



저작자표시-비영리-동일조건변경허락 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

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

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



동일조건변경허락. 귀하가 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공했을 경우에는, 이 저작물과 동일한 이용허락조건하에서만 배포할 수 있습니다.

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

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

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

[Disclaimer](#)

2011년 2월
석사학위논문

복합 물리탐사를 이용한
지하구조해석

조선대학교 대학원

에너지자원공학과

김 경 진

복합 물리탐사를 이용한 지하구조해석

Subsurface Structure Interpretation by Applying
Complex Geophysical Methods

2011년 2월 25일

조선대학교 대학원

에너지자원공학과

김 경 진

복합 물리탐사를 이용한 지하구조해석

지도교수 고진석

이 논문을 공학 석사학위신청 논문으로 제출함

2010년 10월

조선대학교 대학원

에너지자원공학과

김 경 진

김경진의 석사학위논문을 인준함

위원장 조선대학교 교수 강 추 원 인

위 원 조선대학교 교수 강 성 승 인

위 원 조선대학교 교수 고 진 석 인

2010년 11월

조선대학교 대학원

목 차

List of Tables	iii
List of Figures	iv
Abstract	vi
1. 서론	1
2. 이론적 배경	2
2.1 전기탐사의 원리	2
2.1.1 기초이론	2
2.1.2 각종 전기적 성질	3
2.1.3 거리계수	5
2.1.4 쌍극자배열 전기비저항 탐사의 이론	7
2.2 굴절법탄성파탐사 이론	10
2.2.1 기초이론	10
2.2.2 해석방법	13
2.3 시추조사	18
2.3.1 시추조사목적	18
2.3.2 시추조사방법	18
2.3.3 표준관입시험	19
3. 연구지역의 지형 및 지질	21
3.1 연구지역의 지질	21
3.2 연구지역의 지형특성	23
4. 자료취득 및 자료처리	25
4.1 전기비저항탐사	25

4.1.1 측선설정	25
4.1.2 조사장비	26
4.1.3 자료처리	26
4.2 굴절법탄성파탐사	29
4.2.1 측선설정	29
4.2.2 조사장비	29
4.2.3 자료처리	30
5. 탐사자료의 해석 및 결과	34
5.1 전기비저항탐사결과	34
5.2 굴절법탄성파탐사결과	36
5.3 시추조사결과	37
6. 결론	39
참고문헌	41

List of Tables

Table 2.1 Resistivities of some common rocks	3
Table 2.2 Resistivities of minerals	4
Table 2.3 Typical velocity of the substance(km/s)	16
Table 5.1 Boring Test Results	37
Table 5.2 Standard Penetration Test Results	37

List of Figures

Figure 2.1 Diagram illustrating symbols and configuration used to determine potential at P for a single point source of current C	5
Figure 2.2 Diagram used to determine potential difference at two potential electrodes P1 and P2	6
Figure 2.3 The method of apparent resistivity pseudosection in dipole-dipole array	8
Figure 2.4 Snell's law	11
Figure 2.5 Acoustic wave propagation path of dashed	12
Figure 2.6 Seismic traveltime curve	13
Figure 2.7 Refraction and Receiver Development	14
Figure 2.8 Drilling Test Method	19
Figure 3.1 Geologic map of the study area(Namweon)	22
Figure 3.2 Topographical map of the study area(Namweon)	24
Figure 4.1 Resistivity location map showing the survey line	25
Figure 4.2 Apparent resistivity and calculated resistivity pseudo-Sections of survey line	27
Figure 4.3 2-D Resistivity Structure	28
Figure 4.4 Seismic refraction location map showing the survey line	29
Figure 4.5 Processing sequence for the refraction data	31
Figure 4.6 Travel time curves for refraction data	32
Figure 4.7 Initial model for the traveltime inversion data	33
Figure 5.1 2-D Resistivity structure bitmap image	35
Figure 5.2 Seismic refraction results	36

Abstract

Subsurface Structure Interpretation by Applying Complex Geophysical Methods

By Kim, Kyoung Jin

Adv. Prof. : Ko Chin Suk

Dept. of Energy & Resources Engineering,
Graduate School of Chosun University

Recently geophysical prospecting methods for research subsurface structures are verity, but if certain designated method is selected there are limited distinctive of equipments and also collected distinctive physical mechanism of materials are limited and it may cause misinterpreting study area subsurface structure and creating huge expenses default in study area.

Overcome of mentioned problem, verify of exploration data should be collected and interpreting correctly of prospecting data of study area for minimize expenses and length of construction period to accuracy when designing and development.

For the purpose of above mentioned subject this used electrical resistivity dipole-dipole array, seismic refraction surveys and boring test been proceed for confirmation of result.

Result of interpreting seismic refraction surveys subsurface structure shown homogeneous pattern but electrical resistivity dipole-dipole array shows lower electrical resistivity(Anomaly) datum in 80m~ 110m from start survey point.

But that anomaly are showed weathering soil of differential weathering or crushing bedrock zone, But result of Boring test and seismic refraction survey was decided bedrock(soft rock).

Bottom of electrical resistivity dipole-dipole array are higher electrical resistivity (bedrock) and field observation result are recognized bedrock is called

Geubuk rock, but seismic refraction surveys result comes out differently.

Seismic refraction lines provide important information about velocities of near-surface materials. As electrical resistivity surveys depend do different physical properties than seismic surveys, the two taken together may provide important cross checks. The sand-gravel layer and weathered rock contact does not have a sufficient velocity contrast to be detected by seismic refraction, but the resistivity contrast is sufficient for mapping by the electrical resistivity method. Conversely, the fractured bedrock surface is filled with water and possesses a resistivity very similar to the weathered rock. However, a sufficient velocity contrast is present here for bedrock depth to be determined by the refraction method.

1. 서론

토목·건설분야의 설계를 위해서는 암반의 심도를 규명하는 일은 도로, 터널, 교각 건설을 위한 지반조사의 중요한 과제 중 하나이다 지하 지질구조 및 물성분포에 대한 정보를 취득해야 하는데 여러 가지 과학적인 조사방법 중에 일반적으로 매질의 물성을 직접 또는 간접적으로 측정하여 지하 물성분포 및 지질구조를 유추하는 지구물리화학적 방법이 있다(손병호 외, 1999). 일반적으로 시추에만 의존하는 단편적인 조사의 틀에서 벗어나 보다 지하를 경제적이고 체계적으로 파악하기 위하여 지구물리화학적 방법중에서 물리탐사를 적용하고 있으나 비선형적이고 복잡한 지하 매질구조를 단일한 탐사법으로 정확하게 파악하는 것은 많은 한계점이 존재한다. 각 물리탐사법이 가지는 해석의 비유일성, 분해능의 차이에 관한 문제를 해결하기 위하여 여러 가지 지구물리탐사를 동시에 적용하여 각각의 한계점을 최소화 또는 상호 보완하여 극복하고 있다(임경학, 2005). 또한 지질구조를 해석하기 위하여 다양한 장소에서 여러 가지 물리탐사가 수차례 시행된 바 있다. 유영준과 조창수(1999) 등은 터널 및 대절토 구간에서 탄성과굴절법탐사를 실시하여, 지질 이상대 및 기반암의 심도를 파악하였으며 김정호와 이명중(2001) 등은 전기 전도도의 분포가 공극률, 지하수, 공극수, 및 점토광물에 따라 지배되는 것에 기인하여 지층의 풍화정도 및 단층파쇄대와 지하 내부구조 파악하기 위하여 전기 비저항탐사를 수행하였다.

본 논문에서는 기반암의 심도를 규명하기 위하여 전기 비저항탐사와 굴절법탄성파탐사 및 시추조사를 실시하여 전기 비저항탐사의 저 비저항구간과 탄성과굴절법의 저속도대의 분포경향의 연관성을 파악하였다. 또한 개별 탐사 기법 해석과 아울러 탐사결과들을 종합함으로써 연구구간의 지질분포를 보다 정확하게 파악하고, 시추조사와 비교하여 기반암의 심도를 규명함으로써 단위 물리탐사의 적용성을 파악하는데 있다.

2. 이론적 배경

2.1 전기탐사의 원리

2.1.1 기초이론

지하에 전류가 흐를 때 전류가 흐르는 통로상의 두 지점 사이에는 매질의 저항에 비례하는 전위차가 발생하며 이 현상을 이용하여 광체나 지질구조를 탐사하는 방법이 전기비저항 탐사(electrical resistivity survey)이다.

전기회로 이론에 의하면 길이가 L 이고, 단면적이 A 인 원주(圓柱)에서 원주 양단간의 저항이 R 인 고체의 전기비저항(electric resistivity) ρ 는

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (1)$$

이며, 물체의 모양과 크기에 관계없는 물체의 전기적 특성을 나타내는 것으로 단위는 ohm-m(Ω m)가 된다. 즉 전기비저항이란 단위 체적 물질이 갖는 저항이라고 정의할 수 있다.

전기저항 R 은 원주 양단에 걸린 전압 V 와 원주 안을 흐르는 전류 I 에 의해서 옴의 법칙으로부터 $R = V / I$ 이다. 여기서 V 와 I 의 단위는 각기 volt와 amperes이다. 전기비저항의 역수를 전기 전도도(electrical conductivity, σ)라고 하며, 단위는 mhos/m이다. 그러면

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{RA} = \frac{I/A}{V/L} = \frac{j}{E} \quad (2)$$

이 되며, 여기서 j 는 전류밀도(amperes/m²)이고, E 는 전기장의 크기(volts/m)이다.

2.1.2. 각종 전기적 성질

자연상태로 부존하는 여러 가지 암석이나 광물의 물리적인 성질 중에서도 전기 비저항은 Table 2.1과 Table 2.2에서 볼 수 있는 바와 같이 넓은 범위로 분포한다. 전기비저항의 크기를 결정하는 여러 가지 요소로는 암석의 공극률(空隙率, porosity), 공극의 유체포화율(fluid saturation), 공극 내의 포화된 유체의 성질, 조암(造岩) 광물의 종류, 암석이나 토양의 구성입자의 크기 및 성질, 암석의 고화도(固化度), 파쇄대나 균열대, 단층 및 기타 지질구조의 형태 등도 전기비저항의 변화에 큰 영향을 준다.

일반적으로 암석의 비저항은 암석의 공극률, 공극내 유체의 염도(salinity), 암석 내의 유체의 분포상황 등의 순으로 큰 영향을 받고 있는 것으로 알려져 있다.

Table 2.1 Resistivities of some common rocks

Rock type	Resistivity range(Ωm)
Igneous and Metamorphic Rocks	
Basalt	$10 \sim 1.3 \times 10^7$ (dry)
Gabbro	$10^3 \sim 10^6$
Granite	$3 \times 10^2 \sim 10^6$
Marble	$10^2 \sim 2.5 \times 10^8$ (dry)
Quartzites(various)	$10^2 \sim 2 \times 10^8$
Slates(various)	$6 \times 10^2 \sim 4 \times 10^7$
Sedimentary Rocks	
Clays	$1 \sim 100$
Limestones	$50 \sim 10^7$
Sandstones	$1 \sim 6.4 \times 10^8$

Table 2.2 Resistivities of minerals

Mineral	Formula	Resistivity(Ωm)	
		Range	Average
Argentite	Ag_2S	$2 \times 10^{-3} \sim 10^4$	1.7×10^{-3}
Bismuthinite	Bi_2S_3	$18 \sim 570$	
Covellite	CuS	$3 \times 10^{-7} \sim 8 \times 10^{-5}$	2×10^{-5}
Chalcocite	Cu_2S	$3 \times 10^{-5} \sim 0.3$	10^{-4}
Chalcopyrite	CuFeS_2	$1.2 \times 10^{-5} \sim 0.3$	4×10^{-3}
Bornite	Cu_5FeS_4	$2.5 \times 10^{-5} \sim 0.5$	3×10^{-3}
Marcasite	FeS_2	$10^{-3} \sim 3.5$	5×10^{-2}
Pyrite	FeS_2	$2.9 \times 10^{-5} \sim 1.5$	3×10^{-1}
Pyrrhotite	Fe_nS_m		10^{-4}
Cinnabar	HgS	$6.5 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-2}$	2×10^7
Molybdenite	MoS_2		10
Galena	PbS	$10^{-3} \sim 10^6$	2×10^{-3}
Millerite	NiS	$3 \times 10^{-5} \sim 3 \times 10^2$	3×10^{-7}
Stannite	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_2$	$10^{-3} \sim 6 \times 10^3$	
Stibnite	Sb_2S_3	$10^5 \sim 10^{12}$	5×10^6
Sphalerite	Zns	$1.5 \sim 10^7$	10^2
Cobaltite	CoAsS	$3.5 \times 10^{-4} \sim 10^{-1}$	
Smaltite	CoAs_2		5×10^{-5}
Arsenopyrite	FeAsS	$2 \times 10^{-5} \sim 15$	10^{-3}
Niccolite	NiAs	$10^{-7} \sim 2 \times 10^{-3}$	2×10^{-5}
Sylvanite	AgAuTe_4	$4 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-5}$	
Bauxite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	$2 \times 10^2 \sim 6 \times 10^3$	

