

탄성파를 이용한 흙의 특성연구

Soil Properties in Relation to Elastic Wave

조 계 춘*¹ Cho, Gye-Chun

이 인 모*² Lee, In-Mo

Abstract

Elastic waves provide an important information about the soil mass in the near-surface. Soil properties in relation to elastic wave parameters are clarified to facilitate the application of geophysical technique to soil characterization. As an example, experiments are performed to gain further insight into the behavior of unsaturated particulate materials using bender elements. The small strain stiffness is continuously measured on specimens subjected to drying, and changes in stiffness are related to changes in interparticle forces such as capillarity, bonding due to ion sharing, buttress effect due to fine migration, and cementation due to salt precipitation. The rate of menisci regeneration is studied after a perturbation as well. Finally, several phenomena associated with the evolution of capillary forces during drying are identified.

요 지

탄성파는 지표면에 가까운 흙에 관한 중요한 정보를 공급한다. 흙특성 파악에 물리탐사기법의 원활한 적용을 위하여 탄성파인자와 흙특성파의 관계를 고찰하였다. 적용 예로서, 비포화토의 거동 및 특성을 전단파 시험을 통하여 알아보았다. 포화시료를 건조하면서 밴더엘리먼트를 사용하여 미소변형을 전단강성을 연속적으로 측정하였다. 비포화토에서는 모세관현상, 이온공유에 의한 접착, 세립자 이동에 의한 강화효과, 염 침전에 의한 시멘트결합과 같은 입자간 힘의 변화가 강성의 변화에 직접적으로 영향을 끼치는 것으로 나타났다. 비포화토의 시료를 교란함으로써 메니스커스의 회복에 대한 연구를 수행하였고, 비포화토에서 일어나는 여러 가지 현상들을 제시하였다.

Keywords : Bender element, Capillary force, Elastic wave, Geophysical technique, Meniscus, Small strain stiffness, Shear wave, Unsaturated soil

1. 서 론

파동(wave)은 지구의 생성과 더불어 존재 해왔지만 공학적인 이해를 통해 이용하기 시작한 것은 그리 오래 되지 않았다. 특히 탄성파의 역사를 살펴보면, 17세기에 비연속적인 매질에서의 파동전달(wave propagation)에 관한 분석이 Isaac Newton(1642-1727)의 공기중에서 소리 전달에 대한 연구와 함께 시작되었다. 같은 세기

에, Pierre de Fermat(1601-1665)은 파동의 운동방향을 나타내는 살(ray)은 두 지점들 사이의 여행시간(travel time)을 최소화하는 길을 따라 간다는 공리(principle)를 발표하였고, Christiann Huygens(1629-1695)는 파두(wave front)의 새 위치는 구형파두(spherical wavefront)를 가정하여 이전의 위치로부터 구할 수 있다고 제안하였다(Meyer-Arendt, 1984). 18세기의 Daniel Bernoullis (1700-1782)와 19세기의 Baron Kelvin(1824-1907)은 소

*1 정회원, 한국과학기술원 건설 및 환경공학과 조교수 (Member, Assistant Prof., Dept. of Civil and Environ. Engrg., KAIST, gyechun@kaist.ac.kr)

*2 정회원, 고려대학교 토목환경공학과 교수 (Member, Prof., Dept. of Civil Engrg., Korea Univ.)

리전달과정을 명확히 하였고, 1877년에 Lord Rayleigh는 “Theory of Sound”라는 책을 처음으로 출판하였다. 1880년대에, 첫 번째 지진측량이 시도되었고 Heinrich Rudolf Hertz(1857-1894)는 구형입자들에 대한 접촉이론(contact theory)을 내놓았다. 1920년대 후반에 들어 매질을 평가하기 위한 초음파기법(ultrasonic technique)사용의 타당성을 얻었다. 1940년대에 Mindlin(1949)은 입자로 이루어진 매질의 횡방향 변위에 대한 전단력의 영향을 연구하였고 그들의 비탄성적 거동을 제시하였다. 1950년대에 Metroplis와 동료들(1953)에 의하여 분자운동학을 포함한 수치모의실험(numerical simulation)을 시작하였다. 20세기말에 들어, 수치모의실험이 가속화되었고, 시험용장비개발과 시험기구사용이 급속도로 진행되었다. 특히 지구환경문제들의 영향으로 심부층(deep formation)에 대한 물리탐사기법(geophysical technique)의 집약적인 개발과 적용이 활발해졌다.

심부층과는 달리 육지나 해안가의 지표면 근처는 대부분 흙으로 덮여있다. 시료 채취나 현장시험기법(큰 관입시험이나 프래셔미터 등)에 의한 지반특성파악은 피할 수 없는 교란효과를 가져온다. 한편, 비교적 낮은 에너지원을 사용하는 물리탐사기법은 지반물성에 영향을 미치는 정도의 교란을 일으키지 않아서 현장평가의 효과적인 대안으로 사용된다. 특히, 탄성파를 지표면에 가까운 현장의 특성파악에 이용하면 지반물질의 공간적 분포와 탄성인자들에 관한 중요한 정보를 얻을 수 있다. 더욱이, 물리탐사 측정치들은 지반공학적인 분석이나 설계에 관련된 흙의 지반계수들에 직접적으로 연결되어 있다.

본 논문은 흙의 탄성인자에 대한 내용과 그들의 지반계수들과의 관계를 살펴보고, 물리탐사기법을 이용하여 비포화토의 거동에 대한 연구를 수행하였다. 주된 목적은 다음과 같다. 첫째로, 물리탐사 측정치와 흙물성치 사이의 물리적인 관계를 알아보아 지반거동에 대한 올바른 해

석에 도움을 주고자 한다. 둘째로, 필수적인 개념과 상관관계 및 중요 인자들을 제시하여, 계측과정을 설계하고 자료를 분석할 때 용이하게 하고자 한다. 셋째로, 적용을 통하여 물리탐사기법의 활용화에 공헌하고자 한다.

2. 흙에서의 파동현상과 인자

탄성파를 이용한 지표면 근처의 흙 특성파악을 위해서는 흙입자의 크기보다 훨씬 긴 장파장(long wavelength) 조건을 필요로 하다. 탄성파는 시간지연(time delay), 감쇄(attenuation), 분산(dispersion), 반사(reflection), 굴절(refraction), 그리고 간섭(interference)과 같은 파동현상들을 같이 겪는다. 탄성파의 현저한 파동현상을 표 1에 요약하였다. 가능한 파동현상의 다양성은 파를 이용한 연구의 복잡성을 시사한다. 하지만 이러한 현상들을 명확히 밝힘으로서 매개물질에 관한 상세정보를 얻을 수 있다는 잠재력을 시사하기도 한다. 일반적으로, 지반특성에 따라 적절하게 설계된 실험 과정과 정확한 신호처리를 요구한다.

흙에서 역학적 파전달의 속도와 감쇄는 흙의 고유특성에 의존한다. 즉, 밀도(mass density), 체적강성(bulk stiffness), 전단강성(shear stiffness)을 결정하는 흙의 지반정수들이 탄성파 전달에 영향을 미친다. 점탄성적인(visco-elastic) 파동조건을 가정하여 흙속에서의 파속도, 감쇄, 분산에 관련된 식들을 구할 수 있다. 이러한 개념과 관계들을 다음에서 알아보하고자 한다.

2.1 파속도

지표층에는 세 종류의 중요한 파동형태, 즉 종방향 P-파(longitudinal wave or compressional wave), 횡방향 S-파(transverse wave or shear wave), 그리고 반전타원형

표 1. 지표면근처의 파동현상

매질 특성	파동현상	비고
접촉면, 경계면	반사, 굴절, 분산	모드전환: Rayleigh, Love, Stonley 파
이방성	이중반사줄무늬	S-파 절편, 유사전파
점진적 속도변이	살(전파방향)뒹	R-파 분산
함유물체-파면(파장 대 크기)	회절, 산란, 저주파 통과	
매질의 공간적 변이(파장 대 층두께)	저주파 통과, 반사	
매질의 시간적 변이(각속도 대 이완시간)	감쇄, 분산, 공진(공명)	
2상이나 3상(흙, 공기, 물)	감쇄, 분산	이완, Biot의 느린 P-파
비선형거동(탄성경계변형률초과)	높은 손실	충격파

표 2. 지반물질에 대한 전형적인 밀도, 파속도 및 포아송비

Material	ρ [kg/m ³]	V_p [m/sec]	V_s [m/sec]	ν
Fluids				
Air (20°C, 1atm)	1.204	343~345	0	
Pure water	998	1480	0	0.5
Seawater	1025	1531	0	0.5
Clastor oil	969	1540	0	0.5
Petroleum	--	1300~1400	0	0.5
Ice	917	3500~3800	1800~2000	0.33~0.36
Gas hydrate	912	3200~3600	1600~1700	~0.33
Minerals				
Salt	2160	4400~5000	2100~2700	0.25~0.27
K-Feldspar	2560	5600~6400	3100~3200	0.35
Quartz	2650	5700~7000	3300~4100	0.31
Calcite	2710	6600~6700	3300~3500	0.30~0.33
Dolomite	2870	7300~7400	3900~4000	0.24~0.30
Pyrite	4950~5200	8100~8400	5200	0.14
Silica glass	2600	5600	3500	0.17
Steel	8000	6100	3500	--
Rocks				
Limestone	2000~2900	4000~7000	2800~4100	0.27~0.30
Sandstone	1950~2600	2000~5500	700~3300	0.18~0.24
Granite	2500~2800	4000~6000	2100~5000	0.23~0.27
Gneiss	2400~3000	4300~7600	2600~5300	0.20~0.29
Hematite	4200~5300	4100~8000	2300~4300	0.3
Magnetite	4900~5200	5800~8000	3000~4200	0.32~0.35
Basalt	2700~3100	3500~9000	1000~3000	0.25~0.35
Shale	2400~2900	2200~7000	1500~4000	0.12~0.34
Gypsum	2350	5800~5900	3300~3400	0.26
Granular salt(dry)	1300~1500	230	--	--
Concrete	2350~2450	3600	2000	--
Soils (at 100 kPa)				
Gravel (dry)	1400~2000	550~850	150~500	--
Gravel (saturated)	1800~2450	1500~2200	150~500	--
Gravel (unsaturated)	1500~2350	600~1200	150~700	--
Sand (dry)	1300~1850	300~500	200~300	0.3~0.4
Sand (saturated)	1500~2150	1450~1900	150~300	0.3~0.4
Sand (unsaturated)	1300~2050	200~1000	150~400	--
Silt (saturated)	1600~2100	--	130~180	--
Clay (saturated)	1400~2100	1450~2000	60~250	0.5
Clay (unsaturated)	800~2000	--	100~1200	--
Glacial till (saturated)	2100~2400	1500~2500	600~1000	--
Glacial till (unsaturated)	1700~2300	400~1000	--	--
Glacial till (compacted)	--	1200~2100	--	--
Loess at natural	1640~1750	400~800	200~500	0.44
Lightly cemented soils	1300~2000	400~1000	250~700	--

참고문헌: Barkan(1962), CRC Handbook(1998), Davidson(1983), Hardin and Drnevich(1972), Holtz and Kovacs(1981), Jumikis(1966), Prakash(1981), Richart et al.(1970), Santamarina et al.(2001).

R-파(Rayleigh wave)가 있다. 지반물질에 대한 전형적인 파속도(V), 밀도(ρ) 및 포아송비(ν , Poisson's ratio)는 표 2에 요약되어 있고, 각 파동형태에 대한 탄성인자와 흙변수들과의 관계는 다음과 같다.

