

서울시 양재공원 추정단층에 대한 지구물리탐사

김필선, 유영희

하리엔지니어링(주) 지반공학부

서만철

공주대학교 지질환경과학과

서 론

전기비저항탐사 및 탄성파탐사는 지하단층 및 파쇄대 등의 원격투시에 가장 신속하고 효과적으로 이용할 수 있는 대표적인 물리탐사방법이라 할 수 있다(Ress et al, 1990 ; 송무영외, 1996 ; 김지수외, 1997). 그 중에서 굴절법 탄성파탐사는 탐사지역 지층의 대략적인 형태 및 특성에 대한 정보를 신속하게 제공하여 주는 장점으로 인하여 반사법의 측선 결정을 위한 선행조사, 건설공사의 기초조사 등에 활용되고 있다(김기영외, 1999)

또한, 1980년대부터 급속히 발전되고 있는 고해상도(high-resolution) 반사파 조사법은 고주파 성분을 많이 사용하여 지표 근처의 지질구조 등을 규명하는데 적용되기 때문에 최근, 지질공학 분야 및 환경분야에 널리 적용되고 있다. 대표적인 적용 사례로는 지하수 개발 및 감시, 핵폐기물 처리 부지조사, 지하공동 탐지, 댐체 주변조사 등이 있고, 그 밖의 해양환경 및 육상 환경조사 등이 발표된 바 있다. 또한 단층탐지, 빙퇴석 구조 및 기반암면 영상화, 조간대 퇴적층 연구등 순수 학술목적으로도 널리 사용되고 있다(김기영외, 1999).

전기비저항 탐사의 경우, 각종 암석들의 전기비저항 값은 중첩을 보인다(Keller, Frischknecht, 1996). 따라서, 전기비저항 탐사를 통해 직접적으로 지하의 암상을 유추하기는 매우 어렵지만, 전기비저항의 상대적인 차이로부터 지하구조를 알 수 있다. 일반적으로 파쇄대 혹은 단층대는 점토광물 및 지하수 등의 유체가 많이 함유되어 있고, 또 이렇게 존재하는 공극들은 서로 연결상태가 좋기 때문에 전기를 잘 통하게 해주는 전도체 역할을 하여 주변보다 상대적으로 전기비저항이 낮다(Van Nostrand, Cook, 1966). 이러한 전기적 성질의 이상(anomaly)을 이용하여 지표에 노출되어 있지 않은 파쇄대 및 단층대 탐사에 전기비저항 탐사법이 많이 이용되고 있다(Bogoslovsky, Oglivy, 1977; Kim, 1981; Kim, 1982; 김인수·김종열, 1983; Olorunfemi et al., 1986; 정승환외, 1987; Lee, 1988; 김필선, 1989; 이성복, 1981). 전기비저항 및 탄성파탐사를 병행하여 천부지질 구조를 규명하는 연구는 꾸준히 진행되고 있으며, 기반암의 조사기법으로 반사법 탄성파탐사와 전기비저항 탐사가 유용하게 이용될 수 있다(Kim, et al, 1996)

본 연구는 1982년 발행된 둔전지질도폭에서 N20W, N45E 방향의 선구조가 통과하는 서울 양재 시민의 숲에서 미확인된 단층대의 인지를 위하여 탄성파 굴절법탐사, 반사법탐사 및

전기비저항 탐사를 동일 측선상에서 실시하였으며 그 결과를 비교하여 보았다.

조사위치 및 지질

서울시 양재지역(그림 1)은 경기지괴의 북서부에 속하는 곳으로서 선캠브리아기 호상흑운 모편마암(banded biotite gneiss)과 제 4기 충적층으로 이루어져 있다. 이 편마암의 호상구조(gneissosity)는 북북동 내지 북동동 주향과 남동측 중고 경사각을 보이고 있지만, 풍화암과 충적층이 기반암인 편마암을 부정합으로 피복하여 노두를 통한 지질 및 지질구조 규명이 비교적 어려운 지역이다. 따라서, 선구조 분석을 통하여 지질구조를 알아볼 수 있는데, 그림 2, 3, 4의 선구조는 대체적으로 충적층의 분포 방향과 일치하는 N20W, N45E 방향이 우세함을 알 수 있다. Figure 1. Figure 2. Figure 3. Figure 4.

