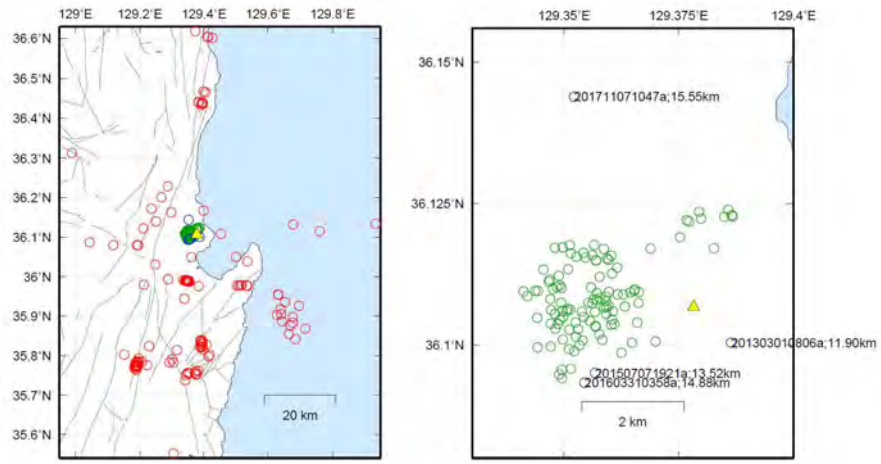


Fig. 5-3. Initial locations of 240 earthquakes detected by the template matching method. Yellow triangle represents the PX-2 well. Earthquakes whose epicentral distances are greater than and less than 10 km from the PX-2 well are denoted by red and green circles, respectively. Four earthquakes with focal depth greater than 10 km are plotted as blue circles. Event ID and focal depths of the four events are also represented. Geological lineaments and faults are shown as dashed lines.

5.5.2. 상대위치

초기위치를 기준으로 추가 분석 대상으로 선정된 지진들의 상대적인 위치 분포를 보다 정확하게 결정하기 위하여 동일 관측소에 기록된 여러 지진들의 관측과 이론 도달 시간의 상대적인 차이를 최소화 하는 double difference 방법을 적용하여 총 98개 지진들의 상대위치를 결정하였다. 이 때 역산에는 HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)을 사용하였다. 초기 위치가 결정된 109개의 지진들 중 측정된 도달 시각이 8개 미만이거나 상대도달시간 자료가 9개 미만인 11개의 지진들은 자료 부족으로 인하여 상대 위치 결정의 정확도가 떨어질 가능성이 높으므로 분석에서 제외하였으며, 초기 위치 결정 과정과 마찬가지로 사용한 속도 모델의 첫 번째 층 보다 깊은 곳에 설치된 지진계의 기록은 사용하지 않았다. Double difference 방법의 장점을 극대화하기 위해서는 동일 관측소에서 측정된 서로 다른 지진들의 상대 도달 시간을 정확하게 측정하는 것이 매우 중요하다. 상대 도달 시간을 정확하게 측정하기 위하여, 진원 위치와 지진발생 메커니즘이 유사하여 지진파형이 비슷한 자료를 이용하였다. 지진파 도달 시간차이는 P파(혹은 S파)의 파형 상호상관(waveform cross-correlation)을 이용하여 측정하였다. 이때 수동으로 측정된 P파와 S파의 도달 시간을 기준으로 -0.5에서 0.5초 사이 1초간의 파형 자료를 선별하고, 3차 스플라인 보간법(cubic spline interpolation)을 이용하여 sampling rate를 1,000 Hz로 증가시켰으며, 2~10 Hz의 대역통과 필터를 적용한 후에 상호상관을 수행하였다. 파형상호상관을 이용한 상대 도달시간 측정이 어려운 지진들 간에는 초기위치 결정에 사용되었던 도달 시간의 차이로 부터 상대 도달 시간을 측정하였다. 역산에는 대표적인 반복 선형 역산법(iterative linear solver)인 damped least-squares QR (LSQR) 알고리즘이 사용되었으며, 결정된 상대위치의 오차를 아래 두 가지 방법으로 추정하여 교차 검증하였다. 첫째, LSQR 결과에서 계산된 상대주시 잔차를 무작위로 샘플링하여 합성 상대주시 자료를 만들어서 다시 역산을 수행하였다(Waldhauser and Ellsworth, 2000). 이 과정을 200회 반복하여 결정된 상대위치 정보를 통계적으로 분석하여 오차를 추정하였다. 둘째, 상대 위치 결정 시 마지막 반복 과정에서 사용된 상대 주시 잔차 자료를 사용하여 구성한 선형 방정식으로부터 singular value decomposition (SVD)를 통해 최소 제곱 오차를 추정하였다. 첫 번째와 두 번째 방법을 통해 추정된 상대위치들의 x-, y-, z-방향의 평균오차는 2σ를 기준으로 각각 20, 13, 25 m와 15, 10, 19 m로 서로 큰 차이를 보이지 않는다.

5.5.3. 최종위치

수리자극 시험 기간에 발생한 지진들 중 2017년 8월 13일 발생한 M_W 1.2 지진(201708132142a)은 지표 지진계 이외에 PX-2 지열정 내부에 2017년 7월 26일에서 2017년 8월 23일까지 심부 1,360 m에서 1,520 m까지 10 m 간격으로 설치되어 운영된 시추공 배열식 지진계에도 기록되었다. 이 지진계에 기록된 P파와 S파의 도달 시각 차이와 P-wave 입자 운동 분석 결과를 이용하여 201708132142a 지진의 진원을 독립적인 방법으로 결정하고, 이를 tube wave를 사용하여 평가하였다(Grigoli, 2018, personal communication). 이 분석에서는 가장 가까운 거리에서 기록된 지진 자료를 활용하였으며, 전체 지진 가운데 유일하게 서로 독립적인 방법(주시와 입자운동, tube wave)을 이용하여 위치를 결정하였기 때문에 분석 결과의 신뢰도가 가장 높은 것으로 판단하였다. 따라서 본 연구에서는 이 결과를 최종위치 결정에 활용하였다. Grigoli (2018, personal communication)가 결정한 201708132142a 지진의 진원(위도 36.1117°, 경도 129.3734°, 깊이 4.21 km)과 본

연구에서 결정한 진원과의 상대위치 차이는 서쪽, 남쪽, 깊이(downward positive) 방향으로 각각 3 m, 430 m, -161 m이며, 이 값을 전체 지진의 상대위치에서 보정하여 최종위치를 결정하였다. 98개의 지진들의 진앙은 PX-2 지열정을 기준으로 주로 북서쪽에 위치하고 있으며, 북서-남동 및 북동-남서 방향의 분포를 갖는다 (Fig. 5-4). 본진의 최종위치는 위도, 경도, 깊이가 각각 36.1061°, 129.3726°, 4.27 km이며, 다른 지진들의 진원 깊이는 3.5에서 4.5 km 사이로 결정되었다.

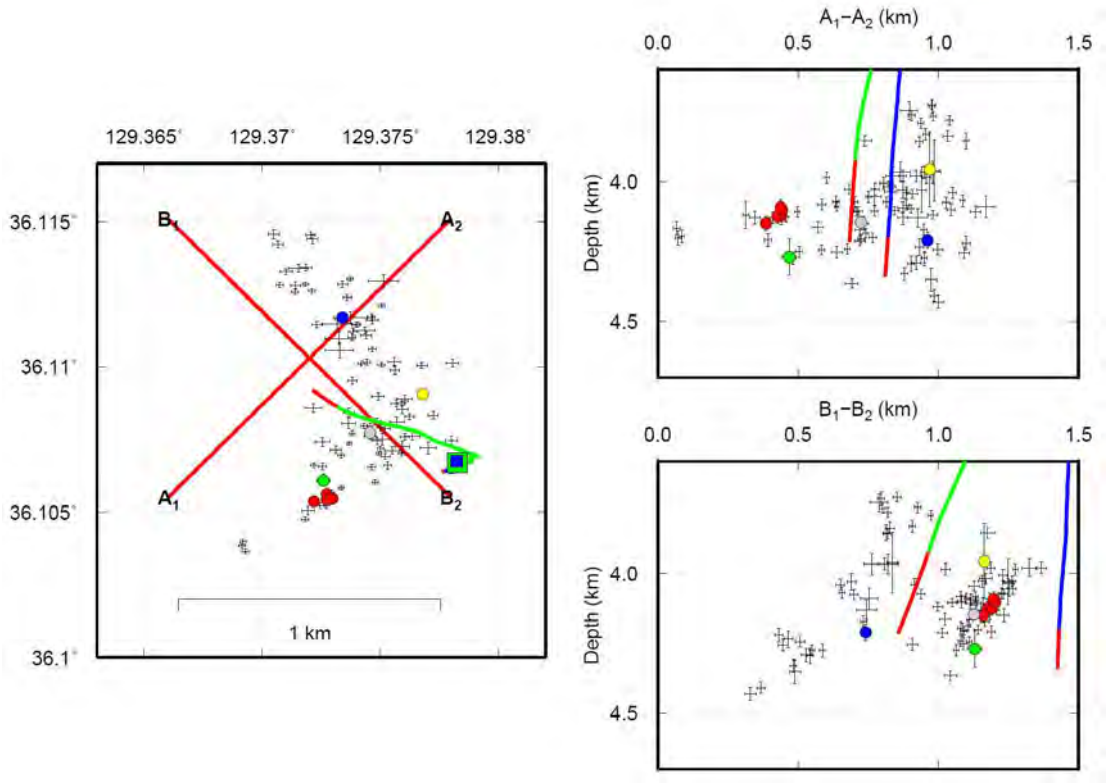


Fig. 5-4. Final locations of 98 earthquakes. Yellow, gray, and blue circles represent events 201511300352b, 201704150231b and 201708132142a, respectively. Five immediate foreshocks and the mainshock are denoted by red and green circles, respectively. Green and blue curves ended by red represent the PX-1 and PX-2 wells, respectively. Open sections of wells are shown in red curves.

5.6. 단층면해

최종위치 분포(Fig. 5-4)로부터 대략적인 단층면의 자세를 파악할 수는 있으나, 각각의 지진이 실제 어떤 단층운동에 의해 발생했는지를 파악하기 위해서는 단층면해가 필요하다. 단층면해를 결정하는 방법에는 여러

가지가 있으나, 이 연구에서는 P파의 초동 극성 정보를 이용하였다(Lay and Wallace, 1995). 수직성분의 지진 기록으로부터 P파의 초동 극성을 측정하였으며, 신호 대 잡음비가 낮아 구분이 어려운 일부 지진들의 경우 파형이 유사하면서 상대적으로 규모가 큰 지진 기록을 참고하여 극성을 결정하였다. 일부 시추공 지진계의 경우 수직성분 파형의 극성이 뒤바뀐 것으로 의심되는 경우가 발견되었다. 따라서 PX-2 지열정으로부터 남서쪽으로 37 km 떨어진 곳에서 발생한 단층면해가 잘 결정된 201612242129a 지진의 이론적 초동 극성을 각 관측소에 기록된 초동 극성과 비교하여 수직성분 파형의 극성을 확인하였으며, 필요할 경우 극성을 보정하였다. 단층면해 결정에는 위치 결정에서 사용하지 못한 깊은 곳에 설치된 시추공 지진계들도 사용하였으며, 초동 정보와 최종 위치를 바탕으로 HASH (Hardebeck and Shearer, 2002)를 사용하여 단층면해를 결정하였다. 각 지진에 대해서 1개까지의 극성 오차의 예외를 허용하는 단층면해의 후보들을 계산하고, 후보 단층면들의 평균값을 각 지진의 단층면해로 결정하였다. Hardebeck and Shearer (2002)에서 제시한 기준을 따라 결정된 단층면해의 품질을 평가하였으며, Qualiy A와 Quality B에 해당하는 지진들은 각각 28개와 25개이다. 포항 본진의 단층면해는 주향, 경사, 미끌림각이 각각 214°, 51°, 128°로 결정되었다(Fig. 5-5).

Zoback (1992)에 제시된 방법을 따라 단층면해로 부터 단층운동 형태를 분류하였고, 단층면해가 결정된 53개의 지진들 중 주향이동이 14개, 역단층이 22개, 주향이동과 역단층이 결합된 형태가 15개로 평가되었다. 정단층 지진은 발견되지 않았으며, 정단층과 주향이동이 결합된 형태는 1개가 발생하였다(Fig. 5-5). 분류된 단층 형태로 미루어 연구 지역에서는 주로 주향이동과 역단층 형태의 지진들이 발생하는 것으로 판단된다.

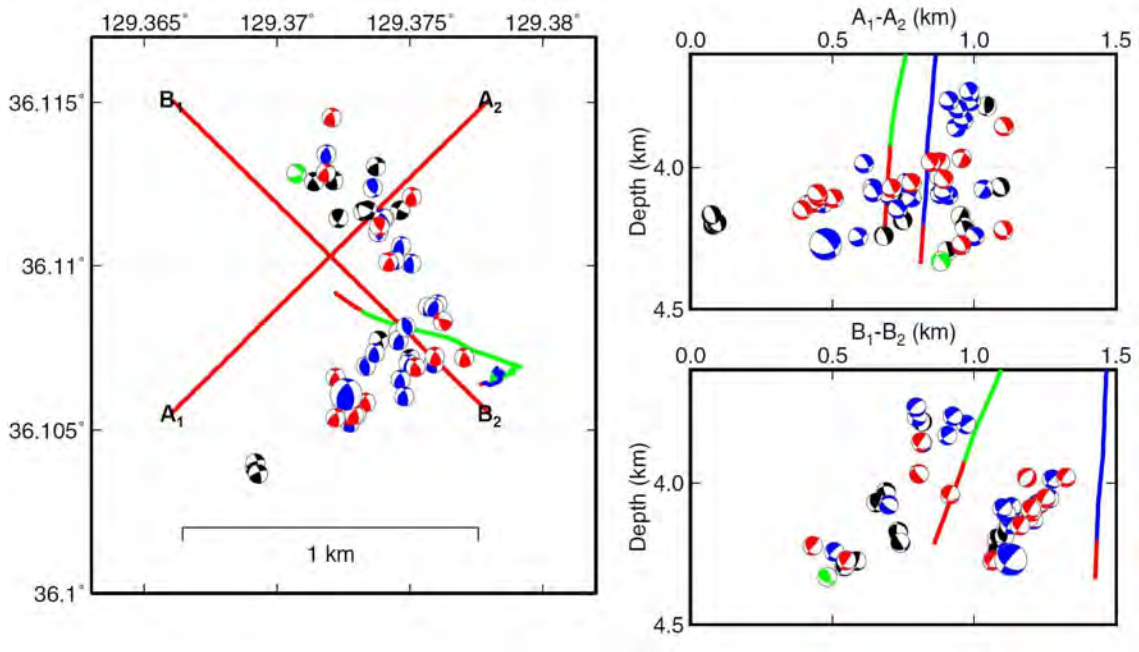


Fig. 5-5. Distribution of 53 focal mechanism solution. Colors of beachball diagrams represent faulting types according to the classification of Zoback (1992): Strike-slip (black), Thrust (blue), Strike-slip with thrust component (red), and Strike-slip with normal component (green).

5.7. 지진 규모 결정

식별된 총 520개의 지진 중에서 137개 지진의 규모를 결정할 수 있었다. 전통적으로 지진 규모는 소숫점 첫째자리까지 표현하지만, 규모 결정 과정과 결과를 설명하기 위해 여기서는 소숫점 둘째자리까지 표현하였다. 이 연구에서는 Sheen et al. (2018)에서 제시한 수직 성분 지진 규모식을 사용하여 수리자극 시험 동안 발생한 지진의 국지 규모(M_L)를 결정하였다. 그런데 상시 지진관측망에 속한 지진관측소 조차도 부지 특성에 기인한 관측소 규모 보정값이 수평 성분 자료의 경우 0.54 정도, 수직 성분 자료는 0.29 정도의 차이를 보이는 만큼 (Sheen et al., 2018), 안정적인 M_L 규모 결정을 위해서는 사용된 지진관측소의 관측소 보정값을 도출할 필요가 있다. 이를 위해 본진 이후 2017년 11월 16일부터 12월 31일까지 발생한 다수의 여진 자료를 사용하여 관측소 보정값을 결정하였다.