2.1.1 S-파와 P-파

흙의 전단계수(G_{soil} , shear modulus)는 오직 흙입자로

이루어진 골격(skeleton, 그림 1 참조; 구속압력이 클수록 변형이 커져 일부 접촉면에서 빛의 산란이 심해지며 힘 연결고리를 만들고, 구속압력이 입자간의 접촉면을 통해서 전달되며 주된 힘 연결고리가 아닌 부분은 연결고리의 좌굴을 방지하는 역할을 한다)의 전단강성(G_{sk} , shear stiffness)에 의존하며($G_{soil}=G_{sk}$), 간극수의 체적계수(bulk modulus)에 영향을 받지 않는다. 이러한 이유

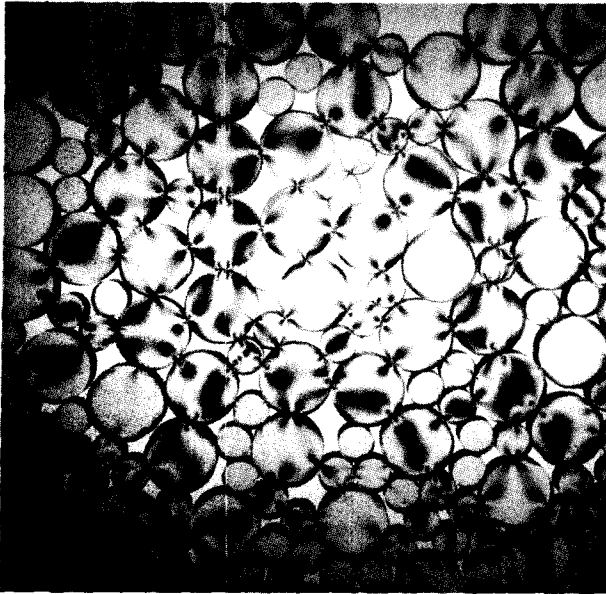


그림 1. 광탄성물질의 디스크를 이용한 입자알갱이로 이루어진 흙구조 모델의 입증(courtesy of J. Valdes)

때문에, S-파가 포화된 지표면층의 흙 특성파악에 선호된다. 전단파속도(V_s)는 다음과 같다.

$$V_s = \sqrt{\frac{G_{soil}}{\rho_{soil}}} \quad (1)$$

여기서 ρ_{soil} 은 흙의 밀도이다. 흙의 전단계수는 응력상태, 시멘트결합정도, 그리고 모세관력 및 전기력과 같은 입자간의 접촉을 변화시키는 작용에 의해 결정된다. 부유와 골격형성과의 분기점에 있는 흙에 대해 전단파속

표 4. 흙의 체적계수와 밀도를 산정하기 위한 관계식

P-파 속도	관계식(체적계수 B, 밀도 ρ)
a) 공기와 물의 혼합물(B_{aw}, ρ_{aw})	여기서, $B_{aw} = \frac{B_w}{1 + n(1-S_r)(\frac{B_w}{B_a} - 1)}$ $\rho_{aw} = (1-S_r)\rho_w + S\rho_w$
b) 부유(suspension): 물과 흙의 혼합물	여기서, $B_{wg} = \frac{B_w B_g}{(1-n)B_w + nB_g}$ $\rho_{wg} = (1-n)G_s \rho_w + n\rho_w, G_s = \text{흙의 비중}$
c) 부유(suspension): 물, 공기, 흙의 혼합물	여기서, $B_{wag} = \frac{B_{aw} B_g}{(1-n)B_{aw} + nB_g}$ $\rho_{wag} = \rho_w n S_r + (1-n)G_s$
d) 흙(soil): 물과 흙 알갱이	여기서, $B_{soil} = B_{stis} + B_{sk}, (B_{stis} = B_{wg} \text{ or } B_{awg})$ $\rho_{soil} = \rho_{sus}, (\rho_{sus} = \rho_{wg} \text{ or } \rho_{awg})$
참고) 공기중의 P-파	여기서, $^{\circ}C$ 는 섭씨온도이다.
$V_p = 332 \sqrt{1 + \frac{^{\circ}C}{273}}$	

표 3. 탄성인자들 사이의 관계식

탄성인자	관계식
Young 탄성계수, E (Young's Modulus)	$E = \frac{9BG}{3B+G}$
포아송비 (Poisson's ratio)	$\nu = \frac{3B-2G}{2(3B+G)}$
체적계수, B (Bulk Modulus)	$B = \frac{E}{3(1-2\nu)}$
구속계수, M (Constraint Modulus)	$M = B + \frac{4}{3}G = \frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$
전단계수, G (Shear Modulus)	$G = \frac{E}{2(1+\nu)}$

도는 1m/s보다 작을 수도 있고, 대략 40m의 깊이에 있는 흙에 대해서는 전단파속도가 300~400m/s에까지 근접한다. 비록 정도가 적을 지라도 시멘트결합이 된 흙은 700m/s 가까이나 초과하는 아주 큰 전단파속도를 갖는다. 비포화된 세립(fine grains)토에서의 높은 모관흡수력(capillary suction)도 비슷한 효과를 가지게 만들 수 있다.

탄성인자들 사이의 관계식이 표 3에 요약되어 있다. P-파 속도(V_p)는 흙의 구속계수(M, constraint modulus)와 흙의 밀도에 비례한다:

$$V_p = \sqrt{\frac{M_{soil}}{\rho_{soil}}} = \sqrt{\frac{B_{soil} + \frac{4}{3}G_{soil}}{\rho_{soil}}} \quad (2)$$

여기서 B_{soil} 은 흙의 체적계수(bulk modulus)이다. 흙입자를 이루는 광물의 체적강성(B_g)은 흙입자로 이루어진 골격의 체적강성(B_{sk})보다 훨씬 크다. 또한 공기가 제거

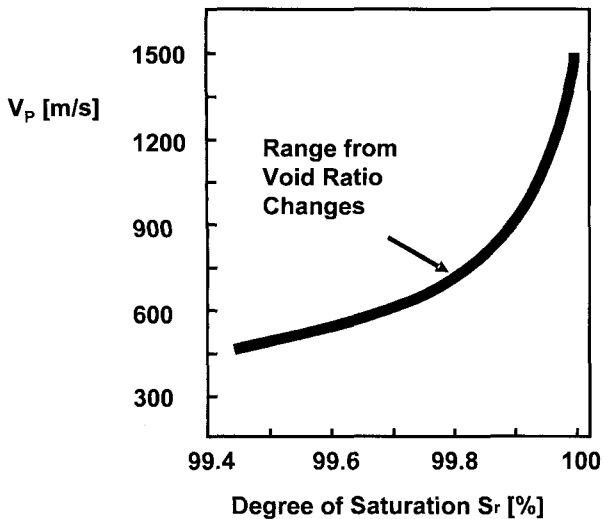


그림 2. 포화도(S_r)의 변화에 따른 P-파 속도의 변화

된 물의 체적강성(B_w)은 골격의 체적강성보다 크다. 그러나 상대적으로 적은 양일지라도 공기의 존재는 액체 혼합물의 체적계수(B_{aw})를 크게 감소시킨다. 유체 및 흙입자의 체적계수(B_{aw} , B_w , B_g), 포화도(S_r), 간극률(n)의 함수로 흙의 체적계수(B_{soil})와 밀도를 표현한 식들을 표 4에 요약하였다. 포화도에 따른 P-파 속도의 변화를 보면 그림 2와 같다. P-파 속도는 포화상태에 매우 민감하여 지표면 근처(작은 구속압력 하)에서 비포화도에 대한 P-파의 이용은 주의를 요한다. 즉 P-파의 속도가 흙골격에 대한 강성을 나타내기보다는 물의 포화상태에 민감하게 반응하기 때문에, 흙골격의 특성파악에는 비효과적이다. 하지만 지표면 근처의 흙이 완전히 포화되어있는지의 판단은 P-파를 이용하는 것이 적절하다.

2.1.2 R-파

흙 대기와 같은 자유면이나 퇴적토-물과 같은 경계면은 표면 R-파의 생성을 향상시킨다. R-파 속도(V_R)는 S-파 및 P-파와 연관되어 있으며, Achenbach(1975)로부터 아래와 같이 유도할 수 있다:

$$V_R \approx \frac{0.874 + 1.117\nu}{1 + \nu} V_s \quad (3)$$

여기서, ν 는 포아송비이다. 비포화토에서의 V_R 는 대략 $0.9V_s$ 이다. R-파를 이용하면 시추공 없이 지표면 근처의 특성을 파악할 수 있다. 물리적 교란으로 탐사되는 깊이(z)는 파속도와 파장(wave length)에 비례하고 진동수(frequency, f)에 반비례한다($z=V_R/f$). R-파의 전달은 균질한 물질에서는 비분산적(non-dispersive)이다. 그러

나 매체가 비균질(heterogeneous)하면 탐사깊이내에 있는 모든 층들은 주어진 진동수에 따라 파속도에 영향을 미칠 수 있다. 그래서 속도는 진동수의 변화에 따라 일정한 상수가 아니게 된다. 측정된 속도-진동수 분산곡선은 깊이에 따른 매개물질의 변동을 추론하기 위하여 역산할 수 있으며, 이 기법은 Spectral Analysis of Surface Wave(SASW)로 알려져 있다(Gucunski and Woods, 1992; Stokoe et al., 1994; Tokimatsu, 1995; Rix et al., 2002).

2.1.3 포아송비

V_p 와 V_s 로부터 미소변형률의 포아송비를 다음과 같이 산정할 수 있다:

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad (4)$$

포화($S_r=100\%$)된 연약지반에 대한 포아송비는 0.5에 가까워진다. 비포화된($S_r < 99\%$) 흙의 미소변형률 포아송비는 대략 0.15보다 작다. 포아송비의 변화에 따른 파속도 사이의 관계를 나타내면 그림 3과 같다. 포아송비가 증가함에 따라 P-파 속도는 S-파속도와 멀어지면서 점점 증가하고, R-파 속도는 S-파속도와 가까워지며 변화정도는 작다.

2.2 재료(물질)감쇄

파동의 진폭은 거리와 함께 감쇄된다. 이것은 파두(wave front)의 기하학적인 퍼짐(geometric spreading), 접촉면에서의 부분적인 전송, 그리고 물질손실(material

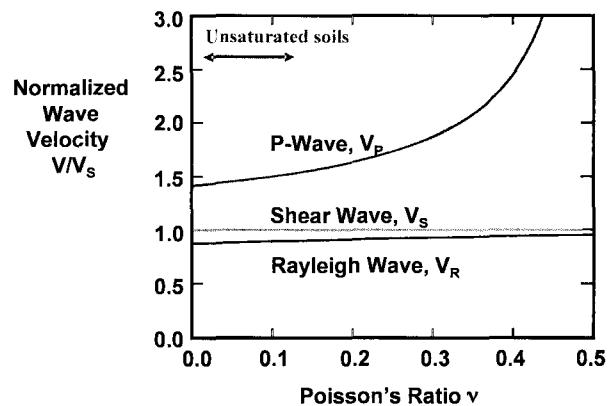


그림 3. 포아송비(ν)의 변화에 따른 파속도사이의 관계

표 5. 흙에 대한 대표적인 감쇄비

흙 종류	감쇄비 D	유효응력 범위(kPa)	전단변형을 및 시험법
Gravelly Soils	D = 0.008~0.018	$\sigma'_0 = 100 \sim 400$	$\gamma < 10^{-5}$ CT
Sand	Air-dry	$\sigma'_0 = 20 \sim 1800$	$\gamma < 10^{-5}$ RC
	Saturated	$\sigma'_0 = 28 \sim 1800$	$\gamma = 10^{-5}$ CT and RC
Clayey Soils	D = 0.010~0.052	$\sigma'_0 = 15 \sim 500$	$\gamma < 10^{-4}$ CT and RC
Residual Soils	D = 0.009~0.054	$\sigma'_0 = 25 \sim 35$	$\gamma < 10^{-5}$ RC
Peat ($w_0 \approx 200\%$)	D \approx 0.025	$\sigma'_0 = 66 \sim 135$	$\gamma \approx 10^{-5}$

주석: γ 는 변형률, σ'_0 는 유효구속응력, w_0 는 함수비, RC는 resonant column 시험(전형적인 진동수는 50~250Hz), CT는 cyclic triaxial 시험(전형적인 진동수는 < 1Hz)이다.