탐사방법

반사법탄성파탐사

지층의 음향임피던스 차이에 의해 지층 경계면에서 반사되는 탄성파를 지표에서 기록하여 작성한 탄성파 단면도로부터 지질학적, 층서학적 정보를 얻는 물리탐사법을 반사법 탄성파 탐사라 한다. 지하매질을 전파하는 탄성파는 매질의 밀도와 속도의 곱으로 표현되는 음향임피던스(acoustic impedance)의 차이가 나는 곳에서 탄성파 에너지의 일부는 반사되어 지표로 되돌아오고, 나머지는 투과되어 계속 전파된다. 따라서 반사법탐사 측면에서 보면 암상이 같아도 음향임피던스가 달라지는 면은 지층 경계면이라 할 수 있다.

본 탐사에 사용된 탐사장비로는 굴절법과 반사법을 모두 실시할 수 있는 Smartseis, 발파원은 10Kg sledge 햄머, 수신기로는 28Hz geophone을 사용하였다. 배열방법은 끝점발파법(off-end push ;그림 5)으로 offset 과 interval을 각각 2m 로 하여 한번에 12채널씩 기록하였다. 따라서, 전구간 100% 커버리지 기록과 비교해 볼 때 CDP 반사기록의 fold수는 그림 6에서 보는 바와 같이 최대 6개로 CDP 커버리지는 600 % 이다. 즉, 신호대 잡음비를 높일 수 있고, 조사 구간을 중복하여 속도를 계산할 수 있어 보다 고해상의 지질단면을 얻을 수 있었다. 또한, 반사면이 경사진 경우에는 반사점이 발파점과 수신기의 중간에 위치하지 않기 때문에 실제 지질구조와는 다른 모양으로 나타나 이 방법이 효과적이다. Figure. 5 Figure. 6. 탄성파 트레이스는 신호와 잡음의 합으로 볼 수 있으며 자료처리과정의 대부분은 트레이스에서 잡음을 제거하는 과정으로 볼 수 있다(박중용외, 1998).

자료처리과정은 그림 7과 같은 순서로 실시하였다. 탄성파 반사에너지는 일반적으로 트레이스 간에 일정한 반면 불규칙 잡음은 그렇지 않다. 즉 신호는 인접한 트레이스로부터 예측할 수 있는 것인데 반해 잡음은 예측할 수 없는 것으로 정의된다. 따라서, 인접한 트레이스로부터 탄성파 신호를 예측함으로써 불규칙하거나 국소적인 잡음들을 약화시킬 수 있다. Figure. 7 뮤팅이 필요한 부분은 주로 트레이스의 앞부분이기 때문에 이를 초동역압(first

break suppression)이라고도 하며 일차반사파를 최대한 보존하면서 발파와 관련된 잡음을 제거시키는 것이 목적이다(민경덕외, 1986). 육상 천부 반사법 탐사에서 자료처리 과정 중 속도분석과 함께 가장 세심한 주의를 필요로 하는 것이 뮤팅이다(Miller et al, 1989). 또한 경계면에서 반사된 파의 상대적 위치와 공기파 및 잡음표면파를 찾는 것이 주 관심대상으로 공기파나 그라운드롤과 같이 저속도의 잡음파들이 나타나는 중간부분도 제거해 주어야 하는데(오진용, 1996), 트레이스상에서 제거하고 싶은 부분의 샘플에는 0을, 나머지 부분에는 1을 곱하면 된다. 또한, NMO 보정후에 파형의 이완(stretch)이 심하게 나타나는 부분을 제거하는 작업은 NMO 보정 전이나 후에 적절히 시행할 수 있다(김규한, 1998). 그러나 뮤팅이 끝나는 부분에서 스파이크가 나타나는 경우를 방지하기 위해 스케일 함수는 0에서 1로 급격하게 변하는 것보다 서서히 변하는 것을 사용한다.

수직경로시차는 반사면이 깊어질수록 또 속도가 커질수록 감소하며, 파원-지오폰 거리가 커질수록 증가하기 때문에 수직경로시차 보정(NMO correction)을 수행하여야 한다. 따라서 공심점 취합자료의 각 트레이스 상에 포물선으로 나타나는 반사 이벤트들이 수평으로 정리 되도록 정확한 속도분석을 하는 것이 무엇보다 중요하다.