2.1.3. 거리계수(Geometric factor)

만일 전류가 Figure 2.1에서와 같이 균질(均質)한 전기비저항 ρ 를 갖는 반무한공간(halfspace)의 표면상의 점 C에서 흘러들어가고 거리가 r 만큼 떨어진 등전위면에서 두께가 dr 인 매우 얇은 매질 껍질을 정의한다면 이를 가로지르는 미소 전위 dV 는 다음과 같이 구한다.

$$dV = i(R) = i(\rho \frac{l}{A}) = i(\rho \frac{dr}{2\pi r^2}) \quad (3)$$

식 (3)으로부터 P에서의 전위를 결정하는 가장 적합한 방법은 전류전극까지의 거리 D에서 ∞ 까지 적분에 의하여 구한다.

$$V_P = \int_D^\infty dV = \frac{\rho i}{2\pi} \int_D^\infty \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho i}{2\pi D} \quad (4)$$

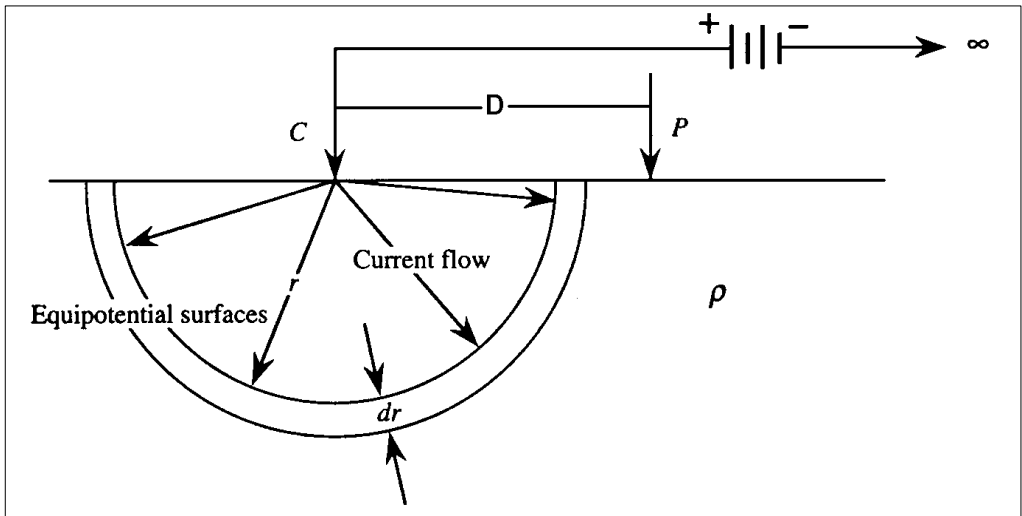


Figure 2.1 Diagram illustrating symbols and configuration used to determine potential at P for a single point source of current C

지표에 4개의 전극(電極, electrode)을 꽂은 후 이 중 두 개의 전극(전류전극, current electrode)에서 각각 i 및 $-i$ 의 전류를 흘려주고 다른 두 개의 전극(電位電極, potential electrode)에서 전위를 측정하면 각각의 전위전극에서의 전위는 식 (4)에서 구한 전위의 대수적인 합과 같으므로 다음 식과 같이 된다.

$$V_{P_1} = \frac{\rho i}{2\pi} \left(\frac{1}{\gamma_1} - \frac{1}{\gamma_2} \right) \quad (5)$$

$$V_{P_2} = \frac{\rho i}{2\pi} \left(\frac{1}{\gamma_3} - \frac{1}{\gamma_4} \right) \quad (6)$$

따라서 두 전위전극 사이에서의 전위차 ΔV 는

$$\begin{aligned} \Delta V &= V_{P_1} - V_{P_2} \\ &= \frac{\rho i}{2\pi} \left(\frac{1}{\gamma_1} - \frac{1}{\gamma_2} - \frac{1}{\gamma_3} + \frac{1}{\gamma_4} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

가 된다. 여기서 $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ 및 γ_4 는 각각의 전류전극 및 전위전극 사이의 거리이다(Figure 2.2).

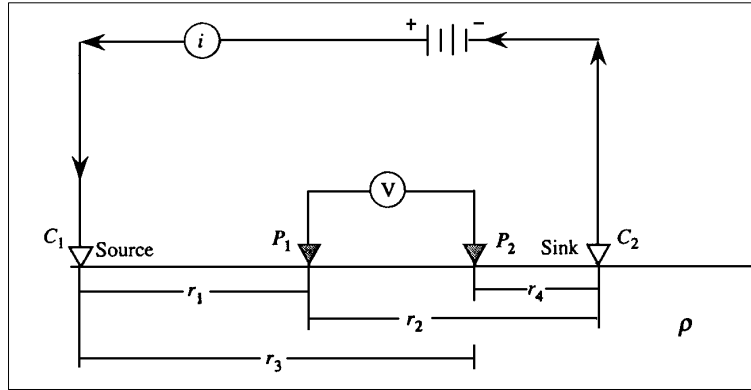


Figure 2.2 Diagram used to determine potential difference at two potential electrodes P1 and P2

식 (7)로부터 흘러 보내준 전류의 세기 i 를 알고 두 전위전극 사이의 전위차 V 를 측정하면 다음 식과 같이 지하의 전기비저항을 구할 수 있다.

$$\rho = 2\pi G \frac{\Delta V}{i} \quad (8)$$

여기서 G 는 4개의 전극 상호간의 거리로부터 계산되는, 즉 전극배열에 따른 계수인 거리계수(距離係數, Geometric factor)로서 다음과 같이 정의된다.

$$\frac{1}{G} = \frac{1}{\gamma_1} - \frac{1}{\gamma_2} - \frac{1}{\gamma_3} + \frac{1}{\gamma_4} \quad (9)$$

균질 등방성 대지에서는 식 (8)의 전기비저항치는 어떤 전류의 값과 어떤 전극 배열 방법의 경우에도 일정할 것이다. 그러나 만일 대지가 불균질할 때에는 전극간격이 변하거나, 전체 배열이 이동되는 경우에 일반적으로 $\Delta V/I$ 의 값은 변화하게 되며, 따라서 전기비저항도 달라지게 된다. 이렇게 측정된 전기비저항을 겉보기 전기비저항(ρ_a , apparent electrical resistivity) 또는 외견비저항(外見比抵抗)이라고 부른다. 이 겉보기 비저항은 분명히 어느 정도까지는 전극이 배열된 부근 대지의 전기비저항치와 관련을 갖고 있으나, 대지의 진전기비저항(眞電氣比抵抗)치도 아니며, 부근 대지의 전기비저항치의 평균값도 아니다. 대지가 균질인 경우에만 이 겉보기 전기비저항치는 진전기비저항치와 같은 값이 된다.

2.1.4. 쌍극자배열 전기비저항 탐사의 이론

쌍극자 배열(dipole-dipole array) 전기비저항 탐사는 지하수 탐사 및 지반조사에 동원되는 탐사기술로, 수평 및 수직탐사를 동시에 수행함으로써 탐사 축선 하부의 2차원적 구조를 밝히는 탐사방법이다.

쌍극자배열 전기비저항탐사는 Figure 2.3과 같이 전류, 전위전극 간격(쌍극자 길이) a 를 탐사목적, 정밀도 등을 고려하여 결정하고 $a, 2a, 3a, \dots, na$ 간격으로 단계적으로 이동하면서 전위차를 측정하여 겉보기 비저항 값을 계산한다.

야외탐사 결과는 Figure 2.3과 같이 전위전극 중심과 전류전극의 중심을 연결하는 선을 밑변으로 하는 직각 이등변 삼각형의 꼭지점에 겉보기 비저항 값을 기입하여 수평 및 수직적 변화를 해석하게 된다.

이때, 겉보기비저항은 두 개의 전류전극에 흘려준 전류의 세기를 알고, 두 개의 전위전극 사이에서 측정된 전위차를 알때, 다음식으로 표시된다.

$$\rho_a = n(n+1)(n+2)\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (10)$$

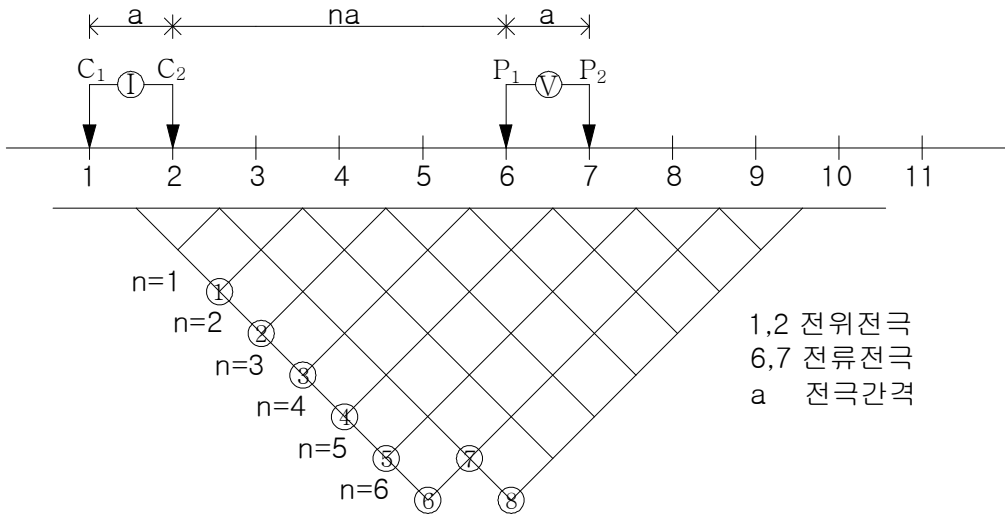


Figure 2.3 The method of apparent resistivity pseudosection in dipole-dipole array

이와 같은 쌍극자 배열 탐사결과 획득된 겉보기비저항 도면을 가단면도 (pseudo-section)라고 한다. 이 가단면도에 나타난 겉보기 비저항값은 지하의 참 전기비저항 값을 나타내는 것이 아니며, 아울러 표시된 수직점이 비저항 값들 야기시키는 원인의 진짜심도를 표시하는 것도 아니다. 그러므로 지하의 위치별 전기비저항 분포를 정량적으로 규명하기 위해서, 수치역산(numerical inversion)을 이용한 컴퓨터에 의한 해석프로그램이 요구된다.

쌍극자 배열방법은 다른 배열방법 웨너(Wenner)배열이나 슐럼버저(Schlumberger)배열과는 달리 신속하게 2차원적 수직-수평탐사를 수행할 수 있어 비교적 광역적으로 지하 2차원구조, 특히 전기전도성 구조를 파악할 수 있는 장점이 있다.

한편 쌍극자 전극 간격 a 를 원하는 가탐심도 또는 지질학적 조건에 따라 변경 및 조사할 수 있으며, 전극간격과 전개수(number of separation) n 을 조정함으로써 수직변화 양상을 신속하게 탐지할 수 있다.

근본적으로 웨너(Wenner)배열이나 슐럼버저(Schlumberger)배열을 이용하는 수직탐사는 1개점하부의 심도에 따른 비저항 변화 양상을 파악함에 목적이 있으므로, 1차원적 탐사의 범주에 속한다. 지하 1개점하부의 자세한 정보 획득에는 수직

탐사가 효율적이며 정량적이라 할 수 있다. 그러나 암반 지하수의 경우와 같이 국부적으로 발달하는 파쇄대 탐지의 문제는 그 대상이 2차원 구조이므로, 2차원적인 탐사를 필요로 한다.

쌍극자배열 탐사는 1점이 아닌 1측선상에서 수평-수직탐사를 동시에 수행하므로 2차원적 탐사로 간주된다. 물론 쌍극자 배열 탐사의 측선상에 각 측정마다 수직탐사를 수행한다면 1개점이 아닌 측선상의 하부에 2차원적인 비저항 분포를 파악할 수 있으나, 탐사기간 및 비용면에 있어서 쌍극자배열 탐사에 비해 대단히 비경제적이 된다. 또한 수직탐사는 각 측정 사이에 국부적인 이상대가 존재할 경우, 이를 놓칠 우려가 많으나, 쌍극자배열 탐사는 연속적인 2차원 탐사이므로 이러한 가능성이 상대적으로 낮다고 할 수 있다.

2.2 굴절법탄성파탐사 이론

2.2.1. 기초이론

지표 부근에서 발파 등으로 탄성파(P파, S파)를 발생시켜 속도가 다른 지층 경계에서 굴절되어 돌아오는 굴절파를 지표에 설치한 측정 장치로 기록하여 지하의 속도구조를 알아내는 탐사법이다. 땅 속을 전파하는 탄성파에는 실제파인 P파와 S파가 있는데 굴절법에서는 P파 초동을 이용한 측정 방법이 일반적으로 사용된다. 반면에 S파 탐사는 토질지반을 대상으로 비교적 천부의 속도구조를 구하는 경우에 이용된다.