참고 문헌: Yasuda and Matsumoto(1993), Kim et al.(1991), Laird and Stokoe(1993), Santamarina and Cascante(1996), Li et al.(1998), Kokusho(1980), Kokusho et al.(1982), Diaz-Rodriguez and Santamarina(2001), Kim and Novak(1981).

loss) 때문이다. 기하학적인 퍼짐이 없는 경우에는, 유사 균질매체에서 Δl 만큼 떨어진 두 지점에서의 평면파의 진폭 A_1 과 A_2 는 재료감쇄계수 α [m^{-1}](material attenuation coefficient)와 $A_2/A_1 = e^{-\alpha \Delta l}$ 로 관계되어 있다. 흙에서의 탄성파에 대한 감쇄계수는 음향인자(Q, quality factor)와 감쇄비(D, damping ratio)를 포함한 에너지 손실의 다른 형태로 다음식과 같이 연관지을 수 있다.

$$\frac{1}{Q} = \frac{V\alpha}{\pi f} = 2D \quad (5)$$

여기서 V는 파속도, f는 진동수를 나타낸다. 감쇄비 측면에서 보면 흙은 매우 작게 감쇄되는 물질이다($D \ll 100\%$). 오븐에서 건조된 모래에 대한 미소변형률 감쇄비는 열탄성적 효과를 감지하며 $D < 0.2\%$ ($Q > 250$)보다 작을 수 있다. 습기가 있거나 포화된 흙에서 에너지손실은 점성 효과에 의하여 지배되고 감쇄비는 $D = 2\% \sim 5\%$ ($Q = 10 \sim 25$)의 값에 도달할 수 있다. 감쇄비는 건조토에서는 일정한 반면에, 습윤토에서는 진동수와 함께 선형적으로 증가한다. 흙에 대한 대표적인 감쇄비는 표 5에 요약하였다.

표피한계(S_d , skin depth)는 파동의 진폭이 $1/e$ 까지 감쇄하기전 파가 간 거리로 정의된다. 그래서 평면파(plane wave)에 대한 표피한계는 $1/\alpha$ 이다. 식 (5)로부터 표피한계는 다음식과 같이 된다.

$$S_d = \frac{1}{\alpha} = \frac{\lambda Q}{\pi} = \frac{\lambda}{2\pi D} \quad (6)$$

그래서 전형적인 감쇄범위인 $D \sim 0.1\%$ (즉, $Q \sim 500$)에서 $D < 5\%$ (즉, $Q > 10$) 사이에 있는 흙에서, 탄성파의 표피한계는 파장의 몇 배이다. 이는 지표면에 가까운 흙의 특성파악에 중요한 이점이 된다.

2.3 감쇄-분산

진동수의 변화에 따른 감쇄비와 미소변형률 전단계수의 변화를 나타내면 그림 4와 같다. 진동수가 증가함에 따라 전단계수는 비교적 작은 폭으로 증가하는 반면 감쇄비는 크게 증가함을 보여준다. 거의 일정하거나 일정한 감쇄모델은 진동수에서 10배 증가에 대하여 대략 1.5D의 속도 증가를 예측한다(Kjartansson, 1979). 예를 들어, 감쇄비 $D=1\%$ 를 가진 흙이 있다면, 로그축으로 표시된 진동수에 대한 속도증가는 대략 1.5%이다. 점탄성 손실인 경우, 최대 감쇄는 이완진동수에서 일어나고 이완영역을 가로지르는 표준화된 속도에서의 변화에 $2D_{max} = V/V_0$ 로 관계되어 있다. 예를 들면, 속도가 이완영역을 가로질러서 6% 변화하면 최대 감쇄비는 대략 $D_{max} = 3\%$ 가 된다. 대부분의 속도 변화는 이완진동수 전후에서 한개의 로그 사이클 안에서 일어나며 주로 모래는 kHz에서 점토는 MHz에서 일어난다.

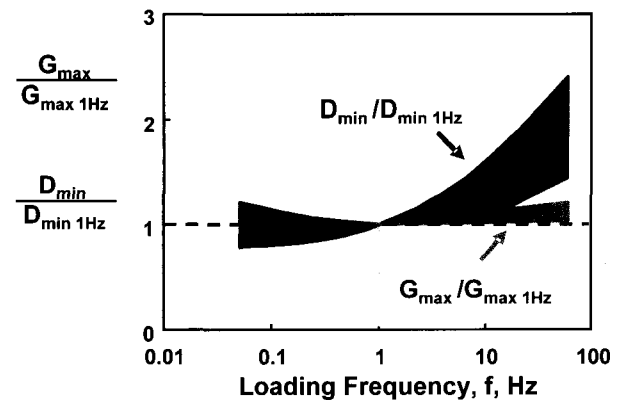


그림 4. 진동수의 변화에 따른 감쇄비와 미소변형률 전단계수의 변화 (Stokoe et al., 1999)

표 6. 탄성파의 매질에 대한 스펙트럼

종류 / 적용	진동수(f)	파장 λ (m)		
		공기(air)	물(water)	흙(soil)
초저주파음파	< 20Hz	> 17	> 74	> 15
지진	< 20~50Hz	> 11~17	> 49~74	> 6~15
물리탐사-실외	> 0.1Hz	< 3430	< 14820	< 3000
물리탐사-실내	< 10kHz	> 0.034	> 0.15	> 0.03
소리음	20Hz~20kHz	0.017~17	0.074~74	0.015~15
초음파	> 20kHz	< 0.017	< 0.074	< 0.015

<비고> 사용된 파속도: $V_{air} = 343\text{m/s}$, $V_{water} = 1482\text{m/s}$, $V_{soil} = 300\text{m/s}$.

3. 흙의 탄성특성

물리탐사 연구에서 큰 역학적인 파동이 발생할 때 진원지 부근은 국부적으로 큰 진폭이 일어나며 높은 감쇄 효과를 경험할 수도 있다. 하지만, 진원지로부터 떨어진 흙에서 탄성파의 전달은 흙의 탄성한계변형률보다 낮은 변형률에서 이루어진다. 탄성파의 매질에 대한 스펙트럼을 표 6에 요약하였다. 탄성파를 이용한 지표면 근처의 특성파악은 몇 Hz에서 kHz사이의 다양한 진동수에서 실행된다. 이러한 진동수 범위에서, 일반적인 흙에서의 파장은 10cm에서 10m 사이에 위치한다. 그래서 파장은 흙입자의 크기보다 매우 크며, 준동은 연속체물질인 경우처럼 흙을 통해서 전달된다.

흙은 광물로 이루어진 입자와 간극유체로 구성되어 있다. 흙은 연속물질이 아닌 낱알로 이루어진 본성이 흙의 전반적인 특성을 결정한다(그림 1 참조). 앞에서 지적한 것처럼 흙의 특성파악에 효과적인 진단파를 중심으로 지반정수들의 탄성특성을 살펴보면 다음과 같다.

3.1 탄성한계변형률

흙입자로 이루어진 골격의 역학적인 반응은 변형률 정도와 밀접하게 관계되어 있다. 미소변형률과 중간변형률 사이의 전환점을 탄성한계변형률(γ_{elas} , elastic threshold strain)이라고 한다. 전단변형률이 탄성한계변형률보다 작을 때, 흙의 거동은 유사탄성으로 고려되고, 골격의 강성은 최대가 되며, 에너지 손실은 최소가 된다. 탄성한계변형률은 골격에 작용하는 구속응력과 흙의 소성도와 함께 증가하며, 흙입자를 만드는 광물의 강성이 증가함에 따라 감소하고, 흙의 비표면적(specific surface)이 커질수록 증가한다. 그래서 점토의 탄성한계변형률이 사질토의 탄성한계변형률보다 일반적으로 크다. 대기

압(100 kPa)에서 사질토에 대한 일반적인 최소 탄성한계 변형률은 $\gamma_{elas}=5 \cdot 10^{-6}$ 이며, 점토의 일반적인 최대 탄성한계변형률은 $\gamma_{elas}=1 \cdot 10^{-4}$ 를 가진다(Lanzo and Vucetic, 1999; Diaz-Rodriguez and Santamarina, 2001). 물리탐사 기법을 이용한 연구는 구조적인 변형을 초래하지 않는 미소변형률 현상과 관련되어 있다.

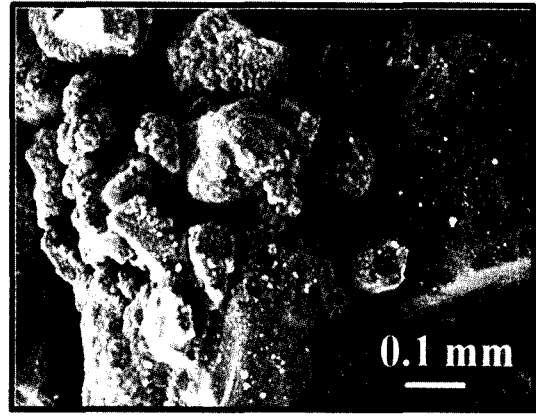
3.2 입자크기 및 형태

흙입자 크기는 흙의 특성을 규명하는 중요한 인자중의 하나이다. 흙입자가 작으면 작을수록 부피에 대한 표면적은 상대적으로 커지며, 표면과 관련된 힘들(전기력, 모세관력, 항력 등)이 자중이나 외부응력에 비해 상대적으로 더욱 중요해진다. 지표면에 가까운 조건, 즉 낮은 구속압력 하에 있는 흙에 대하여 흙입자의 표면과 관련된 힘들인 수 mm인 입자크기부터 관련성을 가지며, 현저한 거동의 변이는 10~100 μm 입자크기에서 일어난다. 밀리미터 단위의 입자 크기나 굵은 입자의 형태는 구형이나 입방체(단축, 중간축, 장축이 거의 같은 길이)를 가지기 쉽다. 그러나 마이크로 단위나 더 작은 크기를 가지는 흙입자는 점점 더 판상이나 자모양의 형태로 된다. 다양한 흙입자의 형태가 그림 5에 나타내어져 있다.

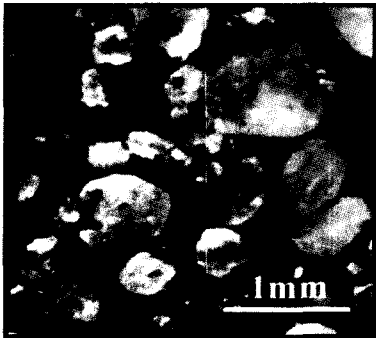
비슷한 흙입자크기에 대하여 입자간 접촉면의 평평도(flatness)가 흙골격의 미소변형률 강성을 결정한다. 보다 평평한 접촉이 입자간의 힘에 의한 접촉면의 탄성적, 점성적 및 소성적 변형으로 발생하고(그림 6 참조; 광탄성물질인 디스크를 이용하여 수직하중에 대한 입자자체의 응력분포를 빛의 산란으로 보여주고 있고, 응력집중이 일어나는 접촉면가까이에서 보다 많은 빛살이 생기며 평평한 접촉을 이룸), 흙입자를 이루는 광물 자체의 용해 및 침전작용으로 생성되는 물질을 포함하는 시멘트제들의 침전으로도 생긴다. 일반적으로 모나



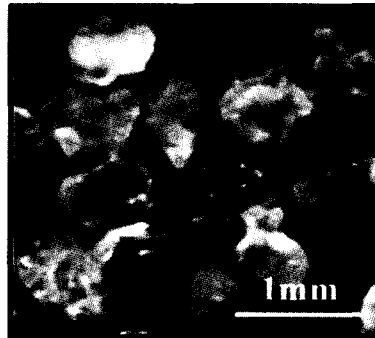
(a) 점토(kaolinite)



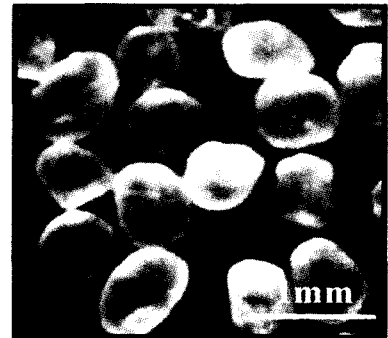
(b) 실트(granite powder)



(c) 사질토



(d) 인공파쇄모래



(e) Ottawa 모래

그림 5. 다양한 흡입자의 모양. (a) 점토(kaolinite) - 주사전자현미경(scanning electron microscope)을 통해 얻어진 영상 (courtesy of Thiele Kaolin Company, GA, USA), (b) 실트(granite powder) - 주사전자현미경을 통해 얻어진 영상 (courtesy of G. Maria), 그리고 (c) 사질토, (d) 인공파쇄모래, (e) Ottawa 모래 - 광학현미경을 통해 얻어진 영상



그림 6. 한입자안에서 응력집중현상의 입증(courtesy of J. Valdes)

고 거친 표면을 가진 입자들로 이루어진 골격은 보다 낮은 미소변형을 강성을 생성한다.