NMO 보정은 CMP에서 속도함수를 적용시키는 것이 선형 interpolation을 적용했을 때 다중채널에서 가장 정확한 보정이 된다. 이것은 고질의 CMP 중합을 만들고 여기에서 신호가 눈에 띄게 합해지고 잡음이 분산되는 효과를 볼 수 있다. NMO 보정에 의해 잘 정렬된 공심점 자료를 모두 합하여 하나의 트레이스로 만드는 CDP 중합과정을 실시한다. 반사파가 가장 분명하게 보이는 에너지원-지오폰 거리 범위를 최적윈도우(Optimum window)라 부르는데(Hunter et al, 1984), 이 과정에서는 규칙적인 신호가 필터링을 통해서가 아닌 중합에 의해 제거된다. 즉, 지체가 갖는 고유 신호는 합하여질 때 계속 증가하지만 지역적으로 나타나는 잡음은 합하여질 때 소멸되기 때문에 발생하는 현상이다.

그림 8의 a는 AGC Window가 100 msec일때의 단면이다. 상부 10 msec 부근에서 나타나는 파는 표면잡음파라 판단된다. 그림 8의 b를 보면 50 m 부근에서 80 m 사이에 event 들이 약 30 msec 부근까지 떨어지는 것을 볼 수 있다. 또한, 약 15 msec 부근에서 1층과 2층의 경계, 30 msec ~ 60msec 부근에서 2, 3층의 경계가 나타나는 것으로 보인다(그림 8, b). 축선의 약 80 m에서 136 m 사이의 30 ~ 60 msec 사이에 나타나는 작은 진폭은 저속도대로 판단된다. 그림 9는 실제 진폭 단면으로 이상대라 판단되는 위치의 파가 깊은 곳까지 투과되는 것을 볼 수 있다.

굴절법 탄성파탐사

굴절법 탄성파탐사는 투과심도를 고려해 geophone interval을 5 m, offset을 2.5 m 로 설치하여 총 120 m 구간에서 실시하였다. 음원은 반사법과 같은 햄머를 사용하였으며, 샘플링 간격과 저주파필터(low-frequency cut filter)는 각각 250 μ s, 12 Hz로 설정하였다. 또한

신호대 잡음비를 높이기 위해 6~ 10 회의 중합을 실시하였다. Figure. 10

위와 같은 shot gather를 획득하여 SIP program에서 처리한 결과, 1층의 평균속도는 400 m/sec로 토사층에 해당되며 2층은 1490 m/sec로 연암, 3층은 5700 m/sec로 극경암으로 판단된다. 그림 11에서 보는 바와 같이 1층과 2층의 경계는 약 5m로 62m 부근에서 최대심도를 보이고, 80m 부근에서 비교적 급경사를 보이다가 다시 평탄한 층을 보인다. 또한, 2, 3층의 경계부는 9.6 ~ 21.9 m의 심도변화를 보이고 있다.

전기비저항탐사

전기비저항탐사는 탄성파탐사의 시작점에서 20 m 떨어진 곳에서 wenner 배열, a=4 m로 총 160m 구간에서 실시되었다. 현장자료결과는 그림 9에 나타난 바와 같이 세로축은 겹보기 비저항을, 가로축은 축선을 나타내며 최종 c 그림은 2차원 모델을 가정한 자동역산한 값이다. 본 연구지역에서는 전반적으로 약 600 Ω m의 비저항치를 보이다가 55m 부근과 70 m 부근에서 저비저항치를 갖는다. 일반적으로, 공극을 채우고 있는 물을 함유한 균열대 및 지질구조대는 상대적으로 주변의 암석보다 비저항치는 떨어지고 전기전도도는 높아지는 특성(이종태 외, 1999)을 이용한다면 이 비저항치는 단층과 관련된 현상에 의한 것으로 판단된다.

탐사자료결과 및 고찰

서울시 양재동 시민의 숲에서 실시한 반사법 및 굴절법 탄성파탐사, 전기탐사 결과는 지하지질구조를 유추할 수 있는 다음과 같은 유용한 정보를 제공하였다.