관측소 보정항을 사용하여 2015년 11월 30일부터 2017년 11월 15일 본진까지 실증부지 주변에서 발생한 지진들 중에서 40개 지진의 M_L 규모를 결정하였는데, 규모 0.15에서 5.33의 범위를 보이며 평균적으로 0.14 정도의 표준편차를 가지는 것으로 확인되었다. 그리고 2013년 3월 1일 실증연구시설 부근의 하부 약 12 km 지점에서 발생한 지진의 규모는 M_L 2.16으로 결정되었다.

부지 주변 약 50 km 이내에 있는 상시 지진관측망에 속한 11개의 광대역 속도계, 단주기 속도계와 가속도계 자료를 이용한 본진의 규모는 M_L 5.33±0.14로, 한반도 전역에 설치된 77개의 광대역 속도계를 이용한 규모는 M_L 5.34±0.18로 결정되어 서로 거의 동일한 값을 얻었다.

M_L 규모는 Richter (1935)의 정의에 따라 Wood-Anderson 변위계에서 지진을 관측한 것처럼 지진 자료를 모사해야 하며, 이 과정에서 저주파수 신호가 증폭된다. 이로 인해 모사된 Wood-Anderson 변위 자료에서는 미세한 진동의 최대 진폭을 측정하기 어려워, M_L 규모를 결정하지 못한 지진들도 많이 포함되어 있다. 이러한 72개의 지진은 이 연구에서 도출된 속도 또는 가속도 최대 진폭과 M_L 규모의 상관관계를 이용해 지진 규모를 결정하였다. 또한 template matching method를 이용하여 지진파가 식별된 지진들 중에는 진원 결정에 필요한 관측 자료의 수가 부족하여 정확한 진원을 결정하지 못한 지진들도 많이 포함되어 있다. 이러한 작은 크기의 지진들 중에서 PHA2 관측소에서 최대 진폭 식별이 가능한 지진 중 24개 지진의 규모를 추가로 결정하였는데, 규모 -1.30에서 규모 0.60 정도의 분포를 가진다. 이 지진들은 진원 오차를 고려할 때, 진원 오차에 따른 추가 결정된 지진 규모의 오차는 약 ±0.2 정도일 것으로 예상된다.

지진파의 최대 진폭을 이용해 규모를 결정한 137개 지진 중에서 48개 지진의 모멘트 규모(M_W)를 시간 영역 또는 주파수 영역에서 결정하였다. 이를 위해 지진원 근처에서의 암석 밀도를 2.8 g/cm^3, P파의 속도를 6 km/s로 가정하였다. 시간 영역에서의 M_W 규모 결정은 Tsuboi et al. (1995)와 Prejean and Ellsworth (2001)의 방법을 따랐으며, PHA2 관측소에서 관측된 P파 변위의 초기 파형의 면적으로부터 지진 모멘트(Aki and Richards, 1980)를 측정하여 46개 지진의 M_W 규모를 결정하였다.

2017년 4월 15일 M_L 3.27 지진(201704150231b)은 P파의 파형의 복잡성으로 인해 상대적인 규모 측정 방법인 주파수 영역의 스펙트럼 비(spectral ratio)를 이용해 M_W 규모를 결정하였다. 이를 위해 2017년 4월 15일 08시 16분 47초(세계표준시)에 발생한 M_L 2.06(M_W 2.15) 지진(201704150816a)의 자료를 경험적 그린 함수(empirical Green's function)로 사용하였다. 두 지진을 모두 관측한 상시 지진관측소 5개소의 P파 스펙트

럼 비를 이용해 두 지진의 지진 모멘트(seismic moment)를 비교한 결과, 201704150231b 지진이 약 14배 정도 더 큰 모멘트를 가지고 있는 것으로 측정되었다. 이로부터 201704150231b 지진의 M_W는 3.29인 것으로 판단된다.

2017년 11월 15일 포항 본진은 Rhee and Sheen (2016)에서 사용한 방법을 따라 P파의 변위 스펙트럼에서 M_W 규모를 결정하였다. P파와 S파가 충분히 구별되는 진앙거리 150 km 이상의 58개소 광대역 관측소의 속도 자료로부터 20.48초의 시간창 길이를 가지는 P파 신호를 이용하였고, 지진파 전파 과정에서 발생하는 비탄성적 감쇠를 보정하기 위해 Kim et al. (2016)의 P파 감쇠 모델을 사용하였다. Brune (1970)의 지진원 모델에 따라 본진의 지진원 요소를 결정하였으며, 본진의 M_W 규모는 5.56±0.18로 결정되었고, P파의 모서리 주파수는 0.60 Hz, 응력 강하량은 5.6 MPa, 단층 반경은 3.44 km로 결정되었다.

부록 A-3에 이 연구에서 도출된 98개 지진의 지진원 목록을 제시하였다. Fig. 5-6은 이 연구에서 결정한 M_L 규모와 M_W 규모의 상관관계를 비교한 것이다. 규모 2.0의 이상의 지진 규모가 기상청에서 발표한 결과와 서로 잘 일치하는 것을 확인할 수 있으며, M_W 규모와 최대 진폭을 이용한 규모도 서로 좋은 상관관계를 보이는 것을 알 수 있다. 기존 연구들(Grigoli et al., 2018; Kim et al., 2018)에서 발표한 본진의 M_W 규모가 5.5 또는 5.4 인 것을 감안할 때, 이 연구에서 결정한 M_W 규모는 최소 0.02 에서 최대 0.2 정도 크게 결정된 것으로 판단된다. 다른 연구결과들과의 비교를 위해 주요 지진의 M_W 규모는 소수점 둘째자리를 절삭하여 표현하기로 한다.

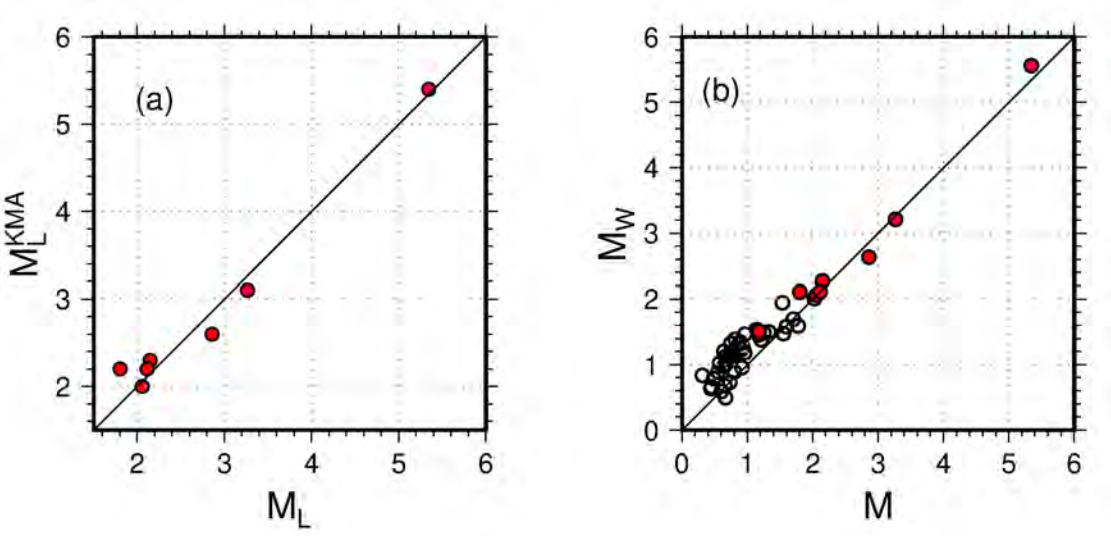


Fig. 5-6. Comparison of magnitude estimates. (a) Local magnitudes of the KMA versus and those of this study. (b) Moment magnitudes versus local magnitudes. Red circles represent the events published by the KMA.

5.8. 토의

지진 발생과 두 지열정에서의 주입간의 관계를 살펴보기 위하여 지진 발생 시기에 따라 최종 위치가 결정된 98개의 지진들을 두 개의 그룹으로 나누었다. 첫 번째 그룹(G1)은 PX-1 지열정에서 주입이 이루어진 시기에 발생한 지진들이고, 두 번째 그룹(G2)는 PX-2 지열정에서 이루어진 시기에 발생한 지진들이다. 수리자극 시험전 2015년 11월 1일부터 12월 1일 사이에 발생한 지진들과 포항 지진 본진 및 직전에 발생한 전진들은 최종 위치가 G2에 속하는 지진들과 유사하기 때문에 G2에 추가적으로 포함시켰다.

최종 위치를 도시한 Fig. 5-7의 B1-B2 수직단면도에서 지진들이 PX-1 지열정을 기준으로 G1과 G2 로 명확하게 나뉘는 것을 확인할 수 있다. G1은 평면도에서 주로 북서-남동 방향을 따라 분포하는 지진들에 해당하고 G2는 북동-남서 방향을 따라 보이는 지진들에 해당한다. G2의 지진 분포로 부터 주성분 분석(principal component analysis)을 사용하여 근사 평면을 계산하면 주향/경사가 N214°/43°NW이다. G1의 경우 북서쪽에 위치한 지진들의 진원깊이가 남동쪽 지진들에 비해 깊어지는 양상을 보이나 전체적인 진원 분포는 평면보다는 타원체에 가깝다.

G2 근사평면의 주향/경사는 본진 단층면해의 주향/경사인 N214°/51°NW와 유사하다. G2의 근사 평면을 PX-2쪽으로 연장하면 약 3,800 m 깊이에서 PX-2와 만나게 되며(Fig. 5-7 참조), 이 깊이는 본진 발생

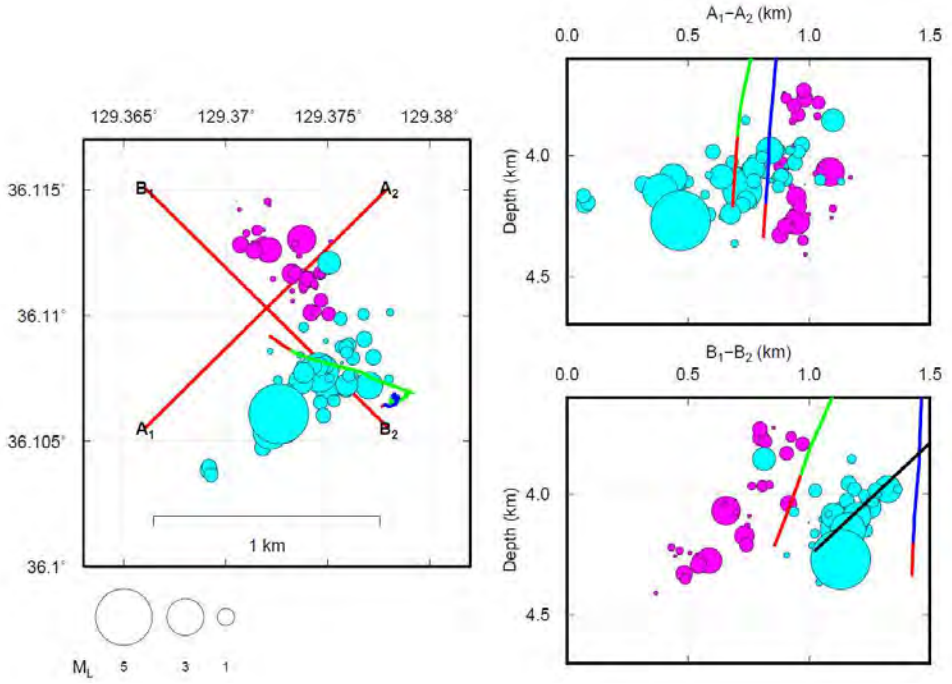


Fig. 5-7. Illustration of the classification of groups G1 and G2. Magenta and cyan circles represent locations of earthquakes belong to group G1 and G2, respectively. The size of circles scale with the magnitude of earthquakes. Black line in B1-B2 section represents a G2 plane approximated from the principal component analysis.

이후 시추공의 상태를 점검하기 위하여 실시된 영상 검층에서 장비가 더 이상 아래로 내려가지 않아 시추공이 파손된 것으로 추정한 깊이 3,783 m와 거의 일치한다(부록 A-3). 이상의 결과를 종합하면 PX2 주입과 연관되어 발생한 지진들과 본진은 기존에 존재하던 동일한 단층면상에서 유사한 단층 운동에 의해 발생한 것으로 보이며, 본진으로 인한 단층운동으로 인하여 PX2의 케이싱이 약 3,783 m 깊이에서 파손된 것으로 추정하는 것이 합리적이다.

G1에 속하는 지진들이 다양한 단층면해를 가지는데 비해 G2에 속하는 지진들은 본진을 포함하여 대부분 유사한 단층면해를 보여주고, 이는 지진분포로부터 추정한 G2 근사평면의 자세와도 일치한다.

앞서 나눈 G2를 시기별로 다시 세분하여 지진의 발생 특성을 분석하였다. PX-2 지열정에서 이루어진 세 번의 수리자극 시기에 따라 G2-1, G2-2, G2-3으로 세분하였고, 추가로 주입 이전에 발생한 지진들과 포항 지진 본진 및 바로 전에 발생한 전진들은 각각 G2-0과 G2-M으로 세분하였다. 각 시기별 최종위치를 G2 근사평면에 투영해 보면 각 세부 시기별로 지진의 발생 위치가 변화하는 것을 확인할 수 있다. G2-0에 속하는 지진들 중 1개의 지진만 최종위치가 결정되었다. 이 지진은 PX-2와 PX-1에서 수리자극 시험이 시작되기 전에 발생하였기 때문에 수리자극과의 연관성은 없으나, PX-2 지열정의 굴착 과정에서 상당량의 이수 누출(mud loss)이 발생(부록 A-2)한 시기에 지진이 발생했기 때문에 밀도가 높은 고압의 이수를 주입하는 과정에서 지진들이 유발된 것으로 보인다. G2-1, G2-2, G2-3, G2-M으로 시기가 달라짐에 따라 순차적으로 지진의 위치가 G2-0에서 부터 남-서쪽 그리고 깊어지는 쪽으로 이동하는 것을 확인할 수 있다(Fig. 5-8). 이 때

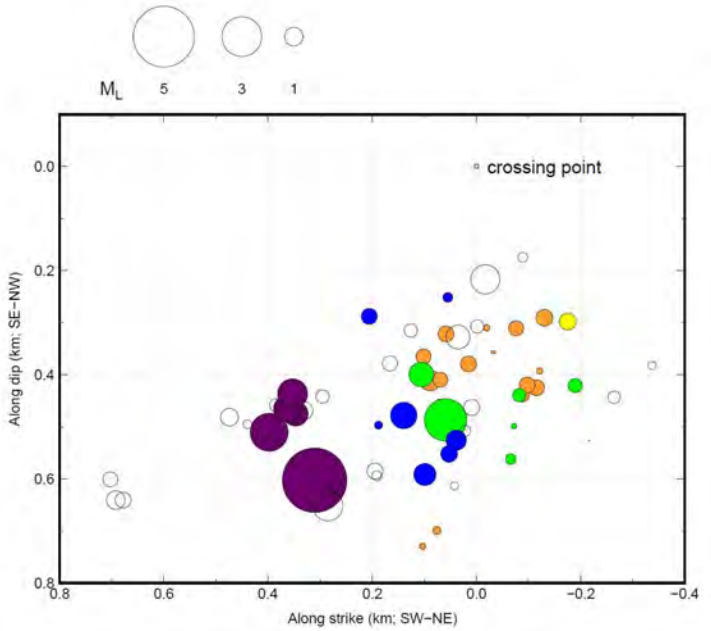


Fig. 5-8. Locations of G2 events projected on the plane approximated by the principal component analysis. Colors of circles represent the occurrence period of earthquakes: G2-0 (yellow), G2-1 (orange), G2-2 (green), G2-3 (blue), and G2-M (purple). Aftershocks of M_W 3.2 earthquakes are denoted by open circles. Open square indicates a crossing point of PX-2 borehole and the plane.

G2-2 시기에 발생한 지진들은 상당히 넓은 범위에 분포하고 있다. 다만 이 시기에는 본진 이전에 발생한 지진들 중 가장 큰 규모인 M_W 3.2의 지진(201704150231b)이 발생하였으며, M_W 3.2 지진 이후에 발생한 지진들을 M_W 3.2의 여진으로 가정하여 위치 분포에서 제거한 후 남은 지진들의 분포만 살펴보면 시기에 따라 달라지는 지진의 위치 변화 패턴이 더 명확하게 드러난다.

5.9. 참고문헌

Aki, K. and Richards, P.G., 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 913 p.