3.3 간극유체

지표면에 가까운 흡에서의 가장 흔한 간극유체는 공

기와 물이다. 유기유체(organic fluid)도 존재할 수 있으며, 흔히 오염물로 고려된다. 이러한 유체들의 독특한 특성이 지표면에 가까운 층들에 대한 특성파악에 탄성파를 사용하는데 큰 역할을 한다. 공기는 낮은 질량과 높은 압축성을 가지나 양쪽 효과가 합해져서 높은 음속도($V_p=343\text{m/s}$)를 만들며 지표면에 가까운 대부분의 흡에서의 전단파속도보다 높다. 한편, 물은 높은 체적강성을 가진다. 극성의 물분자로 구성되어서 전해질을 형성하는 염(salt)을 수화시키고 광물 표면에 흡착된 이온들을 수화시켜 흡입자주변에 이중층(double layer)을 만든다. 공기나 혼합되지 않는 유기유체와 함께 있을 때는 높은 계면장력(interfacial tension)을 가지며 흡속에서는 유효응력을 크게 증가시킨다(예, 비포화토). 유기액체(오염물)는 높은 체적강성을 가지며, 대부분이 비극성이다. 공기가 제거된 액체의 특성은 지표면에 가까운 흡에 대한 입자 골격의 체적강성을 초과하는 높은 체적강성을 가진다. 공기의 존재는 유체의 체적강성을 매우 떨어뜨리고 혼합된 유체 조건을 생성한다.

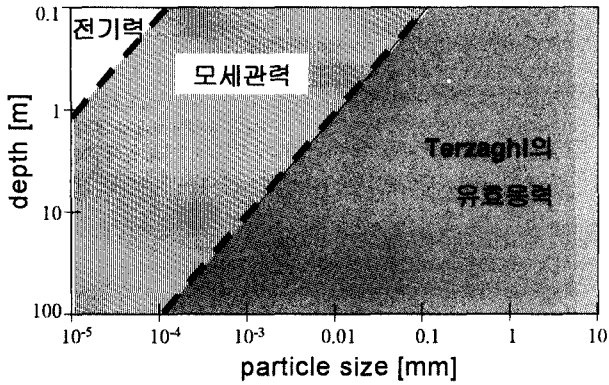


그림 7. 입자크기와 깊이에 따른 입자간힘의 중요도

두개의 섞이지 않는 유체들의 존재는 입자들 사이의 계면장력과 모세관력을 증가시킨다. 공기와 물사이 또는 물과 유기유체사이가 전형적인 경우이다. 한 개나 양쪽 유체가 삼출(percolation)할지도 모르며, 삼출한 유체가 전체적인 통수능을 지배한다. 지표면에 가까운 곳에서의 포화조건은 종종 다양하게 변화한다. 일반적으로 지하수 위 아래의 층은 포화되어 있고, 지하수위 위층은 포화도가 지표면을 향하여 감소한다. 앞에서 논의한 것처럼 모세관력의 흡거동에 대한 영향은 흙 입자크기가 감소할수록 증가하므로 점토나 실트에서는 꼭 고려하여야 한다.

물분자의 이극성과 열진동 때문에 물은 흙안에 존재하는 잉여분의 염(salt)을 효과적으로 용해하고, 광물표면에 흡착되어 있는 이온들을 수화하고, pH와 수화된 이온의 농도에 따라 광물 자체를 용해할 수도 있다. 이러한 현상들로 초래되는 결과는 다음 세 가지가 있다. 첫째로, 어떤 흙의 간극수는 상대적으로 서로에게 움직일 수 있는 자유 물분자, 수화된 양이온과 음이온으로 구성되어 있는 수성의 전해액(electrolyte)이다. 둘째로, 광물 표면둘레에 있는 수화된 역이온(counter-ion)들은 이동성을 얻으나,

Coulomb의 전기친화력 때문에 전기 중립성을 만족시키며 확산층(diffuse layer)을 형성하고 입자표면근처를 벗어나지 못한다. 셋째로, 결과적인 역이온 구름은 이웃하고 있는 입자들 주변의 구름들과 상호 작용하면서 입자간 전기적 힘을 발생시킨다. 이런 힘은 지표면 근처의 점토질 흙의 역학적인 거동(강성 및 강도)에 영향을 미친다.

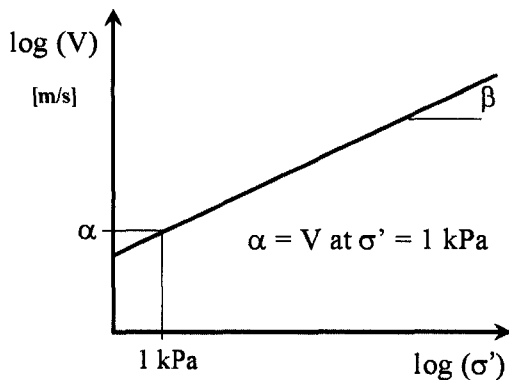
입자크기와 깊이에 따른 입자간 힘(자중, 모세관력, 전기력)의 중요도를 그림 7에 나타내었다. 입자가 커지고 깊이가 깊어질수록 Terzaghi 유효응력(자중)의 영향이 중요해지며, 상재하중이 작아지고(깊이가 줄고) 입자크기가 작아질수록 흙 입자간에 존재하는 모세관력 및 전기력의 영향이 점점 더 중요해진다.

3.4 유효응력

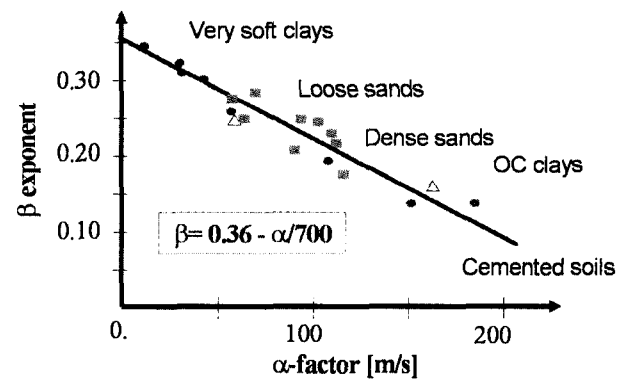
유체가 존재할 때, 흙에 적용된 전응력은 흙입자 골격과 유체에 의해 공유된다. 골격에 의해서 전달되는 부분이 유효응력이다. 지표면에 가까운 흙에 대해서, 골격의 체적강성(B_{sk})은 입자를 이루는 광물의 체적강성(B_g)보다 훨씬 작다. 이 경우 유효응력(σ')은 전응력(σ)에서 간극수압(u)을 뺀 것($\sigma' = \sigma - u$)과 같다. 유효응력은 전단강도(τ_{ult} , Coulomb의 파괴기준: $\tau_{ult} = \sigma' \tan \phi$, 여기서 ϕ 는 흙의 마찰각이다), 강성, 그리고 다일러턴시(dilatancy, 즉 전단에서의 체적변화는 구속압력에 따라 양이나 음이 될 수 있다)를 결정한다.

흙과 같이 입자로 이루어진 매질에 대하여 모세관력과 전기력의 영향을 무시할 수 있을 정도로 작을 때, 전단파속도(V_s)를 유효응력으로 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$V_s = \alpha \left(\frac{\sigma'_{mean}}{1 \text{ kPa}} \right)^\beta \quad (7)$$



(a) α 와 β 구하는 방법



(b) 다양한 흙에 대한 α 와 β 의 관계

그림 8. 파속도와 유효응력사이의 관계(after Santamarina et al., 2001)

여기서 σ_{mean} 는 평균유효응력이고, α 와 β 는 한 흙에 대하여 실험으로부터 구해지는 상수들이다. 일반적으로 유효응력이 증가하면 파속도가 증가한다. α 와 β 를 산정하는 방법을 그림 8(a)에 나타내었다. 유효응력을 변화하면서 속도를 측정 한 후, 대응되는 속도와 유효응력을 각각 로그 y축과 로그 x축에 표시한다. 대표적인 경향의 절편이 α 이고 기울기가 β 가 된다. Hertzian(구형 입자) 모델을 따르면 입자간 접촉면에서 변위가 탄성적이면 $\beta = 1/6$, 소성적이면 $\beta \approx 1/4$ 이고, 구형이 아닌 고깔콘 형태의 입자에 대해서는 $\beta = 1/4$, 모래에 대해서는 $\beta \approx 0.2 \sim 0.25$ (모래가 느슨할수록 β 는 커진다), Coulomb의 힘에 의해 지배되는 입자들(예, 점토)에 대해서는 $\beta \approx 0.27 \sim 0.30$ 이다(Santamarina and Aloufi, 1999). 다양한 흙에 대한 실험으로부터 얻어진 α 와 β 의 값들과 그들 사이의 대표적인 경향을 나타내면 그림 8(b)와 같다. α 가 증가함에 따라 β 는 감소하고, 같은 유효응력에 대해 흙의 강성은 증가함을 보여준다.

3.5 간극률

흙 입자로 이루어진 성형밀도(ρ)나 간극률(n)의 범위는 흙 입도분포와 입자 형태에 밀접하게 관계되어 있다. 즉 입도분포가 좋은 흙은 보다 높은 최대밀도를 만들며, 판상형의 입자들은 보다 넓은 범위의 밀도를 만들어낸다. 예를 들면, 균일한 크기의 구형 입자들에서의 간극률을 보면 가장 느슨한 배열은 입방체 배열(cubic packing)로 간극률 $n = 0.476$ 이고 가장 조밀한 배열은 면중입방체 배열(face centered cubic packing)로 간극률 $n = 0.260$ 이다. 다른 한편으로, 고령토(kaolinite)의 간극

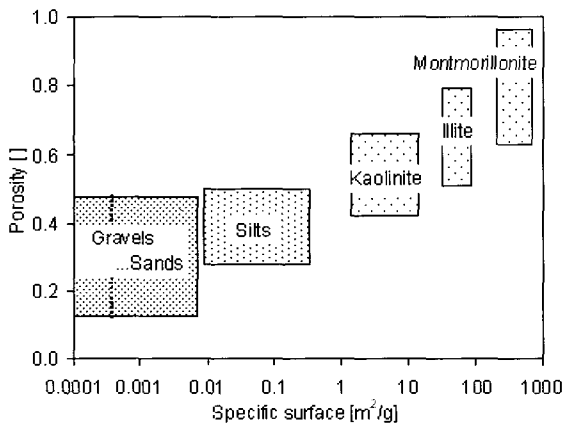


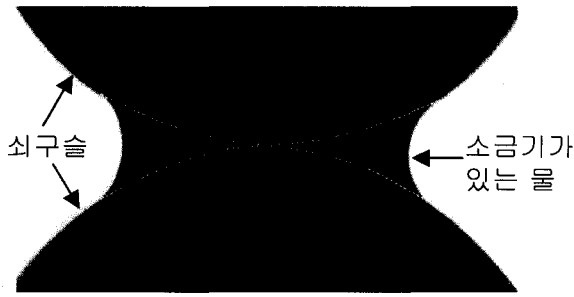
그림 9. 지표층 흙에 대한 대표적인 간극률(porosity)과 비표면적(specific surface)의 관계

률은 슬러리상태나 침전상태에서 $n = 0.91$ 부터 혈압에서의 $n \sim 0.02$ 까지 범위가 넓다. 그래서 점토에서의 밀도나 간극률은 응력이력(stress history)에 의해 영향을 받는다. 지표층 흙에 대한 대표적인 간극률과 비표면적(specific surface)의 관계를 나타내면 그림 9와 같다. 일반적으로 같은 흙과 동일 조건에 대하여 탄성과속도는 간극률이 감소함에 따라 증가함을 보여준다.