1. 상부층의 속도는 400 m/sec로 토사층이라 판단되며, 대략 5 m 내외의 두께를 갖는다. 2층은 1490 m/sec로 연암에 해당하며 약 10 ~ 20 m의 변화를 보이고 있다. 3층은 5700 m/sec로 극경암 즉, 이 지역의 기반암으로 판단된다.
2. 굴절법 단면에서 보면 60 m를 전후로 1층의 두께가 최고치를 보이다가 80 m 부근까지 비교적 급경사를 갖는다. 이는 반사법 AGC단면에서 살펴보면 event들이 60 m 부근에서 더 심부에 위치하며, real amplitude 단면에서도 80 m 부근보다 고투과심도로 나타나는 것을 볼 수 있다.
3. 반사법 해석단면 그림 8의 b를 보면 약 50 m 와 80 m 부근에서 수직적 불연속면을 볼 수 있다. Real amplitude 단면인 그림 9에서도 이 부분에서 고투과 심도를 보이며 전기비저항 단면에서의 저비저항대와도 일치하는 것으로 보아 단층과 관련된 지질구조로 보여진다.
4. 탐사결과로 볼 때, 선구조의 분포대와 탐사이상대가 비교적 잘 일치되며 지질공학적 조사나 넓은 층적층 분포지역의 기반암 조사에 반사법 탄성파 탐사 및 전기비저항 탐사가 유용하게 이용될 수 있을 것이다.

참고문헌

- 김기영, 정귀금, 1991, 무브아웃 차이를 이용한 다중반사파 제거법에 관한 연구, Jour. Geol. Soc, Korea, 27, 604-613.
- 김기영외, 1991, 다중채널 탄성파 탐사자료의 전산처리(I) -해양반사파 자료처리-, 지질공학회지, 1, 85-108.
- 김기영외, 1998, 안강부근 양산단층 지역에서의 고해상도 반사파 조사연구, 대한지구물리학회 제 1차 정기총회 및 학술발표회, 8-9.
- 김성균, 1991, 초동극성분포를 이용한 홍성지진의 focal mechanism 연구, 지질공학회지, 1, 109-120.
- 김소구, 1993, 천부층 지진파 반사에 대한 해상도(지하 공동에 응용), 지질학회지, 3, 167-176.
- 김필선, 1989, 전기비저항 탐사를 이용한 음성퇴적분지 부근의 지하구조 연구, 충남대학교 석사학위 논문
- 민경덕외, 1994, 응용지구물리학, 546-665.
- 박중용외, 1998, 탄성파 자료에 대한 주파수-공간영역에서의 예측필터링, 지질학회지, 34, 155-160.
- 서만철, 1999, 경북 포항시 일월동 택지개발지구의 지반상태 파악을위한 탄성파탐사, 지구물리학회지, 45-56.
- 서만철, 이원국, 1992, 탄성파자료 속도분석에 관한 연구, 자연과학(공주대학교 논문집), 30, 81-88.
- 신희순 외 18인 공저, 1998, 건설기술자를 위한 지반조사 및 시험기술, 94-123.
- 유영희, 2000, 충남 홍성 마운터널 부지의 단층인지를 위한 탄성파탐사, 공주대학교 석사학위논문
- Dix, C. H, 1995, Seismic velocities from surface measurement, Geophysics.
- Don W. Steeples and Richard D. Miller, Seismic Reflection Methods Applied to Engineering, Environmental, and Groundwater Problems, Colorado School of mines for possible publication in the proceedings of the Third Technical Symposium on Tunnel detection.
- Hunter, J. A et al, 1984, Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph-some simple techniques, Geophysics, 49, 1381-1385.
- Kim, H.s, Nam, S. H., Kim, Y. D., 1996, Near-surface geophysical surveys using seismic and electric methods in Barton Peninsula of King George island, Antarctica, Jour. Geol. Soc. Korea. Vol. 32. No. 2, 131-145.

- Miller, R. D., Steeples, D. W., and Brannan, M., 1989, Mapping a bedrock surface under dry alluvium with shallow seismic reflections, *Geophysics*, 54, 1528-1534.
- Miller, R. D., and Steeples, D. W., 1990, A shallow seismic reflection survey in basalts of the Snake River Plain, Idaho, *Geophysics*, 55, 761-768.
- Miller, R. D., Normal moveout stretch mute on shallow-reflection data, *Geophysics*, 57, 1502-1507.
- Miller, R. D., and Xia, J. A., 1998, Large near-surface velocity gradients on shallow seismic reflection data, *Geophysics*, 63, 1348-1356.
- P. F. Williams, L. B. Goodwin, B. Lafrance, 1995, Brittle faulting in the Canadian Appalachians and the interpretation of reflection seismic data, *Journal of Structural Geology*, 17, 215-232.
- Robert W. Lankston, *High-Resolution Reflection Seismic Data Acquisition and Interpretation*.

