

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ZEMİNLERİN SU TUTMA EĞRİLERİNİN GRANÜLOMETRİ
EĞRİLERİNDEN ELDE EDİLMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İnşaat Müh. Emel TÜRKER

**TEMMUZ 2006
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ZEMİNLERİN SU TUTMA EĞRİLERİNİN GRANÜLOMETRİ
EĞRİLERİNDEN ELDE EDİLMESİ**

İnşaat Müh. Emel TÜRKER

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"İnşaat Yüksek Mühendisi"
Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 09.06.2006
Tezin Savunma Tarihi : 07.07.2006**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Mustafa AYTEKİN
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Bayram Ali UZUNER
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Fikri BULUT**

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Emin Zeki BAŞKENT

Trabzon 2006

ÖNSÖZ

Zeminlerin Su Tutma Eğrilerinin (STE) Granülometri (Dane Dağılımı) Eğrilerinden Elde Edilmesi konusundaki bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmayı bana önererek Mühendislik Fakültesi Dekanı olarak yürüttüğü yoğun iş temposuna rağmen tezimin her aşamasında ilgisini esirgemeyen, bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım yönetici hocam, değerli büyüğüm Sayın Prof.Dr. Mustafa AYTEKİN'e teşekkür eder, saygılarımı sunarım.

Öğrenim sürem boyunca bana emeği geçen tüm hocalarıma teşekkür eder, saygılarımı sunarım.

Deneyisel çalışmalarım elde edilen sonuçların grafikler ve tablolarla karşılaştırılmalı olarak gösterilmesi, düzenlenmesi başta olmak üzere birçok konuda yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Yrd.Doç.Dr. Evin Nas'a teşekkür eder, saygılarımı sunarım.

Deneyisel çalışmalarım sırasında, tezimin düzenlenmesinde ve yazımında yardımlarını esirgemeyen değerli arkadaşlarım İnş.Yük.Müh. Fehime Akcanca, Arş.Gör. Mustafa Vekli, Arş.Gör. Erol Şadoğlu ve İnş.Müh. Gülşen Kaynak'a tüm içtenliğimle teşekkür ederim.

Deneyisel çalışmalarım bana yardımcı olan Geoteknik Laboratuvarı'ndaki Uzman Ali Semerci ve Teknisyen Fikret Bülbül'e teşekkür ederim.

Bugün buralara gelebilmemde çok büyük emekleri olan ve en zor anlarımda dahi varlıklarından kuvvet aldığım ailemin tüm fertlerine teşekkür eder, bu çalışmanın bilime ve ülkeme yararlı olmasını dilerim.

Emel TÜRKER
TRABZON 2006

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET	VI
SUMMARY	VII
ŞEKİLLER DİZİNİ	VIII
TABLolar DİZİNİ.....	X
SEMBOLLER DİZİNİ	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş	1
1.2. Çalışmanın Amacı	2
1.3. Literatür Çalışması	2
1.3.1. Zemin Tanımı	2
1.3.2. Zeminlerin Oluşumu.....	3
1.3.3. Zeminlerin Mühendislik Açısından Sınıflandırılması	6
1.3.3.1. Kohezyonsuz Zeminler.....	6
1.3.3.1.1. Blok	7
1.3.3.1.2. Çakıl.....	7
1.3.3.1.3. Kum	8
1.3.3.2. Kohezyonlu Zeminler	9
1.3.3.2.1. Silt.....	9
1.3.3.2.2. Kil	10
1.3.3.2.2.1. Killerin Oluşumu	13
1.3.4. Zeminin Emme Gerilmesi Yöntemleri	16
1.3.4.1. Zemindeki Suyun Hareketi.....	16
1.3.4.2. Zemin Suyunun Potansiyeli.....	16
1.3.4.2.1. Matris Potansiyeli	17
1.3.4.2.2. Yerçekimi Potansiyeli.....	17
1.3.4.2.3. Osmotik Potansiyel.....	18

1.3.4.3.	Zemin Su Emme Gerilmesi	19
1.3.4.4.	Toplam Emme Gerilmesinin Dolaysız Olarak Ölçümü	21
1.3.4.4.1.	Termokupl Saykrometreler.....	22
1.3.4.4.2.	Termistör Saykrometreler.....	24
1.3.4.4.3.	Higrometreler.....	24
1.3.4.4.3.1.	Su Buharı Adsorplayabilen Higrometreler	24
1.3.4.4.3.2.	Yoğunlaşma Higrometreleri	25
1.3.4.4.4.	Transistör Saykrometreler	26
1.3.4.5.	Matris Emme Gerilmesinin Dolaysız Olarak Ölçümü	26
1.3.4.5.1.	Sıfır Tipi Basınç Plakası ve Basınç Membranı (Null-Type Pressure Plate and Pressure Membran).....	27
1.3.4.5.2.	Kapilarimetreler.....	29
1.3.4.6.	Zemin Emme Gerilmesinin Dolaylı Olarak Ölçümü.....	32
1.3.4.6.1.	Isıl İletkenlik Sensörleri.....	32
1.3.4.6.2.	Elektriksel İletkenlik Sensörleri	34
1.3.4.6.3.	Filtre Kağıdı Yöntemi.....	35
1.3.4.7.	Zemin Emme Gerilmesinin Dolaylı Olarak Ölçümündeki Son Gelişmeler ...	39
1.3.4.7.1.	Ultrasonikler	39
1.3.4.7.2.	Yeni Su Emici Malzemeler.....	40
1.3.4.7.3.	Suyun Elektro-Optik Özellikleri.....	40
1.3.5.	Su Tutma Eğrileri (STE).....	41
1.3.5.1.	Su Tutma Eğrisi İçin Önerilen Denklemler	44
1.3.6.	RETC Bilgisayar Programı.....	49
1.3.6.1.	RETC Bilgisayar Programın Tanımı	49
1.3.6.2.	RETC Bilgisayar Programında Kullanılan Zemin Hidrolik Fonksiyonu İçin Parametrik Modeller.....	50
1.3.6.3.	Zemin Su Tutma Modelleri	51
1.3.6.4.	Burdine'nin Hidrolik İletkenlik Modeli	53
1.3.6.5.	Mualem'in Hidrolik İletkenlik Modeli.....	55
1.3.6.6.	RETC Bilgisayar Yazılımının Kullanımı	59
1.3.7.	Zeminlerin Su Tutma Eğrilerinin Granülometri Eğrilerinden Yararlanılarak Elde Edilmesi.....	60
2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR VE BULGULAR.....	74
2.1.	Deneysel Çalışmalar	74

2.1.1.	Deneysel Çalışmada Kullanılan Malzemeler	74
2.1.2.	Deneylerde Kullanılan Araç ve Gereçler.....	74
2.1.3.	Kampüs Zemininin Fiziksel Özelliklerinin Belirlenmesi.....	76
2.1.3.1.	Doğal Yoğunluğun Belirlenmesi	76
2.1.3.2.	Dane Yoğunluğunun Belirlenmesi	76
2.1.3.3.	Doğal Su İçeriğinin Belirlenmesi	76
2.1.3.4.	Kıvam (Atterberg) Limitlerinin Belirlenmesi.....	76
2.1.3.4.1.	Likit Limitin Belirlenmesi	76
2.1.3.4.2.	Plastik Limitin Belirlenmesi	77
2.1.3.4.3.	Büzülme (Rötre) Limitinin Belirlenmesi.....	78
2.1.4.	Kampüs Zemininin Granülometri Eğrisi ve Sınıflandırılması	79
2.1.5.	Kampüs Zemininin Kompaksiyon Parametrelerinin Belirlenmesi.....	82
2.1.6.	Kampüs Zemininin Kayma Direnci Parametrelerinin Belirlenmesi.....	83
2.1.7.	Kampüs Zemininin Emme Gerilmesinin Belirlenmesi	84
2.2.	Kampüs Zemininin Deney Sonuçlarının RETC’de Değerlendirilmesi	89
2.2.1.	Kampüs Zemininin Su Tutma Eğrisi Verilerinin RETC’de Değerlendirilmesi	89
2.3.	Su Tutma Eğrisi Denklemlerinin Deneysel Verilere Uygunluğu.....	90
2.4.	Kampüs Zemininin Su Tutma Eğrisinin Granülometri Eğrisinden Yararlanılarak Elde Edilmesi.....	94
3.	SONUÇLAR VE TARTIŞMA.....	97
4.	ÖNERİLER	99
5.	KAYNAKLAR.....	100
	ÖZGEÇMİŞ.....	112

ÖZET

Zeminlerle ilgili birçok özelliğın belirlenmesinde faydalı olan su tutma eğrilerinin (STE) tahmin edilmesinde kullanılan yöntemler çok zaman alıcı, usandırıcı, yorucu ve aynı zamanda da son derece hassastır. Dolayısıyla bu yöntemler yerine belirlenmesi daha kolay olan granülometri (dane dağılımı) eğrilerinden su tutma eğrilerine geçiş araştırılmıştır.

Öncelikle Karadeniz Teknik Üniversitesi Merkez Kampüsü Maden Mühendisliği Bölümü Kuzey Cephesi İstinat Duvarı Temel'inden alınan zeminin fiziksel özellikleri belirlenmiştir. Daha sonra zeminin su tutma eğrisi, bir deneysel yöntem olan filtre kağıdı yöntemi ile çizilmiştir.

Ayrıca zeminin su tutma eğrisi, bu eğrilerin belirlenmesinde kullanılan bir bilgisayar yazılımı olan RETC ile de elde edilmiştir.

Zeminin su tutma eğrisi için değişik araştırmacılar tarafından önerilen denklemlerin zemin için elde edilen deney sonuçlarına uygunluğu istatistiksel olarak değerlendirilmiştir.

Bu çalışmanın amacı su tutma eğrisinin granülometri eğrisi yardımıyla tahminidir. Zeminin deneysel çalışmalarından belirlenen deney sonuçlarına göre çizilen granülometri eğrisinden Arya-Paris Modeli kullanılarak su tutma eğrisine geçilmiştir.

Sonuç olarak, granülometri eğrisinden yararlanılarak elde edilen su tutma eğrisinin filtre kağıdı yöntemi ile elde edilen su tutma eğrisiyle uyumlu olduğu görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Su Tutma Eğrisi, Zemin Emme Gerilmesi, RETC, Granülometri Eğrisi

SUMMARY

Prediction of Water Retention Curve of Soils from Grain-Size Distribution Curve

Methods which are used to predict water retention curves which are beneficial to determine a lot of properties with related to soils are time-consuming, tedious, tiring and at the same time they are also very sensitive. Therefore, instead of the methods, transition from grain-size distribution to water retention curve that is very easy to determine was investigated.

At first, physical properties of the soil which was taken from Foundation Cut of North Retaining Wall of the Building of Mining Engineering Department at Blacksea Technical University was determined. Later water retention curve of soil was plotted by using an experimental method which is called filter paper method.

Besides, water retention curve of soil was obtained by using a computer software which is called RETC and used to determine these curves.

Equations which are proposed by different researchers for water retention curve of soil were statistically evaluated with the suitability of the results of experiments carried on the soil.

The objective of this study is to predict water retention curve with the help of grain-size distribution curve. From grain-size distribution curve which was plotted according to experiment results determined by experimental studies was transformed into water retention curve by using Arya-Paris Model.

As a result, it was seen that water retention curves that were obtained by grain-size distribution curve and filter paper method were suitable.

Key Words: Water Retention Curve, Soil Suction, RETC, Grain-Size Distribution Curve.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1. Zeminlerin oluşumunun şematik olarak gösterilmesi (Aytekin, 2004).....	3
Şekil 1.2. Yerinde oluşmuş bir zeminin tipik kesiti (Uzuner, 1998).....	4
Şekil 1.3. Değişik kil minerallerinin yapısı (Türköz, 2001).....	13
Şekil 1.4. Osmotik potansiyelin şematik gösterimi (Nas, 2003).....	18
Şekil 1.5. Tampon / Tekne deneyinin örneği (Wan vd.,1995).....	23
Şekil 1.6. Membran koruyuculu higrometre (Richards, 1969).....	25
Şekil 1.7. Sıfır basınç plakası tekniğinin şematik gösterimi (Hilf, 1956).....	28
Şekil 1.8. Basınç ileten montajlı kapilarimetrenin şeması (Watson, 1967).....	31
Şekil 1.9. Manometreli kapilarimetrenin şematik gösterimi (Mottes, 1975).....	31
Şekil 1.10. Bir ısıl iletkenlik emme sensörünün enine kesitli bir şeması (Fredlund vd., 1994).....	33
Şekil 1.11. Elektriksel iletkenlik matris sensörü (Hasenbeck, 1979).....	35
Şekil 1.12. İki çeşit filtre kağıdının su içeriğine bağlı olarak emme-su içeriği eğrilerinin kalibrasyonu (ASTM D5298-92; Greacen vd., 1987).....	38
Şekil 1.13. Değişik zeminlerin zemin-su tutma eğrileri (Fredlund ve Xing, 1994).....	42
Şekil 1.14. Değişik zeminler için van Genuchten parametrelerini kullanarak elde edilen su tutma eğrileri (Hodnett ve Tomasella, 2002).....	43
Şekil 1.15. Tipik bir su tutma eğrisi terimlerinin belirlenmesi (Fredlund ve Xing, 1994)..	44
Şekil 1.16. Su tutma eğrisi ile permeabilite fonksiyonu arasındaki ilişki (Nas, 2003).....	49
Şekil 1.17. Siltli lem zemin için granülometri eğrisi (Fredlund vd., 1997).....	65
Şekil 1.18. Siltli lem zeminin tahmin edilen ve deneysel su tutma eğrisinin kıyaslanması (Fredlund vd., 1997).....	65
Şekil 1.19. Andersson'un şematik granülometri eğrisi (Jauhiainen, 2000).....	66
Şekil 1.20. Zeminin su tutma eğrisinin (Andersson, 1990a; 1.62 numaralı denklem) ve granülometri eğrisinin (Andersson, 1990b; 1.63 numaralı denklem) benzerlik şekli (Jauhiainen, 2000).....	68
Şekil 1.21. Doğal zemindeki küresel danelerin idealleştirilmiş bir yığındaki boşluk boyunun ölçeklendirilmesi (Gurdal ve Benson, Albright; 2003).....	70
Şekil 1.22. Beş zemin sınıfı için $\log v_i$ ve $\log N_i$ arasındaki ilişkiyi gösteren düzgün eğriler (Gurdal ve Benson, Albright; 2003).....	72
Şekil 2.1. Kampüs zemininin likit limit değeri için su içeriği-vuruş sayısı grafiği.....	77

Şekil 2.2. Kampüs zemininin granülometri eğrisi	82
Şekil 2.3. Kampüs zemininin kompaksiyon eğrisi	83
Şekil 2.4. Kampüs zemininin kesme kutusu deneyinde c ve ϕ 'nin belirlenmesi	84
Şekil 2.5. Kampüs zemininin emme gerilmelerinin belirlenmesi için yapılan filtre kağıdı yönteminde kullanılan cam kavanozlardaki artan su içeriklerine göre hazırlanan zemin örnekleri	86
Şekil 2.6. Kampüs zemininin filtre kağıdı yönteminden elde edilen verilere göre çizilen su tutma eğrisi	89
Şekil 2.7. Kampüs zemininin RETC bilgisayar programı ile elde edilen su tutma eğrileri.....	90
Şekil 2.8. Kampüs zemininin su tutma eğrisinin granülometri eğrisinden yararlanılarak elde edilmesini sağlayan grafik	96

TABLolar DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1.1.	Zeminlerin çaplarına göre verilen isimler (Erguvanlı,1978).....	9
Tablo 1.2.	Kum ve kilin önemli özelliklerinin karşılaştırılması (Ünsal, 2001).....	10
Tablo 1.3.	Emme gerilmesi ölçümüne ait yöntemler ve sınırları (Tekinsoy, 2002).....	21
Tablo 2.1.	Kampüs zemininin fiziksel özellikleri.....	78
Tablo 2.2.	Kampüs zemininin elek analizi deneyi ölçümleri ve hesaplamaları.....	80
Tablo 2.3.	Kampüs zemininin hidrometre analizi (ıslak analizi) deneyi ölçümleri ve hesaplamaları.....	81
Tablo 2.4.	Kampüs zemininin toplam emme gerilmesi hesabı.....	87
Tablo 2.5.	Kampüs zemininin matris emme gerilmesi hesabı.....	88
Tablo 2.6.	$\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + a.\psi^b}$ denklemi için hesaplanan katsayılar.....	91
Tablo 2.7.	$\theta_w = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{a}{\psi}\right)^b$ denklemi için hesaplanan katsayılar.....	91
Tablo 2.8.	$\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + a.\psi^b)^c}$ denklemi için hesaplanan katsayılar.....	92
Tablo 2.9.	$\frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c}$ denklemi için hesaplanan katsayılar.....	92
Tablo 2.10.	$\ln(\psi) = a + b \cdot \ln(\theta_w)$ denklemi için hesaplanan katsayılar.....	93
Tablo 2.11.	$\frac{\theta_w}{\theta_s} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c}$ denklemi için hesaplanan katsayılar.....	93
Tablo 2.12.	Kampüs zemininin su tutma eğrisi denklemlerinin deneysel verilere uygunluğu.....	94
Tablo 2.13.	Kampüs zemininin su tutma eğrisinin granülometri eğrisinden yararlanılarak elde edilmesi için yapılan hesaplamalar.....	95

SEMBOLLER DİZİNİ

- a : Hava girişi basınç yüksekliğinin değerini etkileyen bir parametre
- A : Emme gerilmesi ölçümünde kullanılan seramik sensör için kullanılan bir sabit
- B : Emme gerilmesi ölçümünde kullanılan seramik sensör için kullanılan bir sabit
- c : Zemin su kapasitesi (yaklaşık olarak zemin su tutma eğrisinin eğimi, $d\theta/dh$) (L^{-1})
- c : Kohezyon
- C : Kil yüzdesi (0.002 mm' den küçük dane yüzdesi)
- d : Dane çapı
- d_r : Artık dane çapı
- d_m : En küçük dane çapı
- g : Yerçekimi ivmesi
- g_a : Granülometri (dane dağılımı) eğrisinde, ilk kırığa karşılık gelen uygunluk parametresi
- g_n : Granülometri (dane dağılımı) eğrisinde, maksimum eğime karşılık gelen uygunluk değişkeni
- g_m : Granülometri eğrisinde, eğrilik değişkeni
- h : Toplam zemin emme gerilmesi (soil water pressure head) (L boyunda)
- h_m : Matris emme gerilmesi
- h_s : Osmotik emme gerilmesi
- h_t : Zemin emme gerilmesinin (cm) cinsinden su yüksekliği
- I_p : Plastisite indisi
- K : Hidrolik iletkenlik
- K_s : Doygun haldeki geçirimsizlik katsayısı
- LL : Likit limit
- LL_w : Ağırlıklı likit limit
- LS : Lineer büzülme
- l : Boşluk-bağlayıcılık parametresi
- m : Eğim faktörü
- n : Eğim faktörü
- n : Porozite

- N_i : Doğal yapıdaki zemine karşılık boşluk boyunu çizmek için gerekli olan danelerin sayısı
- P : Zemin suyunun buhar basıncı
- $P_p(d)$: Belirli bir dane boyutunda geçen yüzde (d)
- P_o : Osmotik basınç (gr/cm^2)
- r : Diskteki en büyük gözeneğin eğrilik yarıçapı
- R : Gaz sabiti
- R_i : i. dane boyutu parçası için ortalama dane çapı
- t : Zaman (T)
- T : Mutlak sıcaklık
- T_s : Belirli sıcaklıktaki suyun yüzey gerilimi
- u_a : Zemindeki boşluk havası basıncı
- u_w : Ölçüm sistemindeki su basıncı
- USCS : Birleştirilmiş zemin sınıflandırma sistemi
- V_{in} : Giriş uyarım gerilimi
- V_{out} : Çıkış gerilimi
- V_w : Suyun özgül hacmi
- w_n : Doğal su içeriği
- w_L : Likit limit
- w_p : Plastik limit
- w_{opt} : Optimum su içeriği
- W_w : Su buharının moleküler kütlesi (yani 18.016 gr/mol)
- W_i : i. dane boyutu parçasının ağırlığı
- z : Referans düzeyinden olan yükseklik
- α : Hava giriş değeri veya buhar basıncı olarak ifade edilen deneysel bir parametre (L^{-1})
- β_i : Ölçeklendirilmiş parametre
- ϕ_m : Matris potansiyeli
- ϕ_o : Osmotik potansiyel
- ϕ_{ov} : Katman basıncı potansiyeli
- ϕ_g : Yerçekimi potansiyeli
- ϕ_t : Toplam su potansiyeli
- ρ_n : Doğal yoğunluk

- ρ_k : Kuru yoğunluk
 ρ_{kmax} : Maksimum kuru yoğunluk
 ρ_s : Dane yoğunluğu
 ρ_w : Suyun yoğunluğu
 λ : Su tutma eğrisinin eğimini etkileyen boşluk-boyutu dağılım parametresi
 θ_w, θ : Hacimsel su içeriği
 θ_r : Kalıcı su içeriği
 θ_s : Tüm boşlukların su ile dolu olduğu haldeki doygunluk su içeriği
 v_i : İdealleştirilmiş yığındaki küresel danelerin sayısı
 ϖ_v : Su buharının moleküler kütlesi
 ψ : Matris emme gerilmesi
 ψ_a : Boşluk suyunun yerini almaya başladığı andaki hava girişi değerini
 ψ_r : Kalıcı su içeriğine karşılık gelen emme gerilmesi değer

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Zemin, insanların kullandığı en eski, en genel ve en karmaşık yapı malzemesidir. Genel olarak bütün yapılar zemin üzerine, zemin içerisine, zeminden ya da bunların kombinasyonu biçiminde yapılmaktadırlar. Öte yandan; zeminler çoğu alanlarda, örneğin baraj ve karayolu dolgularında, tuğla ve kerpiç üretiminde malzeme olarak kullanılmaktadırlar. Zeminlere ait dayanım, geçirimsizlik, sıkışabilirlik ve benzeri özelliklerinin bilinmesi, bu yapıların ekonomik ömrü boyunca kullanılabilmesi bakımından, çok önemlidir. İnşaat uygulamalarında zeminler, bir inşaat malzemesi olarak, beton ve çelik malzemelerde olduğu gibi dikkate alınabilirler. Dolayısıyla bir teknik eleman inşaatlarda kullanıldığı veya üzerine yapı inşa ettiği zemini iyi bir şekilde değerlendirebilmek için bu malzeme hakkında temel bilgilere sahip olmalıdır. Bu önemli temel bilgiler laboratuvar ve arazi deneylerinden elde edilirler (Aytekin, 2004). Yapılan deneylerle zeminler sınıflandırılarak ne tür zemin oldukları belirlenir. Böylece zeminlerin belirlenen fiziksel özelliklerine, sınıflarına, doymun olup olmadıklarına göre projelendirilirler.

Daha önceleri neredeyse tüm teoriler doymun zeminler için geliştirilmiş ve çalışmalar bu doğrultuda yapılmıştır. Ancak doğada doymun olmayan zeminler çoğunluktadırlar. Bu nedenle daha sonraki yıllarda bu tür zeminler yoğun bir biçimde araştırılmaya başlanmıştır. Yapılan bu araştırmalar sonucunda doymun olmayan zeminlerin davranışında, zeminin su tutma eğrilerinin çok önemli olduğu anlaşılmıştır. Çünkü bir zeminin su tutma eğrisi elde edildikten sonra, bu zeminle ilgili birçok özelliğin de elde edileceği ortaya çıkmıştır. Zeminin su tutma eğrisinden zemine ait geçirimsizlik, kayma direnci ve şişme-büzülme gibi hacim değişimleri, şişme özellikleri elde edilebilmektedir.

Zeminlerin su tutma eğrilerini belirlemek için birçok yöntem geliştirilmiştir. Ancak bu yöntemler genellikle uzun zaman alıcı, usandırıcı, pahalı ve aynı zamanda özel ekipmanlar gerektirdiğinden, zeminlerin daha kolay ölçülebilir olan fiziksel özelliklerinden elde edilen granülometri eğrilerinden, su tutma eğrilerini belirlemek daha kullanışlı olmaktadır. Zeminlerin su tutma eğrilerinin granülometri eğrilerinden tahmin edilmesi, doymun olmayan zeminlerin davranışının tanımlanmasını düşük maliyetle mümkün

kılmaktadır. Bu nedenle birçok araştırmacı su tutma eğrilerini, granülometri eğrilerinden elde etmek için araştırmalar yapmışlar ve modeller geliştirmişlerdir.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada Trabzon ili Karadeniz Teknik Üniversitesi Merkez Kampüsü Maden Mühendisliği Bölümü Kuzey Cephesindeki İstinat Duvarı Temeli'nden alınan zemin kullanılarak;

- 1-) Zeminin fiziksel özelliklerini belirlemek,
- 2-) Zeminin su tutma eğrisini çizmek,
- 3-) RETC bilgisayar yazılımı ile çizilen su tutma eğrisi ile deneysel olarak çizilen su tutma eğrisini karşılaştırmak,
- 4-) Su tutma eğrisi için önerilen denklemlerin zemin için elde edilen deney sonuçlarına uyumunu incelemek, tüm bu veriler ışığında bu çalışmada kullanılan zeminden elde edilen verilerinin literatürle uyumunu saptamak,
- 5-) Zeminin granülometri eğrisinden su tutma eğrisine geçebilmek için, elde edilen iki eğrinin uyumunu saptamak amaçlanmıştır.

1.3. Literatür Çalışması

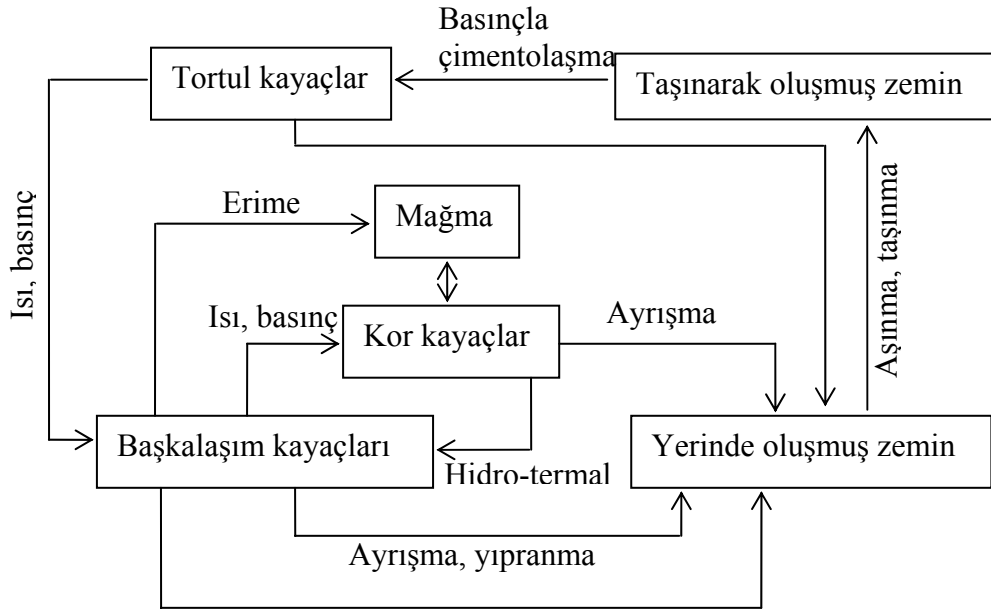
1.3.1. Zemin Tanımı

Zemin, yerkürenin kabuğunun dış kısmını oluşturan, daneli, boşluklu, doğal madde (malzeme) dir. Kalınlığı, birkaç desimetreden birkaç yüz metreye kadar değişir. Danelerin boyutları, birkaç desimetreden, gözle seçilemeyen boyuta (milimetrenin 10000, 100000 ve 1000000'ı vb. büyüklükte) kadar olabilir. Danelerin şekli (biçimi); yuvarlak, köşeli, yassı, iğne vb. gibi olabilir (Uzuner, 1998).

Zemin mineral daneciklerinden meydana gelmiş tabii bir kütledir. Öyle ki, danecikleri su içinde çalkalamak gibi kolay mekanik yollarla ayrılabilir. (Terzaghi ve Peck, 1969).

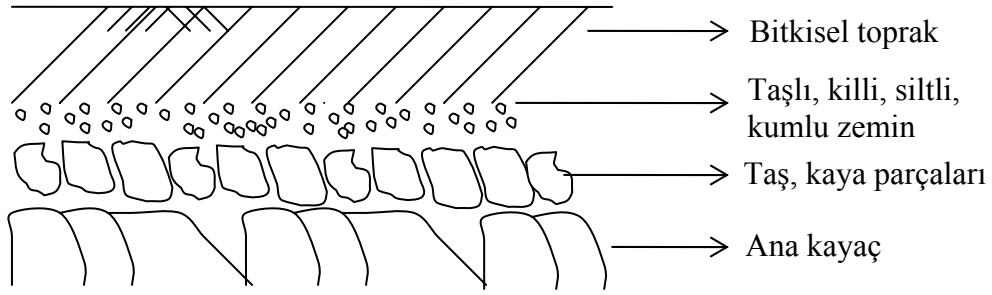
1.3.2. Zeminlerin Oluşumu

Yerkürenin %98'i eriyik halde bulunan mağmanın soğumasıyla oluşan volkanik kor kayalardan oluşmaktadır. Kor kayaların en dayanıklı olanları bile karbon gazı içeren asitli suların etkisinde kaldıkları zaman tamamen ayrışabilmektedirler. Değişik türden kayaların ayrışması ve çeşitli etkilerle taşınmasıyla tortul (sedimanter) kayalar oluşmuştur. Tortul kayaların yüksek ısı ve buharla birlikte yüksek basınç altında kalmasıyla başkalaşım (metamorfik) kayaları oluşmuştur. Zeminler oluşum şekillerine göre yerinde oluşmuş (rezidüel), taşınmış ve organik zeminler diye üç gruba ayrılır. Ana kayalardaki ayrışmanın taşınma hızına göre daha çabuk olduğu durumlarda yerinde oluşmuş (rezidüel) zeminler meydana gelmişlerdir. Değişik etkenlerle yerinden alınarak taşınan rezidüel oluşumlar taşınarak oluşmuş zeminleri meydana getirmektedir. Çeşitli dış etkilerin altında, zeminler kayaca dönüşebileceği gibi zamanla diğer zemin gruplarının özelliklerini de alabilmektedirler. Aşınma, taşınma, ısı, basınç ve çökelmelerle oluşan zeminlere dönüşümleri Şekil 1.1'deki şema ile özetlenebilir (Aytekin, 2004).



Şekil 1.1. Zeminlerin oluşumunun şematik olarak gösterilmesi (Aytekin, 2004)

Yerinde oluşmuş (rezidüel) zeminler ana kayacın parçalanması ve ayrışması ile ana kayacın üzerinde oluşur. Bunların tipik kesiti Şekil 1.2'de görülmektedir.



Şekil 1.2. Yerde oluşmuş bir zeminin tipik kesiti (Uzuner, 1998)

Tropikal (bol yağışlı, sıcak) bölgelerde, ana kayacın üzerinde, özellikle kimyasal ayrışma sonucu metrelerce kalınlıkta yerinde oluşmuş (rezidüel) zemin bulunabilir.

Taşınmış zeminler, parçalanma ve ayrışma sonucu oluşan danelerin, akarsu, buzul, rüzgar, dalga, kıyı akıntısı, yerçekimi gibi etkilerle taşınarak, biriktirilmesi ile oluşan zeminlerdir. Taşıyıcı etmenler aynı zamanda parçalanmaya da katkıda bulunabilirler. Akarsuların taşıyıp yığıldığı zeminlere genel olarak alüvyon (zeminler) denilir. Bunlar blok, çakıl, kum, silt ve kil karışımı zeminlerdir. İri daneler, akarsuyun eğiminin büyük olduğu yukarı kısımlarda birikirken, ince daneler daha aşağı kısımlarda, deltalarda, deniz ve göllerde birikirler. Bu nedenle, tabakalanma gösterebilirler. Deniz ve göllerde yatay tabakalar halinde üst üste yığılan bu zeminler, basınç ve ısı gibi etkilerle tortul, başkalaşım (metamorfik) kayalara dönüşür. Daha sonra da tektonik etkilerle kıvrılarak yükselebilirler. Parçalanma ve ayrışma ile tekrar zemine dönüşebilirler. Buzullar, taşıdıkları daneleri, geçtikleri veya sona erdikleri yerlerde biriktirirler. Böyle zeminlere buzul zeminler denilir. Bunlar, yukarı kısımlarda taşlı, aşağı kısımlarda siltli, killi olabilirler. Kuzey ve güney yarımkürenin, kuzey ve güney kısımlarında bolca bulunurlar.

Rüzgarlar, silt, kum boyutundaki daneleri havalandırarak, kilometrelerce uzaklara taşıyarak, yığılırlar. Rüzgarlarla taşınarak, silt boyutundaki danelerden oluşan zeminlere lös, kum boyutundaki danelerden oluşan zeminlere kumul denilir.

Tepelerdeki kayaların parçalanması, ayrışması ile oluşan parça ve danelerin yerçekimi etkisi ile aşağıya yuvarlanması, kayması ile yamaçlarda ve yamaç eteklerinde oluşan zeminlere yamaç zeminleri denilir. Bunlar, bloklu ve killi olabilirler (Uzuner, 1998).

Yerkabuğunun yüzeyinde bulunan kayalar, daima su, hava, değişik ısılar ve diğer çevre etkilerine maruz kalmaktadırlar. Kayalarda meydana gelen ayrışmalar, iki ana grup

altında toplanabilmektedir. Bunlardan birincisi, mekanik (fiziksel) diğeri de kimyasal ayrışmadır (Aytekin, 2004).

Fazla yaygın olarak görülmeyen organik zeminler, bünyelerinde organik madde içerirler. Bu tür zeminler, kısmen ayrıışmış bitki kalıntıları, kısmen de çürümüş bitki ve hayvan kalıntılarında oluşmuş humustan meydana gelirler. Mühendislik işlerinde, üstte bulunan organik maddeler kaldırılıp temizlenmelidir. Aksi durumda, bu tür zeminler oldukça büyük problem ve tehlikelere neden olurlar (Ünsal, 2001).

Mekanik ayrışma, çeşitli etkilerde kayacın küçük parçalara ayrışmasıdır. Bu ayrışmalar tamamen fiziksel olup kayaçta çok az kimyasal değışme vardır ya da yoktur. Mekanik ayrışma kayaç parçacıklarının bileşimlerini değıştirmemektedir (Aytekin, 2004).

Kayaçların mekanik ayrışmasına neden olan etmenler çok değışiktir. Kayaçalarda, farklı sıcaklıklar (gece-gündüz veya mevsimler arasındaki) nedeniyle çatlaklar oluşabilir. Bu çatlaklara giren suyun donması ile, kayaçlar parçalanmaya uğrayabilir. Su donduğu zaman hacminde 1/10 kadar bir genişleme meydana gelir. Bu genişleme sınırlanırsa, büyük basınçlar (kuvvetler) oluşur. Ayrıca, yüksekliğin (kalınlığın) azalmasıyla kayaç içinde oluşan farklı iç gerilmeler de, kayaçların çatlmasına yol açabilir.

Bitki, ağaç kökleri, kayaçların çatlaklarına girerek, onları daha da genişleterek, mekanik ayrışmaya katkıda bulunurlar.

Akarsularla taşınan parçalar; birbirine çarparak, akarsu yatağındaki kaya veya parçalara çarparak, daha da küçük parçalara ayrılır, köşeli daneler yuvarlaklaşır. Şiddetli yağışlar sonrası oluşan geçici seller de benzer olaylara yol açar.

Deniz, göl ve benzeri kıyısındaki dalgalar, kıyılara çarparak daneleri ileri-geri hareket ettirerek mekanik ayrışmaya katkıda bulunur.

Rüzgar, silt-kum boyutlarındaki daneleri sürükleyerek, kayaçlara çarparak, mekanik ayrışmaya yardımcı olur.

Buzullar, taşıdıkları parça veya daneleri birbirine veya üzerinde hareket ettikleri yerel kayaç veya parçalara sürterek, mekanik ayrışmaya katkıda bulunur. Geçmişte, kuzey ve güney yarım kürenin, kuzey ve güney kısımları ile dağlık bölgelerinde (Kanada, Orta-Kuzey Avrupa vb.) oluşan soğuk iklim-sıcak iklim dönemleri buzulların oluşmasına ve hareketlerine yol açmıştır.

Tepelerde parçalanan kayaçlar veya daneler; yerçekimi etkisiyle aşağıya yuvarlanarak, kayarak mekanik ayrışmaya uğrarlar (Uzuner, 1998).

Kimyasal ayrışma, ayrışan kayacın su ve atmosferdeki gazlarla birleşerek (genel olarak karbondioksit ve su buharı) yeni bir kimyasal bileşimi oluşturmasıdır (Aytekin, 2004). Kayaçların kimyasal ayrışmasıyla kayaçların kimyasal bileşimi değişir ve yeni maddeler meydana gelir.