3.6 이방성 및 기타 작용

세 개의 독특한 역학적 구조(structure)가 흙의 이방성(anisotropy)에 공헌한다. 첫째로, 퇴적상의 선천적 구조 이방성(fabric anisotropy)은 비구형적인 흙입자 퇴적으로부터의 결과이다. 입자 형태에서의 1.1:1만큼 낮은 기하학적 이심률도 현저한 탄성적 이방성을 일으키기에 충분하다. 둘째로, 응력이방성은 입자들 사이의 힘과 접촉을 변화시켜 전체적인 구조이방성을 생성한다. 두 역학적 작용들은 각각이 1.7:1을 초과하는 전단강성을 만들 수 있다. 셋째로, 호상점토의 경우에서처럼 흙의 층분리이다. 호상점토는 연속된 계절별 얇은 실트층이나 점토층으로 구성되어있어서 역학적, 통수능적, 확산 특성에서 큰 이방성을 가진다.

지표층의 구성물질, 입도분포 및 공간적 변이성이 흙 구조의 형성사(formation history)를 반영한다. 예를 들면, 빙적토나 빙하토는 이질적(heterogeneous)이며 다양한 입자크기로 이루어져 있으나, 풍적토나 유적토는 좁은 범위의 입자분포를 가진다. 잔적토는 운반되지 않고 그 자리에서 형성되고, 지표면 가까이에서는 흙입자가 가늘며 깊어지면서 흙입자들이 굵어지고, 어느 정도의 시멘트결합을 보여주기도 한다. 어떤 흙들은 기후상의 변화기록을 보여주기도 한다(예, 호상점토). 퇴적 후 변성작용으로 흙입자 특성은 많이 변할 수 있다. 특히, 가벼운 시멘트결합은 강도 변화에 상대적으로 작게 영향을 끼치지만 미소변형을 전단강성을 크게 증가시키며 100배 이상의 증가도 관찰할 수 있다. 예를 들면, 바닷가해변에 있는 모래가 바닷물이 빠져나간 후 매우 딱딱한 흙으로 변하는 경우가 있다. 이는 바닷물속에 녹아있는 염(salt)이 물이 증발하면서 입자들 사이에서 결정체를 이뤄 강한 시멘트결합 효과를 보여주기 때문이다. 이를 입증하는 시험결과가 그림 10에 나타내어져 있다. 이러한 시멘트결합 효과는 자연의 흙속에 있는 자유수, 즉 담수에서도 기대할 수 있다.



(a) 소금기가 있는 물이 두 외구슬사이에 첨가됨



(b) 물이 증발하면서 결정체를 이뤄 시멘트화를 보여줌

그림 10. 흙의 시멘트화를 보여주는 모형실험(광학현미경을 통해 본 영상; courtesy of J.C. Santamarina and D. Fratta)

4. 비포화토의 특성연구: 적용

위에서 물리탐사의 근간인 탄성인자와 흙특성과의 현저한 관계를 알아보았다. 흙의 거동이나 특성 파악에 탄성파의 적용이 가능한 예는 에이징(aging)과정, 지반개량(ground modification), 동결(freezing)과정, 간극수압확산(pore water pressure diffusion), 틱소트로피(thixotropy), 시멘트결합(cementation), 액상화(liquefaction), 응력 토모그래피(stress tomography) 등 무수히 많다. 이들 중, 본 논문에서는 비포화토의 거동 및 특성을 진단파를 이용하여 상세히 알아보려고 한다.

4.1 문헌고찰

Wu et al.(1984)과 Qian et al.(1991, 1993)은 흙에서의 진단파에 대한 모세관력의 영향을 연구하였다. 이들 연구에서, 선정된 포화도에 맞추어 모래와 증류수를 혼합하였다. 혼합된 흙은 균일한 물 분포를 만들기 위해서 공기가 차단된 용기에 넣어져 24시간동안 보관되었다. 지정된 간극비에 따라 젖은 흙을 다짐으로써 시료들을 성형하였고 공진주시험(resonant column test)에 사용하였다. Wu et al.(1984)은 최고 진단파속도가 생기는 최적 포화도(S_{opt})를 예측하는 경험식을 다음과 같이 제시하였다.

$$S_{opt} = (-6.5 \log(D_{10}) + 1.5) / 100 \quad (8)$$

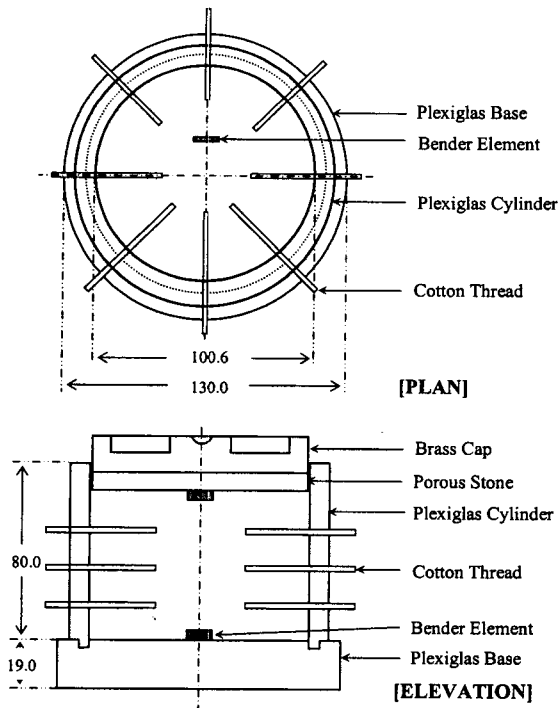
여기서 D_{10} 은 유효입경(mm)으로 통과량 10%에 해당하는 흙입자의 직경을 말한다.

하지만 광학현미경을 통한 관찰에 따르면, 경험식(8)의 실제 흙에 대한 적용은 의문이 제기된다. 건조된 두 흙입자들을 서로 가까이하여 접촉부분에 물방울을 떨어뜨려 메니스커스(meniscus, 표면장력에 의해 오목 또

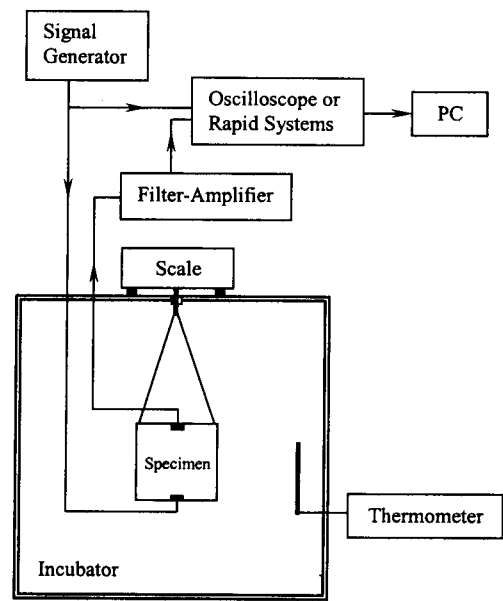
는 볼록한 모양이 되는 현상; 그림 10-a 참조)를 생성시킨 후에 물을 차츰 증발시킬 때, 물이 완전히 증발될 때까지 메니스커스의 크기는 작아질지라도 파괴되거나 사라지지는 않는다. 즉 물이 완전히 증발되기 전까지는 모관흡수력이 두 입자사이에 존재하여 입자들을 서로 끌어당긴다. 반면에 표면이 젖은 두 흙입자들을 가까이 가져와 붙도록 할 때 입자표면을 싸고 있는 물층이 상당히 두껍지 않으면 메니스커스를 형성하지 못한다. 그러므로 Wu et al.(1984)과 Qian et al.(1991, 1993)에서 수행된 시료성형 방법은 재성형된 비포화토의 연구에는 적절하나 점진적인 건조(물의 증발)과정에 처해진 자연흙에 대한 적용은 부적절하다. 그래서 식 (8)의 적용성은 재성형된 흙이나 시료에 국한되어야만 한다.

4.2 시험기기 및 절차

시료의 재성형 없이 낮은 함수비에서 모세관력의 강성에 대한 밀접한 관계를 조사하기 위해서 건조시험을 진단파속도 측정과 함께 수행하였다. Fam and Santamarina (1995)에 묘사되어 있는 압밀용 셀을 이러한 목적에 맞추어 수정하였다(그림 11-a). 셀의 직경과 높이를 파의 운행시간 측정의 정확성, 벽면 마찰, 그리고 건조기간을 고려하여 선별하였다. 플렉시글래스(plexiglass) 몸통, 플렉시글래스 하부판, 그리고 황동상판(무게 11.8 N; 적용된 상부유효응력 = 1.5 kPa)을 0.05 mm 이하의 허용오차로 제작하였다. 시료안의 물증발을 촉진하고 균일한 물분포에 도움을 주기 위해서 플렉시글래스 몸통에 구멍을 뚫어, 두꺼운 면실을 각 구멍에 넣었다. 진단파를 보내고 받기 위하여 벤더엘리먼트(Piezocrystal bender elements, Morgan Matroc Inc., Bedford, Ohio, USA)를 상부 및 하부판에 설치하였다. 벤더엘리먼트를 절연하기 위하여 폴리우레탄으로 이중코팅하였고, 송진을 넣



(a) 개략적인 압밀용 셀 디자인(mm)



(b) 실험기기 배열

그림 11. 개략적인 압밀용 셀 디자인과 실험기기 배열

어 굳혀서 보호하였다.

그림 11(b)와 같이 시험기기를 배열하였다. 하부층의 벤더엘리먼트에 사각형 펄스를 주기위하여 신호발생기 (Krohn-Hite Signal Generator Model 1400A)를 사용하였다. 상부 벤더엘리먼트에서 감지된 신호를 여파 및 증폭기(Krohn-Hite Multi Channel Filter-Amplifier Model 3364)를 통하여 증폭시켰고 오실로스코프(Rapid Systems digital storage oscilloscope Model R1016)로 디지털화

하였다. 256번 쌓인 신호들의 평균치를 개인 컴퓨터에 저장하였다.

실험에 사용된 시료들은 유리구슬(구형 입자), 유리구슬과 점토(고령토; 평평한 입자)의 혼합물, 화강암과 쇄가루(모난 입자; 실트), 그리고 자연모래이다. 실험에 사용된 물질들과 시료에 관한 내용을 표 7과 표 8에 요약하였다. 또한 입도분포곡선을 나타내면 그림 12와 같다; 다른 결과들과의 비교를 용이하게 하기위해서 의도적으로 90도 회전하였다. 이론적인 해석에 가장 많이 쓰이는 구형입자를 위해서 유리구슬을 사용하였다. 유리구슬과 점토의 혼합물은 조립자의 크기를 고정하고 세립자의 첨가로 비표면적을 증가시키기 위해서 사용하였다. 결과적인 시료는 현저한 이중 입도분포곡선을 가진다. 화강암과 쇄가루는 콘크리트에 사용되는 자갈을 생산하는 동안 암파쇄의 부산물이며, 모난 입자로 구성된 좋은 입도분포($C_c = 1.1$; $C_u = 6.2$)를 가진 흙이다. 자연모래는 과거에 액상화가 일어났던 현장에서 채취된 모래이다.