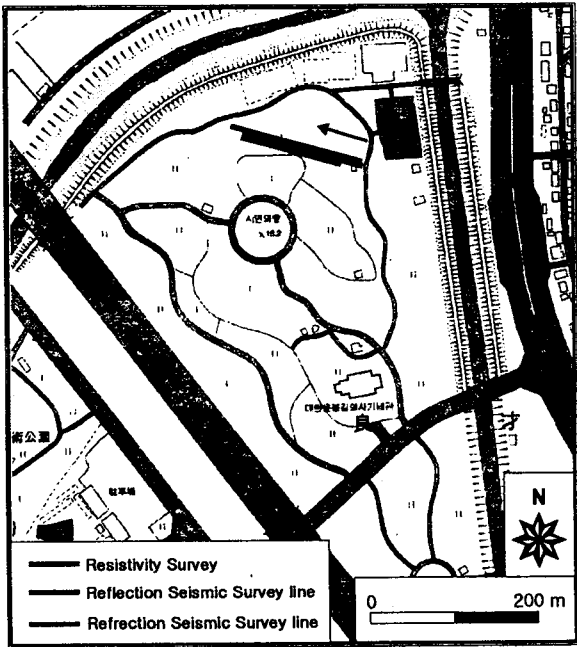


Figure 1. The location of study area.

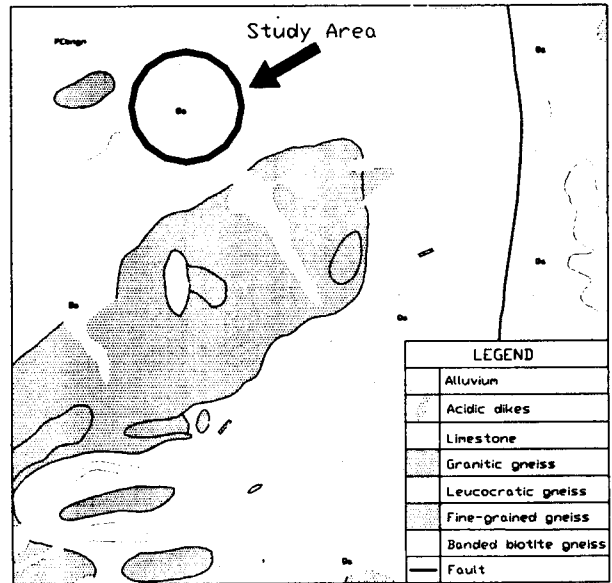


Figure 2. The geologic map of study area by Korea Institute of Energy and Resources, 1982.

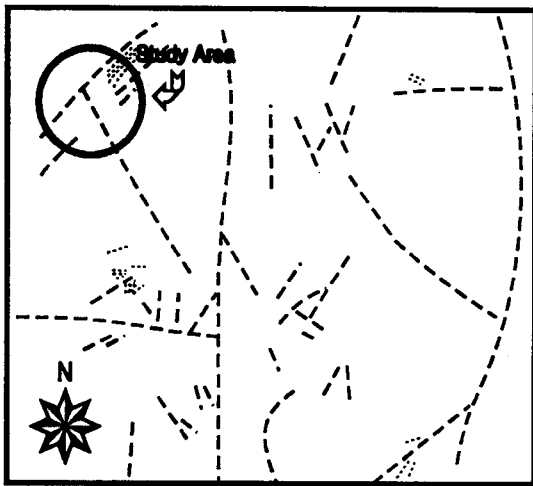


Figure 3. The location map of lineaments by Korea Institute of Energy and Resources, 1982.