Kayaçların kimyasal ayrışmasında bir çok etmen rol oynar. Havada oksijeni ve karbondioksiti eriterek alan yağmur suyu yüzey toprağındaki asitleri de alarak, kayaçlarda kimyasal reaksiyonlara yol açar. Bu kimyasal reaksiyonlar sonucunda özellikle killer oluşur. Bitki ve hayvanların yaşamları sonucu yüzey toprağında oluşan bakteriler, çeşitli asitler (karbonik asit, nitrik asit vb.) salgılayarak, kayaçların kimyasal ayrışmasına yol açarlar (Uzuner, 1998).

Doğada mekanik ve kimyasal ayrışmalar genellikle birlikte meydana gelmekte ve birbirlerini etkilemektedirler.

1.3.3. Zeminlerin Mühendislik Açısından Sınıflandırılması

Zeminlerin, mühendislikte dane büyüklüklerine bakılarak yapılan ve yaygın bir kullanma alanı sınıflandırmasında iki ana grup yer alır. Bunlar;

- 1-) Kohezyonsuz ayrık, iri daneli zeminler
- 2-) Kohezyonlu veya ince daneli zeminler

1.3.3.1. Kohezyonsuz Zeminler

Parçalanmış iri dane büyüklüğündeki kayaç danelerinin oluşturduğu zeminlerdir. Kum, çakıl ve blok dane büyüklüklerindeki malzeme, bu tür zeminleri meydana getirmektedir.

1.3.3.1.1. Blok

Çapları 200-60 mm arasında olan kayaç parçalarına blok ismi verilir. Taşınmaları ve dolayısıyla aşınmaları zordur. Dağ yamaçlarında, asılı durumda kalan parçaların kopması veya çatlakların ayrılmalarıyla oluşurlar.

Bloklar, sağanak halinde şiddetli yağış alan bölgelerde, akarsuların başlangıç kısımlarında veya yan derelerin ana nehre kavuştuğu alanlarda görülür. Bunlara birikinti molozları veya birikinti blokları da denir.

Kitle hareketleri ile, düşme ve heyelanlarla dağlardan, yamaçlardan büyük parçalar kopar. Bunlara, heyelan molozları veya yamaç molozları ismi verilir.

Jeolojik devirlerde, genellikle dördüncü zamanla Kuzey Avrupa'dan buzullarla, bloklar sürüklenerek Orta Avrupa'ya kadar gelmiştir. Bunlara da avare blok denir.

Bloklar, yapı işlerinde kırılarak veya olduğu gibi kullanılır. Yalnız, küçük bloklar, bilhassa yuvarlak olanlar, temellerde ve duvarlarda kullanılmamalıdır. Bu gibi bloklar, üst üste konduklarında değme alanı dar, depreme ve taşımaya karşı dirençleri az olur. Bunların kırılması, köşeli yüzeylerin meydana getirilmesinden sonra kullanılması gerekir.

1.3.3.1.2. Çakıl

Çapları 60-2 mm arasında olan parçalara çakıl denir. Zeminlerin dane çapına göre sınıflandırılmasında çakıllar, iri, orta ve ince çakıllar olmak üzere üç gruba ayrılırlar; iri çakıl 60-20 mm, orta çakıl 20-6 mm ve ince çakıl 6-2 mm büyükleri arasındadırlar. Bunlar su, rüzgar ve buzul etkileriyle aşınır ve yuvarlak bir şekil alırlar.

Çakıllar akarsu yataklarında, kıyılarda toplanır. Çoğu zaman hayvan kabukları, kum, silt ve kil karışıktır. Temiz, homojen, aynı büyüklükte olanı azdır.

Akarsularda çakılların dizilişi ve iriden ufağa gidişi suyun akış yönünü gösterir. Kıyılarda da denizin derinleştiğini tanımlar.

Çakıllar, balast, beton agregası, yol ve filtre malzemesi olarak inşaat işlerinde kullanılır. Bu işler için çakılların temiz olması kil ve silt parçalarının bulunmaması gerekir. Yol ve beton agregasında ayrıca, türleri de önemlidir. Beton agregasında kullanılacak olanların içinde opal, kalseduvan, tridimit ve dasit çakıllarının yüzde miktarı belli bir sınırı aşmamalıdır (Erguvanlı, 1978).

Çakılların içinde bir miktar kum ve silt bulunabilir. Az taşınmış olan nehir çakılları daha fazla taşınmış olan nehir ve deniz çakıllarına oranla daha köşeli olduklarından daha fazla taşıma gücüne sahiptirler (Ünsal, 2001).

Çakıllar, daneleri arasında ince malzemenin bulunmadığı müddetçe geçirimlidirler. Sıkıştırılmaları zordur. Don tehlikesine maruz kalmazlar; aynı miktarda ince malzemeyi bulunduran kumlara oranla daha geçirgen, daha stabl, su ve don tesirlerine daha dayanıklıdır (Erguvanlı, 1973).

1.3.3.1.3. Kum

Çapları 2-0.06 mm arasında olan parçalara kum ismi verilir. Kum deyimi ile dane büyüklüğü anlaşılır. Bileşim tanımlanmaz. Fakat pratikte yalnızca kum denildiği zaman kuvars kumu anlaşılmaktadır. Aksi halde kalker kumu, granit kumu, jips kumu, manyetit kumu, olivin kumu gibi kumun baskın minerallerinin ismini söylemek gerekir. Kumlar çaplarına göre iri kum, orta kum, ince kum olarak sınıflandırılırlar. İri kum 2-0.6 mm, orta kum 0.6-0.2 mm ve ince kum 0.2-0.06 mm büyüklükleri arasındadırlar.

İri kumlar çoğunlukla yuvarlak, ince kumlar köşeli ve az köşeli olur.

Eğer kumun içinde fazla, işletilmesi ekonomik olabilecek miktarda maden (altın, demir, zirkon vb.) bulunursa, böyle kumlara plaser ismi verilir.

Kumlar oluş yerlerine göre deniz kumu, nehir kumu, çöl kumu, buzul kumu gibi isimler alır. Deniz kumları akıntı ve rüzgarlarla deniz kenarlarında, körfezlerde, kuytu yerlerde yığılır. Şekilleri yuvarlak ve üzerleri tuzlarla örtülüdür.

Akarsu kumları köşeli, parlak, değişik çapta ve bileşimdedir. Akarsulardaki kum ve çakılların türleri, yağış alanında bulunan taşların bir koleksiyonudur. İnşaatta aranan kum, kil ve silti %5'ten daha az akarsu kumlarıdır.

Buzul kumları, sivri köşeli, çöl ve kumul kumları da yuvarlak, pürüzlü ve çiziklidir.

Kumlardan, inşaatta ve çeşitli endüstriden yararlanılır. Kuvars kumları yapıda harç ve sıvada, betonda, hafif beton yapımında, filtrasyonda ve yollarda kullanılır. Temiz, demirsiz, saf olan kuvars kumları cam ve seramik endüstrisi için aranır.

İçerisinde %15-20 kadar genişleme özellikli kil (bentonit) bulunan kuvars kumları döküm kumu olarak kullanılır (Erguvanlı, 1978).

Zeminlerin çaplarına göre verilen isimler Tablo 1.1'de verilmektedir.

Tablo 1.1. Zeminlerin çaplarına göre verilen isimler (Erguvanlı,1978)

ap (mm)	imentosuz		imentolu
200-20 20-2 2-0.2	Blok İri akıl akıl	Psefitik	Konglomera ve Breş
0.2-0.02	Kaba kum İnce kum	Psamitik	Kumtaşı
0.02-0.002 0.002>	Silt Kil	Pelitik	Silt taşı Kil taşı

1.3.3.2. Kohezyonlu Zeminler

Çok ince danelerden oluşan zeminlere ince daneli zeminler veya kohezyonlu zeminler adı verilir. Silt ve kil bu tür zeminleri oluşturan en önemli malzemelerdir. Kohezyonlu zeminlerde deformasyona karşı koyan kuvvet; katı ve sıvı moleküller arasındaki çekim kuvvetidir (nsal, 2001).

1.3.3.2.1. Silt

Çapları 0.06-0.002 mm arasında olan danelere verilen isimdir. Daha geniş anlamda silt denilince akla, akarsularla taşınan, liman ve körfezlerde toplanan ince amursu tortular gelmektedir. Dane apı olarak ziraatçılar, mühendisler, jeologlar başka başka limitler kullanmaktadır. Fakat bariz karakteri çimentolanmamış ve ufak çaplı olması ve elde parmaklar arasında pürüzlü hisler vermesidir. Bugün mühendisler, ufak daneli, siltli zeminleri fiziksel özelliklerine, ilerinde bulunan plastik kil minerallerinin miktarına göre isimlendirmektedirler. Bu tür zeminlerin oluşmasında, mekanik olduğu kadar kimyasal ayrışmanın da rolü vardır (Erguvanlı, 1978).

İnorganik silt, plastisitesi olmayan veya çok az olan ince daneli bir zemindir. Düşük plastisiteli cinsler, genellikle, eşit boyutta az veya çok kuvars danecikleri veya bazen kaya unu denilen malzeme ihtiva ederler. Halbuki, ekseri plastik cinsleri, önemli miktarda pul

biçimi danecik ihtiva eder ve plastik silt olarak tanınır. Düzgün yapısı sebebiyle, inorganik silt, kil ile karıştırılır. Fakat laboratuvar deneyi yapılmadan kilden kolaylıkla ayrılabilir. Doygun bir inorganik silt avuç içinde sarsılırsa, içindeki su, zeminin yüzeyini parlak yapacak derecede üste çıkar. Zemin parmaklar arasında bükülürse, yüzey tekrar mat bir hale gelir. Bu olay sarsma deneyi olarak bilinir. Zemin numunesi kuruduktan sonra gevrekleşir ve parmaklar ile ovulduğunda toz hale gelir. Silt nispeten geçirimsizdir, fakat gevşek bir durumda ise sondaj deliğinde kalın viskoz bir sıvı gibi yükselebilir.

Organik silt, az veya çok plastisiteye sahip ince daneli bir zemindir. Bünyesinde ince parçalara bölünmüş organik maddeler mevcuttur. Gözle görülebilen kısmen çürümüş bitki artıkları da bulunur. Zeminin rengi açık griden çok koyu griye kadar değişir ve önemli miktarda H_2S , CO_2 ile zemine karakteristik koku veren organik maddenin çürümesinden ileri gelen çeşitli diğer gazları ihtiva eder. Organik siltin permeabilitesi çok düşük olup sıkışabilme özelliği çok büyüktür (Terzaghi ve Peck, 1969).

İri ve ince daneli zeminler birer örnekle karşılaştırılacak olunursa, önemli özellikleri Tablo 1.2’de görülebilir.

Tablo 1.2. Kum ve kilin önemli özelliklerinin karşılaştırılması (Ünsal, 2001)

Fiziksel Karakteristik	Kum	Kil
Boşluk Oranı	Düşük	Yüksek
Kohezyon	Çok az	Su içeriğine bağlı
İçsel Sürtünme	Yüksek	Düşük
Plastisite	Plastik değil	Plastik
Sıkışma	Çok az sıkışır	Çok sıkışır
Yük Altında Sıkışma	Hızlı sıkışır	Yavaş sıkışır
Geçirgenlik	Geçirgendir	Geçirgen değildir

1.3.3.2.2. Kil

Çapları 0.002 mm’den küçük olan mikroskobik kil minerali parçalarına kil ismi verilir. Bunlar kütlelerin kimyasal ayrışmaları sonucunda oluşur. Killerin mineralojik yapısı diğer zemin danelerinden tamamen farklıdır. Kil parçacıkları birbiri üzerinde oluşmuş çok ince tabakalardan meydana gelmektedir. Zemine kil diyebilmek için sadece

büyüklik olarak değil aynı zamanda mineralojik yapı bakımından da yüksek kohezyona ve plastisiteye sahip olması gerekmektedir. Doğada tam kil kitlelerine rastlamak çok güçtür. Bunun nedeni oluşumları sırasında kil özellikleri taşımayan fakat 0.002 mm'den küçük parçacıkların araya karışmış olmasıdır (Aytekin, 2004).

Çoğunlukla sulu alüminyum silikat minerallerinden oluşan killer, yeterli miktarda su ilave edildiğinde likit ve plastik özellik gösteren, kütle olarak kurutulduğunda sertleşip çatlayan ve yeterli seviyede yüksek ısıda pişirildiğinde camsı ve kalıcı özellik kazanan doğal maddelerdir. Yer yüzünde yaygın olarak bulunan kil mineralleri karaların %75'ni oluşturan sedimenter kayaların ve okyanus havzalarını kaplayan çökellerin ana bileşenleridir (Moore ve Reynolds, 1989).

Kil mineralleri çok küçük partiküller olup elektro kimyasal olarak çok aktiftirler. Bir zemin kütlesi içinde az miktarda dahi olsa kil minerallerinin varlığı o kütlenin mühendislik özelliklerinin önemli ölçüde etkileyebilmektedir. Kil miktarı arttıkça zemin davranışı kilin özellikleri tarafından kontrol edilir. Kil içeriği yaklaşık %50 olduğu zaman kum ve silt daneleri aslında bir hamur içinde yüzen daneler gibidirler ve mühendislik davranışı üzerindeki etkileri de çok düşüktür (Holtz ve Kovacs, 1981).

Killi zeminlerin bünyesinde bulunan kil minerallerinin miktarı ve türü zeminlerin mühendislik davranışlarına yön vermektedir. Killi zeminlerin şişme ve büzülme davranışları önemli mühendislik özellikleridir.

Kuru zeminlerde tuz katyonları kuvvetli elektro statik kuvvetler ile kil kristal yüzeylerine kapalı durumdadır. Su geldiği zaman, katyon hidratasyon enerjileri partiküller arası çekim kuvvetlerini yenmeye çalışır. Bundan dolayı kuru yoğunluğu düşük zeminlerde bir şekilde sıkışık partiküller emilmiş katyon hidratları tarafından ayrılmaya zorlanırlar ve suyun katkısı sonucu genişler. Suyun varlığı olduğu sürece emilmiş katyonlar kil yüzeyleri tarafından daha uzun tutulamaz. Elektro-statik çekim kuvvetleri, iyonların daha seyrek bir çözelti doğrultusunda ayrışması sonucunda dengelenir. Negatif yüklü kil partikül yüzeyleri ve çözültideki pozitif iyonların yoğunluğu “dağılmış çift katman; Diffuse Double Layer (DDL)” olarak adlandırılır (Bohn vd., 1985). DDL'nin kalınlığı azaldıkça şişme miktarı artar. Bir başka ifade ile, çözültideki katyon iyonlarının değerliği azaldıkça şişme miktarı artmaktadır (Mitchel, 1976). Örnek olarak Na^{+1} iyonları Mg^{+2} ve Ca^{+2} iyonlarına göre daha çok şişme potansiyeline sahiptir.

Birçok kil minerali, kafes kristal yapısı oluşturan atom birleşmelerine sahiptir. Kristal kafes, kristaldeki atomların veya iyonların üç boyutlu olarak düzgün bir şekilde

tekrarlanmasından oluşmaktadır. Kil minerallerinin önemli bir özelliği, kristal boyutlarının ufak olmasıdır. X-ışını kırınım yöntemi elektron mikroskobu, bu kristal yapıların tanımlanmasında kullanılır. Değişik kil mineralleri, kimyasal analizler yapılarak da tanımlanabilir. Her grup, benzer mühendislik özellikleri gösterdiğinden yapısal gruplamalar daha uyumludur (Türköz, 2001).

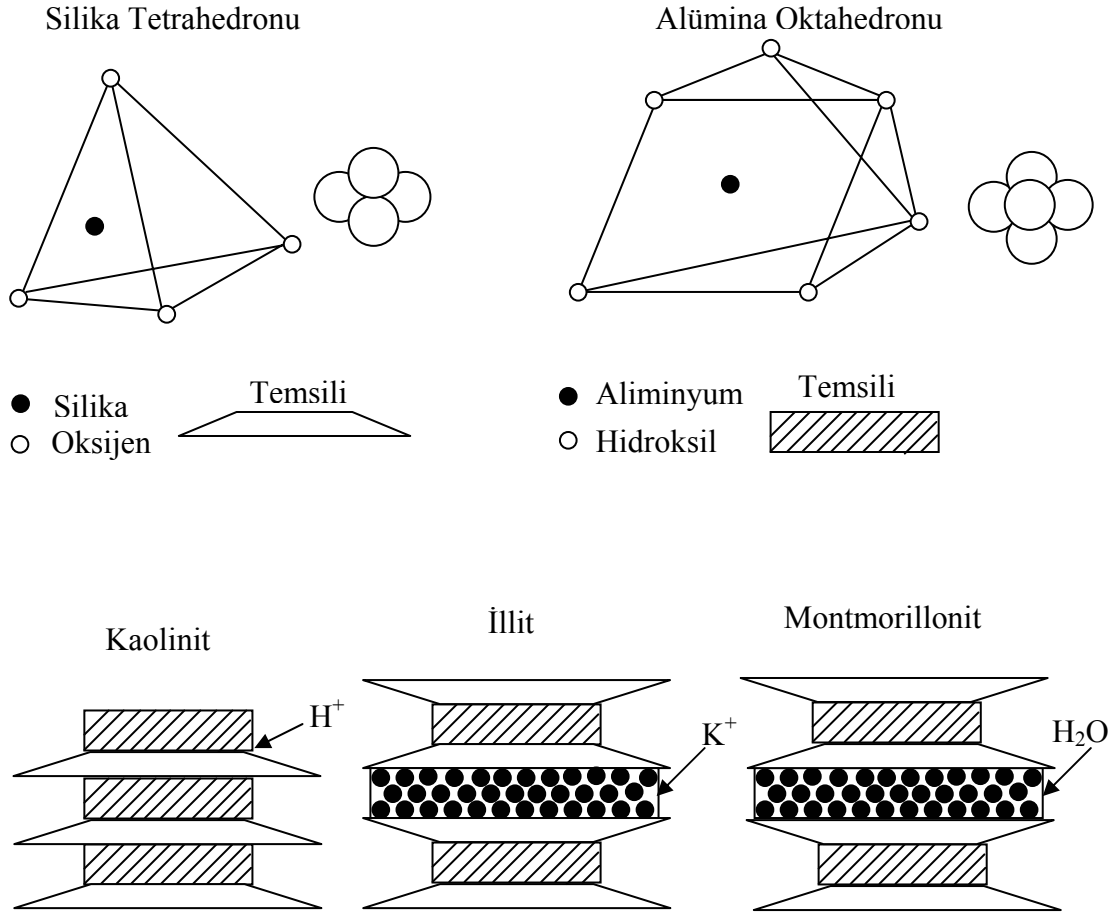
Mühendislik amaçları için yapısal gruplar oluşturularak kil mineralleri sınıflandırılır:

Kaolinit grubu: Genellikle genişmez

Mika grubu: İllit ve vermikülit killerini içermektedir. Bu killer genişler, ancak önemli problemlere yol açmazlar.

Smektit grubu: Montmorillonitleri içerirler. Yüksek genişmeye sahiptir ve en problemlili kil mineralidir.

Kilin iki esas yapısı vardır: (1) silika tetrahedron ve (2) alümina okta hedron yapı (Şekil 1.3). Silika tetrahedron yapı, bir silika atomu etrafındaki dört oksijen atomundan oluşmaktadır. Eğer oksijen atomu iki tetrahedron yapı tarafından paylaşılıyorsa levha şekilli yapı oluşur. Benzer olarak eğer her alüminyum atomu iki oktahedron tarafından paylaşılıyorsa, bir levhamsı yapı görülür (Türköz, 2001).



Şekil 1.3. Değişik kil minerallerinin yapısı (Türköz, 2001)

1.3.3.2.2.1. Killerin Oluşumu

Kil mineralleri ve killi depozitlerin büyük bir çoğunluğu kayaların su, hava veya buharla temas ettiği ortamlarda oluşmaktadır. Orjinal mineralleri kil minerallerine dönüştüren fiziksel parçalanma ve kimyasal ayrışma kaya ve zeminlerin bozuşmasına neden olarak kil ve kil minerallerinin oluşumunu sağlamaktadır. Bu oluşumda ana kaya mineralojisi, suyun kimyasal bileşimi ve suyun kaya içerisindeki ilerleme miktarı gibi üç kimyasal faktör önemli rol oynamaktadır. Kimyasal ayrışmada iklim, kaya türü, topografya ve bitki örtüsü gibi faktörler etkili olmaktadır. Daha yaşlı kıtasal ve denizsel kökenli kayalar ile zemin aşınması sonucu oluşan kil ve kil minerallerinin taşınma ve çökmesi sedimenter kaya oluşum döngüsünün önemli bir parçasını oluşturmaktadır (Kalkan, 2003).

Kaolinitler birincil ve ikincil olarak iki şekilde oluşmaktadır. Birincil (rezidüel) kaolinler ana kaya ortamında uygun silikatların alterasyonu ile, ikincil (sedimenter) kaolinler ise belli dane boyu aralığında ve hızlı çökelme şartları altında birincil bir kaolinden malzemenin erozyonu sonrasında suyla taşınarak çökmesiyle oluşmaktadır (Kalkan, 2003). Birincil kaolinler plütonik ve granitik kayaların hidrotermal alterasyonu ile de oluşurlar. Bristow (1993) ile Dewu ve Durrance (1993) tarafından yapılan çalışmalarda özellikle granitteki mika ve feldispatları kaoline dönüştüren yer altı suyunun konvektif hidrotermal sirkülasyonuna yön veren granitler içerisindeki radyoaktif çürüme ile oluşturulan ısının varlığını kabul etmişlerdir.

Simektitler genellikle volkanoklastik malzemelerin suda çözülmesinden sonra ayrışma ürünü olarak ortaya çıkan diğer sedimentler içerisinde mercerler biçiminde oluşmaktadır. Dünyanın en büyük simektit yataklarının volkanoklastiklerin alterasyonundan türemiş oldukları kabul edilmektedir. Simektit grubu kil mineralleri bir kaç kil minerali içermektedir fakat bunların endüstriyel bakımdan en önemlileri sodyum ve kalsiyum montmorillonittir. Bu iki simektit mineralinin en yaygın türü volkan külü veya tuf gibi proklastik malzemelerin alterasyonundan oluşmuş bir kil olan bentonittir. (Grim ve Güven, 1978). Ekonomik anlamda bentonit rezerv alanları için alterasyonun oluşumunda volkanoklastik kayalardan oluşan bir kaynak veya volkan külü ve uygun bir ortamın bulunması gerekmektedir. Bu tür ortamlar temiz su veya denizel sedimenter havzalar, denizaltı alterasyonu veya düşük sıcaklık alterasyonu içerebilmektedir (Harvey ve Murray, 1997).

Magnezyum silikatlar olan paligorskit ve sepiyolit hormit mineralleridir. Bu mineraller bazı sedimentler içerisinde hidrotermal dolgular şeklinde oluşmaktadır. Patterson (1974) hormit formasyonlarının çok sığ denizel lagün ortamlarında oluştuklarını ileri sürmektedir. Millot (1970) ise paligorskit ve sepiyolit tuz alkali bir ortamda simektitten oluştuğunu kabul etmektedir. Bu görüş Merkl (1989) tarafından da desteklenmektedir. Kukovsky ve Ostrovskaya (1961), Bonatti ve Joensun (1968) ile Stoch (1974)'e göre ise hormitler sedimentler içerisinde oluşan poligorskit ve sepiyolit Mg^{+2} iyonlarının artan aktiviteleriyle montmorillonit mineralinin alterasyonu sonucu oluşmuştur.

Profillit ise metamorfik ve hidrotermal olaylar sonrasında kristalleşerek oluşmaktadır. Profilitin oluşum ortamı yüksek sıcaklıklı hidrotermal sistemlerinin geliştiği fay zonlarıdır. Kore ve Japonya tarafından üretilen dünya profilitlerinin %80'lik kısmı

volkanik kayaların hidrotermal yolla altere olması ile oluşmuşlardır (Harvey ve Murray, 1997).

Şişmeye sebep olan kil minerallerinin ana kaynağı mağmatik kayaçlar, özellikle de bazalttır. İçerisinde feldispat bulunan metamorfik ve püskürük kayaçların kimyasal ayrışması sonucunda ortaya çıkan montmorillonit, şişmeye neden olan kil mineralidir. Lambe ve Whitman (1969), şişmenin ayrışma koşulları ile doğrudan ilişkili olduğunu göstermişlerdir. Montmorillonit ve kaolinitin her ikisi de mağmatik kayaçların ayrışması sonucu oluşan minerallerdir. Ayrışma koşullarındaki farklılık nedeniyle monmorillonit yüksek, kaolinit ise düşük şişme potansiyeline sahiptir. Ayrışmamış kayaçlardaki ana kil minerali klorittir. Kayaçların permeabilitesinin çok düşük olması nedeniyle ayrışma sırasında yıkanma oluşur ve klorit, smektite dönüşür. Paige ve Green (1980), bazaltın ayrışma sırasında katyon teminine çalıştığını, bunun da Ca ve Mg olarak montmorillonitin oluşumuna katkıda bulunduğunu belirtmişlerdir.

Bentonit terimi, volkanik kül ve tüflerin alterasyonu ile oluşan ve başlıca simektit grubu kil minerallerini içeren killer için kullanılmaktadır (Grim ve Güven, 1978; Christidis vd., 1995). Bentonitler üstün fiziksel ve kimyasal özellikleri nedeniyle pek çok endüstri alanında geniş bir kullanım alanına sahiptir (Grim, 1962; Christidis ve Scott, 1997; Yıldız ve Kuşçu, 2002). Bentonitlerin kullanım alanlarına etken olan özelliklerin tümü ana kil minerali olarak içerdikleri simektitlerden kaynaklanmakta, simektitlerin yüzey asitliği ($n_m/mol\ g^{-1}$), özgül yüzey alanı ($A/m^2\ g^{-1}$), özgül gözenek hacmi ($V/cm^3\ g^{-1}$) ve katyon değiştirme kapasitesi [$KDK/meg(100g)^{-1}$] gibi bir takım yüzey özellikleri de bu kullanım alanlarında önem taşımaktadır (Demir, 2003).

Büyük şişme özelliği gösteren bentonit bir montmorillonit çeşidi olup, koloidal bir kildir. Su ile temas ettiğinde çok fazla şişer ve tiksotropik jeller teşkil eder. Bentonit, koloidal alüminyum hidrosilikattır ve hacmi su ile 10-30 misli artar, bu şişme tersinirdir. Bentonitler zayıf konsantrasyondaki alkali çözeltiler tarafından koloidal hale getirilirler ve aksine zayıf konsantrasyonlu asitler, sulandırılmış alkali çözeltiler ve kuvvetli konsantrasyonlu alkinler tarafından çöktürülür. Eğer bentonit saf su ile şişerse bir alkalın (NaOH) ilave edilirse jel teşekkül eder ve gitgide koyulaşır. Aksi olursa koloidleşme olur ve jel sulanır. Sıcaklık ve şişme özelliği arasında belirli paralellik vardır. Bentonit koloidal özelliklerinden dolayı ayrılma yüzeyini yoğunlaştırır. Özellikle bentonit yağ emülsiyonlarının veya hidrokarbon bağlayıcıların bağlayıcılık özelliklerini kuvvetlendirir. Aynı nedenden dolayı bentonit az bir su ile yüksek bir yapışkanlık özelliğine sahip

olabilmektedir. Ağırlık olarak 5/1000 oranında sulandırılmış bentonit süspansiyonu hiç bir çökme olmaksızın stabl kalır. Bentonit negatif bir kolloidtir. Bentonitin tanelerinin %80 kadarı 1 mikrondan daha küçüktürler (Hekimoğlu, 1996).

Bentonit olarak tanımlanan killerin oluşumları ve kökenleri Grim ve Güven (1978) tarafından üç temel tipe ayrılmıştır. Bunlar; volkanik kül ve tufün yerinde bozuşması, magmatik kayaçların hidrotermal bozuşması, magmatik kökenli malzemenin döterik bozuşmasıdır. Bu üç temel tipin dışında magmatik kökene sahip olmayan ve ayrışma, sedimentasyon gibi olaylar neticesinde oluşan bentonitler de mevcuttur.

1.3.4. Zeminin Emme Gerilmesi Yöntemleri

1.3.4.1. Zemindeki Suyun Hareketi

Arazide bulunan zeminler çoğunlukla doygun durumda değildirler. Bunun için doygun olmayan zemin ve su ilişkisi, burada bulunan suyun enerjisi dikkate alınarak incelenebilir (Aytekin,2004).

Zemin içindeki su hareketi potansiyel enerjisine bağlı olarak oluşmaktadır. Su zemin içinde potansiyel enerjisi düşük olan bölgelere doğru hareket etmektedir. Bu durum yüksek bir seviyede bulunan bir cismin daha aşağı seviyeye doğru kendiliğinden yuvarlanabileceği şeklinde düşünülebilir. Bu cismin bulunduğu seviyede durabilmesi için bir gerilme uygulanmalıdır. İşte zemin kütleindeki suyun hareketini engelleyen gerilmeye “zemin emme gerilmesi” adı verilmektedir. Başka bir deyişle, danelerin zemin suyuna uyguladığı çekme gerilmesi olarak tanımlanabilmektedir.

1.3.4.2. Zemin Suyunun Potansiyeli

Zemin fizikçileri “zemin suyu potansiyeli” kavramını zemin-bitki-atmosfer ortamında yıllardan beri kullanılmaktadır. Zemin suyu potansiyeli çeşitli bileşenlerin toplamı olarak ifade edilebilmektedir (Aytekin, 2004).

$$\phi_t = \phi_m + \phi_g + \phi_o + \phi_{ov} \quad (1.1)$$

Burada;

ϕ_t : toplam su potansiyeli

ϕ_m : matris potansiyeli

ϕ_g : yerçekimi potansiyeli

ϕ_o : osmotik potansiyel

ϕ_{ov} : katman basıncı potansiyeli

olmak üzere gösterilir.

1.3.4.2.1. Matris Potansiyeli

Matris potansiyeli, iki fiziksel durumda ortaya çıkmaktadır. Bunlardan birincisi zemindeki boşluk büyüklüğüne bağlı olan kılcallık olayı, ikincisi ise kil parçacıklarının yüzeyinde bulunan negatif elektrik yükünden dolayı meydana gelen çekim kuvvetleridir. Kılcallık; su molekülleri ile zemin daneleri arasındaki çekim kuvvetlerinden dolayı meydana gelir. Bu kuvvetin büyüklüğü boşluk çapına, yüzey gerilimine ve menüsküsteki eğriliğe bağlıdır. Matris potansiyeli, zemin suyunun atmosfer basıncından düşük bir basınç altında bulunması durumunda negatif alınmaktadır (Aytekin, 2004).

1.3.4.2.2. Yerçekimi Potansiyeli

Yeryüzünde bulunan bütün cisimler dünyanın merkezine doğru, cismin ağırlığına eşit bir kuvvetle çekilirler. Bu cismin kaldırılabilmesi için bir iş yapılmalıdır. Bu iş kaldırılan cisim tarafından depo edilir. Depo edilen bu iş, yerçekimi potansiyel enerjisi olarak adlandırılmaktadır.

$$\phi_g = z \cdot \gamma_w \cdot g \quad (1.2)$$

Burada;

z : Referans düzeyinden olan yüksekliğini

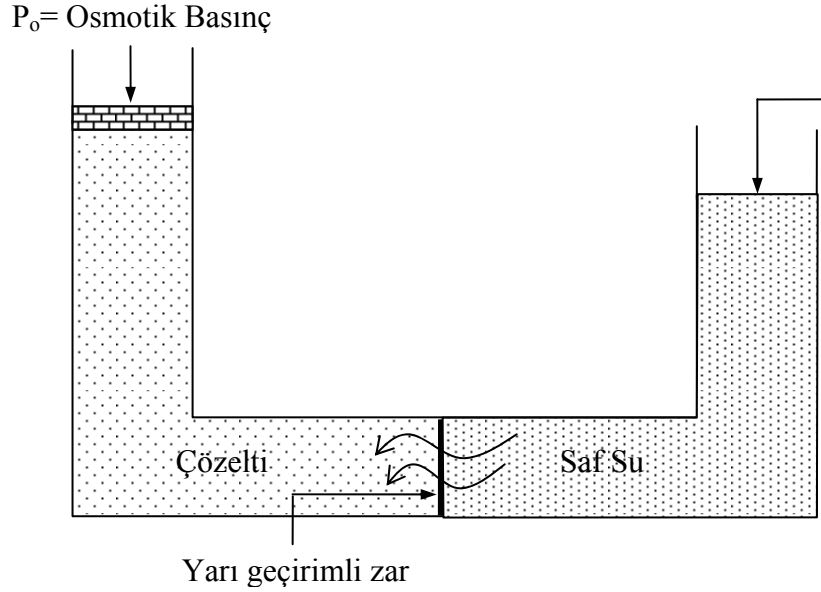
γ_w : Suyun birim hacim ağırlığını

g : Yerçekimi ivmesini

ifade etmektedir.

1.3.4.2.3. Osmotik Potansiyel

Zemin suyu içinde çözülmüş, zemin suyunun termodinamik özelliklerini etkileyen ve zeminin potansiyel enerjisini düşüren katyonlardan (tuzlardan) oluşur (Aytekin, 2004). Osmotik etki, buhar difüzyonunda ve zemin ile bitkilerin karşılıklı etkileşiminde önemlidir.



Şekil 1.4. Osmotik potansiyelin şematik gösterimi (Nas, 2003)

Osmotik basıncın belirlenmesi için Şekil 1.4'teki gibi kap içindeki saf su ile çözelti arasında yarı geçirgen bir zar yerleştirilmektedir. Saf su, çözelti tarafına akarak çözelti seviyesini kendi difüzyon basıncına eşdeğer bir hidrostatik basınca kadar yükseltmektedir. Yükselmenin durması ve dengeye gelmesi durumundaki hidrostatik basınç, osmotik basınç olarak adlandırılmakta ve aşağıdaki bağıntıdan elde edilmektedir.

$$P_o = R.T.(C_a - C_b) \quad (1.3)$$

Burada;

- P_o : Osmotik basınç (gr/cm^2)
- $R.T$: $2,5.10^7$ gr/molar (20°C 'deki)
- R : Gaz sabiti
- T : Mutlak sıcaklık

C_a, C_b : Yarı geçirimli zarın her bir tarafındaki çözelti konsantrasyonları (mol/1cc çözelti)

ifade etmektedir.

1.3.4.3. Zemin Su Emme Gerilmesi

Zemin mekaniğinin ilk yıllarında geliştirilen yöntemler ve deneyler genellikle zeminin doygun olduğu durum için incelenmiş, teoriler buna göre geliştirilmiştir. Ancak, son yıllarda doygun olmayan zeminlerin davranışını belirleyebilmek için yoğun araştırmalar devam etmektedir. Doygun olmayan zeminlerin davranışını belirlemek için zeminlerin su içeriğine bağlı olarak değişen ve “zemin su emme gerilmesi” (soil suction) olarak tanımlayabileceğimiz bir özellik kullanılmaktadır.

Zeminin toplam su emme gerilmesi, zemin suyu potansiyelinin matris ve osmotik potansiyellerinden oluşan özel bir halidir. Bu bileşenler matris emme gerilmesi ve osmotik emme gerilmesi olarak adlandırılır.

$$h = h_m + h_s \quad (1.4)$$

Burada;

- h : Toplam zemin emme gerilmesini,
- h_m : Matris emme gerilmesini,
- h_s : Osmotik emme gerilmesini,

ifade etmektedir.

Zemin suyunun atmosferik basıncın altında bir basınçta olması durumunda matris potansiyeli, matris emme gerilmesi olarak adlandırılır.

Zeminin su emme gerilmesi kısaca zeminin suyu tutmak için gösterdiği eğilim olarak tanımlanmaktadır (Aytekin, 2004).

Mühendislik uygulamalarında zemin emme gerilmesi pF birimi ile ifade edilmektedir. pF bir su kolonunun cm olarak yüksekliğinin logaritması alınarak bulunmaktadır. pF birimi ilk defa Schafeld (1935) tarafından pH'dan esinlenerek kullanılmıştır.

$$h(pF) = \log_{10}(h_t) \quad (1.5)$$

Burada ;

h_t : Zemin emme gerilmesinin (cm) cinsinden su yüksekliği olarak ifade edilir.

Emme gerilmesi aynı zemin için daima sabit bir değer olmayıp, zeminin su içeriğine bağlı olarak değişmektedir. Zeminin su içeriği arttıkça emme gerilmesinde azalma olmaktadır. Aynı şekilde su içeriği azaldıkça emme gerilmesi artmaktadır. Öte yandan farklı bir mineralojik yapıya ve aynı su içeriğine sahip zeminlerde emme gerilmeleri farklı olmaktadır. Geoteknik uygulamalarında emme gerilmesi kavramının, özellikle pratikte çalışan mühendisler için alışılmış bir kavram olmaması nedeniyle yaygın olarak kullanılmadığı görülmektedir. Halbuki akademik çalışmalarda bu kavram yoğun olarak kullanılmaktadır. Örneğin zemin emme gerilmesinden yararlanılarak zemin hacimlerinde meydana gelen değişimler, bu hacim değişiminden doğan düşey ve yatay doğrultudaki gerilmeler, şişme basıncı parametreleri hesaplanabilmektedir.