탄성파탐사란 탄성파동의 전파특성을 이용하여 지하구조를 추정하는 물리탐사 기술로, 탄성파의 종류나 측정형태(진원점과 수신기의 설치장소)에 따라 여러가지 방법으로 분류된다. 이 중 굴절법탐사는 지표 또는 지하에서 인공적인 탄성파를 발생시켜 P파 또는 S파가 직접 또는 다른 지층간에 굴절되어 지층 속을 전파, 지표에 설치된 측정장치에서 관측된 결과를 해석하여 지하구조를 해명하는 방법이다.

지표 또는 시추공 내에서 인위적으로 발생시킨 탄성파는 속도가 서로 다른 두 매질의 경계면에서 그 에너지의 일부는 반사되고 일부는 하부 매질로 굴절되는데, 이 때 반사 또는 굴절파의 진행경로는 스넬의 법칙(Snell's law)에 의해 결정된다. Fig. 4~Fig. 6는 이러한 스넬의 법칙을 파선 개념을 이용해 설명한 것으로서 탄성파가 지층 경계면에 입사될 때 경계면에서 반사 또는 굴절되는 파의 진행 경로를 설명하고 있다. 일반적으로 파가 i 의 입사각으로 경계면에 입사하면 반사파 및 굴절파의 경로는 경계면 상·하부 매질의 속도와 입사각에 따라 결정되는데, 스넬의 법칙에 의하면 아래와 같은 식으로 표현된다.

$$\frac{\sin i}{V_i} = \frac{\sin \theta_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\sin \theta_{p2}}{V_{p2}} = \frac{\sin \theta_{s2}}{V_s} = P \quad (11)$$

여기서, 입사파가 종파이면 $V_i = V_{p1}$ 이고 횡파이면 $V_i = V_{s1}$ 이 되고, θ_{p1} 과 θ_{s1} 은 종파와 횡파의 반사각이고, θ_{p2} 와 θ_{s2} 는 각각 종파와 횡파의 굴절각이다. 그리고 V_{p1} , V_{s1} 과 V_{p2} , V_{s2} 는 매질 1과 매질 2에서의 종파와 횡파의 속도를 나타

내며 상수 p 를 파선변수라 한다. 이로부터 입사파와 반사파의 모드가 동일한 경우에는 입사각과 반사각이 서로 같고, 굴절파의 진행경로를 결정짓는 굴절각은 경계면 상·하 매질의 속도의 비에 의해 결정됨을 알 수 있다.

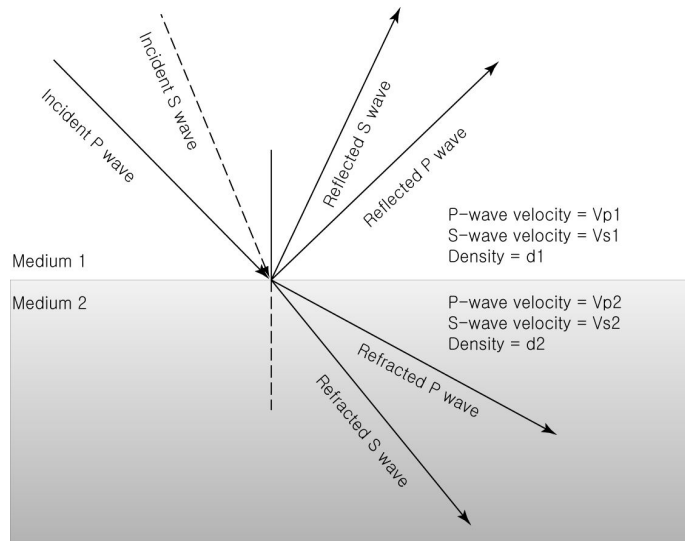


Figure 2.4 Snell's law

또한, 탄성파가 경계면에서 비스듬하게 입사하는 경우에 종파는 수직횡파(SV-wave)로, 또는 수직횡파가 종파로 변환되는 현상이 일어나는데 이를 모드 전환이라 한다. 이 경우에도 모드가 전환된 파의 진행경로는 상기 스넬의 법칙에 의해 결정된다. 그러나 파가 경계면에 수직으로 입사하는 경우에는 모드 전환은 일어나지 않으며 또한 입사파가 수평횡파(SH-wave)인 경우에도 경계면에 대해 수평응력 성분만이 작용하므로 모드전환은 일어나지 않는다.

스넬의 법칙에 의하면 하부 매질에서의 탄성파 속도가 상부매질보다 클 경우에 특정한 입사각에 대해서는 굴절각이 90° 가 되어 탄성파 에너지는 지층 경계면과 나란하게 굴절된다. 이와 같은 현상을 임계굴절(critical refraction)이라 하며, 이 때의 입사각을 임계각(critical angle)이라 한다.

또한 임계 굴절된 탄성파는 경계면을 따라서 하부층의 속도로 전파되다가 에너지의 일부는 다시 상부층으로 재 굴절하여 지표에 도달하는데 이를 선두파(head wave)라 한다. 굴절법탐사는 지표 상에서 인위적으로 탄성파를 발생시킨 다음에, 표토층을 따라 수진기에 도달하는 직접파(direct wave) 및 지층 경계면에서 임계굴

절된 선두파의 도달시간(first arrival time)을 측정하여 지층 경계면의 깊이와 경계면 상·하부 지층의 탄성과 속도를 알아내는 방법이다.

상기한 스넬의 법칙에서 임계굴절이 일어나는 조건은 하부층의 속도가 상부층의 속도보다 큰 경우이므로, 굴절과 탐사는 조사대상 지역의 지질구조가 층서적이면서 하부층의 탄성과 속도가 상부층에 비해 점진적으로 증가하는 지역에서 좋은 탐사 결과를 얻을 수 있다. 물론 하부층의 속도가 상부층보다 낮은 지역에서는 임계굴절 효과가 생기지 않기 때문에 굴절법탐사로는 조사할 수 없으며, 이와 같은 지층을 속도역전층이라 한다.

굴절법 탐사에서는 속도구조를 층 구조라고 가정하고 해석하기 때문에 심도와 더불어 속도가 커지는 경향이 있고, 동일 층에서 속도가 수평방향으로 크게 변화하는 복잡한 지반에서 정확하게 속도구조를 계산하기 어려웠다. 하지만 2D Seisimager 해석기법을 적용할 경우 속도구조라고 가정하는 것이 아니기 때문에 이와 같이 복잡한 구조에서도 비교적 정확한 속도구조 도출이 가능하다.

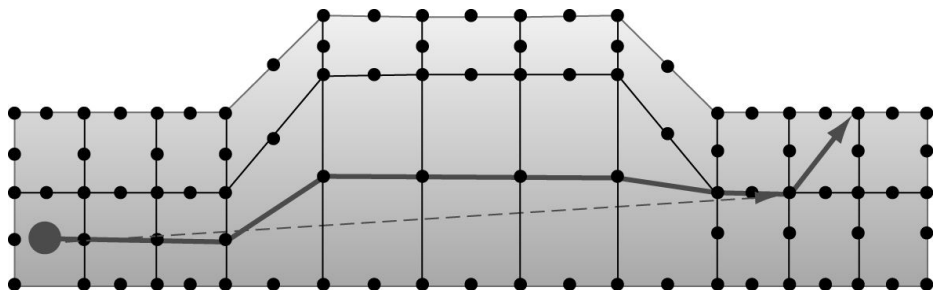


Figure 2.5 Acoustic wave propagation path of dashed

암석의 물성 중의 하나인 탄성과 속도 v 는 지반조사 분야에서 암층을 구분하는 매개변수로 간주되고 있다. 즉 암반단면에 표출되는 임의의 불균질성도 역시 속도로 대변된다.

Figure 2.5는 암반단면의 타격점에서 생성된 탄성파가 수진기로 전달되는 탄성파 파선의 진로를 나타내고 있다. 여기에서 탄성파가 도달되는 시간 즉, 주시(travel time)를 관찰할 수 있는데 이 주시는 각 cell간의 매질의 속도분포와 상관되어 매질의 균질성에 따라 주시가 변한다.

굴절법 탐사자료의 해석은 탄성과 탐사 기록으로부터 직접파와 굴절파 및 반사파의 도달시간을 읽어 주시곡선도(Time-Distance Chart)를 작성한다(Figure 2.6).

지표면에서 진원으로부터의 최초 굴절파가 감지되는 거리를 임계거리(Critical Distance)라고 하며, 굴절파가 직접파를 앞질러 초동으로 나타나는 지점까지의 거리를 교차거리(Cross-Over Distance)라고 한다. 또한 굴절파의 주시를 나타내는 직선을 원점거리까지 임의로 연장하였을 때 시간축과 만나는 점(시간)을 절단시간(Intercept Time)이라고 한다. 굴절법 탐사에서는 일반적으로 각 수신점에 도달하는 초동만을 읽어 주시곡선을 작성하고, 주시곡선상에 나타나는 각 직선 등의 기울기로부터 지층에 대한 속도를 결정한 후 각층 경계면까지의 심도를 계산한다.

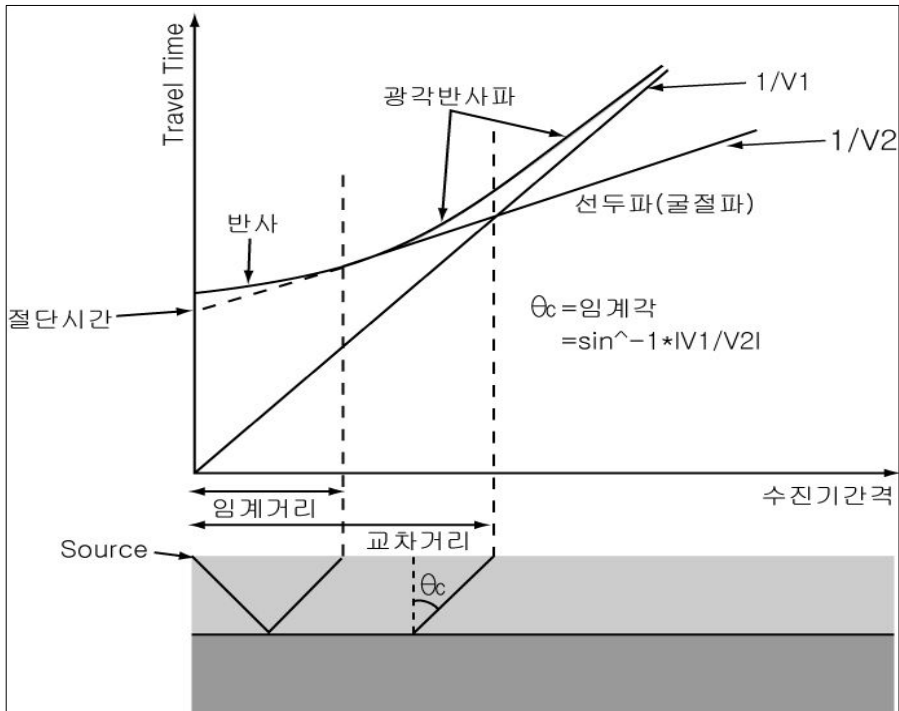


Figure 2.6 Seismic travelttime curve

2.2.2. 해석방법

굴절법 탐사에서는 통상 타격점과 수신기를 일직선상에 배열하는 인라인(in-line) 탐사법을 주로 사용한다. 수신기 전개(spread)의 길이 및 수신기 간격은

탐사심도나 원하는 해상도에 따라 결정하나, 경험상 수진기의 총 전개 길이는 조사 심도의 약 다섯배 이상이 되어야 하는 것으로 알려져 있다. 지반조사의 경우 수진기는 보통 5~10m 간격으로 일정하게 배열하나 꼭 일정하게 할 필요는 없으나, 일정한 간격으로 배열하는 것이 해석시 유리하다. 그러나 기반암의 예상심도가 얇은 경우에는 표토층에 대한 속도 정보를 좀 더 정확하게 얻기 위해 수진기 전개의 양단 부근에서는 조밀하게 배치하는 것이 좋다.

일반적으로 굴절법탐사는 첫 번째 수진점과 마지막 수진점 부근에서 각각 타격하여 두 개의 기록을 얻는 왕복측정 방식으로 수행한다. 지질구조가 비교적 단순한 경우에는 이렇게 측정한 자료만으로도 해석이 가능하나, 지질구조가 복잡하고 측선이 짧을 경우 즉 12channel을 기록할 경우에는 수진기 전개의 양단, 중앙점 그리고 양끝에서 같은 거리로 멀리 떨어진 지점에서 타격하여 적어도 다섯 개의 기록을 얻어야 정확한 해석 결과를 얻을 수 있다(Figure 2.7).

그러나, 본 탐사시에는 12channel을 기록하며 자료해석 프로그램으로 2D Seisimager를 사용하여 역산을 실시하므로 보다 정확한 자료를 얻기 위해 수진기 전개의 양단, 그리고 중앙점 3지점에서 타격하여 3개의 기록을 얻었다.

