

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**İNCE TANELİ ZEMİNLERİN BAZI FİZİKSEL KİMYASAL VE
MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLERİN
İNCELENMESİ**

Özgür DEMİRCİ

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Soner UZUNDURUKAN

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA – 2010**

TEZ ONAYI

Özgür DEMİRCİ tarafından hazırlanan “İnce Taneli Zeminlerin Bazı Fiziksel Kimyasal ve Mineralojik Özelliklerinin İncelenmesi” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Süleyman Demirel Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman :

Yrd.Doç.Dr. Soner UZUNDURUKAN

Süleyman Demirel Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Jüri Üyeleri :

Prof. Dr. S. Nilay KESKİN

Süleyman Demirel Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Yrd. Doç. Dr. Cengiz ÖZEL

Süleyman Demirel Üniversitesi, Yapı Eğitimi Anabilim Dalı

Prof.Dr. Mustafa KUŞÇU

Enstitü Müdürü

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların, kaynak gösterilmeden kullanımı 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri kanunundaki hükümlere tabidir.

**Sevgili Babam,
Abdulaziz DEMİRCİ (1936-2008) 'ye
İthaf ederim**

Gurbetten gelmişim, yorgunum hancı
Şuraya bir yatak ser yavaş yavaş...
Aman karanlığı görmesin gözüm!
Beyaz perdeleri ger yavaş yavaş...

Sıla burcu burcu, ille ocağım,
Çoluk çocuk hasretinde kucağım...
Sana her şeyimi anlatacağım,
Otur başucuma, sor yavaş yavaş...

Güç belâ bir bilet aldım gişeden,
Yolculuk başladı Haydarpaşa'dan
Hancı n'olur elindeki şişeden,
Birkaç yudum daha ver yavaş yavaş...

Ben o gece hem ağladım, hem içtim,
İki gün diyardan diyara uçtum.
Kayseri yolundan Niğde'ye geçtim,
Uzaktan göründü Bor yavaş yavaş...

Garibim, her taraf bana yabancı,
Dertliyim, çekinme doldur be hancı!
İlkönce kımıldar hafif bir sancı,
Ayrılık sonradan kor yavaş yavaş...

Bende bir resmi var, yarısı yırtık,
On yıldır evimin kapısı örtük
Garip, bir de sarhoş oldu mu artık,
Bütün sırlarını der yavaş yavaş...

İşte hancı, ben her zaman böyleyim!
Öteyi ne sen sor, ne ben söyleyim!
Kaldır artık, boş kadehi neyleyim,
Şu benim hesabı gör yavaş yavaş...

Bekir Sıtkı Erdoğan

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ	viii
SİMGELER DİZİNİ	x
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç	1
1.2. Organizasyon	3
2. KAYNAK ÖZETLERİ	4
2.1. Mühendislik Özellikleri	4
2.1.1. Kıvam limitleri	4
2.1.2. Aktivite ve kil yüzdesi	6
2.1.3. Özgül yüzey alanı	10
2.1.4. Şişme	13
2.1.5. Emme	18
2.2. Mineralojik ve Yapısal Özellikler	24
2.2.1. Kil mineralojisi	24
2.2.2. Zemin yapısı ve fabrik	32
2.3. Killerin Spektral Özellikleri	37
2.4. Kimyasal Özellikler	41
2.4.1. Katyon değiştirme kapasitesi	41
2.4.2. Zemin suyunun kimyasal bileşimi	45
2.4.3. Organik madde	47
2.5. Bazı Önemli Çalışmalar ve Ampirik İlişkiler	49
3. MATERYAL VE YÖNTEM	55
3.1. Saha Çalışmaları ve Zemin Örneklerinin Alınması	55
3.2. Laboratuar Çalışmaları	57
3.2.1. Tane boyu analizleri kıvam limitleri ve zemin sınıflaması	57
3.2.2. Renk tanımlaması	61
3.2.3. Özgül ağırlık	62
3.2.4. Serbest şişme indisinin belirlenmesi	63
3.2.5. Emme basıncının belirlenmesi	64
3.2.6. Özgül yüzey alanı	65
3.2.7. Elektrik iletkenlik, tuzluluk ve pH	66
3.2.8. Organik madde oranı	67
3.2.9. Karbonat miktarının tayini	67
3.2.10. Katyon değiştirme kapasitesinin belirlenmesi	68
3.2.11. X-Işını kırınım yöntemi ile kil minerallerinin belirlenmesi	69
3.2.12. X-Işını ışıınımı yöntemi ile element miktarının belirlenmesi	72
3.2.13. Spektral özelliklerin belirlenmesi	74
3.3. İstatistiki Çalışmalar	75

4. ARAŞTIRMA BULGULARI	77
4.1. Laboratuvar Bulguları	77
4.1.1. Örneklerin fiziksel ve mühendislik özellikleri	77
4.1.2. Örneklerin fiziko-kimyasal özellikleri	87
4.1.3. Örneklerin mineralojik özellikleri ve element dağılımı	92
4.1.4. Örneklerin karbonat ve organik madde içeriği	92
4.1.5. Örneklerin spektral özellikleri	95
4.2. İstatistiksel Bulgular	96
4.2.1. Tanımlayıcı istatistikî bilgiler	96
4.2.2. Korelasyon analizleri	98
4.2.3. Regresyon analizleri	100
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	107
5.1. Tartışma	107
5.2. Sonuçlar	118
6. REFERANSLAR	120
EKLER	133
ÖZGEÇMİŞ	135

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

İNCE TANELİ ZEMİNLERİN BAZI FİZİKSEL KİMYASAL VE MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLERİN İNCELENMESİ

Özgür DEMİRCİ

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Soner UZUNDURUKAN

İnce taneli zeminlerin kendine has fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleri vardır ve bu yüzden farklı mühendislik özellikleri gösterirler. Bu tür zeminlerde meteorolojik etkenlere bağlı olarak şişme veya büzülme gibi davranışlarla sıklıkla karşılaşılır. Bu tür davranışlar sonucunda meydana gelen deformasyonlar önceden kestirilemediğinde yıkıcı hasarlara neden olabilmektedir. Bu nedenle ince taneli zeminlerin fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleri ve bu özelliklerin zemin mühendislik özellikleri üzerine etkisi sürekli bir ilgi ve araştırma konusu olmuştur.

Bu çalışmada kullanılan 48 adet zemin örneği farklı jeolojik kökenlerden rastgele seçim yapabilmek amacıyla değişik coğrafik bölgelerden alınmıştır. Zemin örnekleri üzerinde tane boyu dağılımı, kıvam limitleri gibi tanımlayıcı deneyler, serbest şişme indisi ve emme basıncı deneyleri yapılmıştır. Zeminlerin pH, elektriksel iletkenlik, tuzluluk gibi fiziko-kimyasal özellikleri belirlenmiş, detay XRD çalışmaları ile kil mineralleri türleri ortaya çıkartılmıştır. Ayrıca örneklerde organik madde miktarı, toplam karbonat miktarı ve katyon değiştirme kapasitesi ve spektrometrik özellikleri belirlenmiştir. Elde edilen veriler korelasyon ve regresyon analizi ile değerlendirilmiştir.

Serbest şişme indisi (FSI) ile kıvam limitleri (LL, PL, PI) arasında güçlü bir pozitif korelasyon vardır, yani kıvam limitleri yüksek olan zeminlerin şişme potansiyelleri de yüksektir. Diğer yandan emme ise LL, PL ve PI ile güçlü negatif korelasyon göstermektedir. Bu durum serbest şişme indisi ile emme arasında ters bir orantının varlığına işaret eder. Şişme üzerine katyon değiştirme kapasitesinin etkisini bildiren birçok çalışma vardır. Ancak, bu çalışmada katyon değiştirme kapasitesi (CEC) ile FSI arasında bir korelasyon gözlenmemiştir. Fakat Na-değiştirme kapasitesi ile FSI arasında güçlü bir korelasyon saptanmıştır. Emme ise benzer şekilde K-değiştirme kapasitesi ile orta dereceli negatif bir ilişki göstermektedir. Zeminin spektrometrik özellikleri ile FSI arasında bir korelasyon gözlenmemiş ancak emmenin ~1400 ve ~1900 nm dalga boyundaki özelliklerle ilişkili olduğu gözlenmiştir.

İnce taneli zeminlerden alınan numuneler üzerindeki modelleme çalışmaları regresyon analizleri ile yürütülmüştür. Serbest şişme indisinin modellenmesinde hacimsel büzülme, Na-değiştirme kapasitesi ve kil fraksiyonunun en etkili etmenler olduğu bulunmuştur. Toplam emme ve zemin-su karakteristik eğrisi ise spektroskopik özellikler (A1400, D1900), hacimsel büzülme ve mineralojik özellikler (kuvars, feldspat ve kaolin) ile modellenabilmektedir. Zeminlerde büzülmenin modellenmesinde özgül yüzey alanı, yüzey şarj yoğunluğu katyon değiştirme aktivitesi gibi unsurların etkisi ortaya çıkmaktadır.

Anahtar Kelimeler: İnce taneli zemin, serbest şişme, emme, kıvam limitleri, kil mineralleri

2011, 135 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

DETERMINATION OF THE RELATIONSHIP BETWEEN THE PHYSICAL CHEMICAL AND MINERALOGICAL PROPERTIES OF FINE GRAINED SOILS

Özgür DEMİRCİ

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Civil Engineering**

Supervisor: Asst.Prof.Dr. Soner UZUNDURUKAN

Fine grained soils have peculiar physical, chemical and mineralogical properties and show different engineering properties. In this type of soils swelling and shrinkage behaviors due to meteorological effects are frequently observed. If deformations that occurred due to these behaviors is not predicted they might result in devastating damages. Therefore, relationships between the physical, chemical and mineralogical properties of fine grained soils and effect of these features on the engineering properties of soil has become a subject of continuous curiosity and investigation.

The 48 soil samples examined in this study are obtained from different regions to sustain a random selection for different geological origins. Descriptive analyses as grain size distribution and consistency limits, free swell index and suction tests performed on soil samples. Physico-chemical properties including pH, electrical conductivity and salinity were determined and clay mineral types were detected by detailed XRD analyses. As well, the amount of organic material, the total carbonate, the cation exchange capacity and the spectrometric properties of the soils were determined. The obtained data were evaluated with correlation and regression analysis.

There is a strong positive correlation between free swell index and consistency limits (LL, PL, PI), i.e. soils with high consistency limits had also high swelling potential. On the other hand, suction shows a strong negative correlation with LL, PL, PI. This phenomena implies the presence of a negative correlation between free swelling index and suction. There is a good deal of studies reporting the effect of cation exchange capacity (CEC) on swelling. However, in this study no correlation observed between CEC and FSI. But a strong correlation is detected between FSI and Na-exchange capacity. In the same vein, suction shows a moderate negative correlation with K-exchange capacity. No correlation detected between the spectrometric properties of soil and FSI, yet it is observed that suction is related with the spectrometric peculiarities of soil at ~1400 and ~1900 nm wavelengths.

Fine grained soils subject to this study are modeled with regression analyses. Shrinkage volume, Na-exchange capacity and clay fraction are found to be the most effective elements in FSI models. On the other hand spectral properties (A_{1400} , D_{1900}), shrinkage volume and mineralogic constituents (quartz, feldspats and kaolinite) found to be important while modeling the suction (i.e total suction and slope of soil-water characteristics curve). Effects of specific surface area, surface charge density and cation exchange activity appears while modeling the shrinkage of soils.

Key Words: Fine grained soils, free swell, suction, consistency limits, clay minerals

2011, 135 pages

TEŞEKKÜR

Öncelikle, tez konusunu bana öneren, çalışmanın her aşamasında beni yönlendiren ve yol göstererek bu tezin ortaya çıkmasını sağlayan Sn. Yrd. Doç. Dr. Soner UZUNDURUKAN'a (SDÜ) ve bu yüksek lisans çalışmasının başlamasında destek olan, Sn. Prof. Dr. S. Nilay KESKİN'e (SDÜ) içtenlikle teşekkür ederim.

Saha çalışmalarından tezin tamamlanmasına kadar yanımda olan ve katkılarını esirgemeyen vefakâr arkadaşım Jeoloji Mühendisi Dr. Özden İLERİ'ye (MTA) özel olarak teşekkür ederim.

Katyon değiştirme kapasitesi deneylerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı

Ziraat Mühendisi Prof. Dr. Abdullah BARAN'a (AÜ)

Spektrometrik özelliklerin belirlenmesindeki yardımları için

Jeoloji Mühendisi Dr. Bora GÜRÇAY'a (MTA)

Deneysel çalışmalardaki yardımlarından dolayı

Jeoloji Mühendisi Dr. Füsun Y. FARİDFATHİ (MTA),

Jeoloji Mühendisi Barbaros ŞİMŞEK (MTA),

Jeoloji Mühendisi Özgür TÜRKMEN (MTA) ve

Teknisyen Erol YILMAZ'a (SDÜ)

İstatistik çalışmalarındaki katkılarından dolayı

Orman Mühendisi Yrd. Doç. Dr. Kürşad ÖZKAN'a (SDÜ)

teşekkür ederim.

Sabırla ve sevgiyle ihtiyacım olan her an benden desteğini esirgemeyen Sevgili Aileme minnettarım.

Özgür DEMİRCİ

ISPARTA, 2011

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. Kil aktivitesi ile şişme yüzdesi arasındaki ilişki	8
Şekil 2.2. Kil yüzdesinin şişme yüzdesi üzerindeki etkisi	9
Şekil 2.3. Kil yüzdesinin şişme basıncı üzerindeki etkisi	10
Şekil 2.4. Özgül yüzey alanı ve şişme yüzdesi arasındaki ilişki	12
Şekil 2.5. Metilen mavisi değeri ile şişme yüzdesi arasındaki ilişki.....	12
Şekil 2.6. Kil yüzdesi ve plastisite indisine bağlı olarak şişme potansiyelinin belirlenmesi	18
Şekil 2.7. Farklı zemin türleri için tipik zemin-su karakteristik eğrileri	22
Şekil 2.8. Zemin emmesi ve şişme potansiyeli arasındaki ilişki	23
Şekil 2.9. Başlangıç zemin emmesi ile şişme yüzdesi arasındaki ilişki	23
Şekil 2.10. Tetrahedral ve Oktahedral birimlerin yapısı	25
Şekil 2.11. Kil minerallerinin tabakalı yapısı ve su molekülleri ile ilişkisi	26
Şekil 2.12. Yaygın bulunan kil minerallerinin yapıları	30
Şekil 2.13. Kil minerallerinde petek yapısı ve kart-yuvası yapısı.....	33
Şekil 2.14. Düzlemsel kil minerallerindeki elektriksel yük ve bağlar.....	33
Şekil 2.15. Killerde tane dizilim şekilleri	34
Şekil 2.16. Farklı oryantasyon durumlarında kil minerallerinin yapısı	35
Şekil 2.17. Absorbsiyon parametreleri	39
Şekil 2.18. Katyon aktivitesi ve asimetriye bağlı olarak mineraloji ve şişme potansiyelinin tahmini	41
Şekil 2.19. Katyon değiştirme ortamı	42
Şekil 2.20. Katyon tipi, pH ve başlangıç koşullarının şişme basıncı üzerindeki etkisi	44
Şekil 2.21. Elektrolit konsantrasyonunun illit-bentonit karışımlarının serbest şişme, boşluk oranı üzerindeki etkisi	47
Şekil 2.22. Kil mineralojisinin katyon değiştirme kapasitesi ve aktiviteye bağlı olarak belirlenmesi	49
Şekil 2.23. Şişme potansiyelinin kil yüzdesi ve COLE değerine bağlı olarak belirlenmesi	50
Şekil 2.24. Emme basıncı - su muhtevası ilişkisine dayanan şişme potansiyeli kartı	50
Şekil 3.1. Zemin örneklerinin coğrafik dağılımı	56
Şekil 3.2. Titreşimli alet ile elek analizi	58

Şekil 3.3. Lazerli tane boyu cihazı ile ince kısmın tane boyunun belirlenmesi	58
Şekil 3.4. Kıvam limitlerinin belirlenmesi	59
Şekil 3.5. Büzülme Limiti deneyinin yapılışı.....	60
Şekil 3.6. Serbest şişme indisinin belirlenmesi	64
Şekil 3.7. Emme basıncının WP4-T potansiyometre ile belirlenmesi.....	65
Şekil 3.8. Mastersizer 2000 cihazı ve BET yöntemi ile yapılan SSA ölçümlerinin karşılaştırılması.....	66
Şekil 3.9. Toplam karbonat deneyi için hazırlanan düzenek	68
Şekil 3.10. Bragg kanununa göre X-ışını kırınımı	70
Şekil 3.11. Cu X-ışın tüplü Bruker D8 Advence XRD analiz cihazı	71
Şekil 3.12. X-ışını difraktogramı	72
Şekil 3.13. InnovX arazi tipi XRF cihazı	73
Şekil 3.14. Continium Removal düzeltmesinin yapılışı	74
Şekil 4.1. Zemin örneklerinin tane boyu dağılımı.....	80
Şekil 4.2. Örneklerin plastisite dağılımı ve Birleşik Zemin Sınıflamasına göre zemin sınıfları	82
Şekil 4.3. Zemin örneklerinin aktivite dağılımı	84
Şekil 4.4. Zemin örneklerinde yüzey alanı aktivitesi dağılımı.....	85
Şekil 4.5. Zemin örneklerinde katyon değiştirme aktivitesi dağılımı	91
Şekil 4.6. Zemin örneklerinde yüzey şarj yoğunluğu dağılımı	91
Şekil 4.7. Zemin örneklerinde kil minerallerinin dağılımı.....	93
Şekil 5.1. Zemin örneklerinin kıvam limitleri ile hacimsel büzülme ilişkisi	108
Şekil 5.2. Zemin örneklerinin kıvam limitleri ile serbest şişme indisi ilişkisi	108
Şekil 5.3. Zemin örneklerinin mineralojik özellikleri ile kıvam limitleri, şişme – büzülme ilişkisi	109
Şekil 5.4. Zemin örneklerinde serbest şişme indisi ile zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi arasındaki ilişki	113
Şekil 5.5. Zemin örneklerinde katyon değiştirme kapasitesi ile serbest şişme indisi ilişkisi	113
Şekil 5.6. Zemin örneklerinde Na ve K değiştirme kapasitesi ile serbest şişme indisi ilişkisi	114
Şekil 5.7. Zemin örneklerinde Na ve K değiştirme kapasitesinin zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi ile ilişkisi	114

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1.	Killerin Aktivite'ye göre tanımlanması	6
Çizelge 2.2.	Bazı minerallerin aktivite değerleri.....	7
Çizelge 2.3.	Özgül yüzey alanının kil minerali cinsi ve boyutuna bağlı olarak değişimi	11
Çizelge 2.4.	Şişen zeminlerin, rötre limiti ve lineer rötreye bağlı olarak sınıflandırılması	15
Çizelge 2.5.	Modifiye serbest şişme indisi ve şişme potansiyeli arasındaki ilişki.....	16
Çizelge 2.6.	Serbest şişme indisi ile şişme potansiyelinin tahmin edilmesi	17
Çizelge 2.7.	Şişme potansiyelinin plastisite indisine bağlı olarak tahmini	17
Çizelge 2.8.	Kil minerallerinin kimyasal bileşimi	28
Çizelge 2.9.	Kil minerallerinin sınıflandırılması	28
Çizelge 2.10.	Kil mineralleri ile şişme potansiyeli arasındaki ilişki	32
Çizelge 2.11.	Kil mineralleri ile ilgili absorbsiyon özelliklerinin pozisyonları	40
Çizelge 2.12.	Çeşitli kil mineralleri için katyon değiştirme kapasitesi değerleri	43
Çizelge 2.13.	Bentonitlerde değişebilir katyonların şişme üzerindeki etkisi	45
Çizelge 2.14.	Şişen zemin indisine bağlı sınıflandırma	51
Çizelge 2.15.	Şişme büzülme indisine bağlı olarak şişme potansiyelinin sınıflandırılması	52
Çizelge 3.1.	Çalışmada kullanılan örneklere ait lokasyon bilgileri.....	55
Çizelge 4.1.	Munsell renk kartlarına göre yapılan renk tanımlamaları	78
Çizelge 4.2.	İnce taneli zeminlerde likit limite göre plastisite sınıflaması.....	81
Çizelge 4.3.	İnce taneli zeminlerde plastisite indisine göre plastisite sınıflaması .	81
Çizelge 4.4.	Örneklerin birleşik zemin sınıflamasına göre belirlenen zemin sınıfları	82
Çizelge 4.5.	Büzülme indisi ile potansiyel hacim değiştirme ilişkisi	83
Çizelge 4.6.	Zemin örneklerinin aktiviteye göre sınıflanması	83
Çizelge 4.7.	Serbest şişme indisi ile şişme potansiyeli ilişkisi	86
Çizelge 4.8.	Zemin-su karakteristik eğrisinin eğimi ile potansiyel hacim değiştirme ilişkisi	87
Çizelge 4.9.	Zemin örneklerinin pH değerlerine göre sınıflaması	89
Çizelge 4.10.	Zemin örneklerinin tuzluluk sınıflaması	90
Çizelge 4.11.	Zemin örneklerinin CaCO ₃ içeriğine göre sınıflanması	94
Çizelge 4.12.	Zemin örneklerinin organik madde içeriğine göre sınıflanması	95
Çizelge 4.13.	Zemin örneklerinin belirlenen spektroskopik özellikleri	95
Çizelge 4.14.	Zemin örneklerinin tanımlayıcı istatistiksel özellikleri.....	97
Çizelge 4.15.	Serbest şişme indisi için model özeti	100
Çizelge 4.16.	Maksimum pF (toplam emme) değeri için model özeti	101

Çizelge 4.17.	Zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi için model özeti.....	102
Çizelge 4.18.	Hacimsel büzülme için model özeti	103
Çizelge 4.19.	Büzülme oranı için model özeti	104
Çizelge 5.1.	Kıvam limitleri, serbest şişme indisi ve hacimsel büzülme ile kil minerali dağılımı arasındaki korelasyon katsayıları	110
Çizelge 5.2.	Büzülme, serbest şişme indisi ve emme-su içeriği indisi arasındaki korelasyon katsayıları	111
Çizelge 5.3.	Spektral özellikler ile plastisite indisi ve katyon değişim kapasitesi arasındaki korelasyonlar.....	115

SİMGELER DİZİNİ

A	: Aktivite (%)
A ₁₄₀₀	: ~1400 nm dalgaboyunda alan değeri
A ₁₉₀₀	: ~1900 nm dalgaboyunda alan değeri
A ₂₂₀₀	: 2200 nm dalgaboyunda alan değeri
A _{CEC}	: Katyon değiştirme aktivitesi
A _{Na-EC}	: Sodyum değiştirme aktivitesi
A _{K-EC}	: Potasyum değiştirme aktivitesi
Asy ₁₄₀₀	: ~1400 nm dalgaboyunda asimetri değeri
Asy ₁₉₀₀	: ~1900 nm dalgaboyunda asimetri değeri
Asy ₂₂₀₀	: ~2200 nm dalgaboyunda asimetri değeri
C	: Kil fraksiyonu (ağırlıkça kil %'si)
CEA	: Katyon değiştirme aktivitesi
CEC	: Katyon değiştirme kapasitesi (meq/100g)
COLE	: Lineer genişleyebilirlik katsayısı
D ₁₄₀₀	: ~1400 nm dalgaboyunda derinlik değeri
D ₁₉₀₀	: ~1900 nm dalgaboyunda derinlik değeri
D ₂₂₀₀	: ~2200 nm dalgaboyunda derinlik değeri
DFSI	: Diferansiyel serbest şişme indisi (%)
EC	: Elektrik iletkenlik
ESI	: Şişen Zemin İndisi
FS	: Serbest şişme (%)
FSI	: Serbest şişme indisi (cm ³ /gr)
G _s	: Özgül ağırlık
IA	: İzafi Aktivite
K _{CEC}	: Potasyum değiştirme kapasitesi
LEP	: Lineer genişleyebilirlik yüzdesi
LI	: Likitlik İndisi
LL	: Likit Limit (%)
MFSI	: Modifiye serbest şişme indisi
Na _{CEC}	: Sodyum değiştirme kapasitesi
pF	: Toplam emme
PI	: Plastisite indisi (%)
PL	: Plastik limit (%)
P _s	: Şişme basıncı (MPa)
R	: Büzülme oranı
S	: Şişme potansiyeli
SAA	: Yüzey alanı aktivitesi (meq/100m ²)
SI	: Büzülme indisi (%)
SL	: Büzülme limiti (%)
S _p	: Şişme yüzdesi
SSA	: Özgül yüzey alanı (m ² /gr)
SSP	: Doygunluk su muhtevası
u _a	: Boşluk hava basıncı
u _w	: Boşluk suyu basıncı.
USCS	: Birleşik Zemin Sınıflama Sistemi
V _s	: Hacimsel büzülme

w	: Su içeriği (%)
XRD	: X-Işını kırınımı
XRF	: X-Işını Işınımı
Ψ	: Toplam emme (veya zemin su potansiyeli) (kPa)
Ψ_g	: Gravitasyonel emme potansiyeli
Ψ_m	: Matris emme potansiyeli
Ψ_π	: Ozmotik emme potansiyeli
$\Delta p_F/\Delta w$	: Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi
γ_k	: Kuru birim hacim ağırlık
γ_s	: Dane birim hacim ağırlığı
γ_w	: Suyun birim hacim ağırlığı
σ	: Yüzey şarj yoğunluğu

1. GİRİŞ

1.1. Amaç

Mühendis için zemin yeryüzünün büyük bir bölümünü kaplayan çimentolanmamış ve gevşek haldeki mineral ve organik parçaların oluşturduğu malzeme anlamına gelmektedir. Çok yumuşak organik çökellerden, kil-kum ve yumuşak kayalara kadar geniş bir aralığı oluşturan her türlü malzeme bu kapsama girmektedir. Zemin, katı daneler ile birarada bulunan, sıvı ve gazlardan oluşan bir karışımdır ve bu nedenle çok farklı mühendislik davranışları gösterebilmektedir.

Zemin kütlesi içindeki katı daneler, mikroskopik boyutlu parçacıklardan çapları santimetrelerle ifade edilebilecek makroskopik boyuttaki parçacıklara kadar değişebilir. Sıvı kısım ise su ve su içinde çözelmiş değişik elektrolitleri kapsamaktadır. Zemin kütlesinin gaz bileşeni ise genellikle havadan oluşmakla birlikte özellikle organik madde bakımından zengin çökellerin bulunduğu yerlerde çeşitli organik gazlar da olabilmektedir. Zeminlerin fiziksel özellikleri büyük ölçüde içerdiği katı, sıvı ve gaz halindeki maddelerin birbirleriyle olan etkileşimine bağlı olarak değişmektedir.

Zeminler, yeryüzünü kaplayan kayaların çeşitli atmosferik ve jeolojik etkiler sonucunda gelişen fiziksel veya kimyasal ayrışmayla oluşurlar. Erozyon, donma-çözülme, yük kalkması, boyut küçültme gibi fiziksel ayrışma ve oksidasyon, hidratasyon, karbonatlaşma gibi kimyasal ayrışma etkenlerinin ayrı ayrı veya çoğu zaman birlikte ortaya çıkması ile gelişen jeolojik süreçler sonucunda kayalar parçalanırlar. Ayrışma sonucunda ortaya çıkan parçalar gravitasyon, akarsu, rüzgar veya dalga etkisiyle taşınarak deniz, göl veya karasal ortamlarda depolanırlar. Bu taşıyıcı etkenler ve depolanma ortamları da zeminin gerek fiziksel gerekse mineralojik veya kimyasal özelliklerine etki eden önemli unsurlardır.

İnşaat projelerinde zemin en önemli *taşıyıcı unsur* olması bakımından önemlidir. Ancak zemin özellikleri ve etkisinin bilinmemesi çoğu zaman yıkıcı ve geri dönülmez sonuçlar da doğurabilmektedir. Özellikle de yapısal göçme, şişme-

büzölme gibi zemin problemleri göz önüne alındığında zemin özelliklerinin belirlenmesinin tasarım üzerindeki etkisi kaçınılmaz olmaktadır. Bu noktada “zemin mekaniği” zemin özellikleri, tasarıma esas parametrelerin belirlenmesi ve gerekli önlemlerin alınarak projenin başarıya ulaşmasında kilit bir konum kazanmaktadır.

Literatürde zeminlerin çeşitli mühendislik özellikleriyle, mineralojik, kimyasal veya fiziksel bazı özellikleri arasında ilişkilerin araştırıldığı çok sayıda yayın bulunmaktadır.

Araştırmacılar çoğu durumda basitçe belirlenebilen indeks özelliklerini kullanarak, belirlenmesi uzun zaman alabilen mühendislik özelliklerini tahmin etmek için çaba sarf etmektedir.

Bu çalışmada farklı bir yaklaşımla kimyasal, fiziksel ve mineralojik zemin özelliklerinin birbirleriyle ilişkisi ve bu özellikleri kontrol eden parametreler incelenmiştir. Anadolu’nun farklı bölgelerinden 48 farklı zemin örneği toplanarak bu örnekler üzerinde tane boyu dağılımı, Atterberg Limitleri, birim hacim ağırlık, serbest şişme indisi, toplam emme, aktivite, özgül yüzey alanı, pH, elektriksel iletkenlik, tuzluluk, organik madde miktarı, toplam karbonat oranı, katyon değiştirme kapasitesi, katyon değiştirme aktivitesi belirlenmiştir. Bunun dışında X-Işını kırınımı (XRD) ile kil mineralleri belirlenmiş X-Işını Işınımı (XRF) yöntemi ile örneklerin elementer dağılımı incelenmiş ve demir, klor, potasyum, kalsiyum, silisyum içeriği belirlenmiştir. Bunlara ilave olarak ASD arazi tipi spektrometre kullanılarak örneklerin spektrometrik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Zemin mekaniği yöntemlerinin özellikle de laboratuvar çalışmalarının pahalı olması ve uzun süreler alması pratik yöntemlerin geliştirilmesi için araştırmaları zorunlu kılmıştır. Bu tez çalışmasında özellikle ince daneli zeminlerin bazı fiziksel mineralojik ve kimyasal özellikleri incelenerek aralarındaki ilişkinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır.

1.2. Organizasyon

Bu çalışma için öncelikle sahada örnekleme işleri planlanmış ve yürütülmüştür. Örnekler imkanlar dahilinde ülkemizin farklı coğrafik bölgelerinden alınmaya çalışılmış ve bu şekilde bölgesel koşullardan bağımsız bir genelleme yapılabilmesi amaçlanmıştır. Örnekleme işlerini takiben eşzamanlı olarak literatür taraması ve laboratuvar çalışmaları birarada yürütülmüştür.