Emme gerilmesi ölçümlerini, dolaylı ölçümler ve dolaysız ölçümler olarak ikiye ayırmak mümkündür. Dolaylı ölçümler, nem denkligi için bir dış etkenin kullanımını gerektirmektedir. Dış etken terimi genellikle filtre kağıtları, alçı taşı blokları ve diğer gözenekli malzemeler gibi nem absorplayan malzemeleri ifade etmektedir. Dolaysız ölçümler ise nem denkligi için bir dış etken gerektirmeksizin zemin-su sisteminin denge durumunu ölçmektedir.

Filtre kağıdı yöntemi (filter paper), ısı iletkenlik sensörleri (thermal conductivity sensors) ve elektriksel iletkenlik sensörleri (electrical conductivity sensors) dolaylı ölçümler sınıfına girerken; kapilarimetreler (tensiometer), saykrometreler (psychrometer) ve sıfır tipi basınç plakası (null type pressure plate) tekniği dolaysız ölçümler sınıfına girmektedirler.

Emme gerilmesine ait yöntemler ve sınırları Tablo 1.3'te verilmektedir.

Tablo 1.3. Emme gerilmesi ölçümüne ait yöntemler ve sınırları (Tekinsoy, 2002)

Alet	Ölçülen Emme Gerilmesi Cinsi	Ölçme Aralığı
Saykrometre (Psychrometer)	Toplam Emme Gerilmesi	100-8000 kPa
Filtre Kağıdı (Filter Paper)	Toplam Emme Gerilmesi	Tüm Değerler
Sıfır Tipi Basınç Plakası (Null Type Pressure Plate)	Matris Emme Gerilmesi	0-1500 kPa
Isıl İletkenlik Sensörleri (Thermal Conductivity Sensors)	Matris Emme Gerilmesi	0-450 kPa
Boşluk Suyu Çıkartma Aygıtı	Osmotik Emme Gerilmesi	Tüm Değerler

1.3.4.4. Toplam Emme Gerilmesinin Dolaysız Olarak Ölçümü

Saykrometreler bakır-nikel veya krom-nikel termokupl bağlı neme bağlı olarak elektromotif bir güç ortaya çıkartır. Bu elektromotif kuvvet ölçülerek, ortamın nemi hakkında bilgi elde edilir. Ancak ortam sıcaklığının değişmesi termokupl'ları etkiler ve ölçülen potansiyel yanlış olabilir. Bu nedenle saykometre ölçümleri 0.001 °C da ve su banyosunda yapılırlar (Önalp, 1997).

Saykrometreler bir zemindeki toplam emme gerilmesini ölçmek için en yaygın kullanılan aletlerdir. Saykrometre, zemin suyu ile dengede olan buharın toplam serbest enerjisini ya da bağlı nemini ölçerek, zemin-su sisteminin toplam emme gerilmesini ölçmektedir.

Saykometreler zeminlerin yüksek emme gerilmelerinin ölçülmesinde yararlıdır. Sıcaklıktan etkilendikleri için arazide ölçme yerine laboratuara bozulmamış örnekler taşınır. Deneyler kontrollü ortamlarda yapılırlar.

Toplam emme (ψ) ile bağlı nem ($RH=P/P_0$) arasındaki ilişki aşağıdaki denklemle açıklanmaktadır (Fredlund ve Rahardjo, 1993a).

$$\psi = \frac{R^0 T}{V_w W_w} \ln \frac{P}{P_0} \quad (1.6)$$

Burada;

ψ : Toplam emme gerilmesi

R^0 : Genel gaz sabiti (yani 8.31432 J/mol.K)

T : Mutlak sıcaklık (Kelvin)

V_w : Suyun özgül hacmi

W_w : Su buharının moleküler kütlesi (yani 18.016 gr/mol)

P : Zemin suyunun buhar basıncı

P_o : Serbest saf suyun buhar basıncı

olarak ifade edilir.

Belirli bir buhar basıncına karşı sıcaklıkta meydana gelen düşme kalibre edilerek, zemin-su sisteminin toplam emme gerilmesi, saykrometre ile ölçülmüş sıcaklık düşmesinden hesaplanmaktadır.

Saykrometrelerin kalibrasyonu genellikle termal bir banyodaki izotermal şartlar altında, osmotik emme gerilmesi bilinen bir tuz çözeltisi (örneğin; NaCl ve KCl) üzerine saykrometrenin asılması ile yapılmaktadır. Tuz çözeltisi için farklı molalitelere (ya da osmotik emmeler) kullanılarak çeşitli emme değerlerinde saykrometre ayarlanabilmektedir. Ölçülecek olan zemin aynı termal banyoya konulmakta, zeminin üzerine saykrometre asılmaktadır. Saykrometrenin ölçüm ucundaki sıcaklık düşmesinin ölçümünden yada elektrik direncindeki (su buharı adsorplayabilen higrometre için)değişikliğinin ölçümünden kalibrasyona dayanarak toplam emme gerilmesi hesaplanabilmektedir.

Saykrometreler şu şekilde sınıflanabilmektedir: Termokupl saykrometreler (thermocouple psychrometers), termistör saykrometreler (thermistor psychrometers), higrometreler (hygrometers) ve son zamanlarda kullanımı yoğunlaşan transistör saykrometreler (transistor psychrometers). Ayrıca, higrometrelerde kendi aralarında su buharı adsorplayabilen higrometreler ve yoğunlaşma higrometreleri olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.

1.3.4.4.1. Termokupl Saykrometreler

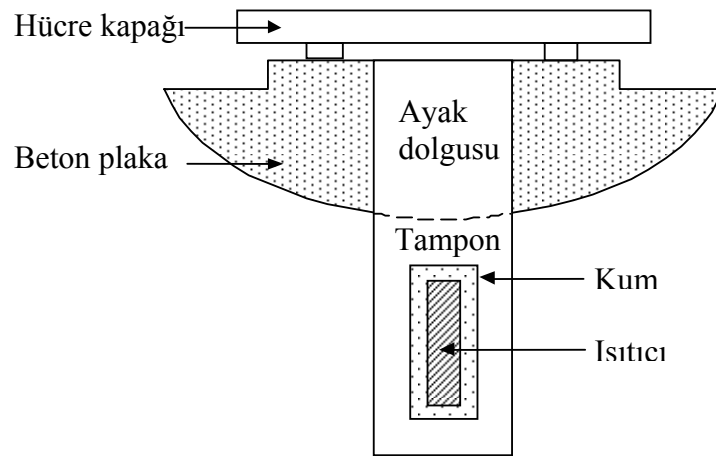
Buharlaştırma ucuna su yerleştirmeye ihtiyaç duymaksızın buhar basıncını ölçen bir yöntem Spanner (1951) tarafından önerilmiştir. Buharlaştırma ucunda suyu yoğunlaştırmak için Peltier etkisi kullanılmıştır. Peltier 1834'de iki farklı metalin birleşim yerinden ileriye doğru bir akım geçirildiğinde, uygulanan akımın yönüne bağlı olarak, birleşim yerinde

sıcaklığın artmasına ya da düşmesine neden olan bir serbest bırakma ya da absorbe etme ısısının var olduğunu keşfetmiştir.

Termo eleman saykrometre 8000 kPa'a kadar emme değerlerinin yerini tutan %94'ten %100'e kadar bağıl nem aralığını ölçebilmektedir. Yaklaşık 10 kPa 'lık bir doğruluğa kadar emmeleri ölçmek için alet 0.001°C düzenine göre yoğunlaşma noktalarını ayırt edebilmektedir. Bu faktör termokupl saykrometrelerin güvenilirliğini 100 kPa'lık ölçümler için sınırlamaktadır.

Özellikle ölçüm esnasında sıcaklık farklarının etkisinin azaltılmasında termokupl saykrometrelerin tasarımını iyileştirmek için pek çok çalışma yapılmıştır. Rawlins ve Dalton (1967) yerinde ölçümler için bir termokupl saykrometre geliştirerek, sıcaklık etkisini azaltmışlardır.

Arazi ölçümlerinde saykrometrenin kullanılabilmesi için termokuplın koruyucu bir kalkan ile kaplaması fikri Briscoe ve arkadaşları (1981) tarafından ortaya atılmıştır. Brown ve Collins (1980) tarafından kullanılan benzer bir saykrometre şimdilerde Wescor Anonim Şirketi tarafından U.S.A. de üretilmektedir. Termokupl seramik bir kalkan tarafından korunmaktadır. Tampon-tekne (buffer-container) deneyinde ısıtılmış bir kildeki nem hareketlerini takip etmek ve toplam emmeyi ölçmek için bu tip saykrometreyi Wan ve arkadaşları (1995) denemişlerdir (Şekil 1.5). Deney için 5 m derinlikte, 1.24 m çapta bir deney çukuru ve sıkıştırılmış kum-bentonit tamponu kullanmışlardır. Isı kaynağı olarak sondaj deliğinin dikey eksenindeki kilin içerisine bir elektrikli ısıtıcı gömülerek, saykrometre üzerinde kalibrasyon deneyleri yapılmıştır.



Şekil 1.5. Tampon / Tekne deneyinin örneği (Wan vd.,1995)

1.3.4.4.2. Termistör Saykrometreler

Buhar basınçlarını ölçmek için bir pirinç çerçeve etrafında bir gümüş konsantrasyonlu resistör telli direncin kullanımını öneren ilk kişi Hill (1930) olmuştur. Sulu çözeltilerin buhar basıncının ölçümü için bir Wheatson köprüsüne birleştirilmiş uygun termistörlerin kullanımını daha sonraları Brady ve arkadaşları (1951) önermişlerdir. Uygun terimi iki termistör arasındaki elektrik direncindeki farkın %10'dan daha az olması gerektiği anlamına gelmektedir. Ancak önerilen bu termistör saykrometre zemin emme gerilmesi ölçümü için doğrudan doğruya uygulanabilir değildi.

Kuramsal bir analize dayanan zemin emme gerilmesi ölçümü için uygun bir termistör saykrometre Richards (1965) tarafından icat edilmiştir. Saykrometre aşağı uçta 15 kPa'lık bir doğrulukla ve yukarı uçta 300 kPa'lık doğrulukla 10 kPa'dan 10000 kPa'a kadar toplam emmeyi ölçebilmektedir.

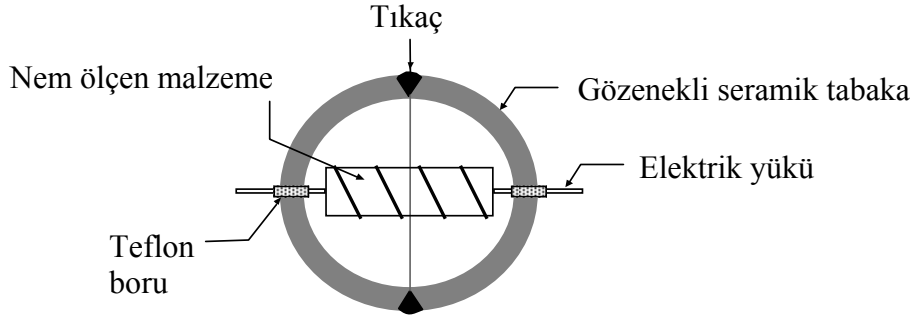
Zeminlerdeki suyun buhar basıncının ölçümü için Brady ve arkadaşlarının (1951) tekniği Kay ve Low (1970) tarafından biraz daha değiştirmiştir. Sıcaklığa hassas eleman olarak iki uygun termistor kullanmışlardır. Sıcaklık farklarını karşılamak için birbirine yakın fakat ayrı bölmelerde uygun termistörler yerleştirerek, ısı dağılımındaki dengesizliği ortadan kaldırmak için her iki termistöre aynı büyüklükte su damlaları yerleştirilmeye dikkat etmişlerdir.

1.3.4.4.3. Higrometreler

Higrometreler kendi aralarında yaygın olarak su buharı adsorplayabilen higrometreler ve yoğunlaşma higrometreleri olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.

1.3.4.4.3.1. Su Buharı Adsorplayabilen Higrometreler

Zemin emme gerilmesinin ölçümü için bir membran koruyuculu higrometrenin kullanımı Richards (1969) tarafından önerilmiştir. Membran koruyuculu higrometrenin tipik bir tasarımı Şekil 1.6'da gösterilmektedir.



Şekil 1.6. Membran koruyuculu higrometre (Richards, 1969)

1.5 cm ile 3.0 cm arasında bir çapı ve 0.1 cm den 0.3 cm ye kadar bir duvar kalınlığı olan küresel membran kalkan 40 kPa' dan 100 kPa'a kadar bir hava girişi değerine sahip olan gözenekli seramikten yapılmıştır. Gözenekli seramik zemin suyunun, membran kalkanın içerisine akmasına izin vermektedir. Higrometrik eleman elektrik telleriyle desteklenmiştir. Elektriği ileten, higrometrik elemanın üzerine kaplanmış su buharı adsorplayan katman, lityum kloritin içeren kısmen hidrolize edilmiş polivinil asetatdan yapılmıştır.

1.3.4.4.3.2. Yoğunlaşma Higrometreleri

Bir zemindeki su buharı, saf serbest su üzerindeki buhardan daha düşük bir yoğunlaşma noktasına sahiptir. Böylece zemindeki yoğunlaşma noktasından, zemin suyunun buhar basıncı hesaplanabilmektedir.

Su potansiyeli ölçümleri için bir yoğunlaşma higrometresi Campbell ve arkadaşları (1973) tarafından geliştirilmiştir. Termokupl saykrometredesine benzer bir yolla yoğunlaşma higrometresinde Peltier etkisini kullanmışlardır.

Yoğunlaşma higrometresinin termokupl saykrometreye karşı olan üstünlüğü, ölçümü yapmak için bol zaman vermesi, önemli bir zaman süresi için sabit kalan yüksek bir çıkış gerilimi üretmesidir (Campbell vd., 1973).

1.3.4.4. Transistör Saykrometreler

Son on yılda teknolojide meydana gelen hızlı ilerlemeyle nispi nemi ölçmek için transistörlerin kullanımı mümkün olmaktadır. Son birkaç yılda Avustralya'da toplam emme gerilmesi ölçümü için etkili bir şekilde termistor saykrometrenin yerine geçecek olan transistör saykrometre geliştirilmektedir. Silikon NPN tipi transistörler Woodburn ve arkadaşları (1993), Truony ve Holden (1995) tarafından kullanılmıştır. Toplam emmeyi ölçmek için saykrometredeki pahalı ve kırılabilir termistörlerin yerine geçecek olan devreleri bir bütün haline getirmişlerdir. Transistör saykrometre termal şekilde izole edilmiş bir banyoda çalışmaktadır. Oda sıcaklığının değişimi ± 0.5 °C arasında olacak şekilde kontrol altında tutulmaktadır. Transistör saykrometre yaklaşık ± 10 kPa'lık bir doğrulukla 100 kPa'dan 10000 kPa'a kadar toplam emme gerilmelerini ölçebilme kabiliyetindedir. Bu doğruluk çoğu mühendislik uygulamaları için gerekli olandan daha büyüktür.

Toplam emme gerilmesi ölçümü için diğer tekniklere kıyasla maliyet, doğruluk, ölçme alanı, deney süresi ve uygulamanın kolaylığı bakımından transistör saykrometrenin en iyi alet olduğu sonucuna varılabilir.

1.3.4.5. Matris Emme Gerilmesinin Dolaysız Olarak Ölçümü

Sıfır tipi basınç plakası ve sıfır tipi basınç membranı (null-type pressure plate and pressure membran), kapilarimetre (tensiometer), zeminlerin matris emme gerilmesini dolaysız olarak ölçmek için yaygın olarak kullanılan aletlerdir. Yüksek hava girişi değerine sahip olan seramik diskler, matris emme gerilmesinin dolaysız olarak ölçümünde kullanılan en yaygın ara yüzeylerdir. Basınç membranı yönteminde ise ara yüzey olarak yüksek hava girişli bir membran kullanılmaktadır. Çözünmüş madde moleküllerinin gözenekli diskin ya da membranın içinden serbest bir şekilde geçmesine izin verildiğinden dolayı bu doğrudan yöntemlerle osmotik bileşeni ölçmek mümkün olmamaktadır.

Matris emme gerilmesinin dolaysız olarak ölçümü için, ölçülecek olan zemin ile su içeren bir basınç ölçüm sistemi arasına ara yüzey olarak suya doygun gözenekli bir disk yerleştirilmektedir. Gözenekli diskin rolü, ölçüm sisteminde tutulan su fazı ile zemin ortamı içindeki hava arasındaki basınç eksikliğini sürdürmektir. Böyle bir basınç

eksikliğini sürdürmek için gözenekli bir diskin kabiliyeti, (1.7) numaralı denklemi kullanılarak belirleyebileceğimiz diskin hava girişi değeriyle ölçülmektedir.

$$u_a - u_w = \frac{2.T_s}{r} \quad (1.7)$$

Burada;

u_a : Zemindeki boşluk havası basıncı

u_w : Ölçüm sistemindeki su basıncı

T_s : Belirli sıcaklıktaki suyun yüzey gerilimi

r : Diskteki en büyük gözenegin eğrilik yarıçapı

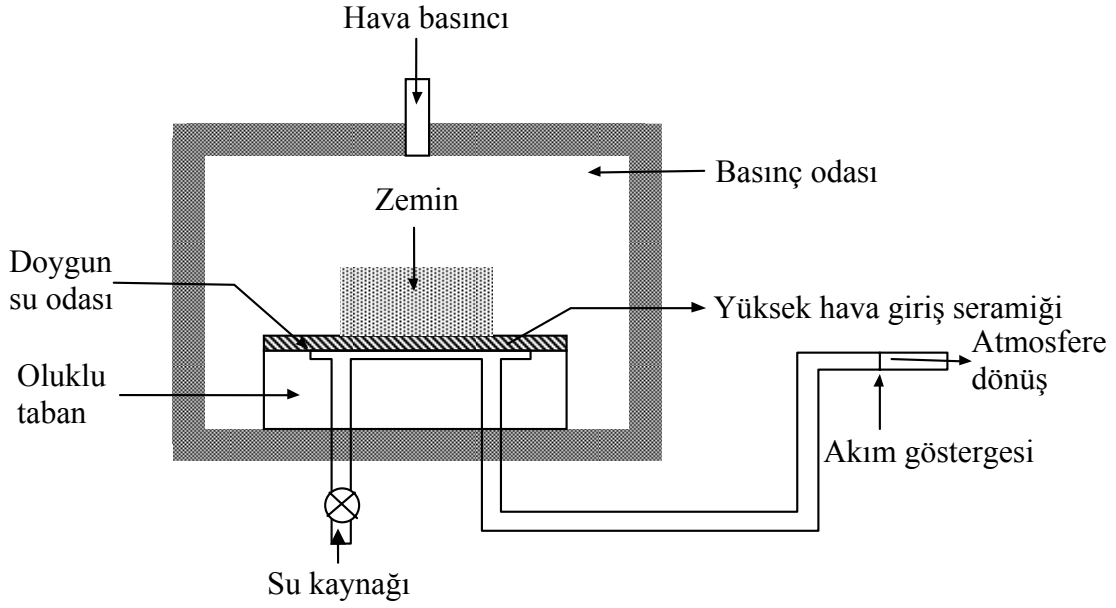
olarak ifade edilmektedir.

Basınç ölçüm sisteminde; suya doymun, gözenekli, yüksek hava girişli bir disk, zemin ile ölçüm sistemi arasına yerleştirilmektedir. Hidrolik eğimin etkisi altında su, diskin içinden akmakta, denge sağlandığında zemindeki matris emme gerilmesi belirlenebilmektedir. Ölçülecek olan matris emme gerilmesinin diskin hava girişi değerini asla aşmaması gerekmektedir.

1.3.4.5.1. Sıfır Tipi Basınç Plakası ve Basınç Membranı (Null-Type Pressure Plate and Pressure Membran)

Sıfır tipi basınç plakası ve basınç membranı yöntemi daha çok emme basınçları ve gerilmeler için kullanılmaktadır (Tekinsoy, 2002).

İlk kez Hilf (1956) tarafından sıfır tipi basınç plakası tekniği önerilmiştir. Bu basit teknik matris emme gerilmesinin dolaysız olarak ölçüm alanını oldukça genişletmiş ve böylece zemin emme gerilmesinin ölçümünde ve kontrolünde alışılmış bir laboratuvar deneyi olmuştur.



Şekil 1.7. Sıfır basınç plakası tekniğinin şematik gösterimi (Hilf, 1956)

Sıfır tipi basınç plakası tekniğinin şematik gösterimi Şekil 1.7'deki gibidir. Suya doymuş olmayan zemin örneği yüksek hava girişli bir seramik diskin üzerindeki kapalı bir basınç odasına yerleştirilmektedir. Seramik diskin altında sıfır akımlı bir gösterge ve bir basınç kontrolü cihazı ile bağlantılı olan doymuş su odası yer almaktadır. Sıfır akımlı gösterge, zeminin su içeriğinin ölçüm esnasında sabit tutulması sağlamak için kullanılmaktadır. Zemindeki boşluk suyu basıncının çevre odası hava basıncındaki artmaya eşit miktarda arttığı Hilf (1956) tarafından gösterilmiştir. Ortamın basıncı artırılarak zemindeki boşluk suyu basıncı arzulanan bir değere kadar artırılabilir. Böylece suyun kavitasyonu probleminden kaçınılmaktadır. Dengeye uygulanan çevre basıncı ile su odasındaki basınç arasındaki fark matris emme gerilmesine sayıca eşit olmaktadır.

Sıfır akımlı durum zemin emme gerilmesi ölçümü için önemlidir. Sıfır akımlı durumu gerçekleştirmek için iki yaklaşım vardır: Birincisi, sıfır akımlı göstergeyi sabit bir pozisyonda tutmak için geri basınç uygulayan bir basınç kontrol ünitesi kullanmak, ikincisi ise seramik diskin altındaki su atmosfere açık iken sıfır akımlı durumu muhafaza etmek için uygulanan ortam basıncını ayarlamaktır.

Basınç plakası tekniğiyle ölçülebilecek olan maksimum emme yaklaşık 1500 kPa'dır. Yüksek emme değerlerinde, dengeye ulaşma süresi arttığından, buhar fazının

başından sonuna kadar uzun bir süre devam eden nem kaybı ve yüksek hava basıncında hava difüzyonunun artması, ölçümün doğruluğunu etkileyebilmektedir. Zeminin doygunluk derecesi arttığında (örneğin %80) sıfır tipi basınç plakası tekniği ile ölçülen matris emme gerilmesi değerleri gerçek değerlerin üzerinde olmaktadır (Bocking ve Fredlund, 1980; Madsen vd., 1986; Campbell, 1988).

Basınç plakası ile ritentivite değişimi veya ilişkisi de çıkarılmaktadır. Belli matris emme gerilmesine karşılık gelen ıslaklığa ritentivite denir. Ritentivite, doygunluk durumundan başlamak üzere gittikçe artan basınç değerlerine göre azalır. Yine bunun başka bir deyişi ile, doygunluk durumundan başlamak üzere, gittikçe artan emme değerlerindeki ıslaklığı gösteren maksimum boşalma eğrilerine, su tutma eğrileri de denilir.

Basınç plakası doymamış zeminlerdeki nem transfer hızının, kantitatif ölçüsünü de verir (Tekinsoy, 2002).

1.3.4.5.2. Kapilarimetreler

Kapilarimetreler arazide zeminin nem-emme gerilmesi ilişkisini çıkarmak veya bir arazide emme gerilmesini bulmak için kullanılır. Ayrıca bir kazı işinde, stabilitenin önceden kestirilebilmesi için de kullanılmaktadır. Kapilarimetre suya geçirimli fakat zemin daneleri ve havaya geçirimsiz olan, seramik gövdeli bir ölçüm aletidir.

Kapilarimetreler ayrıca sulama projelerinde, sulama zamanının saptanmasında ve bir sulamada uygulanacak su miktarının belirlenmesi için de kullanılırlar. Özellikle kaba ve orta daneli zeminlerde etkilidir. İnce daneli zeminlerde zeminin ıslanmasından bir süre sonra zeminin, atmosferik etkiler ve infiltrasyon sonucu, su kaybetmesi nedeniyle profil boyunca çatlamlar oluşur. Bu çatlaklardan giren hava, kapilarimetre göstergelerinin yükselmesine ve dolayısıyla yanlış yorumlamalara neden olabilir.

Yine kapilarimetreler su içeriği miktarı yerine, doğrudan negatif basınç olarak ölçmeye yarar. Su içeriği de bulunmak isteniyorsa, zeminin su-karakteristik eğrisi çıkarılmalı ve kapilarimetre kalibre edilmelidir. Kapilarimetrelerin sağlıklı sonuç verdiği en üst sınır 80-85 cb (santi-bar) emme basıncıdır.

Kapilarimetrelere ait kalibrasyon eğrisini oluşturmak için, arazide kapilarimetrenin yerleştirildiği derinlikten daha fazla derinlik ıslatılarak, bir veya iki gün beklenir. Bundan sonra seramik uca yakın noktalardan, zemin burgusu ile örnekler alınır. Örnekler kapilarimetrelere en çok 100 cm yatay uzaklık içinde alınmalıdır. Örnek alma ile birlikte

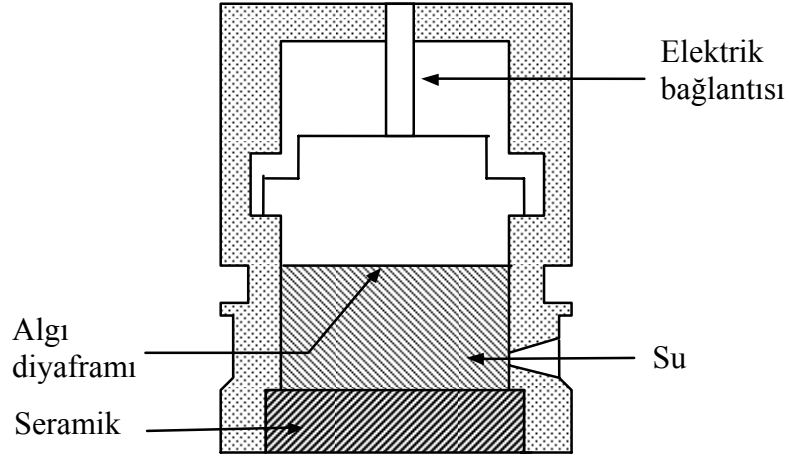
kapilarimetrenin gösterge değeri okunur. Zemin örnekleri laboratuara taşınır ve gravimetrik su içerikleri bulunur. Aynı işlem periyodik olarak, kapilarimetre göstergesinde 8-10 birim artan farklar okunarak işleme devam edilir. Kapilarimetre okumalarına karşı gelen nem miktarları grafiklenir ve böylelikle kalibrasyon eğrisi elde edilmiş olur (Tekinsoy, 2002).

Kapilarimetreler ilk olarak, Buckingham (1907) tarafından önerilen kapiler potansiyel fonksiyonunun ölçümlerini yapmak üzere, Gardner ve arkadaşlarınca (1922) kullanılmışlardır. O zamandan beri ticari olarak değişik kapilarimetreler üretilmiştir.

Geleneksel kapilarimetrede karşılaşılan suyun kavitasyonu problemini gidermek için özel bir kapilarimetre Peck ve Rabbidge (1969) tarafından hazırlanmıştır. Bu kapilarimetre, yarı geçirgen bir membranın arkasına yerleştirilmiş çözeltideki osmotik kuvvetlere bağlı olduğundan osmotik kapilarimetre olarak adlandırılmıştır. Yarı geçirgen membran yoluyla saf su ile temas halinde olan çözelti dengeye ulaştığında, dengedeki hidrostatik basınç osmotik basınca eşit olur. Kapilarimetre bir zemine yerleştirildiğinde çözeltideki basınç, dengeye ulaşarak toplam zemin emme gerilmesine eşit miktarda azalacaktır.

Kapilarimetreler genellikle, sudaki gerilimi ölçmek için kullanılan kısımlarının tiplerine göre üç sınıfa ayrılmaktadırlar. Bunlar; basınç ileten kapilarimetreler (pressure-transducer tensiometers), manometreli kapilarimetreler (manometer tensiometers) ve vakum ölçümlü kapilarimetreleridir (vacuum-gauge tensiometers).

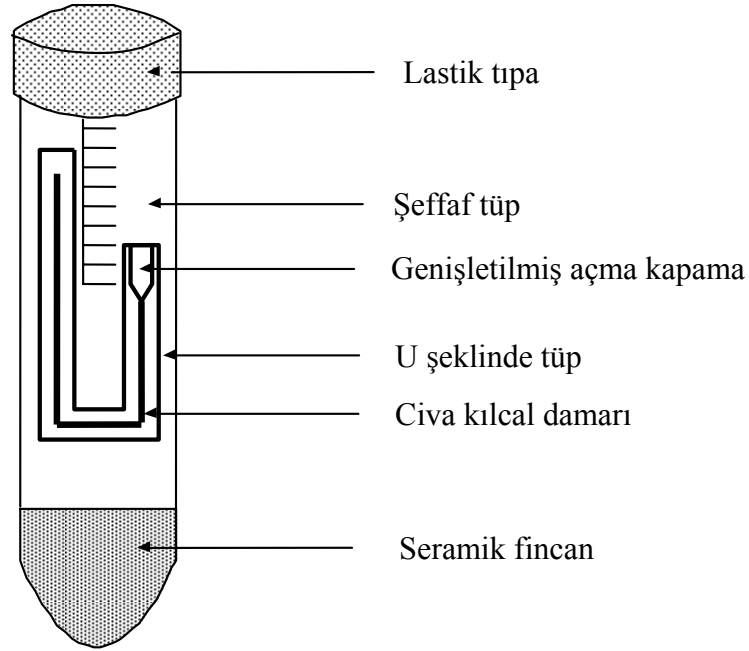
Arazideki zemin emme gerilmesinin ölçümü için basınç ileten sistemli bir kapilarimetrenin kullanımı Watson (1967) tarafından önerilmiştir (Şekil 1.8). Bu tip kapilarimetreler genellikle çabuk bir ölçüm sağlamakta ve zemin emme gerilmesinin otomatik izlenmesine elverişli olmaktadır.



Şekil 1.8. Basınç ileten montajlı kapilarimetrenin şeması (Watson, 1967)

Manometre tipi kapilarimetrelerde, sudaki gerilimi kaydetmek için bir civalı manometre kullanılmaktadır. U şeklindeki bir civalı manometresi olan boru şeklinde ilginç bir kapilarimetre Mottes (1975) tarafından tasarlanmıştır (Şekil 1.9). Bu kapilarimetre kolayca kullanılabilmesi ve herhangi bir yere nakledilebilmesi nedeniyle oldukça pratiktir.

Vakum manometreli kapilarimetrelerde ise, sudaki negatif basıncı ölçmek için bir vakum manometresi kullanılmaktadır.



Şekil 1.9. Manometreli kapilarimetrenin şematik gösterimi (Mottes, 1975)

Kapilarimetrelerde ölçüm sırasında oluşan hava kabarcıklarının uzaklaştırılması gerekmektedir. Bu işlem ölçüm sistemine vakum uygulanarak yapılabilmektedir.

Kapilarimetre kupasının büyüklüğünün ölçümdeki etkisi Hendrickx ve arkadaşları (1994) tarafından incelenmiştir. Kapilarimetre kupası büyüdükçe, zemin emme gerilmesi ölçümlerinin değişkenliğinin azaldığını ve buna paralel olarak arazide ihtiyaç duyulan kapilarimetre sayısının da azaltıldığını belirtmişlerdir.

1.3.4.6. Zemin Emme Gerilmesinin Dolaylı Olarak Ölçümü

Zemin emme gerilmesinin dolaylı olarak ölçümünde kullanılan yöntemler; ısı iletkenlik sensörleri (thermal conductivity sensors), elektriksel iletkenlik sensörleri (electrical conductivity sensors) ve filtre kağıdı yöntemi (filter paper) olarak sıralanabilmektedir.

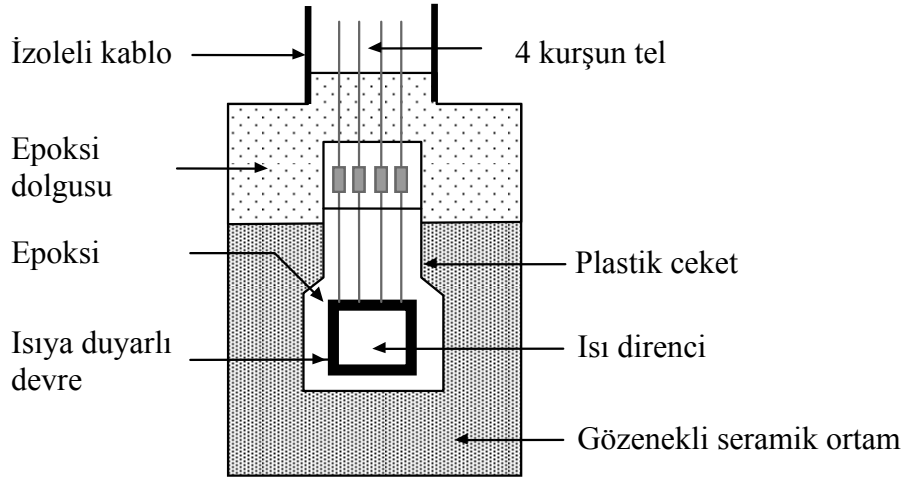
1.3.4.6.1. Isıl İletkenlik Sensörleri

Zeminlere ait matris emme, standart poroz blokların sensör olarak kullanılması ile de ölçülebilir. Bu sensör veya algılayıcılar naylon, fiberglas, alçı blokları, kil seramikler, sinterlenmiş camlar ve metallerdir. Bu poroz blokların elektrik ve termal geçirgenlikleri ölçülür. Böyle poroz malzemelerin termal veya ısı özellikleri, su içerikleri ile yakından ilgilidir (Tekinsoy, 2002).

Isıl iletkenlik sensörleri, ısı iletkenlik ile su emici bir bloğun su içeriği arasındaki karşılıklı ilişkiye dayanmaktadır. Bilindiği gibi su, havadan daha etkin bir iletkendir. Emici blok zeminle temas ettirildiğinde bloktaki matris emme gerilmesi, zemindeki matris emme gerilmesine eşit oluncaya kadar ya nemi emecektir ya da nemi kusacaktır. Sonuç olarak bloğun ısı özellikleri değişmektedir. Uygulanan matris emme gerilmesine karşı bloğun ısı iletkenlikleri kalibre edilerek, zeminle temas halinde olan bloğun ısı iletkenliği ölçülerek bir zeminin matris emme gerilmesi ölçülebilmektedir. Ancak her zemin için ayrı ayrı kalibrasyon yapılmalıdır. Isıl iletkenlik sensörlerinin elektrik iletkenlik sensörleri üzerindeki apaçık bir üstünlüğü, tuzluluğun ve sıcaklığın ısı ölçümler üzerindeki etkilerinin çok daha küçük olmasıdır.

Çeşitli ısı iletkenlik sensörleri, değişik araştırmacılar tarafından geliştirilmiştir. Fredlund vd. (1994) tarafından geliştirilen ısı iletkenlik sensörü, sıcaklığa hassas bir eleman içeren gözenekli bir seramik bloktan ve çok ufak bir ısıtıcıdan oluşmaktadır (Şekil 1.10). Isı kaynağı bloğun merkezinde bulunmaktadır. Üretilen ısının belli bir miktarı blokta mevcut olan suyun miktarına bağlı olarak bloğun her tarafına dağıtılmaktadır. Dağıtılmayan ısı, bloğun merkezinde sıcaklık artışına neden olmaktadır. Belirlenen zaman aralığından sonra hassas bir eleman vasıtasıyla sıcaklık ölçülmekte ve büyüklüğü gözenekli bloğun su içeriğine ters orantılı olmaktadır. Seramik gövdenin su içeriği, seramik çevresinde bulunan zeminin gövdeye uyguladığı kapiler basınca bağlı olarak değişir. Bu özellik yardımı ile aletin kalibrasyonu, uygulanan emmeye karşı gelen ve sensörün verdiği milivoit okuması olarak yapılır (Önalp, 1997).

Zemin-su durumunu ölçmek için Richards (1955) tarafından elektro-termal bir eleman tasarlanmıştır. 10kPa'dan daha küçük bir hava girişi değerine sahip olan gözenekli bir seramik fincandan oluşturulmuş gözenekli ortama, elektro-termal eleman monte edilmiştir. Sıcaklık artışı, numunenin su içeriği ve matris emme gerilmesi gibi zemin suyu koşullarıyla ilişkilendirilebilmektedir.



Şekil 1.10. Bir ısı iletkenlik emme sensörünün enine kesitli bir şeması (Fredlund vd., 1994)

Phene ve arkadaşları (1971) alçı taşı, seramik, seramik karışımları, potansiyel su emici malzemeler olarak incelemiştir. Seramiğin doğrusal bir reaksiyon göstermede ve nispeten sabit bir katı emmesi sağlamada en elverişli malzeme olduğu anlaşılmıştır.

Ticari amaçlı olarak üretilen ısı sensörleri sadece 10 kPa'dan 300 kPa'ya kadar uzanan emmeleri ölçebilmektedirler. Emme ölçümlerinin doğruluğu, yaklaşık 170 kPa'nın üstündeki değerler için genellikle tatmin edici düzeyde değildir. Ayarlama ve kurma esnasında seramik uçlar narin ve gevrek olduğundan parçalanma ve çatlamaya maruz kalabilmektedir. Ayrıca, su ile temas süresi uzadıkça sıcaklığa hassas elektronikler, hasara uğrayabilmektedir. Ticari ısı iletkenlik sensörlerinin yapılmaları pahalıdır ve işletme masrafları yüksektir. Yinede ısı iletkenlik sensörleri, geoteknik mühendisliğinde hızlı reaksiyonları ve otomatik bilgi edinme sistemleri sebebiyle geniş bir uygulama alanı bulmaktadırlar. Bu sensörler zemin-su koşullarının uzun süreli izlenmesi için elverişlidirler.