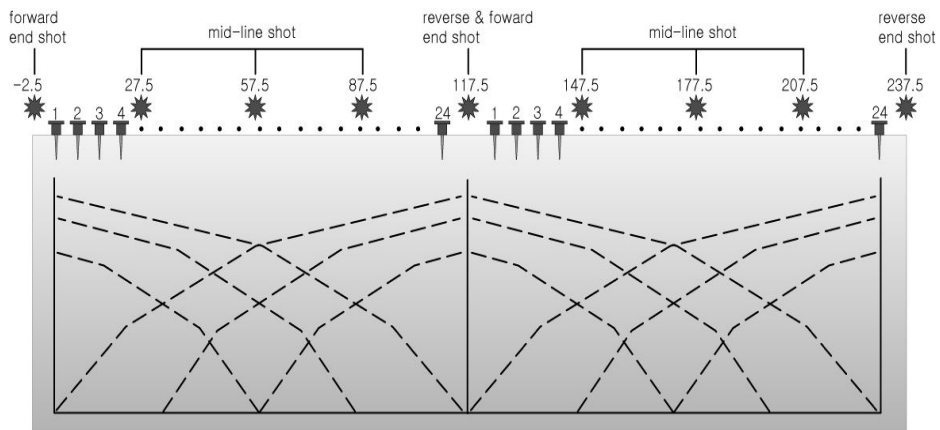


Figure 2.7 Refraction and Receiver Development

속도는 실험실에서 측정하거나, 시추공에서 속도검층(velocity logging) 또는 탄성파탐사에 의해서 결정되는데, 각각의 방법마다 장단점이 있다. 같은 암석일지라도 지질학적 조건에 따라서 암석이나 퇴적물에서의 탄성파의 속도가 달라지지만 결국 탄성파 속도는 매질의 밀도에 의해 결정된다.

설계, 토목시공에의 적용은 암질의 종류, 층리와 절리 등의 유무, 풍화의 정도, 시공장비 성능 및 시공방법 등에 따라 그 변화요인이 많으므로 일률적으로 정하기 어렵고 제반사항을 종합하여 판단하여야 한다.

아래 표는 건설표준품셈에 있는 분류기준으로 암종을 2가지로 구분하고 탄성과 속도와 암편의 강도를 기준으로 암반을 구분하였다.

2D Seisimager 자료해석 방법 : ①지표 → ②24채널기록 → ③자료취득형태 (SEG2-digital) → ④초기모델구성(각 Cell의 속도, Cell의 크기:수진적 간격) → ⑤ 지형자료 감안 Cell분할 → ⑥2차원 탄성과 영상화 단면(지반속도 분포) → ⑦지반 공학적 이용(지반의 연속속도분포, 지반분류의 세분화)

탄성파는 일반적으로 고결도가 높은 암석 등에서는 전달속도가 빠르지만 균열이 많은 암석이나 풍화가 진행되는 암석은 그 속도가 늦기 때문에, 탄성파 속도가 같더라도 암질적으로는 다르게 되는 경우가 있어서 탄성파 속도와 암종, 암질을 종합 검토할 필요가 있다.

암질의 종류, 층리와 절리 등의 유무, 풍화정도, 시공장비 성능 및 시공방법에 따라 그 변화요인이 많으므로 일률적으로 판단한다는 것은 곤란하므로 제반사항을 고려하는 것이 바람직하다. 건설표준품셈의 암반 분류기준은 자연상태와 실내시험의 P파 탄성파 속도 및 암편내압강도 등을 고려한 암종이 연암을 경계로 리퍼빌리티를 판단한다. 암반을 구성하고 있는 암석이 견고하고 강도가 크더라도 균열이 많이 존재하면 암반으로서의 강도는 저하된다. 암반의 P파속도는 암반의 강도특성을 나타내는 풍화정도와 균열의 빈도(RQD)와 밀접하게 관계가 있기 때문에 P파 속도 값은 암반평가에 널리 이용되고 있다.

Table 2.3 Typical velocity of the substance(km/s)

unconsolidated materials		consolidated materials	
sort	velocity(km/s)	sort	velocity(km/s)
weathered layer	0.3 ~ 0.9	granite	5.0 ~ 6.0
soil	0.25 ~ 0.6	basalt	5.4 ~ 6.4
alluvium	0.5 ~ 2.0	metamorphic rocks	3.5 ~ 7.0
clay	1.1 ~ 2.5	sandstone & shale	2.0 ~ 4.5
sand	unsaturated	0.2 ~ 1.0	limestone
	saturated	0.8 ~ 2.2	
sand & gravel	unsaturated	0.4 ~ 0.5	
	saturated	0.5 ~ 1.5	
glacial till	unsaturated	0.4 ~ 1.0	
	saturated	1.7	
	compacted	1.2 ~ 2.1	

또한, 지구물리탐사를 통한 터널 계획노선(지하지질)의 정량적 물성해석과 시추 결과 얻어진 자료를 이용한 RMR 및 Q-SYSTEM 방법으로 정량적 암반등급을 산출하여 터널설계에 기본자료로 제공하였다.

BARTON은 1991년 CROSS-HOLE TEST에 의하여 구한 암반의 탄성과 속도 (V_p)와 Q값과의 상관관계를 수식화하였다. 그 관계는 다음과 같다.

$$Q = 10^{\left(\frac{V_p - 3500}{1000}\right)}, V_p(\text{m/sec}) \quad (12)$$

또한, BIENIAWSKI는 1972~1973년에 RMR분류법을 개발 정립화시켰으며, 1974년 노르웨이 NGI에서 Q-SYSTEM에 의한 암반 분류법이 개발되어 정량적인 암반 분류체계가 정립화되었다. 또한 1976년 BIENIAWSKI는 RMR과 Q분류법의 상관성을 다음과 같이 도출하였다.

$$\text{RMR} = 9\text{Ln}Q + 44 \quad (13)$$

2.3 시추조사

2.3.1. 시추조사목적

시추조사는 시추기를 사용하여 지반을 착공하며 채취된 시료 관찰에 의하여 지반의 구성상태, 지층의 두께와 심도, 층서 및 지반구조 등을 조사하는 것이 주목적이며 암편, 지층, 지층두께 및 균열의 수직 발달상태 등에 관해 가급적이면 정량적인 자료를 얻기 위하여 수행하며 시추조사 과정 중에 시료를 채취할 수 있다. 시추조사시 채취되는 시료는 교란시료(Disturbed Sample)와 불교란시료(Undisturbed Sample)로 구분되며, 일반적으로 교란시료는 토질의 물리적 특성을 파악하는데 이용되며 불교란시료는 역학적 특성을 측정하기 위해 사용된다. 일반적으로 시추조사는 조사목적, 예상지질조건 및 필요한 자료의 정도 등에 따라서 달라지므로 소정의 목적을 달성할 수 있도록 심도, 시추구경 및 굴착방법 등을 적절히 결정하여야 한다.

지반조사에 있어서 시추조사는 가장 확실한 조사방법이며 각종 물성 및 역학적 특성 파악에 필요한 시료를 확보할 수 있으며 시추공 속에서 각종 원위치 시험이 가능하다는 점이 장점이나 측면으로의 연속성 파악이 불가능하다는 단점도 있다.

2.3.2. 시추조사방법

굴진 용수는 청수사용을 원칙으로 하며, 시추조사 중 순환수의 색조, 스라임, 채취시료 및 암석코아 등에 의하여 지층의 분포상태를 확인한다.

시추조사시 채취된 스라임과 표준관입시험, 시료, 암석코아는 색조, 습도상태, 구성성분, 상대밀도, 풍화정도, 암석강도, 코아회수율, RQD 및 특이사항 등을 시추주상도에 기재한다.

채취된 시료는 공변과 심도 등을 기재하여 각 공별로 보관한다

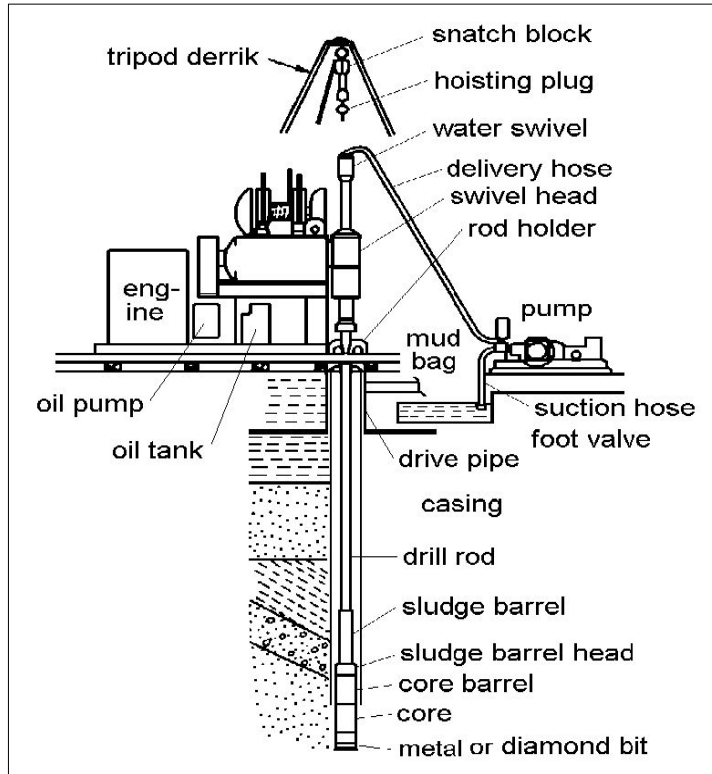


Figure 2.8 Drilling Test Method

2.3.3. 표준관입시험

시추조사와 병행하여 실시하는 표준관입시험의 목적은 토층의 다짐상태, 토층 구성의 판정 및 지지력의 추정, 지층의 상대밀도와 구성성분을 파악하기 위하여 행하는 원위치시험으로 교란된 시료를 채취하는데 있다.

표준관입시험은 중량 63.5kg의 해머를 76cm 높이에서 자유 낙하시켜 Rod의 선단에 부착된 Split Spoon Sampler가 45cm 관입 되는데 소요되는 타격회수를 15cm 마다 구분하여 측정하였다. 타격회수 N값은 초기의 15cm 관입에 소요되는 타격회수는 예비타격으로 간주하여 제외하였으며 나머지 30cm 관입에 소요되는 타격회수를 N치로 표기하였다. 한편, 타격회수가 50회를 초과하는 경우에는 50회 타격시의 관입심도를 기록하였다. 표준관입시험 과정에서 채취된 교란시료 중 일부는 현장에서 육안에 의한 흙의 분류와 실내 토성시험에 사용하였고 나머지 시료는 실내시험 및 참고를 위하여 시료상자에 보관하였다.

또한, 표준관입시험 결과에 따른 N값으로부터 토층의 경연상태, 다짐시료를 육

안판별, 토질시험 그리고 굴진시의 Slime의 상태 및 색깔을 파악함으로써 흙의 상대밀도와 Consistency를 결정할 수 있다.

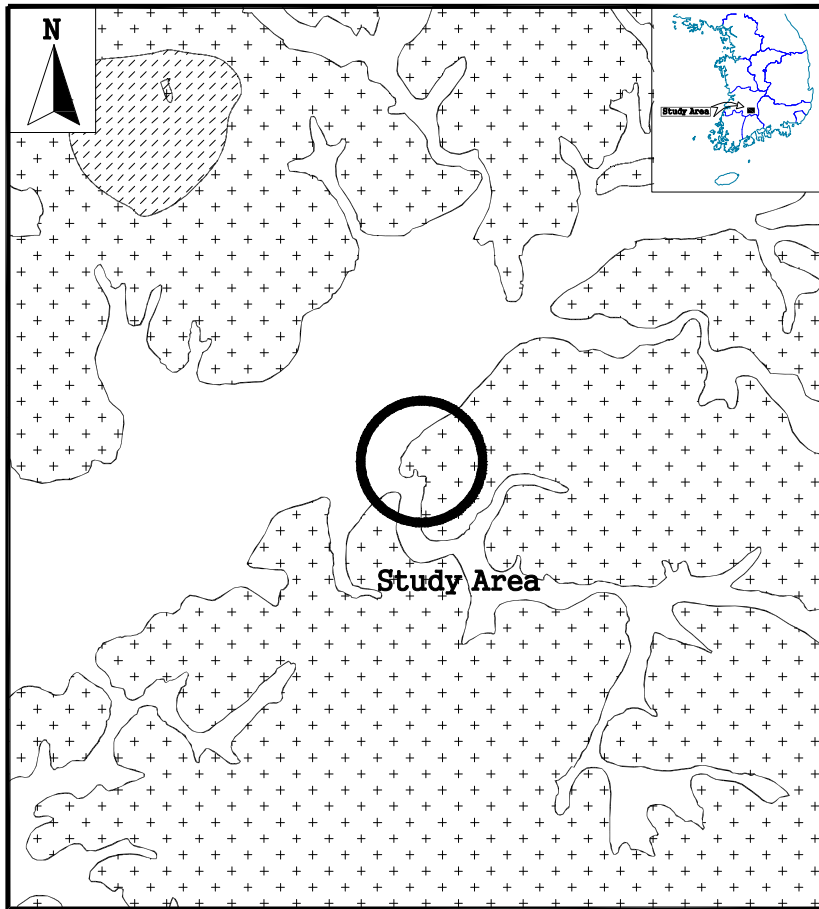
3. 연구지역의 지형 및 지질

3.1. 연구지역의 지질

본 연구지역이 위치하여있는 남원지역의 지질은 전반적으로 중생대 쥐라기의 남원화강암류 중 흑운모화강암으로 이는 변성암류 및 엽리상 화강암질류를 관입하여 넓은 부분을 차지하며 북쪽으로는 오수도폭, 남쪽으로는 구례도폭 및 동쪽의 운봉도폭에 한하여 분포하는 저반(Batholith)으로 본 연구지역을 중심으로 분포함에 따라 그 표식지(Type locality)를 남원으로 하여 남원화강암이라 명명한다. 이 남원화강암의 분포지 내에서 가장 대표적인 흑운모화강암에 대한 절대연령 측정치가 아직 발표된 바는 없으나 오수방향의 Schistose granite는 남원화강암의 연변상(Marginal facis)으로 쥐라기 중기이며 지금까지 발간된 지질도폭에도 지질시대를 쥐라기로 표시하고 있어 남원화강암은 소위 대보화강암에 속한다 하겠다.