Brune, J.N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. Journal of Geophysical Research, 75, 4997-5009.

Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A.P., Manconi, A., Lopez-Comino, J.A., Clinton, J.F., Westaway, R., Cauzzi, C., Dahm, T., and Wiemer, S., 2018, The November 15, 2017 Pogang earthquake: A probable induced event of M_W 5.5 in South Korea. Science, 360, 1003-1006.

Hardebeck, J.L. and Shearer, P.M., 2002, A new method for determining first-motion focal mechanisms. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 2264-2276.

Kato, A., Fukuda, J.I., Nakagawa, S., and Obara, K., 2016, Foreshock migration preceding the 2016 M_W 7.0 Kumamoto earthquake, Japan. Geophysical Research Letters, 43, 8945-8953.

Kim, K.-H., Ree, J.-H., Kim, Y., Kim, S., Kang, S.Y., and Seo, W., 2018, Assessing whether the 2017 M_W 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event. Science, 360, 1007-1009.

Kim, S., Rhie, J., and Kim, G., 2011, Forward waveform modelling procedure for 1-D crustal velocity structure and its application to the southern Korean Peninsula. Geophysical Journal International, 185, 453-468.

Lahr, J.C., 1999, revised 2012, HYPOELLIPSE: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern: U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23.

Lay, T. and Wallace, T.C., 1995, Modern Global Seismology (Vol. 58). Elsevier.

Prejean, S.G. and Ellsworth, W.L., 2001, Observations of earthquake source parameters at 2 km depth in the Long Valley Caldera, Eastern California. Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 165-177.

Richter, C.F., 1935, An instrumental earthquake magnitude scale. Bulletin of the Seismological Society of America, 25, 1032.

Rhee, H.-H. and Sheen, D.-H., 2016, Lateral variation in the source parameters of earthquakes in the Korean Peninsula. Bulletin of the Seismological Society of America, 106, 2266-2274.

Shelly, D.R., Beroza, G.C., and Ide, S., 2007, Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. Nature, 446, 305.

Sheen, D.-H, Kang, T.-S., and Rhie, J., 2018, A local magnitude scale for South Korea. Bulletin of the Seismological Society of America, 108, 2748-2755.

Tsuboi, K., Abe, K., Takano, K., and Yamanaka, Y., 1995, Rapid determination of M_W from broadband P waveforms. Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 606-613.

Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L., 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1353-1368.

Zhang, M. and Wen, L., 2015, An effective method for small event detection: match and locate (M&L). Geophysical Journal International, 200, 1523-1537.

Zoback, M.L., 1992, First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97, 11703-11728.

제 6 장

지중암반 공극압 확산분석 및 지하수 변화

Analysis of Pore Pressure Perturbation and Groundwater Change

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

요약 / Abstract

포항지열발전 실증시설에서 수리자극동안 측정된 주입압력과 주입률 자료를 이용하여 지중암반의 수리특성을 파악하였다. Jacob 직선법을 이용하여 추정된 수리전도도는 대부분 1×10^{-9}~1×10^{-8} m/s 범위를 보였다. 수리모델링을 통해 추정된 수리전도도는 PX-1의 경우 1×10^{-8} m/s, PX-2는 5×10^{-9} m/s로 산출되었으며, 수리확산계수는 PX-1, PX-2 모두 1×10^{-2} m^2/s로 산출되었다. 지진분석, 영상검층, 커팅시료 분석 결과에 따라 두 개의 단층을 PX-1과 PX-2 주변에 놓이도록 수리모델을 구성하였다. 포항 남북지역 동시대의 암반에 발달하는 단층핵과 단층손상대의 샘플을 채취하여 실내 수리시험을 수행하여 추정된 수리특성과 수리모델링을 이용하여 보정한 결과를 근거로 PX-1과 PX-2 사이의 단층(M_W 5.5 지진이 발생한 단층)은 단층손상대의 경우 수리확산계수를 0.1 m^2/s, 단층핵은 1×10^{-6} m^2/s, PX-1 서쪽의 단층은 1 m^2/s로 결정하였다. 수리모델링 결과, M_W 3.2의 지진이 발생한 시점인 2017년 4월 15일(3차 수리자극이 종료된 직후) PX-2 주변과 PX-1과 PX-2 사이 단층에 0.1 MPa 이상의 공극압이 증가하였다. 포항지진이 발생한 2017년 11월 15일에 공극압의 절대 크기는 4월 15일보다 감소했지만, M_W 5.5 지진이 발생한 단층을 포함한 넓은 지역에 공극압이 증가된 것으로 나타났다. 특히 2017년 9월 18일 5차 수리자극 이후 약 2개월이 경과됐음에도 불구하고, 0.02 MPa 이상의 공극압 변화가 PX-1, PX-2 및 단층대에 발생한 것으로 분석되었다. 공극압이 0.02~0.06 MPa 만큼 증가하는 경우 지진의 발생빈도가 커지는 것으로 분석되었다. 단층이 임계응력상태일 때 0.01 MPa 이상의 Coulomb 응력변화는 지진의 발생을 증가시키거나 많은 경우에 지진을 촉발할 수 있는 것으로 알려져 있다. PX-2에서의 3차 수리자극 이후 0.01 MPa의 Coulomb 응력변화를 일으킬 정도의 공극압의 변화가 지중암반과 단층에서 발생한 것으로 분석되었다. 2018년 8월 6일 PX-1과 PX-2에서 측정된 지하수위 심도는 각각 113 m, 740 m였다. PX-1과 PX-2에서 2018년 8월 31일부터 2019년 2월 28일까지 지하수위를 자동모니터링한 결과, PX-1의 경우 지하수위는 13.7 m 상승하였고, PX-2는 35.9 m 상승하였다. 지열정 개발 시의 초기 지하수위 자료는 없지만 그럼에도 불구하고 PX-2의 지하수위는 지나치게 낮다. 또한 4.0 km 하부 PX-1과 PX-2 나공 사이의 거리 600 m를 고려할 때 두 지점의 지하수위의 차이는 비정상적으로 크다. 2018년 8월 31일 채취한 지하수의 지화학 성분과 동위원소 ^{14}C 성분 모두 PX-1과 PX-2 사이에서 확연히 다르게 나타났다. 이러한 지화학 특성과 지하수위의 차이는 PX-1과 PX-2가 단층에 의해 구분되는 서로 다른 수리환경에 놓여 있다는 가능성을 시사한다. 두 지열정의 수위 차이에 의한 비정상적인 수리경사는 수리환경의 급격한 변화를 야기할 수 있다. 이런 상황에 대비하여 향후 미소지진 및 안전성에 관한 장기적인 모니터링과 분석이 필요하다.

This study is to analyze spatiotemporal change of pore pressure caused by water injection under high pressure into the bottom holes of two geothermal wells, PX-1 and PX-2, to develop the enhanced geothermal system in the city of Pohang, Korea. The hydraulic conductivity (K) was estimated with the Jacob straight-line time-drawdown method, which indicated that K ranged from 1×10^{-9} to 1×10^{-8} m/s, reaching the order of 1×10^{-7} m/s only under the higher wellhead pressure. Hydraulic modeling calibration suggested that hydraulic diffusivity of rock formation be 1×10^{-2} m^2/s. This value served as hydraulic diffusivity of basement rock in the hydraulic models. Based on the results of seismic analysis, image logging, and cutting sample analysis, hydraulic models were constructed with two faults placed near PX-1 and PX-2: the fault between PX-1 and PX-2 and the

fault in the west of PX-1. Hydraulic diffusivities of fault core and damage zone were estimated as 1×10^{-6} m^2/s and 0.1~1 m^2/s by laboratory hydraulic tests on fault samples from basement rock in the Pohang area. Hydraulic modeling showed that on April 15, 2017, immediately after the end of the third hydraulic stimulation, pore pressure increased by over 0.1 MPa around the open hole section of PX-2 and in the fault between PX-1 and PX-2. On November 15, 2017, when the M_W 5.5 Pohang earthquake occurred, the absolute magnitude of pore pressure became smaller than that of April 15, 2017, but pore pressure as high as 0.02 MPa built up over a larger area of the fault plane between PX-1 and PX-2. It has been shown that Coulomb stress increases of ≥0.01 MPa are associated with seismicity rate increase and in many cases triggering earthquakes. Water injection under high pressure in particular through PX-2 caused pore pressure, enough to incur the Coulomb failure stress change of ≥0.01 MPa, to build up in the fault between PX-1 and PX-2.
Groundwater depth measured at PX-1 and PX-2 on August 6, 2018 was 113 m and 740 m, respectively. Groundwater level monitored in PX-1 and PX-2 from August 31, 2018 to February 28, 2019 showed that groundwater level increased by 13.7 m in PX-1 and by 35.9 m in PX-2. Even if there is no data on water level in the early stages of the development of geothermal wells, groundwater level in PX-2 is too low. Given the distance of approximately 600 m between the open hole sections of PX-1 and PX-2, the difference in groundwater level at the two points is abnormally large. Geochemical and isotopic ^{14}C components of groundwater collected from PX-1 and PX-2 on August 31, 2018 were significantly different between them, which suggests, with abnormal difference in groundwater levels, that the hydraulic condition of PX-1 and PX-2 be separated by the fault between them. Abnormal hydraulic gradient between the two geothermal wells is likely to be unstable, which requires long-term monitoring and analysis of groundwater level and micro-seismicity.

6.1. 서론(연구 필요성 및 목적)

실증시설의 지중에 인공 저류층을 형성하기 위해 2016년 1월 29일 부터 2017년 9월 18일까지 지열정(PX-1, PX-2)을 통해 물을 주입하였다. 단층이 임계응력 상태인 경우 작은 공극압의 변화에도 지진이 촉발될 수 있기 때문에 수리자극시험을 실시한 기간과 포항지진이 발생한 시점까지 지열정 주변 지중의 공극압 변화를 시공간적으로 분석할 필요가 있다. 특히 2017년 9월 18일 5차 수리자극 종료이후 포항지진이 발생한 11월 15일까지 물을 배출하고 있는 상황이어서 압력이 해소되고 있는 중이라는 주장이 제기되고 있다. 따라서 이 기간 동안 지중 공극압의 변화를 분석하여 이러한 주장에 대한 검증이 필요하다.

또한 지열정 주변의 지하수 시스템을 이해하고자 2017년 11월 15일 포항 지진 발생 전후 두 지열정과 포항지진 진앙 주변의 지하수위 및 지하수질을 분석하였다.

6.2. 지중암반의 공극압 확산분석

6.2.1. 지중암반의 수리특성

수리전도도(K)와 비저류계수(Ss)는 공극압의 확산 정도와 속도를 결정하기 때문에 공극압 분석에 매우 중요한 수리특성이다. 해석적인 방법과 수치적인 방법을 이용하여 포항지열발전 실증시설 지중암반의 수리특성을 산출하였다. 먼저 해석적인 방법은 아래의 Jacob 직선법을 이용하였다.

$$T = \frac{Q}{4\pi(s_2 - s_1)} ln\frac{t_2}{t_1}$$

여기서 s_1, s_2는 시간 t_1, t_2에서의 수위강하이며, b는 PX-1, PX-2 나공(open hole section)의 길이이다. 수리전도도는 $T = Kb$ 관계식을 이용하여 계산하였다.

지중암반의 수리전도도는 대부분 1×10^{-9}~1×10^{-8} m/s 범위를 보인다(Fig. 6-1). 1×10^{-8} m/s 이상의 수리전도도는 수리자극에 의해 일시적으로 상승된 값으로서 지중암반의 일반적인 수리전도도로 보기 어렵다. 물을 주입한 동일한 관정에서 압력의 변화를 측정하는 단공시험의 경우, Jacob 직선법으로 산출된 비저류계수는 그 신뢰도가 떨어진다. 따라서 Jacob 직선법 대신 다음의 관계식을 이용하여 비저류계수를 계산하였다.

$$S_s = \rho g(\alpha + n\beta)$$

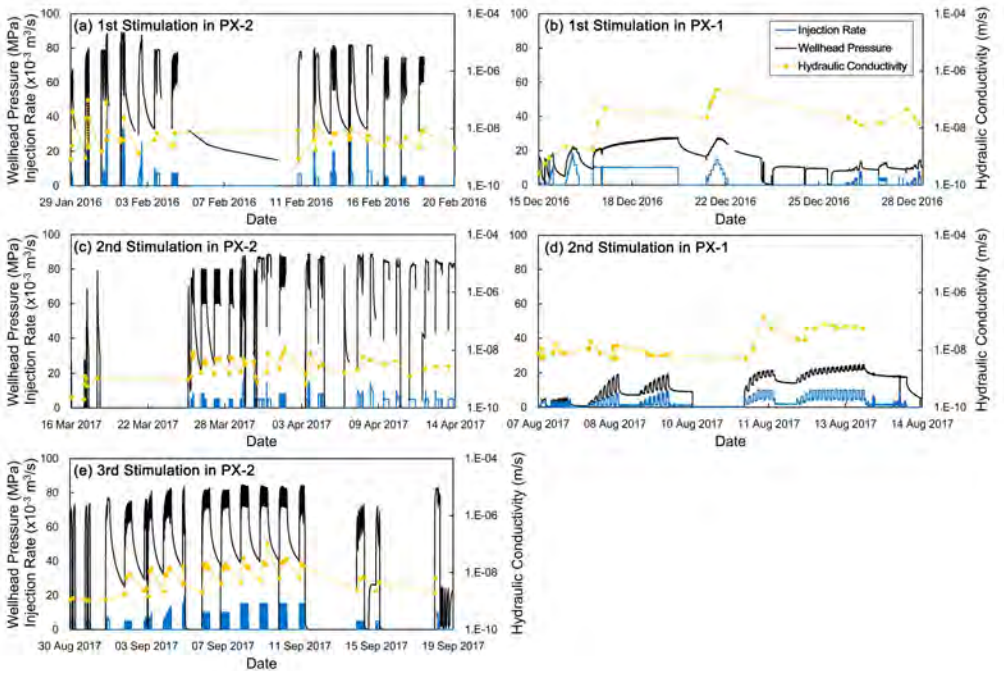


Fig. 6-1. Wellhead pressure and injection rate measured during five hydraulic stimulations are plotted with hydraulic conductivity estimated by the Jacob straight line method.

여기서 ρ는 물의 밀도, g는 중력가속도, α는 대수층의 압축률, n은 공극률, β는 물의 압축률이다. α는 PX-2의 4 km 심부 지열정 굴착 시 회수된 암편시료를 이용하여 측정된 포아송비(0.21)와 영률(33.5 GPa)을 이용하여 계산한 값을, 공극률은 동일한 시료를 이용하여 측정된 0.48%를 사용하였다. 위 식을 이용하여 계산된 비저류계수는 5×10^{-7} m^{-1}이다.

해석적 방법 외에, 수리모델링을 통해 수리특성을 도출하였다. 수리자극 동안 측정된 주입압력을 경계조건으로 하고, 수리모델링을 통해 PX-1, PX-2에서의 주입률(injection rate)과 주입량(injection volume)을 계산하였다. 주입률이 측정되지 않은 구간이 일부 존재하기 때문에, 수리모델링으로 추정된 순 주입량은 측정 주입량에 비해 크게 나타났다. 따라서 누적 순 주입량보다는 전체적인 주입률의 변화를 비교하여 지중암반의 수리특성을 추정하였다.

수리모델링을 통해 추정된 수리전도도는 PX-1의 경우 1×10^{-8} m/s, PX-2 의 경우 5×10^{-9} m/s로 산출되었으며, 모두 해석적 방법으로 추정된 범위에 속한다. 수리확산계수는 PX-1, PX-2 모두 1×10^{-2} m^2/s로 산출되었다.

6.2.2. 공극압 시공간 확산분석

다섯 차례의 수리자극에 의한 지중암반에서의 공극압 변화를 분석하기 위해 수리모델링을 수행하였다. 수리모델링은 COMSOL Multiphysics을 이용하였다(COMSOL, 2018). 수리모델은 지중암반을 기반으로 하여, 두 개의 단층을 PX-1과 PX-2 주변에 놓이도록 구성하였다(Fig. 6-2). 지진분석결과 PX-1 서쪽의 단층은 투수성이 좋은 파쇄대일 수 있지만, 편의상 이후 기술에서는 단층이라는 용어를 사용하였다. 두 개 단층은 지진분석 결과, 영상검층, 포항지열발전 실증연구팀(주관기관 넥스지오)이 제공한 일일시추보고서 및 지질검층 보고서를 종합적으로 검토하여 결정하였다. 단 단층의 크기는 수리모델링 목적으로 결정한 것으로서 실제 크기와 다를 수 있다. 전체 수리모델의 크기는 5 km × 5 km × 5 km로 구성하였다.