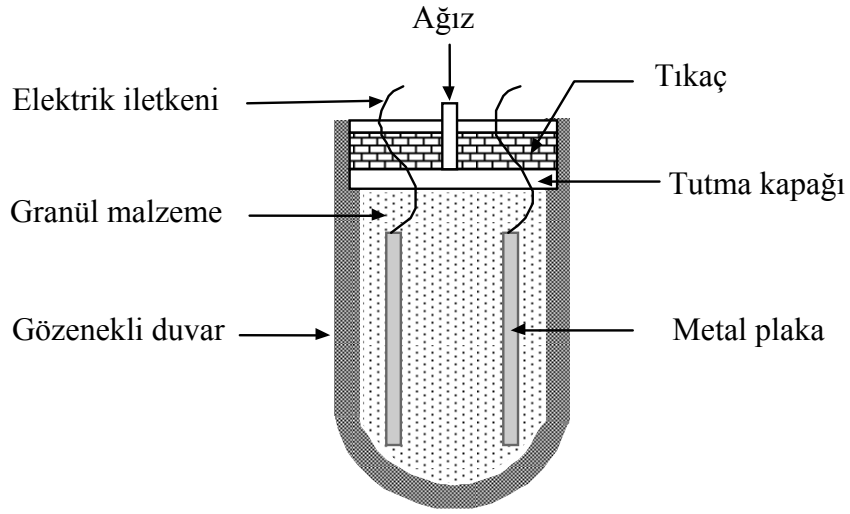
1.3.4.6.2. Elektriksel İletkenlik Sensörleri

Zemin emme gerilmesinin ölçümü için kullanılan elektriksel iletkenlik sensörü, gözenekli su emici bloktan oluşmaktadır. Su emici bloğun elektrik direnci, su içeriğine bağlı olarak değişmektedir. Su emici blok, zeminle temas edecek şekilde yerleştirildiğinde bloktaki ve zemindeki matris emme gerilmeleri eşit oluncaya kadar su alışverişi devam etmekte ve bloğun su içeriğindeki değişiklik, elektrik direncinde değişikliğe yol açmaktadır. Bu yüzden gözenekli bloğa uygulanan matris emme gerilmesine karşı, eğer bloğun elektrik direncindeki değişiklik önceden ayarlanabilirse zeminle temas halindeki bloğun elektrik direnci ölçülerek zeminin matris emme gerilmesi hesaplanabilmektedir. Su emici blok için kullanılan malzeme; hassas ölçüm yapabilmek için büyük bir emme kapasitesine sahip olmalı, hızlı emme ve kuruma kabiliyetlerine sahip olmalı, sert bir malzemedir yapılmalı, gözenekli olmalı ve zeminin tuzluluk derecesindeki değişikliklerin etkilerini en aza indirmek için uygun bir çözünürlüğe sahip olmalıdır (Bouyoucos ve Mick, 1940).

Gözenekli blok yapımında bir çok gözenekli malzeme kullanılmıştır. Bu malzemeler, sıkı cam dokuma (Colman, 1950), elektrotlar arasında naylon dokuma olan dikdörtgen şeklinde bir plaka (Bouyoucos, 1956), Paris plasteri (alçı) (Rosenthal ve Tenafly, 1956) ve suda çözünmeyen fakat su geçirir bir reçine bağlayıcısı ile doyurulmuş bir Paris plasteri bloğu (Bouyoucos, 1956) şeklinde sayılabilmektedir. Hasenbeck (1979, U.S.Pat.4, 137-831) iki elektrik plakasının gömüldüğü, içi granüler ile doldurulmuş gözenekli bir duvar kullanmıştır (Şekil 1.11) .

Emici bloğun dışındaki elektrotun etrafında meydana getirilen elektrik alanın kesilmesi, blok ve zemin arasındaki dirençte arzu edilmeyen bir etken oluşturmaktadır (Cummings ve Chandler, 1940). Bu sorunu çözebilmek için ortak eksenli elektrotların kullanıldığı bir tasarım önerilmiştir (Croney vd., 1951).

Elektriksel iletkenlik yönteminin sakıncalarından biri de zeminin tuzluluğunun ve sıcaklığın elektrik direnci üzerinde önemli etkilerinin olmasıdır.



Şekil 1.11. Elektriksel iletkenlik matris sensörü (Hasenbeck, 1979)

1.3.4.6.3. Filtre Kağıdı Yöntemi

Zemin emme gerilmesinin dolaylı olarak ölçülmesini sağlayan yöntemlerden biri de filtre kağıdı yöntemidir.

Filtre kağıdı yöntemi 60 yıldan daha fazla bir süredir zemin emme gerilmesi ölçümlerinde kullanılmaktadır. Bu yöntem, maliyetinin düşük olması ve ölçüm kolaylığı nedeni ile pek çok araştırmacı tarafından zemin emme gerilmesi ölçümleri için kullanılır.

Zemin emme gerilmesi, doygun olmayan zeminlerin tanımlanan nem şartlarının en önemli parametrelerinden biridir. Zemin emme gerilmesi ölçümleri, doygun olmayan zeminlerin mühendislik uygulamaları için çok önemlidir. Filtre kağıdı yöntemi bir laboratuvar deney yöntemidir (Gardner, 1937). Son zamanlarda birçok araştırmacılar tarafından bu yöntemin anlaşılmasına katkıda bulunan çalışmalar yapılmıştır (Greacen vd., 1987; Fredlund ve Rahardjo, 1988; Chandler vd., 1992; Miller, 1992; Deka vd., 1995;

Swarbrick, 1995). Gallen (1987), 1986'ya kadar literatür taramasını, geniş bir açıdan yeniden gözden geçirmiştir. Zemin emme gerilmesi ölçümü için standart bir yöntem olarak filtre kağıdı yönteminin ASTM tarafından (D5298-92) benimsenmesi ancak son zamanlarda gerçekleşmiştir.

Filtre kağıdı yöntemi, bir filtre kağıdının su emebilme karakteristiklerine dayanmaktadır. Zemin ortamına filtre kağıdı yerleştirildiğinde zemindeki emme, filtre kağıdındaki emmeye eşit oluncaya kadar filtre kağıdı nemi ya emecek ya da kusacaktır. Dengeye ulaşıldığında, zemindeki emme gerilmesi kağıdın su içeriği ölçümünden belirlenebilmektedir. Bu yöntem filtre kağıdının su içeriği ile zemin emme gerilmesi arasında bir kalibrasyon yapılması gerekmektedir. Filtre kağıdı yöntemi, filtre kağıdı ile zemin arasındaki temas koşuluna bağlı olarak zeminin toplam emme gerilmesi ya da matris emme gerilmesini ölçebilmektedir. Filtre kağıdı bir sensör gibi kullanılır.

Yarım yüzyıldan daha fazla bir süredir filtre kağıdının tercih edilmesinin nedenleri aşağıdakilere bağlanabilmektedir:

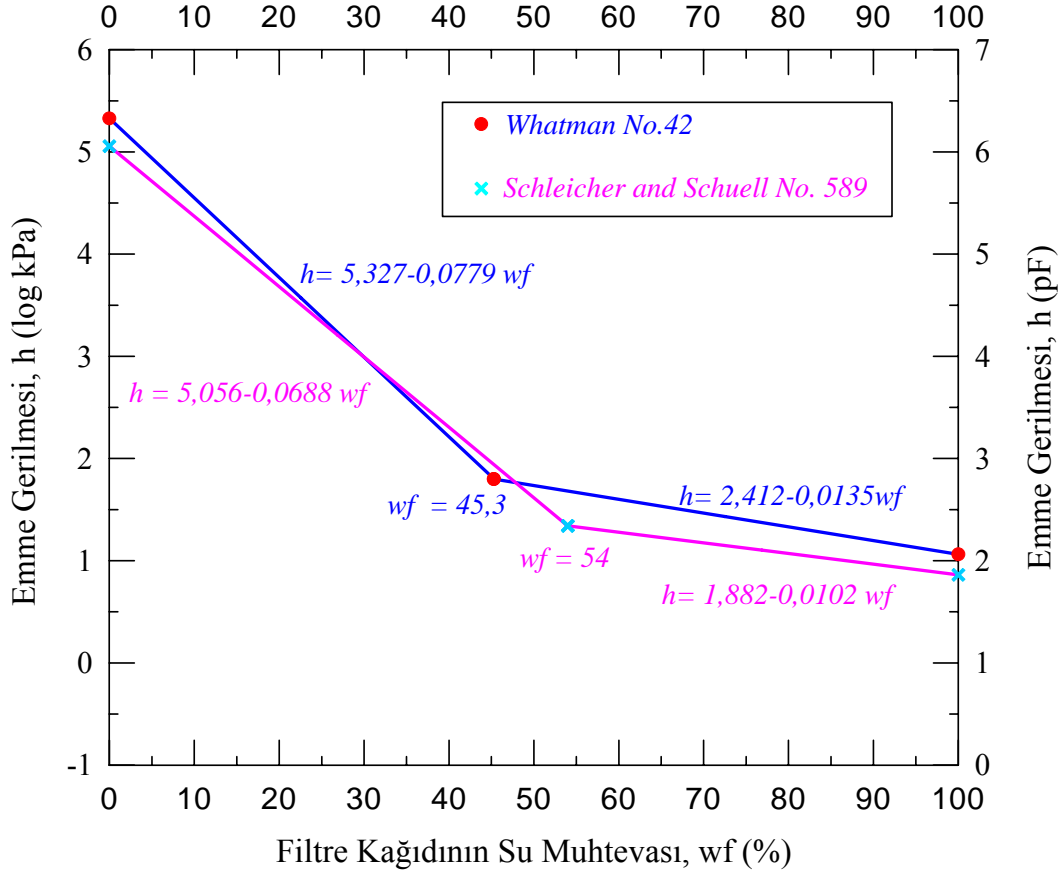
- * Diğer mevcut yöntemlere kıyasla filtre kağıdı ile emme gerilmesinin ölçümünün maliyetinin düşük olması,
 - * Filtre kağıdının kalınlığının ince olmasından dolayı, emmenin geniş bir alanda kısa bir sürede eşitlenebilmesi,
 - * Aynı marka filtre kağıtlarının su emebilme davranışlarında yok denecek kadar küçük farklılıkların olması,
 - * Diğer elverişli nem emebilme malzemelerinin bulunmasında karşılaşılan güçlük,
 - * Kalibrasyon ve ölçüm esnasında fiziksel bütünlüğü ve kimyasal kararlılığı muhafaza etmede filtre kağıdının kabiliyeti,
- olarak sıralanabilir.

En yaygın olarak kullanılan filtre kağıtları Whatman No.42 ve Schleicher & Schvell No.589'dir. Schleicher & Schvell No.589 filtre kağıdı Kuzey Amerika'da daha çok revaçta iken Whatman No.42 filtre kağıdı genellikle Avrupa ve Avustralya'da kullanılmaktadır. ASTM D5298-92 tarafından sunulan standart yöntem Greacen ve arkadaşları (1987) tarafından çizilen kalibrasyon eğrilerini tavsiye etmektedir. Tavsiye edilen kalibrasyon eğrileri çoğunlukla Whatman No.42 filtre kağıdı için Fawcett ve Collis-George (1967) tarafından yapılan araştırmadan ve Schleicher ve Schuell No.589 filtre kağıdı için McQueen ve Miller (1968) tarafından yapılan araştırmadan yararlanmaktadır (Şekil 1.12).

Filtre kağıdı yöntemi ile yapılan ölçümlerin doğruluğu; filtre kağıdının kendi içindeki değişimlerden, kullanılan terazinin hassasiyetinden, kalibrasyonun doğruluğundan, çevresel dalgalanmalardan (örneğin sıcaklık ve nem koşulları) ve farklı kullanıcılar arasındaki ölçüm değişimlerinden etkilenmektedir.

Şekil 1.12’de çizilmiş olan kalibrasyon eğrileri filtre kağıtlarının farklı kısımları arasındaki farka önem vermemektedir. Ancak, aynı cins filtre kağıdı için farklı kısımlar arasında bazı farklılıkların var olabileceği Deka ve arkadaşları (1995) tarafından belirlenmiştir. Filtre kağıdı tekniği kuru zeminler için matris emme gerilmesini belirlemede daha güvenilir olmaktadır. Kuru zeminler için 7 günden daha uzun eşitleme sürelerinin gerekli olduğu belirtilmektedir.

Yakın zamanda Taşıma Araştırma Laboratuvarında (Transportation Research Laboratory, TRL) filtre kağıdı yöntemi kullanılarak yerinde toplam emme ölçümü için bir emme sondası geliştirilmiştir (Crilly vd., 1991; Gourley vd., 1995). Whatman No.42 filtre kağıdının kalibrasyonu için sıcaklık etkileri ve eşitleme süresi hesaba katılmıştır. Değişken olarak filtre kağıdının su içeriği, eşitleme süresi ve sıcaklığı kapsayan bir kalibrasyon denklemi çıkarılmıştır. Deneysel verilerdeki dağılım önceden yayımlanan kalibrasyonlardan daha düşük olarak $\pm\%10$ civarında bulunmuştur. Ancak kalibrasyon TRL emme sondası için sadece spesifik olacak şekilde düşünülmüştür. Bu emme sondası çeşitli yeraltı araştırmaları için Avustralya’da, Brezilya’da ve İngiltere’de kullanılmaktadır.



Şekil 1.12. İki çeşit filtre kağıdının su içeriğine bağlı olarak emme-su içeriği eğrilerinin kalibrasyonu (ASTM D5298-92; Greacen vd., 1987)

Filtre kağıdının su içeriğinin ölçümü için zemin numunesinin saklandığı kabın içine sokulabilen, küçük, ucuz bir elektronik terazinin kullanımı Woodburn (1995) tarafından önerilmiştir. Kap yaklaşık 75 mm çapında bir kapağa ve yaklaşık 400 cm³'lük bir hacme sahiptir. 300 grama kadar zemin numunesi kaba yerleştirilerek, yaklaşık olarak 0.05 gramlık bir filtre kağıdı teraziye asılarak ve her dakika tartılmıştır. Sonuçlar elektronik bir şekilde elde edilerek saklanmıştır. Bu yaklaşım verilerin vasıtasız toplanmasına, nakline, hesabına ve böyle filtre kağıdı yöntemi için kullanıcı bağıllığını azaltmaya imkan sağlamaktadır. Bu yöntemdeki filtre kağıdı zeminle temas halinde bulunmamaktadır. Bu yüzden bu yöntem matris emme gerilmesi ölçümü için kullanılamamaktadır.

Bir kuru filtre kağıdı doğrudan zemine degecek şekilde yerleştirilirse, zeminle filtre kağıdı arasında denge oluşuncaya kadar su akımı başlar. Bu kez filtre kağıdı zemine yakın fakat, zemin örneğinden ayrık olarak yerleştirilirse, zemin örneğinden filtre kağıdına su buharı akımı başlar. Bu akım, su buharı dengesi oluşunca durur. Her iki durumda da filtre kağıdının su içeriği ölçülür. Bu su içeriği zeminin belli bir emme gerilmesine karşılık

gelir. Teorik olarak filtre kağıdının doğrudan zemin örneğine teması matris emme gerilmesine, zemin örneğine değmemesi ise toplam emme gerilmesine karşılık gelir (Tekinsoy, 2002)

1.3.4.7. Zemin Emme Gerilmesinin Dolaylı Olarak Ölçümündeki Son Gelişmeler

Zemin emme gerilmesini dolaylı olarak ölçmek için son zamanlarda ultrasoniklerin kullanımı, yeni su emici malzemelerin kullanımı, zemin-su elektro-optik özelliklerinin kullanımı da önerilmektedir.

1.3.4.7.1. Ultrasonikler

Matris emme gerilmesinin değerlendirilmesinde Kasap ve arkadaşları (1994), düşük radyo frekanslı (~100kHz) ultrasonik ölçümleriyle çok gözenekli bir seramiğin su içeriğinin belirlenmesini kullanmışlardır. Prensipte, alıcı transdüşer üzerinde bir çıkış gerilimi olarak iletilen dalganın büyüklüğü ölçülerek gözenekli seramik içinden ses dalgaları göndermeye dayanmaktadır. Çıkış geriliminin hacimsel bir su içeriği ile karşılıklı ilişkisi vardır. Bu yüzden su içeriğinin bir fonksiyonu olarak gözenekli seramik içinden ultrasonik dalgaların azalmasında bağlı olarak bir ölçüm yapılabilmektedir.

Alıcı transdüşerin çıkış gerilimi ile seramiğin hacimsel su içeriği arasında aşağıdaki bağıntı kullanılarak yaklaşık olarak şöyle bir ilişki kurulabilmektedir.

$$\ln\left(\frac{V_{out}}{V_{in}}\right) = A + B.\theta_w + C.\theta_w^2 \quad (1.8)$$

Burada;

V_{out} : Çıkış gerilimi

V_{in} : Giriş uyarım gerilimi

θ_w : Hacimsel su içeriği

A,B,C : Verilen seramik sensör için kullanılan sabitleri

olarak ifade edilmektedir.

Matris emme gerilmelerinin 50 kPa'ın yukarısındaki değerleri için uygun olacağı düşünülmesine rağmen zemin emme gerilmesi ölçümleri için bu yöntemin fazla uygulaması yapılmamıştır (Guan, 1996). Ultrasonik ölçümleri kullanmanın başlıca sakıncası ölçümün suyun tuz konsantrasyonuna bağlı olmasından kaynaklanmaktadır.

1.3.4.7.2. Yeni Su Emici Malzemeler

Filtre kağıdı yönteminin yerine alternatif olarak mili gözenekli MF filtrasyon membranları ve selüloz dikişsiz boruları Sibley ve Williams (1990) tarafından denenmiştir. Kalibrasyonu için ise, filtre kağınının kalibrasyonuna benzer bir işlem yapılmıştır. Mili gözenekli filtrasyon membranlarının Whatman-Grade 42 filtre kağına ve selülozlu borulara kıyasla 30 kPa-1000 kPa arasındaki emme gerilmelerinin belirlenmesinde daha hassas ölçümler sağladığı anlaşılmıştır. 30 kPa-300 kPa arasındaki değerlerde 0,025 µm gözenek boyutuna sahip mili gözenekli filtrasyon membranının %10'luk bir güvenlik artışı sağladığı belirtilmekte ise de deneysel ölçümlere ait verilere rastlanamamaktadır (Guan, 1996).

1.3.4.7.3. Suyun Elektro-Optik Özellikleri

Zemin suyu ölçümleri için suyun optik özelliklerinin kullanımı nispeten yeni bir konudur (Auer, 1981; Twersky vd., 1984).

Zemin emme gerilmesinin ve su içeriğinin ölçümü için elektro optik bir yöntem Cary ve arkadaşları (1989, 1991) tarafından önerilmektedir. Ölçüm, ışığın su ve hava içerisinden geçerken oluşturduğu kritik açılarından faydalanarak, gözenekli malzemenin içinden geçen ışığın, danelerce adsorbe edilmiş su filminin eğri büğrü yolunu takip etme eğilimde olduğu teorisine dayanmaktadır. Örneğın seramikler, naylon dokumalar ve belirli bir derecede ısıtılmış cam karışımı gibi bazı kuru, donuk gözenekli malzemeler gözeneklerinde su mevcut olduğunda bir miktar ışığın geçmesine müsaade etmektedirler.

Bir yığın içerisine farklı gözenek boyutlarına sahip belirli bir derecede ısıtılmış cam diskler monte edilerek, direncin sürekli değişimi kurudan doygun hale kadar olan nem şartlarını kapsayan su içeriğinin bir fonksiyonu olarak ifade edilebilmektedir (Cary vd., 1991).

1.3.5. Su Tutma Eğrileri (STE)

Zemin-su karakteristik eğrisi (Soil-Water Retention Curve, SWRC) veya bu çalışmadaki adıyla zeminin su tutma eğrisi (STE), bir zeminin hacimsel su içeriği ile matris emme gerilmesi arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

Matris emme gerilmesi (ψ), boşluk havası basıncı (u_a) ile boşluk suyu basıncı (u_w) arasındaki farka eşittir. Geoteknik mühendisliği uygulamalarında genellikle boşluk havası basıncı atmosferik basınca eşittir ve hesaplara sıfır olarak katılmaktadır. Suyu doymun olmayan zeminler için boşluk suyu basıncı ise daima negatiftir (yani atmosferik basıncın altındaki bir basınçta) ve emme diye adlandırılmaktadır.

Hacimsel su içeriği (θ) ise zemin içerisindeki su hacminin (V_w) zeminin toplam hacmine (V_t) oranıdır.

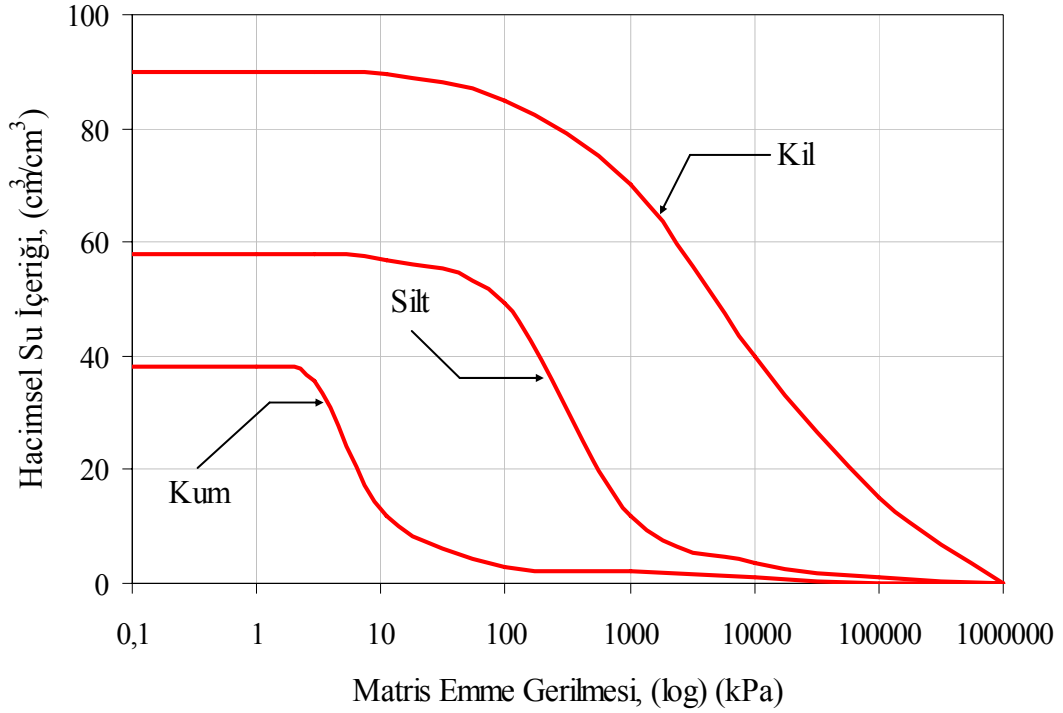
Zemin boşluklarındaki hava basıncının arazide ölçümü oldukça zordur. Bu nedenle zemin tansiyonu veya emme basıncının laboratuvarda tayini tercih edilmektedir. Buna ilave olarak ($u_a - u_w$) emme potansiyeline karşı gelen basınç veya tansiyonun, ölçme sırasında sabit tutulması gerekir (Tekinsoy, 2002).

Su tutma eğrisinin şeklinin zeminin boşluk granülometrisine bağlı olduğu varsayımına dayanan su tutma eğrisi için genel bir denklem Fredlund ve Xing (1994) tarafından önerilmiştir. Önceden yayımlanmış eserlerden elde ettikleri deneysel veriler için en uygun parametre değerlerini belirlemek için, doğrusal olmayan bir en küçük kareler yöntemini içeren bilgisayar programı kullanmışlardır .

Tinjum ve arkadaşları (1997), farklı su içeriği ve kompaksiyon enerjilerinde hazırlanmış dört kil kaplama üzerindeki laboratuvar çalışmaları sonucu su tutma eğrileri elde etmişlerdir. Su tutma eğrilerinin şeklini belirlemede kompaksiyon sırasındaki zeminin su içeriğinin rolünün kompaksiyon enerjisinden daha önemli olduğunu keşfetmişlerdir. Bununla beraber, elde ettikleri deney sonuçları, simetrik olmayan su içerikleri için neredeyse aynı kuru yoğunluk değerlerini elde ettiklerini göstermektedir. Sonuç olarak, kompaksiyon sırasındaki su içeriğinin ve kompaksiyon enerjisinin su tutma eğrilerinin şekli ve düzeni üzerine etkisi konusundaki sonuçları şüphe uyandırmaktadır (Yaldo, 1999).

Su tutma eğrilerinin şekli, zeminin boşluk boyutu dağılımının fonksiyonudur (Tinjum vd., 1997). İri daneli zeminler için çizilen eğriler, ince daneli zeminler için çizilen eğrilerden daha solda ve daha dik olmaktadır (Şekil 1.13). Genellikle daha düşük plastisite indisi değerlerine sahip olan iri daneli zeminlerin (killerle kıyaslandığında), daha düşük

hava-girişi değerine, daha küçük kalıcı su içeriğine sahip olması ve doymun haldeki su içeriğinin daha küçük değerlerde bulunması beklenmektedir (Yaldo, 1999).



Şekil 1.13. Değişik zeminlerin zemin-su tutma eğrileri (Fredlund ve Xing, 1994)

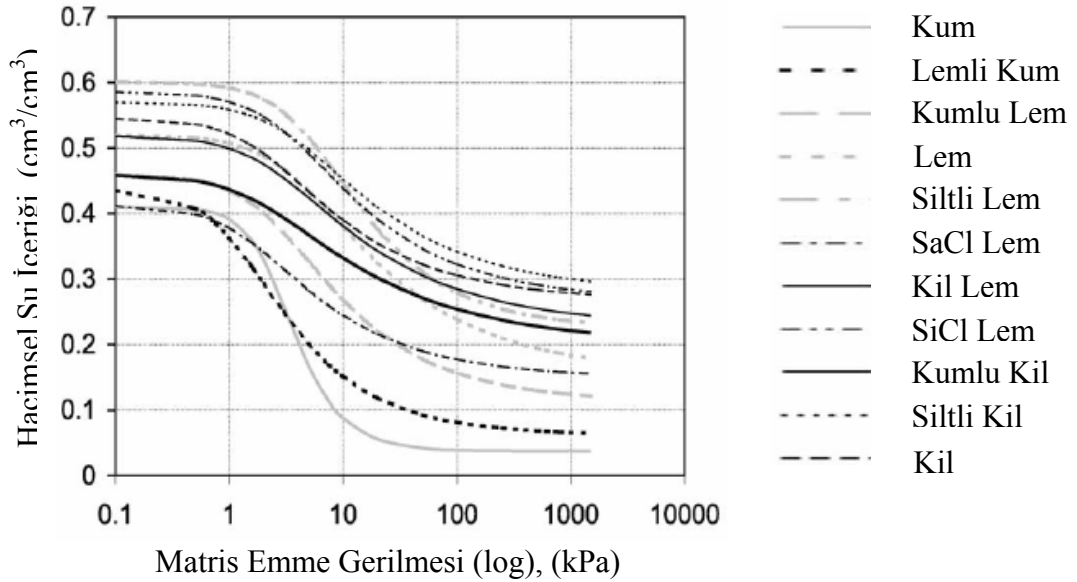
Arazideki kil dolgularında ve örtülerinde kuruma esnasında zeminin su içeriği azalmakta ve geriye kalan boşluk suyu, gittikçe büyüyen emme gerilmesi ile tutulmaktadır. Bu tip durumlarda su tutma eğrisi bilgisi, eğer minimum su içeriği tahmin edilirse belirli bir örtü kaplamasının içindeki beklenen maksimum emmeyi tahmin etmek için kullanılabileceğinden dolayı önemlidir (Miller vd., 1998).

Yesiller ve arkadaşları (1999) yaptıkları araştırmalar sonucunda, zeminin kuruyarak çatlama başlamasının zeminin cinsine ve kompaksiyon şartlarına bağlı olan kritik bir emme değerine dayandığını göstermişlerdir. Bir arazideki dolgu kaplamasının nem karakteristiği, diğer geoteknik parametreleri gibi önemli bir proje faktörü olmaktadır.

Medina ve arkadaşları (2002) arazi yöntemleriyle zeminin su tutma eğrisini belirlemenin pahalı, zor ve çok zaman alıcı olması nedeniyle birkaç dolaylı yöntem geliştirmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, Küba'nın üç doğu vilayetinden alınan Rhodic Ferrasol adlı malzemenin zemin su tutma eğrilerini belirlemek için pedo-transfer fonksiyonlar (PTFs) ve fractal analizler kullandılar. Farklı emme yüksekliklerinde deneysel

ve tahmin edilen zemin su içeriği her model için karşılaştırıldı. Tahminlerin doğruluğu ortalama fark (MD) ve farkların karesinin ortalamasının karekökü (RMSD) ile değerlendirildi. Sonuçlarda diğer fonksiyonlar için ölçülen değerlerle tahmin edilen değerler arasında az bir uyum olduğunu göstermiştir. Ortalama fark ve farkların karesinin ortalamasının karekökünden belirlenen ANOVA yöntemi başlıca farklı ara modeller göstermiştir. Değişim ara modelleri, MD durumunda toplam değişim %91'ini hesap ederken RMSD %85'ini hesap etmiştir.

Hodnett ve Tomasella (2002) sıcak ve tropikal zeminlerin van Genuchten zemin su tutma parametrelerini kullanarak su tutma eğrileri elde etmişlerdir (Şekil 1.14).



Şekil 1.14. Değişik zeminler için van Genuchten parametrelerini kullanarak elde edilen su tutma eğrileri (Hodnett ve Tomasella, 2002)

Rajkai ve arkadaşları (2004) geleneksel ve değiştirilmiş istatistiksel yaklaşımları kullanılarak türetilen pedo-transfer fonksiyonlarla (PTFs) su tutma eğrilerini belirlemenin ne kadar mümkün olduğunu araştırmışlardır. Üç parametrelili van Genuchten (1984) fonksiyonu kullanılarak zeminlerin su tutma eğrisi parametreleri belirlenmeye çalışılmıştır.

1.3.5.1. Su Tutma Eğrisi İçin Önerilen Denklemler

Farklı özelliklere sahip zeminlerin su tutma eğrilerinin şeklini tahmin edebilmek için değişik araştırmacılar tarafından bir çok model geliştirilmiştir. Bu modellerin her biri çeşitli parametreleri gerektirmektedir. Bu parametrelere, doymun su içeriği, hava girişi değeri, kalıcı su içeriği ve benzeri gibi zeminin hidrolik karakteristikleri örnek verilebilmektedir. Ayrıca, bu modeller, deneysel verilerle çizilen uygun eğrilerden elde edilen başka parametreleri de kapsamaktadır. Tipik olarak bir zemin-su tutma eğrisi Şekil 1.15'te gösterilmektedir. Şekil 1.15'te yer alan parametreler zeminin hidrolik karakteristikleridir.

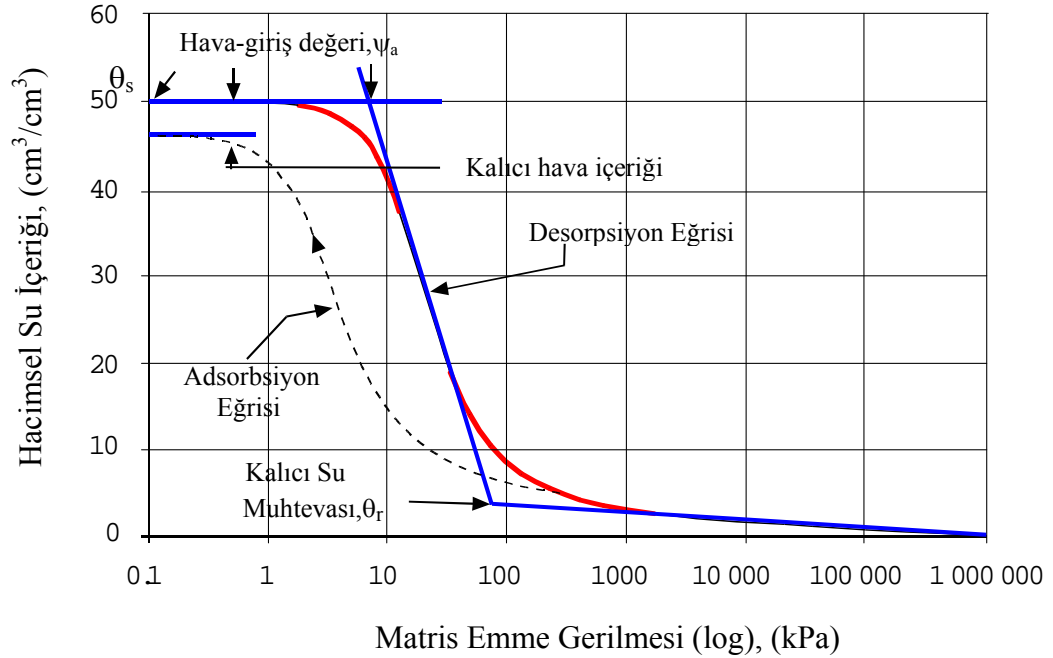
Bu parametreler;

θ_s : Tüm boşlukların su ile dolu olduğu haldeki doymunluk su içeriği,

θ_r : Kalıcı su içeriği,

ψ_a : Boşluk suyunun yerini almaya başladığı andaki hava girişi değeri,

olarak ifade edilmektedir.



Şekil 1.15. Tipik bir su tutma eğrisi terimlerinin belirlenmesi (Fredlund ve Xing, 1994)

Su tutma eğrisi denklemleri 2, 3 ve 4 parametrelidir olmak üzere üç grupta incelenebilmektedir.

İki parametrelidir denklemler:

1-) Williams (1983) tarafından önerilen denklemdedir matris emme gerilmesinin (ψ) logaritması ile hacimsel su içeriğinin (θ_w) arasındaki ilişki dikkate alınmaktadır.

$$\ln(\psi) = a + b \cdot \ln(\theta_w) \quad (\text{Parametreler: } a, b) \quad (1.9)$$

Üç parametrelidir denklemler:

1-) Gardner (1958) tarafından önerilen denklemdir,

$$\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + a \cdot \psi^b} \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, b) \quad (1.10)$$

veya;

$$\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + \left(\frac{\psi}{a}\right)^b} \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, b) \quad (1.11)$$

şeklinde ifade edilebilmektedir.

2-) Brooks-Corey (1964), denklemlerde kullanılan parametreleri değiştirerek denklemlerini iki farklı biçimde ifade etmişlerdir.

$$a-) \quad \theta_w = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{a}{\psi}\right)^b \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, b) \quad (1.12)$$

$$b-) \frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi_a}{\psi} \right)^\lambda \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, \psi_a \text{ ve } \lambda) \quad (1.13)$$

3-) Mckee ve Bumb tarafından (1984) ve (1987) yıllarında aynı parametreler kullanılarak iki ifade sunulmuştur.

$$a-) \theta_w = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \exp\left(\frac{a - \psi}{b}\right) \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, b) \quad (1.14)$$

$$b-) \theta_w = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{1 + \exp\left(\frac{\psi - a}{b}\right)} \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, b) \quad (1.15)$$

4-) Fredlund ve Xing (1994) a, b, c parametrelerinin yer aldığı aşağıdaki modeli önermişlerdir.

$$\frac{\theta_w}{\theta_s} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c} \quad (\text{Parametreler: } a, b \text{ ve } c) \quad (1.16)$$

Dört parametrelilik denklemler:

1-) van Genuchten (1980) tarafından θ_r , a, n, m parametrelerine gerek duyulan bir model kullanılmıştır.

$$\frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{a} \right)^n \right]^m} \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, n, m) \quad (1.17)$$

2-) Fredlund ve Xing (1980) tarafından farklı parametrelerin kullanıldığı iki denklem ortaya konulmuştur.

$$a-) \theta_w = \left[1 - \frac{\ln\left(1 + \frac{\psi}{\psi_r}\right)}{\ln\left(1 + \frac{1000000}{\psi_r}\right)} \right] \cdot \frac{\theta_s}{\left\{ \ln\left[e + \left(\frac{\psi}{a}\right)^b \right] \right\}^c} \quad (\text{Parametreler: } \psi_r, a, b, c) \quad (1.18)$$

$$b-) \frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left\{ \ln\left[e + \left(\frac{\psi}{a}\right)^b \right] \right\}^c} \quad (\text{Parametreler: } \theta_r, a, b, c) \quad (1.19)$$

Bu denklemlerde;

λ : Boşluk granülometrisi indisidir.

ψ : Matris emme gerilmesidir.