본 연구지역인 남원시는 쥐라기에 대보화강암에 해당되는 심성암 관입체로 본 연구지역 동남부 및 동북부에서는 선캠브리아기의 편마암류를 관입하였으며 서부에서는 대강리 엽리상화강암을 관입하고 있다. 뿐만아니라, 이 화강암은 시대미군상의 심성암류인 섬록암 및 각섬석 흑운모화강암을 또한 관입하고 있다. 그러나 본 암은 분포지내 도처에서 중성암맥 및 각종 산성암맥에 의해 관입당하고 있다.

제4기의 충적층은 요천의 하안을 따라 현생 퇴적중층인 충적층이 본 연구지역에서 불규칙하게 분포하고 있으며 이 충적층은 현재 퇴적이 진행중인 지층이므로 본 연구지역에 분포한 암류들을 부정합으로 피복하며 모래, 자갈, 점토등으로 구성되어 아직 미고결 상태로 놓여 있다.



-LEGEND-

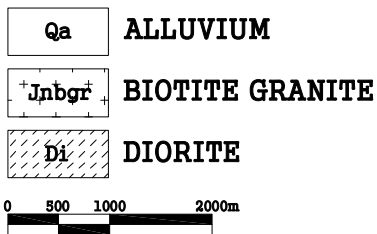


Figure 3.1 Geologic map of the study area(Namweon)

3.2. 연구지역의 지형특성

본 연구 지역의 지형은 지형의 기복이 암석의 분포와 매우 잘 일치하고 있는데 남원시를 중심으로 남원화강암이 분포하는 중앙부의 저지대와 변성암류들이 분포하는 고지대 및 서부 고지대로 크게 세 지역으로 구분 할 수 있다. 본 연구지역에 속하는 중앙부의 저지대는 주로 화강암의 분포지로 풍화에 약하여 거의 준평원을 형성하고 있으며 남원시의 북서부의 진안고원 입구를 경계로 남원분지를 이루고 남동부는 소백산맥을 이루는 능선까지를 경계로 금지 분지를 이루고 있다. 그러나 남원시 부근의 교통산은 남원화강암에 의해 관입을 받은 섬록암이 분포하는 지역으로 해발 518m의 고지로서 저지대에 솟아 있어 유난히 높아 보인다. 동부 고지대는 북측은 화강암이 대체로 분포하나 남측은 편마암류들이 분포하는 가장 높은 지역으로 소백산맥의 남쪽에 해당되는 곳으로 연화산(600m)-약산(450m)-청룡산(477.9m)를 잇는 북북동 방향의 산능 및 장백산(455.5m)의 동측에 거의 남북으로 연결된 능선과 남동쪽에 위치한 지리산 국립공원 내의 다름재(1,030m)를 최고지로, 해발 1,000m내외의 만장년기 지형인 지리산체의 주능선으로 이어진다. 서부 고지대는 변성퇴적암류와 엽리상화강암질 들이 분포하는 지역으로 노적봉(568m)-풍악산(574m)-응봉-문덕봉(598m)으로 연결되어 남서방향으로 이어지는 노령산맥의 줄기이다.

본 연구지역의 수계는 지형적인 특징에 지배를 받는 본류 수계와 수계에 유입되는 저밀도 수지상 수계로 대체로 남서방향으로 흐르는 요천이 주요 하천이며 나머지는 수지상으로 흐르는 소규모지류들이다. 본 연구지역의 주요하천인 요천은 남원시 중앙부를 남서방향으로 관통하는데 주생면·금지면과 송동면 경계를 따라 흐르며 금지면·송동면과 곡성군과의 경계부에서 섬진강과 합류한다.

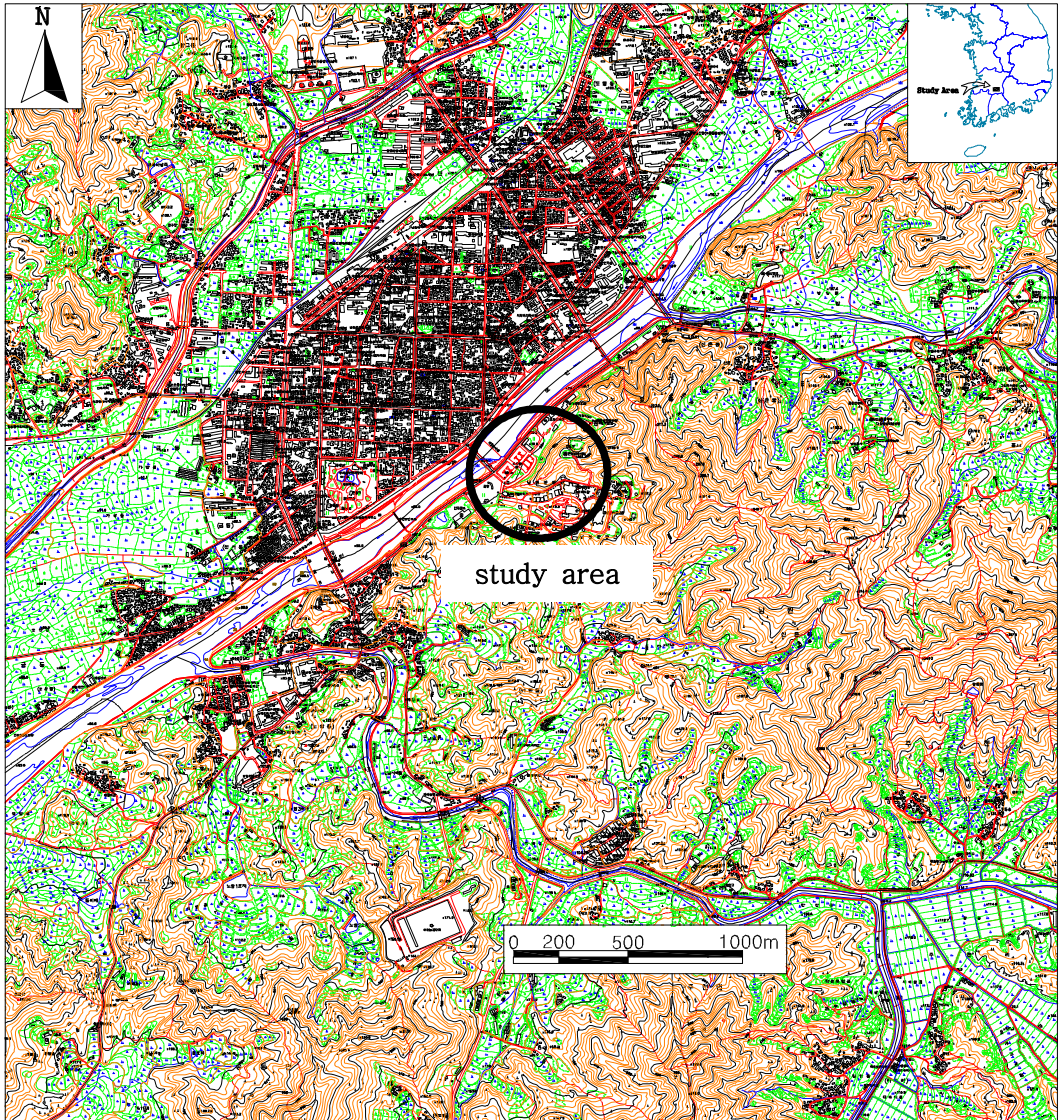


Figure 3.2 Topographical map of the study area(Namweon)

4. 자료취득 및 자료처리

4.1. 전기비저항탐사

4.1.1. 측선설정

측선은 지리좌표(235310.7048, 211716.4325)에서 (235066.5656, 211578.2147)까지 320m로 하고 전기비저항탐사를 실시하였다.

가탐심도가 계획심도를 포함하도록 전극간격을 5.0m로 설정하였고 전극 전개수는 주변 전기비저항 분포와 장비 상태를 고려하여 n=7로 하였다. 배열법으로는 전기비저항의 수직적 변화는 물론 수평적 변화까지도 해석 할수 있는 2차원 탐사기법으로 쌍극자 전극배열법을 실시하였다.

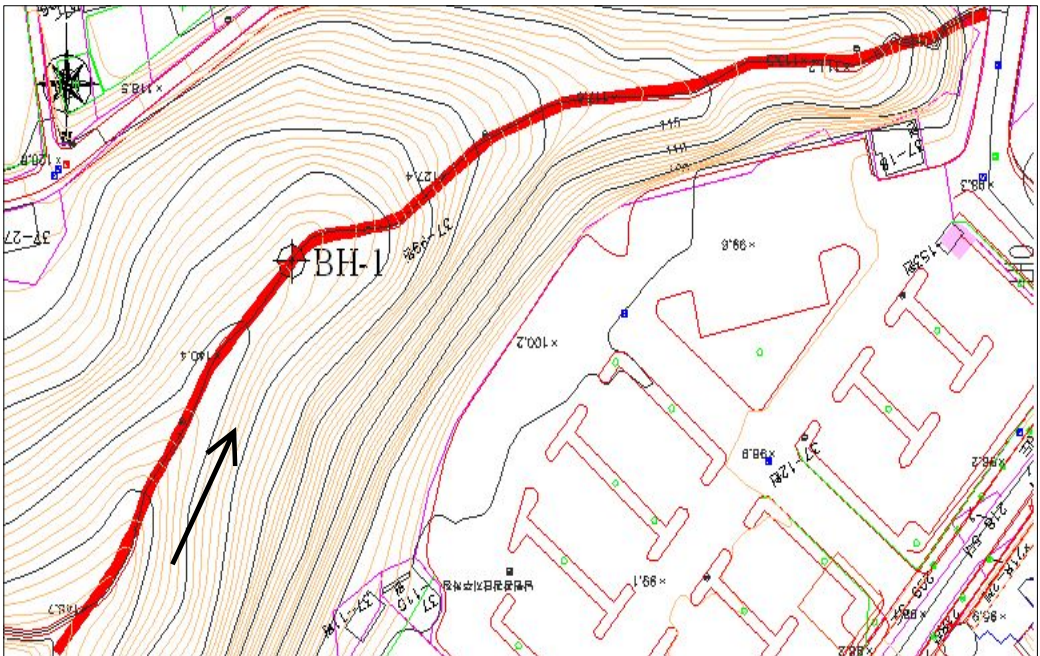


Figure 4.1 Resistivity location map showing the surver line

4.1.2. 조사장비

전기 비저항 탐사기는 스웨덴 ABEM사의 Terrameter SAS 1000을 사용하였다. 최대 송신 전압이 400V이고 송신전류는 1~100mA이다. 수신부의 입력 임피던스는 10M Ω , 최대 입력전압은 400V이며 $\Delta V/I$ 정밀도는 0.2%(100mv에서)이다.

4.1.3. 자료처리

쌍극자 배열법으로 얻어진 측정값은 전류전극의 중심과 전위저극의 중심에서 45°로 비스듬하게 선을 그어 만나는 점에 기록한다. 현장에서 측정된 값은 저항(resistance)이므로 거리계수 K를 곱하여 겹보기 비저항단면을 얻을 수 있다. 이것은 수평, 수직탐사법을 혼합시킨 2차원적인 겹보기 비저항 도면을 제공하여 주는데, 이 겹보기 비저항 도면을 가단면도(pseudo-section)이라고 한다.

이 가단면도를 이용하여 조사 대상지역의 전기비저항 분포에 대한 정량적 해석이 가능하다. 그러나 가단면도에 기록되는 값은 실제의 참 비저항 값도 아니며, 기록되는 위치가 실제 그 위치도 아니므로 정량적 결과를 얻어내기 위해서는 적절한 해석과정을 거쳐야 한다.

이번 탐사에 획득한 2차원 전기 비저항 탐사자료는 한국지질자원연구원의 김정호(1998)에 의한 DIPRO for Windows VER 4.0를 이용하여 최종 지하 지질구조에 대한 2차원 모델을 결정하였다. 취득된 자료 중 측정 시 환경에 대한 영향 또는 전극봉이 접지된 지표면의 상태에 의해 오차율이 크거나 또는 측정된 주변의 값보다 지나치게 크거나 작은 데이터는 제외 하였고, 이렇게 측정된 자료는 FDM 또는 FEM기법을 이용한 비저항 역산 모델링에 의하여 2 차원 영상처리가 되며 지질구조 및 지반특성에 의해 고비저항 혹은 저비저항의 이상대가 나타나게 된다.