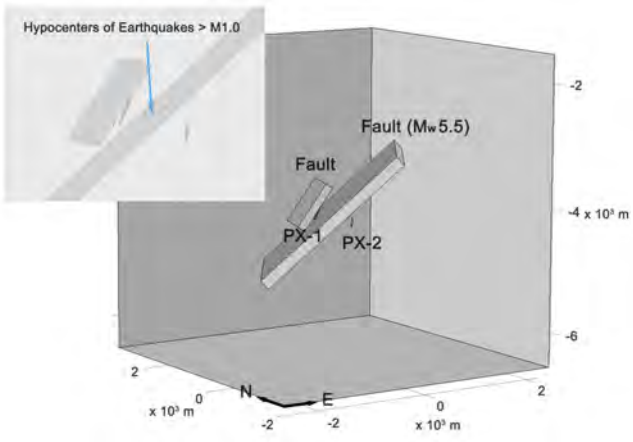


Fig. 6-2. Hydraulic models used in numerical calculation for pore pressure perturbation analysis. The upper left figure shows the hypocenters of earthquakes greater than magnitude of 1.0.

PX-1과 PX-2사이에 위치한 단층은 2017년 11월 15일 M_W 5.5의 지진이 발생한 단층으로서 주향과 경사는 214/43이다. 이 단층을 연장하면 PX-2 지열정의 약 심도 3,810 m를 통과한다. 이 심도는 시추 시 이수의 손실이 가장 크게 발생한 지점이다(Fig. 6-3의 왼쪽 그림). 또한 PX-2 커팅시료 분석결과, 3,790~3,815 m 심도에서 단층핵(fault core)이 관찰된다(본 요약보고서 2장 참조). 또한 3,783 m에서 장애물로 막혀 하부심도에 대한 영상검층을 수행할 수 없었다(Fig. 6-3의 오른쪽 그림).

PX-1과 PX-2사이에 존재하는 단층대가 단층핵을 갖는 경우를 Case A로, 단층핵 없이 단층손상대(fault damage zone)만을 갖는 경우를 Case B로 설정하여 수리모델링을 수행하였다.

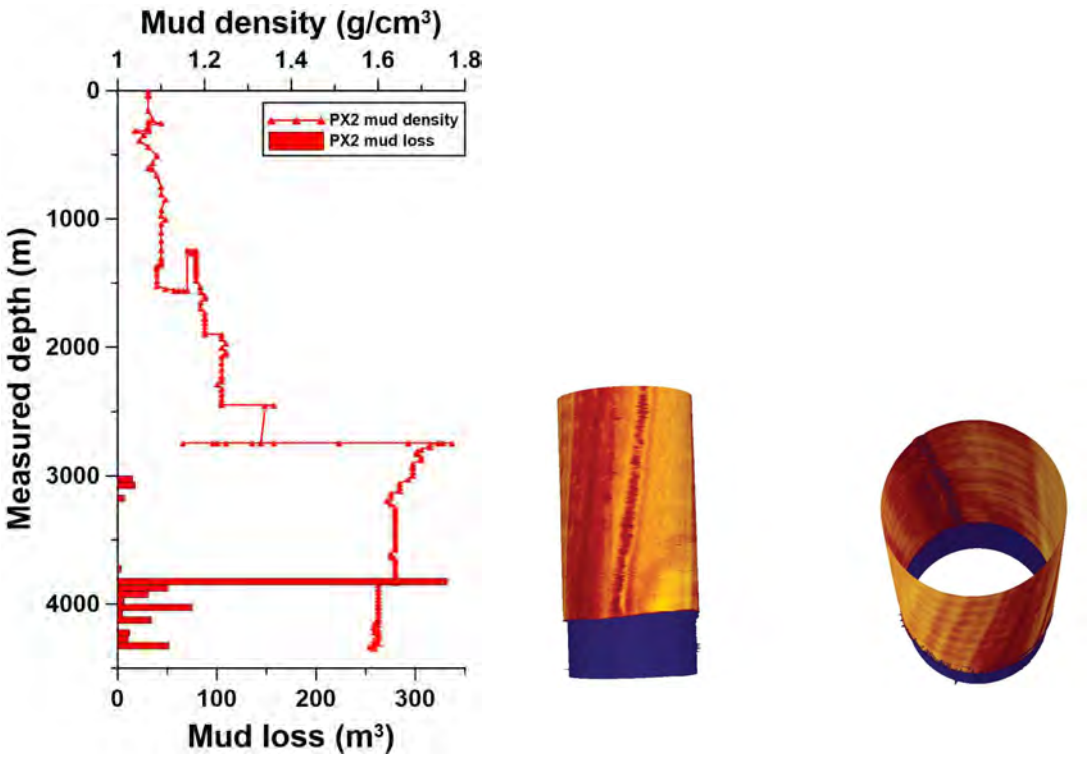


Fig. 6-3. Plot of mud loss versus measured depth of PX-2 (left) and the acoustic images obtained at the depth of 3,783 m in PX-2, below which the signal was completely lost (right).

PX-1의 서쪽에 위치한 단층은 단층핵 없이 단층손상대만을 갖는 것으로 수리모델에 반영하였다. Kim et al. (2018)은 포항지열발전 실증시설사이트의 지중암반과 동시대의 암반에 발달하는 단층핵과 단층손상대의 시료를 포항 남북지역에서 채취하여 실내 수리시험을 수행하여 단층핵과 단층손상대의 고유투수계수(permeability)를 각각 10^{-20}~10^{-19} m^2, 10^{-13}~10^{-11} m^2, 단층핵의 비저류계수를 10^{-9} Pa^{-1}로 제시하였다. 이 결과에 근거하여, 단층핵의 수리 확산계수를 1×10^{-6} m^2/s, PX-1과 PX-2 사이의 단층손상대는 0.1 m^2/s로, PX-1의 서쪽 단층손상대는 1 m^2/s로 결정하였다(수리자극동안 발생한 규모 1 이상의 지진분석결과를 이용하여 수리모델을 보정한 결과).

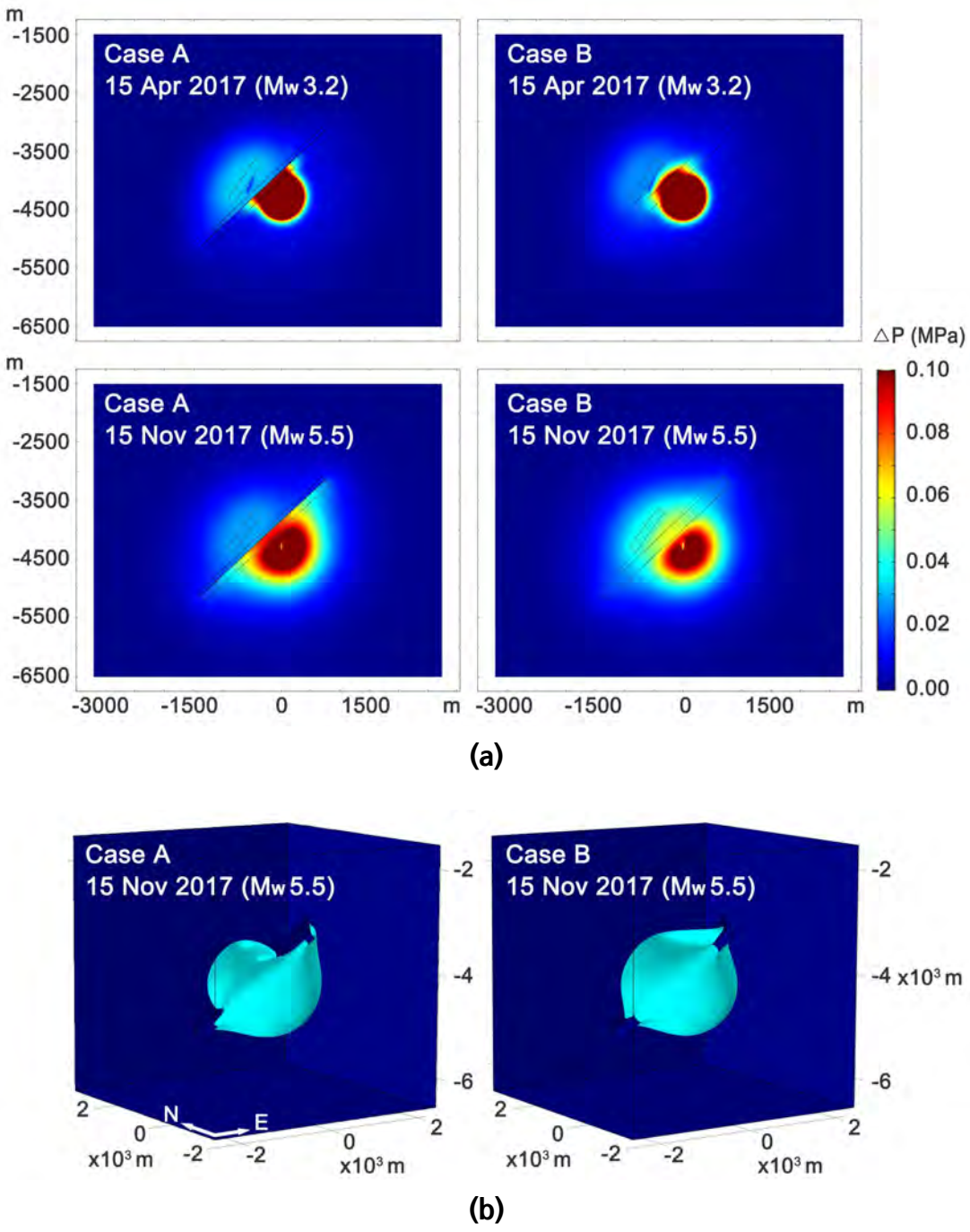


Fig. 6-4. (a) Spatial distribution of pore pressure change (ΔP) along the vertical cross section passing through PX-1 and PX-2 and (b) the isosurface of pore pressure change at 0.02 MPa around PX-1, PX-2, and the fault.

M_W 3.2, M_W 5.5 지진이 발생한 2017년 4월 15일, 11월 15일에 공극압의 변화를 Fig. 6-4에 도시하였다. 2017년 4월 15일은 PX-2에서 2017년 3월 16일부터 4월 14일까지 실시된 3차 수리자극이 종료된 직후이다. PX-2 주변과 PX-1과 PX-2 사이 단층에 0.1 MPa 이상의 공극압이 증가하였다. Case A의 경우, 단층핵이 불투수경계로 작용하기 때문에 공극압의 변화가 단층 하반에만 크게 나타난다. 반면 단층핵이 없는 Case B의 경우, 단층상반까지 공극압의 변화가 일어났다.

2017년 11월 15일에는 4월 15일 보다 공극압의 절대 크기는 감소했지만, PX-1과 PX-2사이의 단층대를 포함하여 보다 넓은 지역에 걸쳐 공극압이 증가되는 것으로 나타났다. 특히 2017년 9월 18일 5차 수리자극이후 약 2개월이 경과됐음에도 불구하고, 0.02 MPa 이상의 공극압 변화가 PX-1, PX-2 및 단층대에 발생한 것으로 분석되었다.

2017년 4월 15일 M_W 3.2, 2017년 11월 15일 M_W 5.5 지진의 진원에서의 공극압 변화를 도시하였다(Fig. 6-5). Case A, B 모두에서 수리자극 이후 공극압이 증가하며, 특히 PX-2에서의 3차 물 주입 이후 공극압의 변화가 가장 크게 나타났다. 4차, 5차 물 주입 후 두 진원에서 공극압의 절대 크기는 3차 보다 감소했지만, 1차 물 주입 이후 공극압은 추세적으로 증가하는 것으로 나타났다.

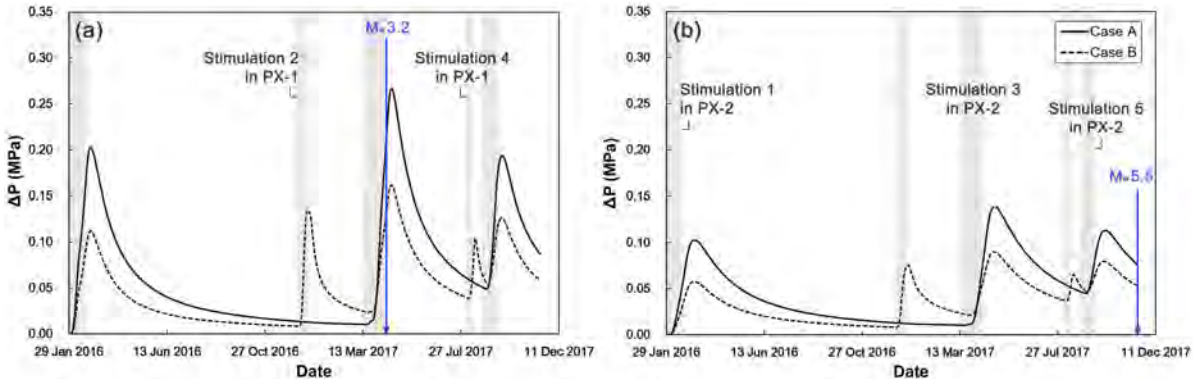


Fig. 6-5. Pore pressure change with time on the hypocenters of (a) M_W 3.2 and (b) M_W 5.5.

5차례의 수리자극 동안 발생한 규모 1 이상의 지진이 발생한 위치와 시점에서의 공극압 변화를 Fig. 6-6 (왼쪽 열)에 도시하였다. 수리자극 동안 또는 직후에 대부분의 지진이 발생했으며, 그때 공극압도 대부분 0.02 MPa 이상으로 나타났다. 1차 수리자극 이후 2016년 3월 12일 발생한 지진의 경우, Case A에서 공극압의 변화가 나타나지 않았다. 이는 이 지진의 진원이 단층대(PX-1과 PX-2 사이)의 상부에 위치하기 때문에 PX-2에 의한 공극압이 단층핵으로 인해 전달되지 못하기 때문이다. 따라서 Case B의 경우처럼 단층핵이 없는 경우, 공극압은 크게 증가한다. 실제 단층대에서 단층핵이 일부 사라지면서 단층대를 통해서 공극압이 전달될 수 있기 때문에 실제 수리자극에 의한 공극압 변화 범위는 Case A와 B의 사이일 것으로 판단된다.

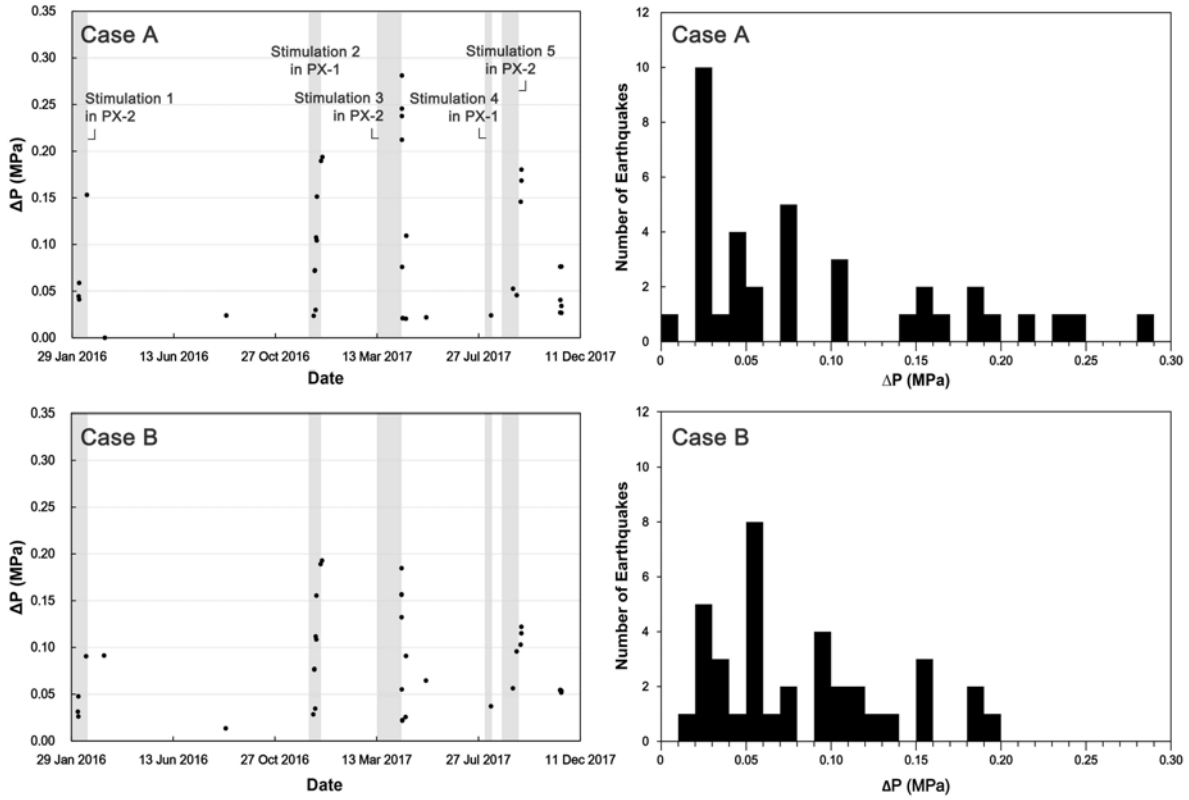


Fig. 6-6. Pore pressure change at the hypocenters of earthquakes greater than M 1.0 versus the time of occurrence (left), and the histogram of frequency of earthquakes greater than M 1.0 with increasing pore pressure change (right).