θ_w : Hacimsel su içeriğidir.

a : Hava girişi değerini etkileyen bir parametredir. a 'nın değeri büyüdükçe, ψ_a değeri de büyüyecektir, böyle bir durum da zeminin kile daha yakın bir zemin olması anlamına gelmektedir.

n : Eğim faktörüdür. n 'nin değeri artarken, su tutma eğrisinin ψ_a 'dan sonraki bükümünün daha dikleştiği görülmektedir. Bu durum, n küçüldükçe zeminin kil benzeri davranış gösterdiği anlamına gelmektedir (Şekil 1.13'te görüldüğü gibi).

m : Eğim faktörüdür. m değeri artarken, ψ_a 'nın belirlenmesi için çizilen teğetlerle su tutma eğrisinin bükümü arasındaki alan azalmaktadır. Bu da m azalırken, zemin davranışının daha çok kil gibi olduğu anlamına gelmektedir (Şekil 1.13'te görüldüğü gibi).

Bütün modeller için, en çok kullanılan kalıcı su içeriği (θ_r) değeri, sıfırın altına düşer diye sıfır olarak alınmaktadır.

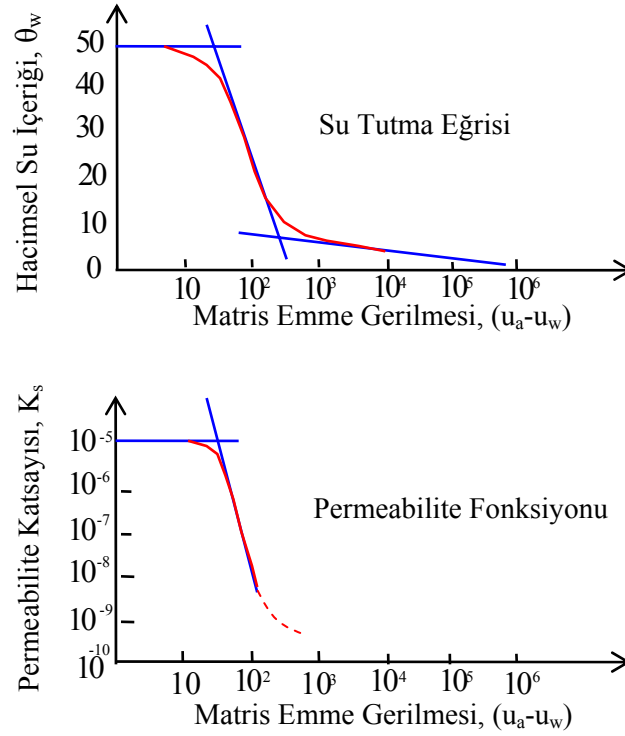
Brooks ve Corey (1964) modeli ile van Genuchten (1980) modeli arasındaki farklılıklar üzerinde, Lenhard ve arkadaşları (1989) tarafından araştırmalar yapılmıştır. Yapılan araştırmalar sonucunda bu iki model arasındaki önemli bir farklılığın, Brooks ve Corey (1964) modelinin zeminin suya doymun olduğu sürece net bir hava girişi değerinin var olduğunu kabul etmesidir. van Genuchten (1980) modelinde ise, sıfırdan daha büyük herhangi bir emme değerinde zeminin doymuluktan uzaklaşmaya başladığı varsayılmaktadır (Yaldo, 1999).

Boşluk granülometrisi indisi (λ), Brooks ve Corey (1964) “b” modelinde kullanılan parametrelerden biridir. Hacimsel su içeriğinin (θ_w) yerini tutan, ölçülmüş matris emme gerilmesi değeri (ψ) ile birlikte bu (λ) parametresi, (1.13) denkleminin sağ tarafında büyük bir etkiye sahiptir (yani efektif doygunluk). Sonuçta, su tutma eğrisinin şekli esasında bu iki faktör tarafından belirlenmektedir. van Genuchten (1980) modelinde, ölçülmüş matris emme gerilmesi değeri (ψ) ile birlikte su tutma eğrisinin şeklini belirleyen üç parametre; a, n, ve m'dir (Leong ve Rahardjo, 1997).

van Genuchten modeli ile Fredlund ve Xing (1994) üç parametrelili modeli bir çok yönden benzerdirler. Bu iki modelin en önemli farkları ise yüksek matris emme gerilmesinde, van Genuchten modelinin su tutma eğrisini düzleştirmesidir (Leong ve Rahardjo, 1997).

Fredlund ve Xing (1994) üç parametrelili modeli, 1000000 kPa'lık matris emme gerilmesinde su tutma eğrisinin hacimsel su içeriğini sıfıra eşit olmaya zorlamaktadır (Yaldo, 1999).

Su tutma eğrisi, genel olarak ifade edilmek istenirse hacimsel su içeriği ile zemin emme gerilmesi arasındaki ilişkiyi yansıtmaktadırlar. Doygun olmayan zeminler için permeabilite fonksiyonu, kesme kuvveti, kimyasal difüzyon gibi birçok özellik, su tutma eğrileri ile ilişkilendirilmektedir. Örneğin Şekil 1.16'da su tutma eğrisi ile permeabilite fonksiyonu arasındaki benzerlik gösterilmektedir. Aradaki bu benzerlik nedeniyle kimi zaman su tutma eğrilerinde hacimsel su içeriği yerine difüzyon veya permeabilite katsayısı gibi başka parametrelerde kullanılmaktadır.



Şekil 1.16. Su tutma eğrisi ile permeabilite fonksiyonu arasındaki ilişki (Nas, 2003)

1.3.6. RETC Bilgisayar Programı

1.3.6.1. RETC Bilgisayar Programının Tanımı

RETC bilgisayar programı, zeminin su tutmasını ve doymun olmayan zeminlerin hidrolik iletkenlik fonksiyonlarını analiz etmekte kullanılan bir bilgisayar programıdır. Bu hidrolik karakteristikler su akımının zeminin doymun olmayan bölgesine girmesinde ve bu bölgeden geçişindeki herhangi bir nicel tanımlamada ana parametrelerdir. Program zeminin su tutma eğrisini elde etmek için Brooks-Corey ve van Genuchten'in parametrik modellerini kullanmakta, aynı zamanda deneysel olarak elde edilen zemin su tutma bilgilerinden, doymun olmayan hidrolik iletkenlik fonksiyonunu tahmin etmek için de Mualem ve Burdine'nin teorik boşluk boyutu büyüklüğü dağılımı (pore-size distribution) modelini kullanmaktadır. Program, zeminin su tutması ve hidrolik iletkenlik fonksiyonlarını belirlemek için kullanılan farklı analizsel ifadelerin detaylı bir karşılaştırmasını da göstermektedir.

1.3.6.2. RETC Bilgisayar Programında Kullanılan Zemin Hidrolik Fonksiyonu İçin Parametrik Modeller

Doymun veya kısmen doymun zeminlerdeki su akımı Richards (1931) denklemiyle aşağıdaki gibi tarif edilmektedir.

$$c \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K \frac{\partial h}{\partial z} - K \right) \quad (1.20)$$

Burada;

- c : Zemin su kapasitesi (yaklaşık olarak zemin su tutma eğrisinin eğimi, $((d\theta/dh)(L^{-1}))$)
- h : Zemin emme gerilmesi (soil water pressure head) (L boyunda)
- t : Zaman (T)
- z : Zemin derinliği (L)
- K : Hidrolik iletkenlik (LT^{-1})

olarak ifade edilir.

Ayrıca (1.20) numaralı denklem, eğer zemin profili homojen ve doymamış ($h \leq 0$) ise, su içeriğine göre de ifade edilebilmektedir.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \right) \quad (1.21)$$

Burada;

- θ : Hacimsel su içeriği (L^3/L^3)

şeklinde tanımlanır.

(1.20) ve (1.21) numaralı denklemlerde yer alan doymun olmayan zemin hidrolik fonksiyonları, zemin su tutma eğrisi $\theta(h)$, hidrolik iletkenlik fonksiyonu $K(h)$ dır.

1.3.6.3. Zemin Su Tutma Modelleri

Zemin su tutma eğrisini tarif etmek için önerilen birçok fonksiyon bulunmaktadır. En yaygın olan önerilen fonksiyonlardan biri BC denklemi olarak ifade edilen Brook ve Corey (1964)'in denklemidir.

$$\theta = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot (\alpha h)^{-\lambda} & (\alpha h) > 1 \\ \theta_s & (\alpha h) \leq 1 \end{cases} \quad (1.22)$$

Burada;

θ_r : Kalıcı su içeriği

θ_s : Doygun su içeriği

α : Hava giriş değeri veya buhar basıncı olarak ifade edilen deneysel bir parametre (L^{-1})

λ : Su tutma fonksiyonu eğrisinin eğimini etkileyen bir boşluk-boyut dağılım parametresi

olarak gösterilmektedir.

Kalıcı su içeriği (θ_r), katı fazdaki güçlü adsorbsiyondan veya akış yolundaki blokajdan dolayı, akışa katılmayan zemindeki suyun maksimum miktarını ifade etmektedir (Luckner vd., 1989). Şekilsel olarak θ_r , h çok büyük olduğunda hem $d\theta/dh$ hem de K 'nın sıfıra gittiği su içeriği olarak tanımlanabilmektedir. Kalıcı su içeriği (θ_r), tahmin edilmiş bir parametredir ve bu nedenle bir zeminde ille de mümkün olabilen en küçük su içeriğini temsil etmeyebilir. Bu, özellikle buhar fazına geçişin zeminin su içeriğini θ_r 'nin çok altına düşürerek tamamen zemini kurutabilecek olan kurak bölgeler için geçerlidir.

Doygun su içeriği (θ_s), bir zeminin maksimum hacimsel su içeriği anlamına gelmektedir. Doygun su içeriği (θ_s), zeminin porozitesine eşit yapılmamalıdır. Zeminin θ_s 'si genel olarak çözünmüş hava nedeniyle yaklaşık olarak poroziteden %5~%10 daha küçüktür. Bu modelleme de θ_r ve θ_s , aslında (1.22) numaralı denklemde verilen tipteki zemin su tutma fonksiyonlarındaki ampirik sabitler olarak incelenmesi nedeniyle fazla fiziksel bir anlamı yoktur (van Genuchten ve Nielsen, 1985; Luckner vd., 1989).

(1.22) numaralı denklem boyutsuz bir şekilde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$S_e \begin{cases} (\alpha h)^{-\lambda} & (\alpha h > 1) \\ 1 & (\alpha h \leq 1) \end{cases} \quad (1.23)$$

Burada ;

S_e : Efektif doygunluk derecesi, ayrıca indirgenmiş su içeriği olarak da anılmaktadır.

$$0 \leq S_e \leq 1$$

$$S_e = \frac{e - e_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1.24)$$

Logaritmik bir kağıtta (1.23) numaralı denklem, hava giriş değeri ($h_a=1/\alpha$) kesişen iki düz çizgi meydana getirmektedir. Basit şekillerinden dolayı, doygun olmayan akım çalışmalarının pek çoğunda (1.22) ve (1.23) numaralı denklemler kullanılmaktadır.

Doygunluğa yakın zeminlerin su tutmasını ifade edebilmek için birbirinden farklı çok sayıda denklem önerilmiştir. Bunların içinde King (1965), Visser (1968), Laliberte (1969), Su ve Brooks (1975) ve Clapp ve Hornberger (1978) tarafından sunulmuş denklemler sayılabilir. Bu denklemler, laboratuarda ölçülmüş verileri daha doğru olarak yansıtmasına rağmen, pek çoğu hidrolik iletkenlik için boşluk-boyutu dağılımını içine alan oldukça karmaşık matematiksel modellerin basitleştirilmiş hallerini kapsamaktadır (van Genuchten ve Nielsen, 1985). (1.25) numaralı denklemde v-G denklemi olarak bilinen, denklem kullanımı daha kolay olan özellikler ile basitleştirilmiş bir fonksiyonu ifade etmektedir (van Genuchten, 1980).

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha \cdot h^n)]^m} \quad (1.25)$$

Burada;

α , n ve m : Eğrinin eğimini etkileyen amprik sabitler olarak ifade edilir.

1.3.6.4. Burdine'nin Hidrolik İletkenlik Modeli

Burdine'nin hidrolik iletkenlik modeli (1953) aşağıdaki gibi genel bir biçimde yazılabilir.

$$K(S_e) = K_s S_e^l - \frac{g(S_e)}{g(1)} \quad (1.26)$$

Yukarıdaki denklemde yer alan $g(S_e)$ ise şöyle verilmektedir.

$$g(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{[h(x)]^2} dx \quad (1.27)$$

(1.33) numaralı denklemdeki gibi boşluk-bağlayıcılık parametresi (λ), büküle kıvrıla uzayan bir akım yolunun varlığının sebebini izah etmektedir. Burdine (1953) (λ)'yi ikiye eşit olarak almıştır.

Mualem'in modeli için bulunanlara benzer sonuçlar Burdine'nin modeli içinde çıkarılabilir. Her iki model için türetmeler çok benzer olduklarından, biz burada sadece kısa bir özet vereceğiz. (1.32) numaralı denklemdeki $h(S_e)$ 'nin tersi (denklem 1.35'e bakınız) (1.27) denkleminde yerine yazılarak ve $x=y^m$ kullanılarak aşağıdaki denklem elde edilmiştir.

$$g(S_e) = \alpha^2 m \int_0^{S_e^{1/m}} y^{m-1+2/n} (1-y)^{-2/n} dy \quad (1.28)$$

Biz ayrıca $\zeta = S_e^{1/m}$ (denklem 1.37) ve

$$r = m + \frac{2}{n} \quad s = 1 - \frac{2}{n} \quad (1.29)$$

dönüşümlerini kullanarak (1.28) numaralı denklemi şimdi aşağıdaki biçimde yeniden yazabiliriz.

$$g(S_e) = \alpha^2 m I_\zeta(r, s) B(r, s) \quad (1.30)$$

Hidrolik iletkenlik fonksiyonu, m ve n'nin bağımsız oldukları farz edilerek aşağıdaki ifade ile verilmektedir.

$$K(S_e) = K_s S_e^l I_\zeta(r, s) \quad (1.31)$$

$\zeta = S_e^{1/m}$ küçük olduğunda K için aşağıdaki basitleştirilmiş ifadeler çıkarılabilir.

$$K(S_e) = \frac{K_s S_e^{l+1+2/(mn)}}{(mn+2)B(r, s)} \quad (1.32)$$

Değişebilen m, n için yukarıdaki ifadeler m ve n hususunda izin verilebilir değerlere sınırlamalar koyularak yeniden sadeleştirilebilir. $m=1-2/n$ sınırlaması (1.28) numaralı denkleminde y'nin üssünü sıfır olmaya mecbur eder ki bu durumda $g(S_e)$ aşağıda görüldüğü gibi küçülür.

$$g(S_e) = \alpha^2 \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right] \quad (1.33)$$

Hidrolik iletkenlik bu durumda aşağıdaki gibi olur (van Genuchten, 1980).

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right] \quad m = 1 - \frac{2}{n} \quad (1.34)$$

Ya da emme gerilmesinin bir fonksiyonu olarak,

$$K(h) = \frac{1 - (\alpha h)^{n-2} \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{-m}}{\left[1 + (\alpha h)^n \right]^{ml}} \quad (1.35)$$

şekline dönüşür.

1.3.6.5. Mualem'in Hidrolik İletkenlik Modeli

İzafi hidrolik iletkenlik olan, K 'yı tahmin etmek için Mualem'in (1976a) modeli aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^\lambda \left(\frac{f(S_e)}{f(1)} \right)^2 \quad (1.36)$$

Verilen denklemdeki $f(S_e)$ ise şöyledir:

$$f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(x)} dx \quad (1.37)$$

Bu denklemdeki S_e , (25) numaralı denklemde verilmektedir, K_s ise doygunluktaki hidrolik iletkenliktir. Ve λ ise Mualem (1976a) tarafından bir çok zemin için ortalama bir değer olarak yaklaşık 0.5 olarak tahmin edilen bir boşluk bağlayıcılık (pore-connectivity) parametresidir. (1.37) numaralı denklemdeki integrasyonu kolaylaştırmak için aşağıda verildiği gibi önce (1.25) numaralı denklemin tersi alınır,

$$h = \frac{1}{\alpha} (S_e^{-1/m} - 1)^{1/n} \quad (1.38)$$

(1.38) numaralı denklem, (1.37) numaralı denklemde yerine yazılarak ve $x=y^m$ kullanılarak aşağıdaki denklem elde edilir.

$$f(S_e) = \alpha \cdot m \int_0^{S_e^{1/m}} y^{m-1+1/n} \cdot (1-y)^{-1/n} dy \quad (1.39)$$

(1.25) ve (1.36) numaralı denklemlerden K 'yı çıkarmak için birkaç yaklaşım izlenebilir. İlk önce değişebilen m ve n 'nin en genel durumuyla başlanırsa,

$$\zeta = S_e^{1/m} = \frac{1}{1 + (\alpha \cdot h)} \quad (1.40)$$

ve

$$p = m + 1/n \quad q = 1 - 1/n \quad (1.41)$$

Dönüşümleri (1.39) numaralı denklemin aşağıda verilen biçimiyle yazılabilesine imkan verecektir.

$$f(S_e) = \alpha \cdot m \cdot I_\zeta(p, q) B(p, q) \quad (1.42)$$

(1.42) numaralı denklemdeki B(p,q), aşağıdaki denklem tarafından verilen tam beta fonksiyonudur.

$$B(p, q) = \int_0^1 y^{p-1} (1-y)^{q-1} dy \quad (1.43)$$

(1.42) numaralı denklemdeki $I_\zeta(p, q)$ aşağıdaki denklem tarafından verilen tam olmayan beta fonksiyonudur (Zelen ve Severo, 1965).

$$I_\zeta(p, q) = \frac{1}{B(p, q)} \int_0^\zeta y^{p-1} (1-y)^{q-1} dy \quad (1.44)$$

$I_1(p, q) = 1$ olduğundan dolayı, m ve n parametrelerinin bağımsız oldukları kabul edilerek K için aşağıdaki genel ifadeyle sonuçlanan $f(1) = \alpha m B(p, q)$ denklemini elde edebiliriz.

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^\lambda [I_\zeta(p, q)]^p \quad (1.45)$$

Hidrolik iletkenlik için yukarıda verilen denklemleri, tam ve tam olmayan beta fonksiyonlarını yani sırasıyla B(p,q) ve $I_\zeta(p, q)$ 'yı kapsamaktadır. B(p,q) aşağıda verilen denkleme dayanarak RETC ile değerlendirilebilmektedir.

$$B(p, q) = \frac{\Gamma(p)\Gamma(q)}{\Gamma(p+q)} \quad (1.46)$$

(1.46) numaralı denklemdeki Γ gama fonksiyonunu göstermektedir. Tam olmayan beta fonksiyonunu, $I_\zeta(p, q)$, değerlendirmek çok zordur. S_e , m ve n 'nin çoğu kombinezonları için, aşağıda gösterildiği şekilde devam eden kesirler kullanılarak fonksiyona doğru bir şekilde yaklaşılabilmektedir (Zelen ve Seuro, 1965; Press vd., 1986).

$$I_\zeta(p, q) = -\frac{\zeta^p(1-\zeta)^q}{pB(p, q)} \left[1 + \frac{d_1}{1} + \frac{d_2}{1} + \dots \right] \quad (1.47)$$

$$d_{2m+1} = -\frac{(p+m)(p+q+m)}{(p+2m-1)(p+2m)} \zeta \quad (1.48)$$

$$d_{2m} = -\frac{m(q-m)}{(p+2m-1)(p+2m)} \zeta \quad (1.49)$$

Devam eden kesir tahmininin yakınsama oranını artırmak için her zaman,

$$S_e > \max \left[\frac{2}{2+m}, 0.21 \right] \quad (1.50)$$

olmalıdır. Simetri ilişkisinden,

$$I_\zeta(p, q) = 1 - I_{1-\zeta}(q, p) \quad (1.51)$$

olarak alınabilmektedir. En azından dört önemli rakamın bir doğruluğunu elde etmek için genellikle (1.47) numaralı denklemin sadece beş terimine ihtiyaç duyulmaktadır. Eğer $m > 2$ ise terim sayısının artırılması tavsiye edilmektedir.

$\zeta=S_e^{1/m}$ nispeten küçük değerleri için aşağıda verilen ifade ile (1.38) numaralı denklemi yakınlaştırarak yukarıdaki denklemleri çok daha kolaylaştırmak mümkün olmaktadır.

$$h = \frac{1}{\alpha \cdot S_e^{1/mn}} \quad (1.52)$$

(1.53) numaralı denklem (1.38) numaralı denklemde yerine konularak aşağıdaki denklem elde edilir.

$$f(S_e) = \frac{\alpha mn}{mn+1} S_e^{1+1/mn} \quad (S_e < 1) \quad (1.53)$$

(1.53) numaralı denklemi (1.36) numaralı denklemle birleştirerek ve $f(1)=\alpha mB(p,q)$ özelliği kullanılarak aşağıda verilen daha basit bir denkleme ulaşılır.

$$K(S_e) = \frac{K_s \cdot n^2 \cdot S_e^{\lambda+2+2/mn}}{[(mn+1)B(p,q)]^2} \quad (1.54)$$

Ya da emme gerilmesi ile ilgili olarak yazılırsa,

$$K(h) = \frac{K_s \cdot n^2}{[(mn+1)B(p,q)]^2 (\alpha h)^{2+mn(\lambda+2)}} \quad (1.55)$$

olmaktadır.

Yukardaki türetmeler (1.25) numaralı denklemdeki bağımsız m ve n'nin genel durumu için geçerli olmaktadır. K için daha basit ifadeler, $k=m-1+1/n$ 'in bir tamsayı olması gibi m ve n için izin verilebilir değerler sınırlandırıldığında elde edilebilmektedir (van Genuchten, 1980). En basit durum $k=0$ iken $m=1-1/n$ olması durumudur. Aşağıdaki denklemi elde etmek için (1.39) numaralı denklem şimdi kolayca integre edilebilir.

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^\lambda \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (m = 1 - 1/n) \quad (1.56)$$

Veya emme gerilmesi ile ilgili olarak yazılırsa,

$$K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (\alpha h)^{mn} [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{mi}} \quad (m = 1 - 1/n) \quad (1.57)$$

BC tutma fonksiyonu yani (1.23) numaralı denklem, $\alpha h > 1$ için aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir.

$$h = \frac{1}{\alpha \cdot S_e \left(\frac{1}{\lambda} \right)} \quad (1.58)$$

Buradan h, (1.38) numaralı denklemden ziyade (1.37) numaralı denklemde yerine yazıldığında hidrolik iletkenlik fonksiyonu,

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^{\lambda+2+2/\lambda} \quad (1.59)$$

olur ya da emme gerilmesinin bir fonksiyonu olarak ($\alpha h > 1$)

$$K(h) = \frac{K_s}{(\alpha h)^{\lambda(\lambda+2)+2}} \quad (1.60)$$

yazılabilir.

1.3.6.6. RETC Bilgisayar Yazılımının Kullanımı

RETC zemin su tutma eğrisi, $\theta(h)$ için; kalıcı su içeriği (θ_r), doymuş su içeriği (θ_s), ve biçim faktörleri n, m ve α olmak üzere 5 parametre içermektedir. Hidrolik iletkenlik, $K(h)$ için ise iki ek bilinmeyen ortaya koymaktadırlar; boşluk bağlayıcılık parametresi (ℓ) ve doymuş hidrolik iletkenlik katsayısı (K_s). Bundan dolayı zemin hidrolik fonksiyonları maksimum 7 bağımsız parametre içermektedir. RETC bilgisayar programı, bu parametrelerden herhangi birini, bir kaçını ya da tümünü gözlemlenen verilere eş zamanlı

olarak uygun bir hale getirmek için kullanılabilir.

En genel formülasyon m ve n parametrelerinin bağımsız oldukları farz edildiğinde ortaya çıkmaktadır. Hidrolik iletkenlik fonksiyonu için Mualem'in (1976a) modeli kullanıldığında (1.45) numaralı denklemi tarafından ve Burdine'nin (1953) modeli kullanıldığında (1.31) numaralı denklemleri tarafından verilmektedir. $n \rightarrow \infty$ (yani BC sınırlaması), $m=1-1/n$ ve $m=1-2/n$ sınırlamaları bağımsız parametrelerin maksimum sayısını 7'den 6'ya indirgenmektedir. m ve n 'ye sınırlamalar koymaktan başka RETC kullanıcısı parametre optimizasyon işlemi esnasında diğer katsayıların (örneğin, θ_s , ℓ veya K_s) herhangi birini ya da birkaçını tahmin etmek koşuluyla sabit tutabilmektedir. Örneğin model parametresi vektörü, $m=1-1/n$ Mualem sınırlaması uygulamaya konduğunda ve optimizasyonda sadece zeminin su tutma eğrisi verilerinde θ_r , θ_s , α , n yeterli olmaktadır.

RETC bilgisayar programı, gözlemlenen su tutma ve/veya iletkenlik verilerinden bilinmeyen model parametrelerini tahmin etmek için doğrusal olmayan en küçük kareler optimizasyonu yaklaşımını kullanmaktadır.

1.3.7. Zeminlerin Su Tutma Eğrilerinin Granülometri Eğrilerinden Yararlanılarak Elde Edilmesi

Zeminlerdeki granülometri eğrisi, zemin içerisindeki çakıl, kum, silt ve kil oranlarını verdiği gibi, özellikle iri daneli zeminlerin mühendislik özellikleri açısından da oldukça yararlı ipuçları vermektedir. Bu ipuçları arasında başlıcaları aşağıda sıralanmaktadır:

1-) Zeminin Su Geçirimsizliği: Temiz iri daneli zeminler ince daneli zeminlerden çok daha yüksek su geçirimsizliğine sahip olmaktadır.

2-) Zeminin Mukavemeti: İyi derecelenmiş zeminler daha yüksek mukavemete ve taşıma gücüne sahip olmaktadır.

3-) Zeminin Sıkışabilirliği: İyi derecelenmiş zeminler, uygulanan yükler altında, kötü derecelenmiş veya üniform zeminlerden daha az sıkışma göstermektedir.

4-) Zemin içinde kapiler su yükselmesi, granülometri dağılımından doğrudan etkilenmektedir.

5-) Zeminlerin dondan etkilenme oranı granülometri dağılımına bağımlı olmaktadır.

6-) Zeminin su geçirgenliğine bağlı olarak yük altında sıkışma hızı, yükleme sırasında içindeki suyun dışarı çıkabilme kolaylığı (ve buna bağlı basınç değişimleri) granülometri dağılımından etkilenmektedir.

7-) Yukarıda sıralanan zeminlerin mühendislik özellikleri dane çapından etkilendiği için değişik amaçlarla malzeme seçiminde granülometri eğrisi belirleyici rol oynamaktadır.

8-) Zeminlerin standart sistemlere göre sınıflandırılması ancak granülometri eğrilerinin saptanması ile mümkündür.

İri daneli zeminlerin mühendislik özellikleri üzerinde granülometri dağılımının, ince daneli zeminlerde ise su içeriğinin ve kıvam (Atterberg) limitlerine göre konumunun çok etkili olduğu bilinmektedir (Özaydın, 1997).

Granülometri eğrileri, zeminlerin su tutma eğrilerini, hidrolik iletkenlik özelliklerini belirlemek için çok geniş bir şekilde kullanılmaktadır (Arya ve Paris, 1981).

Granülometri eğrisini kullanarak su tutma eğrisini tahmin etmek için yıllarca bir çok yöntem geliştirilmiştir. Granülometri eğrisinden su tutma eğrisini tahmin etmek için geliştirilen ilk yöntemler daha çok istatistikselidir. Bu istatistiksel modeller belirli matris emme gerilmesi değerlerindeki su içeriğini belirlemek için geniş veritabanı gruplarındaki regresyon analizlerini göstermektedir (Gupta ve Larson, 1979). Daha sonraları teorik modeller geliştirilmiştir ve bu modeller granülometri eğrisinden belirlenen zeminin boşluk boyutu dağılımını (pore-size distribution) esas almaktadır. Bu modelde, granülometri eğrisi en küçük dane çapından başlayarak üniform dane çapı numaralarına bölünür, her bir dane çapı için su tutma eğrisi tahmin edilir ve bunlar birleştirilerek tam bir su tutma eğrisi elde edilir. Teorik modellerin bir araya geldiği modeller TheHyProS (Tarnawski ve Wagner, 1991), SOILVISION (SoilVision Systems Ltd., 1997) ve SOILPARA (Scientific Software Group, 1998) içermektedir.

Granülometri eğrisinden su tutma eğrisini tahmin etmek için geliştirilen en son yöntem, bilgi sistemli teorik modelle birleşmektedir (Fredlund, 1996). Zeminlerin ölçülmüş su tutma eğrisi ve granülometri eğrisinden ibaret olan bilgi sistemli teorik model, SOILVISION (SoilVision Systems Ltd., 1997) ile birleşmektedir.

Zeminlerin su tutma eğrilerinin güvenilir hesapları gerçekte doygun olmayan zeminler için gerekmektedir. Zeminin hidrolik fonksiyonlarının tipik kayıtları çoğu ülkede mevcut değildir. Hidrolik özelliklerin arazi ya da laboratuvar ölçümleri genelde çok pahalı ve zaman alıcıdır. Bundan dolayı çoğu için pratik değildir. Bu gibi sebeplerle daha

kolaylıkla ölçülen zemin özelliklerinden su tutma eğrilerini tahmin etmek için yöntemler geliştirilmiştir.

Çoğu araştırmacı zeminin su tutma eğrisi ve granülometri eğrisi, organik madde içeriği, yoğunluk ve bazen de kation değişim kapasitesi ve kil minerolojisi gibi diğer zemin özellikleri arasında muhtemel ilişkileri araştırmışlardır. Gupta ve Larson (1979), Bloemen (1980), Brakensiek vd. (1981), Rajkai vd. (1981), Rawls ve Brakensiek (1982), De Jong (1983), Kritz (1983), Williams vd. (1983), Wollenhaupt (1984) ve Puckett vd. (1985) gibi araştırmacılar bu konuyla ilgili çalışmışlardır. Bu çalışmaların bazıları mevcut olan zemin özellikleriyle ilgili belirli su tutma değerleriyle ilgiliyken diğerleri mevcut kayıtlardaki belirli bir su tutma fonksiyonundaki bilinmeyen parametrelerle ilişkili su tutma eğrilerini tahmin etmişlerdir. Bu konu için çeşitli amprik su tutma fonksiyonları mevcuttur (Örneğin Brooks ve Corey, 1964; King, 1965; Brutsaert, 1966; Visser, 1968; Laliberte, 1969; Rogowski, 1971; Ahuja ve Swartzendruber, 1972; van Genuchten, 1980). Vereecken vd. (1989) tarafından Belçika zemini için farklı su tutma modelleri test edilmiştir. McCuen vd. (1981), zemindeki farklı tabakalar için Brooks ve Corey fonksiyonundaki parametreleri anlatmıştır. Madankumar (1985), Campbell (1974)'in birim hacim ağırlık, kum, silt, kil yüzdesini kullanarak geliştirdiği fonksiyondaki parametreler arasındaki ilişkiyi araştırmıştır. Rawls ve Brakensiek (1989) ve Vereecken vd. (1989), zemin özelliklerinden elde edilen su tutma parametreleri arasında benzer ilişkiyi araştırmıştır. Bu yöntemlerin uygulanabilirliği ise Tietje ve Tapkenhinrichs (1993) tarafından test edilmiştir. Wösten vd. (1995), zeminin hidrolik karakterleri için bir pedotransfer fonksiyon türetmiştir.

Bir başka yaklaşımda, Arya ve Paris (1981), kuru birim hacim ağırlık, dane birim hacim ağırlık, granülometri eğrisi kayıtlarından su tutma eğrisini tahmin etmiştir. Daha sonra Arya ve Paris'in (1981) bu modeli organik maddesiz kumlu zeminler için yığışlımlı granülometri eğrisi ve su tutma eğrisi arasındaki şekil benzerliğini araştıran Haverkamp ve Parlange (1986) tarafından değiştirilmiştir. Mishra vd. (1989), bunlara ilave olarak, granülometri eğrisi kayıtlarından yararlanarak elde edilmiş olan kesin olmayan su tutma parametrelerini değerlendirmiştir.

Rajkai, Kabos, van Genuchten ve Jansson (1996), İsveç zeminlerinin su tutma özelliklerini tanımlamak için farklı fonksiyonların uygulanabilirliğini test etmişlerdir. Bu zeminlerin granülometri eğrisi kayıtlarını tanımlamak için bir lojistik dağılım kullanmışlardır. Diğer ülkeler gibi İsviçre de analiz edilmiş mevcut su tutma eğrisi

kayıtlarına sahiptir. Seçilmiş su tutma eğrisi kayıtları ve granülometri parametreleri, su tutma eğrisi ve granülometri eğrisi arasında mümkün olabilecek olan karşılıklı ilişkiler bulunmaya çalışılmıştır. Amprik yöntemler, granülometri eğrisi kayıtlarından bir ortalama ve varyans hesabı türetmek için kullanılmıştır. Su tutma eğrisinin ve granülometri eğrisinin şekil benzerliği hakkında aralarında bağ olabileceği kabulleri korelasyon parametreleri ile bulunmuştur.

Fredlund ve arkadaşları (1997), zeminlerin granülometri eğrileri ve kütle-hacim özelliklerinden su tutma eğrilerini tahmin etmek için bir yöntem geliştirmiştir. Su tutma eğrisinin tahmini için, granülometri eğrisi, kuru birim hacim ağırlık, boşluk oranı ve zeminin özgül ağırlığına dayanan bir model ortaya koymuştur. Model için öncelikle Fredlund ve Xing (1994) denklemi, granülometri eğrisinin değişimine uyarlanmıştır. Bu yöntemde granülometri eğrisi belirli düzgün (veya eşit) parçalar halinde gruplara bölünmüştür. Bölünen her bir grup için bir su tutma eğrisi kabulü yapılmıştır. Bu kabule göre her bir grup için elde edilen su tutma eğrileri birbirine eklenerek zeminin toplam su tutma eğrisi belirlenmiş olur.

Zeminlerin su tutma eğrilerinin granülometri eğrilerinden tahmin edilmesi, doygun olmayan zeminlerin davranışının tanımlanmasını düşük maliyetle mümkün kılmaktadır.

Su tutma eğrisi doygun olmayan zeminlerde, bilgisayar modellemesi işleminin temelini oluşturmaktadır.

Değiştirilmiş Fredlund ve Xing (1994) denklemi, sürekli bir uygunluk ve eğrinin uçlarında tam bir tanımlamayı mümkün kılmaktadır.

$$P_p(d) = \frac{1}{\ln \left[\exp(1) + \left(\frac{g_a}{d} \right)^{g_n} \right]^{g_m}} \left[1 - \frac{\left[\ln \left(1 + \frac{d_r}{d} \right) \right]^7}{\left[\ln \left(1 + \frac{d_r}{d_m} \right) \right]^7} \right] \quad (1.61)$$

Burada;

$P_p(d)$: Belirli bir dane boyutunda geçen yüzde,d

g_a : Granülometri eğrisinde, ilk kırığa karşılık gelen uygunluk parametresi,

g_n : Granülometri eğrisinde, maksimum eğime karşılık gelen uygunluk değişkeni,

g_m : Granülometri eğrisinde, eğrilik değişkeni,

d : Dane çapı,

d_r : Artık dane çapı,

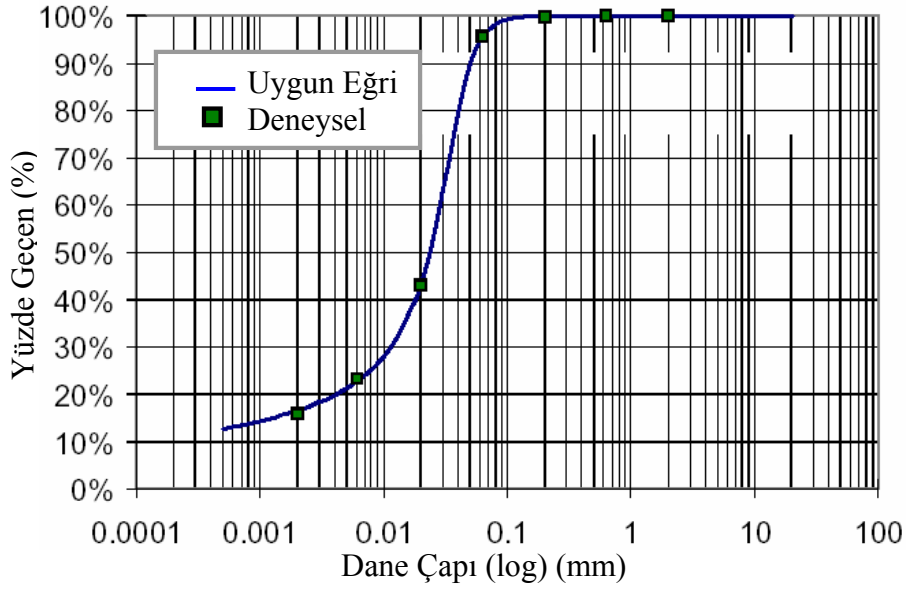
d_m : En küçük dane çapı,

olarak ifade edilmektedir.