재료들을 침수상태에서 증류수와 함께 혼합한 후, 압밀용 셀에 조금씩 넣었다. 시료의 조밀한 다짐과 공기방울의 제거를 촉진하기 위해서 중간 중간에 반죽작업을 하였다. 저함수비에서 염의 침전현상을 피하기 위하여

표 7. 실험에 사용된 물질-특성

물 질	유리구슬	점 토	화강암파쇄가루	자연모래
$D_{10} (\mu m)$	260	1	17	170
$D_{50} (\mu m)$	320	5	89	360
비 중	2.46	2.70	2.75	2.62
비표면적(m^2/g)	10^{-2}	13	1.5	1.1

표 8. 합성, 간극비, 그리고 각각의 시료에 대한 시험형태

시료	물 질 합 성 비 (%)				간극비	시험형태
	유리구슬	점토	화강암파쇄가루	자연모래		
I	100	-	-	-	0.601	건조시험
II	80	20	-	-	0.564	건조시험
III	-	-	100	-	0.692	건조시험
IV	-	-	-	100	0.507	건조시험
V	100	-	-	-	0.553	교란시험

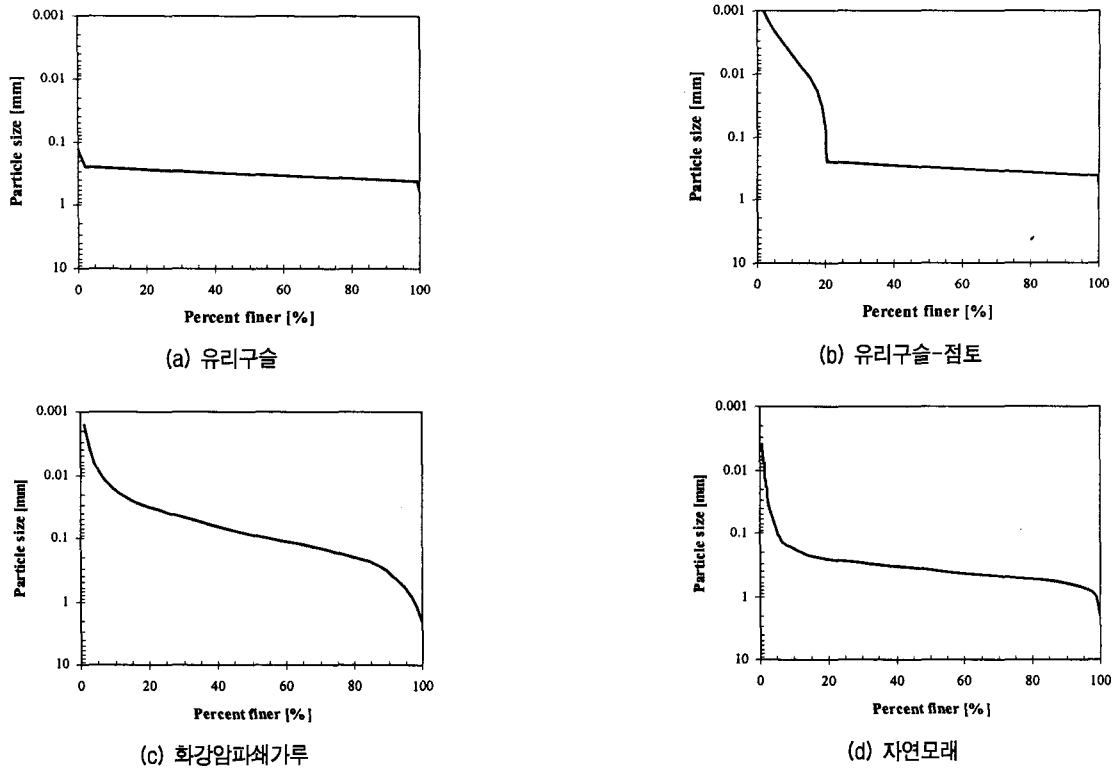


그림 12. 여러 물질에 대한 입도분포곡선

유리구슬은 이온이 제거된 물로 세척하였다.

완전히 포화된 시료를 건조하면서 전단파속도와 시료의 무게를 측정함으로써 건조시험을 수행하였다. 빠른 건조를 위해서 50°C의 보온기안에 시료를 보관하였다. 계면장력의 변화(계면장력은 온도가 증가함에 따라 감소)와 셀의 팽창과 수축에 의한 구속압력의 변화를 피하기 위해서 온도를 일정하게 유지하였다. 실험도중에 시료의 무게를 잴 수 있도록 보온기안에 철사로 매달린 시료를 외부의 저울과 연결하였고, 측정된 무게는 함수

비나 포화도를 계산하는데 사용하였다.

측정된 파의 전형적인 형태가 그림 13에 있다. 화살표로 표시된 지점이 전단파가 처음으로 도달한 시점이다. 파가 전달된 거리와 도달한 시간을 이용하여 전단파속도를 계산할 수 있다. 시료의 길이(파가 전달될 거리)가 너무 길면, 간혹 외벽을 맞고 반사된 P-파가 직접 전달된 S-파(전단파)보다 빨리 도달하는 경우가 있으며, 이러한 경우에는 전단파의 첫 도달시점을 파악하기가 어려워짐으로 이에 대한 검증이 필요하다.

측정된 전단파속도를 포화도와 함께 그림 14에 나타내었다. 포화도가 포화상태($S_r = 1$)에서 건조상태($S_r = 0$)로 감소함에 따라 전단파속도는 모든 시료들에서 증가한다. 각각의 시료에 대한 상세한 토의는 다음과 같다.

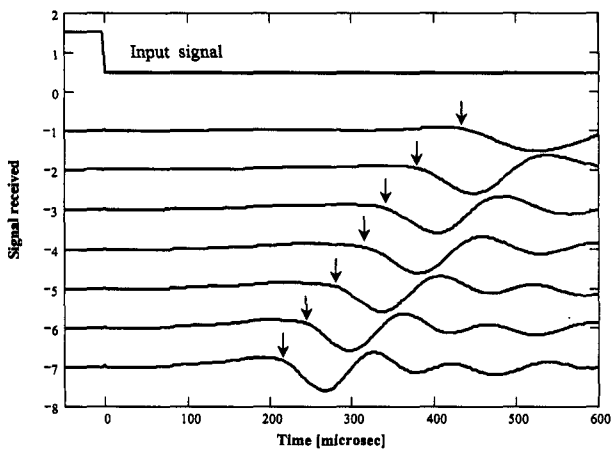
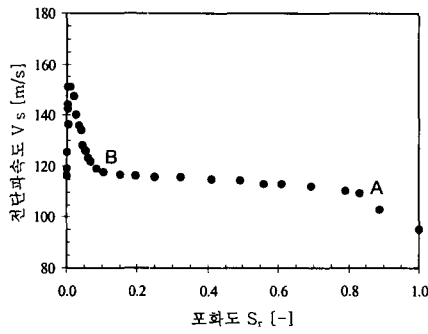


그림 13. 측정된 전형적인 파 형태

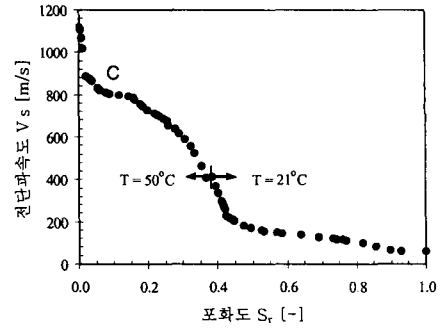
4.3 건조시험 결과 및 분석

4.3.1 유리구슬 시료

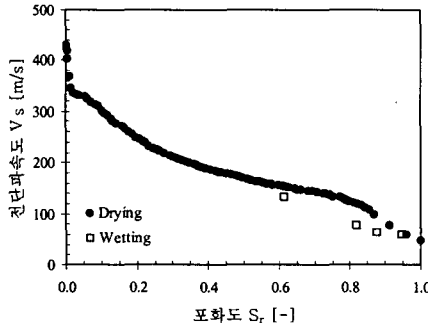
유리구슬시료에서 전단파속도는 건조과정이 계속 진행됨에 따라 최고점에 도달하고 급속히 감소하였다(그림 14-a). 구형입자와 일정구조를 가지는 이상형의 경우에는 전단파속도는 유효응력에 $V_s \propto \sigma^{1/6}$ (Hertzian 접촉)으로 비례적이다. 그래서 $V_s - S_r$ 경향이 모관흡수력



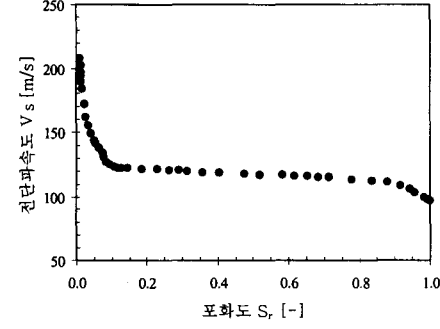
(a) 유리구슬(이온이 제거된 물)



(b) 유리구슬-점토



(c) 화강암파쇄가루



(d) 자연모래

그림 14. 포화도에 따른 전단파 속도의 변화

- 포화도 경향보다 평탄하다. 포화도가 높은 지역에서 간극크기(pore size)가 유효응력증가의 규모를 지배한다. 점 A와 점 B사이의 완만한 기울기는 동일한 간극크기가 지배적임을 시사한다. 사실상, 균일한 입자크기를 가지는 물질이 이중 간극을 형성하기는 쉽지 않다.

낮은 함수비지역(점 B의 왼쪽)에서 음 간극수압(negative pore water pressure)은 전단파속도를 크게 증가시킨다. 최고 전단파속도에서의 포화도는 $S_r = 0.007$ 이다. 반면에 재생형 시료에 대한 식 (8)은 최고 전단파속도가 $S_{opt} = 0.053$ 에 있음을 예측한다.

최고점과 완전히 건조상태사이의 강성 저하는 여러 가지 내적인 작용들을 반영할지도 모른다. 예를 들어, 메니스커스가 짧은 거리로 분리되어져 있는 입자들 사이에서 형성했다면, 물이 증발함에 따라 붙어있지 않는 입자들 사이의 메니스커스는 붙어있는 입자들 사이에 있는 메니스커스보다 일찍 파괴될지 모른다. 또한 입자표면 거칠기에 의해서도 비슷한 효과를 예상할 수 있다. 그래서 비록 입자들이 같은 크기를 가지고 있더라도 모세관력에 의하여 공현된 유효응력의 손실은 시료가 완전히 건조되기 전에 일어나는 점진적인 과정이다. 포화도 $S_r = 0$ 과 $S_r = 1$ 에서 속도들 사이의 차이를 밀도 변화에 의한 것으로 하기에는 너무 크다. 아마도 시료가 건조되는 과정동

안 입자들의 움직임에 의한 접촉수(coordination number) 증가와 잔류압축응력의 효과로 기대된다.

4.3.2 점토-유리구슬 시료

점토-유리구슬시료의 전단파속도가 현저한 세 번의 단계로 증가하고, 심지어 건조상태에서도 감소하지 않음을 보여준다(그림 14-b). 사실상 포화도 $S_r = 0$ 에서의 전단파속도가 $S_r = 1.0$ 에서의 속도보다 18배나 크다. 재생형 시료를 위한 경험식(8)은 강성의 최고치를 최적포화도 $S_{opt} = 0.21$ 에서 예측한다. 한편 비교란 시료에서 측정된 전단파속도는 $S_{opt} = 0.21$ 과 $S_r = 0$ 사이에서 거의 두 배 정도나 된다.

시료는 어떠한 작은 크랙도 보여주지 않고, 계측된 수축은 무시할만하였다. 확실히 유리구슬이 시료의 수축이나 크랙 생성을 방지하는 흡입자 골격을 형성했다. 시험 후 시료를 절개하였을 때, 공기방울과 같은 아주 작은 유사 구형 공동들이 시료 전반적으로 관찰되었고, 점토 입자들은 유리구슬들의 접촉부분으로 이동하여 균락을 형성하였다. 점 C로부터 $S_r = 0$ 인 최고속도까지 건조가 진행됨에 따라 유리구슬접촉점에서 점토를 토대로 하는 강화효과(점토의 다리나 디딤돌 역할), 이온공유에 기인한 접착효과, 그리고 염 침전효과가 기대된다.

4.3.3 화강암파쇄가루 시료

화강암파쇄가루시료의 전단파속도는 연속적으로 증가하고, 완전히 건조상태 $S_r = 0$ 에서도 떨어지지 않는다(그림 14-c). 건조된 시료에 대한 전단파속도가 포화된 시료에 비해 거의 8배 이상으로 크다. 저함수비에서 강성을 증가시키는 세립자 이동, 염 침전, 점착과 같은 작용은 이 시료에서도 $S_r = 0$ 가까이에서 전단파속도의 급진적인 증가를 설명할지도 모른다. 건조시험을 한 후 시료를 다시 침수시켰을 때, 전단파속도는 초기값으로 다시 돌아왔다(그림 14-c의 사각형모양의 점). 이러한 결과는 건조과정에서 발생하는 가벼운 시멘트결합은 다시 젖으면 사라짐을 제시한다.

재성형 시료를 위한 경험식(8)으로 예측된 최고 전단파속도의 최적함수비는 $S_{opt} = 0.11$ 이다. 그러나 비교란 시료에 대하여 측정된 최고 전단파속도는 $S_{opt} = 0.11$ 에서의 전단파속도보다 1.7배 크다.