공극압이 0.02~0.06 MPa 만큼 증가하는 경우 지진의 발생빈도가 커지는 것으로 분석되었다(Fig. 6-6). 단층이 임계응력상태일 때 0.01 MPa 이상의 Coulomb 응력변화는 지진의 발생을 증가시키거나 지진을 촉발할 수 있는 것으로 알려져 있다(Reasenberg and Simpson, 1992; Stein, 1999). 0.01 MPa의 Coulomb 응력변화를 일으킬 정도의 공극압의 변화가 PX-2에서의 3차, 5차 수리자극에 의해 지중암반과 단층에서 발생한 것으로 분석되었다.

6.3. 지열정 및 그 주변 지하수위 변화특성

6.3.1. 지진발생 전 지열발전 실증시설 주변 지하수위

지진(2017년 11월 15일)이 발생하기 전 포항지열발전 실증시설 주변 관정의 수위는 한국지질자원연구원에서 지열에너지 개발 사업을 위해 포항에서 수행한 조사보고서(한국지질자원연구원, 2005, 2007, 2008)와 2012, 2013, 2014, 2015, 2017년 지열발전실증시설 반경 5 km 이내의 관정에서 측정한 자료(넥스지오 제공)에서 취득하였다.

지열발전실증시설 주변 관정의 지하수위(depth to water (DTW), m)는 Table 6-1과 같다. 100 m 이하의 천부관정의 수위는 0.3~23.8 m로 매우 높다. 그러나 중간 심도(100~300 m) 관정의 경우 평균적으로 31 m 내외의 수위를 보였다(자분정 제외). 한편 심도 300 m 이상의 깊은 관정에서 지하수위의 최대 심도는 300.0 m이고, 대체로 63 m 정도의 수위를 보였다(Table 6-1).

한국지질자원연구원에서 조사한 관정 중 가장 깊은 것은 2012, 2013, 2014년 세 번에 걸쳐 조사된 심도 2,383 m의 관정으로 지열발전실증시설에 설치된 두 지열정의 심도(약 4,300 m)와 가장 유사하다. 이 관정의 지하수위는 102.6~130.0 m 범위이며 평균 수위는 110.5 m로 나타났다. 심도를 모르는 관정의 경우 수위가 0.6~140.9 m의 범위를 보였다.

Table 6-1. Water levels (DTW, m) at the shallow (≤100 m), intermediate (100~300 m), deep (300~1,100 m) and very deep (2,383 m) wells (n=number of wells) before the 2017 Pohang earthquake.

Year	n	Shallow		Intermediate		Deep		Very deep		Unknown	
		Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
2005	6	2.7	0.4	44.9	10.1	136.6	63.0				
2007	46	23.8	0.3	80.3	0.0	151.6	147.9			83.0	0.6
2008	12	3.6	0.4	35.0	5.0	300.0	110.0				
2012	2							104.0	103.3	3.3	2.8
2013	1							120.2	103.0		
2014	5					0.2	0.2	130.0	102.6	140.1	65.5
2015	3					0.2	0.2			140.9	69.7
2017	5									67.6	3.5

한편 지열발전 실증시설의 지열정(PX-1, PX-2)의 경우 지진 발생 전의 수위를 확보할 수 없었다. 지열정의 설치 과정에서는 이수(drilling fluid)를 지속적으로 순환시킴으로써 수위의 확인이 불가능하였으며 관정의 완성단계에서 이수를 깨끗한 물로 치환하였을 당시 상당 기간 동안 수위가 지표 부근에서 내려가지 않은 것으로 알려진다. 이후 수리자극 시에는 주입과 배출에 따라 수위가 관정 최상부에 머물렀다(Fig. 6-7).

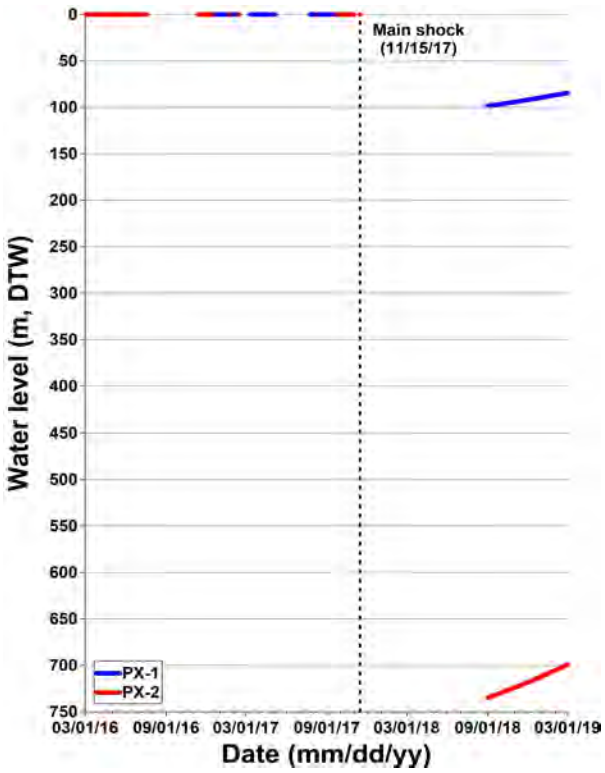


Fig. 6-7. The groundwater level measured at PX-1 and PX-2 before and after M_W 5.5 earthquake. The zero level indicates the flow back.

6.3.2. 지진발생 후 지하수위 변동

지진발생 후 실증시설에 위치한 지열정(PX-1, PX-2)의 수위변화를 모니터링하기 위해 2018년 8월 31일 자동센서(vanEssen사의 TD-level logger)를 지열정에 각각 한 개씩 설치하였다. 수위와 수온을 10분 간격으로 측정하였으며 측정된 수위에 대해서는 기압보정을 실시하였다.

Table 6-2는 현장에서 수동수위계 및 케이블을 이용해 측정한 PX-1과 PX-2의 수위이다. 2018년 8월 6일의 지하수위는 지열정 영상검층 시에 측정한 것이다. 수동 측정된 수위 자료를 보면 지난 207일(2018.08.06~2019.02.28) 동안 PX-1(27.9 m 상승)과 PX-2(40.5 m 상승) 모두 점차적으로 수위가 상승하였다(Table 6-2). 한편 실증시설 주변 심부관정의 지하수위(Table 6-1 참조)를 고려하였을 때 PX-1의 수위는 정상적인 수위로 생각할 수 있으나 PX-2는 지나치게 수위가 낮아 비정상적인 상태로 판단된다.

Table 6-2. Measured water levels and level logger installed depth.

Date	Well	6 Aug 2018	31 Aug 2018	11 Oct 2018	3 Jan 2019	28 Feb 2019
WL (m, DTW)	PX-1	113.0	98.2	96.1	89.7	85.1
	PX-2	740.0	735.0	728.0	711.5	699.5
Level logger installed depth (m, bgs)	PX-1		144.0	144.0	144.0	144.0
	PX-2		780.0	780.0	780.0	780.0

한편 자동 모니터링에서도 두 지열정 모두 지속적인 수위 상승 및 수온 하강을 보였다(Fig. 6-8). 모니터링 기간(2018.08.31~2019.02.28) 동안 PX-1의 경우 수위가 13.7 m 상승하였고 수온은 −0.53℃ 하강하였다. 또 PX-2는 수위가 35.9 m 상승하였고 수온은 −0.21℃ 하강하였다. 수위의 상승속도를 비교해보면 PX-2 (0.1978 m/day, r^2=0.9981)가 PX-1 (0.0775 m/day, r^2=0.9971)보다 약 2.6배 빠르다. 한편 수위가 상승함에 따라 수온이 점진적으로 하강하는 양상을 보인다.

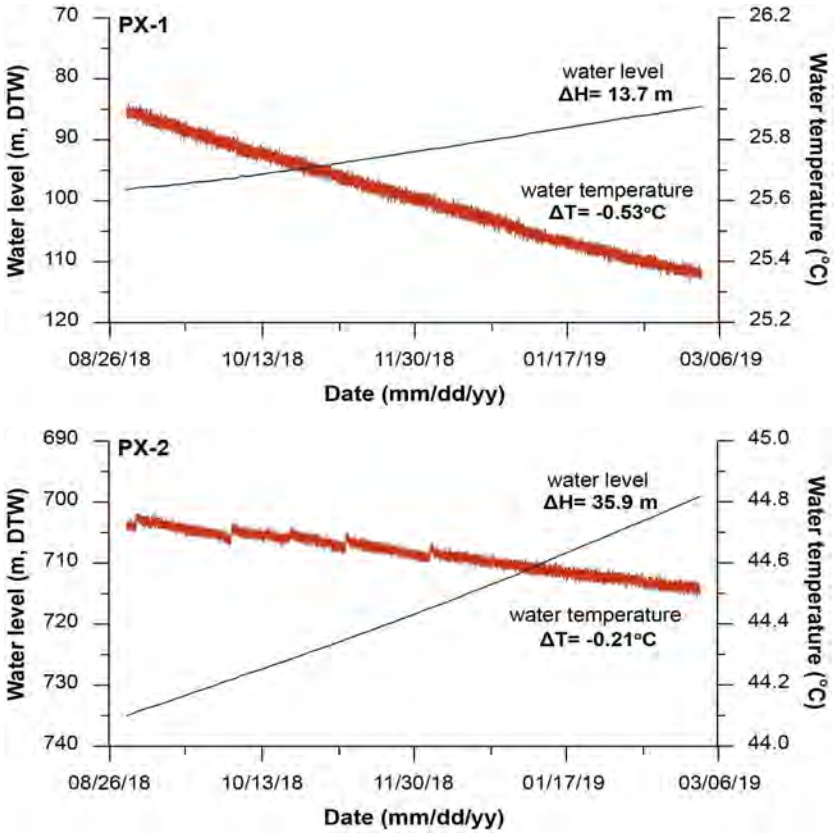


Fig. 6-8. Water level and water temperature monitored at the PX-1 and PX-2 since August 31, 2018 in the Pohang EGS site.

6.4. 지열정의 지하수 화학 특성 변화

6.4.1. M_W 3.2 지진발생 시 동위원소 특성

수리자극 기간에 발생한 가장 큰 규모의 지진은 M_W 3.2의 지진이다. 이 지진은 PX-2에서 실시된 3번째 수리자극의 종료 시점인 shut-in 기간에 발생하였다. 지진 직후 PX-1과 PX-2 두 지열정으로부터 물을 배출하였으며, PX-1과 PX-2에서 배출되는 물의 색깔이 확연히 차이가 났다(Fig. 6-9).



Fig. 6-9. Flow back water from PX-1 (left) and PX-2 (right) after M_W 3.2 earthquake.

PX-1과 PX-2 지열정에서 배출되는 물의 수질과 안정동위원소의 양상이 크게 다르게 나타났다(Fig. 6-10). PX-2의 경우 주입수로 사용되었던 주변 저수지의 물과 거의 비슷한 산소수소 동위원소 성분을 보여주는 반면, PX-1에서 배출된 물의 산소수소 동위원소는 지열수의 특징을 보여주고 있다(Fig. 6-10). 지열수의 산소수소 동위원소는 지하 심부의 고온, 고압 하에서 물 암석 반응의 증가로 인해 강우 기원의 물과 다른 양상을 보여준다(Stefansson et al., 2017; Piña et al., 2018). PX-2에서 배출된 물의 산소수소 동위원소 값은 지역 순환수선(LMWL)에 좀 더 가까운 값을 보인다. 이는 PX-2 수리자극에 사용한 강우 기원의 저수지 물과 지열수와 혼합되기 때문이다.

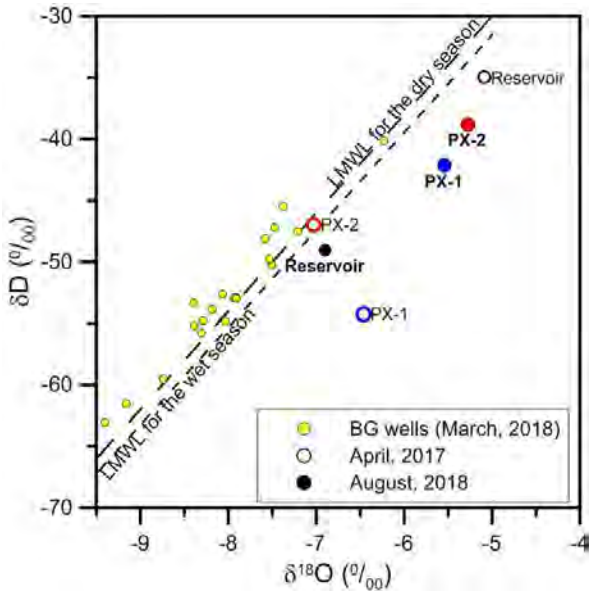


Fig. 6-10. The values of $\delta^{18}O$ and δD in PX-1 and PX-2.

PX-1과 PX-2 지열정에서 배출된 물과 저수지 물의 지화학 분석결과를 Piper diagram에 도시하였다 (Fig. 6-11). PX-2에 수리자극 시 인근 저수지의 물을 사용하였기 때문에 PX-2에서 배출된 물과 저수지의 지화학 성분은 비슷하지만 PX-1에서 배출된 물은 저수지 성분과는 다른 지열수의 특성을 보여주었다.

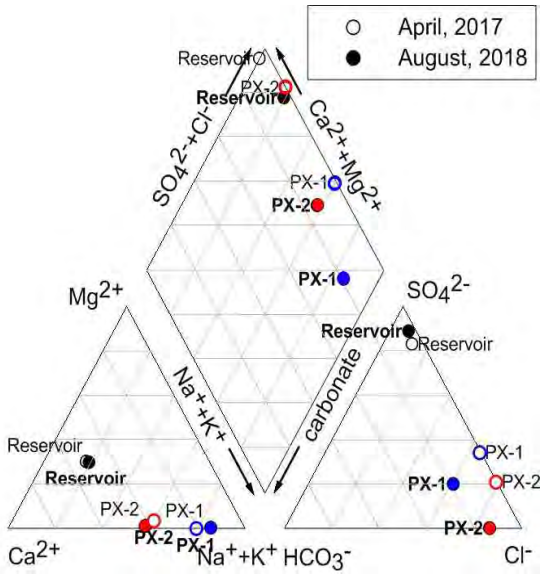


Fig. 6-11. Piper diagram for flow back water from PX-1 and PX-2.

6.4.2. 포항지진발생 후 지열수의 화학 특성

2018년 8월 PX-1과 PX-2 지열정에서 채취한 물은 확연히 서로 다른 지화학 특성을 보여주고 있다(Fig. 6-12). 이러한 지화학 특성과 지하수위의 차이(Fig. 6-7)는 PX-1과 PX-2가 서로 다른 수리환경에 있음을 시사한다.