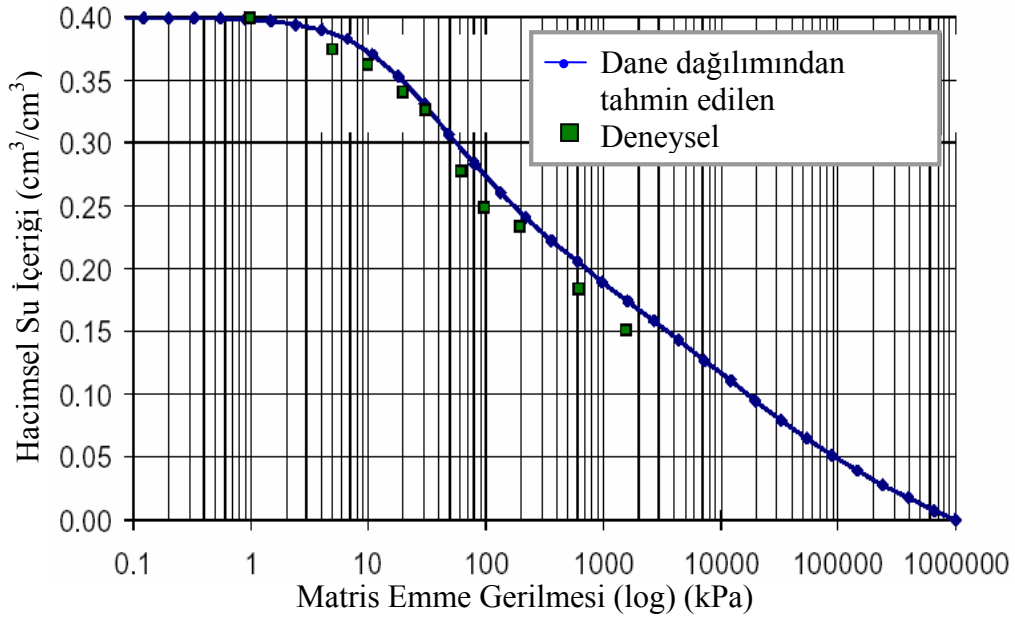
Yeniden uyarlanan Fredlund ve Xing (1994) denklemi, granülometri eğrisine mükemmel bir uygunluk sağlamaktadır.

Zeminlerin granülometri eğrisinden su tutma eğrisinin tahmin edilmesi, kumlar için tam uyumlu ve siltler içinde oldukça uyumlu bulunmuştur. Killer için tahmini algoritmanın uyumu oldukça uygun görünse de tahminde bulunmak oldukça zordur.

Zeminlerin granülometri eğrisinden su tutma eğrisinin tahmin edilmesi için yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen eğriler Şekil 1.17, Şekil 1.18'de verilmektedir.



Şekil 1.17. Siltli lem zemin için granülometri eğrisi (Fredlund vd., 1997)



Şekil 1.18. Siltli lem zeminin tahmin edilen ve deneysel su tutma eğrisinin kıyaslanması (Fredlund vd., 1997)

Zhuang, Jin ve Miyazaki (2001), "non-similar media concept" modelini kullanarak zeminlerin granülometri eğrilerinden ve birim hacim ağırlıklarından su tutma eğrilerini belirlemek için genel bir yaklaşım öne sürmektedir. Geliştirilen modelin etkisi, su tutma verileri ölçülmüş kumdan ağır kile kadar değişen 130 elek ile test edilmiştir. Bu yeni model Arya-Paris modeli ile karşılaştırılmış ve önerilen model diğer bütün modellerden

azaltılabilir belirgin bir sapma olduğunu göstermiştir. Açıkçası, uygulanan bu model kum hariç diğer zeminlerde oldukça iyi sonuçlar vermektedir.

Andersson (1990a), dane kütlelerinin logaritmasının arctanjant dağılımlı olduğunu söylemektedir (Cauchy dağılımlı). Granülometri eğrisi “y” bu denklemi kullanarak gösterilebilir.

$$y = y_0 + b \cdot \arctan \left[c \cdot \log \left(\frac{x}{x_0} \right) \right] \quad (1.62)$$

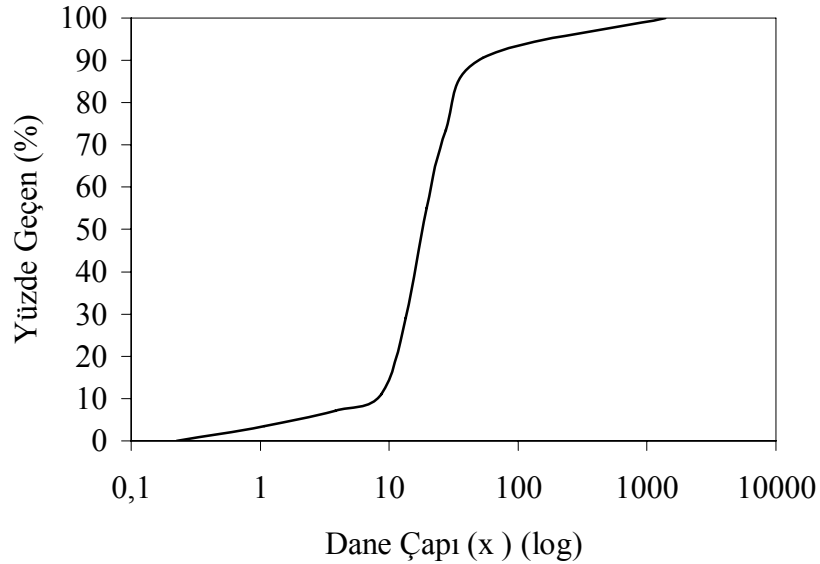
Burada;

x : Dane çapı,

x_0, y_0, b, c : Parametreler,

x_0 : Yığışımly yüzde geçen y_0 'a karşılık gelen dane çapı,

olarak ifade edilmektedir. Sonuç olarak, x_0 ve y_0 , büküm noktasının koordinatlarına karşılık gelmekte, b ve c eğrinin şeklini belirlemektedir (Şekil 1.19).



Şekil 1.19. Andersson'un şematik granülometri eğrisi (Jauhiainen, 2000)

Arctanjant fonksiyonu, $-\pi/2$ ve $+\pi/2$ arasında değerler vermektedir ve fonksiyon maksimum değer $+\pi/2$ 'ye ulaştığı zaman “y” %100 olmalıdır. Bu “ $b=(100-F_{kil})/\pi$ ” (F_{kil} , zemin örneğinin % olarak kil içeriği) anlamına gelmektedir. Parametre c, granülometri

eğrisinin ne kadar dik olduğunu belirlemektedir. Örnek olarak vermek gerekirse parametre c , büküm noktası (x_0, y_0) 'daki eğrinin türevini göstermektedir.

Andersson'nun (1990b) su tutma eğrisinin matematiksel tanımlaması denklem (1.63)'te verilmektedir.

$$\theta = \theta_0 - \frac{p_1}{\pi} \arctan \left[\frac{1}{b_1} \log \left(\frac{h}{h_{t,0}} \right) \right] \quad (1.63)$$

Burada;

θ : Hacimsel su içeriği,

h : Basınç yüksekliği (cm),

θ_0 : Büküm noktasındaki hacimsel su içeriği,

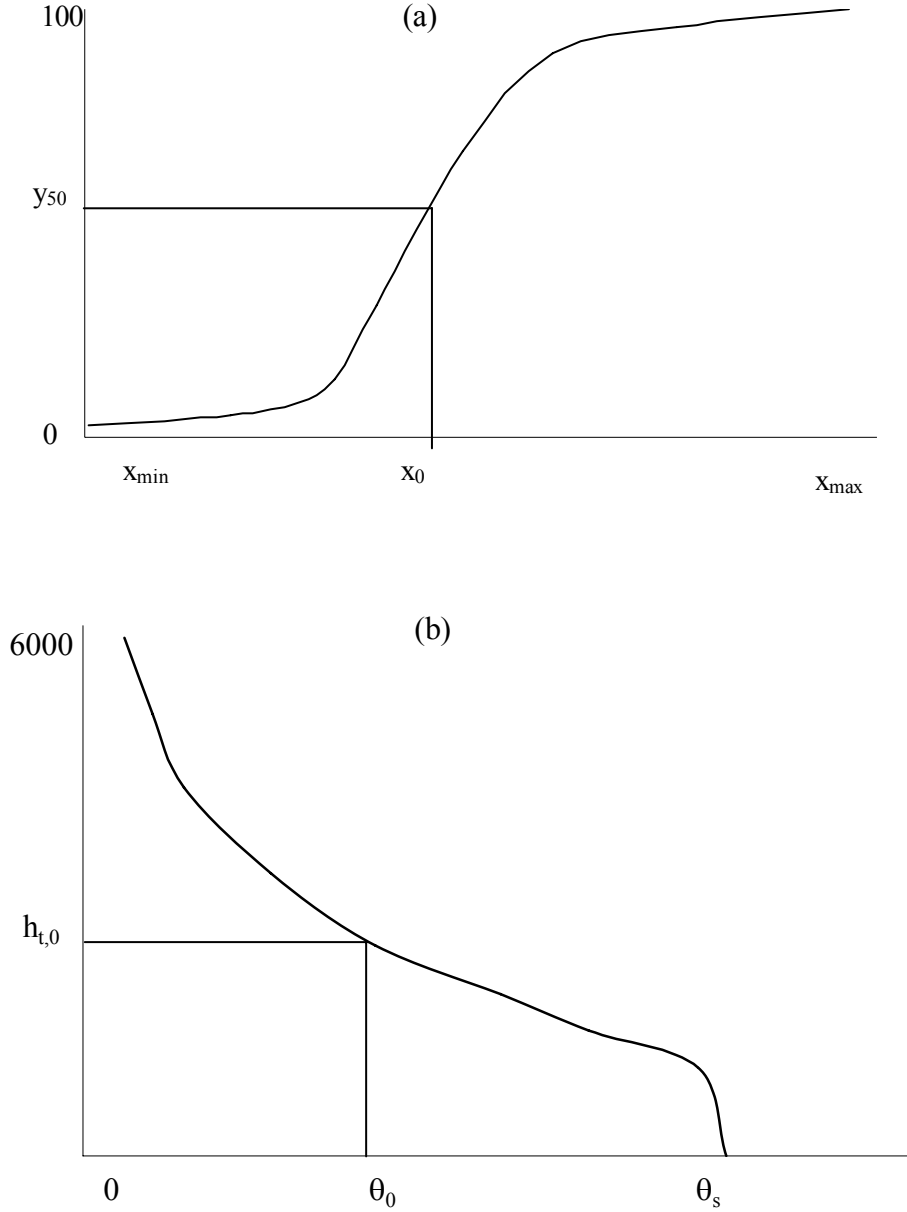
$h_{t,0}$: θ_0 'a karşılık gelen zeminin matris emme gerilmesi,

olarak ifade edilmektedir. Parametre p_1 , granülometri eğrisinin parametre b olarak aynı türün fiziksel yorumudur. Arctanjant fonksiyonu maksimum değer $+\pi/2$ 'ye yaklaştığı zaman, θ bu durumda doymuş su içeriğine (θ_s) gider ve $p_1=2.(\theta_s-\theta_r)$ ya da $p_1=\theta_s-\theta_r$ (θ_r , zeminin kalıcı su içeriği) olmaktadır. Parametre b_1 , büküm noktası $(\theta_0, h_{t,0})$ 'daki su tutma eğrisinin eğimini göstermektedir.

Andersson (1990a, b), zeminin su tutma eğrisinin ölçümünü, usandırıcı ve zaman alıcı bir işlem olarak gördüğünden, daha kolay ölçülebilir olan granülometri eğrisinden su tutma eğrisini belirlemenin, daha kullanışlı olduğunu savunmaktadır. Andersson (1990a, b), zeminin hem granülometri eğrisi (1.62 numaralı denklem) hem de su tutma eğrisi (1.63 numaralı denklem) için, arctanjant fonksiyonlarını kullanarak bir matematiksel tanımlama vermektedir.

Andersson'un temel fikri, zeminin su tutma eğrisinin ve granülometri eğrisinin benzerliğini kullanmaktadır. Çünkü her iki eğride simetrik fonksiyonlardır. Zeminin granülometri eğrisinin büküm noktası (x_0, y_0) , zeminin su tutma eğrisinin büküm noktasına $(\theta_0, h_{t,0})$ karşılık gelmektedir. Buradaki kilit nokta, pedotransfer fonksiyon kullanarak, zeminin granülometri eğrisinin parametrelerinden zeminin su tutma eğrisinin parametrelerini türetmek mümkündür. Pedotransfer fonksiyon, dane çapı (x) ve boşluk çapı (x_v) arasında bir ilişki vermektedir. Andersson (1990b), şu denklemi kullanmaktadır.

$$x_v = u(y)x \quad (1.64)$$



Şekil 1.20. Zeminin su tutma eğrisinin (Andersson, 1990a; 1.62 numaralı denklem) ve granülometri eğrisinin (Andersson, 1990b; 1.63 numaralı denklem) benzerlik şekli (Jauhiainen, 2000)

Şekil 1.20’de görüldüğü üzere, zeminin granülometri eğrisi (a), saat yelkovanının aksi yönde 90° döndürülürse, zeminin su tutma eğrisi (b) gibi aynı şekle sahip olmaktadır. Şekil 1.20a’daki x_{\min} ve x_{\max} , sırasıyla zeminin minimum ve maksimum dane çaplarıdır.

(1.64) numaralı denklemdeki $u(y)$, zeminin granülometri eğrisinin bir fonksiyonu varsayılabilecek bir pedotransfer fonksiyondur. Örnek olarak vermek gerekirse, Andersson (1990b), iki çeşit zemin için x ve x_v arasındaki ilişki için hesaplamalar yapmıştır fakat bu ilişki için her hangi bir analitik fonksiyon gösterememiştir. Bu konuda yeni bir pedotransfer fonksiyon geliştirilmiştir.

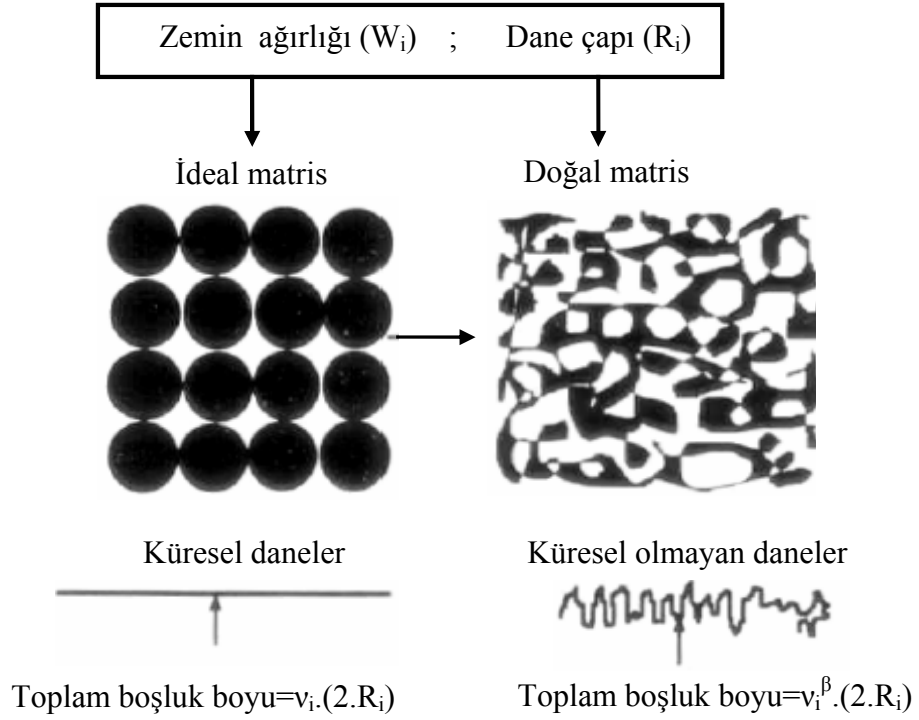
Mualem (1992), S şekilli zeminin su tutma eğrisini tanımlamaktadır. Andersson (1990) ise V şekilli zeminin su tutma eğrisini tanımlamaktadır. V şekilli zeminin su tutma eğrisinin bir ucu x eksenini doygunluk noktasında keserken, diğer ucu y eksenine asimtot olarak yaklaşmaktadır (Jauhiainen, 2000).

Arya ve arkadaşları (1997), Arya ve Paris modelini (Arya ve Paris, 1981) kullanarak, zeminin granülometri eğrisinden zeminin su tutma eğrisini tahmin etmek için bir yöntem tanımlamaktadır. Bu yöntem, doğal zeminde gösterilen küresel danelerin idealleştirilmiş bir yığındaki boşluk boyunun ölçeklendirilmesine dayalı olmaktadır (Şekil 1.21).

ARYA VE PARİS MODELİ

Doğal matris için ideal matrisin ölçeklendirilmesi

i. dane boyutu parçası



Şekil 1.21. Doğal zemindeki küresel danelerin idealleştirilmiş bir yığındaki boşluk boyunun ölçeklendirilmesi (Gurdal ve Benson, Albright; 2003)

Ölçeklendirilmiş parametre β , doğal zeminle idealleştirilmiş yığındaki toplam boşluk boyu arasındaki ilişkiyi belirlemek için kullanılmaktadır.

$$\beta_i = \log(N_i) / \log(v_i) \quad (1.65)$$

Burada;

v_i : İdealleştirilmiş yığındaki küresel danelerin sayısı,

N_i : Doğal yapıdaki zemine karşılık boşluk boyunu çizmek için gerekli olan danelerin sayısı,

olarak ifade edilmektedir.

Zeminin hacimsel su içeriği ve emme gerilmesinin kombinasyon serilerini elde etmek için, zeminin granülometri eğrisi “i” tane parçaya bölünmektedir. Bu parçaların her biri için ayrı ayrı hesaplamalar yapılmaktadır. Arya ve Paris modelinin anahtar kısmı, ölçeklendirilmiş parametre β 'yı hesaplamaktır. Bunun için, ilk olarak v_i hesaplanmaktadır.

$$v_i = \frac{3.W_i}{4.\pi.\rho_s.R_i^3} \quad (1.66)$$

Burada;

W_i : i. dane boyutu parçasının ağırlığı,

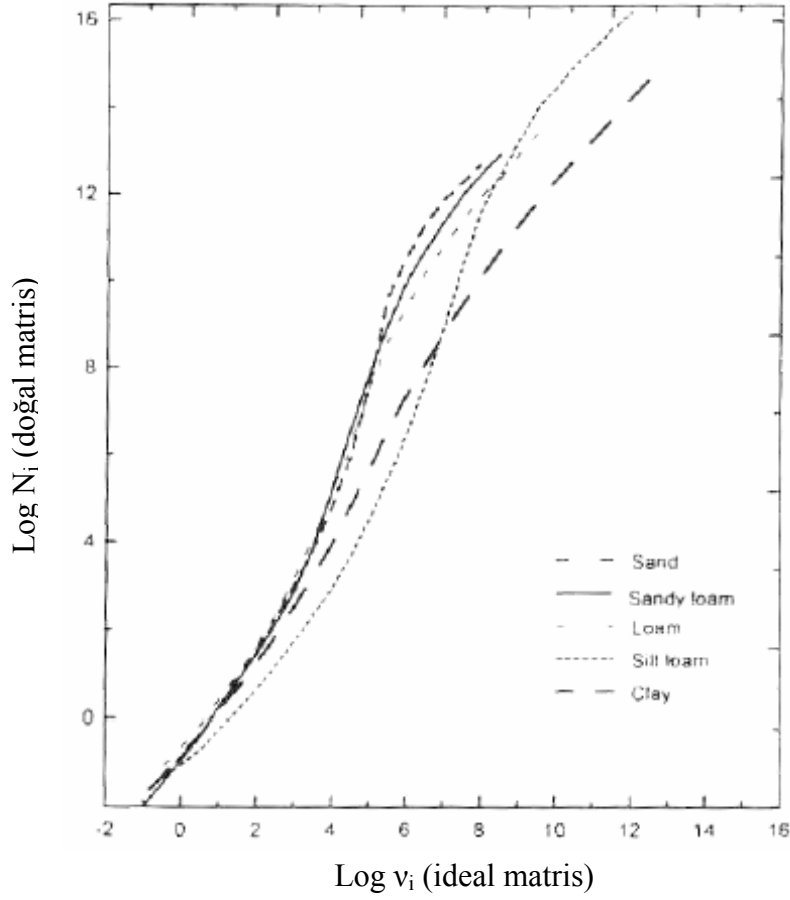
ρ_s : Dane yoğunluğu,

R_i : i. dane boyutu parçası için ortalama dane çapı,

olarak ifade edilmektedir.

Arya vd.'deki (1997) beş sınıf zemin için v_i ve N_i arasında belirtilen amprik ilişki Şekil 1.22'de gösterilmektedir.

Parametre β_i , daha sonra (1.65) numaralı denklem kullanılarak elde edilmektedir.



Şekil 1.22. Beş zemin sınıfı için $\log v_i$ ve $\log N_i$ arasındaki ilişkiyi gösteren düzgün eğriler (Gurdal ve Benson, Albright; 2003)

Her bir dane boyutu parçası için zeminin emme gerilmesi (ψ_i), hesaplanan β_i değerleri kullanılarak hesaplanmaktadır.

$$\psi_i = \frac{0.18}{R_i \cdot \sqrt{e \cdot v_i^{(1-\beta_i)}}} \quad (1.67)$$

Burada;

ψ_i : Zeminin matris emme gerilmesi,

e : Boşluk oranı,

olarak ifade edilmektedir.

i . hacimsel su içeriği (θ_i) ise şöyle hesaplanmaktadır.

$$\theta_i = \theta_s \sum_{j=1}^{j=i} W_j \quad i=1, 2, \dots, n \quad (1.68)$$

Burada;

θ_s : Zeminin doygun hacimsel su içeriği,

W_j : Zeminin j. parçasının ağırlığı,

olarak ifade edilmektedir.

Yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilen hacimsel su içeriği ve matris emme gerilmelerinden, zeminin su tutma eğrisine böylelikle geçilmektedir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR VE BULGULAR

2.1. Deneysel Çalışmalar

2.1.1. Deneysel Çalışmada Kullanılan Malzemeler

Bu çalışmada Trabzon Karadeniz Teknik Üniversitesi Merkez Kampüsü Maden Mühendisliği Bölümü Kuzey Cephesi İstinat Duvarı Temeli'nden temin edilen zemin kullanılmıştır.

2.1.2. Deneysel Çalışmada Kullanılan Araç ve Gereçler

Doğal yoğunluk, dane yoğunluğu, kuru yoğunluk, doğal su içeriği, likit limit, plastik limit, granülometri eğrisini belirlemek için yapılan elek analiz ve hidrometre analiz, kompaksiyon, kayma direnci parametreleri, emme gerilmesi deneylerinin yapıldığı çalışmada kullanılan araç ve gereçler aşağıda özellikleri ile kısaca açıklanmıştır.

Silindirik Örnek Alıcı: Doğal yoğunluğu belirlemede kullanılan belirli çap ve yüksekliğe sahip silindir şeklinde bir tüptür.

Piknometre Şişesi: Dane yoğunluğunu belirlemede kullanılan 250 ml–500 ml hacimli kalibrasyonu yapılmış ve ısıya dayanıklı kapaklı cam şişelerdir.

Casagrande Aleti: Kolu döndürüldüğünde, sert bir lastik blok üzerine, 1 cm yükseklikten düşen yarım küre biçiminde metal (pirinç) tas kaptan oluşan bir alettir. Likit limitin belirlenmesinde kullanılır.

Elekler: Granülometri eğrisini belirlemek için çalışmalarda, ASTM: E 11–1961 standartlarına uygun 4, 10, 25, 40, 60, 100 ve 200 No.lu elekler kullanılmıştır.

Hidrometre Aleti: Sıvı ve süspansiyonların yoğunluklarını ölçmede kullanılan, bir gövde ve bir ince uzun boyun kısmından oluşan kalibrasyonu yapılmış cam bir alettir.

Elektrikli Mikser: Hidrometre analizinde, zemin danelerinin birbirinden tamamen ayrılmasını sağlamak için kullanılan elektrikli bir karıştırıcıdır.

Standart Proctor Kabı: İç çapı 10.16 cm ve yüksekliği 11.64 cm olan metal silindir bir kalıptır. Üzerine deney süresince yaka takılır.

Kompaksiyon Tokmağı: 2.5 kg kütlesinde ve 30.5 cm'den serbest düşme ile sıkıştırma yapan standart bir tokmaktır. Her katman 25 vuruş ile sıkıştırılır.

Kesme Kutusu Aleti: Kayma direnci parametrelerinin belirlenmesinde kullanılır. Deney aleti, birbiri üzerinde oturan 6 cm*6 cm iç boyutlu iki kare metal halkadan oluşur.

Whatman No: 42 Filtre Kağıdı: Zeminin emme gerilmelerinin belirlenmesi için geliştirilen yöntemlerden filtre kağıdı yönteminde kullanılan, yüksek derecede su emme kapasitesine sahip, ASTM D 5298-94 standartına uygun bir filtre kağıdıdır.

Zemin Örneği Kapları: Zemin örneklerinin etüvde (fırında) kurutulması için kullanılan ısıya dayanıklı cam kaplardır.

Etüv (Fırın): Zemin örneklerini çeşitli sıcaklıklarda kurutmaya yarayan fırına denir.

Desikatör: Hazırlanan zemin örneklerinin belirlenen su içeriklerinde uzun süre saklanması imkânını veren hava geçirmeyen vakumlu cam kaplara denir.

Elektronik Terazı: Zemin örneklerinin ağırlıklarını belirlemede kullanılan 0.001 gr duyarlıklı bir terazidir.

2.1.3. Kampüs Zemininin Fiziksel Özelliklerinin Belirlenmesi

2.1.3.1. Doğal Yoğunluğun Belirlenmesi

Zeminin doğal yoğunluk değerinin belirlenmesinde silindirik örnek alma yöntemi kullanılmıştır. Yapılan deneyler sonucunda zeminin doğal yoğunluğu $\rho_n=1.834 \text{ Mg/m}^3$ olarak bulunmuştur.

2.1.3.2. Dane Yoğunluğunun Belirlenmesi

Zeminin dane yoğunluk değerinin belirlenmesinde piknometre şişesi kullanılarak deneyler yapılmıştır. Yapılan deneyler sonucunda zeminin dane yoğunluğu $\rho_s=2.676 \text{ Mg/m}^3$ olarak bulunmuştur.

2.1.3.3. Doğal Su İçeriğinin Belirlenmesi

Zeminin arazideki doğal haldeki su içeriği yapılan deneyler sonucunda $w_n=\%23.6$ olarak bulunmuştur.

2.1.3.4. Kıvam (Atterberg) Limitlerinin Belirlenmesi

Zeminin, kıvam (Atterberg) limitleri olarak bilinen likit limit ve plastik limit değerleri laboratuarda deneysel olarak, büzülme (rötre) limiti ise matematiksel olarak belirlenmiştir. Likit limit değeri Casagrande Yöntemi ile, plastik limit değeri ise standart plastik limit deneyi ile tespit edilmiştir.

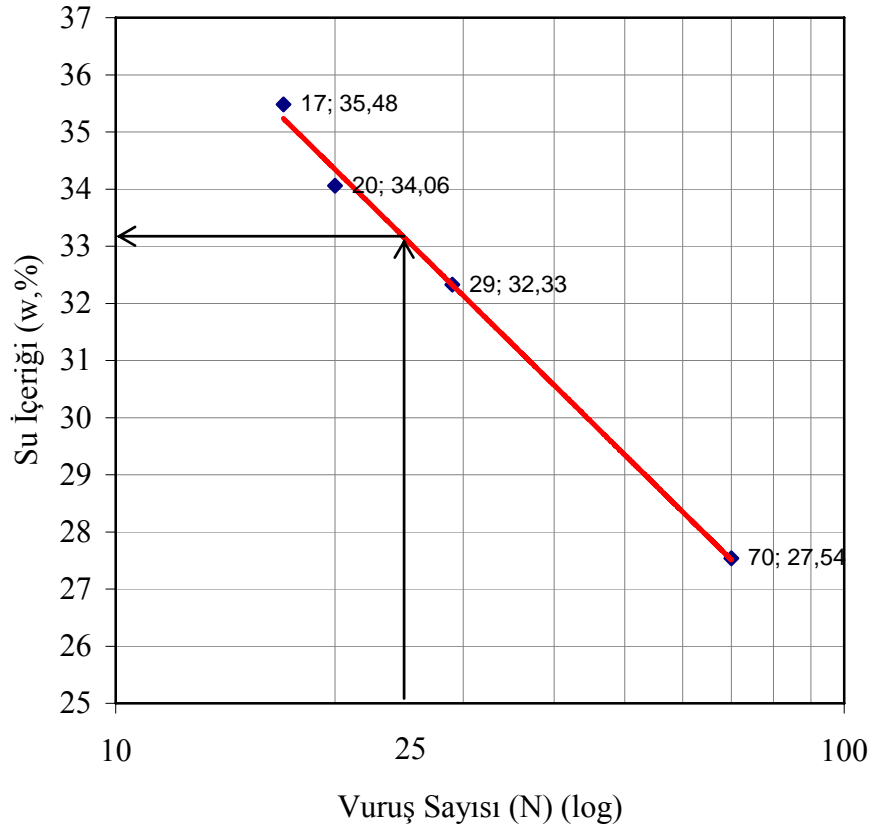
2.1.3.4.1. Likit Limitin Belirlenmesi

Zeminin likit limit değeri Casagrande Yöntemi ile belirlenmiştir. Deney sonucundan elde edilen zemin örneğine ait su içeriği ve vuruş sayısı değerleri ile eksen takımı üzerinde grafik çizilmiştir. Grafik üzerinde yatay eksenindeki 25 vuruş sayısına karşılık gelen doğru

üzerindeki noktanın düşey eksendeki izdüşümü olan su içeriği değeri zeminin likit limit değeri olarak alınmıştır.

Elde edilen sonuçlara göre zeminin likit limit değeri $w_L = \%33.129$ olarak bulunmuştur.

Su içeriği-vuruş sayısı ilişkisini yani 25 vuruşa karşılık gelen su içeriği için hazırlanan grafik Şekil 2.1’de verilmiştir.



Şekil 2.1. Kampüs zemininin likit limit değeri için su içeriği-vuruş sayısı grafiği

2.1.3.4.2. Plastik Limitin Belirlenmesi

Yoğrulmuş zemin örneği elle yuvarlatılarak yaklaşık 3 mm çapına ulaşıldığında üzerinde kopmaların başladığı andaki su içeriği zemin örneğinin plastik limit değeri olarak alınmıştır.

Yapılan deneyler sonucunda zeminin plastik limit değeri $w_p = \%29.280$ olarak bulunmuştur.

2.1.3.4.3. Büzülme (Rötre) Limitinin Belirlenmesi

Zeminin plastisite indisi, hesaplanan likit limit ve plastik limit değerlerinden belirlenmiştir.

$$I_p = w_L - w_p \quad (2.1)$$

Burada;

I_p : Plastisite indisi

olarak ifade edilir.

(2.1) numaralı denkleme göre zeminin plastisite indisi $I_p=3.849$ olarak hesaplanmıştır.

Zeminin plastisite indisi ve likit limiti değerlerinden yararlanılarak, zeminin büzülme (rötre) limit değeri $w_s=27$ olarak bulunmuştur.

Elde edilen sonuçlara göre zeminin fiziksel özellikleri tablo halinde Tablo 2.1'de gösterilmiştir.

Tablo 2.1. Kampüs zemininin fiziksel özellikleri

Doğal Yoğunluk (ρ_n , Mg/m ³)	1.834
Dane Yoğunluğu (ρ_s , Mg/m ³)	2.676
Kuru Yoğunluk (ρ_k , Mg/m ³)	1.484
Doğal Su İçeriği (w_n , %)	23.600
Boşluk Oranı (e)	0.802
Porozite (n)	0.445
Doygunluk Derecesi (S_r , %)	78.619
Likit Limit (w_L , %)	33.129
Plastik Limit (w_p , %)	29.280
Plastisite İndisi (I_p , %)	3.849
Büzülme (Rötre) Limiti (w_s , %)	27.000

2.1.4. Kampüs Zemininin Granülometri Eğrisi ve Sınıflandırılması

Zeminin granülometri eğrisini çizmek ve elde edilen bu eğriye göre sınıflandırma yapmak amacıyla, yıkamalı elek analizi yapılmıştır. Bunun için zeminden bir miktar alınarak ve de içerisine sodyumhexametafosfat (zemin danelerinin birbirinden ayrışmasını sağlamak için) koyularak 24 saat bekletilmiştir. Daha sonra zemin örneği, eleklerden geçirilmiştir. Zemin örneğinin 200 No.lu elekten geçen kısmı için hidrometre analizi (ıslak analiz) yapılmıştır. Her bir elekten geçen miktar ve dane çapı arasında bir grafik çizilerek zeminin granülometri eğrisi elde edilmiştir (Tablo 2.2, Tablo 2.3, Şekil 2.2).

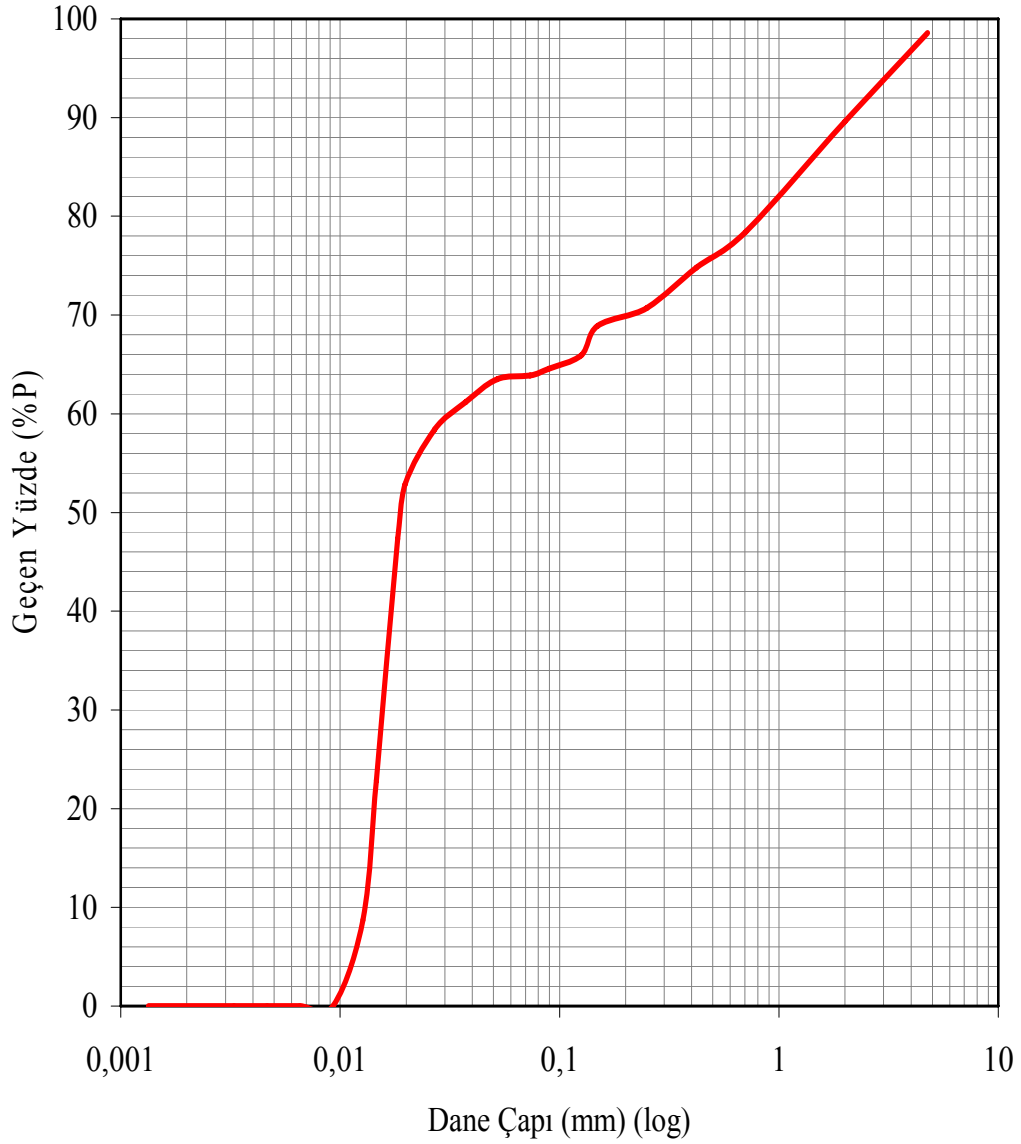
Elek analizi sonucunda çıkan değerlere göre, zemin örneğinin 200 No.lu elekten geçen yüzdesi $\%P=67.265$ olduğundan, bu zemin örneğinin $\%50$ 'den fazlası elek altında olduğu için ince daneli zemin olarak tespit edilmiştir. Daha sonra likit limit $w_L=33.129<50$ ve plastisite indisi $I_p=3.849<4$ ve de plastisite grafiğinde A doğrusu altında olduğu için ML (Silt) olarak belirlenmiştir. Ayrıca 200 No.lu elekte kalan oran $\%32.735>\%30$ olduğundan 4 No.lu elek üzerinde kalan $\%çakıl$ değeri, 4 ile 200 No.lu elek arasında kalan $\%kum$ değerinden küçük ($\%1.430<\%31.305$) ve de $\%çakıl=\%31.305<\%15$ olduğu için birleştirilmiş sınıflandırma sistemine (USCS) göre zemin kumlu silt olarak sınıflandırılmıştır.