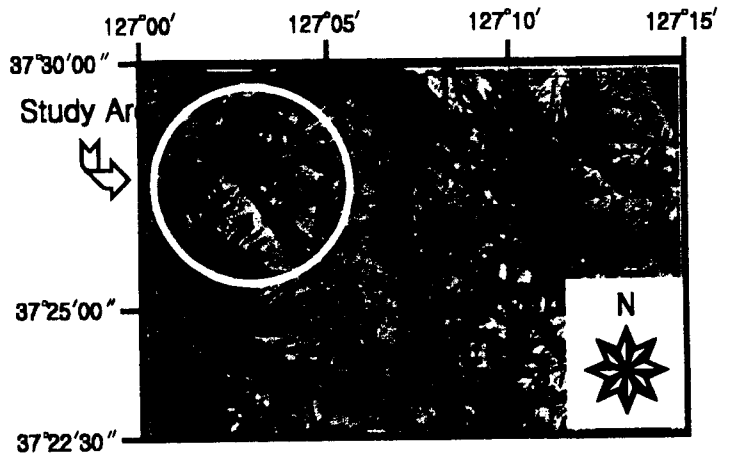


Figure 4. Location map showing major lineaments of the yangtae by LANDSAT data.

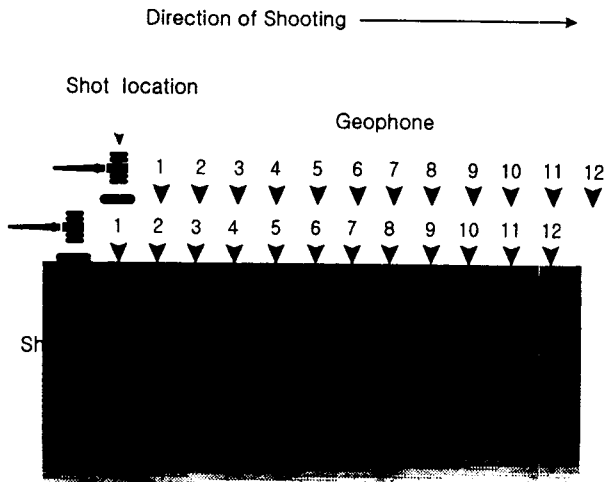


Figure 5. Source-geophone configuration used in the acquisition of seismic data.

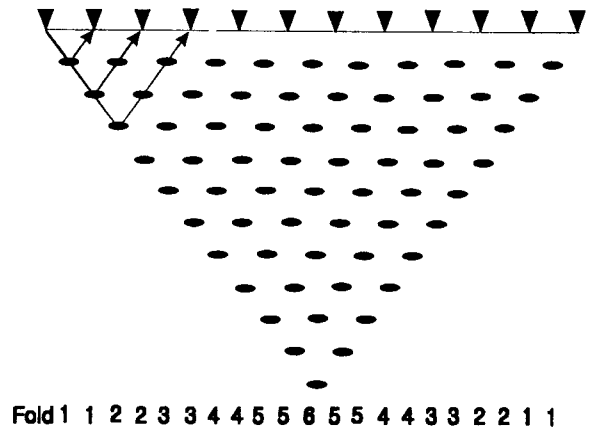


Figure 6. The fold number of each geophone.

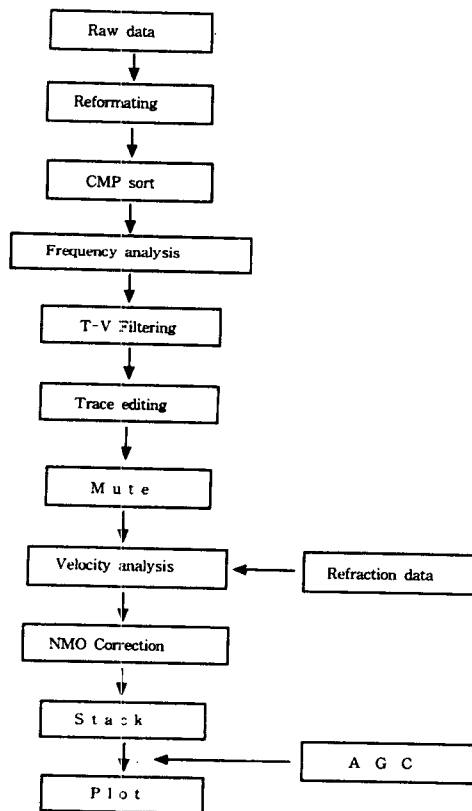


Figure 7. The basic processing sequence for seismic data.