4.3.4 자연모래 시료

자연모래시료에 대한 전단파속도는 연속적으로 증가하고, 완전히 건조된 상태에서도 감소하지 않았다(그림 14-d). 건조상태의 시료에 대한 전단파속도는 포화된 시료에 비해 두 배 정도 높다. 비교란 시료에서 측정된 최고 전단파속도는 재성형 시료를 위한 경험식으로부터 예측된 최적함수비(S_{opt})에서의 전단파속도보다 1.6배 크다.

4.3.5 분석 및 토의

입도분포곡선(그림 12)과 전단파속도 측정치(그림 14)의 유사성이 주목할만하다. 이는 입도분포가 모세관력에 중요한 영향을 끼침을 시사한다. 함수특성곡선(water retention curve)에서도 비슷한 경향이 관찰되었다(예, Öberg, 1997).

본 연구에서 사용된 시료들에 의하여 도달한 최대 전단파속도 $[V_s]_{max}$ 는 다음과 같은 경향을 보였다:

$$[V_s]_{max} = 2,200/\sqrt{D_{10}} \quad (\text{for } 5 \mu\text{m} \leq D_{10} \leq 300 \mu\text{m}) \quad (9)$$

여기서 $[V_s]_{max}$ 의 단위는 m/s이고, D_{10} 은 μm 이다.

비포화토에서, 전단파 속도의 모세관력에 의한 영향은 식 (7)로부터 다음과 같이 밀도의 변화를 고려하여 표현할 수 있다(Cho and Santamarina, 2001).

$$V_{s(\text{for } S_r)} = V_{s(S_r=1.0)} \left[1 + \frac{2\sigma_{eq}'}{(1+K_0)\sigma_v'} \right]^\beta \sqrt{\frac{e+G_s}{eS_r+G_s}} \quad (10)$$

여기서 $V_{s(\text{for } S_r)}$ 는 일정한 포화도 S_r 에서의 전단파속도, $V_{s(S_r=1.0)}$ 는 포화도가 1인 즉 포화상태에서의 전단파속도, σ_{eq}' 은 모세관력에 의한 등가유효응력, K_0 은 정지토 압계수, σ_v' 는 수직유효응력, e 는 간극비, G_s 는 흙의 비중을 나타낸다. 모세관력에 의한 이론적인 등가유효응력(σ_{eq}')은 구형의 형태를 가지는 입자(예, 모래)에 대해서는 다음과 같다:

$$\sigma_{eq}' = C \frac{\pi T_s}{4R} \left[2 - \left(\frac{8}{9} G_s w \right)^{1/4} \right] \quad (11a)$$

여기서 C 는 입자배열과 관련되어있는 상수이다(느슨한 배열에 대해서는 $C = 1$ 이고 조밀한 배열에 대해서는 $C = 2\sqrt{2}$ 이다). 또한 T_s 는 계면장력(실내온도에서 0.0727 N/m), R 은 입자반경, w 는 함수비를 나타낸다. 등가유효응력은 입자배열이 조밀할수록, 입자크기가 작을수록, 포화도가 감소할수록 증가한다. 한편, 판형인 입자(예, 점토)에 대하여 모세관력에 의한 이론적인 등가유효응력(σ_{eq}')은 다음과 같다:

$$\sigma_{eq}' = \frac{\pi T_s}{4} \left(\frac{S_s \gamma_w}{w g} \right) \quad (11b)$$

여기서 S_s 는 비표면적, γ_w 는 물의 단위중량, g 는 중력가속도이다. 등가유효응력은 함수비가 감소할수록, 비표면적이 커질수록 증가한다. 포화도 S_r 인 시료에 대한 전단파속도는 포화된 시료의 전단파속도로부터 인자 β 와 등가유효응력(σ_{eq}')을 이용하여 예측할 수 있다.

네 시료들에 대하여 식 (9)로 예측된 전단파속도를 시험으로부터 측정된 전단파속도와 함께 세 가지 다른 포화도($S_r = 0.05, 0.1, 0.15$)에 대해서 그림 15에 비교하였다. 이 분석에서 정지토압계수는 $K_0 = 1 - \sin \phi$ 로 가정하였다. 유리구슬과 자연모래 시료들에 대한 측정치들은 구형입자모델(식 11-a)로 예측하였다. 이때 유리구슬 시료를 위해서 $\beta = 1/6$ 과 자연모래 시료에 대해서는 $\beta = 0.22$ 를 사용하였다. 그러나 세립분이 전반적인 강성에서 중요한 역할을 하는 점토-유리구슬과 화강암파쇄가루 시료들에 대해서는 전단파속도를 구형입자모델로 설명하기가 힘들다. 그림 15에 보인 예측치들은 판형 입자모델(식 11-b)과 일치하며, 점토-유리구슬 시료에 대해서는 $\beta = 0.27$ 과 화강암파쇄가루 시료에 대해서는

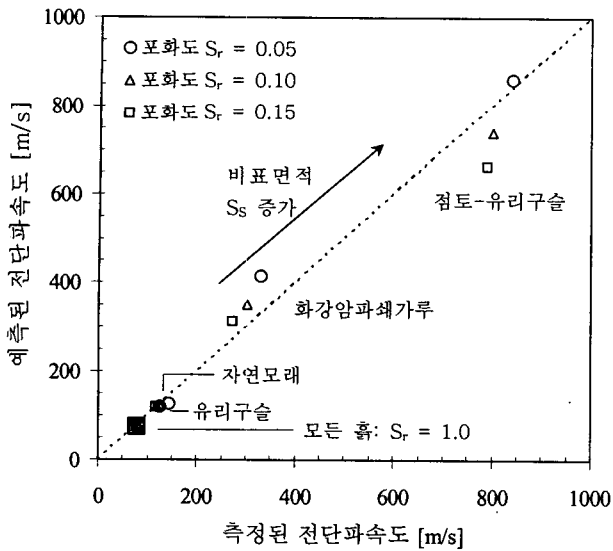


그림 15. 전단파속도의 측정치와 예측치의 비교

$\beta = 0.24$ 를 사용하였다.

현장적용을 고려해볼 때, 물리탐사가 지표면의 비포화도에서 이루어지면 측정된 전단파 속도는 모관흡수력에 의해 영향을 받은 상태이므로, 지중(유효)응력이나 포화시의 전단파 속도를 구하기 위해서는 해석시 주의를 요하며, 측정된 값을 식 (10)을 사용하여 수정할 수 있다.

4.4 교란시험 결과 및 분석

외부의 힘에 의한 비포화토의 교란(간극수압 변화, 구조 및 배열 변화 등)은 비록 모든 메니스커스를 파괴하지 않을지라도 거시적으로 볼 때 내적 평형을 바꿀

수도 있다. 이를 확인하기위해서 한 개의 시료(표 8의 시료 V)가 일정한 힘을 전달하기 위한 추(질량 50 gram)로 시료용기하부에 충격하중이 횡방향으로 가해졌다. 충격하중을 가하기 전과 가한 후에 전단파속도를 일정한 시간대별로 측정하였다. 다른 포화도에서 시험을 반복하였고, 각 시험도중에는 포화도를 거의 일정하게 유지하였다.

포화도 $S_r = 0.4$ (funicular stage, 사슬단계: 대부분의 간극수가 연결된 상태)에 대한 시험결과를 그림 16-a에, 포화도 $S_r = 0.01$ (pendular stage, 환형단계: 대부분의 간극수가 연결되어 있지 않고 입자 접촉부위에 있는 상태)에 대한 시험결과를 그림 16-b에 나타내었다. y축의 전단파속도 비는 교란후의 전단파속도를 교란 바로전의 전단파속도로 나눈 값을 나타낸다. 시료내의 간극수가 연결된 상태인 사슬단계에서는 교란 후 전단파속도가 크게 감소하지만 시간이 지남에 따라 전단파속도의 빠르고 완전한 회복을 보여주는 반면, 대부분의 간극수가 입자 접촉부위에 물려있는 환형단계에서는 전단파속도의 회복되는 비율이 작으며, 일정한 시간내에 완전한 회복이 불가능해 보인다. 이는 사슬단계에서는 외부 충격에 의한 시료안의 교란이 연결되어있는 간극수를 통하여 확산과정으로 빠르게 균일화되지만, 환형단계에서는 간극수가 연결되어있지 않기 때문에 기체압(vapor pressure)의 차이를 통해 균일화되는데 이는 매우 느린 과정이다. 이러한 결과들은 비포화토의 텍소트로피(thixotropy) 현상을 설명할 수 있는 가능한 작용일 수 있다.

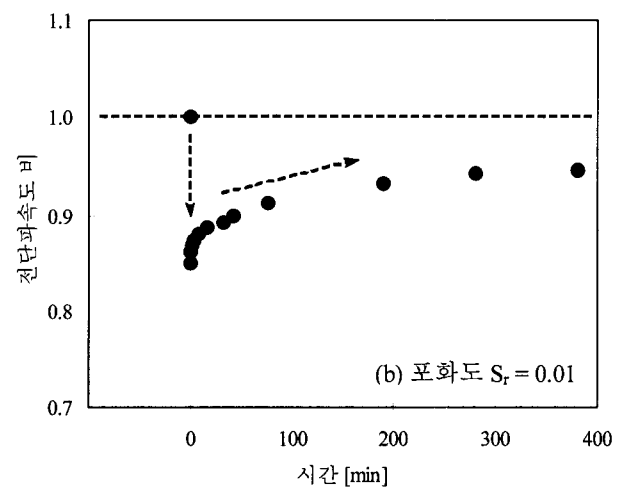
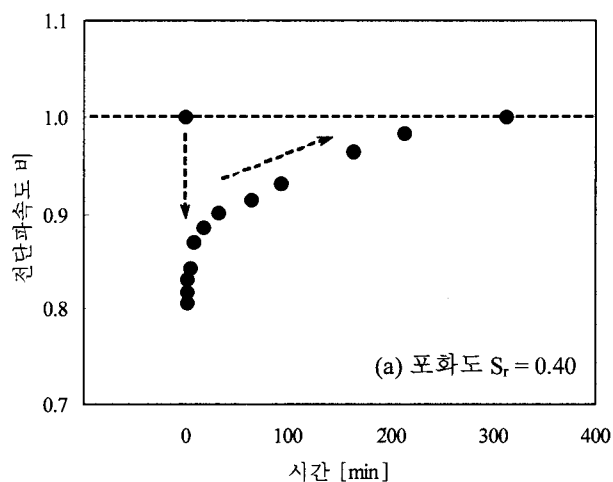


그림 16. 교란시험 결과(전단파속도를 교란하기전의 전단파속도로 정규화시킴)

5. 요약 및 결론

본 논문은 흙의 탄성인자에 대한 내용과 그들의 지반계수들과의 관계를 살펴보고, 물리탐사기법을 이용하여 비포화토의 거동에 대하여 상세히 알아보았다. 탄성파는 지표면에 가까운 흙에 대한 정보를 공급한다. 흙의 탄성인자에 대한 내용과 그들의 지반계수들과의 관계를 요약하면 다음과 같다:

- 흙이 공기가 없는 물로 포화되어 있다면, 흙의 P-파 속도는 대략 1450~2000m/s에서(간극물에 의존하면) 다양하게 존재하고 포아송비는 0.5에 접근하며, S-파는 흙 골격의 전단강성(과 밀도)에 의해 결정된다. P-파는 포화상태에 민감하여 흙이 포화되었는지를 확인하기 위해서 효과적으로 사용할 수 있다.
- 흙이 비포화되면($S_r < 99.0\%$), 유체의 체적강성은 매우 작으며, 흙의 체적계수와 전단계수는 흙 골격의 것들

표 9. 탄성과 인자와 흙특성과의 관계

흙 특성	탄성 파 인자		
	S-파 속도, V_s	P-파 속도, V_p	감쇄비, D
입자크기, 비표면적, 흙의 종류	직접	직접 ($S_r \leq 0.99$)	직접
간극비	$\pm 10\%$	$\pm 10\%$	간접(감소)
포화도 S_r	직접(모세관력)	민감($0.99 \leq S_r \leq 1.0$)	직접(증가)
유효응력	직접(증가)	직접(증가)	간접(감소)
시멘트결합	직접(증가)	직접(증가)	간접(감소)
간극수(이온 농도)	무관($S_r \geq 0.10$)	무관($S_r \geq 0.10$)	무관($S_r \geq 0.10$)