조사지역의 탐사결과 1,000 $\Omega \cdot m$ 이하 구간은 토사 및 풍화대로 예상되며, 1,000 $\Omega \cdot m$ 이상 구간에 기반암으로 형성되어 있는 것으로 예상되고, 측정 말단부에는 기반암의 노출되어 육안으로 확인된다. 특히, 측정 80~110m 구간에 낮은 비저항대가 형성 되어 있는 것은 파쇄대나 변질대에 의해 풍화대가 넓고 깊게 분포되어 있는 것으로 예상되며 각 지층의 두께는 토층이 약 1.0~5.0m, 풍화암이 약 1.0~18.0m, 기반암층은 약 5.0~18.0m이하로 예상된다.

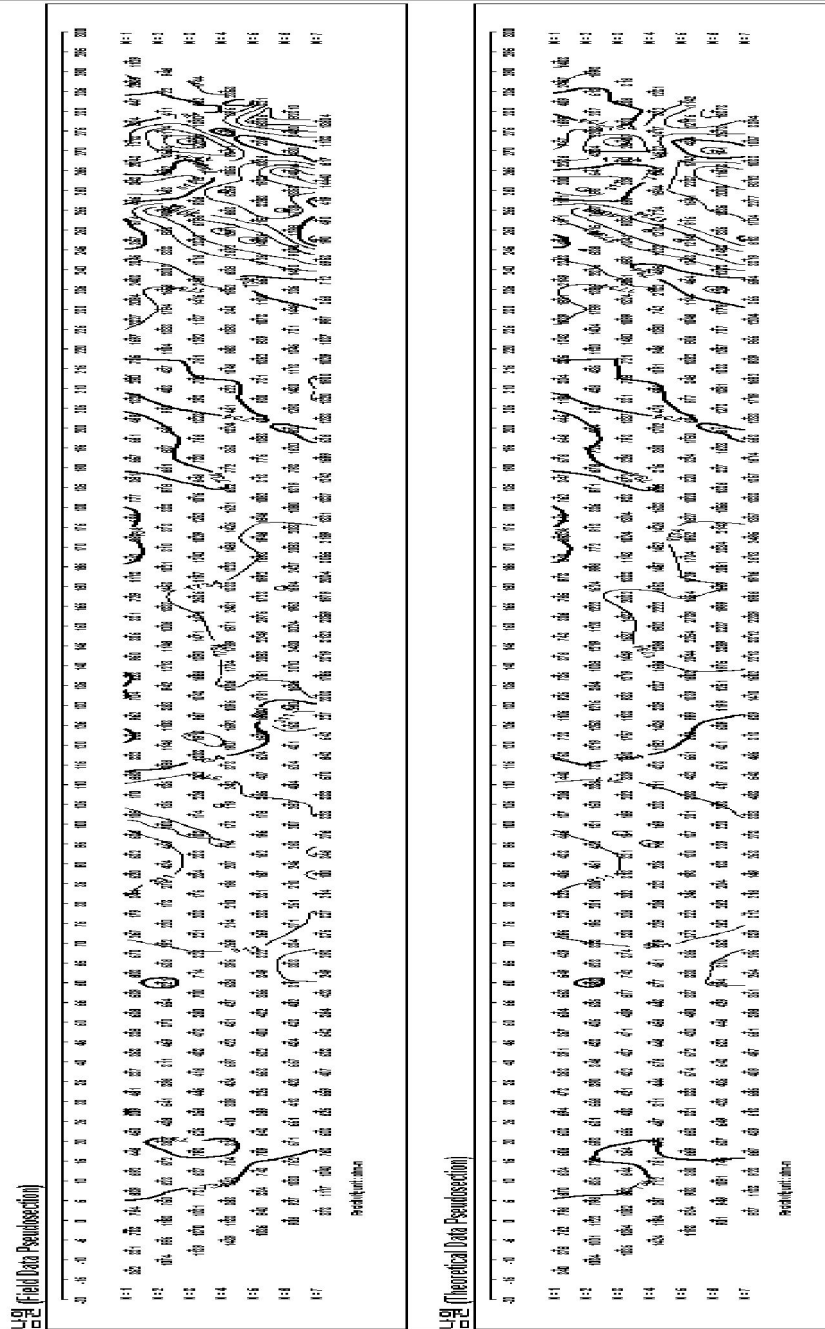


Figure 4.2 Apparent resistivity and calculated resistivity pseudo-Sections of survey line

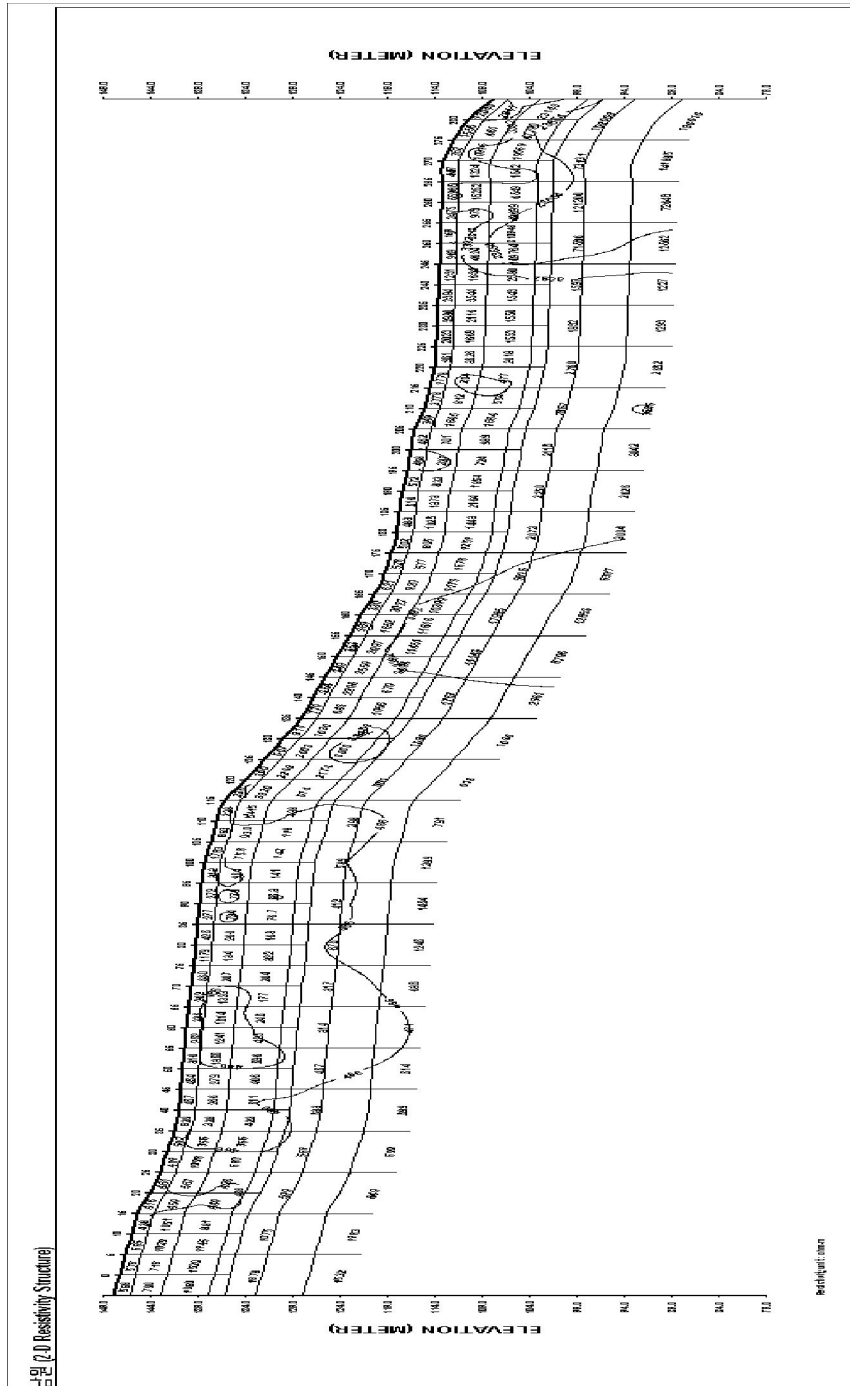


Figure 4.3 2-D Resistivity Structure

4.2. 굴절법탄성과탐사

4.2.1. 측선설정

측선은 전기 비저항탐사 결과와 비교하기 위해 전기 비저항탐사의 측선과 일치하게 전개하여 탄성과 굴절법탐사를 실시하였다.

자료획득 시 전개방식은 타격점과 수신기 배열의 위치가 동일선상에 놓이는 동일선 전개로 하였으며 수신기 간격은 5m이고 12개의 수신기를 설치하였다. 인공지진파를 발생시키기 위한 타격은 5kg 해머를 알루미늄 판에 3회 타격하여 S/N비를 향상하였으며 0.125ms의 샘플링으로 1,024ms동안 기록하였다. 지오폰 전개의 양끝에서 5m거리에서 2회 원격타격을 하였으며, 양끝에서 2회 중앙점 등에서 4개소에서 실시하였다.

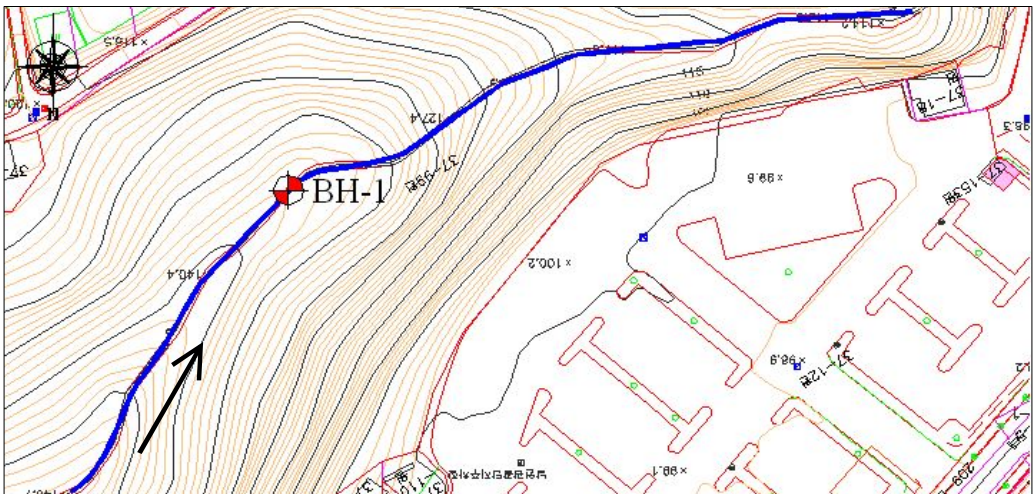


Figure 4.4 Seismic refraction location map showing the surver line

4.2.2. 조사장비

탄성과 탐사기는 일본 OYO사의 McSEIS-SX 를 사용하였다. 이 장비는 최대 24채널을 수신하며, 채널 당 1024개와 2048개의 샘플을 여러 가지 샘플링으로 기록

할 수 있다.

인공 지진파를 발생시키기 위한 파원은 경제성, 이동성, 반복성을 판단하여 5kg의 해머를 이용하였으며 해머의 끝부분에 트리거 스위치를 부착하여 15*15*2cm 크기의 알루미늄 판에 타격하는 방식으로 인공지진파를 발생 시켰다.

탐사에 사용된 수신기는 OYO사의 지오폰이고 고유주파수 28Hz의 지오폰에 지진파를 효과적으로 수신하기 위하여 낙엽 등을 제거 하고 지표면과 수직인 방향으로 최대한 밀착시켜 설치하였다.

4.2.3. 자료처리

자료는 주시 토모그래피 방법으로 해석하였고 주시 토모그래피는 초동을 이용하여 매질의 속도를 도출하는 역산의 일종으로 초동주시가 가장 잘 맞는 속도모델로부터 지하구조를 파악하는 방법이다(Figure 4.5).

해석프로그램은 OYO사의 SeisImager/2D를 이용하였으며, 송, 수신 정보 입력, 초동 피킹, 속도분석, 고도자료 입력, 토모그래피 역산, 속도 입력 순으로 진행하였다.

초동만을 이용하는 자료를 처리하는 탄성과 굴절법은 초동선택이 결과에 직접적인 영향을 미치므로 양단주시의 일치성 및 주시곡선의 평행성에 유념하여 신중하게 초동을 선택해야 한다.

Figure 4.6에서는 각 타격점에 대한 모든 초동선택 자료를 하나의 파일로 저장한 후 주시곡선을 작성하였으며, 이 주시곡선을 이용하여 표층과 하부층의 개략적인 속도분석을 실시하였다. 표층속도는 주시곡선상의 첫 번째 기울기로부터 구할 수 있고 하부층들의 속도는 양단 주시곡선에서 구간별로 구할 수 있다.

이로부터 표층속도는 0.7km/s이고 하부층의 속도는 2.5km/s 정도로 나타남을 볼 수 있다. 이렇게 역산 초기 모델의 속도범위를 정하고 고도 정보를 입력한 다음 역산 수행을 위한 초기 모델을 깊이에 따라 속도가 증가하는 10개층의 층 모델로 나누었다(Figure 4.7).