Geniş bir literatür taraması yapılarak 2. Bölüm’de genel bir literatür özeti verilmiştir. Literatürden özellikle zeminlerin fiziksel özellikleri, şişme, büzülme özellikleri mineralojik dağılımın etkisi gibi konular seçilerek değinilmeye çalışılmıştır. Örnekler üzerinde yapılan tüm laboratuvar deneylerinin yapılış yöntemleri 3. Bölüm’de detaylı olarak verilmiştir. Laboratuvar deneylerinde elde edilen bulgular ve bunların literatür çalışmaları ışığında değerlendirmesi ise 4. Bölüm’de ele alınmıştır. Elde edilen sonuçlar ise 5. Bölüm’de verilmiştir.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

2.1. Mühendislik Özellikleri

2.1.1. Kıvam limitleri

Kıvam limitleri ince daneli zeminlerin değişik su içeriğindeki davranışlarından faydalanılarak zeminin katılık derecesini anlatmak için ilk olarak Atterberg tarafından ortaya atılmış bir kavramdır. Bu kavram daha sonra Terzaghi (1925) tarafından geliştirilmiş ve Cassagrande (1932, 1947) tarafından da uygun test yöntemleri ortaya konmuştur. Yöntem ince taneli zeminlerin tanımlanması için ampirik bir yöntem olmasına karşın çok yaygın kullanılmaktadır.

Katı bir kil örneğinin su içeriği kademeli olarak arttırıldığında, kıvamı yarı katı, plastik ve likit duruma kadar değişim gösterir. Zeminin daha fazla su içeriğinde akışkan bir sıvı gibi davranacağı haldeki su içeriği “**Likit Limit**” (LL veya W_{LL}) olarak; daha düşük su içeriğinde plastik malzeme gibi davranamayacağı haldeki su içeriği ise “**Plastik Limit**” (PL veya W_{PL}) olarak tanımlanmıştır. Zemindeki su içeriğinin plastik limit ve likit limit arasında aldığı değerler “**Plastisite İndisi**” (PI) olarak tanımlanır ve

$$PI = LL - PL \quad (2.1)$$

formülü ile gösterilir. Zeminin doğal su içeriği ile plastik limiti arasındaki farkın Plastisite indisine oranı “**Likitlik İndisi**” (LI) olarak tanımlanır ve

$$LI = \frac{w - PL}{PI} \quad (2.2)$$

formülü ile ifade edilir (eşitlikte w: doğal su içeriğidir).

Zeminin doygun halde iken daha fazla su kaybının daha fazla hacim değişmesine neden olmayacağı haldeki su içeriği ise “**Büzülme Limiti**” (Rötre Limiti, RL veya W_{RL}) olarak tanımlanır. Büzülme limiti zeminin şişme-büzülme kapasitesini göstermesi açısından önemlidir.

Plastisite indisi, zemindeki kil minerallerinin cinsi, miktarı ve kil boyutundaki tanelerin dizilimine bağı olarak değışebilir. Diğerk faktörler sabit iken plastisite indisi kil minerallerinin miktarının çoğalmasıyla artar, tanelerin boyutu büyüdükçe de azalır. Öte yandan kil minerallerinin paralel dizilimi de plastisite indisinin azalmasına neden olur.

Kuru durumda, şişen killer şişmeyen killere göre bünyelerine plastik duruma erişmeden önce çok fazla miktarda su alabilirler ve plastisite indisleri yüksektir. Yani şişen killer daha geniş bir su içeriğı aralığında plastik durum sergilerler.

Pek çok araştırmacı özellikle şişen zeminlerin tanımlanmasında kıvam limitlerinden faydalanmışlardır (Seed vd., 1962; Chen, 1988). Sridharan ve Rao (1988), kaolinit ve montmorillonit içeren doğal zeminlerin şişme potansiyellerinin tahmin edilmesinde kıvam limitleri ve aktivite gibi özelliklerin kullanılabilirliğini incelemiş ve montmorillonit içeren zeminlerde indeks özelliklerini ve şişmeyi kontrol eden mekanizmaların benzer olduğunu ortaya koymuşlardır. Öte yandan kaolin içeren zeminlerde ise indeks özelliklerin zeminin şişme potansiyelinin tahmininde kullanılmasının bilimsel olmayacağını ileri sürmüşlerdir.

Holtz ve Gibbs (1956), Altmeyer (1955) gibi çeşitli araştırmacılar zeminin şişme potansiyeli ile büzölme limiti arasında nitel bir ilişkinin bulunduğunu iddia etse de pek çok çalışma (Seed vd., 1962; Snethen, 1984; Chen ve Ma, 1987; Sridharan ve Prakash, 1998) zeminin şişme potansiyeli ile büzölme limiti arasında tutarlı bir ilişki bulunmadığını göstermektedir.

Sridharan ve Prakash (1988)'a göre büzölme limiti zemin içindeki farklı boyuttaki tanelerin birbirine göre oransal dağılımı tarafından kontrol edilmekte; şişme potansiyeli ise zeminin plastisitesi ve bünyesindeki kil minerali cinsine bağı olarak değışmektedir. Bu nedenle büzölme ve şişmeyi kontrol eden faktörler birbirlerinden tamamen farklıdır ve şişme potansiyelinin tahmininde büzölme limitinin kullanılması uygun değıldir.

2.1.2. Aktivite ve kil yüzdesi

Killer mineralojik ve yapısal özelliklerine bağlı olarak suyu emer ve ara yüzeylerinde tutarlar. Öte yandan ince taneli zeminlerde plastisite büyük ölçüde zemin içerisindeki kil, kum ve suyun birbirleriyle olan etkileşimi sonucunda ortaya çıkar. Skempton (1953), zemindeki kil malzeme miktarı ile plastisite indisini arasında doğrusal ilişki bulunduğunu ortaya koymuş ve bunu killerin aktivitesi olarak tanımlamıştır (Eşitlik 2.3, Çizelge 2.1.).

$$A = \frac{PI}{\text{Kil fraksiyonu}} \quad (2.3)$$

Eşitlikte, A: aktivite, PI: Plastisite indisini göstermekte, kil fraksiyonu ise zemindeki kil tane boyunun ağırlığını (%) ifade etmektedir.

Çizelge 2.1. Killerin Aktivite'ye göre tanımlanması (Skempton, 1953)

Aktivite (A)	Tanımlama
$A < 0.7$	<i>Aktif olmayan killer</i>
$0.7 < A < 1.20$	<i>Normal killer</i>
$A > 1.20$	<i>Aktif killer</i>

Zemin aktivitesi genellikle, değişen nem koşulları altında zeminin su alma ve verme kabiliyeti için kullanılan bir terimdir ve aktif killer, genellikle yüksek şişme potansiyeline sahiptirler (Uzundurukan, 2006).

Kaolinit türü kil minerallerinin aktiviteleri düşüktür ve bunlar hacim değişimlerine karşı oldukça duraylıdır, illit türü kil mineralleri ise genellikle “1” civarında aktivite değerine sahiptir ve hacim değişimlerine karşı normal duraylılık gösterirler. Öte yandan montmorillonit türü kil mineralleri ise yüksek aktivite değerlerine sahiptir ve bu tür mineraller büyük hacim değişimlerine maruz kalabilirler. Bazı minerallerin yaklaşık aktiviteleri Çizelge 2.2.’de görülmektedir.

Çizelge 2.2. Bazı minerallerin aktivite değerleri

Mineral Türü	Aktivite (A)
<i>Kuvars</i>	0
<i>Kalsit</i>	0.18
<i>Muskovit</i>	0.23
<i>Kaolinit</i>	0.46
<i>İllit</i>	0.90
<i>Ca – montmorillonit</i>	1.5
<i>Na – montmorillonit</i>	7.5

El-Sohby ve Rabba (1981), zeminin iri taneli kısmının da aktiviteye etkisi olduğunu iddia etmiş ve Eşitlik 2.4'ü önermiştir. Önerilen eşitlikle belirlenen aktivitenin Eşitlik 2.3'le kıyaslandığında şişme potansiyelini daha iyi yansıttığını belirtmişlerdir.

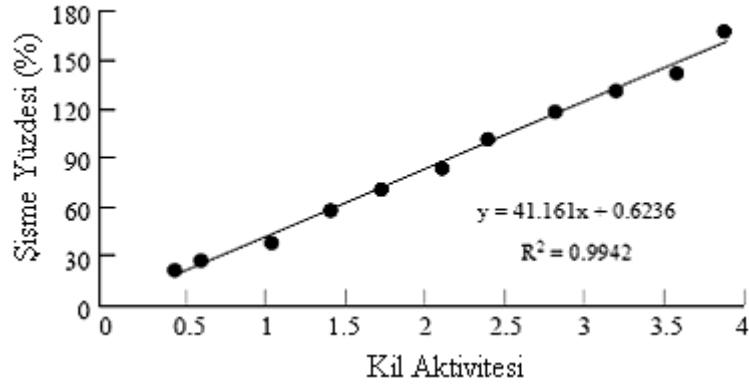
$$A = \frac{PI (100 \pm \nu)}{100 (C \pm \nu)} \quad (2.4)$$

Burada, A : Aktivite,
 PI : Plastisite indisi,
 C : Kıl yüzdesi,
 ν : Doğal zeminlerde 5, yoğrulmuş zeminlerde 10 olan bir katsayıdır.

Aktivite bir çok araştırmacı tarafından zeminlerin şişme potansiyelini tahmin etmek için kullanılmıştır. Parker vd. (1977), hem montmorillonitlerde hem de karışık mineralojiye sahip killerde aktivitenin çok muğlak bir değer olduğunu belirtmiştir. Bununla birlikte, Schreiner (1988), aktivite ile şişme–büzülme potansiyeli arasında kararlı bir ilişki olduğunu gözlemiştir.

Kariuki vd. (2002), kaolinit ve simektitin farklı oranlarda karıştırılmasıyla elde edilen farklı aktivitelere sahip örnekler üzerinde spektral analizler yapmış ve ~2200 nm dalga boyunda hesaplanan asimetri ile aktivite arasında ters bir ilişki olduğunu göstermiştir.

Çokça (2002), kil aktivitesi ile şişme yüzdesi arasında Şekil 2.1.'de görülen lineer ilişkiyi vermiştir.



Şekil 2.1. Kıl aktivitesi ile şişme yüzdesi arasındaki ilişki (Çokça, 2002)

Basma ve Al-Sharif (1994), zeminin kil fraksiyonunun artmasının (veya iri tanelerin oranının azalması) zemindeki kapiler kanalların küçülmesine yol açtığını ve bu vesileyle zemin emmesinin artmasına neden olduğunu bunun sonucunda zeminin şişme potansiyelinin arttığını ortaya koymuştur.

Holtz ve Gibbs (1956), zeminlerin şişme potansiyelleri ile kil yüzdesi ve plastisite indisini ilişkilendirmiştir.

Anderson vd. (1973), kurak bölgelerdeki zeminlerde, lineer genişleyebilirlik katsayısı (COLE) ile ölçülen şişme potansiyelinin, kil yüzdesi ve değişebilir sodyum oranına bağlı olarak değişimini incelemiştir.

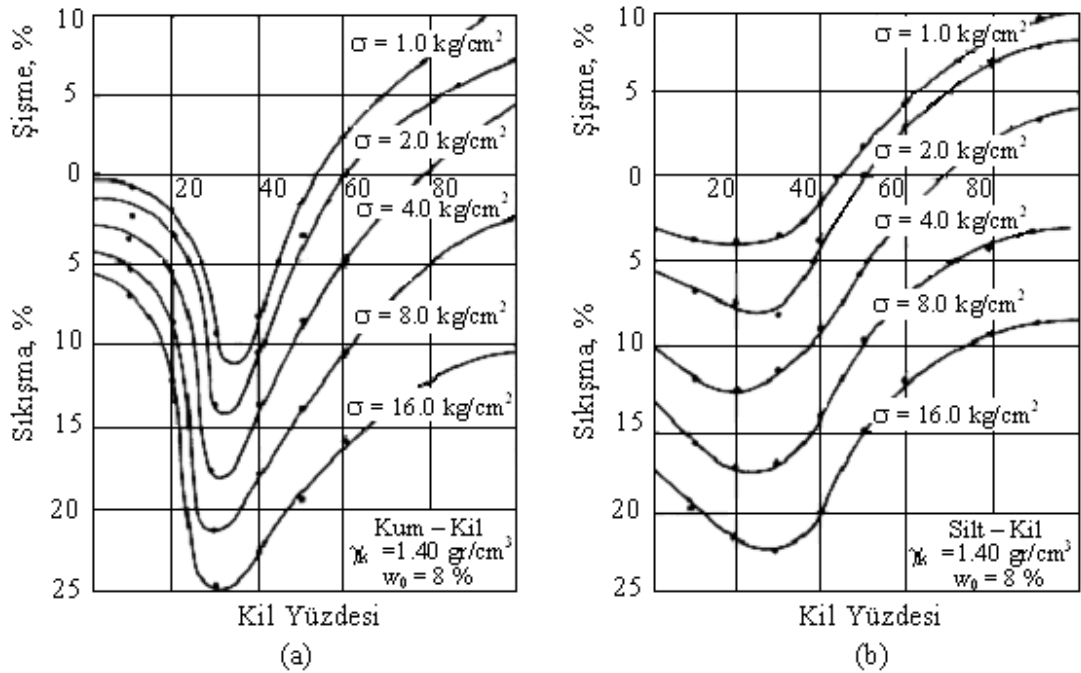
Mc Cormack ve Wilding (1975), tüm diğer parametreleri sabit tutarak zemin şişmesi ile kil içeriği arasındaki ilişkiyi incelemiş; illitin baskın olduğu zeminlerde, kil yüzdesinin şişme potansiyelinin tahmin edilmesinde güvenilir bir parametre olduğunu vurgulamıştır.

Schafer ve Singer (1976), şişen kil yüzdesinin, zeminin şişme potansiyelindeki değişimin büyük kısmını açıkladığını ifade etmiştir.

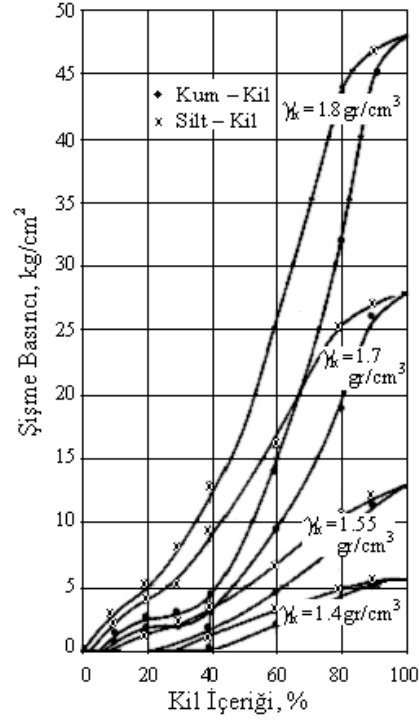
Yule ve Ritchie (1980), Gray ve Allbrook (2002), kil yüzdesi ve zemin şişmesi arasında bir ilişki olmadığını belirtmiştir.

El-Sohby ve Rabba (1981), farklı oranlarda kum ve silt ile karıştırdıkları kil örnekleri üzerinde ödometre ile şişme yüzdesi ve şişme basıncı deneyleri yapmıştır. Çalışmalarının sonucunda zeminlerin şişmesini etkileyen temel faktörlerin; başlangıç su muhtevası, kil minerali cinsi ve miktarı, başlangıç kuru birim hacim ağırlığı ve iri taneli kısmın yüzdesi olduğunu önermişlerdir. Kil yüzdesinin hacim değiştirme davranışına etkisi Şekil 2.2.'de şişme basıncı üzerindeki etkisi ise Şekil 2.3.'de gösterilmiştir.

Sivapullaiah vd. (1996), mineralojik bileşim ve kil yüzdesinin yanında, şişmeyen kısmın boyutunun zeminlerin şişme davranışı üzerinde önemli rol oynadığını vurgulamıştır.



Şekil 2.2. Kil yüzdesinin şişme yüzdesi üzerindeki etkisi (a) Kum-kil karışımı (b) Silt-kil karışımı (El-Sohby ve Rabba, 1981)



Şekil 2.3. Kil yüzdesinin şişme basıncı üzerindeki etkisi (El-Sohby ve Rabba, 1981)

2.1.3. Özgül yüzey alanı

Zeminin birim ağırlığının alanı, özgül yüzey alanı (Specific surface area, SSA) olarak tanımlanır. Killerin fiziksel ve kimyasal özelliklerinin özgül yüzey alandan önemli derecede etkilendiği düşünülmektedir (Uzundurukan, 2006). Özgül yüzey alanının belirlenmesinde, nitrojen adsorpsiyonu, su sorpsiyonu, metilen mavisi adsorpsiyonu gibi yöntemler kullanılmaktadır (Lutenegger ve Cerato, 2001; Cerato ve Lutenegger, 2002).

Herhangi bir zeminin yüzey alanı o zemini oluşturan tanelerin boyut, şekil ve mineralojisinin bir fonksiyonudur. Bunlardan şekil, özellikle çok önemlidir ve küresel şekilli bir tane en küçük yüzey alanına sahip iken ince bir disk veya levhamsı bir şekile geldiğinde yüzey alanı çok yüksek olur (Suess, 1964). Kil mineralinin boyutu küçüldükçe, özgül yüzey alanı ve bunun sonucunda şişme potansiyeli artmaktadır (Holtz ve Kovacs, 1981). Bazı kil mineralleri için tipik özgül yüzey alanları Çizelge 2.3.'de görülmektedir.

Çizelge 2.3. Özgöl yüzey alanının kil minerali cinsi ve boyutuna bağlı olarak değişimi (Holtz and Kovacs, 1981)

Mineral	Kalınlık (nm)	Çap (nm)	Özgöl Yüzey Alanı (m ² /gr)
Montmorillonit	3	10-1000	800
İllit	30	10000	80
Klorit	30	10000	80
Kaolinit	50-2000	300-4000	10-30

$$1\text{nm} = 10^{-9}\text{m} = 10 \text{ \AA}$$

Yong ve Warkentin (1975), Entwisle ve Kemp (2003)'in çalışmalarında kil mineralleri arasında su tutma, plastisite ve şişme potansiyeli gibi özelliklerdeki farklılıkların özgöl yüzey alanındaki değişim ile açıklanabileceği belirtilmektedir. Simektitler yüksek plastisite, yüksek aktivite ve yüksek şişme-büzülme potansiyeli gösterirken illit ve kaolinitler ise daha düşük plastisite ve şişme potansiyeline sahiptir.

Dos Santos ve De Castro (1965), Ross (1978), Low (1980), Morgenstern ve Balasubramanian (1980), Çokca (2002), gibi pek çok araştırmacı killerin şişme potansiyeli ile özgöl yüzey alanı arasındaki ilişkiyi incelemiştir (Uzundurukan, 2006). Benzer çalışmalardan kaolinit ve bentonit karışımlarından oluşan örneklerde Grabowska-Olszewska (1970), tarafından belirlenen şişme yüzdesi, özgöl yüzey alanı ilişkisi Şekil 2.4.'de verildiği gibidir.

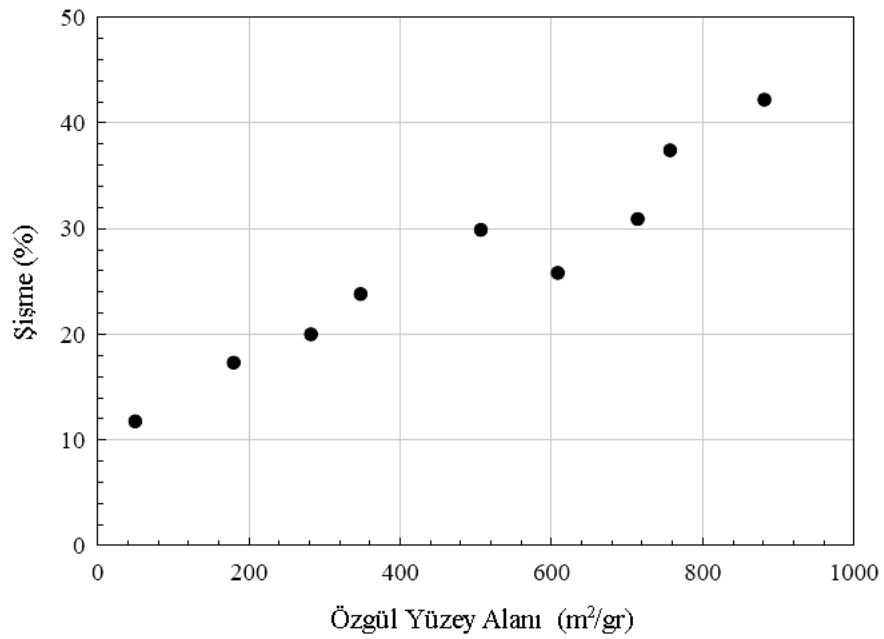
Ross (1978), montmorillonit içeren zeminler üzerinde yaptığı çalışmada şişme potansiyelinin, kil yüzdesinden çok özgöl yüzey alanına bağlı olduğunu belirtmiştir.

Fityus vd. (2000), Fityus ve Smith (2000)'e göre metilen mavisi adsorbsiyonu kil cinsinin bir fonksiyonudur ve kilin su adsorbsiyon yüzdesinin dolaylı olarak da kil tane yüzey alanının bir ölçümünü vermektedir.

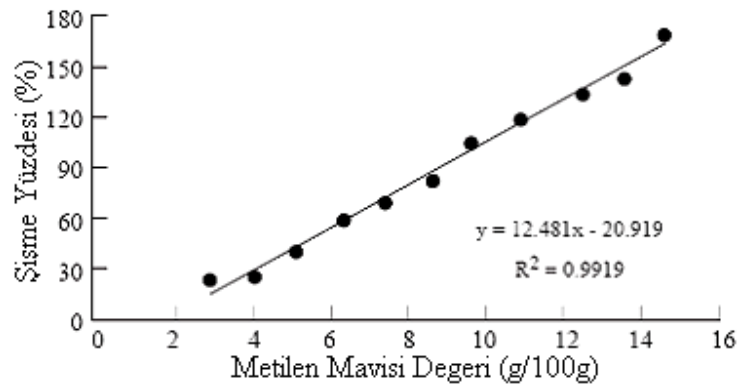
Hang ve Brindley (1970)'e göre simektit içeren killerin katyon değiştirme kapasiteleri ve metilen mavisi adsorbsiyonu ile yüzey alanları arasında doğrusal ilişki vardır.

Petersen vd. (1996), kation değiştirme kapasitesinin (CEC) ve zemin emmesinin -15 bar olduğu durumdaki su muhtevasının, özgül yüzey alanı ile iyi bir ilişkiye sahip olduğunu ortaya koymuştur.

Çokça (2002), bentonit ve kaolinit mineralleri kullanarak yaptığı çalışmalarda metilen mavisi değeri ve şişme yüzdesi arasında doğrusal bir ilişki olduğunu ortaya koymuştur (şekil 2.5.).



şekil 2.4. Özgül yüzey alanı ve şişme yüzdesi arasındaki ilişki (Grabowska-Olszewska, 1970)



şekil 2.5. Metilen mavisi değeri ile şişme yüzdesi arasındaki ilişki (Çokça, 2002)

2.1.4. Şişme

Su içeriği veya gerilme koşullarının değişmesine bağlı olarak, zeminde meydana gelen hacim artışı şişme olarak tanımlanmaktadır. Bu durumda herhangi bir zeminin şişebilme kabiliyeti şişme potansiyeli olarak adlandırılmaktadır. Şişme potansiyeli farklı araştırmacılar tarafından değişik yöntemlerle belirlenmekte ve farklı şekilde tanımlanmaktadır ancak hem şişme yüzdesini hem de şişme basıncını kapsayan bir terim olarak kullanılmaktadır (Sridharan vd.,1986; Shuai, 1996).

Şişme yüzdesi herhangi bir zeminin veya zemin örneğinin su altında kalması sonucunda meydana gelen hacim artışının başlangıçtaki hacmine oranı ile (yüzde olarak) ifade edilmektedir (Keskin vd., 1992).

Holtz ve Gibbs (1956), zeminin şişme potansiyelini, bir zeminin kuru halden, 7 kPa sürşarj yükü altında doygun hale gelmesi sırasında meydana gelen toplam hacim değişikliği olarak tanımlamaktadır.

Seed vd. (1962), şişme yüzdesini, standart AASHTO su muhtevası ve maksimum kuru birim hacim ağırlığında sıkıştırılmış zemin numunesinin, ödometre koşullarında 7 kPa sürşarj basıncı altında, su altında bırakılması sonucu meydana gelen düşey boy değiştirmesinin başlangıç numune yüksekliğine oranı olarak tanımlamıştır.

Snethen (1984), ise şişme yüzdesini, örselenmemiş zemin numunesinin ödometre koşullarında, arazide maruz kalacağı yüke eşdeğer sürşarj yükü altında ıslatılması sonucunda nihai denge doygunluk durumuna kadar meydana gelen hacim değişiminin, başlangıç numune yüksekliğine oranı olarak tanımlamıştır.

Şişen zeminlerde su içeriğinin herhangi bir şekilde artması sonucunda hacim artışı meydana gelir. Ancak bu hacim artışının matris emmedeki azalma nedeniyle baskılanması sonucunda bir basınç oluşur ve bu basınç şişme basıncı olarak adlandırılır.

Şişme basıncı genellikle ödometre ile yapılan deneylerle belirlenmektedir. Bu yöntemler sabit yük ödometre deneyleri (Skempton, 1961; Matyas, 1969; Jennings vd., 1973; Sridharan vd., 1986; Feng, 1995; Shuai, 1996; Shuai ve Fredlund, 1998) ve sabit hacim ödometre deneyleri (Fredlund vd., 1980; Porter ve Nelson, 1980; Sridharan vd., 1986) olmak üzere iki grupta toplanabilir.

Mc Bride (1989), şişmenin su ve iyonlar ile kil yüzeyi arasındaki etkileşim kuvvetlerinin dengelenmesi sonucunda ortaya çıktığını belirtmektedir. Nelson ve Miller (1992), zemin suyundaki kapiler gerilme (matris emme), dışarıdan uygulanan gerilmeler ve daneler arasındaki elektro-kimyasal kuvvet sistemi arasındaki denge bozulduğunda, zemin ortamında meydana gelen hacim değişiklikleri (şişme veya büzülme) vasıtasıyla bu dengenin tekrar kurulduğunu iddia etmektedir.

İç kuvvetler, kil-su sisteminde ortaya çıkan itme ve çekim kuvvetleridir. Çekim kuvvetleri; London–van der Waals kuvvetleri, Coulomb kuvvetleri, tane bağları, hidrojen bağları ve çimentolanma bağlarından; itme kuvvetleri ise kil mineralinin yüzeyindeki değişebilir katyonların boyutundan, zemin boşluklarındaki ortamdan (dielektrik sabiti ve boşluk suyunun elektrolit konsantrasyonu) etkilenmektedir (Van Olphen, 1963; Mesri ve Olson, 1971; Sridharan vd., 1986).

Seed vd. (1962), standart proktor yöntemi ile sıkıştırılmış zemin örnekleri üzerinde yaptıkları çalışmalar sonucunda şişme potansiyeli için

$$S = (3.6 * 10^{-5}) A^{2.44} C^{3.44} \quad (2.5)$$

eşitliğini önermiştir.

Bu eşitlikte S : şişme potansiyeli
 A : aktivite
 C : ağırlıkça kil %'sini göstermektedir.

Zeminde oluşacak şişme miktarını doğrudan belirlemek için serbest şişme deneyi, genişleme indisi deneyi, CBR, PVC, ve COLE gibi birçok deney yöntemleri geliştirilmiştir. Bunlardan en sık kullanılanı serbest şişme indisi deneyidir (Uzundurukan, 2006).

Şişme potansiyelinin, kıvam limitleri kullanılarak tahmin edilmesi en yaygın yaklaşımlardan biridir. Altmeyer (1955), şişme potansiyelinin tahmin edilmesi için rötre limiti veya lineer rötrenin kullanımını önermiştir (Çizelge 2.4.).

Çizelge 2.4. Şişen zeminlerin, rötre limiti ve lineer rötreye bağlı olarak sınıflandırılması (Altmeyer,1955)

Lineer rötre	Rötre limiti (%)	Muhtemel şişme (%)	Şişme derecesi
<5	>12	<0.5	Kritik değil
5-8	10-12	0.5-1.5	Sınır
>8	<10	>1.5	Kritik

Serbest şişme indisi deneyi, belirli miktardaki zeminin hacim ölçekli dereceli silindir içerisinde suda çökelen hacminin belirlenmesi esasına dayanır. Aşağıda çeşitli araştırmacıların serbest şişme indisini hesaplamak için geliştirdikleri eşitlikler verilmektedir:

Holtz ve Gibbs (1956):

$$FS = \frac{V - V_0}{V_0} \times 100 \quad (2.6)$$

Burada FS : Serbest şişme (%),
 V : Şişme sonrası zemin hacmi (cm³),
 V_0 : Kuru zemin hacmi'dir (cm³).

Sridharan vd. (1985)'e göre bu yöntemin özellikle kaolin içeren zeminlerde negatif şişme yüzdelerinin gözlenebilmesi açısından bazı sınırlamaları vardır.

Hint Standardı-2720 (1977):

$$DFSI = \frac{V_d - V_k}{V_k} \times 100 \quad (2.7)$$

Burada, $DFSI$: Diferansiyel serbest şişme indisi (%),
 V_d : Saf suda çökelen zemin hacmi (cm³),
 V_k : Kerosen veya CCl₄ içerisinde çökelen zemin hacmi'dir (cm³).

Sridharan vd. (1985) ve Sivapullaiah vd. (1987), bu yöntemde de kaolin içeren zeminler de negatif değerlerin gözlemlendiğini bildirmişlerdir.

Sivapullaiah vd. (1987):

$$MFSI = \frac{V_d - V_s}{V_s} \quad (2.8)$$

Burada, $MFSI$: Modifiye serbest şişme indisi,
 V_d : Saf suda çökelen zemin hacmi (cm³),
 V_s : Zemin tanelerinin hacmi'dir (cm³).

Sivapullaiah vd. (1987), modifiye serbest şişme indisini kullanarak şişme potansiyelinin tahmin edilmesinde Çizelge 2.5.'de görülen sınıflamayı vermiştir.

Çizelge 2.5. Modifiye serbest şişme indisi ve şişme potansiyeli arasındaki ilişki (Sivapullaiah vd., 1987)

Likit Limit (Hacim bazında %)	MFSI	Şişme potansiyeli
<200	<2.5	Önemsiz
200-400	2.5 – 10	Orta
400-550	10 – 20	Yüksek
>550	> 20	Çok Yüksek

Sridharan ve Rao (1988):

$$FSI = \frac{V_d}{10} \quad (2.9)$$

Burada, FSI : Serbest şişme indisi (cm³/gr),
 V_d : Saf suda çökelen zemin hacmi'dir (cm³).