Tablo 2.2. Kampüs zemininin elek analizi deneyi ölçümleri ve hesaplamaları

Elek No	Elek Çapı	Dara (gr)	Dara+Elek Üstünde Kalan Zemin (gr)	Elekte Üstünde Kalan Zemin (gr)	Elek Üstünde Kalan Yığılımlı Zemin (gr)	Elekten Geçen Zemin (gr)	Geçen Yüzde (%)
4	4.760	26.932	37.820	10.888	10.888	750.712	98.570
10	2.000	216.197	284.305	68.108	78.996	682.604	89.628
25	0.707	198.727	284.085	85.358	164.354	597.246	78.420
40	0.420	219.385	247.087	27.702	192.056	569.544	74.783
60	0.250	201.805	232.878	31.073	223.129	538.471	70.703
100	0.149	343.540	357.090	13.550	236.679	524.921	68.923
200	0.074	350.030	362.660	12.630	249.309	512.291	67.265
Tava	----			512.291	761.600	----	----

Tablo 2.3. Kampüs zemininin hidrometre analizi (ıslak analizi) deneyi ölçümleri ve hesaplamaları

Süre (t, dakika)	Hidrometre Okuması	Su Sıcaklığı (T, °C)	T °C de Suyun Özgül Ağırlığı (G _w)	T °C de Suyun Viskozitesi (N)	Efektif Derinlik (L, cm)	Dane Çapı (D, mm)	%P '	Geçen Yüzde %P
1/12	49.0	27	0.996512	8.55	8.30	0.125562	98.0	65.92
1/6	48.0	27	0.996512	8.55	8.40	0.089319	96.0	64.57
¼	47.5	27	0.996512	8.55	8.50	0.073362	95.0	63.90
½	47.2	27	0.996512	8.55	8.56	0.052057	94.4	63.50
1	45.5	27	0.996512	8.55	8.85	0.037428	91.0	61.21
2	43.4	27	0.996512	8.55	9.16	0.026925	86.8	58.39
4	39.3	27	0.996512	8.55	9.84	0.019733	78.6	52.87
5	35.2	27	0.996512	8.55	10.56	0.018284	70.4	47.35
10	17.0	27	0.996512	8.55	13.50	0.014618	34.0	22.87
15	6.5	27	0.996512	8.55	15.25	0.012686	13.0	8.74
30	0	27	0.996512	8.55	16.30	0.009274	0	0
60	0	27	0.996512	8.55	16.30	0.006558	0	0
120	0	27	0.996512	8.55	16.30	0.004637	0	0
240	0	27	0.996512	8.55	16.30	0.003279	0	0
1440	0	27	0.996512	8.55	16.30	0.001339	0	0



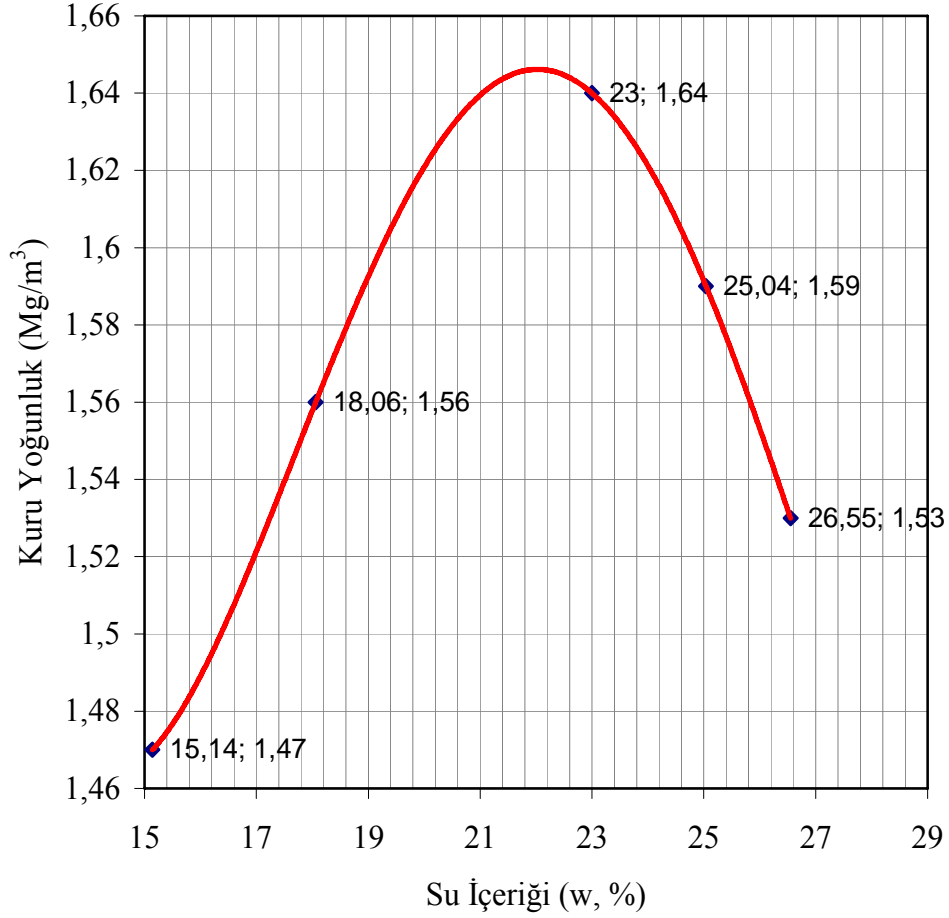
Şekil 2.2. Kampüs zemininin granülometri eğrisi

2.1.5. Kampüs Zemininin Kompaksiyon Parametrelerinin Belirlenmesi

Kompaksiyon parametreleri olan optimum su içeriği ve maksimum kuru yoğunluk değerleri kompaksiyon (standart proctor) deneyi ile belirlenmiştir. Bu deney için zeminden bir miktar alınıp içerisine damıtık su ilave edilerek yoğrulmuş ve daha sonra 11.64 cm yüksekliğinde ve 10.16 cm çapındaki metal silindir içerisinde 25 adet vuruş yapılarak üç kademe halinde sıkıştırılmıştır. Bu işlem artan su içeriklerinde beş defa tekrarlanmıştır. Artan su içeriklerinde sıkıştırılan zemin örneğinin kuru yoğunluk ve su içeriği değerleri belirlenmiştir. Deney sonuçlarıyla yatay ekseninde su içeriği ve dikey ekseninde kuru

yoğunluk olacak şekilde bir grafik çizilmiştir. Bu grafik üzerindeki eğrinin tepe noktası belirlenmiştir. Bu noktanın yatay eksen üzerindeki izdüşümü optimum su içeriği, düşey eksen üzerindeki izdüşümü ise maksimum kuru yoğunluk olarak alınmıştır.

Elde edilen sonuçlara göre zeminin optimum su içeriği $w_{opt}=\%22$ ve maksimum kuru yoğunluğu $\rho_{k \max}=1.645 \text{ Mg/m}^3$ olarak bulunmuştur (Şekil 2.3).



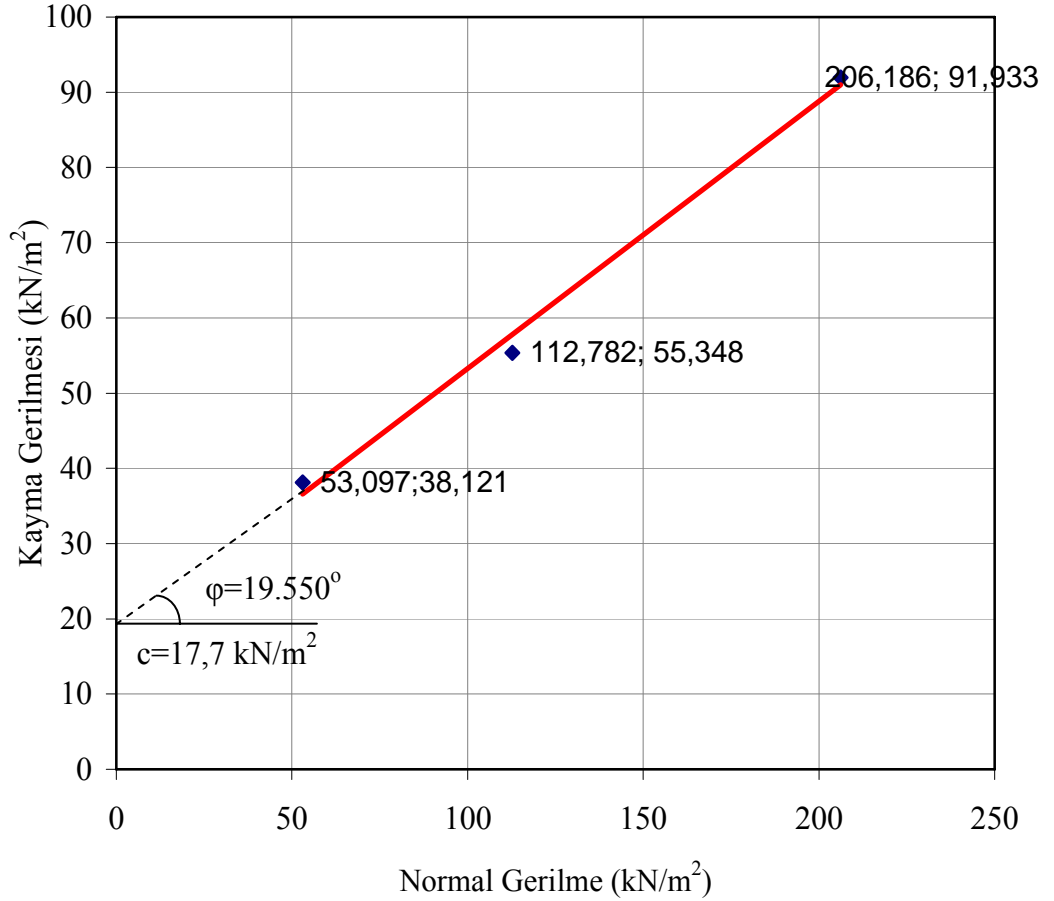
Şekil 2.3. Kampüs zemininin kompaksiyon eğrisi

2.1.6. Kampüs Zemininin Kayma Direnci Parametrelerinin Belirlenmesi

Araziden alınan üç farklı 6 cm*6 cm iç boyutlu kare metal halka içerisindeki zemin örnekleri, kesme kutusu deney aletinde 18, 36, 72 kg'lık sabit düşey yükler uygulanarak deneye tabi tutulmuşlardır. Deneyler sonrasında her zemin örneği için normal gerilme ve kayma gerilmesi değerleri hesaplanmıştır. Deney sonuçları ile yatay ekseninde normal

gerilme deęerleri, dūşey ekseninde ise kayma gerilmesi deęerlerinin olduęu bir grafik çizilmiřtir.

Elde edilen grafik üzerindeki eğriye göre zeminin kohezyonu $c=17.7 \text{ kN/m}^2$ ve içsel sürtünme açısı $\phi=19.550^\circ$ olarak bulunmuştur (şekil 2.4).



şekil 2.4. Kampüs zemininin kesme kutusu deneyinde c ve ϕ 'nin belirlenmesi

2.1.7. Kampüs Zemininin Emme Gerilmesinin Belirlenmesi

Bu çalışmada, diğer mevcut yöntemlere kıyasla zemin emme gerilmesinin ölçümünün maliyetinin düşük olması, ölçüm kolaylığı ve pratikliği, ölçüm esnasında özel ekipmanlara gerek duyulmaması, daha kısa sürede ölçüm yapılması, emmenin geniş bir alanda kısa bir sürede eşitlenebilmesi ve en geniş ölçüm aralığına sahip olması sebepleriyle filtre kağıdı yöntemi tercih edilmiştir.

Filtre kağıdı yöntemine göre zemin, ilk önce ASTM D 5298-94 standartına uygun biçimde, artan su içeriklerinde hazırlanarak cam kavanozlar içerisine, her bir cam kavanoz hacminin en az %75'i dolacak şekilde yerleştirilmiştir. Çünkü cam kavanozda ne kadar az boşluk kalırsa, o kadar kısa sürede filtre kağıdı ve zemin gerekli eşitliğe gelecektir. Daha sonra destekleyici halka tipi (1-2 cm yüksekliğinde), filtre kağıdı ve zemin arasındaki temasızlığı sağlamak amacıyla zeminlerin üzerine yerleştirilmiştir. Cımbız kullanılarak birbiri üzerinde bulunan iki Whatman-Grade 42 filtre kağıdı, zeminlere, cam kavanozların iç çeperlerine ve kapak alt yüzlerine değmeyecek şekilde destekleyici halkaların üzerlerine konulmuştur. Sonra artan su içeriklerinde hazırlanan zeminlerin bulunduğu her bir cam kavanoz, su içeriklerini kaybetmeyecek şekilde plastik tipli elektrik bandıyla sıkıca kapatılmıştır (Şekil 2.5). Dengeye ulaşmaları için sıcaklığı kontrol edilebilen bir odada, bir hafta bekletildikten sonra, filtre kağıtlarının su içeriklerini belirlemek için, cam kavanozların kapakları açılarak filtre kağıtları, önceden 0.001 gr duyarlıklı elektronik terazide tartılmış ısıya dayanıklı cam kaplara konularak gerekli işlemler yapılarak filtre kağıtlarının su içerikleri belirlenmiştir. Yapılan tüm bu işlemler sırasında mümkün olduğunca hassas olmaya çalışılmalıdır. Deneyin her aşamasında hızlı ve pratik olunmalıdır. Daha sonra Whatman Grade 42 filtre kağıtları için hazırlanmış kalibrasyon eğrisinden toplam emme gerilmesi ve matris emme gerilmesi değerleri hesaplanmıştır (Şekil 1.13).

Elde edilen sonuçlara göre zeminin hesaplanan toplam emme gerilmeleri Tablo 2.4 ve matris emme gerilmeleri Tablo 2.5'te verilmiştir.

Ayrıca bu sonuçlara göre çizilmiş olan yatay ekseninde matris emme gerilmesinin (ψ), düşey ekseninde hacimsel su içeriğinin (θ) bulunduğu zeminin su tutma eğrisi Şekil 2.6'da verilmiştir.



Şekil 2.5. Kampüs zemininin emme gerilmelerinin belirlenmesi için yapılan filtre kağıdı yönteminde kullanılan cam kavanozlardaki artan su içeriklerine göre hazırlanan zemin örnekleri

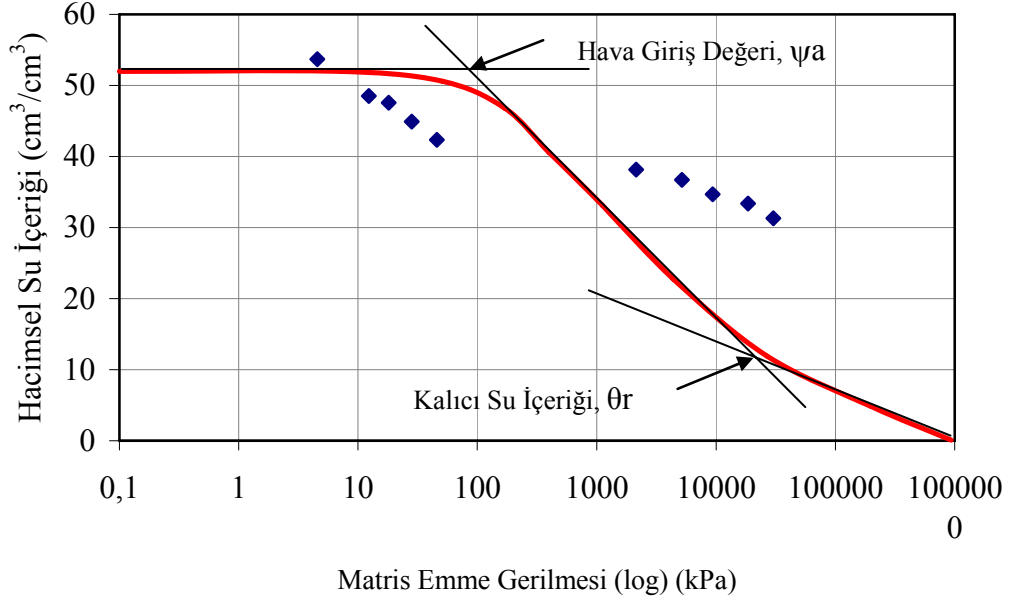
Tablo 2.4. Kampüs zemininin toplam emme gerilmesi hesabı

Numune No	Su İçeriği (%)	Soğuk Kap Dara (gr)	Soğuk Kap Dara + Islak Filtre Kağıdı (gr)	Sıcak Kap Dara + Kuru Filtre Kağıdı (gr)	Sıcak Kap Dara (gr)	Kuru Filtre Kağıdı (gr)	Filtre Kağıdındaki Su Ağırlığı (gr)	Filtre Kağıdındaki Su İçeriği (%)	Toplam Emme Gerilmesi (log kPa) (Şekil 1.12)	Toplam Emme Gerilmesi (kPa)	Toplam Emme Gerilmesi (pF) $\log(kPa*10.198)$
		1	2	3	4	5=3-4	6=2-3-1+4	7=(6/5)*100	8	9	10
1	5	99.582	99.815	99.770	99.546	0.224	0.009	4.018	5.014	103278.264	6.023
2	10	97.159	97.402	97.359	97.135	0.224	0.019	8.482	4.666	46370.424	5.675
3	15	88.430	88.682	88.626	88.407	0.219	0.033	15.068	4.153	14228.673	5.162
11	20	114.023	114.276	114.221	114.000	0.221	0.032	14.480	4.199	15813.798	5.208
16	25	86.931	87.180	87.114	86.894	0.220	0.029	13.182	4.300	19958.889	5.309
21	30	100.889	101.156	101.092	100.863	0.229	0.038	16.594	4.034	10822.716	5.043
24	35	96.469	96.732	96.672	96.448	0.224	0.039	17.411	3.971	9347.713	4.979
30	40	92.488	92.753	92.691	92.464	0.227	0.038	16.740	4.023	10542.586	5.031
34	45	95.626	95.886	95.819	95.592	0.227	0.033	14.537	4.195	15650.674	5.203
35	50	99.524	99.782	99.725	99.501	0.224	0.034	15.179	4.145	13950.484	5.153

Tablo 2.5. Kampüs zemininin matris emme gerilmesi hesabı

Numune No	Su İçeriği (%)	Soğuk Kap Dara (gr)	Soğuk Kap Dara + Islak Filtre Kağıdı (gr)	Sıcak Kap Dara + Kuru Filtre Kağıdı (gr)	Sıcak Kap Dara (gr)	Kuru Filtre Kağıdı (gr)	Filtre Kağıdındaki Su Ağırlığı (gr)	Filtre Kağıdındaki Su İçeriği (%)	Matris Emme Gerilmesi (log kPa) (Şekil1.12)	Matris Emme Gerilmesi (kPa)	Matris Emme Gerilmesi (pF) $\log(kPa*10.198)$
		1	2	3	4	5=3-4	6=2-3-1+4	7=(6/5)*100	8	9	10
1	20.579	99.582	99.775	99.720	99.546	0.174	0.019	10.873	4.480	30199.517	5.489
2	22.267	97.159	97.358	97.310	97.135	0.175	0.024	13.569	4.270	18620.871	5.279
2	23.336	88.430	88.637	88.583	88.407	0.176	0.031	17.420	3.970	9332.543	4.979
38	25.000	79.650	79.860	79.800	79.626	0.174	0.036	20.690	3.715	5191.297	4.724
16	26.267	86.931	87.151	87.069	86.894	0.175	0.045	25.635	3.330	2137.962	4.339
40	30.000	104.039	104.313	104.192	104.016	0.176	0.098	55.682	1.660	45.740	2.669
24	32.419	96.469	96.767	96.622	96.448	0.174	0.124	71.259	1.450	28.184	2.459
43	35.000	89.276	89.597	89.412	89.239	0.173	0.148	85.549	1.257	18.075	2.266
34	35.953	95.626	95.972	95.767	95.592	0.175	0.171	97.926	1.090	12.303	2.099
35	41.403	99.524	99.931	99.678	99.501	0.177	0.230	129.798	0.660	4.568	1.668

Tablo 2.5'te verilen deney sonuçlarına göre zeminin Şekil 2.6'da çizilen su tutma eğrisinden, zeminin kalıcı su içeriği (θ_r), kalıcı emme gerilmesi (ψ_r), doymun su içeriği (θ_s) ve hava giriş değeri (ψ_a) belirlenmiştir.



Şekil 2.6. Kampüs zemininin filtre kağıdı yönteminden elde edilen verilere göre çizilen su tutma eğrisi

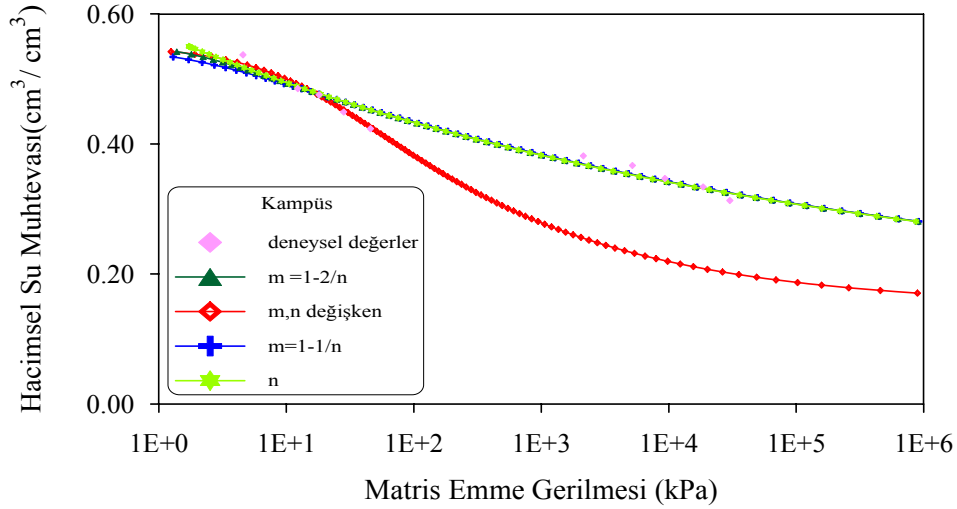
2.2. Kampüs Zemininin Deney Sonuçlarının RETC'de Değerlendirilmesi

2.2.1. Kampüs Zemininin Su Tutma Eğrisi Verilerinin RETC'de Değerlendirilmesi

Zeminin deneysel çalışmalarından elde edilen deney sonuçlarına göre hacimsel su içeriği (θ) ve matris emme gerilmesi (ψ) değerleri, RETC bilgisayar programındaki, Mualem ve Burdine'nin istatistikî boşluk granülometrisi modellerine dayanarak formülize ettikleri hidrolik iletkenlik fonksiyonlarını kullanarak van Genuchten ve Brooks-Corey'in ortaya attıkları su tutma eğrisi denklemlerinin 6 farklı kombinasyonu ile değerlendirilmiştir.

Zeminin, filtre kağıdı yönteminden elde edilen verilere göre çizilen su tutma eğrisi ve RETC bilgisayar programına göre çizilen su tutma eğrisi karşılaştırılmıştır.

Şekil 2.7’de zeminin hacimsel su içeriği ve matris emme gerilmesi arasındaki ilişkisi görülmektedir. RETC’ye göre çizilen eğriden de görüldüğü üzere, Brooks-Corey denklemi (BC) ($n \rightarrow \infty$) ile sınırlandırılmış ($m=1-1/n$) ve ($m=1-2/n$) durumları ile ilişkili van Genuchten denklemi (vG) arasında bir uyum söz konusudur. Bununla beraber m , n ’nin değişken olduğu van Genuchten denklemi (vG) ile uyumsuzdur. Zeminin deney sonuçları ile, çizilen tüm eğriler genel anlamda uyumlu sayılabilmektedir.



Şekil 2.7. Kampüs zemininin RETC bilgisayar programı ile elde edilen su tutma eğrileri

2.3. Su Tutma Eğrisi Denklemlerinin Deneysel Verilere Uygunluğu

Kampüs zeminin filtre kağıdı yöntemiyle belirlenen deneysel θ - ψ ilişkisinin, literatürde birçok araştırmacı tarafından önerilen su tutma eğrisi denklemleriyle uyumu araştırılmıştır.

1-) Gardner (1958) tarafından $\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + a.\psi^b}$ denklemi, su tutma eğrisi denklemi

olarak önerilmiştir. Yapılan deney sonucunda elde edilen su tutma eğrisinden θ_s ve θ_r parametreleri hesaplandıktan sonra, a ve b katsayıları bilgisayar programı yardımıyla belirlenmiştir. Elde edilen a ve b katsayıları ve deney sonuçları ile Gardner’ın (1958) amprik bağıntısının uyumunu gösteren korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu yöntemle Gardner’ın (1958) amprik bağıntısı sınanmıştır.

Tablo 2.6. $\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{1 + a.\psi^b}$ denklemi için hesaplanan katsayılar

Numune Adı	a Katsayısı	b Katsayısı	Korelasyon Katsayısı (r)	Determinasyon Katsayısı (r ²)
Kampüs Zemini	0.087	0.255	0.958	0.918

2-) Brooks-Corey (1964) tarafından $\theta_w = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{a}{\psi}\right)^b$ denklemi, su tutma eğrisi denklemi olarak önerilmiştir. Yapılan deney sonucunda elde edilen su tutma eğrisinden θ_s ve θ_r parametreleri hesaplandıktan sonra, a ve b katsayıları bilgisayar programı yardımıyla belirlenmiştir. Elde edilen a ve b katsayıları ve deney sonuçları ile Brooks-Corey'in (1964) amirik bağıntısının uyumunu gösteren korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu yöntemle Brooks-Corey'in (1964) amirik bağıntısı sınanmıştır.

Tablo 2.7. $\theta_w = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{a}{\psi}\right)^b$ denklemi için hesaplanan katsayılar

Numune Adı	a Katsayısı	b Katsayısı	Korelasyon Katsayısı (r)	Determinasyon Katsayısı (r ²)
Kampüs Zemini	2.301	0.786	0.979	0.959

3-) van Genuchten (1980) tarafından $\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + a.\psi^b)^c}$ denklemi, su tutma eğrisi denklemi olarak önerilmiştir. Yapılan deney sonucunda elde edilen su tutma eğrisinden θ_s ve θ_r parametreleri hesaplandıktan sonra, a, b ve c katsayıları bilgisayar programı yardımıyla belirlenmiştir. Elde edilen a, b ve c katsayıları ve deney sonuçları ile van Genuchten'in (1980) amirik bağıntısının uyumunu gösteren korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu yöntemle van Genuchten'in (1980) amirik bağıntısı sınanmıştır.

Tablo 2.8. $\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + a \cdot \psi^b)^c}$ denklemi için hesaplanan katsayılar

Numune Adı	a Katsayısı	b Katsayısı	c Katsayısı	Korelasyon Katsayısı (r)	Determinasyon Katsayısı (r ²)
Kampüs Zemini	0.001	8.458	0.009	0.979	0.959

4-) Fredlund ve Xing (1980) tarafından $\frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c}$ denklemi, su

tutma eğrisi denklemi olarak önerilmiştir. Yapılan deney sonucunda elde edilen su tutma eğrisinden θ_s ve θ_r parametreleri hesaplandıktan sonra, a, b ve c katsayıları bilgisayar programı yardımıyla belirlenmiştir. Elde edilen a, b ve c katsayıları ve deney sonuçları ile Fredlund ve Xing'in (1980) amirik bağıntısının uyumunu gösteren korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu yöntemle Fredlund ve Xing'in (1980) amirik bağıntısı sınanmıştır.

Tablo 2.9. $\frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c}$ denklemi için hesaplanan katsayılar

Numune Adı	a Katsayısı	b Katsayısı	c Katsayısı	Korelasyon Katsayısı (r)	Determinasyon Katsayısı (r ²)
Kampüs Zemini	8.315	2.199	0.232	0.982	0.965

5-) Williams (1983) tarafından $\ln(\psi) = a + b \cdot \ln(\theta_w)$ denklemi, su tutma eğrisi denklemi olarak önerilmiştir. Yapılan deney sonucunda elde edilen su tutma eğrisinden θ_w parametresi hesaplandıktan sonra, a ve b katsayıları bilgisayar programı yardımıyla belirlenmiştir. Elde edilen a ve b katsayıları ve deney sonuçları ile Williams'ın (1983)

amprik bağıntısının uyumunu gösteren korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu yöntemle Williams'ın (1983) amprik bağıntısı sınanmıştır.

Tablo 2.10. $\ln(\psi) = a + b \cdot \ln(\theta_w)$ denklemi için hesaplanan katsayılar

Numune Adı	a Katsayısı	b Katsayısı	Korelasyon Katsayısı (r)	Determinasyon Katsayısı (r ²)
Kampüs Zemini	-2.157	-10.764	0.991	0.983

6-) Fredlund ve Xing (1994) tarafından $\frac{\theta_w}{\theta_s} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c}$ denklemi, su tutma

eğrisi denklemi olarak önerilmiştir. Yapılan deney sonucunda elde edilen su tutma eğrisinden θ_s parametresi hesaplandıktan sonra, a, b ve c katsayıları bilgisayar programı yardımıyla belirlenmiştir. Elde edilen a, b ve c katsayıları ve deney sonuçları ile Fredlund ve Xing'in (1994) amprik bağıntısının uyumunu gösteren korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu yöntemle Fredlund ve Xing'in (1994) amprik bağıntısı sınanmıştır.

Tablo 2.11. $\frac{\theta_w}{\theta_s} = \frac{1}{\left\{ \ln \left[e + \left(\frac{\psi}{a} \right)^b \right] \right\}^c}$ denklemi için hesaplanan katsayılar

Numune Adı	a Katsayısı	b Katsayısı	c Katsayısı	Korelasyon Katsayısı (r)	Determinasyon Katsayısı (r ²)
Kampüs Zemini	7.849	2.351	0.154	0.983	0.967

Kampüs zeminin filtre kağıdı yöntemiyle elde edilen deney sonuçları ile en kuvvetli ilişki $r^2=0.983$ değeriyle Williams (1983) denklemiyle (1.9) sağlanırken, Fedlund ve Xing (1994) denkleminden (1.16) $r^2=0.967$ değeriyle ikinci, Fredlund ve Xing (1980) denkleminden (1.19) $r^2=0.965$ değeriyle üçüncü en iyi ilişkiyi vermişlerdir (Tablo 2.12).

Tablo 2.12. Kampüs zemininin su tutma eğrisi denklemlerinin deneysel verilere uygunluğu

Denklem Adı	r	r ²
Gardner (1958) Denklemi	0.958	0.918
Brooks-Corey (1964) Deklemi	0.979	0.959
van Genuchten (1980) Denklemi	0.979	0.959
Fredlund ve Xing (1980) Denklemi	0.982	0.965 (C)
Williams (1983) Denklemi	0.991	0.983 (A)
Fredlund ve Xing (1994) Denklemi	0.983	0.967 (B)

Determinasyon katsayısına göre su tutma eğrisi denklemlerinin deneysel verilere uygunluğu (A) en iyi, (B) iyi ve (C) orta sırasıyla gösterilmiştir.

2.4. Kampüs Zemininin Su Tutma Eğrisinin Granülometri Eğrisinden Yararlanılarak Elde Edilmesi

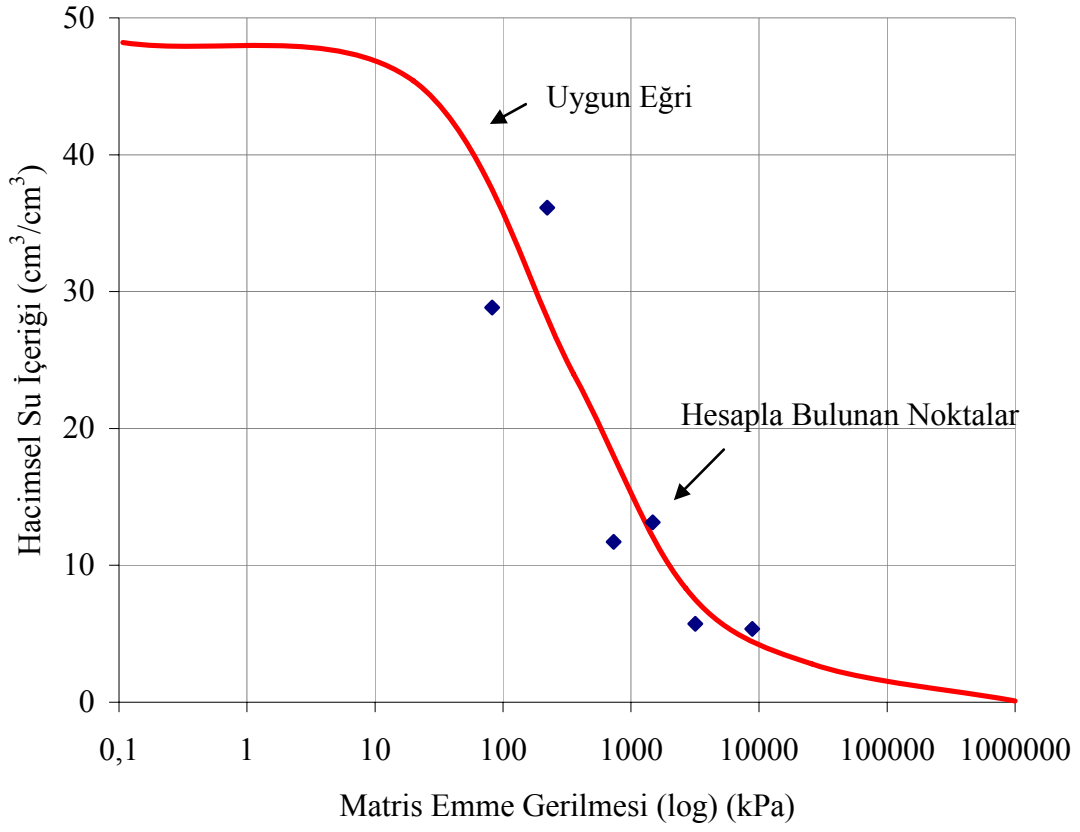
Zeminin deneysel çalışmalarından elde edilen deney sonuçlarına göre çizilen granülometri eğrisinden su tutma eğrisine geçiş için Arya-Paris modeli kullanılmıştır. Bu modele göre zeminin granülometri eğrisi, parçalara bölünmüş ve her bir parça için ayrı ayrı hesaplamalar yapılmıştır.

Elde edilen sonuçlara göre zeminin hesaplanan hacimsel su içerikleri ve matris emme gerilmeleri Tablo 2.13'te verilmiştir.

Ayrıca bu sonuçlara göre çizilmiş olan yatay ekseninde matris emme gerilmesinin (ψ), düşey ekseninde hacimsel su içeriğinin (θ) bulunduğu zeminin su tutma eğrisi Şekil 2.8'de verilmiştir.

Tablo 2.13. Kampüs zemininin su tutma eğrisinin granülometri (dane dağılımı) eğrisinden yararlanılarak elde edilmesi için yapılan hesaplamalar

Parça No.	Ortalama Dane Çapı (R _i , cm)	Her Bir Parçadaki Zemin Ağırlığı (W _i , gr)	İdealleştirilmiş Yığındaki Küresel Daneciklerin Sayısı (V _i) $V_i = \frac{3.W_i}{4.\pi.\rho_s.R_i^3}$	Log(V _i)	Doğal Yapıdaki Zemine Karşılık Küresel Daneciklerin Sayısı (N _i)	Log(N _i)	Ölçeklendirilmiş Parametre (β _i)	Matris Emme Gerilmesi (ψ _i) $\psi_i = \frac{0.18}{R_i.\sqrt{e.V_i^{(1-\beta_i)}}}$	Hacimsel Su İçeriği (θ _i)
	1	2	3	4	5	6	7=6/4	8	9
1	0.4760	68.108	56.344	1.751	2.153	0.333	0.190	0.083	28.826
2	0.2000	85.358	951.975	2.979	46.452	1.667	0.560	0.222	36.127
3	0.0707	27.702	6993.977	3.845	464.515	2.667	0.694	0.732	11.725
4	0.0420	31.073	37420.245	4.573	3589.219	3.555	0.777	1.482	13.151
5	0.0250	13.550	77373.203	4.889	12105.981	4.083	0.835	3.179	5.735
6	0.0149	12.630	340655.852	5.532	146892.628	5.167	0.934	8.856	5.346
7	0.0074	512.291	112795186.100	8.052	464515275200.000	11.667	1.449	1742.532	216.824



Şekil 2.8. Kampüs zemininin su tutma eğrisinin granülometri eğrisinden yararlanılarak elde edilmesini sağlayan grafik

3. SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Bu çalışmada Trabzon Karadeniz Teknik Üniversitesi Merkez Kampüsü Maden Mühendisliği Bölümü Kuzey Cephesi İstinat Duvarı Temeli'nden temin edilen zeminin fiziksel özellikleri ve su tutma eğrisi belirlenmiştir. Zeminin su tutma eğrilerinin belirlenmesi için önerilen yöntemlerle deneysel bulgular karşılaştırılmıştır. Elek analizi ve ıslak analiz yöntemleriyle belirlenen granülometri eğrisinden zeminin su tutma eğrisine geçebilmek için, elde edilen iki eğrinin uyumu araştırılmıştır. Varılan sonuçlar şu şekilde sıralanabilir:

1-) Öncelikle zeminin doğal su içeriği $w_n = 23.6\%$, silindirik örnek alma yöntemi ile doğal yoğunluk $\rho_n = 1.834 \text{ Mg/m}^3$, piknometre yöntemi ile dane yoğunluğu $\rho_s = 2.676 \text{ Mg/m}^3$ olarak belirlenmiştir. Casagrande yöntemi ile belirlenen likit limit değeri $w_L = 33.129\%$, plastik limit değeri ise $w_p = 29.280\%$ olarak bulunmuştur. Likit limit ve plastik limit değerlerinden elde edilen plastisite indisi $I_p = 3.849$, büzülme (rötre) limit değeri ise $w_s = 27\%$ olarak hesaplanmıştır.