이 모델을 대상으로 파선 추적을 실시하여 주시를 계산한 후(Siato,2001), SIRT 역산 방식으로 평균 제곱근 오차가 1.9ms이내가 되도록 셀의 역속도를 수정하는 과정을 반복하였다(Lo and Inderwiesen).

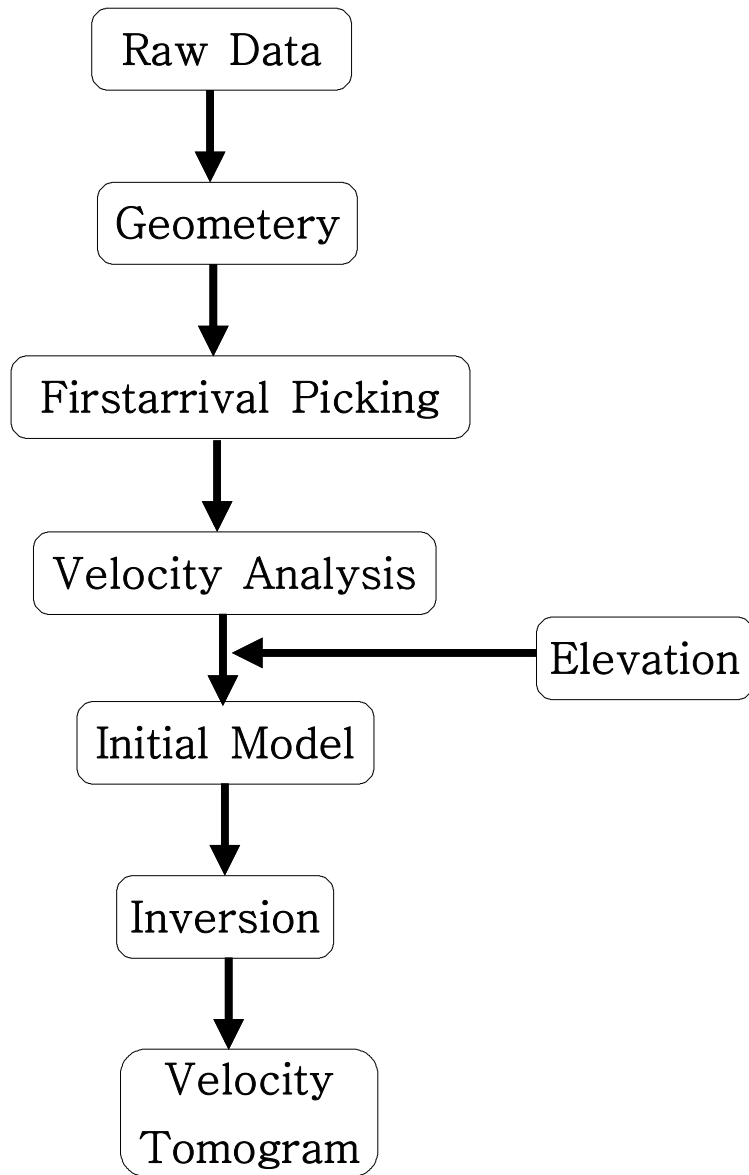


Figure 4.5 Processing sequence for the refraction data

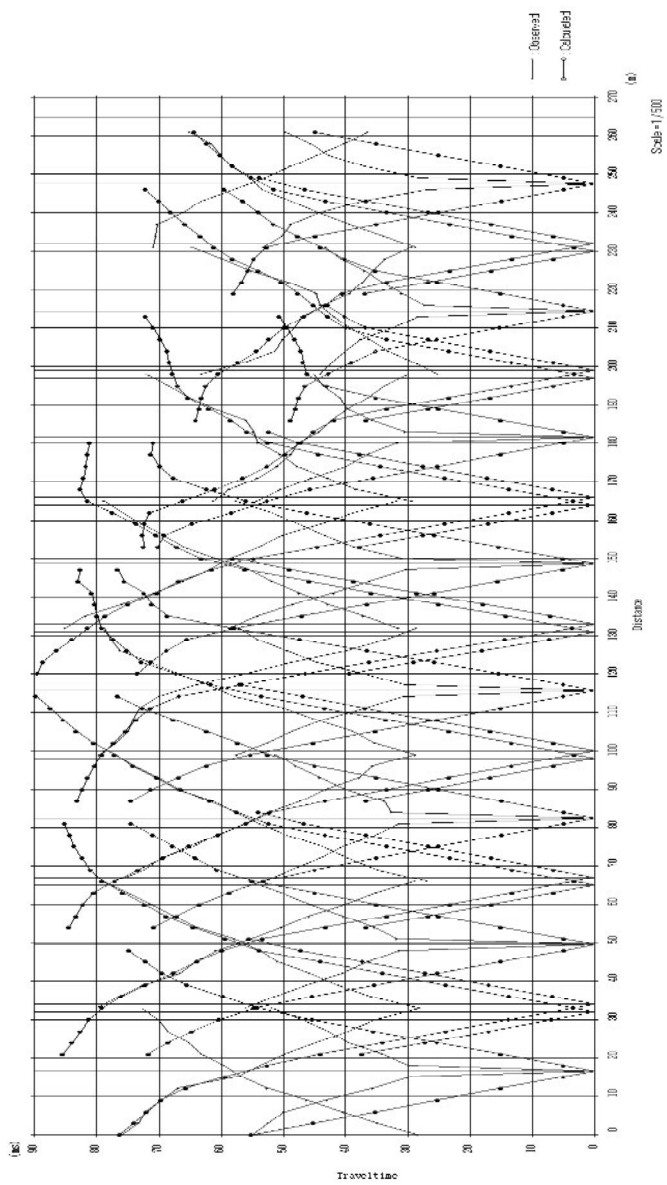


Figure 4.6 Travel time curves for refraction data



Figure 4.7 Initial model for the traveltimes inversion data

5. 탐사자료의 해석 및 결과

5.1. 전기 비저항탐사결과

전기비저항 탐사 결과로부터 얻어지는 지반의 전기비저항은 지반의 전기적성질에 관련된 물리량으로 지반을 구성하고 있는 흙과 암석의 종류, 물성에 따라 현저한 차이를 나타내고 있으며, 주로 포화도, 공극률, 간극수의 전기전도도, 점토함유량 등에 의해 결정된다(박삼규, 2004)

Figure 5.1에 탐사를 실시한 전기 비저항탐사 결과의 2차원 해석단면도를 도시하였다. 측선결과단면을 보면 110m이후의 고비저항은 남원지역에 넓게 분포하고 있는 비교적 신선한 남원화강암으로 판단되며 상부의 1,000 $\Omega\cdot m$ 이하 구간은 토사 및 풍화대로 판단되고, 1,000 $\Omega\cdot m$ 이상 구간에 기반암으로 형성되어 있는 것으로 판단된다. 특히, 측점 80~110m 구간에 55~200 $\Omega\cdot m$ 이하의 낮은 비저항대가 형성되어 있는 것은 풍화대가 비교적 깊이 분포되어 있는 것으로 판단된다. 시추조사결과와 비교하면 각 지층의 두께는 토층이 약 1.0~5.0m로 전기 비저항이 55~200 $\Omega\cdot m$ 이하로 실트질 모래자갈층이며, 풍화암은 약 1.0~18.0m로 전기비저항이 200~1,000 $\Omega\cdot m$ 로 기반암의 상부로 풍화가 많이 진행되었거나 완전풍화상태인 것으로 판단되며, 기반암층은 전기 비저항이 1,000 $\Omega\cdot m$ 이상으로 층후는 약 5.0~18.0m이상인 것으로 확인된다.

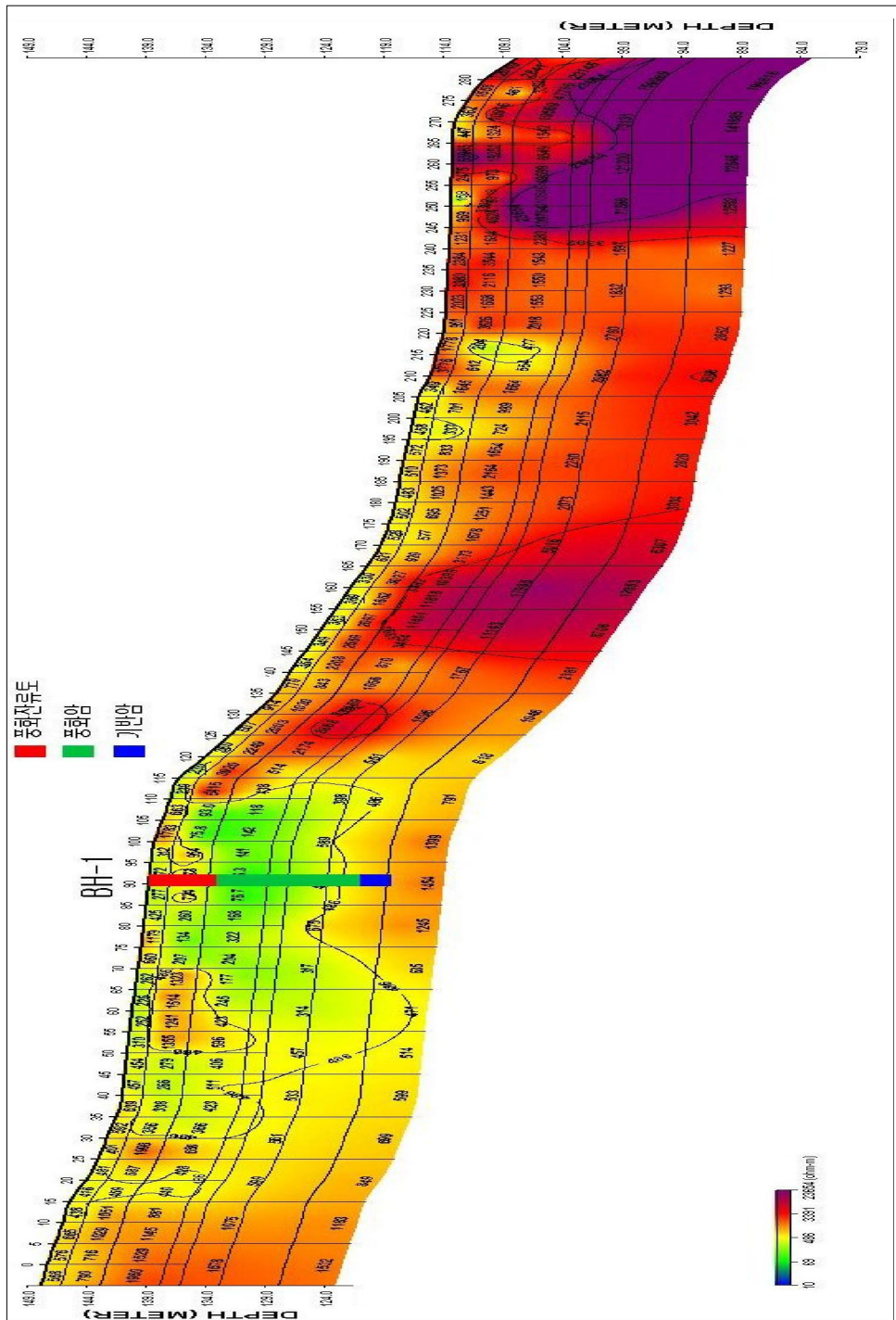


Figure 5.1 2-D Resistivity structure bitmap image

5.2. 굴절법탐사성과탐사결과

Figure 5.2는 축선의 BH-1의 시추공에서의 암층에 해당하는 굴절과 속도 토모그래피의 등속도선을 표시한 단면이다.

시추공이 지층선과 속도분포를 총 3개의 층으로 구분하였다. 1층은 700m/s이하의 속도를 갖는 토사 및 풍화대층으로 평균 7.7m 두께로 존재하며, 2층은 700m/s ~ 1,200m/s의 속도범위를 가지며 풍암층으로 평균 7.1m 두께로 존재하며 그 이하층은 1,200m/s이상의 속도범위를 가지며 기반암으로 판단된다.