Sridharan vd. (1986), suda ve karbontetrakloritte (CCl₄) gözlenen çökelti hacimlerine bağlı olarak, zeminlerin şişme potansiyelinin tahmin edilmesinde Çizelge 2.6.'da görülen sınıflamayı önermiştir.

Snethen vd. (1977), potansiyel şişmenin tahmini için çeşitli araştırmacılar tarafından verilen 17 kriteri değerlendirmiş, likit limit ve plastisite indisinin, doğal koşullar ve çevre ile birlikte potansiyel şişmenin en iyi göstergeleri olduğunu belirtmiştir.

Chen (1988), plastisite indisi kullanılarak şişen zeminlerin tanımlanması için bir metot önermiştir (Çizelge 2.7.).

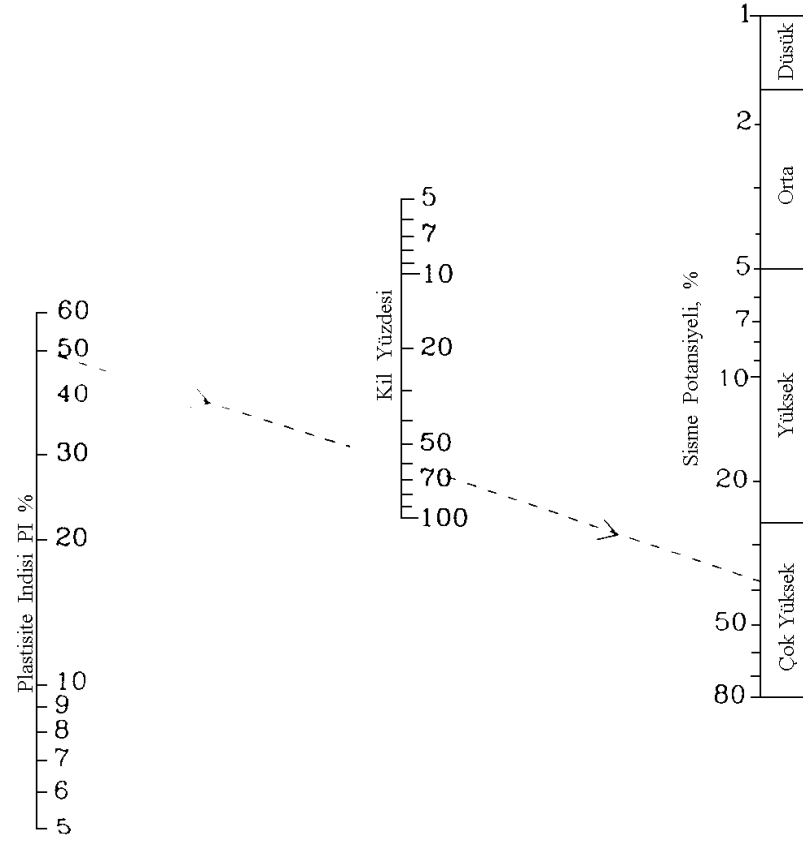
Çizelge 2.6. Serbest şişme indisi ile şişme potansiyelinin tahmin edilmesi (Sridharan vd., 1986)

FSI (m ³ /Mg)	CCl ₄ 'teki çökelti hacmi (m ³ /Mg)	Kil tipi	Şişme Potansiyeli
<1.5	1.1 – 3.0	Şişmeyen	Önemsiz
1.5 – 2.0	>1.1 ve <FSI	Şişmeyen- şişen karışımı	Düşük
1.5 – 2.0	≤ 1.1	Şişen	Orta
2.0 – 4.0	≤ 1.1	Şişen	Yüksek
>4.0	≤ 1.1	Şişen	Çok yüksek

Çizelge 2.7. Şişme potansiyelinin plastisite indisine bağlı olarak tahmini (Chen, 1988)

PI	Şişme Potansiyeli
PI ≥ 35	Çok yüksek
20 ≤ PI ≤ 55	Yüksek
10 ≤ PI ≤ 35	Orta
PI ≤ 15	Düşük

Basma (1993), doğal zemin numuneleri üzerinde yaptığı deneylerle, maksimum kuru birim hacim ağırlık ve optimum su muhtevasında sıkıştırılan bir numunenin 6.9 kPa basınç altındaki şişme yüzdelerinin tahmin edilebilmesi için likit limit, plastisite indisi, kil yüzdesi, kolloid yüzdesi ve aktivite parametrelerini kullanarak çoklu regresyon analizleri yapmış ve şişme potansiyelinin tahmin edilmesi için Şekil 2.6.'da görülen sınıflandırma kartını vermiştir.



Şekil 2.6. Kıl yüzdesi ve plastisite indisine bağlı olarak şişme potansiyelinin belirlenmesi (Basma, 1993)

Das (1995), serbest şişme indisi yönteminin, zeminin şişme yeteneğini gerçekçi biçimde ifade ettiğini, çünkü zeminde mevcut kil mineral tipini ve herhangi bir sıvıda zeminin çökelti hacmini yansıtan itki ve çekim kuvvetlerini dikkate aldığını ifade etmiştir (Sivapullaiah ve Savitha, 1999).

2.1.5. Emme

Emme (veya zemin emmesi) belirli su içeriğindeki zeminin, boşluk suyunu adsorbe etme ve tutma potansiyelini gösteren bir özelliktir. İlk olarak ziraatçılar tarafından tarımsal amaçlarla ortaya atılan ve geliştirilen bir kavram olmasına rağmen, doymun olmayan zeminlerin nem koşullarını tanımlaması ve mühendislik özellikleri üzerindeki önemli etkenlerden biri olması sebebiyle zemin mekaniğinde de yaygın olarak kabul görmüştür (Bulut vd., 2000, 2001; Likos ve Lu, 2003).

Emmenin farklı bileşenleri olup zeminin su tutmasını etkileyen tüm mekanizmaların katkısı “toplam emme” veya zemin su potansiyeli olarak adlandırılır ve Eşitlik 2.10’ daki (Yong ve Warkentin, 1975) gibi ifade edilir.

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_\pi + \Psi_g + \Psi_a + \Psi_p \quad (2.10)$$

Eşitlikte,
 Ψ : Toplam emme (veya zemin su potansiyeli),
 Ψ_m : Matris potansiyel (zemin suyu ve taneleri arasındaki absorpsiyon kuvvetlerine bağlı)
 Ψ_π : Ozmotik potansiyel (çözünenler ile su molekülleri arasındaki etkileşim kuvvetlerine bağlı)
 Ψ_g : Gravitasyonel potansiyel (yerçekimi ile ilgili)
 Ψ_a : Hava (Pnömatik) potansiyeli (hava fazındaki basınçlara bağlı)
 Ψ_p : Basınç potansiyeli (Zemin–su sistemine haricen uygulanan basınca bağlı)

Toplam emme, zemin içerisindeki taneler tarafından taneler arasında bulunan suya uygulanan çekme gerilmesidir. Başka bir deyişle boşluklarda tutulan zemin suyunun enerjisinin ölçümüdür. Eşitlik 2.11’de verilen termodinamik bağıntı zemin emmesi ile zemin suyunun kısmi buhar basıncı arasındaki ilişkiye ifade eder (Edlefsen ve Anderson, 1943; Richards, 1965).

$$\Psi = \frac{R}{v_{w0}} \frac{T}{\omega_v} \ln H \quad (2.11)$$

Burada,
 Ψ : Zemin emmesi (kPa),
 R : Üniversal gaz sabiti (8.31432 J/mol K),
 T : Mutlak sıcaklık (K),
 v_{w0} : Suyun özgül hacmi (m³/kg),
 ω_v : Su buharının moleküler kütlesi (18.016 kg/mol),
 H : Bağıl nem’dir.

Zemin tam doygun olduğunda bağıl nem %100 ve zemin emmesi “0” olur. Dolayısıyla tam doygun zeminlerin emmesinden söz etmek mümkün değildir ve %100’den küçük bağıl nem değerleri için zemin emmesinden bahsedilebilir (Leong vd., 2003).

Young (1999), izotermal koşullar altında ve dış etkilerin olmadığı durumlarda emmenin matris ve ozmotik bileşenlerin kısmi doygun su hareketinin

tanımlanmasında yeterli olacağını belirtmektedir. Bu nedenle de Fredlund ve Rahardjo (1993)'nın da işaret ettiği şekilde toplam emmenin matris ve ozmotik emme olmak üzere iki bileşenden oluştuğu kabul edilebilir ve eşitlik 2.10 aşağıdaki şekilde yeniden yazılabilir (Eşitlik 2.12).

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_\pi \quad (2.12)$$

Bu eşitlikte, Ψ : Toplam emme (veya zemin su potansiyeli),
 Ψ_m : Matris emme,
 Ψ_π : Ozmotik emme'dir.

Ridley (1993), toplam emmeyi, bir su molekülünü zemin matrisinden buharlaşma yolu ile uzaklaştırmak için gerekli enerji ölçümü; matris emmeyi ise bir su molekülünün durum değiştirmeksizin, zemin matrisinden uzaklaştırılması için gerekli enerji ölçümü olarak tanımlamıştır.

Matris emme, zeminin iç yapısını oluşturan özelliklerle ve tane yüzeylerindeki absorpsiyon kuvvetlerine bağlı olarak ortaya çıkar (Edil ve Motan, 1984; Wray, 1984) (Eşitlik 2.13). Tanelerin geometrik dizilimi ve zemin strüktürü, kil tanelerinin su çekme kuvveti, suyun yüzey geriliminden doğan kapilerite ve boşluk suyu basıncı bu etkenler içinde sayılabilirler. Krahn ve Fredlund (1972), kısmi doymuş zeminlerde toplam emmenin en büyük bileşeninin matris emme olduğunu ve zeminin toplam emmesinde meydana gelen değişimlerin büyük ölçüde matris emmede meydana gelen değişimden kaynaklandığını düşünmektedir.

$$\Psi_m = (u_a - u_w) \quad (2.13)$$

Burada, Ψ_m : Matris emme,
 u_a : Boşluk hava basıncı,
 u_w : Boşluk suyu basıncı'dır.

Edil ve Motan (1984) ile Wray (1984), ozmotik emmenin boşluk suyu içinde çözülmüş olan tuzlardan kaynaklandığını ve basınçtan bağımsız olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ozmotik emme (Eşitlik 2.14) ise boşluk suyundaki çözülmüş tuzlardan kaynaklanmaktadır ve basınçtan bağımsızdır (Edil ve Motan, 1984; Wray, 1984).

$$\Psi_{\pi} = n \cdot R \cdot T \cdot c \quad (2.14)$$

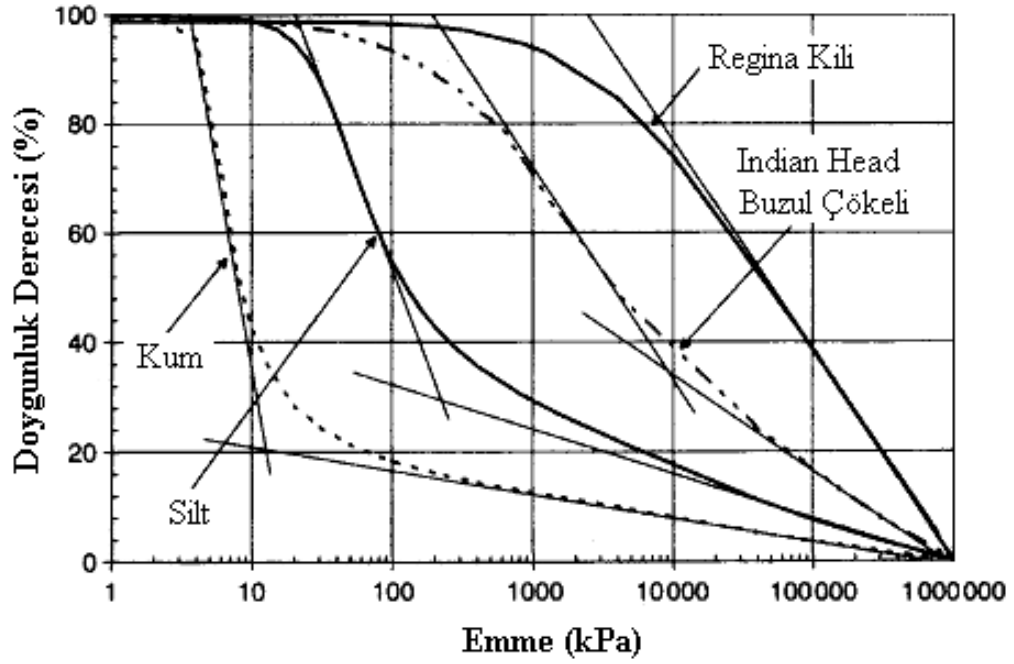
Burada, Ψ_{π} : Ozmotik emme,
 n : Bir mol tuz için molekül sayısı,
 R : Üniversal gaz sabiti (8.31432 J/ (mol K),
 T : Mutlak sıcaklık (K),
 c : Çözünenlerin konsantrasyonu'dur.

Zemin emmesi tansiyometreler, basınç plakası vb. gibi doğrudan ölçüm yöntemleri veya filtre kağıdı tekniği, saykrometre tekniği, elektriksel ve termal iletkenlik ölçerler gibi dolaylı ölçüm yöntemleri olmak üzere pek çok yöntemle belirlenebilir. Ancak her yöntemin kendine özel kısıtlamaları bulunmakta olup hiçbir yöntem tüm şartlar altında yeterli sonuç vermeyebilir (Guan, 1996; Bulut ve Leong, 2005).

Zemin emmesi ile şişme arasındaki ilişki pek çok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Bunlardan Richards vd. (1984) ve Justo vd. (1984), başlangıç emme değerinin artmasıyla, toplam şişme miktarının arttığını göstermişlerdir. Diğer taraftan Brackley (1973), Gens ve Alonso (1992), başlangıç emme değerindeki artışın, maksimum şişme basıncında çok küçük bir artışa neden olduğunu belirtmektedir.

Zeminin emmesi ile su içeriği arasındaki ilişki “zemin–su karakteristik eğrisi” ile gösterilmekte ve matris emme veya toplam emme cinsinden tanımlanabilmektedir. Bu ilişki doygun olmayan zeminlerde hidrolik iletkenlik, sıvı akışı, kayma mukavemeti, hacimsel deformasyon, boşluk boyutu dağılımı gibi parametrelerin belirlenmesinde kullanılmaktadır (Krahn ve Fredlund, 1972; Fredlund ve Xing, 1994; Huang, 1994; Barbour, 1998; Likos ve Lu, 2003). Vanapalli (1999), tarafından farklı zemin türleri için belirlenen tipik zemin–su karakteristik eğrileri Şekil 2.7.’deki gibidir.

McKeen (1992)’e göre zemin emmesi şişme potansiyelinin hassas bir göstergesidir ve zeminlerin şişme potansiyellerinin sınıflandırılmasında toplam emme karakteristik eğrisi kullanılabilir.



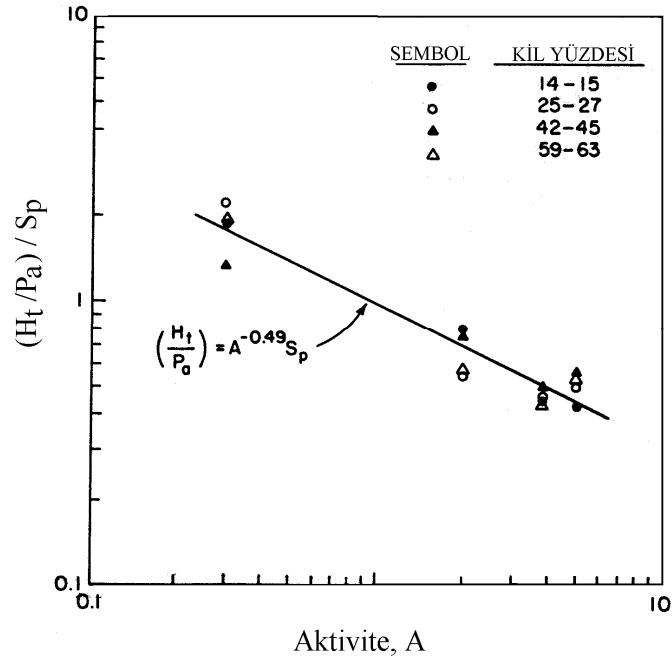
Şekil 2.7. Farklı zemin türleri için tipik zemin-su karakteristik eğrileri (Vanapalli vd., 1999)

Acar ve Nyeretse (1992) kaolinit, sodyum montmorillonit ve ince kum kullanılarak hazırladıkları zemin karışımlarının emme ve şişme davranışlarını incelemişler ve toplam emme ile şişme potansiyeli arasında Eşitlik 2.15’de verilen ilişkinin var olduğu (Şekil 2.8.) ve farklı zemin türleri için bu ilişkinin aktivite faktörüne bağlı olarak değişebileceğini göstermişlerdir.

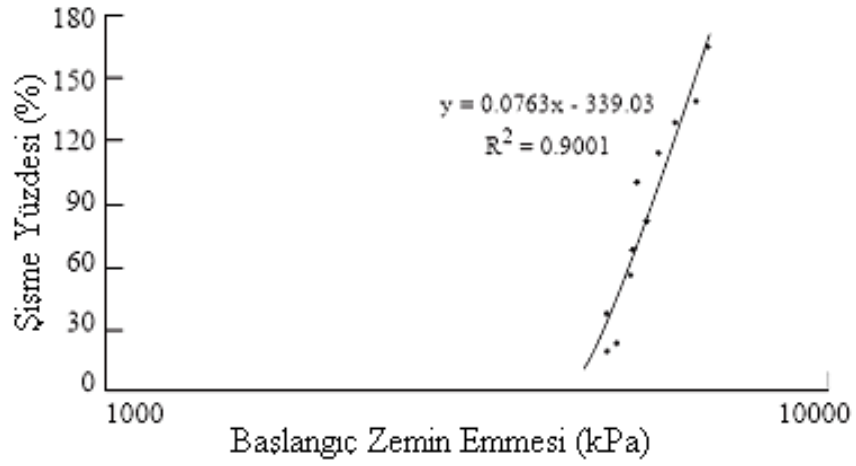
$$H_t / P_a = A^{-0.49} \cdot S_p \quad (2.15)$$

Burada, H_t : Zemin emmesi,
 P_a : Atmosfer basıncı,
 S_p : Şişme yüzdesi,
 A : Aktivite’dir.

Çokça (2002), ticari kaolinit ve bentonit minerallerini farklı oranlarda karıştırarak hazırladığı numuneler üzerinde yaptığı çalışmalar sonunda başlangıç zemin emmesi ile şişme yüzdesi arasında doğrusal bir ilişki olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 2.9.).



Şekil 2.8. Zemin emmesi ve şişme potansiyeli arasındaki ilişki (Acar ve Nyeretse, 1992)



Şekil 2.9. Başlangıç zemin emmesi ile şişme yüzdesi arasındaki ilişki (Çokça, 2002).

Thakur ve Singh (2005a), sodyum-montmorillonit ve kalsiyum-sodyum montmorillonit içeren zemin numuneleri kullanarak yaptıkları çalışmalar sonunda şişme ve emme arasındaki ilişkinin Eşitlik 2.16.'daki gibi genelleştirilebileceğini iddia etmiştir.

$$P_s = A (0.001\Psi)^B \quad (2.16)$$

Burada, P_s : Şişme basıncı (MPa),
 Ψ : Zemin emmesi (MPa),
 A ve B : Denklem sabitleri'dir.

2.2. Mineralojik ve Yapısal Özellikler

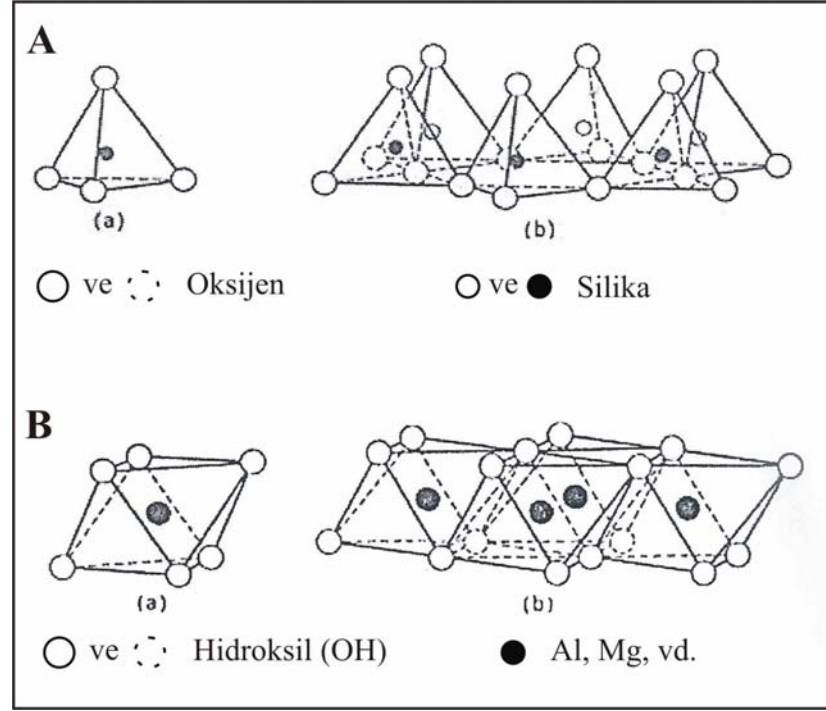
2.2.1. Kil mineralojisi

Killer bir kayaç terimi olarak doğal, toprağımsı, ince daneli ve suyla karıştırıldığında plastik özellik gösterebilen malzemeyi ifade eder. Kimyasal analizler killerin büyük ölçüde silika, alumina ve su içerdiğini bunların dışında da kayda değer miktarlarda alkali mineraller içerdiğini göstermiştir. Öte yandan kil terimi aynı zamanda bir tane boyu terimi olarak da kullanılmaktadır; Wentworth (1922) tane boyu skalasına göre boyutu 2 µm'den küçük taneler kil olarak tanımlanırlar. Kil mineralleri genellikle zeminin kil fraksiyonunda konsantre olurlar. Kil minerallerinin tanımlanması için X-Işını Difraksiyonu (XRD), SEM ve kimyasal analiz gibi metotlar kullanılır (Moore, 1997).

Kil mineralleri fillosilikat veya tabakalı silikatlar olarak adlandırılırlar ve T_2O_5 kompozisyonundadırlar (T: baskın yada ana katyon). Tüm tabakalı silikatlar köşeden bağlanmış bir tetrahedra levhası ve kenardan bağlanmış bir oktahedra levhası olmak üzere iki modüler birimden oluşurlar. Tetrahedra levhasında Si^{+4} genellikle baskın katyondur (T) fakat sıklıkla Al^{+3} seyrek olarak da Fe^{+3} silis katyonu yerine geçer. Silikat yapısının temel elemanı SiO_4 tetrahedronudur ve merkezdeki bir Si^{+4} katyonuna bağlanmış dört O^{-2} iyonu içerir. Oktahedron yapısında ise altı O^{-2} iyonu merkezdeki katyona bağlanmıştır; merkezde genellikle Al^{+3} veya Mg^{+2} katyonu bulunur (Şekil 2.10.). Tetrahedra ve Oktahedra levhalarının farklı kombinasyonları sonucunda farklı kil minerali yapıları ortaya çıkar.

Kil minerallerinde oktahedral tabaka daha önce de belirtildiği gibi çevresine altı oksijen toplanabilen katyonlar tarafından meydana getirilir. Çevresine altı oksijen toplayabilen katyonlar Al^{+3} ve Mg^{+2} veya Fe, Mn olabilir. Oktahedral tabakada bu

katyonların girebileceği yerlerin 2/3'ü iki Al^+ ile doldurulmuşsa bu yapıya dioktahedral (örneğin $\text{Al}_2(\text{OH})_6$), eğer söz konusu yerlerin her üçü de üç Mg^{+2} tarafından doldurulmuşsa trioktahedral (örneğin $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$) kristal yapısından bahsedilir.



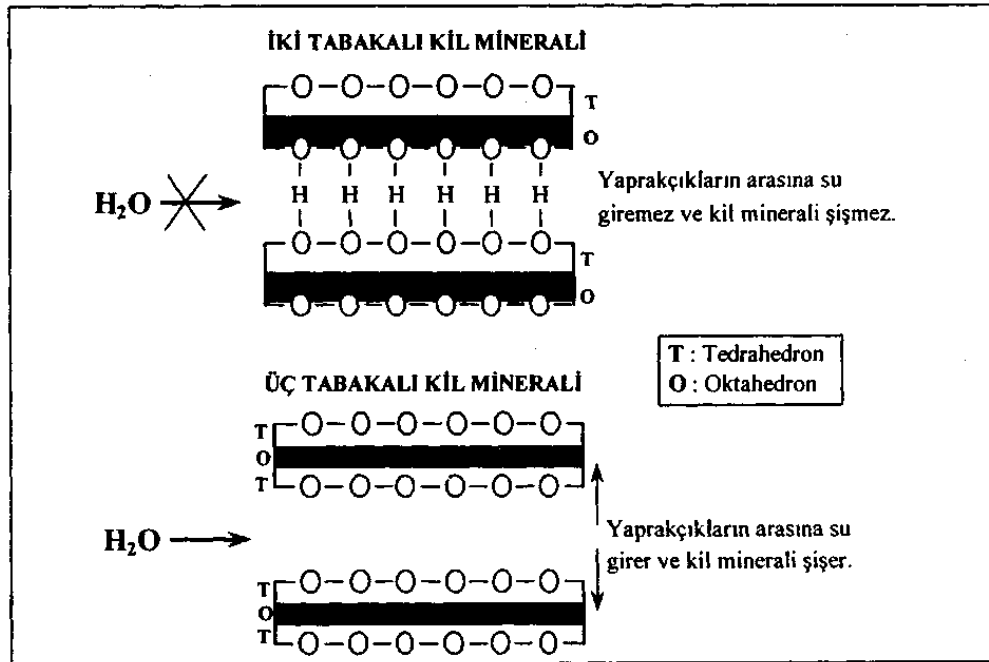
Şekil 2.10. Tetrahedral (A) ve Oktahedral birimlerin yapısı (B)
(Grim, 1968)

Bir silisyum katyonu etrafında yer almış dört oksijen anyonundan oluşan tetrahedronlar ile bir alüminyum katyonunun etrafında yer almış altı oksijen anyonundan oluşan oktahedronların üst üste gelip aralarındaki oksijen köprüleri ile birbirine bağlanmaları sonucunda tabakalı bir levha meydana gelir. Bu levhaların üst üste gelmesi ile kil grubu mineraller oluşur.

İki tabakalı levhaların yapısında yer alan tetrahedronların oksijenleri levhanın üst yüzeyinde bir oksijen tabakası oluşturur. Oktahedronların alt yüzeyindeki oksijenler ise açıkta kalan (-) yükleri (elektronlar) ile hidrojenle birleşerek bir OH-tabakası

oluştururlar. Böyle iki tabakalı bir kil levhasının diğer bir kil levhası ile üst üste gelmesi sonucunda tetrahedronların oksijen tabakası ile oktahedronların hidroksit tabakası karşı karşıya gelmiş olur. İki tabakanın arasında yer alan H^+ iyonları bir OH-O bağlantısının kurulmasını sağlar. Böylece iki tabakalı kil minerallerinin levhaları arasında elektriksel bir çekim gücü meydana gelir. Bu nedenle iki tabakalı kil minerallerinin levhalarının arasına su molekülleri giremez ve levhalar birbirinden pek fazla uzaklaşamaz (Şekil 2.11.).

Üç tabakalı levhaların yapısı ortada bir oktahedron, alt ve üstte birer tetrahedron tabakası şeklindedir. Tetrahedronlardan dolayı levhanın iki yüzeyinde de oksijen tabakaları yer alır. Kil levhalarının üst üste gelmesi ile oksijen tabakaları da karşı karşıya gelmiş olurlar. Negatif yüklü oksijen iyonlarını birbirine bağlayan katyon olmadığı için levhalar birbirine elektriksel olarak bağlanamaz. Bu nedenle üç tabakalı kil minerallerinde levha aralığı su moleküllerinin girişi ile artar yani kil minerali su alarak şişer (Şekil 2.11.).



Şekil 2.11. Kil minerallerinin tabakalı yapısı ve su molekülleri ile ilişkisi

Kayaçların atmosfer etkilerine maruz kalması, oksidasyon-redüksiyon, hidrasyon-dehidrasyon, iyon değişimi, taşınma gibi çeşitli jeolojik süreçler sonucunda ikincil mineraller olarak oluşan (Keller, 1964; Van Der Merwe 1964; Shi vd., 2002) kil minerallerinin kimyasal bileşimleri oluştukları ana materyalin mineralojik bileşimine bağlı olarak değişiklik gösterir. Kil minerallerinin kimyasal yapısındaki elementler ve bunların oksitlerinin oranları farklı kil mineralleri arasında belirgin bir ayırımın yapılamayacağını göstermektedir (Çizelge 2.8.). Bu nedenle kil minerallerinin sınıflandırılmasında daha az değişken olan kristal yapıları esas alınır ve kil mineralleri kristal yapılarına ve mineralojik bileşimlerine göre sınıflandırılırlar. Kil minerallerinin kristal yapıları levhaların kalınlığını, su alıp şişme yeteneklerini, katyonların yer değiştirebilme durumunu da etkiler (Çizelge 2.9.).

İki tabakalı kil minerallerinden dioktahedral yapıdaki kaolinit ve halosit bir tetrahedron bir de oktahedron tabakasının oksijen köprüleri ile birbirine bağlanması sonucunda meydana gelir, trioktahedral yapıdaki serpantin ($\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) ise nadir olarak bulunur. **Kaolinit** ($\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) levhalarının tetrahedronların bulunduğu yüzeyi, oksijen tabakası, oktahedronların bulunduğu yüzeyi ise hidroksit tabakası ile kaplıdır. Üst üste gelen levhaların alt yüzeyindeki hidroksit tabakası birbirini elektriksel olarak çeker (H^+ katyonu arada yer aldığı için) (Şekil 2.12.). Bu nedenle kalınlığı 7.2 Å, levha arası açıklığı 2.7 Å olan kaolinit su alıp şişmez ve levhalar birbirinden uzaklaşmaz. Kaolinitin levhaları arasındaki 2.7 Å'lık aralığa katyonlar giremez ve bu nedenle izomorf yer değiştirme olmadığı için negatif elektrik yükü de oluşmaz. Kaolinit, bu özelliğinden dolayı iç ve dış yüzeyi su alma ile değişmediği gibi değiştirilebilir katyonları da negatif elektriksel güç ile pek az bağlayabilir. Kaolinitin katyon değişim kapasitesi 3-15 meq/100g arasında olup düşüktür. **Halosit** de kaolinitin aksine silikat tabakaları arasında su molekülleri yer almaktadır (Şekil 2.12.). Bu nedenle 7.2 Å olan kalınlık su alıp şişerek 10.1 Å'a kadar yükselebilir. Levha arasındaki 2.7 Å olan açıklık kaolinitte değişmediği halde halositte su alıp şişme sonucunda artar. Halositin katyon değişim kapasitesi 5-10 meq/100g'dır.