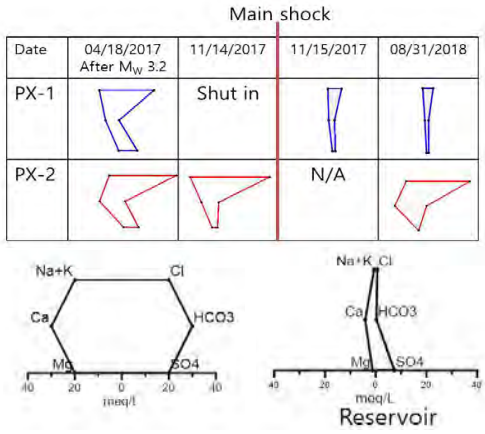


Fig. 6-12. Stiff Plots for groundwater from PX-1 and PX-2 before and after M_W 5.5 earthquake.

환경추적자인 탄소동위원소(^{14}C)를 활용하여 지하수 유동을 평가하기 위하여 M_W 3.2 지진과 M_W 5.5 지진 후 PX-1과 PX-2 지열정의 탄소 동위원소 값을 비교하였다(Fig. 6-13). M_W 3.2 지진 후인 2017년 4월에 채취한 물의 탄소 동위원소 값은 PX-1과 PX-2 지열정이 큰 차이가 없었으나, M_W 5.5 지진 후 물의 탄소 동위원소 값은 PX-1과 PX-2 지열정이 큰 차이를 보인다. PX-1 지열정의 ^{14}C 농도는 크게 증가하여 젊은 지하수와의 혼합을 나타내고 있으며 PX-2 지열정의 ^{14}C 농도는 약간 감소하여 좀 더 연령이 증가한 것으로 보인다. 또한 $\delta^{13}C$-DIC (Dissolved Inorganic Carbon) 동위원소 값도 M_W 5.5 지진 후 $\delta^{13}C$-DIC 동위원소 값도 PX-1과 PX-2 지열정 사이에서 차이를 보였다.

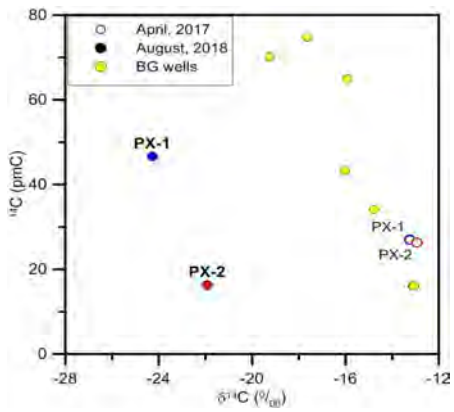


Fig. 6-13. The values of ^{14}C for groundwater from PX-1 and PX-2 before and after the M_W 5.5 earthquake.

6.5. 결론

포항지열발전 실증연구팀에서 제공한 주입압력(wellhead pressure)과 주입률을 이용하여 심부 지중암반의 수리확산계수 1×10^{-2} m^2/s를 해석적인 방법과 수치적인 방법으로 계산하였다. 포항 남북지역 동시대의 암반에 발달하는 단층핵과 단층손상대의 시료를 이용하여 수행된 실내시험과 수리모델링을 통해 M_W 5.5의 지진이 발생한 단층(PX-1과 PX-2 사이에 존재)의 단층손상대 수리확산계수를 0.1 m^2/s, 단층핵은 1×10^{-6} m^2/s, PX-1 서쪽의 단층은 1 m^2/s로 결정하였다. 지진분석, 영상검층, 커팅시료분석 결과에 따라 두 개의 단층을 PX-1과 PX-2 주변에 놓이도록 수리모델을 구성하였다.

수리모델링 결과, M_W 3.2의 지진이 발생한 시점인 2017년 4월 15일 PX-2 주변과 PX-1과 PX-2 사이 단층에 0.1 MPa 이상의 공극압이 증가하였다. 포항지진이 발생한 2017년 11월 15일에 공극압의 절대 크기는 4월 15일보다 감소했지만, M_W 5.5의 지진이 발생한 단층을 포함한 넓은 지역에 공극압이 증가된 것으로 나타났다. 단층이 임계응력상태일 때 0.01 MPa 이상의 Coulomb 응력변화는 지진의 발생을 증가시키거나 많은 경우에 지진을 촉발할 수 있는 것으로 알려져 있다. PX-2에서의 3차, 5차 수리자극에 의해 0.01 MPa의 Coulomb 응력변화를 일으킬 정도의 공극압의 변화가 지중암반과 단층에서 발생한 것으로 분석되었다.

2018년 8월 6일 PX-1과 PX-2에서 측정된 지하수위 심도는 각각 113 m, 740 m였다. 지열정 개발 시 초기 지하수위 자료가 없다고 하더라도, PX-2의 지하수위는 지나치게 낮다. 4.0 km 하부 PX-1과 PX-2 나공 사이의 거리 600 m를 고려할 때 두 지점의 지하수위의 차이는 비정상적으로 크다. 2018년 8월 31일 채취한 지하수의 지화학 성분과 동위원소 ^{14}C 성분 모두 PX-1과 PX-2 사이에서 확연히 다르게 나타났다. 지화학 특성과 지하수위의 차이는 PX-1과 PX-2가 단층에 의해 구분되는 서로 다른 수리환경에 놓여 있다는 가능성을 시사한다. 두 지열정의 수위 차이에 의한 비정상적인 수리경사는 수리환경의 급격한 변화를 야기할 수 있다. 이런 상황에 대비하여 향후 미소지진 및 안전성에 관한 장기적인 모니터링과 분석이 필요하다.

6.6. 참고문헌

한국지질자원연구원, 2005, 심부 지열에너지 개발 사업, 15.

한국지질자원연구원, 2007, 지열수 자원 실용화 기술 개발, 28-29.

한국지질자원연구원, 2008, 지열수 자원 실용화 기술 개발, 35-37.

COMSOL Inc., 2018, COMSOL Multiphysics Manual, version 5.4, Stockholm.

Kim, J.H., Ree, J.-H., Park, C., Kim, C.-M., Han, R., Shimamoto, T., and Kang, H.-C., 2018, Proxies for the 2017 Pohang earthquake fault and modeling of fluid flow. AGU Fall Meeting Abstract.

Piña, A., Donado, L.D., Blake, S., and Cramer, T., 2018, Compositional multivariate statistical analysis of the hydrogeochemical processes in a fractured massif: La Línea tunnel project, Colombia. Applied Geochemistry, 95, 1-18.

Reasenberg, A.A. and Simpson, R.W., 1992, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. Science, 255, 1687-1690.

Stefansson, A., Hilton, D., Sveinbjornsdottir, A., Torssander, P., Heinemeier, J., Barnes, J., Ono, S., Halldorsson, S., Fiebig, J., and Arnorsson, S., 2017, Isotope systematics of Iceland thermal fluids. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 337, 146-164.

Stein, R.S., 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence. Nature, 402, 605-609.

Appendix

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project

A-1. Acoustic image logging data of PX-1 and PX-2 geothermal wells

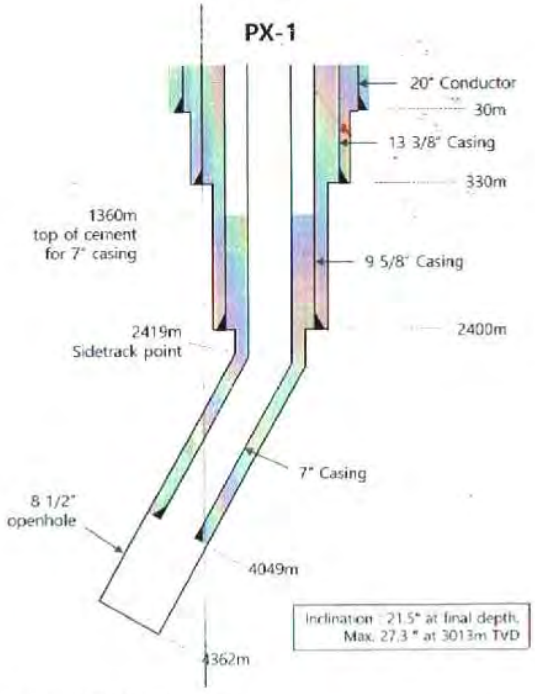


Image 1: PX1 Well Diagram

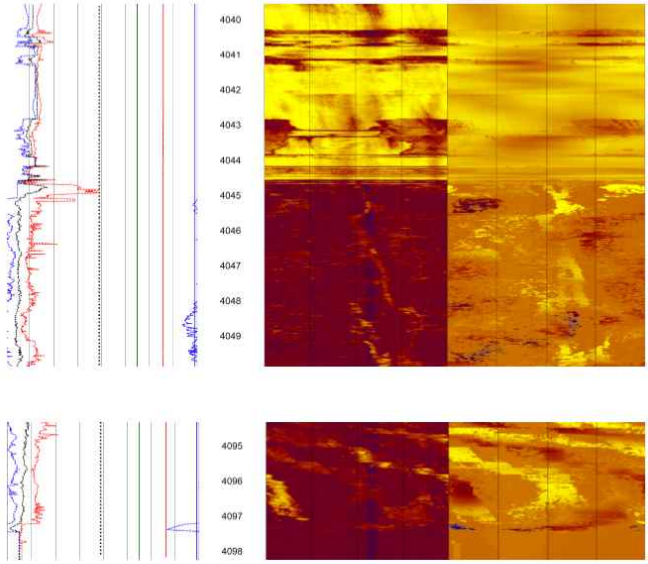


Image 3: Three different sections of the well worth commenting on; the casing cut, the casing shoe and the obstruction at 4098m that could not be passed.

Fig. A-1-1. PX-1 well structure and acoustic images near the open hole section (from HADES report). The cement shown after the casing section continued from the casing shoe until 4,097 m (measured depth) where the tool stopped.

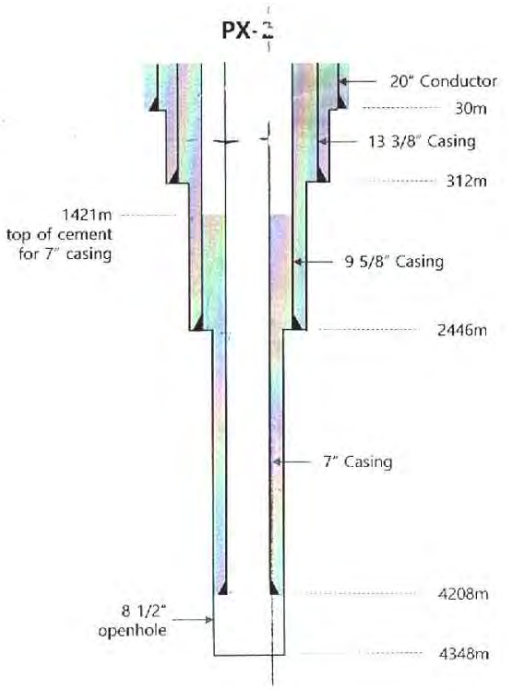


Image 1: PX2 Well Diagram

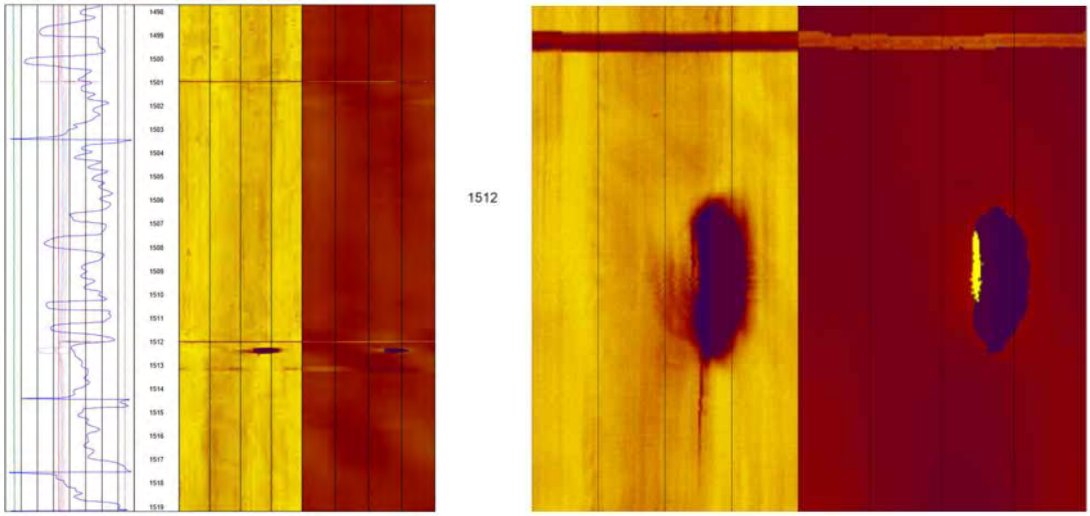


Fig. A-1-2. PX-2 well structure and acoustic image around 1,512 m depth which indicates detection of a hole in casing (from HADES report). The hole matches the casing damage during the 5th hydraulic stimulation reported by EGS project team.

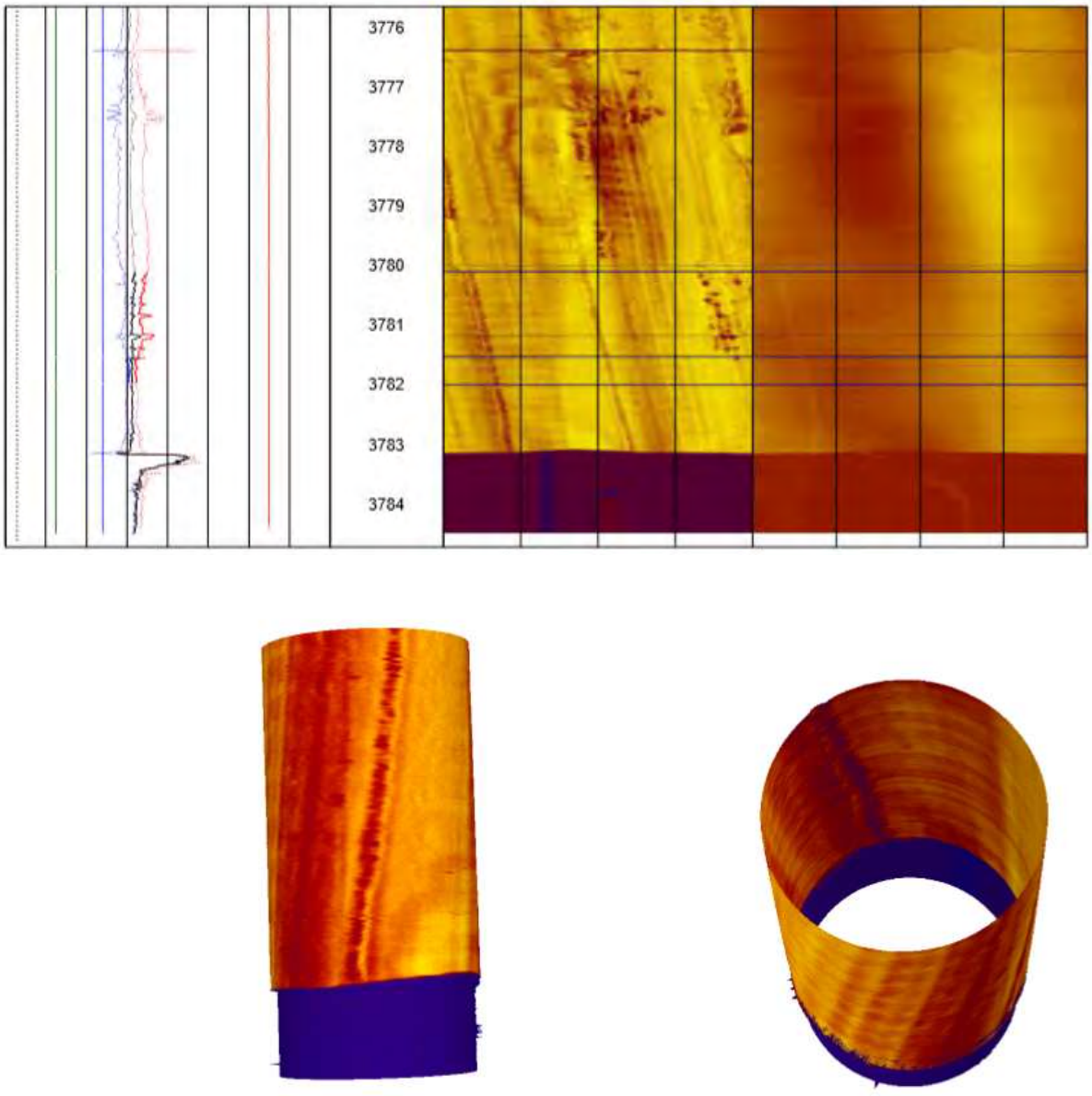


Fig. A-1-3. PX-2 well acoustic image above 3,783 m and complete loss of acoustic signals below 3,783 m (from HADES report). While the PX-1 acoustic signals were obtained below the casing shoe to open hole section, the acoustic signals of PX-2 were not obtainable because the tool stopped at 3,783 m that is 425 m above the casing shoe.