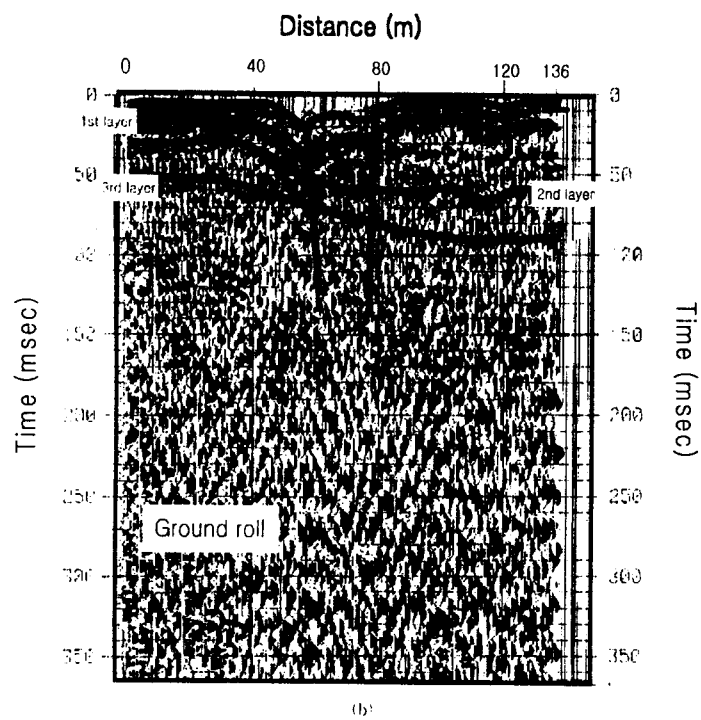
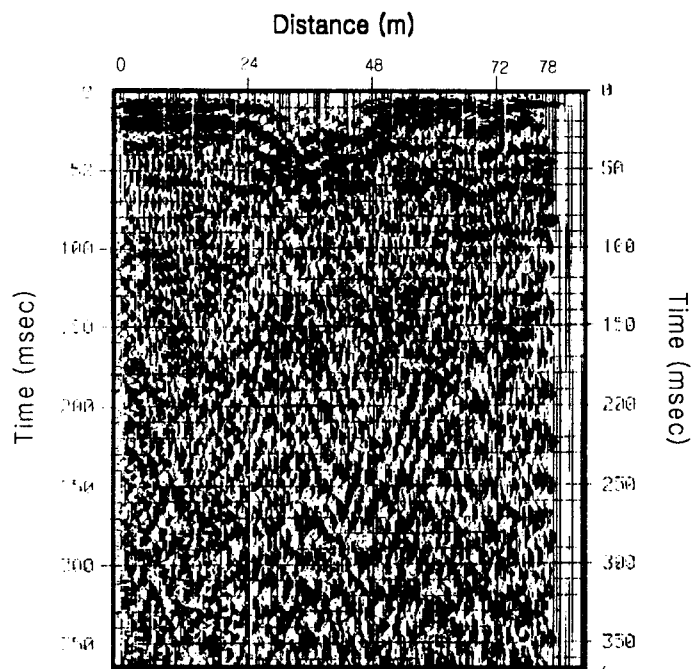


Figure 8. The stack section of the profile survey line : (a) after elevation correction, (b) after interpretation.

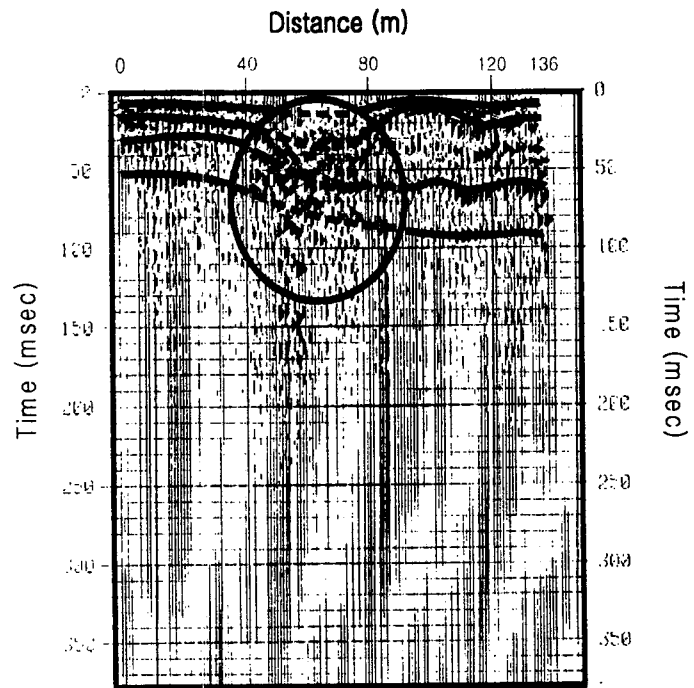


Figure 9. Real amplitude seismic section.