Çizelge 2.8. Kil minerallerinin kimyasal bileşimi (ağırlığa göre %) (Scheffer ve Schachtschabel, 1970)

Kil Mineralleri	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Kaolinit	45-48	38-40	-	-	-	-	-	-
Montmorillonit	42-55	0-28	0-30	0-0.5	0-3	0-2.5	0-0.5	0-3
İllit	50-56	18-31	2-5	0-0.8	0-2	1-4	4-7	0-1
Vermikülit	33-37	7-18	3-12	0-0.6	0-2	20-28	0-2	0-0.4
Klorit	22-35	12-24	0-15	-	0-2	12-34	0-1	0-1

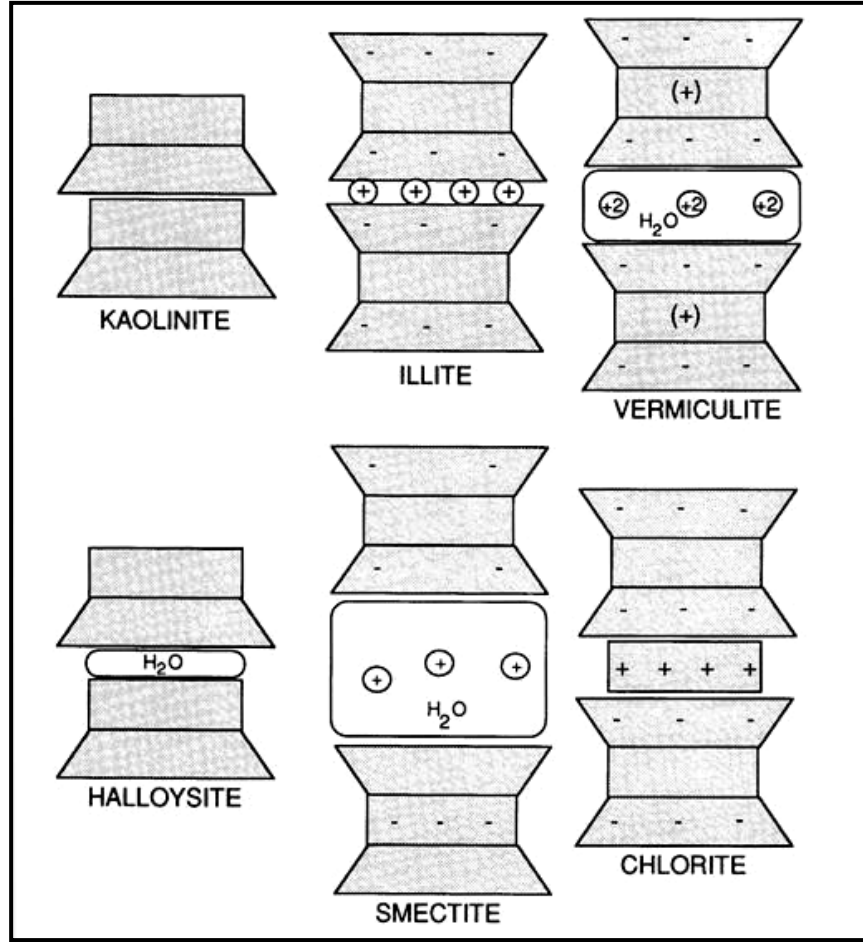
Çizelge 2.9. Kil minerallerinin sınıflandırılması (Irmak, 1970 ile Scheffer-Schachtschabel, 1970'den sadeleştirilerek alınmıştır)

Tabaka Sayısı ve Yapısı	Levha Kalınlığı	Kil Minerali Adı	Tabaka Yapısı	Açılma (şişme)	Yüzeylerde Tutulan Katyonlar	Katyon Değiştirme Kapasitesi
2 1:1 Si:Al	7.2 Å	Kaolinit	Di.	Yok	-	3-5
		Halosit	Di.	10.1 Å	-	5-10
		Serpantin*	Tri.	Yok	-	
3 2:1 Si:Al:Si	10 Å	Mika	Di.	Yok		
		Glokonit			K ve diğer**	5-40
		İllit	Di.	10-20 Å	K 0.58 Diğer*** 0.17	20-50
		Vermikülit	Tri.	15 Å	Diğer*** 0.66	100-200
		Montmorillonit	Di.	15-20 Å	Diğer*** 0.33	80-120
		Profillit*	Yok	Yok	-	
		Talk*	Yok	Yok	-	
4 2:2 Si:Al:Si:Al	14 Å	Klorit	Di.	Yok	-	10-40
			Tri.	Yok	-	10-40
Amorf		Alofan				≤ 100

Di. : Dioktahedral, Tri.: Trioktahedral, * nadiren, ** Glokonit (K, Ca/2, Na)_{0.85}, (Al_{0.47}, Fe⁺³_{0.97}, Mg_{0.40}), *** Ca/2, Mg/2, K, Na, H₂O

Üç tabakalı kil minerallerinin levhaları bir oktahedron tabakasının altına ve üstüne iki tetrahedron tabakasının birleşmesi sonucunda oluşmuşlardır. Tetrahedronların dış yüzleri oksijen tabakası ile kaplı olduğundan levhalar arasında bu iki oksijen tabakasını bağlayacak bir katyon yoktur. Bu nedenle üç tabakalı kil mineralleri su

aldıklarında levhalar birbirinden uzaklaşır. Levhalar arasındaki açıklığa katyonlar girdiğinde iki yandaki negatif elektrik yüklerine sahip oksijen tabakaları arasında elektriksel bağ ile tutulurlar. Ancak bu katyonlar daha aktif bir katyon ile yer değiştirebilirler. **İllit** mineralleri genellikle mika pulcuklarının aralanması ve bu aralıklara su moleküllerinin girmesi sonucu oluşurlar (Şekil 2.12.). Potasyum katyonlarının hidratlanması (su alması) sonucunda mika pulcukları birbirinden ayrılmaya başlar ve hidratlanan K katyonları levhalar arasından dışarıya atılır. Bu şekilde pulcukların arası iyice açılır ve mika illite dönüşür. İllitler bu nedenle mikamsı kil mineralleri olarak da bilinirler. İllitler oluştukları mikaların bileşimine ve oluşum mekanizmasının farklılığına bağlı olarak birbirinden farklı kimyasal bileşim gösterebilirler. İllit minerallerinin tabaka kalınlığı 10 Å olup su alıp şiştiklerinde kalınlık artar. Kalınlığın artması illitin vermikülite geçiş safhasında 15 Å'a, montmorillonite geçiş safhasında 20 Å'a ulaşır. İllitlerin katyon değişim kapasiteleri 20-50 meq/100g arasındadır. Mikamsı kil minerallerinden **glokonit'in** kimyasal bileşimi magnezyumlu-potasyumlu demir silikat olmakla beraber farklı kimyasal bileşimlerde de olabilir. Glokonitin katyon değişim kapasitesi 5-40 meq/100g'dır. **Vermikülit** biyotitten gelişmiş olan illitin fazla miktarda K^+ kaybetmesi ve levhalar arasındaki K^+ yerine Mg^{++} katyonlarının girmesi ile meydana gelir. Vermikülitin kalınlığı 10 Å olmasına rağmen su alıp şişerek Mg^{++} veya Ca^{++} ile doymuş hale geldiğinde kalınlık 15 Å'a kadar artar (Şekil 2.12). Vermikülitin katyon değişim kapasitesi 100-200 meq/100g arasındadır. **Montmorillonit** minerallerinin kristal yapısı illit ve vermikülite benzer (Şekil 2.12.). Ancak levhalar arasına su girdiğinde ve Mg^{++} ile doymuş duruma geldiklerinde 10 Å olan kalınlık 20 Å'a, 3.4 Å olan levha aralığı ise 14 Å'a kadar yükselir. Bu olay katyona bağlıdır Ca^{++} veya Mg^{++} ile doymuş haldeki montmorillonitler esas kalınlıkları olan 10 Å'dan 20 Å'a kadar şişebildikleri halde, Na^+ ile doymuş montmorillonitlerde 160 Å'a kadar şişme gözlenmiştir (Scheffer-Schachtschabel, 1970). Ortamda daha fazla sodyumun bulunması montmorillonitin levhalarının birbirinden bir daha biraraya gelemeyecek kadar uzaklaşmalarına sebep olur. Vermikülit ise Na^+ ile doymuş halde iken ancak 15 Å'a kadar şişebilmektedir. Montmorillonitlerin katyon değişim kapasitesi 80-120 meq/100g arasında değişir ve su kaybedip kuruduktan sonra yeniden su alıp şişebilirler.



Şekil 2.12. Yaygın bulunan kil minerallerinin yapıları. (-), (+) işaretleri yapısal yükleri ve değişebilir katyonları göstermekte (McBride, 1994)

Dört tabakalı kil mineralleri tetrahedron ve oktahedron tabakalarının üst üste ardalanması ile oluşurlar. Bu tip bir tabakalanma ile oluşan levhaların alt yüzünde tetrahedronlara ait oksijen tabakası, üst yüzünde ise oktahedronlara ait hidroksilli tabaka bulunur. Levhaların üst üste dizilmesi sonucunda bir levhanın oksijen tabakası ile diğer levhanın hidroksilli tabakası karşı karşıya gelmiş olur. İki oksijen tabakası arasında kalan ve hidroksil iyonlarına ait olan H^+ katyonları levhaların birbirine kuvvetle bağlanmalarına sebep olur. Bu nedenle dört tabakalı kil minerallerinin kalınlıkları 14 Å olmasına rağmen su alıp şişme yetenekleri çok azdır veya yoktur. Dolayısıyla katyon değişim kapasitesi de düşüktür. Dört tabakalı kil minerallerini klorit temsil eder. **Klorit** bir magnezyum silikat olup su alıp şişmez. Katyon değişim kapasitesi 10-40 meq/100g arasındadır. Ancak asit ortamlarda ayrışmaya bağlı olarak

klorit levhalarındaki tabakalar arasından bir oktahedron tabakasının ayrılması sonucunda dört tabakalı klorit levhası (Şekil 2.12.) üç tabakalı ikincil klorite dönüşür (örneğin $Al(OH)_3$ oluşumu). İkincil kloritler orijinal levha yapıları bozulduğu için su alınca şişme özelliği gösterirler.

Kristal özelliği göstermeyen ve amorf yapıda olan killeri alofan temsil eder. **Alofanlar** bünye suyu fazla olan ikincil alüminyum silikatlardır. Alofanların katyon değişim kapasitesi 100 meq/100g'a kadar ulaşabilir.

Farklı kil mineralleri, yapılarındaki ve tabakalar arası bağlanmalarındaki değişiklikler nedeniyle farklı şişme potansiyelleri gösterirler. Simektit ve vermikülitler, ıslanma ve kuruma sonucunda büyük hacim değişimlerine neden olurlar (Head, 1992; Ohri, 2003).

Verwey ve Overbeek (1948), montmorillonitlerin şişme miktarının, diğer kil minerallerine oranla daha fazla olmasının nedenini tabaka arasındaki ve dışındaki iyon konsantrasyonundaki farklılıktan dolayı ozmotik basıncın artmasıyla açıklamaktadır (Sridharan ve Choudhury, 2002).

Mitchell (1976), kil mineralojisinin zeminin şişme davranışını kontrol eden temel faktörlerden biri olduğunu ve zeminin mineralojik özelliklerinin şişme potansiyelinin tahmin edilmesinde kullanılabileceğini belirtmiştir (Çizelge 2.10.).

Karathanasis ve Hajek (1985), simektit miktarının, laboratuarda ölçülen şişme potansiyeli üzerinde etkin bir zemin parametresi olduğunu vurgulamıştır.

Chen (1988), şişme miktarının şişmeye izin verilen süre ile kilin mineralojik bileşimi ve kökenine bağlı olduğunu iddia etmiştir.

Kaczynski ve Grabowska-Olszewska (1997), killerin kökenlerinin, stratigrafik pozisyonlarının, litolojilerinin ve mineral bileşimlerinin şişme davranışı üzerindeki önemini vurgulamıştır.

Azam (1998; 2003) killerin bileşimindeki kalsiyum sülfat miktarının artmasıyla, şişme potansiyelinin azaldığını ve bu etkinin jips içeren zeminlerde daha belirgin olduğunu ifade etmiştir.

Çizelge 2.10. Kil mineralleri ile şişme potansiyeli arasındaki ilişki (Mitchell, 1976)

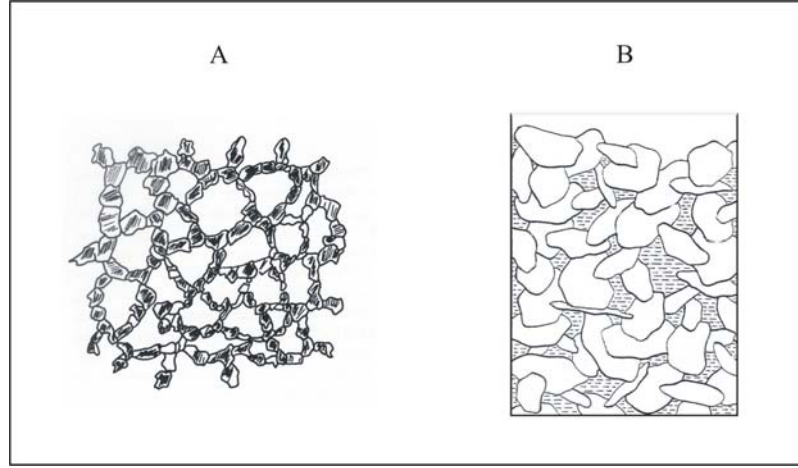
Kil Minerali	Şişme Potansiyeli
Kaolinit	Çok düşük
İllit	Orta
Montmorillonit	Yüksek
Vermikülit	Yüksek
Klorit	Yok

2.2.2. Zemin yapısı ve fabrik

Killerin mineralojik özelliklerinin yanı sıra, tanelerin geometrik dizilimleri ve krsitalografik düzeni de kil malzemenin farklı davranışları üzerinde belirleyicidir. Sedimandaki taneler arasındaki ilişki, tanelerin oryantasyonu ve özel dağılımı “*fabrik*” olarak tanımlanır. Tek bir kil tanesinde kristal yapısı içindeki atomik düzenlenme is “*mikrostrüktür*” (microstructure) olarak adlandırılır. Brewer (1964), kil strüktürünü, zemin tanelerinin ve boşluklarının boyutu, şekli ve dizilimi olarak tanımlamıştır.

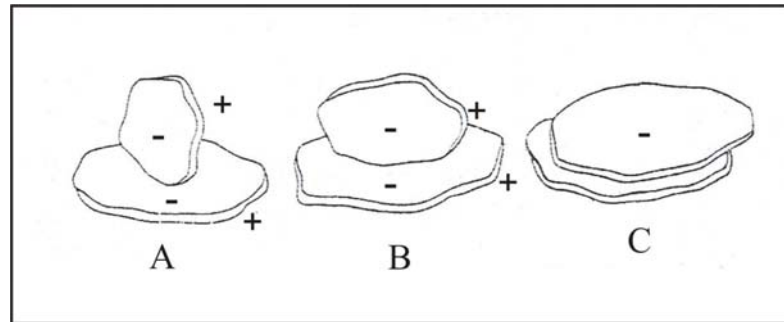
Killerin fabriği hakkında ilk kavramlar Terzaghi (1925) ve Casagrande (1932) tarafından ortaya atılan petek yapısıdır (honeycomb structure). Kil mineralleri birbirlerine değme noktalarında sıkıca yapışırlar ve böylece arada kalan boşluklarda büyük miktarda su tutulmasına izin veren bir petek yapısı oluştururlar (Şekil 2.13.).

Mikrostrüktür sedimantolojik olarak çökel ortamını ve çökelim süreçlerini göstermesi açısından önemlidir. Bennett vd. (1991), mikrostrüktürün fiziko-kimyasal (elektro-kimyasal ve termo-mekanik mekanizmalar), biyo-organik (biyo-mekanik, biyo-fiziksel, biyo-kimyasal mekanizmalar) ve gömülme-diyajenez (gravite, çimentolanma mekanizmaları) süreçlerine bağlı olarak geliştiğini ortaya koymuştur.



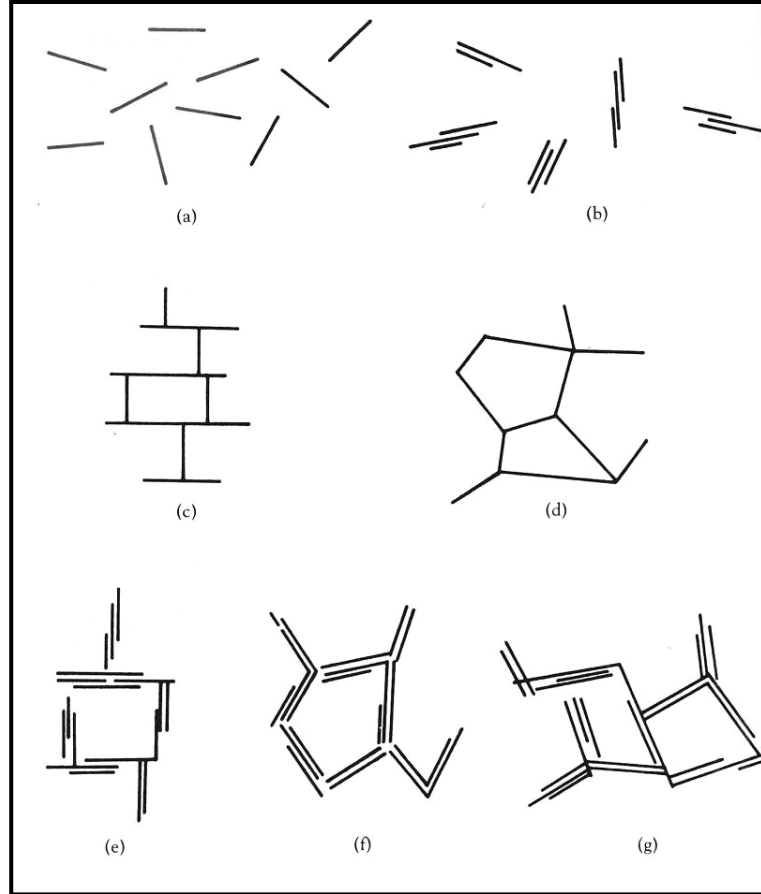
Şekil 2.13. Kıl minerallerinde (A) petek yapısı (honeycomb structure) ve (B) kart-yuvası yapısı (cardhouse structure)

Tane dizilimi ve killerin yapısı taneler arasındaki çekim kuvvetlerine bağlıdır. Kezdi (1974), düzlemsel ve plaka şekilli kıl mineralleri göz önüne alındığında Ford, vd. (1940), Van Olphen (1951), Schofield ve Samson (1953), Iler, (1955a), gibi araştırmacılar tarafından önerildiği şekilde plaka yüzeylerinin (–) yüklü olduğunu ve böylece katyonları adsorbe edebildiğini, diğer taraftan plaka kenarlarının ise (+) yüklü olduğunu belirtmektedir (Şekil 2.14.). Kie (1957b), bu kabul üzerine kıl tanelerindeki elektriksel yüke bağlı olarak kart-yuvası yapısı (cardhouse structure) modelini geliştirmiştir (Kezdi, 1974) (Şekil 2.13.). Bu modeldeki bir yapıda tüm yapının sıkılığı taneler arasındaki bağların gücüne ve taneleri birarada tutan kuvvetlerin şiddetine bağlıdır. Örneğin montmorillonitlerde genellikle Şekil 2.14.’deki “A” tipi bağlar görülürken kaolinit ve illitlerde genellikle “B” tipi bağlar hakimdir.



Şekil 2.14. Düzlemsel kıl minerallerindeki elektriksel yük ve bağlar (Kezdi, 1974)

Van Olphen (1963), killerde tanelerin topaklanması için farklı tarzlar önermiştir (Şekil 2.15.). Her ne kadar Van Olphen tarafından önerilen yapılar doğal sedimanlarda pek gözlenmese de doğal kil-su sistemlerinin yapısının anlaşılmasında önemli bir referans oluşturur.



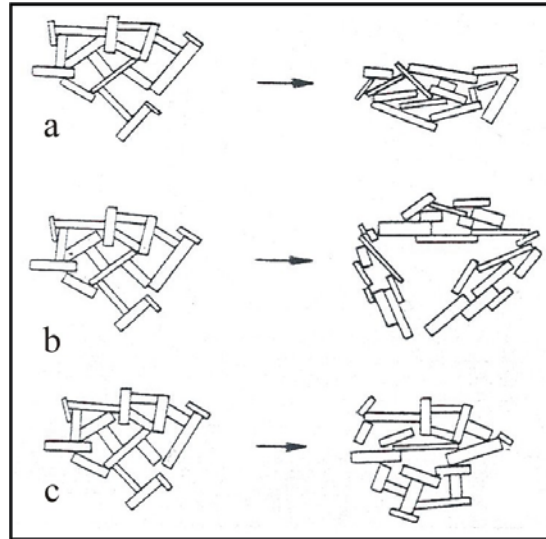
Şekil 2.15. Killerde tane dizilim şekilleri (Van Olphen, 1963):

(a) Yayıllı (dispersed) ve topaklanmamış (b) kümelenmiş (aggregated) ve topaklanmamış (c) K-Y (Kenar-Yüz) topaklanmış (flocculated) ama yayıllı (d) K-K topaklanmış ama yayıllı (e) K-Y ve Y-Y topaklanmış ve kümelenmiş. (f) K-K topaklanmış ve kümelenmiş (g) K-Y ve K-K topaklanmış ve kümelenmiş

Düzlemsel plaka şekilli kil tanelerinin oryantasyonu kilin davranışı üzerinde oldukça etkilidir. Durgun suda çökelen kil taneleri genellikle düzensiz bir kart-yuvası yapısı oluştururlar. Bu yapının oluşumu temel olarak yüzey kuvvetlerine bağlıdır ancak yerçekiminin de etkisi ihmal edilemez. İnce düzlemsi kil taneleri çökme sırasında

genellikle düzlemsel yüzeyleri yatay olacak şekilde çökelme eğilimindedir. Ancak bunlara uygulanan dış yükler (genellikle örtü yükü) daha önce çökelen tabakaların zamanla sıkışmasıyla bir konsolidasyon süreci gösterirler. Sonuçta tanelerin uygulanan yüke dik şekilde pozisyon alma eğilimleri ile zaman içinde tanelerin belli bir yöne yönelimi artar (Şekil 2.16.a). Bu yüksek derecede oryantasyon (yönelim) gösteren kil, bir şekilde yoğrulursa yapı bozulur ve küçük kesek parçalarına ayrılır. Kil taneleri paralel oryantasyonlarını korur ancak kesek parçalarının dizilimi düzensizdir (Şekil 2.16.b). Zaman boyunca etki eden makaslama kuvvetleri sonucunda bu yapı tekrar eski yönelimine dönme eğilimi gösterir (Şekil 2.16.c).

Tanelerin oryantasyonu ve killerin yapısı konsolidasyon, kompaksiyon, makaslama dayanımı, büzülme ve şişme gibi zemin özellikleri üzerinde önemli bir etkiye sahiptir (Kezdi, 1974). Laboratuarda zemin örneklerinin hazırlanmasında kullanılan kompaksiyon yöntemi, zemin yapısını direk etkilemektedir. Statik kompaksiyon durumunda zemin topaklanmış (flocculated) yapıya sahip iken, dinamik kompaksiyon sonucunda yayılı (disperse) zemin yapısı görülebilir. Gromko (1974)'ya göre topaklanmış yapıya sahip zeminlerde yayılı yapıya sahip zeminlere oranla daha fazla şişme gözlenmektedir.



Şekil 2.16. Farklı oryantasyon durumlarında kil minerallerinin yapısı. a) Konsolide durum, yüksek derecede yönelmiş taneler, b) Yoğrulma sonrasında düzensiz yapı, c) Makaslama gerilmelerinin etkisiyle oryantasyonun tekrar artması.

Tane diziliminin şişme üzerindeki etkisi, kil tipine bağlıdır. Sodyum montmorillonit gibi yüksek şişme potansiyeline sahip killer için paralel tane oryantasyonu durumunda en büyük şişme gözlenir. Bununla birlikte Seed ve Chan (1959), en büyük şişme basıncı ve hacim artışının rastgele ve topaklanmış tane dizilimi durumunda meydana geldiğini belirtmişlerdir (Yong ve Warkentin, 1975).

Şişme esasen kil tanelerinin yassı yüzeylerine dik doğrultuda meydana gelmektedir. Bu nedenle şişme ve büzülme davranışı tanelerin tam yönelmiş olduğu killer için anizotropiktir. Düşey doğrultuda meydana gelen şişme ve şişme basınçları yatayda meydana gelenden daha küçüktür (Yong ve Warkentin, 1975; Keskin vd., 1992).

Uzun süreli ve karmaşık jeolojik süreçlerle oluşan zeminlerde taneler arasında kuvvetli bağlar ve yapısal dayanım oluşur. Bu durum şişmeyi kısmen engeller. Bu doğal bağlar ve tane dizilimi; şişme-büzülme, yükleme-boşaltma gibi çeşitli mekanizmalarla bozulabilir. Özellikle yaşlı ve aşırı konsolide killer, şişmeye karşı hassas olabilir (Du vd., 1999).

Du vd. (1999), sıkıştırılmış zeminlerin şişme davranışları üzerinde su muhtevası, kuru birim hacim ağırlık, mineralojik yapı ve fabrikteki değişimlerin etkisini incelemiş ve sadece simektit, illit gibi kil minerallerine sahip olan zeminlerin, sıkıştırma sonucunda şişebilir hale getirilebileceğini vurgulamıştır.

Rao ve Tripathy (2003), likit limiti %100 olan bir zeminin şişme davranışı üzerinde kür süresinin etkisini incelemiştir. Sıkıştırılarak hazırlanan numuneler farklı bağıl nem koşullarını sağlamak için değişik konsantrasyonlarda sülfürik asit bulunan cam desikatörlerde 7, 15, 30 ve 90 gün bekletilmiştir. Bu numuneler üzerinde bir boyutlu ödometre şişme deneyleri yapılmıştır. Bekleme süresindeki artışın şişme potansiyelinde azalmaya neden olduğu gözlenmiştir. Yaşlanma davranışına etki eden başlıca faktörlerin başlangıç doygunluk derecesi ve su muhtevası olduğunu belirtilmişlerdir. Aynı kuru birim hacim ağırlık için su muhtevasındaki artış sonucunda yaşlanma etkisinin arttığı; sabit su muhtevasında doygunluk derecesindeki artışla etkinin daha önemli hale geldiği vurgulanmıştır.

Sridharan ve Gurtug (2004), fiziksel ve mineralojik özellikleri birbirinden farklı beş zeminin şişme davranışını incelemiştir. Zemin numunelerinin hazırlanmasında üç farklı kompaksiyon enerjisi (standart proktor-593.7 kJ/m³, modifiye proktor-2693.3 kJ/m³, azaltılmış modifiye proktor-1616 kJ/m³) kullanılmıştır. Şişme testleri ödometre aletinde yürütülmüştür. Çalışma sonucunda, şişme yüzdesi ile şişme basıncı arasında zemin tipi ve kompaksiyon enerjisinden bağımsız bir ilişkinin var olduğu belirtilmiştir. Yaklaşık 1000 kPa şişme basıncına kadar aşağıdaki ilişki verilmiştir.

$$P_s = 48.32 * S \quad (r=0.98) \quad (2.17)$$

Burada, P_s : Şişme basıncı (kPa),
 S : Şişme yüzdesi'dir.

2.3. Killerin Spektral Özellikleri

Kil mineralleri ve killi zeminler kendilerine has fizikokimyasal özellik gösterirler ve bu şekilde birbirlerinden ayrılabilirler (Head, 1992). Simektit, illit ve kaolinitin su emme eğilimleri, zemin şişmesinde bir indikatör gibi hareket etmeleri göz önüne alındığında, tanımlanmaları ve zemindeki miktarları mühendislik projeleri açısından önem taşımaktadır (Mitchell, 1993). Bu nedenle zemin içindeki kil minerallerinin cinsini ve miktarını belirlemek üzere pek çok metot geliştirilmiştir. Ancak direk metotların pahalı ve zaman alıcı olması her zaman için daha kolay ve hızlı yöntemlerin araştırılmasına önayak olmuştur. Herhangi bir maddeden (katı, sıvı veya gaz), saçılan, yansıyan veya madde tarafından emilen dalga boyları vasıtasıyla ışığı konu alan spektroskopi de böyle bir yöntem olarak ortaya çıkmaktadır. Killerin spektroskopik potansiyeli büyük ölçüde kısa dalga kızılötesi (short wave infrared, SWIR) ile elde edilen temel bilgilere dayanır. Çok sayıda araştırmacı sadece bu minerallerin mevcudiyetini değil zemin içindeki miktarlarını da ortaya koymak üzere araştırmalar yapmıştır. Ayrıca katyon değiştirme kapasitesinin belirlenmesi (Chang vd., 2001; Kariuki vd., 2003), tane boyu dağılımının bulunması (Zhang vd., 1992), doymun su içeriğinin bulunması (Ben Dor vd., 2002) konularında da spektroskopinin uygulanabilirliğini gösteren çalışmalar vardır.

Fotonlar bir minerale geldiğinde bir kısmı tane yüzeylerinden yansıtılır, bir kısmı taneler arasından geçer ve bir kısmı da taneler tarafından emilir. Tane yüzeylerinden yansıtılan veya taneler tarafından kırılan fotonlar *saçılmış* olarak adlandırılır. Saçılan fotonlar başka bir tane tarafından emilebilirler veya tane yüzeyinden tekrar saçılabilirler. Fotonlar bir yüzeyden de kaynaklanabilir. Bu olay emisyon olarak adlandırılır ve bütün doğal yüzeyler mutlak sıfırın üzerinde foton yayarlar. Fotonlar değişik süreçlerle mineraller tarafından emilebilirler (absorbsiyon). Absorbsiyon süreçlerinin çeşidi ve dalga boyu bağımlılığı sayesinde ve mineralden yansıtılan veya yayılan ışık vasıtasıyla mineralin kimyasal kompozisyonu hakkında bilgi sağlanabilir.