2-) Elek analizi ve ıslak analiz yöntemlerine göre elde edilen granülometri eğrisine göre zemin sınıflandırılmıştır. Birleştirilmiş zemin sınıflandırma sistemine (USCS) göre zemin kumlu silt olarak tespit edilmiştir.

3-) Standart proctor deneyi ile zeminin optimum su içeriği $w_{opt} = 22\%$ ve maksimum kuru yoğunluğu $\rho_{k \max} = 1.645 \text{ Mg/m}^3$ olarak bulunmuştur (Şekil 2.3).

4-) Kesme kutusu deney sonuçlarına göre elde edilen kırılma zarfına göre zeminin kohezyonu $c = 17.7 \text{ kN/m}^2$ ve içsel sürtünme açısı $\phi = 19.550^\circ$ olarak bulunmuştur (Şekil 2.4).

5-) Zeminin su tutma eğrisini çizebilmek için ASTM D 5298-94'e uygun olarak Whatman-Grade 42 filtre kağıdı kullanılarak emme gerilmeleri belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre zeminin hesaplanan toplam emme gerilmeleri Tablo 2.4 ve matris emme gerilmeleri Tablo 2.5'te verilmiştir. Ayrıca bu sonuçlara göre çizilmiş olan yatay eksende matris emme gerilmesinin (ψ), düşey eksende hacimsel su içeriğinin (θ) bulunduğu zeminin su tutma eğrisi Şekil 2.6'da verilmiştir. Tablo 2.5'te verilen deney sonuçlarına göre zeminin Şekil 2.6'da çizilen su tutma eğrisinden, zeminin kalıcı su içeriği (θ_r) 13, kalıcı emme gerilmesi (ψ_r) 25000 kPa, doymuş su içeriği (θ_s) 53 ve hava giriş değeri (ψ_a) 99 kPa belirlenmiştir.

Yapılan çalışmalar zeminlerin davranışında su tutma eğrilerinin çok önemli olduğunu göstermiştir. Çünkü bir zemine ait su tutma eğrisi belirlendikten sonra o zeminle ilgili geçirimsizlik, kayma direnci ve şişme-büzülme gibi hacimsel değişimleri ile zeminin şişme özellikleri belirlenebilir.

6-) Zemin üzerinde yapılan deneysel çalışmalar sonucunda elde edilen verilere göre hacimsel su içeriği (θ) ve matris emme gerilmesi (ψ) değerleri, RETC bilgisayar programındaki, Mualem ve Burdine'nin istatistikî boşluk granülometrisi modellerine dayanarak formülize ettikleri hidrolik iletkenlik fonksiyonlarını kullanarak van Genuchten ve Brooks-Corey'in ortaya attıkları su tutma eğrisi denklemlerinin 6 farklı kombinezonu ile değerlendirilmiştir.

Şekil 2.7'de RETC'ye göre çizilen eğriden de görüldüğü üzere, Brooks-Corey denklemi (BC) ($n \rightarrow \infty$) ile sınırlandırılmış ($m=1-1/n$) ve ($m=1-2/n$) durumları ile ilişkili van Genuchten denklemi (vG) arasında bir uyum söz konusudur. Bununla beraber m , n 'nin değişken olduğu van Genuchten denklemi (vG) ile uyumsuzdur. Zeminin deney sonuçları ile, çizilen tüm eğriler genel anlamda uyumlu sayılabilmektedir.

7-) Zeminin filtre kağıdı yöntemiyle elde edilen deney sonuçları ile en kuvvetli ilişki $r^2=0.983$ değeriyle Williams (1983) denklemiyle (1.9) sağlanırken, Fedlund ve Xing (1994) denkleminden (1.16) $r^2=0.967$ değeriyle ikinci, Fredlund ve Xing (1980) denkleminden (1.19) $r^2=0.965$ değeriyle üçüncü en iyi ilişkiyi vermişlerdir (Tablo 2.12).

8-) Zemin üzerinde yapılan deneysel çalışmalar sonucunda elde edilen verilere göre çizilen granülometri eğrisinden su tutma eğrisine geçiş için Arya-Paris modeli kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre zeminin hesaplanan hacimsel su içerikleri ve matris emme gerilmeleri Tablo 2.13'te verilmiştir. Ayrıca bu sonuçlara göre çizilmiş olan yatay ekseninde matris emme gerilmesinin (ψ), düşey ekseninde hacimsel su içeriğinin (θ) bulunduğu zeminin su tutma eğrisi Şekil 2.8'de verilmiştir.

Filtre kağıdı yöntemine göre çizilen Şekil 2.6 ile granülometri eğrisinden Arya-Paris modeline göre çizilen Şekil 2.8'in uyumlu olduğu görülmüştür.

4. ÖNERİLER

Yapılan çalışmada, kampüs içerisinde alınan kumlu silt zemin için deneyler yapılmıştır. Buna benzer olarak killi, siltli, kumlu killi, siltli killi ve bunun gibi zemin çeşitleri üzerinde zeminlerin granülometri eğrisinden su tutma eğrisine geçişin değişik zeminler için uygunluğu daha detaylı olarak araştırılabilir.

Yapılacak olan farklı zeminlerdeki deneylerde granülometri eğrilerinden su tutma eğrilerine geçişte uygunluk sağlanırsa bu zeminler üzerinde fazla sayıda deney yapılarak yöntemin standart deney haline gelmesi sağlanabilir.

Zeminlerin granülometri eğrilerinden su tutma eğrilerine geçişte Arya-Paris modelinden farklı modeller kullanılarak, bu modeller arasındaki uyumun nasıl olduğu araştırılabilir.

Farklı modeller kullanılarak elde edilen su tutma eğrileriyle, filtre kağıdı yönteminden elde edilen su tutma eğrileri arasındaki uyum araştırılabilir.

5. KAYNAKLAR

- Ahuja, L.R. ve Swartzendruber, D., 1972. An Improved Form of Soil-Water Diffusivity Function, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36, 9-14.
- Alessi, R.S. ve Prunty, L., 1986. Soil Water Determination Using Fiber Optics, Journal of Soil Science Society of America, 50, 860-863.
- Andersson, S., 1990a. Markfysikaliska Undersökningar Iodlad Jord, XXVI. Om Mineraljordens Och Mullens Rusutfyllande Egenskaper, En Teoretisk Studie, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, 70 p.
- Andersson, S., 1990b. Markfysikaliska Undersökningar Iodlad Jord, XXVII. Kornkurvor, Teoretiska Exempel, Analys Och Kommentarer, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, 155 p.
- Arya, L.M., Leij, F.J. ve van Genuchten, M.Th., 1997. Relationship between Particle Size Distribution and Soil Water Retention, in Proc. Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Edited by van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., and Wu, L., Riverside, CA, 130 p.
- Arya, L.M. ve Paris, J.F., 1981. A Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk Density Data, Soil Science Society of America Journal, 45, 1023-1030.
- Auer, S.O., 1981. Apparatus for Measurement of Soil Moisture Content, U.S. Patent 4, 266, 878 p.
- Aytekin, M., 2004. Deneysel Zemin Mekaniği, Teknik Yayinevi Mühendislik Mimarlık Yayınları, Ankara, 624 s.
- Bloemen, G.W., 1980. Calculation of Hydraulic Conductivities of Soil from Texture and Organic Matter, Z. Planzenernahr. Bodenkd., 143, 581-605.
- Bocking, K.A. ve Fredlund, D.G., 1980. Use of the Osmotic Tensiometer to Measure Negative Pore Water Pressure, Geotechnical Testing Journal, 2, 3-10.
- Bohn, H.L., McNeal, B.L. ve O'Conner, G.A., 1985. Soil Chemistry, 2nd Ed. John Wiley, New York, 117 p.
- Bonatti, E. Ve Joensun, O., 1968. Paligorskite from Atlantic Deep Sea Sediments, Am. Miner., 53, 975-983.
- Bouyoucos, G.J. ve Mick, A.H., 1940. Comparison of Absorbent Materials Employed in the Electrical Resistance Method of Making a Continuous Measurement of Soil Moisture under Field Conditions, Soil Science Society of America, Proceedings, 5, 77-79.

- Bouyoucos, G.J., 1956. Electric Hygrometer, U.S. Patent 2, 740, 32 p.
- Brady, A.P., Huff, H. ve McBain, J.W., 1951. Measurement of Vapor Pressure by Means of Matched Thermistors, Journal of Physical Colloidal Chemistry, 55, 304-311.
- Brakensiek, D.L., Engleman, R.L. ve Rawls, W.J., 1981. Variation within Texture Classes of Soil Water Parameters, Trans. ASAE, 24, 335-339.
- Briscoe, R.D. ve Barlow, W.K., 1981, Thermocouple-Equipped, Soil Probe with Removable Protective Shield, U.S. Patent, 2, 242, 906 p.
- Britow, C.M., 1993. The Genesis of the China Clays of South-West England: A Multistage Story, In: Murray H.H., Bundy W.M. and Harvey C.C.(Editors), Kaolin Genesis and Utilization, Clay Minerals Soc. Spec. Publ., 1, 205-220.
- Brooks, R. H., ve Corey, A. T., 1964. Hydraulic Properties of Porous Medium, Hydrology, Civil Engineering Dept., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo, 3, 27 p.
- Brown, R.W. ve Collins, J.M., 1980, A Screen-Caged Thermocouple Psychrometer and Calibration Chamber for Measurements of Plant and Soil Water Potential, Agronomy Journal, 72, 851-854.
- Brutsaert, W., 1966. Probability Laws for Pore Size Distributions, Soil Sci., 101, 85-92.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the Movement of Soil Moisture, U.S. Department of Agriculture, Bureau of Soils, Bulletin 38.
- Burdine, N.T., 1953. Relative Permeability Calculations from Pore Size Distribution Data, Journal of American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 198, 71-75.
- Campbell, E.C., Campbell, G.S. ve Barlow, W.K., 1973. A Dewpoint Hygrometer for Water Potential Measurement, Agricultural Meteorology, 12, 113-121.
- Campbell, G.S., 1974. A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity from Moisture Retention Data, Soil Sci., 117, 311-314.
- Campbell, G.S., 1988. Soil Water Potential Measurement: An Overview, Irrigation Science, 9, 265-273.
- Cary, J.W., McBride J.F. ve Simmons, C.S., 1989. Electro-Optic Detection of Liquid in Translucent Porous Material, Soil Science Society of America Journal, 53, 1591-1595.
- Cary, J.W., Gee, G.W. ve Simmons, C.S., 1991. Using an Electro-Optical Switch to Measure Soil Water Suction, Journal Soil Science Society of America, 55, 1798-1800.

- Chandler, R.J. ve Gutierrez, C.I., 1992. A LoCost Method of Assessing Clay Desiccation for Low Rise Buildings, Proceedings of Institute of Civil Engineers and Civil Engineering, 92, 82-89.
- Chiristidis, G., Scott, P.W. ve Marcopouloas, T., 1995. Origin of the Bentonite Deposits of Eastern Milos and Kimalos, Greece, Geology, Geological, Mneralogical and Geochemical Evidence, Clays&Clay Minerals, 43, 63-77.
- Chiristidis, G. ve Scott, P.W., 1997. The Origin and Control of Color of White Bentonites from the Aegean Island of Milos and Kimalos, Greece, Minerals Deposits, Clays&Clay Minerals, 32, 271-279.
- Clapp, R.B. ve Hornberger, G.M., 1978. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, Water Resour. Res., 14, 601-604.
- Colman, E.A., 1950. Moisture Measuring Instrument, U.S. Patent 2, 526, 636 p.
- Crilly, M.S., Schriener, H.D. ve Gourley, C.S., 1991. A Simple Field Suction Measurement Probe, Proceedings of the 10th African Regional Conf. on Soil Mechahic and Foundation Engineering, Lesoto, 291-298.
- Croney, D., Coleman, J.D. ve Currier, E.W., 1951. The Electrical Resistance Method of Measuring Soil Moisture, British Journal of Applied Physics, 2, 85-91.
- Cummings, R.W. ve Chandler, R.F., 1940. A Field Comparison of the Electrothermal and Gypsum Block Electrical Resistance Methods with the Tensiometer Method for Estimating Soil Moisture Inst., Soil Science Society of America, Proceedings, 5, 80-85.
- De Jong, R., 1983. Soil Water Desorption Curves Estimated from Limited Data, Can. J. Soil Sci., 63, 697-703.
- Deka, R.N., Wairiu, M., Mtakwa, P.W., Veenenedaal, E.M. ve Townend, J., 1995. Use and Accuracy of Filter Paper Technique for Measuremant of Soil Matric Potential, European Journal Soil Science, 46, 233-238.
- Demir, E., 2003. Tirebolu(Giresun) Bentonitinde Yüzey Özelliklerinin Asit Aktivasyonu İle Değişimi, XI. Ulusal Kil Sempozyumu, 3-6 Eylül, İzmir, Türkiye.
- Dewu, B.B.M. ve Durrance, E.M., 1993. Mobilitiy U and Granite Kaolization in South-West England, In: Murray H.H., Bundy W.M. and Harvey C.C.(Editors), Kaolin Genesis and Utilization, Clay Minerals Soc. Spec. Publ., 1, 205-220.
- Erguvanlı, K., 1973. Mühendislik Jeolojisi, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, Gümüşsuyu, 125 s.
- Erguvanlı, K., 1978. Mühendislere Jeoloji, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, Gümüşsuyu, 189 s.

- Fawcett, R.G. ve Collis-George, N., 1967. A Filter Paper Method for Determining the Moisture Characteristic of Soil, Australian Journal of Experimental Agriculture and Animal Husbandry, 7, 162-167.
- Fredlund, D.G. ve Xing, A., 1980. Equations for the Soil-Water Characteristic Curve, Canadian Geotechnical Journal, 31(4), 533-546.
- Fredlund, D.G. ve Rahardjo, H., 1988. State-of-Art Development in the Measurement of Soil Suction, Proceeding of International Conf. on the Eng. Problems of Regional Soils, Beijing, China, 582-588.
- Fredlund, D.G. ve Rahardjo, H., 1993a. Soil Mechanics for Unsaturated Soils, John-Willey and Sons, New York, 486 p.
- Fredlund, D.G., Gan, J.K.M. ve Li, W.X., 1994. Thermal Conductivity Suction Sensors-Design Consideration, Proceeding of the 13th International Conf. on Soil Mechanic and Foundation Engineering., New Delhi, India, 291-296.
- Fredlund, D.G. ve Xing, A., 1994. Equations for the Soil-Water Characteristic Curve, Canadian Geotechnical Journal, 31, 521-532.
- Fredlund, M.D., Wilson, G.W. ve Fredlund, D.G., 1997. Prediction of the Soil-Water Characteristic Curve from the Grain-Size Distribution Curve and Volume-Mass Properties, 3rd Brazillian Symposium on Unsaturated Soils, Rio de Janeiro, Brazil, 13-23.
- Fredlund, M.D., 1996. Design of a Knowledge-Based System for Unsaturated Soil Properties, M.Sc. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Canada.
- Gallen, P.M., 1987. Measurement of Soil Suction Using the Filter Methods: A Literature Review, A Final Report, Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saakatoon, Canada.
- Gardner, W., Israelsen, O.W., Edlefsen, N.E. ve Clyde, H., 1922. The Capillary Potential Function and Its Relation to Irrigation Practice, The Physical Review, 20, 196 p.
- Gardner, R., 1937. A Method for Measuring the Capillary Tension of Soil Moisture over a Wider Moisture Range, Soil Science, 43, 277-293.
- Gardner, W.R., 1958. Some Steady State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation with Application to Evaporation from a Water Table, Soil Science, 85, 4, 228-232.
- Greacen, E.L., Walker, G.R. ve Cook, P.G., 1987. Evaluation of Filter Paper Method for Measuring Soil Water Suction, Proceeding of International Conf. on Measurement of Soil and Plant Water Status, Logan, UT, 1, 137-143.

- Grim, R.E., 1962. Applied Clay Mineralogy: Int. Series in Earth Sciences, Mc Graw-Hill Book Co. Inc., New York, 421 p.
- Grim, R.E. ve Güven, N., 1978. Bentonites, Geology, Mineralogy, Properties and Uses(Devel. Sedimentol., 24), Elsevier, Amsterdam, 256 p.
- Gourley, C.S. ve Schreiner, H.D., 1995. Field Measurement of Soil Suction, Unsaturated Soils, Proceeding of the 1st International Conf. on Unsaturated Soils, Paris, Edited by Alonso, E.E., and Delege, P., 601-606.
- Guan, Y., 1996. The Measurement of Soil Suction, Ph. Thesis, Department of Civil Engineering University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada, 331 p.
- Guldal, T., Benson, C.H. ve Albright, W.H., 2003. Hydrologic Properties of Final Cover Soils from the Alternative Cover Assessment Program, Geo. Engineering Report No: 03-02, Geo. Engineering Program University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin, USA.
- Gupta, S. C. ve Larson, W.E., 1979. Estimating Soil-Water Retention Characteristics from Particle Size Distribution, Organic Matter Percent, and Bulk Density, Water Resour. Res., 15, 6, 1633–1635.
- Hasenbeck, H.W., 1974. Soil Matric Potential Sensor, U.S. Patent 5, 847, 351 p.
- Hasenbeck, H.W., 1979. Conduction Type Soil Matric Potential Sensor, U.S. Patent 5, 179, 347 p.
- Harvey, C.C. ve Murray, H.H., 1997. Industrial Clays in the 21st Century: A Perspective of Exploration, Technology and Utilization, Clay Science, 11, 285-310.
- Haverkamp, R. ve Parlange, J.Y., 1986. Predicting the Water Retention Curve from Particle Size Distribution: 1. Sandy Soils without Organic Matter, Soil Sci., 108, 149-153.
- Hendrickx, J.M.H., Nieber, J.L. ve Siccama, P.D., 1994. Effect of Tensiometer Cup Size on Field Soil Water Tension Variability, Soil Science Society America Journal, 58, 309-315.
- Hekimoğlu, S., 1996. Kil Zeminlerin Şişme Davranışlarının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Osmangazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Eskişehir.
- Hill, A.V., 1930. A Thermal Method of Measuring the Vapor Pressure, Proceedings of the Royal Society of London, 127, 9-19.
- Hilf, J.W., 1956. An investigation of Pore-Water Pressure in Compacted Cohesive Soils, Ph. D. Dissertation, Technical Memo., No: 654, U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Design and Construction Division, Denver, CO.

- Hodnett, M.G. ve Tomasella, J., 2002. Marked differences between van Genuchten Soil Water Retention Parameters for Temperate and Tropical Soils: A New Water-Retention Pedo-Transfer Functions Developed for Tropical Soils, Geoderma, 108, 155-180.
- Holtz, R.D. ve Kovacs W.D., 1981. An Introduction to Geotechnical Engineering, Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 54 p.
- Jauhiainen, M., 2000. Hydraulic Properties of Finnish Forest Soils, Lic. For. Thesis, Helsinki University, Dept. Forest Ecology, 88 p.
- Kalkan, E., 2003. Oltu(Erzurum) Kilerinin Bariyer Olarak Kullanımında Geoteknik Özelliklerin İyileştirilmesi, Doktora Tezi, Atatürk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Erzurum.
- Kasap, S.O., Lakhanpal, D., Patzer, C., Mandziak, T. ve Fredlund, D.G., 1994. Ultrasonic Measurements on a Porous Ceramic to Determine Soil Suction, Ultrasonics, 32, 379-383.
- Kay, B.D. ve Low, P.F., 1970. Measurement of the Total Suction of Soils by a Thermistor Psychrometre, Soil Science Society of America, Proceedings, 34, 373-376.
- King, L.G., 1965. Description of Soil Characteristic for Partially Saturated Flow, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 29, 359-362.
- Kirkham, R.R., 1987. Fiber Optic Moisture Sensor with Moisture Adsorbing Reflective Target, U.S. Patent 4, 634, 856 p.
- Kritz, G., 1983. Physical Conditions in Cereal Seedbeds: A Sampling Investigation in Swedish Spring-Sown Fields, Report Nr. 65. of Swedish Univ. of Agric. Sci., Dep. of Soil Sci., Division of Soil Management, Uppsala, Sweden, 123 p.
- Kukovsky, E.G. ve Ostrovskaya, A.V., 1961. Pervoev SSSR Mestorozhdenie Palgorskitovykh Glin. Zap. Vses. M.N., Obschch., 90, 598-600.
- Laliberte, G.E., 1969. A Mathematical Function for Describing Capillary Pressure-Desaturation Data, Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol., 14, 131-149.
- Laliberte, G.E., 1969. A Mathematical Function for Describing Capillary Pressure-Desaturation Data, Le Colloque Transferts en Milieux Poreux non Saturés, March 27-28, Grenoble, France.
- Lambe, T.W. ve Whitman, R.V., 1969. Soil Mechanics, John Willey and Sons, New York.
- Lenhard, R.J., Parker, J.C. ve Mishra, S., 1989. On the Correspondence between Brooks-Corey and van Genuchten Models, J. Irrig. Drain. Engrg., 115, 744-751.
- Leong, E.C. ve Rahardjo, H., 1997. Review of Soil-Water Characteristic Curve Equations, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 123, 12, 1106-1116.

- Luckner, L., van Genuchten, M.Th. ve Nielsen, D.R., 1989. A Consistent Set of Parametric Models for the Two-phase Flow of Immissible Fluids in the Subsurface, Water Resource, 25, 2187-2193.
- Madankumar, N., 1985. Prediction of Soil Moisture Characteristics from Mechanical Analysis and Bulk Density Data, Agric. Water Manage, 10, 305-312.
- Madsen, H.B., Jensen, C.R. ve Boysen, R., 1986. A Comparison of the Thermocouple Psychrometer and the Pressure Plate Methods for Determination of Soil Water Characteristic Curves, Journal of Soil Science, 37, 357-362.
- McCuen, R.H., Rawls, W.J. ve Brakensiek, D.L., 1981. Statistical Analysis of the Brooks-Corey and Green-Ampt Parameters across Soil Textures, Water Resour. Res., 17, 1005-1013.
- McKee, C.R. ve Bumb, A.C., 1984. The Importance of Unsaturated Flow Parameters in Designing a Monitoring System for Hazardous Wastes and Environmental Emergencies, Proceedings, Hazardous Materials Control Research Institute National Conference, Houston, TX, March 1984, 50-58.
- McKee, C.R. ve Bumb, A.C., 1987. Flow-Testing Coalbed Methane Production Wells in the Presence of Water and Gas, In SPE Formation Evaluation, December, 599-608.
- McQueen, L.S. ve Miller, R.F., 1968. Calibration and Evaluation of a Wide Range Gravimetric Method for Measuring Moisture Stress, Soil Science, 106, 225-231.
- Medina, H., Tarawally, M., Vale, A.D. ve Ruiz, M.E., 2002. Estimating Soil Water Retention Curve in Rhodic Ferralsols from Basic Soil Data, Geoderma, 108, 277-285.
- Merkel, R.S., 1989. A Sedimentological, Mineralogical and Geochemical Study of Fuller's Earths Deposits of the Miocene Hawthorne Group of South Georgia-North Florida, Ph.D. Dissertation Indiana University, Bloomington, Indiana, 182 p.
- Miller, S.E., 1992. Correspondence on Filter Paper Method with D.G. Fredlund.
- Miller, C.J., Mi, H. ve Yesiller, N., 1998. Experimental Analysis of Desiccation Crack Propagation in Clay Liners, Journal of the American Water Resources Association, 34, 677-686.
- Miller, C.J., Yesiller, N., Demond, A., Merayyan, S. ve Yaldo, K., 1998. Variability in the Unsaturated Behavior of Clay Landfill Liners and Resulting Performance Implications, Proceedings of the 4th International Symposium on Environmental Geotechnology and Global Sustainable Development, Boston, Massachusetts.
- Millot, G., 1970. Geology of Clays, Springer, New York, 429 p.

- Mishra, S., Parker, J.C. ve Singhal, N., 1989. Estimation of Soil Hydraulic Properties and their Uncertainty from Particle Size Distribution Data, *J. Hydrol.*, 108, 1-18.
- Mitchel, J.K., 1976. *Fundamentals of Soil Behaviour*, John Wiley, New York.
- Moore, D.M. ve Reynolds, Jr.R.C., 1989. *X-Ray Difrraction and the Idendification and Analisis of Clay Minerals*, Oxford University Press, London.
- Mottes, Y., 1975. Tensiometer, U.S. Patent 3, 884, 67 p.
- Mualem, Y., 1976a. A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media, *Water Resource Res.*, 12, 513-522.
- Mualem, Y., 1992. Modeling the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media, Edited by van Genuchten, M.Th., Leji, F.J. and Lund, L.J., *Proc. Int. Workshop, Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, California University, Riverside, CA, 15-36.
- Nas, E., 2003. Şiran-1 Kilinin Su Tutma Eğrileri ve Şişmeye Karşı Kimyasal Stabilizasyonu, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Üniversitesi, Trabzon.
- Önalp, A., 1997. *Geoteknik Bilgisi I Zeminler ve Mekaniği*, Sakarya Üniversitesi Yayın No: 27, Adapazarı, 889 s.
- Özaydın, K., 1997. *Zemin Mekaniği*, Birsen Yayınevi, İstanbul.
- Paige-Green, P., 1980. The Clay Mineralogy of Dwyka Tillite in Southern Africa and Its Effects on the Geotechnical Properties, *Nat. Inst. for Transp. and Road Res. CSIR, Pretoria and Trans. Geol. Soc. S.A.*, 83, 291-296.
- Patterson, S.H., 1974. Fuller's Earts and Other Industrial ,MineralResources of the Meigs-Quincy District, Georgia and Florida, U.S. Geology Survey Prof. Rap., 828, 45 p.
- Peck, A.J. ve Rabbidge, R.M., 1969. Design and Performance of an Osmotic Tensiometer for Measuring Capillary Potential, *Soil Science Society of America, Proceeding*, 33, 196-202.
- Phene, C.J., Hoffman, G.J. ve Rawlins, S.L., 1971a. Measuring Soil Matric Potential in Situ by Sensing Heat Dissipation within a Porous Body-1, Theory and Sensor Construction, *Soil Science Society of America, Proceedings*, 35, 27-33.
- Phene, C.J., Hoffman, G.J. ve Rawlins, S.L., 1971b. Measuring Soil Matric Potential in Situ by Sensing Heat Dissipation within a Porous Body-2, Experimental Results, *Soil Science Society of America, Proceedings*, 35, 225-229.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. ve Vetterling, W.T., 1986. *Numerical Recipes*, Cambridge University, Press, New York.

- Puckett, W.E., Dane, J.H. ve Hajek, B.F., 1985. Physical and Numerological Data to Determine Soil Hydraulic Properties, Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 831-836.
- Rajkai, K., Kabos, S., van Genuchten, M.Th. ve Jansson, P.E., 1996. Estimation of Water Retention Characteristics from the Bulk Density and Particle-Size Distribution of Swedish Soils, Soil Science, 161, 832-845.
- Rajkai, K., Kabos, S. ve van Genuchten, M.Th., 2004. Estimating the Water Retention Curve Soil Properties: Comparison of Linear, Nonlinear and Concomitant Variable Methods, Soil&Tillage Research, 79, 145-152.
- Rajkai, K., Várallyay, Gy., Pacsepszikij, J.A., ve Scserbakov, R.A., 1981. Calculating Water Retention Curve from Particle-Size Distribution and Bulk Density of Soils, Agrokém, Talajtan, 30, 409-438.
- Rawlins, S.L. ve Dalton, F.N., 1967. Psychrometric Measurement of Soil Water Potential without Precise Temperature Control, Soil Science Society of America, Proceedings, 31, 297-301.
- Rawls, W.J. ve Brakensiek, D.L., 1982. Estimating of Soil Water Retention from Soil Properties, ASCE J., Irrig. Drainage, 108, 166-171.
- Rawls, W.J. ve Brakensiek, D.L., 1989. Estimation of Soil Water Retention and Hydraulic Properties, In Morel-Seytoux H.J. (ed.), Unsaturated Flow Hydrologic Modeling Theory and Practice, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 275-300.
- Richards, B.G., 1965. Measurement of the Free Energy of Soil Moisture by the Psychrometer Technique Using Thermistors, Moisture Equilibria and Changes in Soils Beneath Covered Areas, A. Symposium in Print, G.D. Aitchison, Ed., Butterworths, Australia, 39-46.
- Richards, L.A., 1931. Capillary Conduction of liquids Through Porous Media, Physics, 1, 318-333.
- Richards, L.A., 1955. Electro-Thermal Element for Measuring Moisture in Porous Media, U.S. Patent 2, 718, 141 p.
- Richards, L.A., 1969. A Pressure Membrane Extraction Apparatus for Soil Suction, Soil Science, 51, 377-386.
- Rogowski, A.S., 1971. Watershed Physics: Model of Soil Moisture Characteristic, Water Resour. Res., 7, 1575-1582.
- Rosenthal, R. ve Tenafly, N.J., 1956. Apparatus for Measuring Moisture of Soil, U.S. Patent 2, 729, 99 p.
- Schofield, R. K., 1935. The pF of Water in Soil, Transactions, 3rd International Congress of Soil Science, 2, 37-48.

- Scientific Software Group, 1998. SOILPARA: Soil Parameter Estimator Based on the Statistical Pore/Particle Size Distribution Model, Scientific Software Group.
- Sibley, W. ve Williams, D.J., 1990. New Filter Material for Measuring Soil Suction, Geotechnical Testing Journal, 13, 381-384.
- Soil Vision Systems Ltd., 1997. User's Guide for a Knowledge-Based Database Program for Estimating Soil Properties of Unsaturated Soils for Use in Geotechnical Engineering, Soil Vision Systems Ltd., Saskatoon, Saskatchewan, Canada.
- Spanner, D.C., 1951. The Peltier Effect and Its Use in the Measurement of Suction Pressure, Journal of Experimental Botany, II, 145-168.
- Stoch, L., 1974. Mineraly Llaste, Wydaw, Geologiczne, Warszawa, 503 p.
- Su, C. ve Brooks, R.H., 1975. Soil Hydraulic Properties from Infiltration Tests, Watershed Management Proceedings, Irrigation and Drainage Div., ASCE, Logan, Utah, 516-542.
- Swarbrick, G.E., 1995. Measurement of Soil Suction Using the Filter Paper Method, Unsaturated Soils, Proceedings of the 1st International Conf. on Unsaturated Soils, Paris, Edited by Alonso, E.E., and Delege, P., 653-658.
- Tarnawski, V.R. ve Wagner, B., 1991. TheHyProS: Thermal and Hydraulic Properties of Soils, Thermal Energy System, Computer Analysis and Design.
- Tekinsoy, M.A., 2002. Doymamış Zeminlerin İndeks ve Hidrolik Özellikleri, Süleyman Demirel Üniversitesi Yayın No: 22, Teknik Eğitim Fakültesi, Isparta.
- Terzaghi, K. ve Peck, R.B., 1969. Mühendislik Tatbikatında Zemin Mekaniği, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, Gümüşsuyu.
- Tietje O. ve Tapkenhinrichs, M., 1993. Evaluation of Pedotransfer Functions, Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 1088-1095.
- Tinjum, J.M., Benson, C.H. ve Boltz, L.R., 1997. Soil-Water Characteristic Curves for Compacted Clays, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 123, 11, 1060-1069.
- Türkoz, M., 2001. Şişen Zeminlerin Sönmüş Kireç Katkısı İle Stabilizasyonu ve Eskişehir-Meşelik Killere Uygulaması, Yüksek Lisans Tezi, Osmangazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Eskişehir.
- Truony, H.V. ve Holden, J.C., 1995. Soil Suction Measurement with Transistor Psychrometer, Unsaturated Soils, Proceedings of the 1st International Conf. on Unsaturated Soils, Paris, Edited by Alonso, E.E., and Delege, P., 659-665.

- Twersky, M., Splinter, W.E. ve Sendhorst, B.C., 1984. Soil Probe and Method of Obtaining Moisture, Temperature and Root Distribution of a Soil Profile, U.S. Patent 4, 445, 788 p.
- Uzuner, B.A., 1998. Çözümlü Problemlerle Temel Zemin Mekaniği, Teknik Yayınevi Mühendislik Mimarlık Yayınları, Ankara, 376 s.
- Ünsal, N., 2001. İnşaat Mühendisleri İçin Jeoloji, Gazi Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Matbaası, Ankara.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A Closed-form Equation for Predicting Hydraulic Conductivity in Unsaturated Soils, Soil Science Soc. Am. J., 44, 892-898.
- van Genuchten, M.Th., 1984. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.
- van Genuchten, M.Th. ve Nielsen, D.R., 1985. On Describing and Predicting the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Ann. Geophys., 3, 615-628.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. ve Darius, P., 1989. Estimating the Soil Moisture Retention Characteristic from Texture, Bulk Density, and Carbon Content, Soil Sci., 148, 389-403.
- Visser, W.C., 1968. An Empirical Expression for the Description Curve, In Proc. JASH, UNESCO Symp. on Water in the Unsaturated Zone, Vol. I, Wageningen, The Netherlands, 329-335.
- Wan, A.W.L., Gray, M.N. ve Chandler, N.A., 1995. Tracking in Situ Moisture Transients in Heated Clay, Unsaturated Soils, Proceedings of the 1st International Conf. on Unsaturated Soils, Paris, Edited by Alonso, E.E., Delage, P., 925-932.
- Watson, K.K., 1967. A Recording Field Tensiometer with Rapid Response Characteristics, Journal of Hydrology, 39, 175-183.
- Williams, J., Prebble R.E., Williams, W.T. ve Hignett, C.T., 1983. The Influence of Texture, Structure and Clay Mineralogy on the Soil Moisture Characteristic, Australian Journal of Soil Research, 21, 15-32.
- Wollenhaupt, M.C., 1984. A Technique for Estimating Plant Available Moisture Capacity from Soil Texture, N.D. Acad. Sci., 3, 36-53.
- Woodburn, J.A., Holden, J.C. ve Peter, P., 1993. The Transistor Pycrometer, A New Instrument for Measuring Soil Suction, Unsaturated Soils, Geotechnical Special Publication No: 39, Edited by Houston, S.L., and Wray, W.K., Published by ASCE, 91-102.
- Woodburn, J.A., 1995. New Approaches to the Laboratory and Field Measurement of Soil Suction, Unsaturated Soils, Proceedings of the 1st International Conf. on Unsaturated Soils, Paris, Edited by Alonso, E.E., and Delege, P., 653-658.

- Wösten, J.H.M., Finke, P.A. ve Jansen, M.J.W., 1995. Comparison of Class and Continuous Pedotransfer Functions to Generate Soil Hydraulic Characteristics, Geoderma, 66, 227-237.
- Yaldo, K., 1999. Impact of Soil Type and Compaction Conditions on Soil-Water Characteristic Curves, Ph.D. Thesis, Department of Civil Engineering, Wayne Stata University, Detroit, Michigan.
- Yesiller, N., Miller, C.J., Inci, G. ve Yaldo, K.,1999. Desiccation Cracking Behavior of Three Compacted Landfill Liners Soils, ASCE Journal of Geotechnical Engineering, Submitted Jan.
- Yıldız, A. ve Kuşçu, M., 2002. Geological and Technological Properties of Başören(Kütahya) Bentonite Deposits, 4st Int. Symp. on Eastern Meditarranean Geology, 21-25 May 2001, Edited by Akıncı Ö.T., Isparta, Turkey, 295-306.
- Zelen, M. ve Severo, C., 1965. Probability Functions,M. Abramowitz and I. Stegun Handbook of Mathematical Functions, Dover, New York, 925-995.
- Zhuang, J., Jin, Y. ve Miyazaki, T., 2001. Estimating Water Retention Charasteristic from Soil Particle-Size Distribution Using a Non-Similar Media Concept,Department of Plant and Soil Science, Tokyo, Japan, 113-8657.

ÖZGEÇMİŞ

EMEL TÜRKER 29.04.1982 tarihinde Hopa'da doğdu. İlk öğrenimini 1987-1992 yılları arasında Trabzon 24 Şubat İlkokulu'nda, orta öğrenimini 1992-1995 yılları arasında Trabzon Cumhuriyet Ortaokulu'nda, lise öğrenimini 1995-1999 yılları arasında Trabzon Fatih Süper Lisesi'nde tamamladı. 1999-2000 öğretim yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü'ne girdi. 2002-2003 öğretim yılı Haziran döneminde mezun olduğu bölümünde aynı yıl 2003-2004 öğretim yılında Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Aralık 2005'te Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü'nün açtığı sınavı kazanarak, Şubat 2006'da bu bölümün Geoteknik Anabilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak atandı. Halen Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans öğrenimini sürdürmektedir.