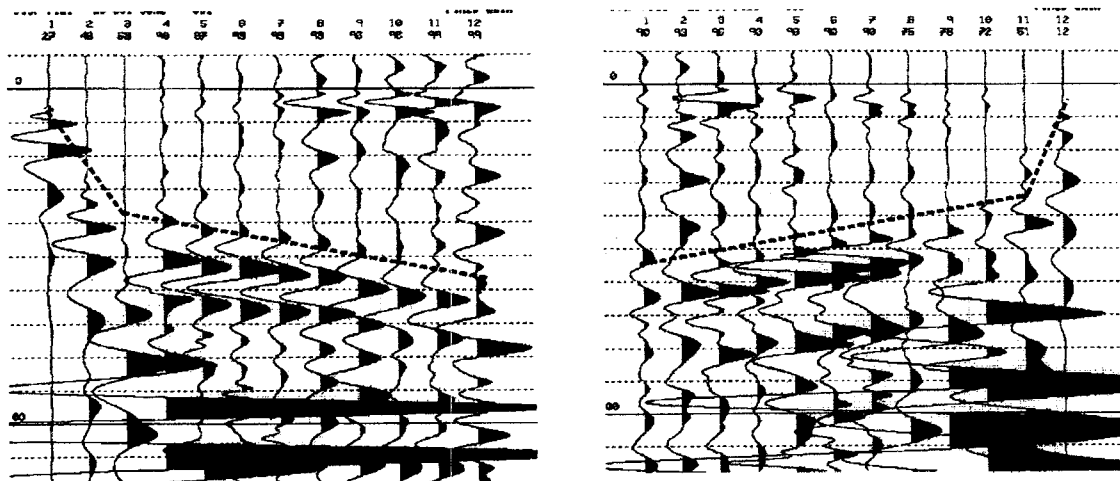


Figure 10. Shot gather at station 0, 60m.

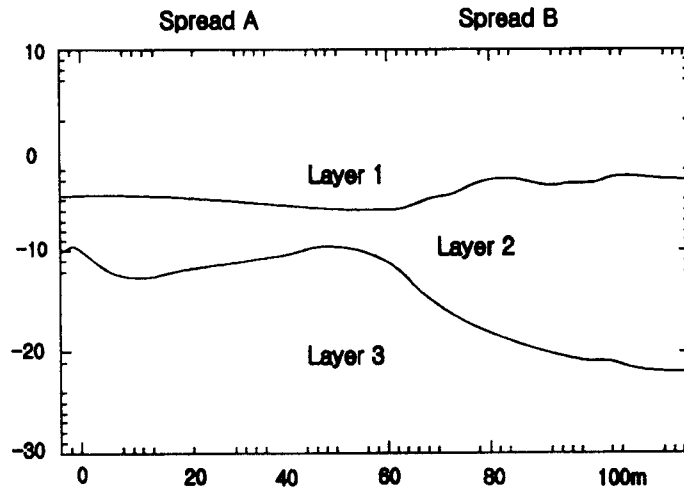


Figure 11. Distribution of P wave velocity and the subsurface structural model along the seismic line.

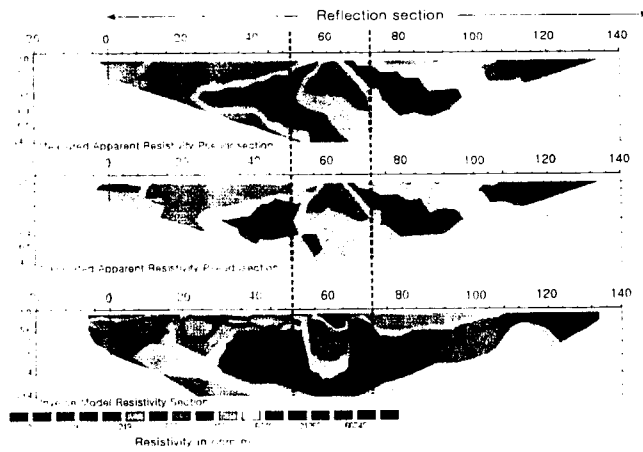


Figure 12. The result of array resistivity survey at the yangjae area.