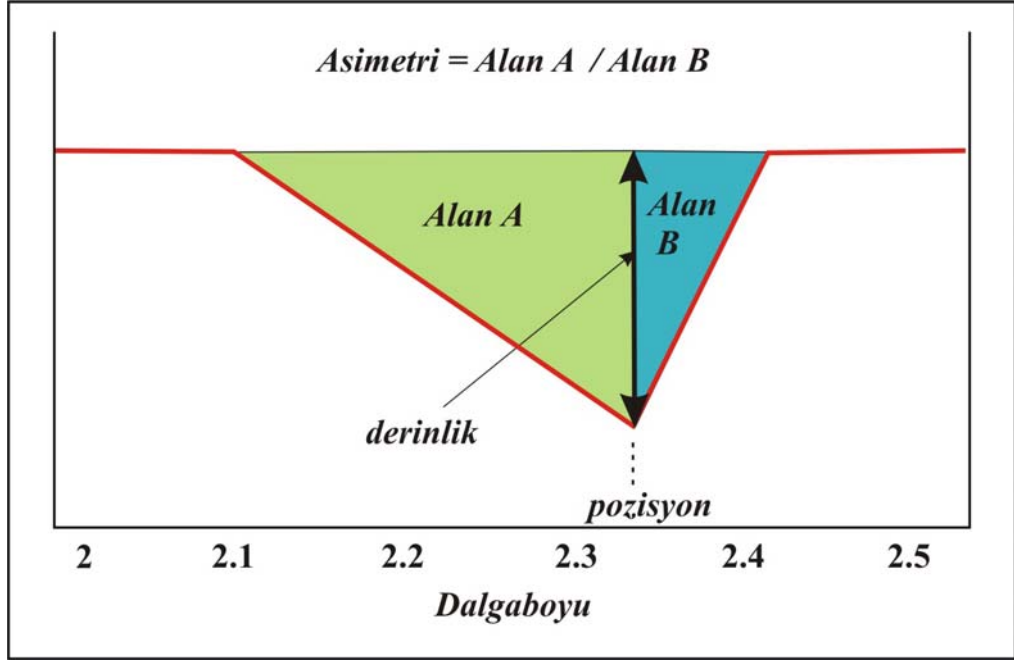
Herhangi bir materyale giren fotonlar Beer-Lambert kanuna göre emilirler (absorbe olurlar). Materyalin konsantrasyon (c) ve absorbsiyon (k) sabitleri emilmenin düzeyini belirler (Svanberg, 2001). Emilme (absorbsiyon) kristal latislerindeki atomların tipi ve atomik düzenlenmenin bir fonksiyonudur ve spektrumun (ışık tayfının) oluşumunu ve hatta absorbsiyon parametrelerinin şiddeti ile şeklini de direk olarak etkiler.

Absorbsiyon parametreleri (pozisyon, şekil, derinlik, genişlik ve asimetri) mineralin özel kristal yapısı ve kimyasal yapısı tarafından belirlenir (Şekil 2.17.). Bu durum yukarıda sayılan spektral parametreler kullanılarak mineralin tanımlanması ve miktarının belirlenmesinde yardımcı olur (Kauriki, 2004).

Pozisyon, minimum yansımanın olduğu dalga boyu olarak tanımlanır. **Genişlik** (W) ise Şekil 2.17.'de gösterildiği gibi

$$W = \frac{Alan_A + Alan_B}{2 \cdot D} \quad (2.18)$$

formülü ile hesaplanır. **Derinlik** (D) absorbsiyon özelliğinin görüldüğü dalga boyundaki orta çizginin ana hattın olan mesafesidir. **Asimetri** ise bu orta çizginin solunda kalan alanın sağında kalan alana oranı olarak tanımlanmıştır (Green ve Graig, 1985).



Şekil 2.17. Absorbsiyon (emilme) parametreleri (Kauriki, 2004)

Kil minerallerinde SWIR bölgesinde su molekülleri ve hidroksiller ayırt edici bir absorpsiyon özelliği oluştururlar. Absorpsiyon özelliklerinin ortaya çıkmasında temel metal katyonları da (Al, Mg, Fe) önemli yer tutar. Kil minerallerinin önemli absorpsiyon özellikleri ve moleküler düzenlenme Çizelge 2.11.'de genelleştirilmiştir (Hauff, 2000).

Van der Meer (1999), 2000-2500 nm dalgaboyu civarındaki asimetri değerlerinin kil minerallerinin ayrımı için iyi indikatörler olduğunu belirtmiştir.

Kauriki (2004), kaolinitlerde genellikle yüksek asimetri değerleri simektitlerde ise en düşük asimetri değerlerini gözlemiştir.

Kauriki (2004), sadece iki derinlik değerinin mineral tipine göre önemli değişim gösterdiğini belirtmektedir. ~1900 nm'de simektit oranı yüksek zeminler, ~2200 nm dalgaboyunda ise kaolin içeren zeminler kuvvetli yoğunluk göstermektedir. İllit içeren zeminlerde ise bariz farklılıklar gözlenmemiştir.

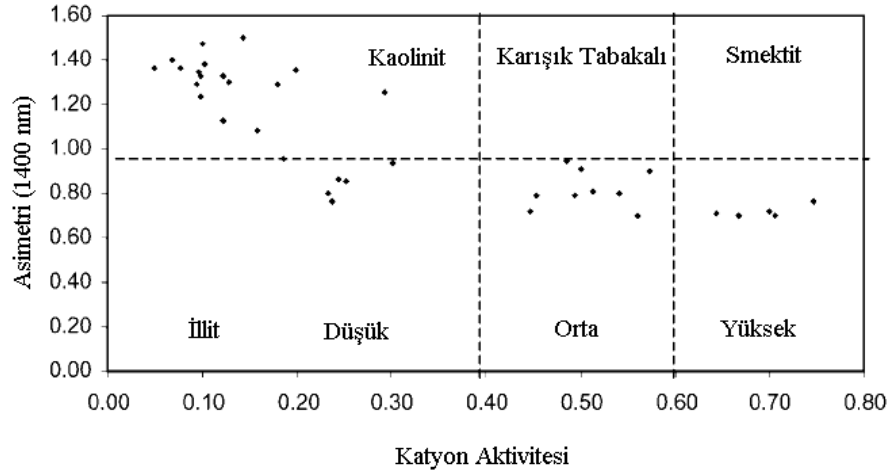
Çizelge 2.11. Kil mineralleri ile ilgili absorbsiyon özelliklerinin pozisyonları

Ana özellik Pozisyonu	Molekül	Kil Minerali
1400 nm	OH ve H ₂ O	Kaolinit / Simektit / İllit
1900 nm	H ₂ O	Simektit / İllit
2170 nm	Al–OH	Kaolinit
2200 nm	Al–OH	Kaolinit / Simektit / İllit
2290 nm	Fe–OH	Simektit (notronit)
2300 nm	Mg–OH	Simektit (hektorit)
2340 nm	Fe–OH / Mg–OH	İllit
2384 nm	Fe–OH	Kaolinit

Chabrillat vd. (2000), şişen zeminlerin spektral özelliklerini incelemiş, X-ray difraksiyon analizleri ile spektral analiz sonuçlarının uyumlu olduğunu ve hiperspektral uzaktan algılama sensörleri kullanılarak arazide şişen zeminlerin tanımlanmasının ve haritalanmasının mümkün olabileceğini ifade etmiştir.

Kariuki ve Vander Meer (2003a), killerin şişme potansiyeli ile zeminlerin spektral karakteristikleri arasındaki ilişkiyi incelemişlerdir. Şişme potansiyelinin sınıflandırılmasında yaygın olarak kullanılan birkaç şişme indisi (COLE, PI, CEC) ile zeminlerin şişme özellikleri belirlenmiştir. Sonuç olarak, spektral parametrelerin; kil mineralojisine bağlı olarak zemin şişme özelliklerinin tahmininde uygun sonuçlar gösterdiğini iddia etmiştir.

Kariuki vd. (2003), katyon aktivitesi ve ~1400 nm'deki asimetri değerinin kullanılarak kil tipinin ve şişme potansiyelinin tahmin edilebileceğini belirtmiş ve Şekil 2.18.'deki gibi bir ilişki olduğunu önermiştir.

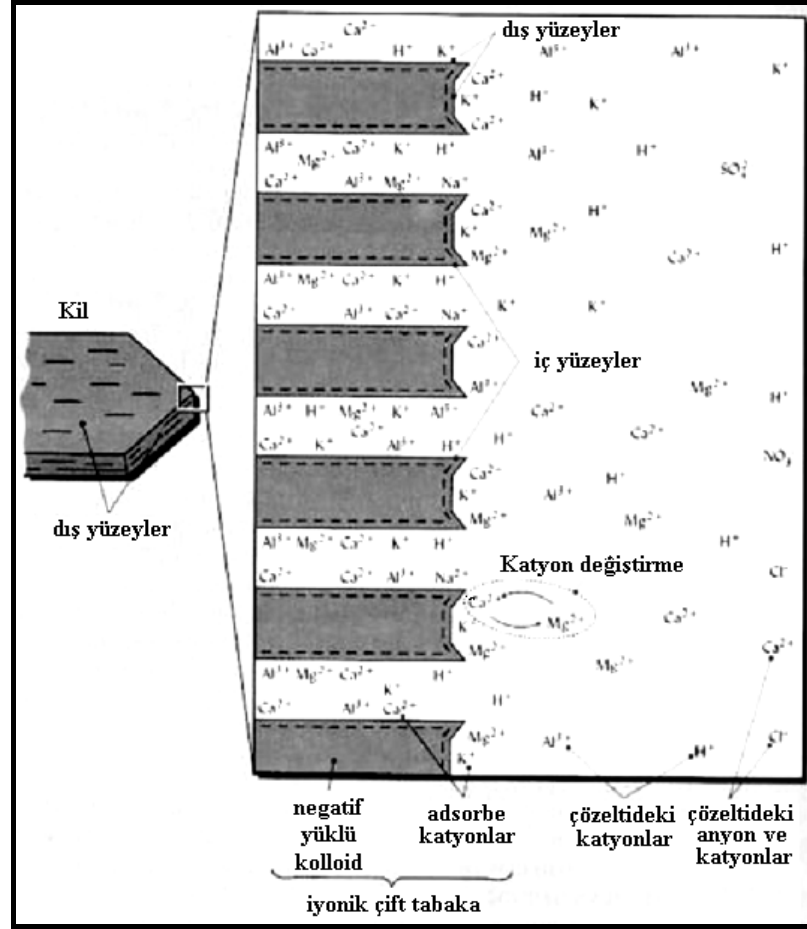


Şekil 2.18. Katyon aktivitesi ve asimetriye bağlı olarak mineraloji ve şişme potansiyelinin tahmini (Kariuki vd., 2003)

2.4. Kimyasal Özellikler

2.4.1. Katyon değişirme kapasitesi

Katyon değişirme kapasitesi zeminin değişim komplekslerindeki negatif elektrik yüklerini nötralize eden, kolaylıkla değişebilir durumda bulunan katyonların toplam miktarını gösterir (Kacar, 1998). Katyon değişimi, zeminlerin temel elektro-kimyasal özelliklerinden biridir ve özellikle killerin davranışı üzerinde önemli etkilere sahiptir. Bunun temel nedenleri izomorf değişim ve kil mineralinin köşelerindeki alümin gruplarının çözülmesidir (Ammann, 2003; Dontsova vd., 2004). Kil minerallerinde tetrahedral veya oktahedral levhalardaki katyonların, kristal yapısında bir değişiklik meydana gelmeden, ortamda bulunan diğer katyonlarla (killerde yaygın olarak H, K, NH₄, Na, Ca ve Mg) yer değiştirmesine izomorf değişim denir. Bu değişim sonucunda mineralde bir elektriksel yük eksikliği olur ve mineral net negatif yük gösterir. Bu yükün dengelenerek elektriksel nötrlüğün sağlanabilmesi için ortamdaki katyonlar zemin tanelerine çekilirler. İşte bu yük eksikliğini dengelemek için gerekli değişebilir katyonların toplamı katyon değişirme kapasitesi (CEC) olarak adlandırılır. Ingles (1968), Sharma (1998), Ammann (2003), gibi araştırmacılar CEC'ni zeminlerin katyon tutma yeteneğini gösteren bir değer olarak tanımlamışlardır. Tipik bir katyon değişirme ortamı Şekil 2.19.'da gösterildiği gibidir (Vogt, 2002).



Şekil 2.19. Kasyon değişirme ortamı (Vogt, 2002)

Kil minerallerinin kasyon değişirme kapasiteleri tane boyuna bağlı olduğu kadar değişimin olduğu ortamın sıcaklığı ve ortamın genel kimyasal yapısıyla da ilgilidir. Öte yandan bir katyonun diğer katyonlarla değişimi temel olarak iyon boyutlarına ve değerliklerine bağlıdır. Her durumda CEC kil mineralojisi açısından önemli bir gösterge olarak kabul edilir. Mitchell (1976), Sharma (1998), gibi araştırmacılar CEC değerinin şişme potansiyeli ile doğru orantılı olduğunu ortaya koymuşlardır. Grim (1962), kil minerallerinin CEC değerlerini Çizelge 2.12.'de görüldüğü gibi genellemiştir. Kaolinit minerallerinde tetrahedral ve oktahedral tabakalar arasındaki hidrojen bağları tabakalar arasında boşluk bırakmayacak şekilde tabakaları bir arada tutar ve böylece suyun veya katyonların adsorbsiyonunu engeller. Bu nedenle, kaolinitlerin CEC değerleri düşük, şişme potansiyelleri ise azdır (Wiseyesekera, 2003).

Çizelge 2.12. Çeşitli kil mineralleri için katyon değişirme kapasitesi değerleri (Grim, 1962)

Kil minerali	CEC (meq/100gr)
Montmorillonit	80-150
Vermikülit	100-150
Halosit 4H ₂ O	10-40
İllit	10-40
Klorit	10-40
Sepiyolit – Atapulgit	20-30
Halosit 2 H ₂ O	5-10
Kaolinit	3-15

meq: sıvı içerisindeki elektrolit miktarını ifade eden bir birimdir.

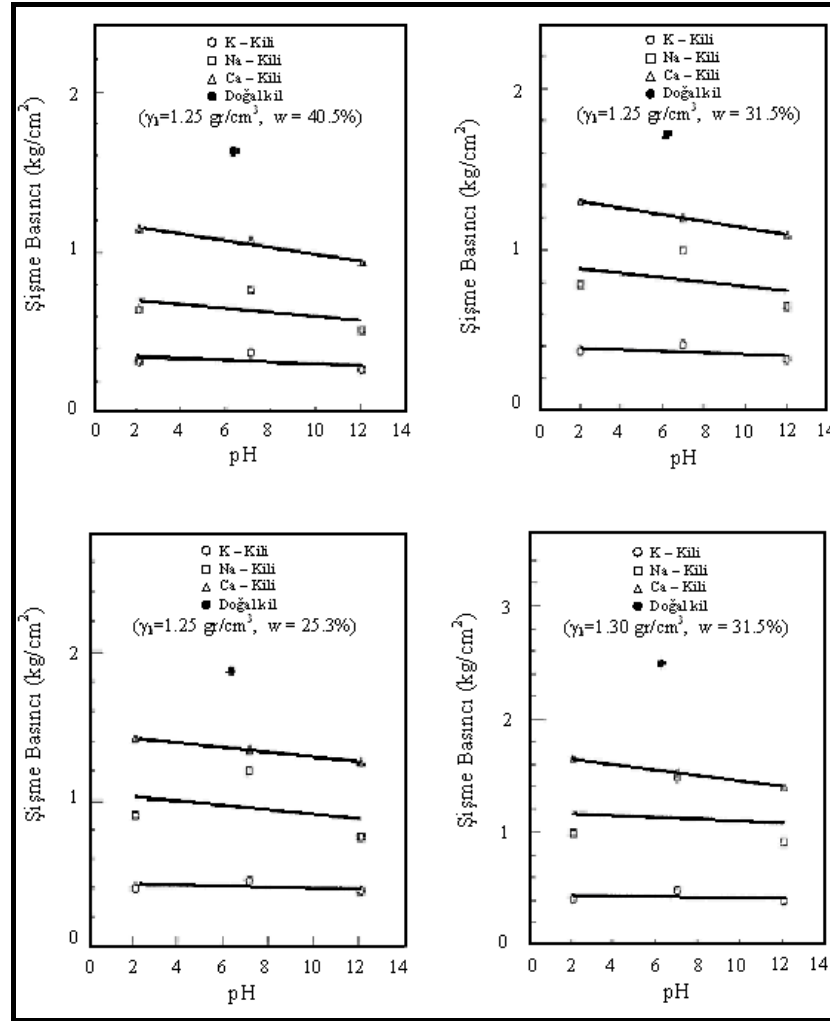
Low (1981)'a göre kil minerallerindeki tabakaların şişmesi üzerinde değişebilir katyonların değerlikleri, boyutları ve hidrasyon enerjisi etkilidir. Buna göre tabakalar birbirinden yeterince uzaklaştığında, kısa mesafeli kuvvetlerin etkisi azalmakta ve şişme katyon etkisinden bağımsız hale gelmektedir.

Azam vd. (2000), iki değerlikli bir katyonla (Ca²⁺) doymuş olan montmorillonitlerin %100 şişebildiğini belirtmiştir. Diğer taraftan tek değerlikli katyonla (Na⁺) doymuş montmorillonitler sınırsız miktarda şişebilirler. Borchardt (1989), ise doğal zeminlerin genellikle Ca²⁺ yada Mg²⁺ (yani nadiren tek değerlikli katyona doymuş bulunmaları) ve doğal kil minerallerinin genellikle şişmeyen kil mineralleri ile karışık halde bulunmaları sebebiyle doğal zeminlerin Na-montmorillonitler kadar şişmeyeceklerine dikkat çekmektedir.

Yong ve Warkentin (1975), Luckham ve Rossi (1999), Montes-H vd. (2003), gibi araştırmacılar tek değerlikli değişebilir katyonların (Na⁺ gibi), iki değerlikli katyonlardan (Ca²⁺ gibi) daha fazla şişmeye neden olduklarını çok değerlikli değişebilir katyonlara (Al gibi) sahip yüksek asitlikteki killerde ise şişmenin daha düşük olduğunu belirtmektedir. Potasyum (K) katyonu ile reaksiyona giren illit ve simektitlerde şişme potansiyeli oldukça azalmaktadır (Abdullah vd., 1997).

Abdullah vd. (1999), üç farklı pH değerindeki (pH=2, 7, 12) Na, Ca ve K katyonları ile doyurulmuş zemin örneklerinde yaptıkları şişme basıncı ve şişme yüzdesi deneyleri sonucunda K katyonu ile doygün killerin diğerleriyle karşılaştırıldığında en düşük şişme potansiyellerini gösterdiğini ve bu killerin (K doygün killeri) pH değişimlerine karşı duyarsız olduğunu ortaya koymuştur (Şekil. 2.20.).

Churchman vd. (2002), biri Avustralya (Arumpo) diğeri ise Amerika'dan (Wyoming) alınan iki farklı bentonit üzerinde yaptıkları serbest şişme indisi (FSI) ve CEC deneyleri sonucunda, bentonitlerde serbest şişme miktarındaki farklılıkların değişebilir katyonlardan kaynaklandığını ortaya koymuştur (Çizelge 2.13.).



Şekil 2.20. Katyon tipi, pH ve başlangıç koşullarının şişme basıncı üzerindeki etkisi (Abdullah vd., 1999)

Çizelge 2.13. Bentonitlerde değişebilir katyonların şişme üzerindeki etkisi
(Churchman vd., 2002)

Numune	Bileşim (%)		Değişebilir Katyonlar				FSI (2gr için)
	Smektit	Kuvars	K ₂ O	Mg	Na	CEC	
Arumpo	>99	0	0.71	55.5	37.0	100	9 ± 0.5
Wyoming	90	<5	0.50	3.3	52.5	75	34 ± 1

2.4.2. Zemin suyunun kimyasal bileşimi

Yeraltı suyu veya boşluk suyunun kimyasal özelliği zeminlerin mühendislik davranışlarına etki eden faktörlerden biridir. Boşluk sıvısında meydana gelen kimyasal değişiklikler minerallerin farklı tabakaları arasındaki elektro-kimyasal kuvvetleri, ozmotik basınç koşullarını etkileyebildiği gibi sıvı içindeki katyonlar katyon değişimine de yol açabilmektedir. Musso vd. (2003), bu çözeltinin iyonik gücünün zeminin mikro boşluklarındaki ozmotik basıncın yanı sıra farklı zemin taneleri arasındaki itme kuvvetlerini de etkilediğini belirtmektedir.

Boşluk suyunda bulunan elektrolitler kil tanelerinin yüzeylerinde değişim yaratırlar; boşluk suyundaki tuz konsantrasyonu arttığında taneler hızla topaklanmaya başlar ve tane boyutu değişir. Böylelikle toplam yüzey alanı ve adsorbe olan su miktarı da azalır. Kil minerallerinin yüzeyindeki katyonlar ile sıvıda bulunan katyonlar arasında değişim meydana gelmesiyle de levhalar arasına su girişi kesilir ve dolayısıyla da şişme yeteneği azalır (Mowafy vd., 1985).

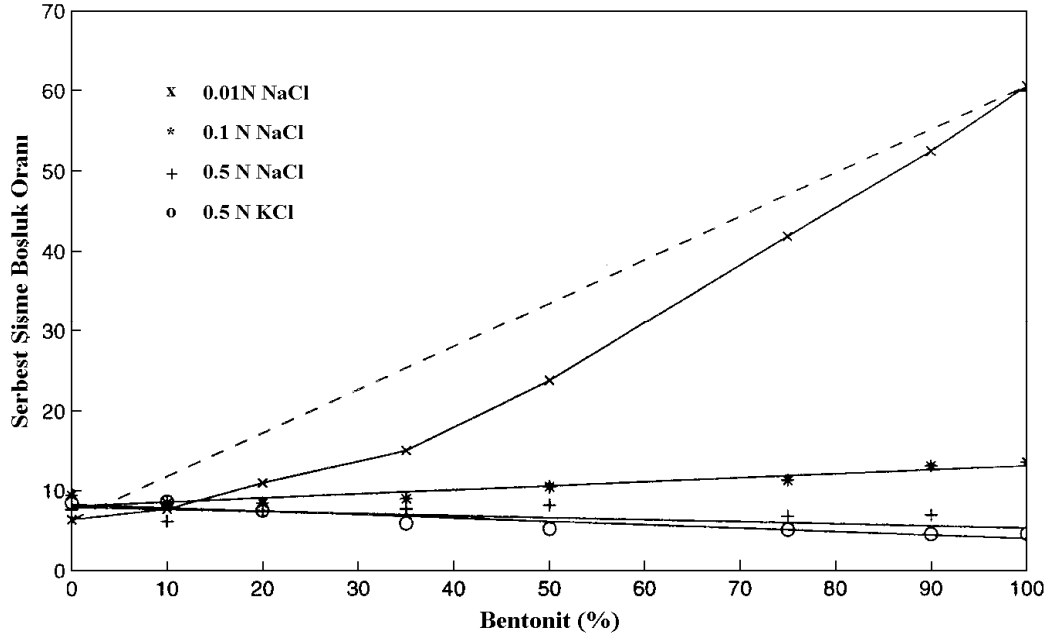
Boşluk suyunun iyonik bileşimi ve bu iyonların değerlikleri killerin hacimsel davranışları üzerinde en etkili kimyasal özelliklerdir. Artan iyonik konsantrasyon ozmotik basınç farkında bir azalmaya yol açar ve çift tabakalar arasındaki suyun dışarı çıkmasını sağlar. Bu suyun çıkması tabakalar arasındaki mesafeyi azaltır ve kilin sıkışmasına neden olur. Boşluk suyundaki iyon konsantrasyonunun azalması ise tam tersine kilin şişmesine neden olur. Di Maio (1996), boşluk suyundaki iyonların değerlikleri ile tabaka kalınlığının ters orantılı olduğunu ve boşluk suyunda daha

düşük değerlikli katyonlar bulunduğunda çift tabaka kalınlığının artarak şişmenin meydana geldiğini vurgulamaktadır.

Yüksek şişme potansiyeli olan tek değerlikli değişebilir katyonlara sahip killerde boşluk suyundaki tuz konsantrasyonunun artması şişme potansiyelini önemli derecede azaltmaktadır (Yong ve Warkentin, 1975). Ancak Basma ve Al-Sharif (1994), boşluk suyundaki tuz konsantrasyonu belli bir değeri aştıktan sonra şişme potansiyeli üzerindeki etkisinin azaldığını öne sürmektedir. Sridharan vd. (1990)'ne göre boşluk suyunun elektrolit konsantrasyonundaki artış kaolinit içeren zeminlerde daha topaklanmış bir yapının oluşmasına ve dolayısıyla da çökelti hacminde artışa neden olmaktadır. Montmorillonit içeren zeminlerde ise elektriksel çift tabaka kalınlığının azalmasına ve çökelti hacminin düşmesine yol açmaktadır.

Sivapullaiah ve Savitha (1999), illit-bentonit karışımlarının farklı NaCl ve KCl elektrolit çözeltilerindeki likit limit, plastisite indisi ve serbest şişme indisi değerlerini incelemiştir. Suda illit-bentonit etkileşiminin fazla olduğunu ve serbest şişme indisi değerlerinin beklenenden daha küçük olabileceğini, elektrolit konsantrasyonunun artmasıyla illit-bentonit taneleri arasındaki etkileşimin azaldığını ifade etmişlerdir. Etkileşimin azalması sonucunda bentonitin aktivitesinin düştüğünü ancak illitin aktivitesinin elektrolit konsantrasyonundan etkilenmediğini belirtmişlerdir. Elektrolit olarak 0.5 N NaCl kullanıldığında illitin serbest şişme indisinin bentonitinkinden daha fazla olduğunu gözlemişler, KCl çözeltisinde ise tabakalar arasındaki K bağlanmaları nedeniyle modifiye serbest şişme indisinin de daha fazla azaldığını ortaya koymuşlardır (Şekil 2.21.).

Jullien vd. (2002), boşluk suyunda Cu (bakır) iyonlarının artmasıyla kilin şişme kabiliyetinin azaldığını belirtmiştir.



Şekil 2.21. Elektrolit konsantrasyonunun illit-bentonit karışımlarının serbest şişme boşluk oranı üzerindeki etkisi (Sivapullaiah ve Savitha, 1999)

2.4.3. Organik madde

Zemin içindeki organik madde pek çok araştırmacı tarafından değişik düzeylerde çürümüş bitki, hayvan, mikrobiyal kalıntı ve atıkların bir bütünü olarak kabul edilir. Zemindeki organik maddenin genel olarak % 5'i azot (N) ve yaklaşık % 50'si ise karbon (C)'dan oluşur. Azot organik madde oluşumunda mikrobiyal etkiye işaret ederken karbonun kaynağı ise bitkisel malzemelerdir (Kacar, 1998). Toprak oluşumunu kontrol eden topografya, litolojik köken, bitki örtüsü ve zaman gibi etmenler topraktaki organik madde miktarını da kontrol eder (Thompson, 1957). Organik madde zeminin fiziksel ve kimyasal özellikleri üzerinde önemli derecede etkilidir: topaklanmayı artırarak tane boyuna etki eder, iyon değiştirme kapasitesi, zeminin pH'ı ve su tutması üzerinde arttırıcı yönde etkisi vardır (Kacar, 1998). Öte yandan kimyasal tortular taneler arasında bağlayıcı olarak görev yapabilirler.

Franklin vd. (1973), az organik zeminlerin kompaksiyon ve dayanım özelliklerini incelemiş ve az miktardaki organik içeriğin bile kompaksiyon üzerinde kuvvetli

etkisi olduğunu, ancak dayanım üzerindeki etkisinin küçük mineralojik veya yapısal farklılıklarınkiyle hemen hemen aynı olduğunu ileri sürmüştür.

Andersland ve Al-Khafaji (1980)'ye göre model organik zeminler üzerinde yapılan basınç deneyleri, organik madde arttıkça zeminin sıkıştırılabilirliğinin arttığını göstermektedir. Ayrıca organik madde miktarı ile boşluk oranı arasında doğrusal bir ilişki vardır. Araştırmacılar zemindeki mevcut organik madde miktarı ile ilk ve efektif örtü yüklerinin birleştirilmesi durumunda boşluk oranının tahmin edilebileceğini iddia etmekte ve bunun da geleneksel yöntemlerle oturma analizleri tahmininde kullanılabileceğini önermektedir.

Broderick ve Daniel (1990), konsantre organik kimyasalların sıkıştırılmış killerin hidrolik iletkenliği üzerinde önemli derecede etkisi olduğunu öne sürmüştür. Araştırmacılara göre düşük elektriksel yüke sahip bir kil minerali olan atapuljit, daha yaygın olarak bulunan illit, kaolinit ve simektit gibi kil mineralleri ile karşılaştırıldığında bu durumdan etkilenmemektedir.

Chen vd. (2000), su ve dokuz farklı organik madde kullanarak yaptıkları laboratuvar çalışmalarında kaolinitlerde dielektrik sabiti 2'den 80'e kadar arttırıldığında boşluk oranının ve kompresyon indisinin önce azaldığını (dielektrik sabiti 24 iken minimuma ulaşmakta) ve daha sonra arttığını göstermiştir. Dielektrik sabitinin artmasıyla şişme indisinin de arttığını gözlemişlerdir. Yaptıkları çalışmalarda örtü yükünün artmasının fiziko-kimyasal etkileri azalttığını da ortaya koymuş ve 300 kPa örtü yükünün kaolinitlerin sıkıştırılabilirliğinde boşluk sıvısı özelliklerinin etkisini yok ettiğini ileri sürmüştür.

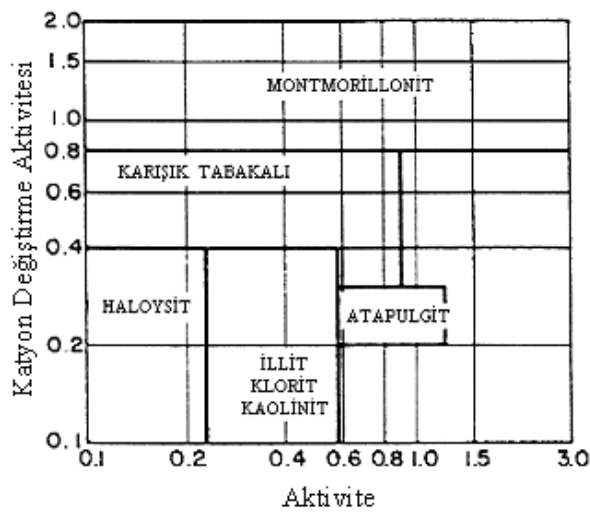
Stalin vd. (2003), iki farklı bentonit ve bir doğal zemin kullanarak indeks ve mukavemet özellikleri üzerinde yapay olarak hazırlanan asit yağmurlarının etkisini incelemiştir. Zemin numuneleri 10, 20 ve 30 günlük kür süreleri için 3:1 oranında sülfürik asit (H_2SO_4) ve nitrik asit (HNO_3) bileşimine sahip asit yağmuruna maruz bırakılmıştır. Araştırmacılar, asit çözelti kirlenmesinin süresinin artmasıyla tüm zeminlerde serbest şişme indisinin değerini arttığını ifade etmektedir.