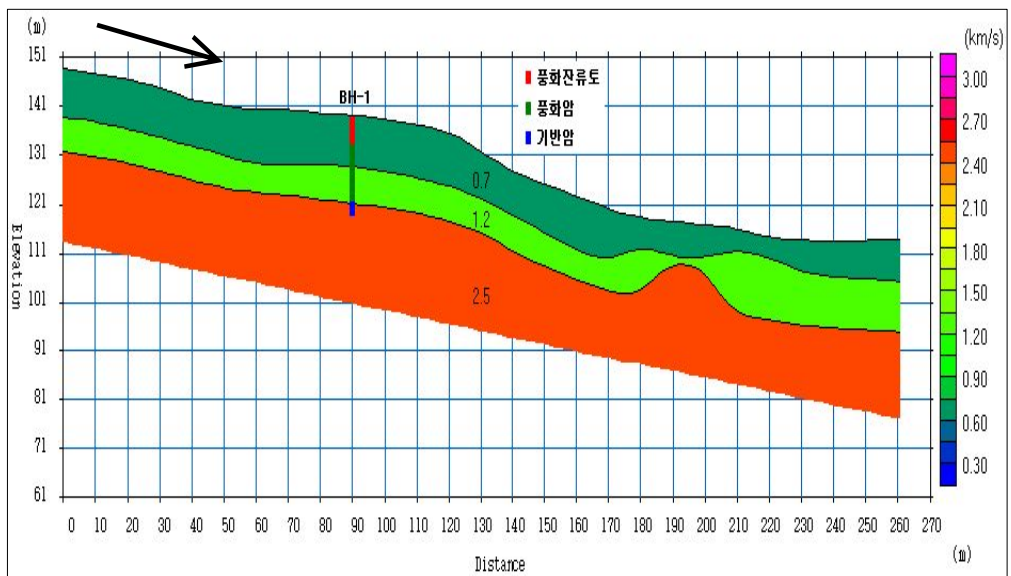


Figure 5.2 Seismic refraction results

5.3. 시추조사결과

본 조사지역의 시추조사는 1개소 실시하였으며 시추조사 및 표준관입시험 결과 지층의 구성상태는 현 지표로부터 풍화대인 풍화잔류토와 풍화암 및 기반암의 층서로 구성되어 있으며 풍화대는 표준관입시험 결과(N치 50/10을 기준(암반조사와 적용, 부록1-6, 서울시 표준지반분류, 2004)으로 풍화잔류토와 풍화암으로 구별한다.

Table 5.1 Boring Test Results

(unit : m)

layer number	weathered soil		weathered rock		bedrock		total
	depth	thickness	depth	thickness	depth	thickness	
BH-1	0.0~5.5	5.5	5.5~17.5	12.0	17.5~20.0	2.5	20.0
계		5.5		12.0		2.5	20.0

Table 5.2 Standard Penetration Test Results

(numbers/cm)

depth(m) number	1.0	2.5	4.0	5.5	7.0	8.5	10.0	11.5	13.0
BH-1	50/24	50/18	50/14	50/10	50/7	50/5	50/4	50/5	50/4

- 풍화잔류토는 기반암의 상부풍화대로 5.5m의 두께로 실트질 모래자갈로 구성되어 있다. 표준관입시험 N치 50/24~50/14로 매우 조밀한 상대밀도를 보이고 있다. 모암의 조직은 잔존하나 완전히 풍화된 토층으로 시추시 모래, 점토, 실트로 산출되며 담갈색의 색조를 띤다.

- 풍화암은 기반암의 상부풍화대로 N치가 50/10 이상(암반조사와 적용, 부록1-6, 서울시 표준지반분류법, 2004)으로 암석과 토사의 중간 특성을 보이는 토층으로 높은 풍화 내지 완전 풍화상태이다. 시추시 실트, 모래 및 자갈로 분리 산출된다. 전

반적으로 암에 가까운 조직과 구조를 간직하고 있으나 흙의 특성이 부분적으로 포함되어 있으며 토층 두께는 12.0m로 담갈색의 색조를 띤다.

· 기반암은 풍화대 하부의 암으로 1.0m두께로 중성 내지 염기성암맥이 존재하는 파쇄대로 절리가 발달해 있다. 그 하부로 남원화강암(흑운모화강암)이 존재하고 있으며, 풍화정도는 보통~약한풍화 , 파쇄정도는 심한파쇄~보통파쇄, 강도는 보통강함, 코아형상은 암편상~장주상 및 암질지수(RQD)는 나쁨으로 확인된다.

6. 결 론

본 연구에서는 지층상태 및 기반암의 심도를 파악하기위해 전기 비저항탐사와 굴절법탄성파탐사 및 시추조사를 수행하였다. 이상의 탐사결과와 시추조사결과를 종합하여 다음과 같은 결론을 도출할 수 있었다.

1. 본 조사지역의 시추조사는 1개소 실시하였으며 시추조사 및 표준관입시험 결과 지층의 구성상태는 현 지표로부터 풍화대인 풍화잔류토와 풍화암 및 기반암의 층서로 구성되어 있으며 풍화잔류토의 층후는 5.5m 두께이며 풍화암의 층후는 12.0m 두께로 확인되며 풍화암 하부는 기반암으로 1.0m 두께로 중성내지 염기성암맥이 존재하는 파쇄대로 절리가 발달해 있으며 그 하부로는 남원화강암(흑운모화강암)이 존재하는 것으로 확인된다.

2. 전기비저항탐사는 측정간격은 5.0m로 하여 320m 구간을 실시하였으며, 그 결과 $1,000\Omega\cdot\text{m}$ 이하 구간은 토사 및 풍화대로 판단되며, $1,000\Omega\cdot\text{m}$ 이상 구간에 기반암으로 형성되어 있는 것으로 판단된다. 특히, 측정 80~110m 구간에 낮은 비저항대가 형성되어 있는 것은 풍화대가 넓게 분포되어 있는 것으로 판단된다. 그리고, 각 지층의 두께는 토층이 약 1.0~5.0m, 풍화암이 약 1.0~18.0m, 기반암층은 약 5.0~18.0m로 판단된다.

3. 굴절법탄성파탐사의 경우 탄성파속도에 따른 토공분류방법(한국도로공사 기준, 1996)을 이용하여 층후를 분류하였다. 도자굴착(토사) 영역의 경우 0.7km/s 이하의 속도, 리핑(풍화암)영역의 경우 0.7~1.2km/s의 속도를 그리고 발파(연암이상)영역의 경우 1.2km/s 이상의 속도를 기준으로 하였다.

탐사 결과 탄성파속도분포는 대체로 지형을 따라 평행하게 지층이 발달해 있다. 풍화잔류토의 경우 4.1~11.2m, 풍화암의 경우 1.3~12.9m의 층후를 가진다.

4. 시추결과에서 분류한 암층의 경계와 탄성파탐사의 속도분포에서 암층경계가 비교적 잘 일치함을 볼 수 있었으며 또한 전기 비저항탐사의 비교적 낮은 전기 비저항값이 분포하는 파쇄대나 변질대가 교차하는 것으로 확인된 지점에서 시추조사

결과와 일치하는 것으로 나타났다.

탄성과굴절법탐사의 해석결과 지하구조가 균질한 패턴을 보이는 반면 전기비저항 쌍극자탐사는 탄성과굴절법에서 보이는 균질한 패턴에 반해 측점 80m~110m지점에서 저비저항대가 확인되고 있다. 이는 기반암의 차별 풍화 또는 파쇄대의 영역으로 판단되고 시추조사결과 탄성과굴절법탐사와 전기 비저항쌍극자탐사법만 실시하였다면 기반암심도가 실제보다 더 깊이에 있는 것으로 판단되었을 것이다. 말단부의 두 탐사결과 육안으로도 확인되는 기반암은 전기 비저항쌍극자탐사와 잘 일치되나 탄성과 굴절법탐사결과는 이를 간과하는 결과로 도출되었다.

조사지역은 실트질 모래와 자갈층, 물로 포화된 풍화암 및 기반암으로 형성되어 실트질 모래와 자갈층 경계면에서는 굴절법 탄성과탐사로 감지할 수 있을 만큼의 속도대비가 없으나, 전기비저항 대비는 충분해서 전기비저항 탐사로 찾을 수 있었다. 반대로 파쇄된 기반암 표면은 포화상태로 기반암과 풍화암 경계는 전기비저항 탐사로는 그 경계면의 파악이 어려우나 탄성과 속도 대비가 충분하여 굴절법탐사를 이용하여 기반암의 심도를 찾을 수 있다.

현재 영역으로 대상구간의 지하구조를 판단하면 해석자의 주관에 의해 해석해야 하는 문제점이 있으므로 이 연구에 사용하지 않은 GPR, EM탐사법, 탄성과 토모그래피 탐사등 다른 여러 가지 탐사법을 포함하여 해석한다면 보다 객관적인 결과가 도출될 것으로 판단된다.

참고문헌

- 김동학, 이병주, 1984, 남원 지질도폭(1:50,000), 한국지질자원연구원.
- 신득현, (2007) 복잡한 지하구조에서 복합 물리탐사의 적용성에 관한 연구.
강원대학교, 공학석사 학위논문.
- 김정호, (1987) 2차원 전기비저항 탐사자료의 역산“, 서울대학교, 공학박사 학위논문.
- 김정호, 이명중, 송윤호, 정승환, (2001) 2차원 전기비저항 탐사를 위한
전극배열법의 비교, 한국자원공학회지, Vol. 38 pp.116-120.
- 손호웅, 김지수, 송영수, 윤왕중, 김인수, 서만철, 김기영, 김인기, 김학수,
2000, 『지반환경물리탐사』, 시그마프레스.
- 송무영, 유영준, 유인걸, 2001, “지하구조 해석을 위한 탄성과 굴절법 토모그래피탐
사 사례연구”. 지질공학회, Vol. 11, pp. 163-174.
- 유영준, 조창수, 박용수, 유인걸, (1999) 탄성과 굴절법 탐사를 이용한 지반속도 분
포 해석- 터널 및 절토사면 적용사례, 건설현장에 필요한 물리탐사기술
심포지움, 한국 지구물리탐사학회, pp.48-64.
- 이명중, (2000) 전기비저항 탐사자료를 이용한 지하구조의 3차원 영상화. 서울대학
교 공학박사 학위논문.
- 현병구. (1995) 『물리탐사용어사전』, 신일문화사, pp.173~208.
- 현병구, 서정희. (1994) 『물리탐사의 기본원리』, 서울대학교출판부, pp57~67.
- 한국지구물리탐사학회, (2002) 토목·환경분야 적용을 위한 물리탐사 실무지침
, 한국지구물리탐사학회, pp. 61-88, pp. 111-128.
- 모상철, (2005) 전기비저항 및 지표레이다탐사를 이용한 수리시설물의 안정성 연구,
조선대학교, 공학석사 학위논문. 2005.
- 오석훈, 서백수, (2007) 탄성과 속도와 전기비저항자료의 지구통계학적 복합
해석에 의한 암반등급의 확률적평가, 한국물리탐사학회, Vol. 10, pp. 293-298.
- 이두성, (2005) 기반암 깊이 도출을 위한 굴절법 탄성과 자료분석:사례연구, 한국물
리탐사학회, Vol. 8, pp. 237-242.
- 권형석, 황세호, 백환조, 김기석, (2008) 전기비저항과 암반분류의 상관관계에
대한 고찰, 한국지구물리와 물리탐사학회, Vol. 11, pp. 350-360.
- 박삼규, (2004) 지반의 전기비저항을 좌우하는 물성요인, 한국지구물리탐사

- 학회, Vol. 7, pp. 130-135.
- 김창렬, 박삼규, 방은석, 김복철, (2008) 물리탐사기법의 독도 지반조사 적용, 한국 지구물리와 물리탐사학회, Vol. 11, pp. 335-342.
- OYO Corp., (1998) Operation manual, Model-1125 McSEISE- SX.
- Saito, H., (2001) Seismic traveltime tomography for shallow subsurface exploration, Ph.D, thesis, Hokkaido University, pp. 126.
- Hawkins, L. V., (1961) The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations, Geophysics, Vol. 17, pp. 806-819.

저작물 이용 허용서

학과	에너지 자원공학과	학번	20087574	과정	석사
성명	한글 : 김 경 진 한문 : 金 景 鎭 영문 : Kim Kyoung Jin				
주소	광주 광산구 월계동 건영APT 101동 502동				
연락처	E-MAIL : dogcu6952@hanmail.net				
논문제목	한글 : 복합 물리탐사를 이용한 지하구조해석 영어 : Subsurface Structure Interpretation by Applying Complex Geophysical Methods				

본인이 저작한 위의 저작물에 대하여 다음과 같은 조건아래 조선대학교가 저작물을 이용할 수 있도록 허락하고 동의합니다.

- 다 음 -

1. 저작물의 DB구축 및 인터넷을 포함한 정보통신망에의 공개를 위한 저작물의 복제, 기억장치에의 저장, 전송 등을 허락함
2. 위의 목적을 위하여 필요한 범위 내에서의 편집·형식상의 변경을 허락함.
다만, 저작물의 내용변경은 금지함.
3. 배포·전송된 저작물의 영리적 목적을 위한 복제, 저장, 전송 등은 금지함.
4. 저작물에 대한 이용기간은 5년으로 하고, 기간종료 3개월 이내에 별도의 의사 표시가 없을 경우에는 저작물의 이용기간을 계속 연장함.
5. 해당 저작물의 저작권을 타인에게 양도하거나 또는 출판을 허락을 하였을 경우에는 1개월 이내에 대학에 이를 통보함.
6. 조선대학교는 저작물의 이용허락 이후 해당 저작물로 인하여 발생하는 타인에 의한 권리 침해에 대하여 일체의 법적 책임을 지지 않음
7. 소속대학의 협정기관에 저작물의 제공 및 인터넷 등 정보통신망을 이용한 저작물의 전송·출력을 허락함.

동의여부 : 동의() 반대()

2011년 2월

저작자 : 김 경 진 (인)

조선대학교 총장 귀하