A-2. Mud loss and microseismicity

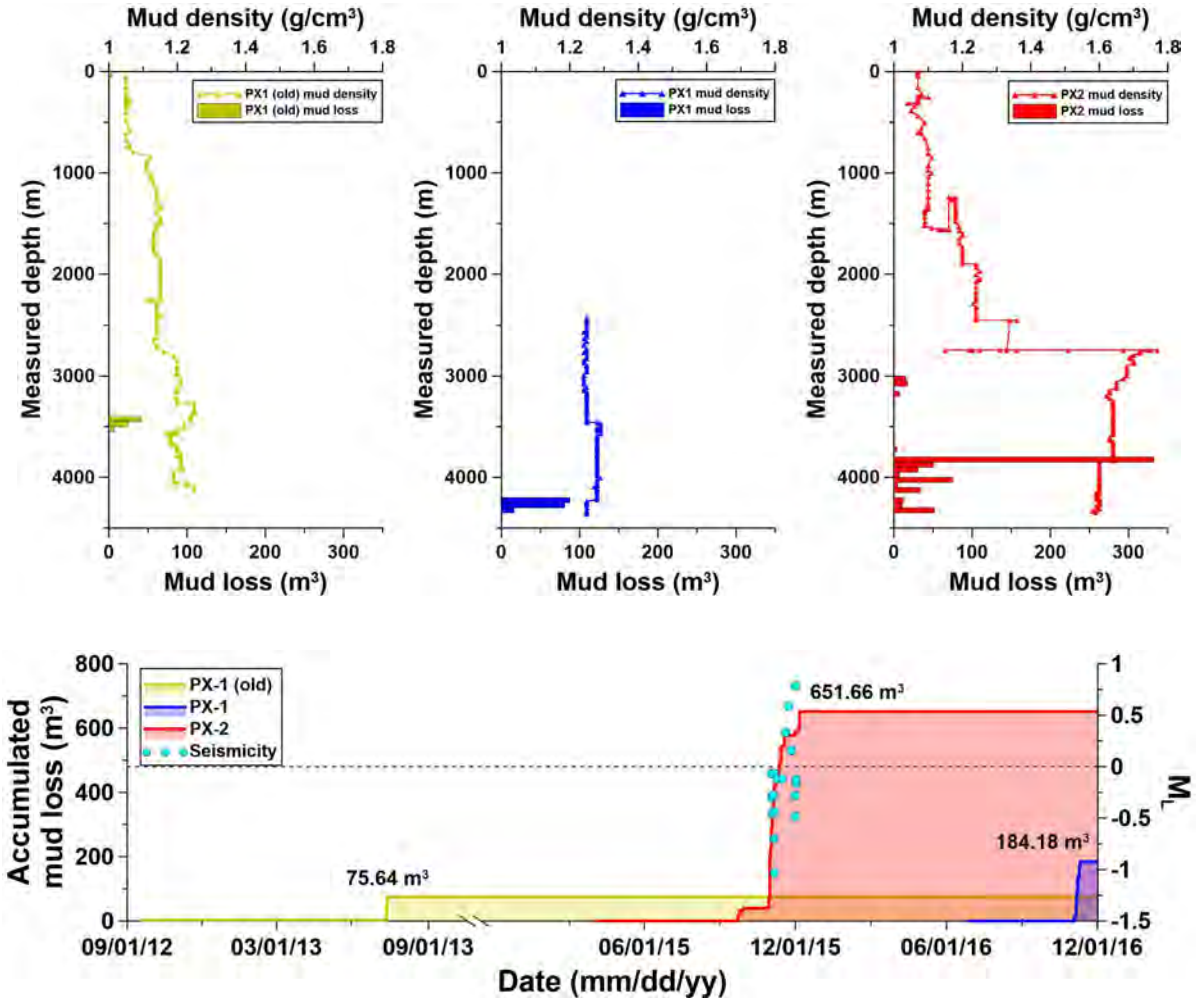


Fig. A-2-1. Mud loss depths and mud density of PX-1 (old), PX-1, and PX-2 wells (above) and temporal distribution of accumulated mud loss and seismicity (below).

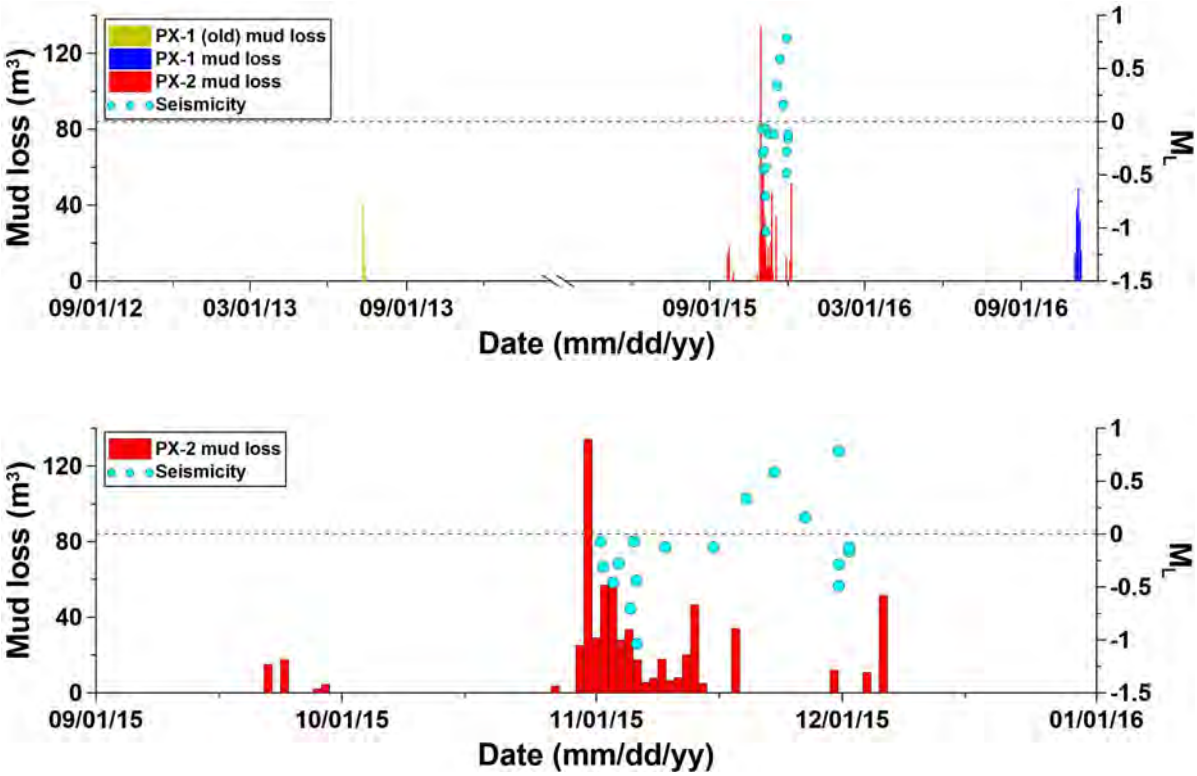


Fig. A-2-2. Temporal distribution of seismicity plotted on mud loss.

A-3. Earthquake catalog near the EGS site since 2009 to the 2017 Pohang earthquake

	Event ID	Origin time (UTC) (mm/dd/yy hh:mm:ss.sss)		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude		
							M_L	M_W	KMA
1	201511300352b	11/30/2015	03:52:20.35	36.109063	129.376802	3.956	0.803	0.972	-
2	201602021416a	02/02/2016	14:16:37.84	36.108900	129.376029	4.044	-0.221	-	-
3	201602021448a	02/02/2016	14:48:10.84	36.107615	129.376354	4.036	-0.228	-	-
4	201602031608a	02/03/2016	16:08:15.38	36.108115	129.375695	4.018	-0.458	-	-
5	201602040355a	02/04/2016	03:55:45.64	36.108742	129.375671	4.094	0.546	-	-
6	201602041909a	02/04/2016	19:09:52.44	36.108827	129.376037	4.098	0.693	-	-
7	201602060511a	02/06/2016	05:11:31.03	36.107029	129.375882	4.055	0.704	1.169	-
8	201602061501a	02/06/2016	15:01:33.72	36.108726	129.375882	4.084	0.704	-	-
9	201602072204a	02/07/2016	22:04:12.28	36.107179	129.375004	4.107	1.143	1.619	-
10	201602072204b	02/07/2016	22:04:15.40	36.107118	129.375500	4.149	0.642	1.286	-
11	201602072205a	02/07/2016	22:05:04.70	36.107619	129.374564	4.105	-0.057	-	-
12	201602161432a	02/16/2016	14:32:32.50	36.108591	129.372172	4.253	-0.215	-	-
13	201602170743a	02/17/2016	07:43:44.02	36.106927	129.375215	4.073	0.673	1.090	-
14	201602181308a	02/18/2016	13:08:16.51	36.108302	129.376224	3.98	0.613	-	-
15	201602181618a	02/18/2016	16:18:08.99	36.107460	129.374857	4.172	-0.730	-	-
16	201603120725a	03/12/2016	07:25:46.75	36.107871	129.375199	4.028	0.757	1.171	-
17	201603281425a	03/28/2016	14:25:31.55	36.108062	129.373661	4.364	-0.074	-	-
18	201608221148a	08/22/2016	11:48:29.20	36.108339	129.377233	4.029	0.773	1.189	-
19	201612171442a	12/17/2016	14:42:24.99	36.110577	129.373270	3.967	-0.381	-	-
20	201612171459a	12/17/2016	14:59:31.32	36.111692	129.373742	3.967	0.050	-	-
21	201612172228a	12/17/2016	22:28:23.46	36.113421	129.371854	4.243	-0.360	-	-
22	201612181106a	12/18/2016	11:06:34.14	36.111025	129.373791	3.859	-0.025	-	-
23	201612181843a	12/18/2016	18:43:44.36	36.112847	129.371822	4.273	0.818	1.471	-
24	201612190220a	12/19/2016	02:20:36.62	36.111460	129.374035	3.767	0.905	1.407	-
25	201612190518a	12/19/2016	05:18:48.71	36.111212	129.373840	3.967	0.374	-	-
26	201612190804a	12/19/2016	08:04:21.25	36.111700	129.374621	3.783	0.574	1.104	-
27	201612191424a	12/19/2016	14:24:18.20	36.111464	129.373172	4.129	-0.221	-	-

	Event ID	Origin time (UTC) (mm/dd/yy hh:mm:ss.sss)		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude		
							M_L	M_W	KMA
28	201612192202a	12/19/2016	22:02:34.40	36.110605	129.374662	3.832	0.666	0.577	-
29	201612200756a	12/20/2016	07:56:08.02	36.111667	129.373238	4.171	1.213	1.464	-
30	201612201110a	12/20/2016	11:10:51.21	36.113275	129.371008	4.235	-0.065	-	-
31	201612201622a	12/20/2016	16:22:26.81	36.110988	129.373262	3.747	-0.271	-	-
32	201612202249a	12/20/2016	22:49:18.58	36.111086	129.374393	3.726	-0.435	-	-
33	201612210040a	12/21/2016	00:40:23.34	36.112819	129.370731	4.330	0.934	1.345	-
34	201612211107a	12/21/2016	11:07:02.95	36.111615	129.374662	3.838	-0.019	-	-
35	201612211445a	12/21/2016	14:45:42.83	36.114544	129.372058	4.221	-0.059	-	-
36	201612211509a	12/21/2016	15:09:51.02	36.114406	129.372123	4.256	-0.455	-	-
37	201612220053a	12/22/2016	00:53:58.26	36.111452	129.373970	3.732	0.750	1.407	-
38	201612222031a	12/22/2016	20:31:32.52	36.112607	129.372106	4.275	1.804	2.192	2.2
39	201612230422a	12/23/2016	04:22:19.70	36.113397	129.371529	4.352	0.273	-	-
40	201612240751a	12/24/2016	07:51:50.70	36.112803	129.371415	4.291	0.172	-	-
41	201612240845a	12/24/2016	08:45:26.54	36.110076	129.375036	3.793	0.641	1.056	-
42	201612250659a	12/25/2016	06:59:49.96	36.110117	129.374190	4.040	0.917	1.039	-
43	201612251113a	12/25/2016	11:13:03.86	36.114231	129.370658	4.408	-0.397	-	-
44	201612252030a	12/25/2016	20:30:37.14	36.114565	129.370479	4.430	-0.766	-	-
45	201612281512a	12/28/2016	15:12:14.44	36.112575	129.371382	4.294	0.911	1.315	-
46	201612281846a	12/28/2016	18:46:24.88	36.111456	129.372310	4.031	-0.189	-	-
47	201612291232a	12/29/2016	12:32:25.47	36.113035	129.373726	4.069	2.148	2.355	2.3
48	201612291234a	12/29/2016	12:34:20.53	36.112843	129.373400	4.040	-0.121	-	-
49	201612291635a	12/29/2016	16:35:09.71	36.112961	129.375142	4.090	-0.349	-	-
50	201612291650a	12/29/2016	16:50:28.51	36.110170	129.374418	3.764	0.314	0.920	-
51	201612291740a	12/29/2016	17:40:01.66	36.112388	129.373604	4.076	-0.204	-	-
52	201701151213a	01/15/2017	12:13:30.14	36.111248	129.374336	3.961	0.015	-	-
53	201704081313a	04/08/2017	13:13:55.33	36.108534	129.375931	4.130	0.442	0.718	-
54	201704131401a	04/13/2017	14:01:59.50	36.108986	129.374906	4.104	-0.252	-	-
55	201704150117a	04/15/2017	01:17:58.02	36.109873	129.375622	3.986	0.574	-	-

	Event ID	Origin time (UTC) (mm/dd/yy hh:mm:ss.sss)		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude		
							M_L	M_W	KMA
56	201704150213a	04/15/2017	02:13:42.95	36.109523	129.373815	4.074	0.248	-	-
57	201704150231a	04/15/2017	02:31:07.25	36.107025	129.374947	4.096	1.552	1.558	-
58	201704150231b	04/15/2017	02:31:12.99	36.107737	129.374572	4.146	3.265	3.294	3.1
59	201704150231c	04/15/2017	02:31:41.43	36.107208	129.377030	3.980	2.026	2.092	-
60	201704150232a	04/15/2017	02:32:06.35	36.107244	129.375931	4.054	1.450	-	-
61	201704150235a	04/15/2017	02:35:25.50	36.106951	129.373335	4.245	0.712	-	-
62	201704150236a	04/15/2017	02:36:30.21	36.106573	129.372554	4.252	0.374	-	-
63	201704150411a	04/15/2017	04:11:13.93	36.107456	129.378006	3.980	0.149	-	-
64	201704150427a	04/15/2017	04:27:34.90	36.105055	129.371936	4.129	0.075	-	-
65	201704150431a	04/15/2017	04:31:07.54	36.105222	129.372456	4.209	0.396	-	-
66	201704150512a	04/15/2017	05:12:40.05	36.107602	129.376029	4.007	0.472	-	-
67	201704150528a	04/15/2017	05:28:59.30	36.108131	129.374849	4.106	0.697	-	-
68	201704150816a	04/15/2017	08:16:47.03	36.106601	129.372180	4.274	2.058	2.145	2.0
69	201704150947a	04/15/2017	09:47:59.70	36.106601	129.375305	4.028	0.450	-	-
70	201704151702a	04/15/2017	17:02:30.16	36.105849	129.373335	4.109	0.484	0.869	-
71	201704160023a	04/16/2017	00:23:08.50	36.107419	129.372554	4.164	0.147	-	-
72	201704160144a	04/16/2017	01:44:46.80	36.103843	129.369144	4.202	0.968	1.552	-
73	201704160150a	04/16/2017	01:50:17.79	36.103985	129.369177	4.195	0.743	1.270	-
74	201704160941a	04/16/2017	09:41:37.46	36.110056	129.376761	4.10	0.353	-	-
75	201704172023a	04/17/2017	20:23:47.46	36.110129	129.378055	4.108	-0.018	-	-
76	201704201301a	04/20/2017	13:01:36.25	36.103651	129.369283	4.167	0.673	1.210	-
77	201704202214a	04/20/2017	22:14:20.48	36.106545	129.374637	4.072	0.657	0.763	-
78	201704211851a	04/21/2017	18:51:04.12	36.105214	129.372741	4.129	0.451	0.744	-
79	201704212358a	04/21/2017	23:58:10.32	36.105678	129.372928	4.127	0.958	1.262	-
80	201704280900a	04/28/2017	09:00:30.58	36.107908	129.375020	4.201	0.205	-	-
81	201704301937a	04/30/2017	19:37:01.50	36.110186	129.375589	4.119	-0.621	-	-
82	201705061631a	05/06/2017	16:31:49.78	36.108428	129.373661	4.213	-0.045	-	-
83	201705181904a	05/18/2017	19:04:32.58	36.104754	129.371805	4.119	0.885	1.433	-