2.5. Bazı Önemli Çalışmalar ve Ampirik İlişkiler

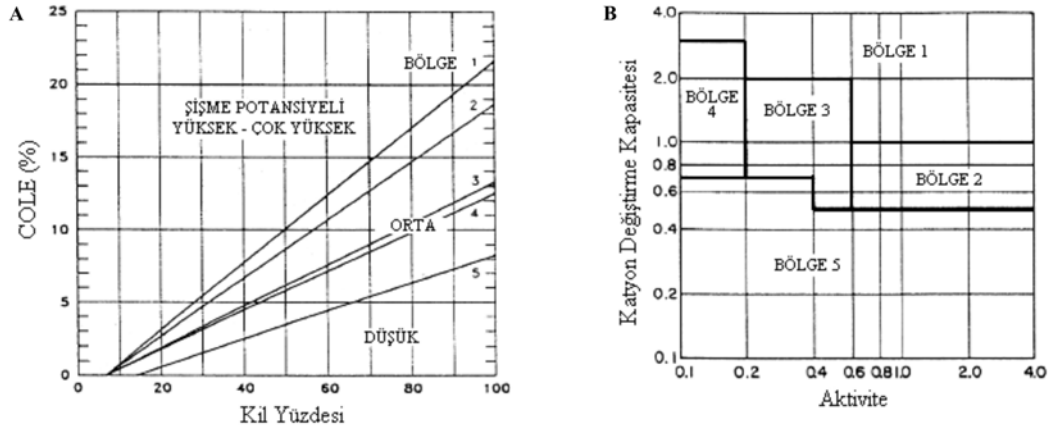
Holt (1969), katyon değişirme aktivitesi ($CEA = CEC/kil \text{ yüzdesi}$), kil aktivitesi (A), ve mineraloji arasındaki ilişkilere dayanan bir sınıflandırma geliştirmiştir (Şekil 2.22.). McKeen ve Hamberg (1981), COLE (doğrusal uzama katsayısı) değeri ile kil yüzdesini kullanarak şişme potansiyelinin tahmin edildiği yeni bir sınıflandırma kartı (Şekil 2.23.A) ve katyon değişirme kapasitesi ve aktivite değerlerinin kullanılarak hem COLE değerinin hem de şişme potansiyelinin tahmin edilebileceği ayrı bir kart (Şekil 2.23.B) önermiştir.

Mc Keen (1992), zemin emmesi ile su muhtevası arasındaki ilişkinin şişme potansiyelinin tahmininde kullanılabileceğini iddia etmiş ve Şekil 2.24.'de verilen grafiği önermiştir.

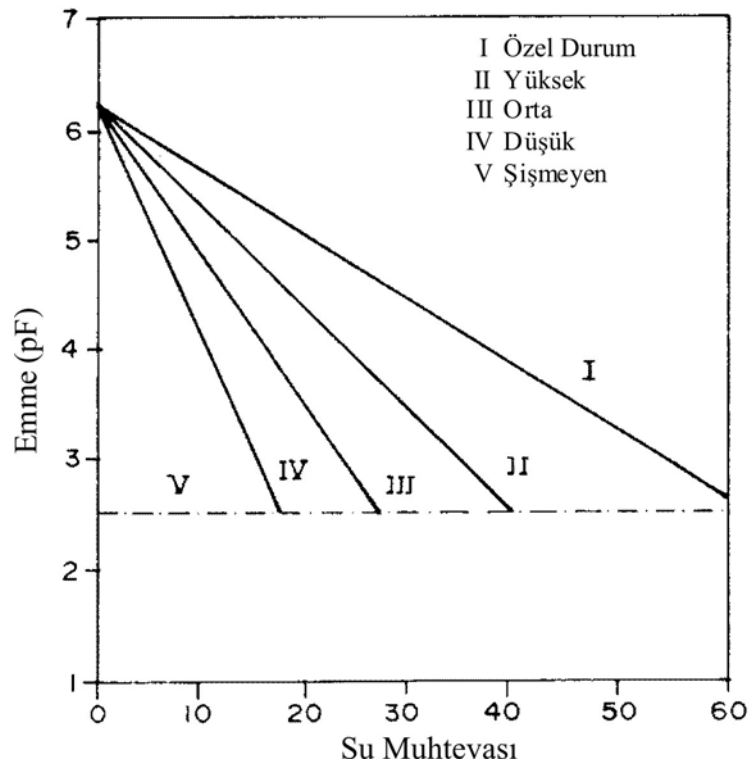
Thomas vd. (2000), şişen kil minerallerinin (2:1 tabaka yapılı) CEC ve likit limit değerleri ile şişme indisi arasında önemli bir ilişki olduğunu, diğer taraftan COLE ve plastisite indisi arasında ise önemli bir ilişki gözlenmediğini belirtmiştir. Şişen kil yüzdesi (2:1 tabakalı), CEC, şişme indisi ve likit limite bağlı bir “*Şişen Zemin İndisi (ESI)*” değeri belirlemiş ve buna göre $ESI > 500$ için şişme potansiyelinin “yüksek – çok yüksek”, $ESI < 500$ değerleri için ise şişme potansiyelinin “orta – yüksek” olduğunu iddia etmiştir.



Şekil 2.22. Kıl mineralojisinin katyon değişirme kapasitesi ve aktiviteye bağlı olarak belirlenmesi (Holt, 1969)



Şekil 2.23. Şişme potansiyelinin kil yüzdesi ve COLE değerine bağlı olarak belirlenmesi (A), COLE bölgelerinin ve zemin şişme potansiyelinin belirlenmesi (B) (McKeen ve Hamberg, 1981)



Şekil 2.24. Emme basıncı - su muhtevası ilişkisine dayanan şişme potansiyeli kartı (McKeen, 1992)

Karuiki ve Van Der Meer (2003a), Atterberg limitleri, CEC, doygunluk su muhtevası, değişebilir katyonlar, aktivite ve CEA gibi parametreler ile şişme potansiyeli arasında literatürdeki bilgilere ve kendi laboratuvar bulgularına dayanarak üç farklı şişen zemin indisi (Eşitlik 2.19-21) önermişler ve buna göre şişen zeminleri Çizelge 2.14'deki gibi sınıflamıştır.

$$ESI1 = A + CEA + SSP + LEP \quad (2.19)$$

$$ESI2 = A + CEA + SSP \quad (2.20)$$

$$ESI3 = SSP \quad (2.21)$$

Bu eşitliklerde, *ESI* : Şişen Zemin İndisi,
A : Aktivite,
CEA : Katyon değiştirme aktivitesi,
SSP : Doygunluk su muhtevası,
LEP : Lineer genişleyebilirlik yüzdesi'dir.

Briaud vd. (2003), farklı bir büzülme deney metodu geliştirmiş ve buradan elde edilen büzülme limiti ile, serbest şişme ödometre deneyinden elde edilen şişme limitini kullanarak “Şişme-Büzülme İndisi”ni önermiş (Eşitlik 2.22) ve şişme-büzülme indisi kullanılarak şişme potansiyeli sınıflaması yapmıştır (Çizelge 2.15.).

$$I_{ss} = w_{sw} - w_{sh} \quad (2.22)$$

Burada, *I_{ss}* : Şişme-büzülme indisi,
w_{sh} : Büzülme testi sonucunda elde edilen büzülme limiti,
w_{sw} : Serbest şişme ödometre deneyinde elde edilen şişme limiti'dir.

Çizelge 2.14. Şişen zemin indisine (ESI) bağlı sınıflandırma (Karuiki ve Van Der Meer, 2003a)

<i>ESI1</i>	<i>ESI2</i>	<i>ESI3</i>	Mineraloji	Şişme Potansiyeli
<1.15	<1.10	<0.5	Kaolinit	Düşük
1.15 – 2.15	1.1 - 2.0	0.5 - 1.0	İllit/karışık tabaka mineralleri	Orta
>2.15	>2.0	>1.0	Smektit	Yüksek

Çizelge 2.15. Şişme büzülme indisine bağlı olarak şişme potansiyelinin sınıflandırılması (Briaud, 2003)

Şişme – Büzülme İndisi (%)	Şişme Potansiyeli
<20	Düşük
20-40	Orta
40-60	Yüksek
> 60	Çok yüksek

Komornik ve David (1969), şişme basıncının tahmin edilmesi için Eşitlik 2.23'ü önermiştir.

$$\log P_s = -2.132 + 0.0208LL + 0.000665\gamma_k - 0.0269w_0 \quad (2.23)$$

Burada,
 P_s : Şişme basıncı,
 LL : Likit limit,
 γ_k : Kuru birim hacim ağırlık (kg/m^3),
 w_0 : Başlangıç su muhtevası'dır.

Vijayvergiya ve Ghazzaly (1973), likit limit ve su muhtevasına bağlı olarak killi zeminlerin şişme yüzdesinin tahmin edilmesi için Eşitlik 2.24-25'i önermiştir.

$$\log S = \frac{1}{12}(0.44LL - w_0 + 5.5) \quad (2.24)$$

$$\log S = 0.0526\gamma_k + 0.033LL - 6.8 \quad (2.25)$$

Bu eşitliklerde, S : Şişme yüzdesi (%),
 LL : Likit limit,
 γ_k : Kuru birim hacim ağırlık (lb/ft^3) ($1 \text{ gr/cm}^3 = 62.428 \text{ lb/ft}^3$),
 w_0 : Başlangıç su muhtevasıdır.

Nayak ve Christensen (1974), plastisite indisi, kil yüzdesi ve başlangıç su muhtevasına bağlı olarak şişme yüzdesinin tahmin edilmesi için eşitlik 2.26'yı, şişme basıncının tahmin edilmesi için ise eşitlik 2.27'yi önermektedir.

$$S = \frac{(0.00229PI) (1.45C)}{(w_0 + 6.38)} \quad (2.26)$$

$$P_s = (3.58 \cdot 10^{-2}) PI^{1.12} \frac{C^2}{w_0^2} + 3.79 \quad (2.27)$$

Burada, S : Şişme yüzdesi (%),
 P_s : Şişme basıncı,
 PI : Plastisite indisi,
 C : Kil yüzdesi,
 w_0 : Başlangıç su muhtevası'dır.

Acar ve Nyeretse (1992), şişme yüzdesinin, aktivite ve kil yüzdesine bağlı olarak belirlenebileceği eşitlik 2.28'i önermiştir.

$$S = 0.63 \cdot A^{1.05} \cdot C^{0.58} \quad (2.28)$$

Eşitlikte, S : Şişme yüzdesi (%),
 C : Kil yüzdesi,
 A : Aktivite'dir.

Basma (1993), 128 doğal zemin numunesi üzerinde yaptığı deneyler sonucunda, şişme yüzdesinin belirlenmesi için Eşitlik 2.29'u önermiştir.

$$S = (6.4 \cdot 10^{-4}) (PI)^{1.37} (C)^{1.37} \quad (2.29)$$

Eşitlikte, S : Şişme yüzdesi (%),
 PI : Plastisite indisi,
 C : Kil yüzdesi'dir.

Erzin ve Erol (2004), plastisite indisi, likidite indisi, başlangıç su muhtevası ve kuru birim hacim ağırlık değerlerine bağlı olarak şişme basıncının tahmin edilmesi için eşitlik 2.30-32'yi vermiştir.

$$\log P_s = -4.812 + 0.01405 PI + 2.394 \gamma_k - 0.0163 w_0 \quad (2.30)$$

$$\log P_s = -5.197 + 0.01457 PI + 2.408 \gamma_k - 0.819 I_L \quad (2.31)$$

$$\log P_s = -5.020 + 0.01383 PI + 2.356 \gamma_k \quad (2.32)$$

Bu eşitliklerde, P_s : Şişme basıncı (kg/cm²),
 γ_k : Kuru birim hacim ağırlık (gr/cm³),
 w_0 : Başlangıç su muhtevası (%),
 I_L : Likidite indisi,
 PI : Plastisite indisi'dir.

Sabtan (2005), şişme yüzdesinin; kil yüzdesi, plastisite indisi ve su muhtevasına bağlı olarak tahmin edilmesi için eşitlik 2.33'ü, şişme basıncının tahmin edilmesi için eşitlik 2.34'ü önermiştir.

$$S = 1.0 + 0.06 \cdot (C + PI - w) \quad (2.33)$$

$$P_s = 135.0 + 2.0 \cdot (C + PI - w) \quad (2.34)$$

Bu eşitliklerde, S : Şişme yüzdesi (%),
 P_s : şişme basıncı (kPa),
 C : kil yüzdesi,
 PI : plastisite indisi,
 w : su muhtevası'dır.

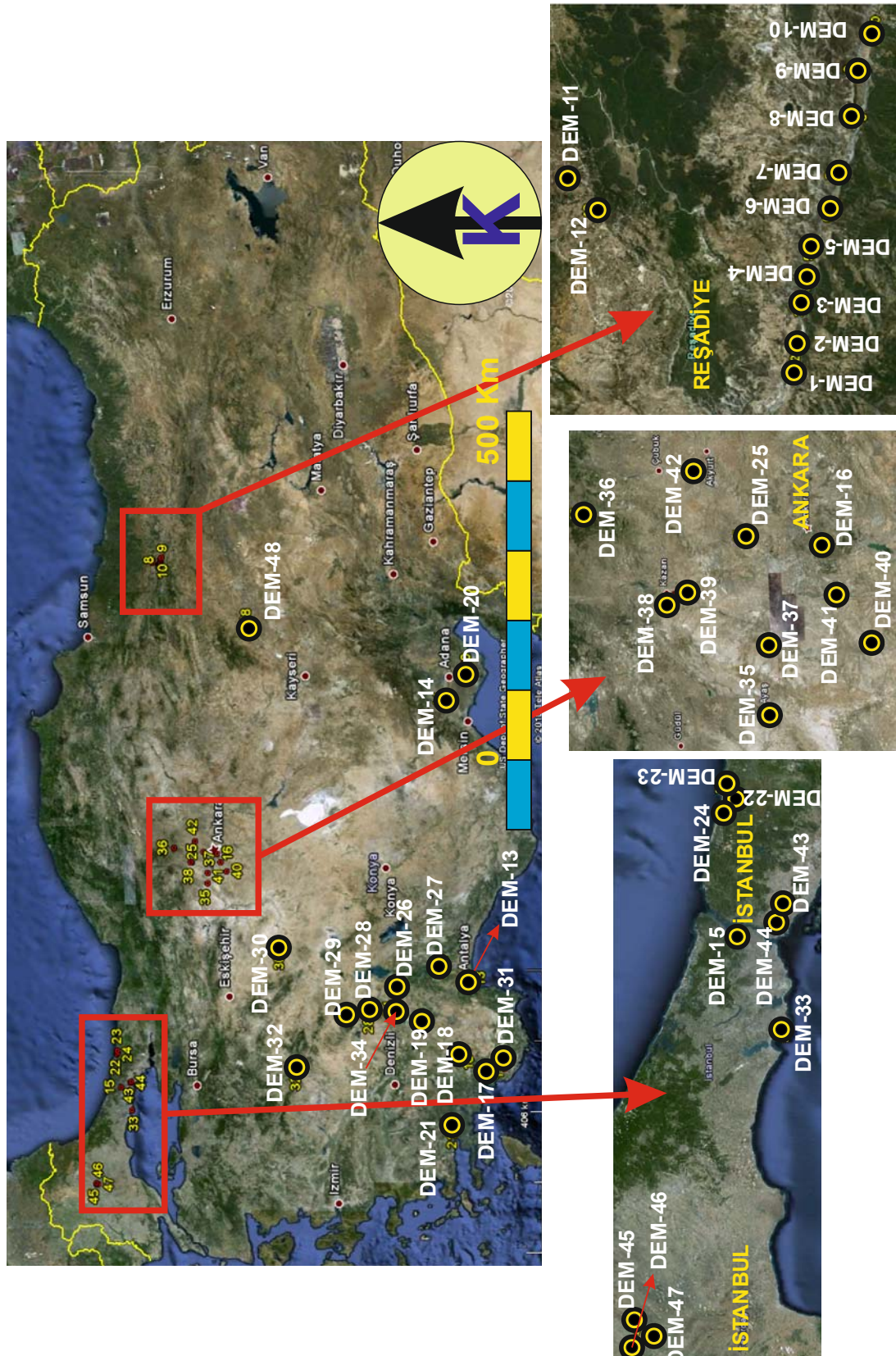
3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Saha Çalışmaları ve Zemin Örneklerinin Alınması

Bu çalışmada kullanılan zemin örnekleri Türkiye'nin değişik coğrafik bölgelerinden farklı jeolojik geçmişe sahip yerlerden alınmıştır. Bu şekilde rastgele yapılan seçimle örneklerin değişik kökenlerden türemiş olması ve farklı mineralojik yapı ve farklı özellikler göstermesi amaçlanmıştır. Bu durumda zemin örnekleri benzer fiziksel özellikler gösterse bile kimyasal ve mineralojik yapılarının farklı olacağı düşünülmüştür. Tez çalışması kapsamında alınan örneklerin coğrafik dağılımı Şekil 3.1. koordinat ve yer bilgileri ise Çizelge 3.1.'de görülmektedir.

Çizelge 3.1. Çalışmada kullanılan örneklere ait lokasyon bilgileri

ÖrnekNo	Koordinatlar		Bölge	ÖrnekNo	Koordinatlar		Bölge
	Doğuya	Kuzeye			Doğuya	Kuzeye	
DEM-1	359236	4471642	Tokat	DEM-25	486352	4434174	İstanbul
DEM-2	360194	4471434	Tokat	DEM-26	276652	4181826	Isparta
DEM-3	362023	4471083	Tokat	DEM-27	304312	4121953	Antalya
DEM-4	363038	4470780	Tokat	DEM-28	259398	4218656	Antalya
DEM-5	364224	4470467	Tokat	DEM-29	253807	4238281	Afyon
DEM-6	365710	4469544	Tokat	DEM-30	351872	4338100	Eskişehir
DEM-7	366990	4468976	Tokat	DEM-31	708083	4035882	Muğla
DEM-8	369307	4468242	Tokat	DEM-32	704287	4318221	Kütahya
DEM-9	371213	4467841	Tokat	DEM-33	638423	4537719	İstanbul
DEM-10	372494	4467068	Tokat	DEM-34	261935	4179917	Burdur
DEM-11	367755	4479478	Tokat	DEM-35	443786	4430458	Ankara
DEM-12	366685	4478550	Tokat	DEM-36	493064	4473029	Ankara
DEM-13	297058	4083200	Antalya	DEM-37	457741	4429686	Ankara
DEM-14	676635	4097894	Adana	DEM-38	473082	4451751	Ankara
DEM-15	669972	4553216	İstanbul	DEM-39	472730	4450242	Ankara
DEM-16	483182	4416278	Ankara	DEM-40	458999	4404531	Ankara
DEM-17	703522	4057157	Muğla	DEM-41	471511	4412073	Ankara
DEM-18	736882	4088840	Muğla	DEM-42	500947	4444895	Ankara
DEM-19	241295	4160324	Muğla	DEM-43	678277	4539606	İstanbul
DEM-20	708156	4071974	Adana	DEM-44	676419	4540804	İstanbul
DEM-21	623751	4099346	Muğla	DEM-45	530861	4584755	Lüleburgaz
DEM-22	717734	4558701	İstanbul	DEM-46	529152	4584566	Lüleburgaz
DEM-23	720735	4559534	İstanbul	DEM-47	529703	4581994	Lüleburgaz
DEM-24	715529	4559996	İstanbul	DEM-48	262641	4361996	Sivas



Şekil 3.1. Zemin örneklerinin coğrafik dağılımı

Kullanılan örnekler örselenmiş zemin örnekleri olup, sahada doğal yamaçlardan veya şevlerden yarma yöntemi ile imkanların elverdiği yerlerde de araştırma çukuru açılarak çukur içerisinden alınmıştır. Yarma örneklerinin alınması sırasında örnek alınacak yüzey 15-20 cm derinliğe kadar temizlenerek bu seviyenin altından örnek alınmıştır. Arazide blok oranının % 5'i geçtiği yerlerden örnek alınmamış ancak daha düşük olduğu yerlerde de örnek alınırken 7.5 cm'den iri malzeme bulunuyorsa bunlar ayıklanarak alınmamıştır. Seçilen her lokasyondan planlanan deneylerin yapılmasına yetecek miktarda (yaklaşık 50 kg) örnek alınarak, bunlar koordinat bilgilerini de içerecek şekilde etiketlenmiş ve laboratuara nakledilmiştir.

3.2. Laboratuar Çalışmaları

3.2.1. Tane boyu analizleri kıvam limitleri ve zemin sınıflaması

Tane boyu dağılımının belirlenmesi :

Örneklerin zemin sınıflarının belirlenebilmesinde ASTM (American Standards for Testing Methods) standartları ve sınıflamalarına uyulmuştur. Bunun için ilk olarak ASTM D422-63 standardı referans alınarak zeminlerin dane boyu dağılımı belirlenmiştir. Tane boyu analizlerinde 200 numaralı elek üstünde kalan kısım için standart elekler ile yaş yıkama yapılmıştır. Yıkama işleminin tamamlanmasından sonra her bir elek üzerinde kalan malzeme kurutulup tartılarak eleklerin üzerinde kalan malzemenin ağırlığı belirlenmiştir. 200 numaralı elekten geçen malzemenin miktarı ise tüm eleklerin üzerinde kalan malzemenin toplam ağırlığı, ilk başta tartıyla bulunan ağırlıktan çıkarılarak hesaplanmıştır. Daha sonra standart veri işlem yazılımları kullanılarak her elekten geçen malzemenin ağırlıkça kümülatif yüzdesi hesaplanmış ve tane boyu dağılım grafikleri çizilmiştir. 200 numaralı elekten geçen kısım (kil ve siltler) ise ayrı bir kaptan toplanmış, filtre kağıdı kullanılarak sudan arındırılmış ve etüvde kurutulmuştur. Kurutulan kısımdan yaklaşık 50 g tartılmış ve 250 ml sodyum hegzametafosfat çözeltisi (ticari adı kalgon olarak bilinen bu çözelti laboratuar koşullarında 1 litre saf suyun içerisinde 40 gram sodyum hegzametafosfatın çözülmesiyle hazırlanmıştır) ile karıştırılarak süspansiyon haline getirilmiştir. Bu süspansiyon lazerli tane boyu ölçüm aleti (Mastersizer 2000) içine yerleştirilerek, ince daneli kısmın kil ve silt bileşenlerinin hacimsel yüzdeleri

belirlenmiştir (Şekil 3.3.). Bu işlem daha hassas sonuç almak için en az üç kere tekrarlanarak ortalama bir değer elde edilmiştir.

İnce taneli örneklerin veya bir örneğin ince taneli kısmının tane boyu dağılımı sedimentasyon, hidrometre veya pipet analizi ile belirlenebilir. Bu metotlar, bir süspansiyon içindeki küresel bir tanenin çökme hızını tanımlayan ‘Stoke Yasası’na temel alırlar. Stoke Yasası’na göre tane ne kadar büyükse çökme hızı o kadar yüksek, tane ne kadar küçükse çökme hızı da o kadar düşüktür. Boyutu 0.0002 mm’den daha küçük tanelerde Brownian taşınması gerçekleşeceği için bu tanelerde Stoke Yasası geçerli değildir. Bu metodda bir tanenin boyutu tane ile eş zamanda veya aynı hızda hareket edebilecek bir kürenin çapı ile ifade edilir. Stoke Yasası’nı temel alan yöntemde bütün taneler homojen, eş yoğunluklu ve küresel şekilli olarak kabul edilir ve belli sürelerde belli boyuttaki tanelerin belli bir su kolonundan geçtikleri düşünülür (Folk, 1974; 1980). İnce taneli kısmın dağılımı belirlenirken hangi yöntem takip edilirse edilsin, sonuçlar insan hatasına oldukça açıktır ve deneylerin yapılması uzun süreler almaktadır. Lazerli ölçüm cihazları da aynı temel prensipler kabul edilerek geliştirilmiştir. Ancak deney süresinin kısa olması ve insan hatalarına açık olmaması nedeniyle tercih edilmiştir.



Şekil 3.2. Titreşimli alet ile elek analizi



Şekil 3.3. Lazerli tane boyu cihazı ile ince kısmın tane boyunun belirlenmesi

Kıvam limitlerinin belirlenmesi :

Kıvam limitlerinin (Atterberg limitleri) belirlenmesinde ASTM D4318-10 standardına uyulmuştur. Likit limitin belirlenebilmesi için zemin örneklerinin 40 No.lu elek altındaki kısmından yaklaşık 200 g kadar kullanılmıştır. Bu malzeme saf su ile yoğrularak deney için hazır hale getirilmiştir. Deney standartında belirtilen kurallarla uyularak her örnek için 5 değişik su içeriğinde deney tekrarlanmış ve elde edilen düşme sayılarına karşın su içeriği grafik üzerine işlenerek bu grafikten 25 düşme sayısına karşılık gelen su içeriği değeri örneğin likit limit değeri olarak not edilmiştir. Likit limit deneyinde kullanılan örnekten yaklaşık likit limit kıvamında 20 g alınarak ikiye ayrılmış ve bir cam plaka üzerinde el ayası ile yuvarlanarak 3 mm kalınlığında bir silindir çubuk haline getirilmeye çalışılmıştır. El ayası ile yuvarlama işlemine çapın 3 mm olduğu sırada zeminde çatlama ve dağılma görülünceye kadar devam edilmiş ve dağılan parçalar bir kaba alınarak su içeriği belirlenmiştir. Başlangıçta ayrılmış olan diğer parça içinde aynı işlemler tekralanarak su içeriği belirlenmiştir. Belirlenen su içeriklerinin ortalaması alınarak zeminin **plastik limit** değeri bulunmuştur. Plastik Limit ve likit limit değerleri bulunduktan sonra Eşitlik 3.1 kullanılarak örneklerin “**Plastisite İndisi, PI**” hesaplanmıştır.

$$PI = LL - PL \quad (3.1)$$

Eşitlikte PI : Plastisite indisi,
 LL : Likit limit,
 PL : Plastik limit'tir.



Şekil 3.4. Kıvam limitlerinin belirlenmesi: likit limit (solda), plastik limit (sağda)

Büzülme (Rötre) limitinin belirlenmesi :

Örneklerin büzülme limiti ve büzülme oranı hacimsel büzülme yöntemi ile bulunmuştur. Etüvde 105°C sabit sıcaklıkta 24 saat süreyle kurutulan örnekler 40 numaralı elekten elenmiş ve yaklaşık 50 g kadarı deneyde kullanılmak üzere alınmıştır. Alınan bu örnek bir miktar saf su karıştırılarak sıkı bir çamur haline getirilmiştir. Deney için hazırlanan örnekler ağırlıkları belirlenmiş olan büzülme kaplarına usulüne uygun olarak yerleştirilmiş ve önce oda sıcaklığında daha sonra etüvde kurutulmuştur. Kurutulan örneğin ağırlığı belirlendikten sonra civa taşıma yoluyla kuru hacmi belirlenmiştir (Şekil 3.5.). Deney tamamlandıktan sonra öncelikle kullanılan zemin örneğinin su içeriği Eşitlik 3.2 kullanılarak hesaplanmıştır.

$$w = \frac{W_0 - W}{W} \times 100 \quad (3.2)$$

Eşitlikte,
 w : Su içeriği (%)
 W_0 : Yaş zemin örneğinin ağırlığı
 W : Kuru zemin örneğinin ağırlığı'dır.



Şekil 3.5. Büzülme Limiti deneyinin yapılışı (solda etüvden çıkartılan örnekler, sağda civa taşırılarak örnek hacminin bulunması)

Büzölme limiti su içeriğindeki azalmanın zeminin hacimsel değişiminde daha fazla azalmaya sebep olmayacağı en yüksek su içeriği olarak tanımlanır ve Eşitlik 3.3 kullanılarak hesaplanır. Büzölme oranı ise Eşitlik 3.4 yardımı ile hesaplanır.

$$SL = w - \left(\frac{(V_0 - V)\gamma_w}{W} \times 100 \right) \quad (3.3)$$

Bu eşitlikte, SL : Büzölme limiti
 w : Su içeriği (%)
 V_0 : Yaş zemin örneğinin hacmi
 V : Kuru zemin örneğinin hacmi
 W : Kuru zemin örneğinin ağırlığı
 γ_w : Suyun birim hacim ağırlığı'dır.

$$R = \frac{W_0}{V_0 \times \gamma_w} \quad (3.4)$$

Bu eşitlikte, R : Büzölme oranı
 W_0 : Yaş zemin örneğinin ağırlığı
 V_0 : Yaş zemin örneğinin hacmi
 γ_w : Suyun birim hacim ağırlığı'dır.

Büzölme limiti ile plastik limit arasındaki fark büzölme indisi olarak adlandırılır ve eşitlik 3.5'deki gibi gösterilir.

$$SI = SL - PL \quad (3.5)$$

Eşitlikte, SI : Büzölme indisi,
 SL : Büzölme limiti,
 PL : Plastik limit'tir.

Deney aynı zemin numunesi için en az 3 örnekle tekrarlanarak yapılmış ve yukarıdaki eşitlikler kullanılarak bulunan sonuçların aritmetik ortalaması alınarak deney sonucu olarak kaydedilmiştir.

3.2.2. Renk tanımlaması

Tane boyu analizleri sırasında 40 numaralı elekten geçen malzemenin bir kısmı ayrılarak etüvde kurutulmuş ve renk tanımlaması yapılmıştır. Renk adlandırmaları için Munsell Renk Kartları (Munsell Color Co., 1954) kullanılmıştır. Munsell adlandırması 1) renk ismi ve 2) Munsell renk kodu olmak üzere iki kısımdan oluşur.

Bu şekilde yapılan adlandırmalar ile renklerin kişinin algısına bağılı olarak değil belli bir sistemde herkes tarafından eşit olarak algılanması ve anlaşılması sağlanmaktadır. Munsell adlandırması rengin hue, value ve chroma olmak üzere üç boyutunun olduğu fikrine dayanır (<http://www.applepainter.com>). Renk (Hue), Munsell tarafından bir rengin diğerinden ayırt edilebilme kalitesi olarak tanımlanmıştır. Günlük yaşamımızda sıkça karşılaştığımız kırmızı, sarı, yeşil, mavi ve mor tanımlamada kullanılan temel renklerdir. Rengi sembolize etmek için ilk harf kullanılır: Munsell tanımlamasında R- (Red) kırmızıyı, YR- (yellow-red) sarı-kırmızıyı, Y- (yellow) sarıyı ifade eder ve bu kısaltmaların başına koyulan 0-10 arası rakamlar ise rengin sarıya veya kırmızıya yakınlığını ifade eder. Rakam büyüdükçe renk daha sarılaşır ve kırmızı azalır. Örneğin 5YR sarı-kırmızı rengin orta noktasıdır ve 10R (sıfır sarı-kırmızı) ve 10YR (sıfır sarı) arasındadır. İkinci boyut olan değer (value) ise rengin açıklık-koyuluğunu ifade etmektedir. Mutlak siyah için “0” ve mutlak beyaz için ise “10” değerini; gri tonlar için ise 0-10 arasında değerler alır. 5/ veya 7/ gibi bir notasyonla ifade edilir. Üçüncü boyut olan “chroma” ise rengin gücünü gösteren bir değerdir. Nötr gri için “0”dan başlayıp azami 20’ye kadar değerler alır.