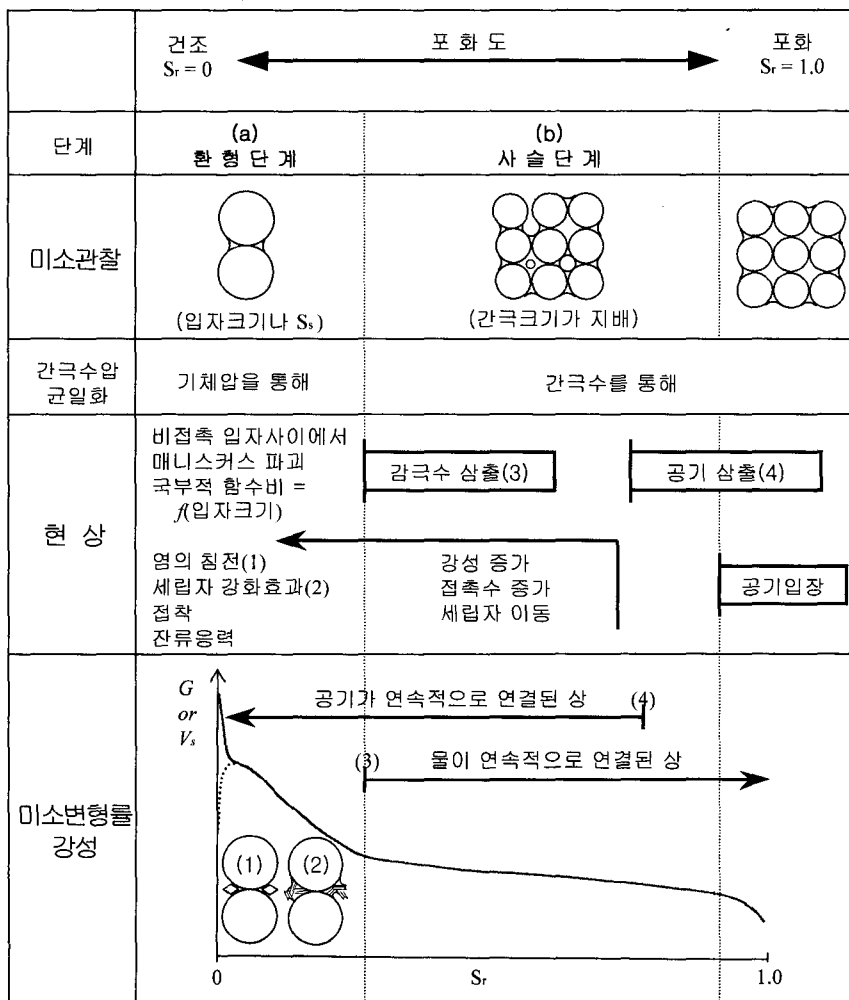


그림 17. 비포화 상태와 관련된 현상(after Cho and Santamarina, 2001)

과 같고, 포아송비(<0.15)는 작으며, P-파속도는 전단 파속도(S-파)보다 대략 1.4~1.5배 빠르다.

- S-파는 응력상태, 시멘트결합, 모세관력, 그리고 흙 밀도를 지배하는 골격강성의 특성을 반영한다. 포화 상태에 영향을 받지 않는 S-파가 흙의 특성파악에 선호된다.
- R-파의 분산은 흙의 변이성을 나타낸다.
- 흙의 감쇄는 매우 작으며 감쇄비는 대략 $D = 0.1\% \sim 5\%$ 에 존재한다. 표피한계는 파장보다 몇 배 크다.
- 탄성파인자와 흙특성파의 관계를 정리하면 표 9와 같다.

전단파를 이용한 비포화토의 거동 및 특성 파악에 대한 연구로부터 다음과 같은 결론을 얻었다:

- 입자간 힘의 형성 및 변화를 파악하는데 전단파를 사용할 수 있다. 이는 음 간극수압을 직접 측정할 수 없는 환형단계에 있는 비포화토에 매우 유용하다. 시료 재성형은 함수비가 낮은 흙의 거동에 대한 연구에 적합하지 않다.
- 비포화토의 강성은 건조과정을 통해 모세관력뿐만 아니라 세립자 이동에 의한 강화효과, 이온공유에 기인한 접착효과, 그리고 염 침전효과에 의해 영향을 함께 받는다.
- 입도크기, 형태, 함수비를 고려하여 포화시료의 전단 파속도로부터 낮은 포화도에서의 전단파속도를 근접하게 산정할 수 있다.
- 입도분포는 포화도에 따른 전단강성의 변화에 중요한 역할을 한다.
- 비포화토가 교란되었을 때, 강성은 순간적으로 감소하며 시간이 지남에 따라 회복한다. 높은 함수비를 가진 흙은 교란에 대해 회복이 빠른 반면, 낮은 함수비를 가진 흙은 교란에 회복이 느리고 완전한 복구가 불가능할지도 모른다.
- 입자크기의 수준에서 비포화 상태와 관련된 현상을 나타내면 그림 17과 같다.

감사의 글

본 논문은 한국과학재단 2002 신규 우수연구센터(KOSEF: "스마트 사회기반시설 연구센터")의 지원으로 이루어졌고, 이론 및 실험연구에 많은 도움을 주신

Georgia Tech의 Geowave 연구실 Santamarina 교수님과 동료들께 깊은 감사를 드립니다.

참고 문헌

1. Achenbach, J. D.(1975), *Wave Propagation in Elastic Solids*, North-Holland, New York, p.425.
2. Barkan, D. D.(1962), *Dynamics of bases and foundations*, McGraw-Hill Book Co., New York.
3. Cho, G. C. and Santamarina, J. C.(2001), "Unsaturated Particulate Materials - Particle Level Studies", *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, Vol.127, No.1, pp.84-96.
4. CRC Handbook(1998), *Chemical Rubber Company handbook of chemistry and physics*, edited by D. R. Lide, CRC Press, Boca Raton, Florida, USA, 79th edition.
5. Davidson, D.(1983), "Gas hydrates as clathrate ices", J. Cox(ed.), *Natural gas hydrates properties, occurrence and recovery*, Butterworth, Woburn, MA, p.1-16.
6. Diaz-Rodriguez, J. A. and Santamarina, J. C.(2001), "Mexico city soil behavior at different strains: Observations and physical interpretation", *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol.127, pp.783-789.
7. Fam, M., and Santamarina, J. C.(1995), "Study of geoprocesses with complementary wave measurements in an oedometer", *Geotechnical Testing Journal*, ASTM, Vol.18, No.3, pp.307-314.
8. Gucunski, N. and Woods, R. D.(1992), "Numerical simulation of the SASW test", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol.11, pp.213-227.
9. Hardin, B. O. and Drnevich, V. P.(1972), "Shear Modulus and Damping In Soils: Measurement and Parameter Effects", *ASCE Journal of Soil Mechanics Foundation Division*, Vol.98, pp.603-624.
10. Holtz, R. D., and Kovacs, W. D.(1981), *An Introduction to Geotechnical Engineering*, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, p.733.
11. Jumikis, A. R.(1966), *Thermal soil mechanics*, Rutgers University Press, New Brunswick, New Jersey, p.267.
12. Kjartansson, E.(1979), "Constant Q-wave Propagation and Attenuation", *Journal of Geophysical Research*, Vol.84, pp.4737-4748.
13. Kim, T. C. and Novak, M.(1981). "Dynamic Properties of Some Cohesive Soils of Ontario", *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.18, pp.371-389.
14. Kim, D. S., Stokoe, K. H., and Hudson, W. R.(1991). *Deformational Characteristics of Soils at Small to Intermediate Strains from Cyclic Tests*, Report 1177-3, Center for Transportation Research, Bureau of Engineering Research, the University of Texas Austin, p.142.
15. Kokusho, T.(1980). "Cyclic triaxial test of dynamic soil properties for wide strain range", *Soils and Foundations*, Vol.20, pp.45-60.
16. Kokusho, T., Yoshida, Y. and Esashi, Y.(1982), "Dynamic Properties of Soft Clay for Wide Strain Range", *Soils and Foundations*, Vol.22, No.4, pp.1-18.
17. Laird, J. P., and Stokoe, K. H.(1993), *Dynamic Properties of Remolded and Undisturbed Soil Samples Tested at High confining Pressures*, Geotechnical Engineering Report GR93-6, Electrical Power Research Institute, Palo Alto, California.
18. Lanzo, G. and Vucetic, M.(1999), "Effect of Soil Plasticity on

- Damping Ratio at Small Cyclic Strains”, *Soils and Foundations*, Vol.39, No.4, pp.131-141.
19. Li, X. S., Yang, W. L., Shen, C. K., and Wang, W. C.(1998), “Energy-injecting virtual mass resonant column system”, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol.124, No.5, pp.428-438.
 20. Metroplis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., and Teller, A. H.(1953), “Equation of state calculations by fast computing machines”, *Journal of Chemical Physics*, Vol.21, pp.1087-1092.
 21. Meyer-Arendt, Jurgen R.(1984), *Introduction to Classical and Modern Optics*, 2nd Ed, Prentice-Hall.
 22. Mindlin, R. D.(1949), “Compliance of elastic bodies in contact”, *Journal of Applied Mechanics*, September, pp.259-268.
 23. Öberg, A.-L.(1997), “Matrix suction in silt and sand slopes – Significance and practical use in stability analysis”, *Ph.D. Thesis*, Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden.
 24. Prakash, S., 1981, *Soil dynamics*, McGraw-Hill Book Co., New York, p.426.
 25. Qian, X., Gray, D. H., and Woods, R. D.(1991), “Resonant column tests on partially saturated sands”, *Geotechnical Testing Journal*, Vol.14, No.3, pp.266-275.
 26. Qian, X., Gray, D. H., and Woods, R. D.(1993), “Voids and granulometry: Effects on shear modulus of unsaturated sands”, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, Vol.119, No.2, pp.295-314.
 27. Richart, F. E., Hall, J. R., and Woods, R. D.(1970), *Vibrations of Soils and Foundations*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, p.414.
 28. Rix, G. J., Hebel, G. L., and Orozco, M. C.(2002), “Near-surface Vs profiling in the New Madrid seismic zone using surface wave methods”, *Seismological Research Letters*, Vol.73, No.2.
 29. Santamarina, J. C., and Aloufi, M.(1999), “Small strain stiffness: A micromechanical experimental study”, *Proceedings of Pre-failure Deformation Characteristics of Geomaterials*, IST99, M. Jamiolkowski, R. Lancellotta, and D. Lo Presti(eds), Balkema, The Netherlands, pp.451-458.
 30. Santamarina, J. C., and Cascante, G.(1996), “Stress anisotropy and wave propagation: A micromechanical view”, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.33, No.5, pp.770-782.
 31. Santamarina, J. C., Klein, K. A., and Fam, M. A.(2001), *Soils and Waves*, John Wiley & Sons, LTD. New York, p. 88.
 32. Stokoe, K. H., II, Wright, S. G., Bay, J., and Rosset, J.(1994), “Characterization of geotechnical sites by SASW method”, *Geophysical Characterization of Sites*, R. D. Woods(ed.), 15-25. New Delhi: Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd.
 33. Stokoe, K. H., II, Darendeli, M. B, Andrus, R. D. and Brown, L. T.(1999), “Dynamic soil properties: laboratory, field and correlation studies”, Theme Lecture, *Second International Conference Earthquake Geotechnical Engineering*, Vol.3, Lisbon, Portugal, June, pp.811-845.
 34. Tokimatsu, K.(1995), “Geotechnical site characterization using surface waves”, *Earthquake Geotechnical Engineering*, K. Ishihara (ed.), A. A. Balkema, Rotterdam, pp.1333-1368.
 35. Yasuda, N. and Matsumoto, N.(1993), “Dynamic deformation characteristics of sand and rockfill materials”, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.30, pp.747-757.
 36. Wu, S., Gray, D. H., and Richart, F. E., Jr.(1984), “Capillary effects on dynamic modulus of sands and silts”, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, Vol.110, No.9, pp.1188-1203.

(접수일자 2002. 8. 28, 심사완료일 2002. 12. 3)