	Event ID	Origin time (UTC) (mm/dd/yy hh:mm:ss.sss)		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude		
							M_L	M_W	KMA
84	201708132142a	08/13/2017	21:42:36.88	36.111700	129.373400	4.210	0.668	1.205	-
85	201709110719a	09/11/2017	07:19:24.37	36.112115	129.375061	3.855	1.536	2.028	-
86	201709151933a	09/15/2017	19:33:49.56	36.106028	129.374784	3.986	0.732	0.816	-
87	201709160855a	09/16/2017	08:55:55.76	36.107358	129.373685	4.088	1.779	1.675	-
88	201709161132a	09/16/2017	11:32:50.84	36.107151	129.373107	4.082	-0.007	-	-
89	201709221427a	09/22/2017	14:27:21.12	36.107969	129.374556	4.186	1.173	1.539	-
90	201709221427b	09/22/2017	14:27:41.34	36.107961	129.374304	4.205	0.769	1.273	-
91	201709221809a	09/22/2017	18:09:55.16	36.107720	129.373824	4.241	1.330	1.583	-
92	201709262046a	09/26/2017	20:46:43.24	36.107505	129.375077	3.855	0.150	-	-
93	201711141955a	11/14/2017	19:55:15.00	36.105625	129.372725	4.123	1.597	1.665	-
94	201711142004a	11/14/2017	20:04:17.00	36.105430	129.372741	4.124	1.704	1.778	-
95	201711142059a	11/14/2017	20:59:37.64	36.105462	129.372969	4.102	1.254	1.567	-
96	201711150522a	11/15/2017	05:22:32.19	36.105466	129.372896	4.092	2.115	2.197	2.2
97	201711150522c	11/15/2017	05:22:43.57	36.105369	129.372180	4.150	2.859	2.717	2.6
98	201711150529b	11/15/2017	05:29:31.33	36.106093	129.372595	4.270	5.345	5.560	5.4

A-4. Temporal distribution of earthquakes and EGS project activities

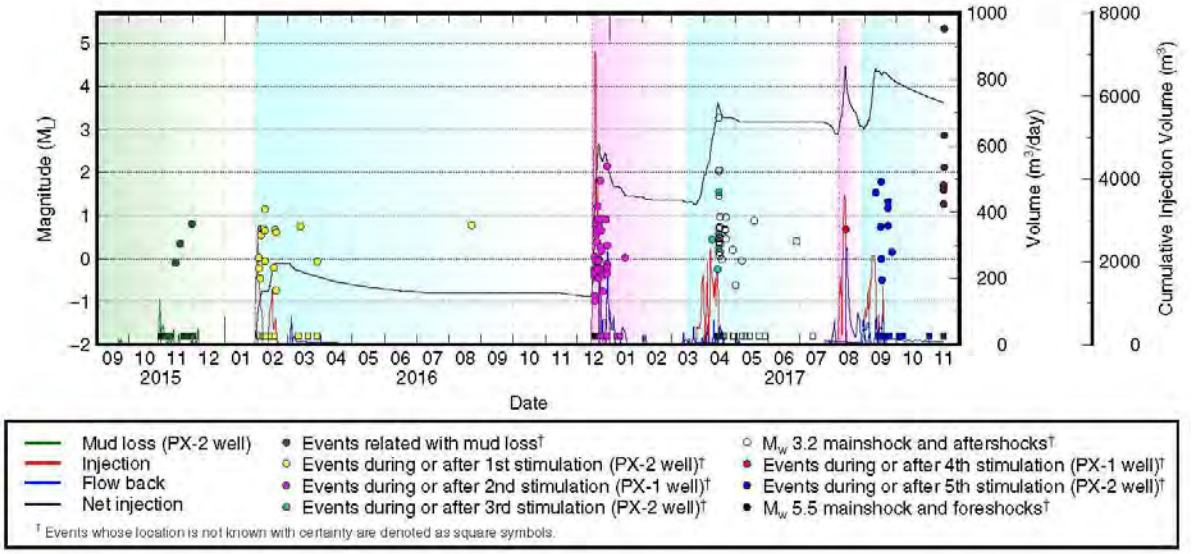


Fig. A-4-1. Temporal distribution of EGS project activity and seismicity of events with location certainty.

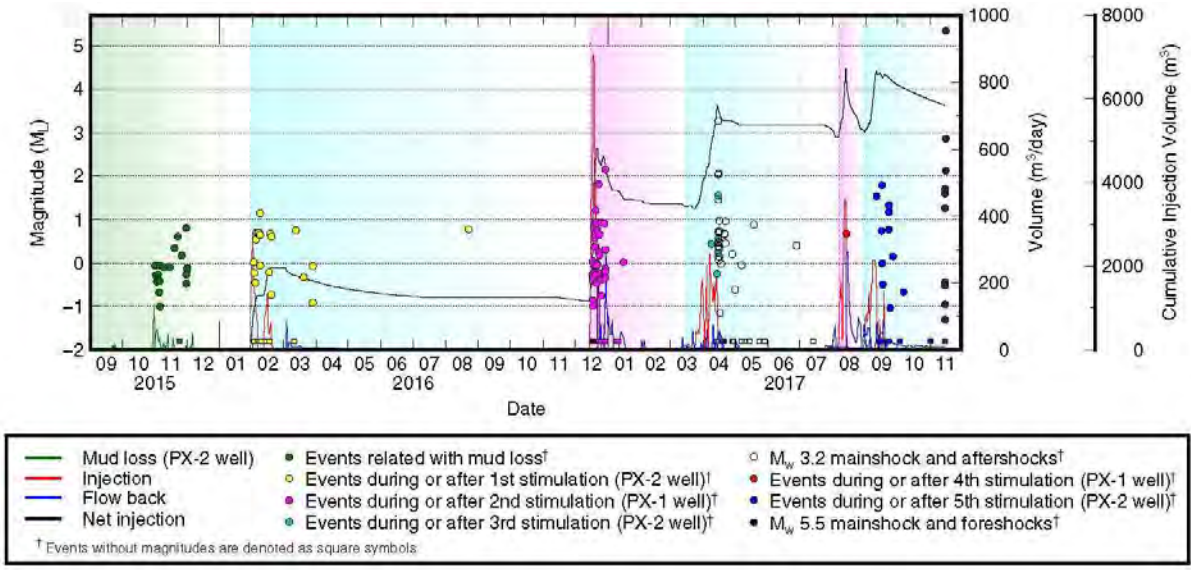
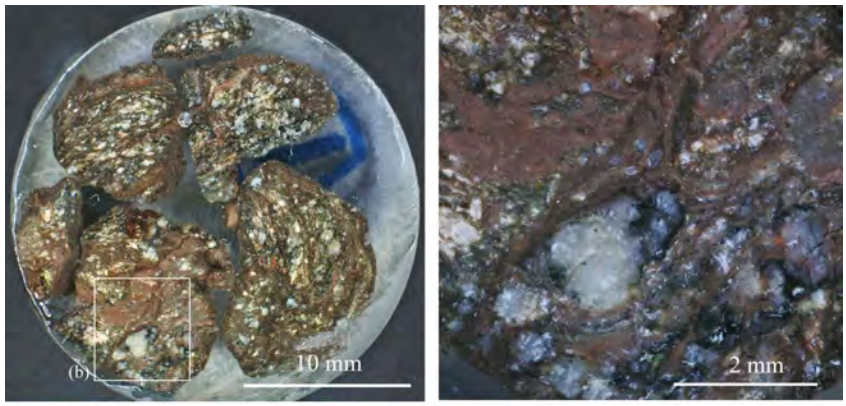


Fig. A-4-2. Temporal distribution of EGS project activity and seismicity of events whose magnitude was determined.

A-5. Microstructures of fault gouge and breccia from the 3800 m fault zone in PX-2 borehole

Results from the analyses and observations on the PX-2 drill cuttings (Figure O-3 in Section 3.2) clearly revealed a fault at depths from 3,790 m to 3,816 m. Most convincing evidence for the fault is the abundant fault gouge and breccia recovered in the form of round-shaped mud balls at the depth interval (Figure O-3b in the main text). Mud balls are weak and can be crushed easily with hands. They exhibit a variety of interesting deformation microstructures typical of fault gouge and breccia, and Figures A-5-1 and A-5-2 show more examples. Five to ten mud balls were impregnated with a low viscosity epoxy under vacuum (Fig. A-5-1a), impregnated specimens were polished with sandpapers, and observations were made on oiled surfaces of polished specimens under stereomicroscopes. Quality of photomicrographs depends on surface roughness, rougher surfaces yielding less shiny photomicrographs. More than 100 mud balls were observed and without any exception those were composed of fault gouge and breccia. Visible fragments (called clasts) occupy more than 30 % of the whole rocks in fair number of mud balls and fault rocks are classified as fault breccia. Fault rocks shown in Fig. A-5-1(a) to (c) and in Fig. A-5-2(d) and (e) are fault breccia. Fault rocks will be analyzed further to characterize the nature of the fault zone closely in the future.

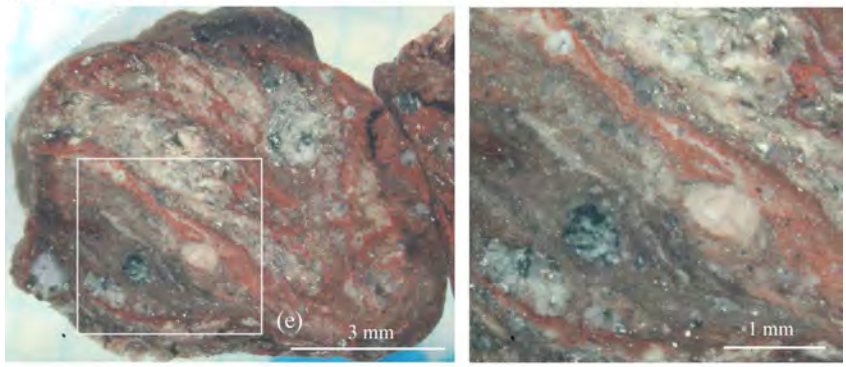
XRD analysis of mud balls from a depth of 3,812 m (PX-2) revealed plagioclase 46 %, K-feldspar 9 %, quartz 9 %, chlorite 19 %, chlorite/smectite mixed layer 11 % and illite 6 %. Granitic fault gouges in Korea and elsewhere at surface outcrops contain smectite which lowers a friction coefficient typically down to levels of 0.05 to 0.3. However, temperature at depths around 4,000 m in Pohang exceeds the stability condition of smectite. Future friction and fluid-flow experiments using the recovered gouge will yield reliable frictional and transport properties of fault gouge which will be useful in mechanical analysis and modeling of induced/triggered earthquakes at the EGS site in Pohang.



(a) PX-2, 3791 m (b) PX-2, 3791 m

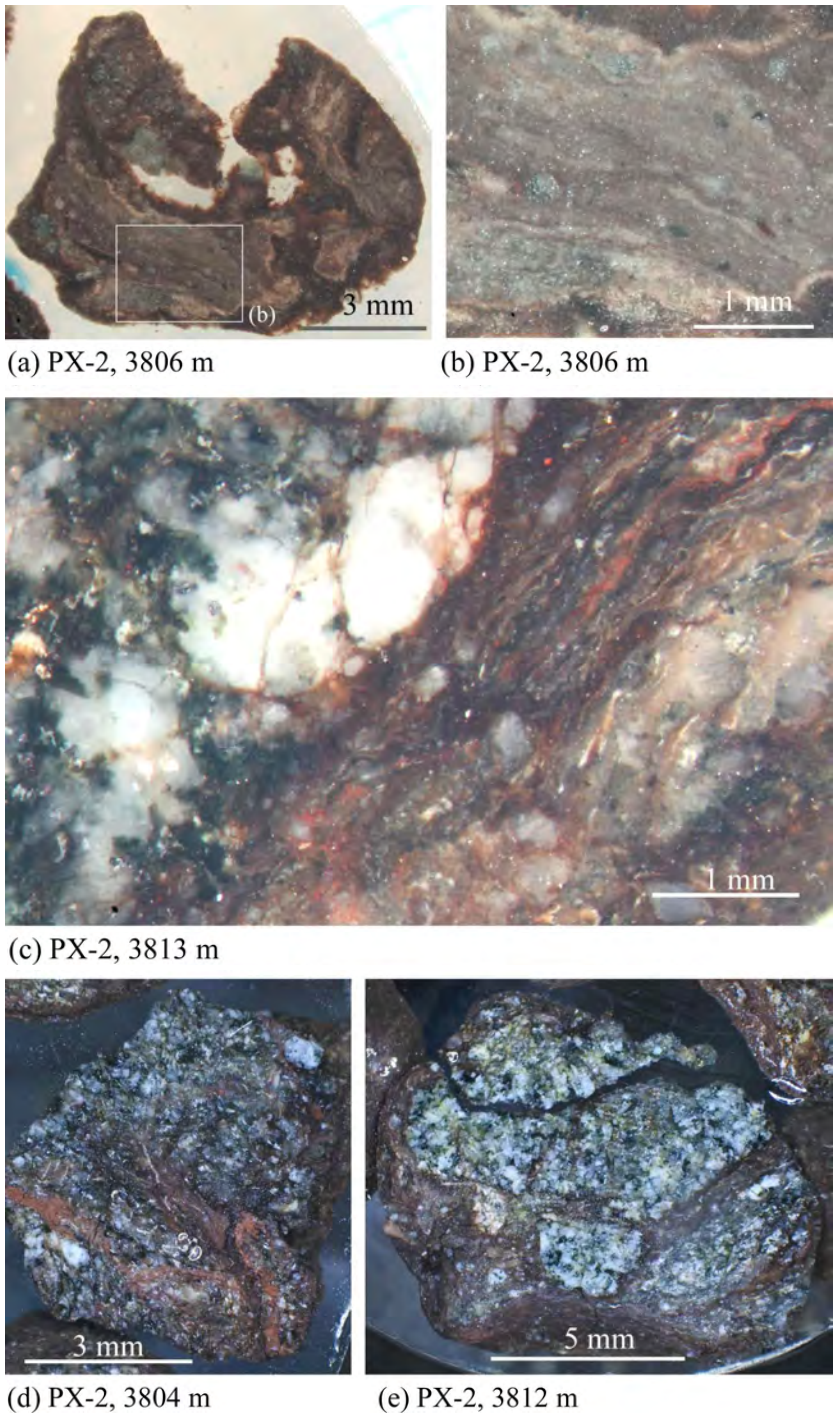


(c) PX-2, 3798 m



(d) PX-2, 3803 m (e) PX-2, 3803 m

Fig. A-5-1. Photomicrographs of polished specimens of fault gouge and breccia recovered from the depths of (a, b) 3,791 m, (c) 3,798 m, (d, e) 3,803 m in PX-2 borehole. (b) and (e) are close-ups of rectangular portions in (a) and (d), respectively. Observations were all made under two stereomicroscopes.



(a) PX-2, 3806 m (b) PX-2, 3806 m

(c) PX-2, 3813 m

(d) PX-2, 3804 m (e) PX-2, 3812 m

Fig. A-5-2. Photomicrographs of (a, b) clayey foliated fault gouge nearly free from visible clasts (3,806 m in depth), (c) highly sheared gouge between clast-rich zones (3,813 m), and (d, e) fragments of fault breccia that are both deformed internally (from depths of 3,804 m and 3,812 m, respectively). (b) is a close-up of the rectangular portion in (a); note that the gouge in (b) is finely foliated.

포항지진과 지열발전의 연관성에 관한 정부조사연구단 요약보고서

Summary Report of the Korean Government Commission on Relations between the 2017 Pohang Earthquake and EGS Project