Bu şekilde yapılan adlandırma ile rengi Munsell Renk Kartlarından “5YR” kullanılarak tanımlanan ve değeri 5, gücü (chroma) ise 6 olan bir renk “**5YR 5/6, sarımsı-kırmızı**” olarak ifade edilir.

3.2.3. Özgül ağırlık

Tane birim hacim ağırlığının suyun birim hacim ağırlığına oranı özgül ağırlık olarak tanımlanır (Eşitlik 3.6).

$$G_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \quad (3.6)$$

Bu eşitlikte, G_s : Özgül ağırlık,
 γ_s : Tane birim hacim ağırlığı,
 γ_w : Suyun birim hacim ağırlığı’dır.

İnce taneli zeminlerin özgül ağırlığının belirlenmesinde piknometre kullanılmaktadır. Deneyde 40 numaralı elekten elenmiş ve 105°C sabit sıcaklık sağlayan bir etüvde

kurutulmuş zemin örnekleri kullanılmıştır. Deney için öncelikle piknometre etüvde kurutularak binde bir (0,001) hassasiyetle tartılmıştır (W_1). Daha sonra piknometre içerisine 5-10 g kadar zemin örneği koyularak tekrar tartılmıştır (W_2). Bir miktar saf su eklenmiş ve piknometre içerisindeki zemin örneğinin havası alınmıştır. 50 ml saf su ile doldurulan piknometre su banyosunda $+4^{\circ}\text{C}$ sıcaklığa erişinceye kadar bekletilmiş ve banyodan çıkartılarak tekrar tartılmıştır (W_3). Daha sonra piknometre boşaltılıp temizlenerek içerisine 50 ml saf su koyulup bir süre su banyosunda bekletilmiş ve tekrar tartılmıştır (W_4). Tüm tartı işlemleri tamamlandıktan sonra Eşitlik.3.7 kullanılarak zeminin özgül ağırlığı hesaplanmıştır.

$$G_s = \frac{(W_2 - W_1)}{(W_4 - W_1) - (W_3 - W_2)} \quad (3.7)$$

Bu eşitlikte, G_s : Özgül ağırlık,
 W_1 : Piknometre ağırlığı,
 W_2 : Piknometre ve örnek ağırlığı,
 W_3 : Piknometre, örnek ve su ağırlığı,
 W_4 : Piknometre ve su ağırlığı'dır.

3.2.4. Serbest şişme indisinin belirlenmesi

Zemin örneklerinin serbest şişme indisi değerleri Sridharan ve Rao (1988), tarafından verilen yöntem izlenerek belirlenmiştir. Örnekler 105°C sabit sıcaklıktaki etüvde kurutulmuş ve 40 numaralı elekten geçirilmiştir. Daha sonra 100 ml hacimli bir mezür içerisine 40 ml saf su koyularak, üzerine bu örnekten 10 g eklenmiş ve süspansiyon karıştırılarak, tanelerin tamamının ıslanmasını sağlamak üzere 24 saat süreyle dinlenmeye bırakılmıştır. Daha sonra cam silindir içerisindeki su 100 ml'ye tamamlanarak zemin örneğinin denge hacmine ulaşması beklenmiştir. Numune denge hacmine ulaştıktan sonra mezür içerisindeki çökelti hacmi okunmuş ve kaydedilmiştir (Şekil 3.6.). Eşitlik 3.8 kullanılarak örneğin serbest şişme indisi değeri belirlenmiştir.

$$FSI = \frac{V_d}{10} \quad (3.8)$$

Bu eşitlikte, FSI : Serbest şişme indisi (cm^3/gr),
 V_d : Saf suda çökelen zemin hacmi'dir (cm^3).



Şekil 3.6. Serbest şişme indisinin belirlenmesi.

3.2.5. Emme basıncının belirlenmesi

Örneklerin su emme potansiyellerinin belirlenebilmesi amacı ile WP4-T potansiyometre kullanılmıştır. Kullanılan cihaz emme basıncını 0, -10 MPa arasında + 0.1 % MPa, 0, -300 MPa arasında ise + 1% hassasiyetle ölçebilmektedir. Cihaz sıcaklık kontrollü olup iç haznesi istenilen sıcaklığa ayarlandıktan sonra özel kaplara yerleştirilen örnek hazne içine koyularak ölçüm yapılmaktadır. Deneye başlamadan önce cihaz standart potasyum klorür (KCl) solüsyonu ile kalibre edilmiştir. Cihaz emme basınçlarını ve pF değerlerini kendi ekranından sayısal olarak vermektedir (Şekil.3.7.).

Emme basıncı ölçümü için 40 numaralı elekten geçen yaklaşık 20 g ağırlığındaki örnek yeterlidir. Örnekler önce 105°C sabit sıcaklık sağlayan bir etüvde 24 saat tutularak kurutulmuş ve daha sonra emme basınçları ölçülmüştür. Bu ilk ölçümden sonra örnekler sıcaklık kontrollü bir nem odasında belirli sürelerle bekletilerek farklı su içeriklerinde tekrar emme basınçları ölçülmüştür. Düşük emme basınçlarının da elde edilebilmesi için bu örneklerle en son belirli miktarda saf su eklenerek emme basınçları tekrar okunmuştur. Bu şekilde kuru örnekten (yüksek emme basıncı) yaş örneğe (düşük emme basıncı) farklı su içeriklerinde ölçümler yapılarak farklı emme basıncı değerleri elde edilmiştir. Her örnek için en az 5 ölçüm yapılmış ve elde edilen

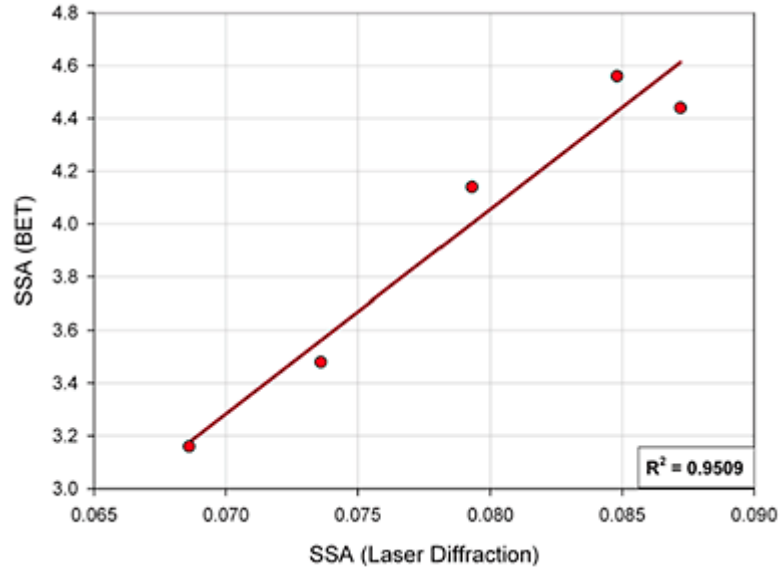
sonuçlar bir veri işlem yazılımı kullanılarak “su içeriği – emme basıncı” ve “su içeriği – pF” grafikleri çizdirilmiştir. Bu grafiklerden her örnek için maksimum pF değeri ve doğunluk çizgisi eğimi elde edilerek istatistiki analizlerde kullanılmak üzere kaydedilmiştir.



şekil 3.7. Emme basıncının WP4-T potansiyometre ile belirlenmesi

3.2.6. Özgül yüzey alanı

Özgül yüzey alanı (SSA, *specific surface area*) laboratuarda farklı metotlarla bulunabilmektedir. Bu metotlar genellikle değişik kimyasallarla uzun süreli muamele ve hassas tartım işlemlerini gerektirmektedir. Laboratuar imkanlarının elverişli olmaması nedeniyle özgül yüzey alanı bu tür direk yöntemler kullanılarak bulunamamıştır. Silt, kil tanelerinin dağılımının bulunması için kullanılan lazerli tane boyu ölçüm cihazı özgül yüzey alanını da vermektedir. Bu cihazla her örnek için hazırlanan solüsyondan 5 farklı ölçüm yapılarak bu ölçümler sonucunda elde edilen özgül yüzey alanı değerlerinin ortalaması alınarak kaydedilmiştir. Cihazın yaptığı lmler BET yöntemi ile yapılan ölçümlerle % 95 uyumludur (www.malvern.com, şekil 3.8.). Bu durum göz önüne alınarak cihazla yapılan ölçümler $\pm\%$ 5 yaklaşık olarak dönüştürülmüş ve bu şekilde kaydedilerek istatistik ve modelleme çalışmalarında kullanılmıştır.



Şekil 3.8. Mastersizer 2000 cihazı ve BET yöntemi ile yapılan SSA ölçümlerinin karşılaştırılması

3.2.7. Elektrik iletkenlik, tuzluluk ve pH

Etüvde kurutulmuş (105°C sabit sıcaklıkta) ve 40 numaralı elekten geçirilmiş zemin örnekleri kullanılarak zeminin pH, elektrik iletkenlik (EC) ve tuzluluk değerleri belirlenmiştir. Bunun için 10 g kuru örnek ölçülü bir cam kap içerisine alınarak 50 ml ye kadar saf su eklenmiş ve karıştırılmıştır. Solüsyon 24 saat süreyle dinlenmeye bırakılmış ve daha sonra tekrar karıştırılarak ölçümler yapılmıştır. Her örnekte en az 3 ölçüm yapılarak bunların ortalaması örneğin pH, elektriksel iletkenlik ve tuzluluk değeri olarak kaydedilmiştir. Elektrik iletkenlik ve tuzluluk ölçümleri Delta OHM HD 2106.1 (soket SP06T), pH ölçümleri ise Delta OHM HD 2105.1 (probe KP30 ICMOD 26B) problemleri kullanılarak yapılmıştır. Cihazlar pH ölçümlerini “-2b pH – +19.99 pH” aralığında +0.001 pH doğrulukla, elektriksel iletkenliği 0 – 199.9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aralığında 0.1 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 200 – 1999 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aralığında 1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hassasiyetle ve +0.5 doğrulukla, tuzluluk ölçümlerini ise 0 – 1.999 g/l aralığında 1 mg/l hassasiyetle ve +0.5 doğrulukla yapabilmektedir.

3.2.8. Organik madde oranı

Zemin örneklerinin organik madde içeriği yakma yöntemi ile belirlenmiştir. Bu yöntem fırında 550°C sıcaklıkta yakılma sonrasında örnekteki ağırlık kaybının belirlenmesi esasına dayanır (Hornech vd., 1989).

Havada kurutulmuş ve 40 numaralı elekten geçen zemin örneklerinden 10-20 g kadar alınarak önceden darası alınmış porselen kül kabına aktarılır. Örnek etüvde 105°C sıcaklıkta 2-3 saat kadar bekletilir ve sonra eksikatörde oda sıcaklığına kadar soğutulur. Soğutulan örnek tartılarak ağırlığı belirlenir (A+D). Bundan sonra örnek kül fırınına koyulur ve fırının sıcaklığı kademeli olarak arttırılır. Fırın sıcaklığı 550°C'ye ulaştıktan sonra örnek 4-5 saat fırında bekletilir. Fırından çıkarılan örnek eksikatörde bekletilerek oda sıcaklığına kadar soğutulur ve ağırlığı tartılır (B+D). Tartımlar sonucunda örnekteki organik madde miktarı aşağıdaki eşitlik kullanılarak bulunur.

$$\text{Organik madde miktarı (\%)} = \frac{(A + D) - (B + D)}{A} \quad (3.9)$$

Bu eşitlikte, A : Örnek ağırlığı (g),
 B : Fırında yakıldıktan sonra kalan örneğin ağırlığı (g),
 D : Porselen kabın darası'dır (g).

3.2.9. Karbonat miktarının tayini

Karbonat miktarının belirlenebilmesi için Muller (1967) ile Loring ve Rantola (1992)'da belirtilen gazometrik-hacimsel (volümetrik) yöntem uygulanmıştır. Bu yöntem karbonatın hidroklorik asitle (HCl) reaksiyonundan açığa çıkan karbondioksit (CO₂) gazının hacminin ölçülmesine dayanır.

Deneye başlamadan önce saf CaCO₃ kullanılarak bir ortam standardı oluşturulur (X_{Ort}). Bunun için 0,02 g – 1 g arasında artan miktarlardaki saf CaCO₃ bir kapalı sistem içerisinde HCl ile reaksiyona sokularak, çıkan gazın hacmi ölçülür. Reaksiyon başladığında çıkan CO₂ gazı boyalı su ile dolu bir erlene aktarılır (Şekil 3.9.A) ve buradaki su ise gazın kaptaki denge hacmini bozmasıyla dereceli silindir içerisinde

yükselir (Şekil 3.9.B). CaCO_3 ile yapılan bir seri deney sonucunda elde edilen değerler bir X-Y grafiğine dönüştürülür ve bu noktalardan geçen en iyi doğru elde edilir. Daha sonra agat havanda öğütülüp etüvde 105°C sıcaklıkta 24 saat süreyle kurutularak hazırlanan zemin örneğinden 1 g alınır ve erlen içerisinde 10 ml HCl (% 10 derişik) eklenerek reaksiyon başlatılır. Reaksiyon sonucu açığa çıkan CO_2 gazının hacmi dereceli silindirden okunur ve aşağıdaki eşitlik kullanılarak örnekteki karbonat miktarı (%) belirlenir. Eşitlikte X_{Ort} hesaplanan deney standardıdır.

$$\text{CaCO}_3 (\%) = \frac{\text{Silindirde okunan gaz hacmi}}{X_{Ort}} \times 100 \quad (3.10)$$



Şekil 3.9. Toplam karbonat deneyi için hazırlanan düzenek A) Solda reaksiyon başlamadan sistem denge durumunda B) Sağda reaksiyon sonunda CO_2 gazının çıkması ile duvara monte edilmiş dereceli silindirde yükselme

3.2.10. Katyon değiş-tirme kapasitesinin belirlenmesi

Örneklerin katyon değiş-tirme kapasitelerinin belirlenmesinde “Sodyum Asetat Metodu” takip edilmiştir. Bu metot zeminin önce sodyuma doyurulması ve toprak tarafından tutulan sodyumun daha sonra amonyum asetat çözeltisi ile geri alınarak miktarının fleymfotometre ile tesbit edilmesine dayanır (Tüzüner, 1990). Katyon

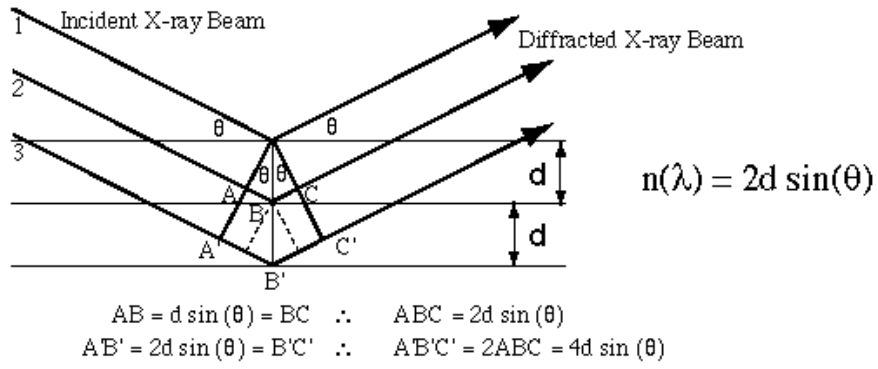
değiştirme kapasitesini belirlemek için örnekler 40 numaralı elekten elenmiş ve etüvde kurutulmuştur. Bu şekilde hazırlanan örnekten 4 g tartılarak santrifüj tüpüne koyulur ve üzerine 33 ml sodyum asetat (pH 8.2) çözeltisi eklenerek 5 dakika çalkalandıktan sonra 5 dakika süreyle 1000 RCF hızla santrifüjlenir. Sonra santrifüj tüpünün üstündeki sıvı dışarı dökülür. Bu işlem dört kere tekrarlanır. Sonra tüpe 33 ml etil alkol koyulur ve 5 dakika çalkalandıktan sonra üstteki sıvı berrak oluncaya kadar santrifüjlenir. Üstte kalan sıvı dökülür ve örnek 33 ml'lik etil alkol ile 3 kere yıkanır. Daha sonra örnek tüpü 33 ml amonyum asetat eklenerek çalkalanır ve bu sıvı bir balon jojeye alınır. Amonyum asetat ile yıkama işlemi 3 kere tekrarlanarak örnekteki sodyum bir balon jojede toplanmış olur. Balon jojede biriken çözelti 100 ml'ye seyreltilir ve fleymfotometre kullanılarak sodyum tayini yapılır. Okuma kaydedilir ve aşağıdaki eşitlikte yerine konarak CEC hesaplanır.

$$CEC (meq/100g) = \frac{Ekstrakte Na konsantrasyonu (meq/l) \times 10}{Örnek ağırlığı} \quad (3.11)$$

Değişebilir Na ve K tayini içinde benzer deney aşamaları gerçekleştirilir. Fleymfotometre okumaları hem suda çözünen katyon saturasyonu hem de ekstrakte edilebilir katyon için yapılır. Bundan sonra ekstrakte edilebilir Na, K ve çözünebilir katyon miktarları bulunarak, değişebilir Na veya K miktarları hesaplanmıştır.

3.2.11. X-Işını kırınım yöntemi ile kil minerallerinin belirlenmesi

Conrad Röntgen tarafından 1895 yılında keşfedilen X-ışınından (röntgen ışını) bir maddenin kristal yapısını inceleyerek mineralojik bileşimini bulmakta faydalanılmaktadır. O zaman fiziksel özellikleri bilinmediğinden “X” isim verilmiş ve günümüzde de aynı isimle anılmaktadır. Ayrıca, bu ışını keşfeden bilim adamının ismine izafeten Röntgen ışınları da denilmektedir. XRD yönteminde dalga boyu $0.5 \text{ \AA} - 2 \text{ \AA}$ aralığında olan X-ışınları örnek üzerine gönderilir, örnek üzerinden Bragg kanununa göre kırılarak dönen ışınlar özel bir kırınma yapısı oluşturur (Şekil 3.10.). Bu kırınma (difraksiyon) yapısı sayesinde kristalin malzemenin fazları, yapısal özellikleri ve konsantrasyonları belirlenebilir.



Şekil 3.10. Bragg kanununa göre X-ışını kırınımı

XRD çekimlerinin yapılabilmesi için örneklerin özel olarak hazırlanması gereklidir. Bunun için ilk olarak güneş ışığında kurutulmuş zemin örnekleri 200 numaralı elekten elenerek elde edilen 3-5 g ince malzeme X-Işını (XRD) analizlerinde kullanılmak üzere ayrılmıştır. Ayrılan malzeme agat havanda öğütülerek tane boyunun 10 µm'nin altına düşmesi sağlanır. Daha sonra öğütülmüş ve adeta pudra haline gelmiş örnekten bir miktarı alınarak, 100–150 mikron derinliğinde, 1 cm genişliğe sahip olukları olan, 2.5–3.5 cm boyutlarındaki lam şekilli özel numune tutucu üzerine yerleştirilir ve XRD cihazında “tüm kayaç çekimi” yapılır.

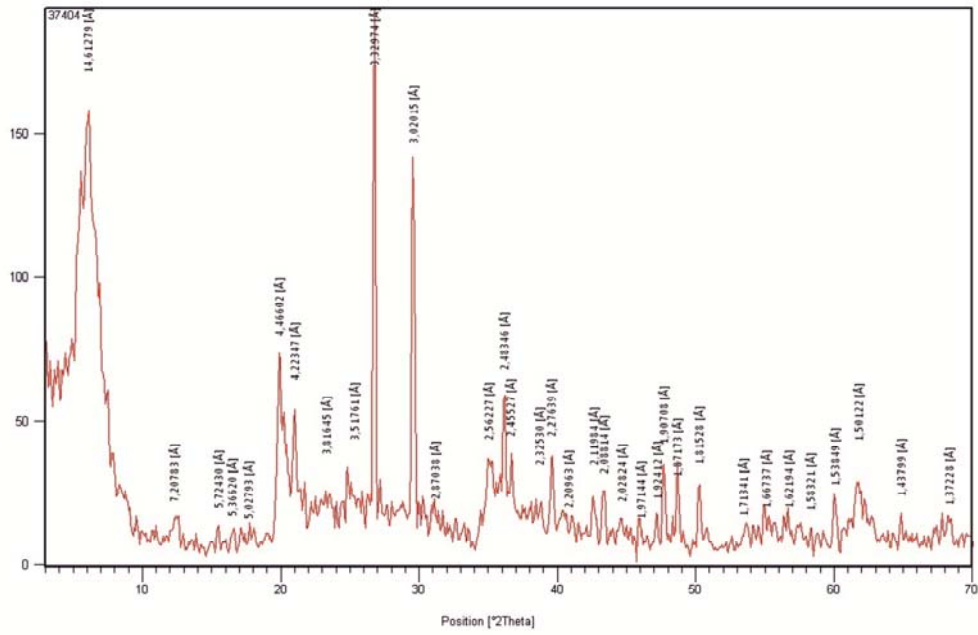
Kil fraksiyonunun ayırtedilebilmesi için ise aynı öğütülmüş numuneden değişik çekimler yapmak gerekir. Bunun için öncelikle öğütülmüş ve pudra haline getirilmiş örnek 100 ml'lik cam tüp içine koyularak üzeri saf su ile tamamlanır ve çalkalanarak 24 saat dinlenmeye bırakılır. Sonra cam tüp içindeki süspansiyon bir pipetle çekilerek 3 ayrı örnek tutucu üzerine yerleştirilir. Bunlar bir müddet kurumaya bırakıldıktan sonra ilki XRD haznesine yerleştirilerek çekim yapılır ve sonuçları “normal çekim” olarak kaydedilir. İkincisi ise tabanı etilen glikolle doldurulmuş bir desikatör içinde en az 4 saat bekletilerek örnek etilen glikole doyurulur ve XRD çekimi yapılır. Sonuncu ise sıcaklığı 500-550°C olan fırında kurutulduktan sonra XRD çekimi yapılır. Bu şekilde bir örnekten 4 adet çekim yapılmış olur. XRD çekimleri Cu X-ışın tüplü Bruker D8 Advence XRD analiz cihazı ile gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.11.).



Şekil 3.11. Cu X-ışın tüplü Bruker D8 Advance XRD analiz cihazı (Resim www.mta.gov.tr adresinden alınmıştır)

Analiz sonucunda X-ışını difraktogramı olarak adlandırılan bir grafik elde edilir. Bu grafikte x eksenini Bragg kanunundaki θ açısını, y eksenini ise kırınım şiddetini göstermektedir (Şekil 3.12.). XRD cihazının döner tablası sayesinde θ açısını analiz başında ayarlamak mümkündür ve cihaz $2-70^\circ$ veya $2-30^\circ$ arasında (2θ açısı) ayarlanarak çekimler yapılır. Dolayısıyla θ açıları ve λ (kullanılan Cu ışın tüpü için $\lambda=0.1540562$) değeri Bragg eşitliğinde yerine konularak difraktogram üzerindeki piklerin “d” mesafelerini hesaplamak mümkündür. Bu grafiklerden elde edilen “d” mesafeleri özellikleri bilinen kil mineralleri için hazırlanmış olan ASTM (1972) ve JCPDC (Joint Committee on Powder Diffraction Standards) kartları ile karşılaştırılarak örneğin mineralojik dağılımı bulunur.

Mineralojik dağılımı yukarıdaki gibi saptanan örneklerde minerallerin yarı nicel yüzdeleri ise Gündoğdu (1982), tarafından geliştirilen yöntemle hesaplanmıştır. Bu yöntemde pik şiddetleri ve dolomitin (104) yansıması ($2\theta=30.9$) referans alınarak XRD’de ölçülen, kil minerallerinin, kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, analsim, mika ve kaolinitin en şiddetli pikleri kullanılmıştır.



Şekil 3.12. X-Işını difraktogramı

3.2.12. X-Işını ışıınımı yöntemi ile element miktarının belirlenmesi

Bu araştırmada kullanılan zemin örneklerinin element içeriklerini araştırtmak için arazi tipi XRF cihazı kullanılmıştır. Arazi tipi XRF cihazları laboratuvar tipi XRF cihazları ile aynı temel esaslara dayanırlar ancak kullanımlarının kolay olması, kısa zamanda sonuç vermesi ve deney maliyetinin ucuz olması bakımından avantajlıdır. Elde edilen sonuçlar genellikle laboratuvar XRF sonuçlarından en fazla % 5 farklıdır. Yani oldukça güvenilir sonuçlar elde edilmektedir.

Arazi tipi XRF cihazları genellikle kapalı radyoizotop kaynakları veya örnek üzerine X-ışını yayan X-ışını tüpleri kullanılarak geliştirilmiştir. Örnek üzerine gönderilen X-ışını ya örnek yüzeyinden kırılarak yansıtılır ya da örnek tarafından emilir. X-ışınlarının örnek tarafından emilmesi fotoelektrik etki olarak adlandırılır. Bir atom X-ışını emdiğinde çekirdeğin iç kısmından elektronlar kopartılır ve bir boşluk oluşur. Bu elektron boşluğu dış kabuklardaki elektronlar tarafından doldurulur. Dışarıdaki elektronlar içerdekilere göre daha yüksek enerji seviyesindedir ve dış kabuklardaki elektronlar iç kabuktaki boşluğu doldururken enerjilerini boşaltırlar. Bu

şekilde elektronların yeniden düzenlenmesi her atom için kendine has X-ışını emilim özellikleri sunar. X-ışınlarının bu şekilde emilmesi X-ışını ışıınımı (X-Ray fluorescence, XRF) olarak adlandırılır. Arazi tipi XRF cihazı ile yapılan ölçümlerde genellikle üç elektron kabuğu: K, L ve M kabukları görev alırlar. Herhangi bir metal için tipik bir emisyon yapısı (emisyon tayfı) K, L ve M kabuklarındaki elektronlardan kaynaklanan çoklu yoğunluk piklerini yansıtır ve boşlukları dolduran elektronların geldiği en yüksek kabuk derecesini gösterir. Dolayısıyla XRF yöntemi temelinde bir kaynaktan gönderilen X-ışının atomun elektron yapısında meydana getirdiği elektron değişikliğinden ortaya çıkan enerjinin okunmasıdır.

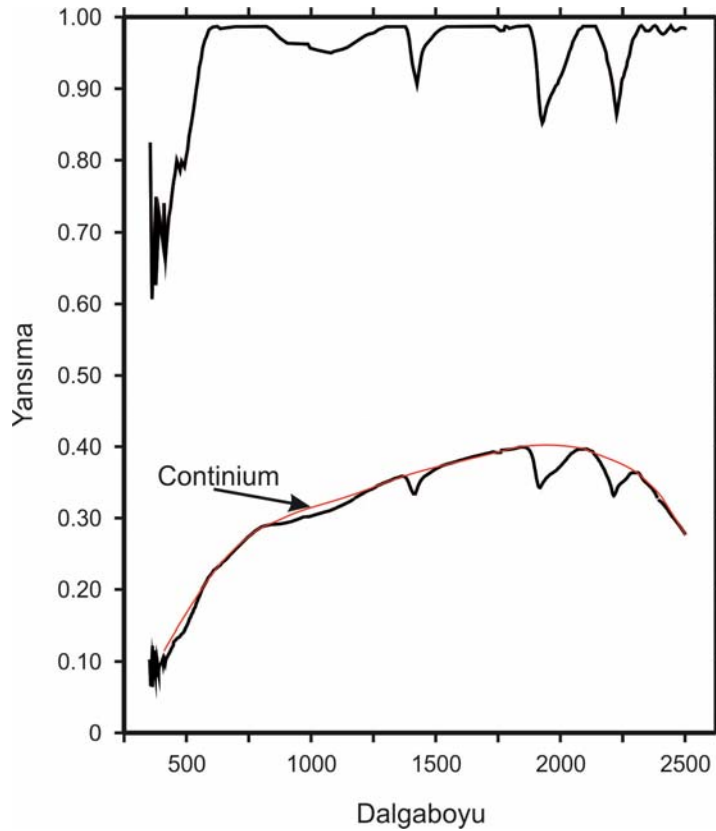
Bu çalışmada örneklerin elementer içeriklerinin belirlenebilmesi için InnovX arazi tipi XRF cihazı kullanılmıştır (Şekil 3.13.). Cihazın detektörü önüne konulan örnekler, cihaz tarafından otomatik olarak belli süreler boyunca X-ışını bombardımanına tutulmuş ve ortaya çıkan enerjinin ölçümü yapılmıştır. Cihaz kalibre edildiği tüm elementler için + %1 hassasiyetle element okumalarını otomatik olarak yapmış ve okunan bu değerler not edilmiştir.



Şekil 3.13. InnovX arazi tipi XRF cihazı

3.2.13. Spektral özelliklerin belirlenmesi

Spektroskopik potansiyel kil minerallerin kısa dalga kızıl ötesi (SWIR) altında gösterdikleri ayırtedici özellikler ile ortaya çıkar (Kauriki, 2004). Zemin örneklerinin spektral özelliklerinin belirlenebilmesi için ASD arazi tipi spektrometre kullanılmıştır. Analizlerin yapılabilmesi için örnekten bir miktar ayrılarak açıkta kurutulmuş ve 200 numaralı elekten elenmiştir. Elek altına geçen silt-kil boyu malzeme toplanarak analizlerde kullanılmıştır. Spektrometre prensip olarak örnek üzerine gönderdiği ışın demetinden yansıyanların toplanması prensibiyle çalışır. Toplanan yansıma verileri, x eksenini dalga boyunu y eksenini ise yansıma miktarını gösterecek şekilde grafiğe dökülmüştür (Şekil 3.14.). Ancak bu verinin anlamlı sonuçlar verecek şekilde kullanılabilmesi için grafiğin genel konkavlığının giderilmesi gereklidir (Van der Meer, 2004). Bunun için “Envi 4.3” yazılımı kullanılarak “continuum removal” düzeltmesi yapılmıştır (Şekil 3.15.).



Şekil 3.14. Continuum Removal (sürekliliğin kaldırılması) düzeltmesinin yapıışı. Altta normal yansıma, üstte ise düzeltilmiş yansıma görülmektedir (Van der Meer (2004)’den değiştirilmiştir)

Bir sonraki aşamada ise Van der Meer (2004) ve Kauriki (2004)'de verilen yöntemlerle zeminin asimetri ve derinlik gibi ışığın emilme karakterine bağlı olarak gelişen özellikleri hesaplanmıştır.

3.3. İstatistiki Çalışmalar

Analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde SPSS (Statistics for Social Scienses) bilgisayar programı kullanılmıştır. Bu program yardımı ile tanımlayıcı istatistik bilgileri (asgari ve azami değerler, ortalama, standart sapma vb.) elde edilebildiği gibi sonuçlar arasında bir bağıntının ya da ilişkinin olup olmadığı da belirlenebilmektedir.

İki değişken arasında bir ilişkinin varlığını bulmak ve ölçmek için korelasyon yöntemleri uygulanır (Köklü vd., 2006). Veri üzerinde hangi korelasyon metodunun kullanılmasının daha uygun olacağı değişkenlerin hangi ölçek düzeyinde olduğuna (sınıflamalı, sıralamalı eşit aralıklı/oranlı) ve değişkenlerin sürekliliğine bağlıdır. Aralık ve oranlı örnekler için “Pearson” yöntemi uygun iken sıralamalı değişkenler için ise “Spearman” yöntemi daha uygundur (Heiman, 1996). Bu şekilde belirlenen uygun yöntemlere göre korelasyon matrisleri hazırlanır ve korelasyon katsayılarının 1.000 değerine yakınlığı ile ilişkinin kuvveti ölçülür (Davis 1986). Örneğin iki değişken arasındaki korelasyon katsayısı 0.500'ün üzerinde ise bu iki değişken arasında pozitif bir ilişki (korelasyon) vardır. Katsayı değeri 1.000'e ne kadar yakınsa korelasyonun kuvveti o kadar artmaktadır. Keza aynı şekilde negatif değerler içinde (örneğin: -0.500) aynı ilişkiden bahsetmek mümkündür. Ancak bu durumda korelasyon negatif olup değişkenlerden biri artarken diğeri azalmaktadır. Korelasyon katsayıları “0–0.250” arasında ise ilişki zayıf, “0.250–0.500” arasında ise ilişki orta, “0.500–0.750” arasında ise ilişki güçlü, “0.750–1.000 arasında ise ilişki çok güçlü olarak kabul edilir. Ancak bu ilişkinin istatistiksel olarak bir anlam ifade edebilmesi için “p” değerinin (significance) 0.05'den küçük olması gereklidir (Hayran ve Özdemir, 1995).

Bu çalışmada korelasyon analizleri zemin sınıfı, renk gibi sıralamalı değişkenler için “Spearman” yöntemi, sayısal değişkenlerin analizi için ise “Pearson” yöntemi, kullanılarak yapılmıştır.

Korelasyon yöntemleri bir ilişkinin varlığını ve şiddetini göstermesi açısından önemlidir ancak bu ilişkinin formüleleştirilebilmesi için yeterli değildir. İki veya daha fazla değişken arasındaki ilişkinin matematiksel eşitlikle açıklanabilmesi için regresyon analizleri kullanılır. Bu analizlerde bağımlı değişken bir değişken tarafından modelleniyorsa işlem basit regresyon, iki veya daha fazla değişken tarafından modelleniyorsa çoklu regresyon olarak adlandırılır (Köklü vd., 2006).

Bu çalışmada zeminlerin mineralojik, fiziko-kimyasal ve fiziksel özelliklerinin şişme ve emme davranışları üzerindeki etkisi çoklu regresyon yöntemleri uygulanarak modellenmeye çalışılmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Laboratuvar Bulguları

4.1.1. Örneklerin fiziksel ve mühendislik özellikleri

Örneklerin Munsell renk sınıflamasına göre tanımlanması

Renk, zemin davranışlarına etki eden bir faktör olmamasına rağmen, zeminin kompozisyonu ve oluşum koşulları hakkında önemli bilgiler verebilmektedir (Brady ve Ray, 2006). Zemin geniş bir renk dağılımı gösterebilir ve genellikle kimyasal, biyolojik ayrışmayla özellikle de redoks reaksiyonlarına bağlı olarak zemin, rengini kazanır. Zemini oluşturan kaynak kayadaki minerallerin ayrışmasıyla ortaya çıkan elementler yeni değişik renkte karışımlar oluştururlar. Organik madde miktarı ve su içeriği zemin rengini belirleyen en önemli etkenlerdendir. Diğer taraftan zemin içinde bulunan demir ve magnezyum miktarı ve bunların oksitlenme dereceleri de önemli bir faktördür. Sarımsı ve kırmızımsı renkler zeminde demir ve demir oksitlerin varlığını işaret ederken koyu kahve ve siyah renkler ise organik madde mevcudiyetini gösterir. Islak zeminler kuru zeminlerden daha koyu gözüktürler. Bununla birlikte zeminde suyun bulunması oksidasyon derecesini etkilemesi bakımından da önemlidir. Su içeriği yüksek olan zeminlerde taneler arasındaki hava dolayısıyla da oksijen miktarı azdır. İyi drene olan zeminlerde oksijen miktarı fazladır ve bu sebeple oksidasyon derecesi artar. Bunun sonucunda da genellikle kahve ve kırmızı renkler gözlenir tam tersine drenajı kötü olan zeminler ise genellikle grimsi renkler sunarlar.

Bazı özel minerallerin varlığına göre zemin rengi değişiklik gösterebilir. Örneğin mangan oksitler siyah rengi işaret ederken glakonit zemini yeşil yapar özellikle kurak iklim bölgelerinde kalsit içeren zeminler ise beyazdır. Demir elementi mineral yüzlerinde boyayıcı bir leke olarak kalmasından dolayı zemin rengini belirleyen önemli elementlerden biridir. Ayrışmamış zeminlerde demir de ayrışmamış bir element olarak kalacağından renk üzerine fazlaca bir etkisi gözlenmez. Demir oksit içeren (FeO) zeminler genellikle gri, hematit (Fe_2O_3) içeren zeminler kırmızı hidrate demir oksit ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) içeren zeminler ise sarı renklidir.

Örneklerin oluşum koşulları hakkında genel bir fikir edinmek amacı ile Munsell renk kartları kullanılarak renk tanımlamaları yapılmıştır (Çizelge 4.1.). Buradanda görüleceği üzere örneklerin çoğunluğu kahverengi (23 örnek) ve gri (16 örnek), tonlarındadır. Sarımsı – kırmızımsı renkler gösteren 4 örnek ile beyaz renkli 5 örnek vardır. Neticede kahverenkli örneklerde drenajın ve oksijenlenmenin fazla olduğu, öte yandan sarımsı–kırmızımsı örneklerde ise demir oksitlerin bulunduğu düşünülmektedir. Gri renkli örneklerde drenaj koşullarının daha kötü olduğu ve oksijenlenmenin az olduğu kanaatine varılmıştır. Koyu kahverenkli örneklerde demir oksitler yanısıra organik madde miktarından da şüphelenilmiştir.

Çizelge 4.1. Munsell renk kartlarına göre yapılan renk tanımlamaları

Örnek No	Munsell Renk Kodu	Renk	Örnek No	Munsell Renk Kodu	Renk
DEM-1	10YR 5/3	Kahverengi	DEM-25	10YR 6/3	Soluk kahverengi
DEM-2	10YR 5/3	Kahverengi	DEM-26	10YR 6/4	Açık sarımsı kahverengi
DEM-3	10YR 8/1	Beyaz	DEM-27	5Y 7/2	Açık gri
DEM-4	2.5Y 7/2	Açık gri	DEM-28	5YR 6/6	Kırmızımsı sarı
DEM-5	7.5YR 7/2	Pembemsi gri	DEM-29	10YR 7/3	Çok soluk kahverengi
DEM-6	2.5Y 6/2	Açık kahvemsı gri	DEM-30	5Y 8/1	Beyaz
DEM-7	5Y 7/2	Açık gri	DEM-31	10YR 7/3	Çok soluk kahverengi
DEM-8	10YR 7/3	Çok soluk kahverengi	DEM-32	5Y 8/1	Beyaz
DEM-9	5YR 5/3	Kızılımsı kahverengi	DEM-33	5Y 5/1	Gri
DEM-10	10YR 5/3	Kahverengi	DEM-34	5Y 8/1	Beyaz
DEM-11	10YR 6/3	Soluk kahverengi	DEM-35	5Y 7/2	Açık gri
DEM-12	10YR 5/3	Kahverengi	DEM-36	10YR 6/3	Soluk kahverengi
DEM-13	7.5YR 5/4	Kahverengi	DEM-37	10YR 7/1	Açık gri
DEM-14	7.5YR 6/4	Açık kahverengi	DEM-38	5YR 6/2	Pembemsi gri
DEM-15	5Y 6/1	Gri	DEM-39	10YR 7/2	Açık gri
DEM-16	7.5YR 5/6	Koyu kahverengi	DEM-40	10YR 6/4	Açık sarımsı kahverengi
DEM-17	5YR 4/8	Sarımsı kırmızı	DEM-41	2.5Y 7/2	Açık gri
DEM-18	10YR 7/3	Çok soluk kahverengi	DEM-42	10YR 7/2	Açık gri
DEM-19	5Y 7/2	Açık gri	DEM-43	10R 6/1	Kırmızımsı gri
DEM-20	10YR 7/3	Çok soluk kahverengi	DEM-44	7.5YR 5/8	Koyu kahverengi
DEM-21	7.5YR 6/2	Pembemsi gri	DEM-45	10YR 6/6	Kahvemsı sarı
DEM-22	5YR 4/4	Kızılımsı kahverengi	DEM-46	10YR 7/4	Çok soluk kahverengi
DEM-23	2.5Y 6/4	Açık sarımsı kahverengi	DEM-47	7.5YR 5/4	Kahverengi
DEM-24	5YR 4/8	Sarımsı kırmızı	DEM-48	10YR 8/1	Beyaz

Tane boyu dağılımı

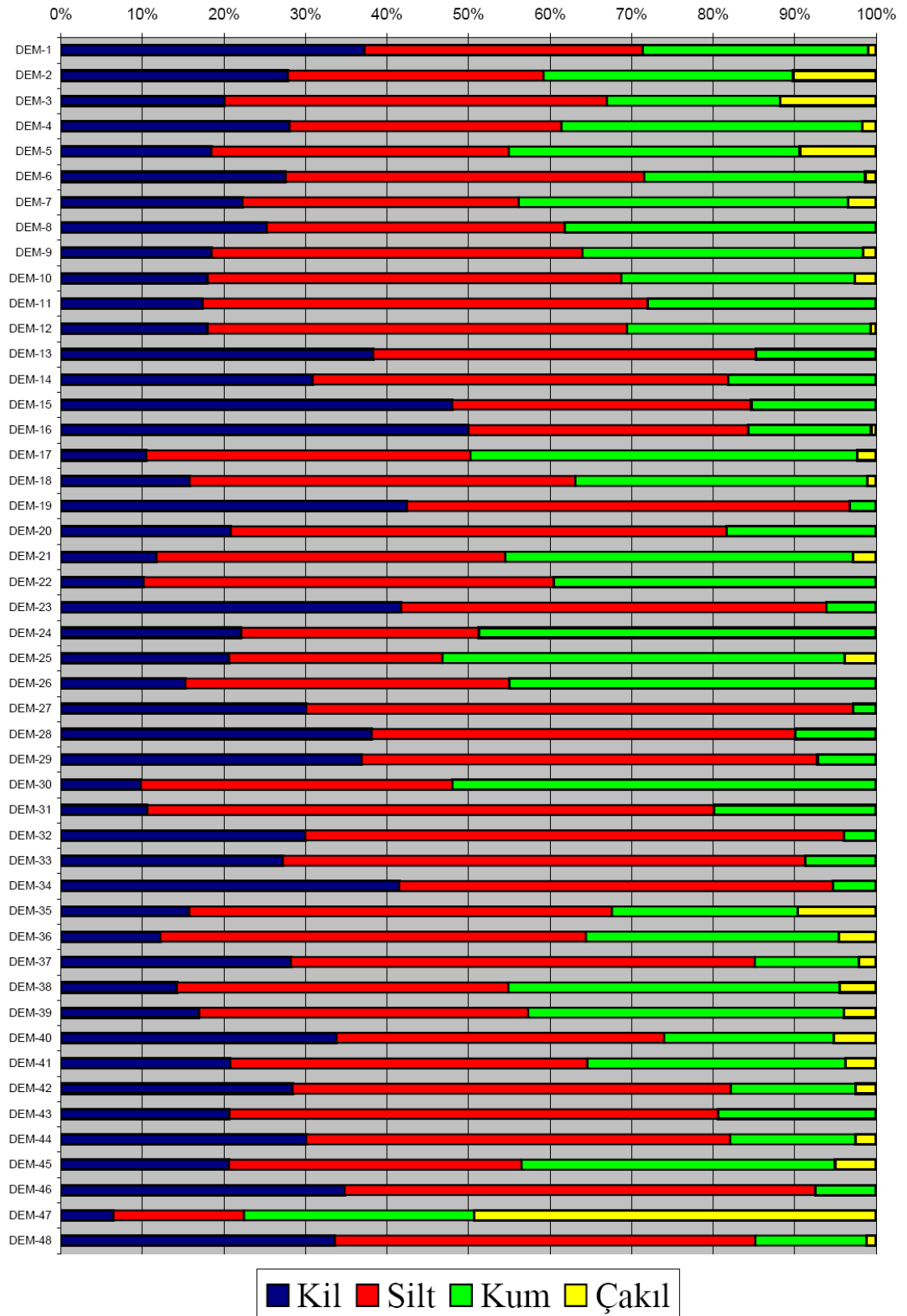
Bu tez çalışmasında kullanılan örneklerin çoğu ince tanelidir. Yapılan tane boyu analizlerinde örneklerde iri taneleri genellikle kum boyu malzemenin oluşturduğu görülmüştür. Sadece Dem-47 numaralı örnekte çakıl boyu malzeme fazladır (No:4 üzerinde kalan %49). Diğer örneklerde ise çakıl boyu malzeme oranı en fazla % 11'e kadar ulaşmaktadır. Zemin örneklerinde Dem-44,45,48 numaralı örnekler hariç diğer örneklerde tanelerin % 50'den fazlası 200 numaralı elekten geçmiştir. Örneklerde kum boyu malzeme % 2.83 – % 51.99 arasında değişmektedir. Zemin örneklerinin silt fraksiyonu % 15.99'dan % 69.51'e (DEM-31) kadar ulaşmakta, kil fraksiyonu ise % 6.48 – % 49.98 (DEM-16) arasında değişmektedir. Zemin örneklerindeki tane boyu dağılımı Şekil 4.1.'de görülmektedir.

Likit Limit, Plastik Limit ve Büzülme Limiti

Örneklerin kıvam limitlerini belirlemek için yapılan analizler sonucunda Dem-22 ve Dem 47 numaralı örneklerin plastik özellik göstermediği anlaşılmıştır. Diğer örneklerde ise likit limit % 27–106, plastik limit % 14–45 ve plastisite indisi ise % 9–70 aralığında değişmektedir.

Şekercioğlu (1998) tarafından verilen likit limit – plastisite indisine göre örneklerin plastisite dereceleri Çizelge 4.2'de verildiği gibidir. Bu sınıflamaya göre örneklerin 7 tanesi düşük plastisiteli, 15 tanesi orta plastisiteli, 23 tanesi ise yüksek-çok yüksek plastisitelidir. Benzer bir sınıflama da Leonards (1962) tarafından plastisite indisi esas alınarak yapılan sınıflamadır (Çizelge 4.3). Bu sınıflamaya göre örneklerin 7 tanesi az plastik, 35 tanesi plastik ve 4 tanesi ise çok plastiktir.

Örnekler birleşik zemin sınıflama sistemine (USCS) göre değerlendirildiğinde 20 tanesi CH (yüksek plastisiteli kil), 18 tanesi CL (düşük plastisiteli kil), 4 tanesi MH (yüksek plastisiteli silt), 3 tanesi ML (düşük plastisiteli silt), 2 tanesi SC (killi kum) 1 tanesi ise GM (siltli çakıl) grubunda yer almaktadır (Çizelge 4.4., Şekil 4.2.)



Şekil 4.1. Zemin örneklerinin tane boyu dağılımı

Çizelge 4.2. İnce taneli zeminlerde likit limite göre plastisite sınıflaması
(Şekercioğlu, 1998)

Likit Limit Aralığı (LL, %)	Plastisite Derecesi	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
< 35	Düşük Plastisiteli	7	DEM-3,5,8,9,10, 26
35 – 50	Orta Plastisiteli	15	DEM-1,2,4,6,7,12,17,18, 20,21,24,38,43,44,45
50 – 70	Yüksek Plastisiteli	17	DEM-13,16,19,23,27,28, 29,32,34,35,39,40,41, 42,46,48
70 – 90	Çok Yüksek Plastisiteli	3	DEM-14,71,88
> 90	Çok Aşırı Derecede Plastisiteli	3	DEM-15,33,37

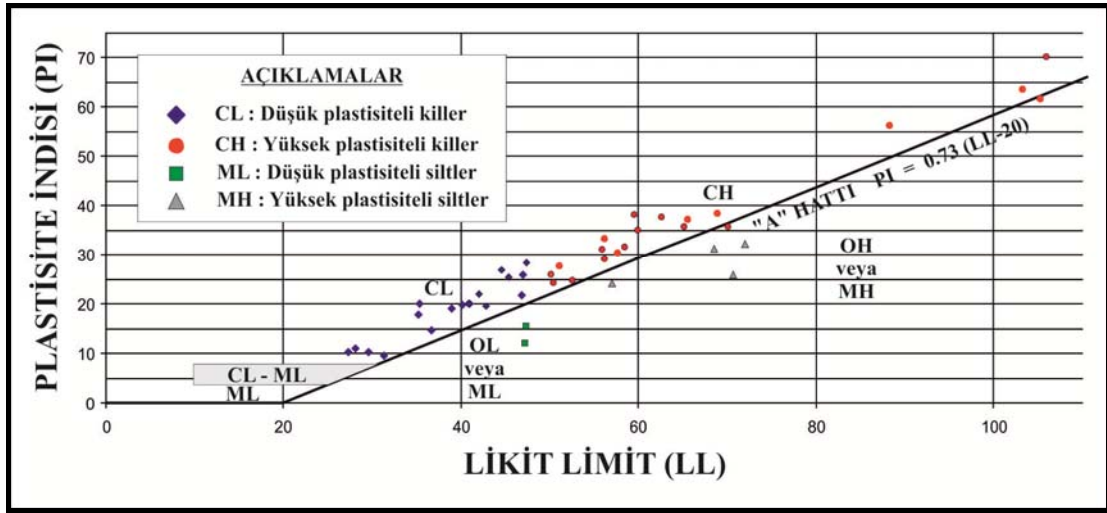
Çizelge 4.3. İnce taneli zeminlerde plastisite indisine göre plastisite sınıflaması
(Leonards, 1962)

Plastisite İndisi (PI, %)	Plastisite Derecesi	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
0	Plastik değil	2	DEM-22,47
5 – 15	Az Plastik	7	DEM-3,9,10,17, 21, 26,38
15 – 40	Plastik	35	DEM-1,2,4,5,6,7,8,11,12, 13,14,16, 18,19,20,23,24, 27,28,29,31,32,34,35,39, 40,41,42,43,44,45, 46,48
> 40	Çok Plastik	4	DEM-15,33,36,37

Daha fazla su kaybının zeminde daha fazla hacim azalmasına yol açmayacağı sınır noktadaki su içeriği büzülme limiti olarak tanımlanmıştır ve özellikle ince taneli zeminlerin şişme potansiyelinin belirlenmesinde yardımcı olur. Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin büzülme limitleri % 0.07 (DEM-7) ile % 9.84 (DEM-15) arasında değişmektedir. Büzülme oranları ise 1.29 (DEM-37) ile 1.90 (DEM-26) arasındadır. Hacimsel büzülme değerlerinin 70.92 (DEM-26) ile 233.54 (DEM-37) arasında değiştiği bulunmuştur. Örneklerin büzülme indisleri ise % 14 – % 44 arasındadır.

Holtz (1959) ile Dakshanamurthy ve Raman (1973) tarafından verilen büzülme limiti, hacim değiştirme potansiyeli (şişme) sınıflamasına göre büzülme limiti

%15'den büyük olan zeminlerin hacim değiştirme potansiyelleri dūřuktur. Bu sınıflamaya gōre zemin örneklerinin hacim değiştirme potansiyelleri dūřuk olarak tanımlanmaktadır. Öte taraftan Anderson ve Lade 1981'e gōre büzölme indisleri göz önüne alındığında iki örneğin orta derecede bir örneğin ise yüksek hacim değiştirme potansiyeline sahip olduğu görölmektedir (Çizelge 4.5.).



Şekil 4.2. Örneklerin plastisite dağılımı ve Birleşik Zemin Sınıflamasına göre zemin sınıfları

Çizelge 4.4. Örneklerin birleşik zemin sınıflamasına (USCS) göre belirlenen zemin sınıfları

Örnek No	Zemin Sınıfı	Örnek No	Zemin Sınıfı	Örnek No	Zemin Sınıfı
DEM – 1	CH	DEM – 17	ML	DEM – 33	CH
DEM – 2	CL	DEM – 18	CL	DEM – 34	CH
DEM – 3	CL	DEM – 19	CH	DEM – 35	CH
DEM – 4	CL	DEM – 20	CL	DEM – 36	CH
DEM – 5	CL	DEM – 21	CL	DEM – 37	CH
DEM – 6	CL	DEM – 22	ML	DEM – 38	ML
DEM – 7	CL	DEM – 23	CH	DEM – 39	MH
DEM – 8	CL	DEM – 24	CL	DEM – 40	CH
DEM – 9	CL	DEM – 25	SC	DEM – 41	CH
DEM – 10	CL	DEM – 26	CL	DEM – 42	CH
DEM – 11	CH	DEM – 27	CH	DEM – 43	CL
DEM – 12	CL	DEM – 28	MH	DEM – 44	CL
DEM – 13	CH	DEM – 29	CH	DEM – 45	CL
DEM – 14	MH	DEM – 30	SC	DEM – 46	CH
DEM – 15	CH	DEM – 31	MH	DEM – 47	GM
DEM – 16	CH	DEM – 32	CH	DEM – 48	CH

Çizelge 4.5. Büzölme indisi ile potansiyel hacim değiştirme ilişkisi
(Anderson ve Lade, 1981)

Hacim Değiştirme Potansiyeli	Büzölme İndisi (SI, %)	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Çok Düşük	–	2	DEM-22,47
Düşük	0 – 20	16	DEM-2,3,4,5,6,8,9,20,24,25,26,42,43,44,45,48
Orta	20 – 30	20	DEM-1,7,10,11,12,13,15,16,18,19,21,23,27,29,32,34,35,40,41,46
Yüksek	30 – 60	10	DEM-14,17,28,31,33,36,37,39
Çok Yüksek	> 60	–	–

Tane Birim Hacim Ağırlık

Bu çalışmada incelenen zemin örneklerinin tane birim hacim ağırlıkları 2.54 – 2.82 g/cm³ arasında değişmektedir.

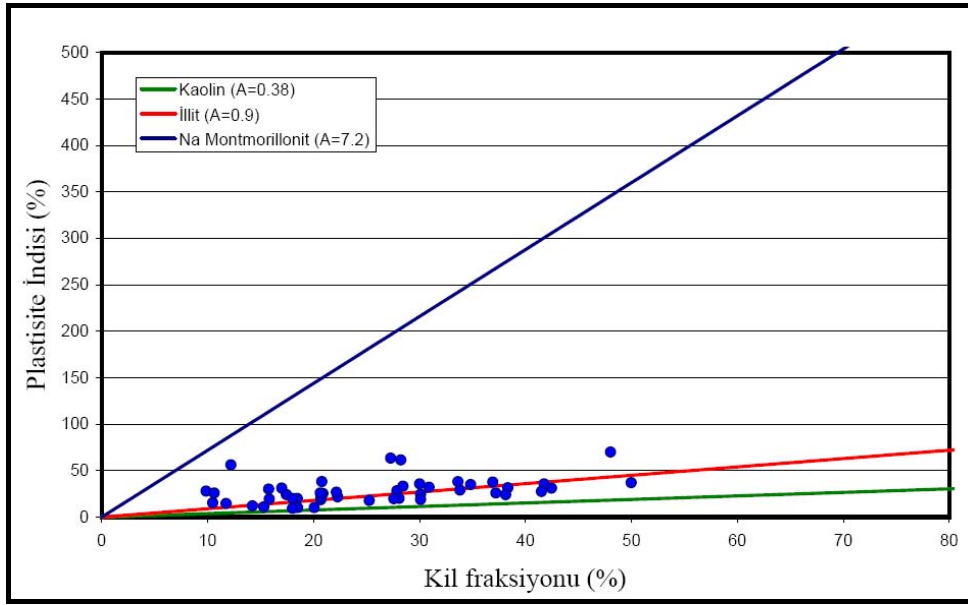
Aktivite

Aktivite tanımı gereği plastisite indisinin kil fraksiyonu ile normalleştirilmiş halidir. Killer tane boyunun (<2m, %) bir fonksiyonu olan aktiviteye göre genel olarak, aktif, normal ve aktif olmayan killer şeklinde sınıflandırılmaktadır. Bu çalışmada incelenen zemin örneklerinin aktiviteleri 0.51 (DEM-3) – 4.61 (DEM-36) arasında değişmekte olup 13 adedi aktif, 20 adedi normal 13 adedi de aktif olmayan kil olarak sınıflanmıştır (Çizelge 4.6.).

Çizelge 4.6. Zemin örneklerinin aktiviteye göre sınıflanması
(Kumbasar ve Kip, 1999)

Sınıflama	Aktivite (A)	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Aktif Değil	< 0.75	13	DEM-1,3,4,6,8,9,10,16,19,26,28,34,44
Normal	0.75 – 1.25	20	DEM-2,5,7,12,13,14,18,20,23,24,27,29,32,38,40,42,43,46,48
Aktif	> 1.25	13	DEM-11,15,17,21,31,33,35,36,37,39,41,45

Literatürde çeşitli kaynaklarda kil minerallerinin aktivite değerleri montmorillonit için 1.0-7.0, illitler için 0.5-1.0 ve kaolinler için 0.4-0.5 arasında verilmektedir (Bowles, 1979). Şekil 4.3.'te bazı kil mineralleri ile zemin örneklerinin aktivite değerlendirilmesi verilmektedir. Buna göre zemin örneklerinin aktiviteleri genellikle illit ve kaolinlerin aktivitesine yakındır.



Şekil 4.3. Zemin örneklerinin aktivite dağılımı (Lambe ve Whitman, 1969'dan değiştirilmiştir)

Özgül Yüzey Alanı

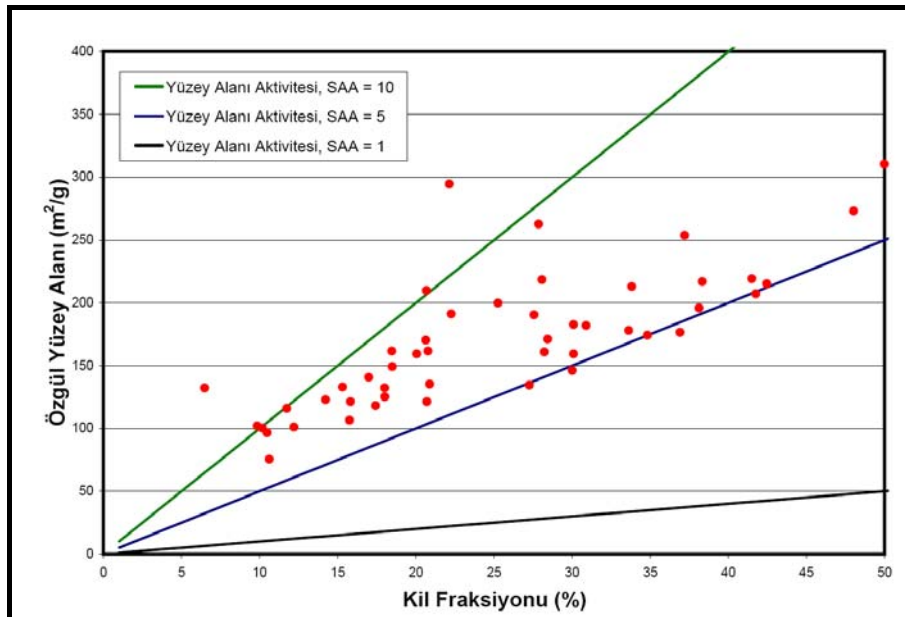
Literatürde özgül yüzey alanının zeminin mühendislik özellikleri üzerinde çok önemli etkisi olduğunu gösteren pek çok çalışma vardır. Bu çalışmalar özellikle özgül yüzey alanı ile likit limit arasında kuvvetli korelasyon olduğunu ve zeminin şişme – büzülme davranışı üzerinde kil içeriğinden daha çok özgül yüzey alanının etkili olduğunu göstermektedir (Cerato, 2001). İncelenen zemin örneklerinin özgül yüzey alanları 75.54 m²/g (DEM-31) – 310.44 m²/g (DEM-16) arasında değişmektedir. Özgül yüzey alanı tane boyu, tane şekli ve mineralojinin bir fonksiyonu olarak tanımlanmaktadır. Montmorillonitler yaklaşık 800 m²/g özgül yüzey alanına sahip iken klorit ve illitler 80 m²/g ve kaolinler ise yaklaşık 15 m²/g özgül yüzey alanına sahiptir (Holtz ve Kovacs, 1981). Bu rakamların saf kil

mineralleri için geçerli olduğu göz önüne alındığında örnekler için bulunan değerlerin kil minerallerinin farklı oranlarda bulunmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

İzafi Aktivite ve Yüzey Alanı Aktivitesi

Kıvam limitleri zeminin özgül yüzey alanına da bağlıdır. Bu durum Quigley vd. (1985) tarafından izafi aktivite kavramı ile açıklanmaktadır. İzafi aktivite plastisite indisinin özgül yüzey alanına oranı olarak tanımlanmıştır. Zemin örnekleri için hesaplanan izafi aktivite değerleri 0.064 (DEM-3) – 0.556 (DEM-36) arasında bulunmuştur.

Özgül yüzey alanının kil fraksiyonuna oranı yüzey alanı aktivitesi (surface area activity, SAA) olarak tanımlanır. Zemin örneklerinin yüzey alanı aktivitelerinin $4.78 \text{ m}^2/\%g$ (DEM-29) – $20.40 \text{ m}^2/\%g$ (DEM-47) arasında değiştiği bulunmuştur. Örneklerin yüzey alanı aktivitesi değişimi Şekil 4.4.'te görülmektedir. Şekil 4.4. incelendiğinde yüzey alanı aktivitesinin genellikle 5 ve 10 arasında değerler aldığı görülmektedir. 10 civarında ve daha yüksek değerlerin örneklerdeki simektit türü mineral içeriğinin artmasına bağlı olduğu; 5'e yakın değerlerin ise örneklerdeki kaolin bileşenin artmasına bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir.



Şekil 4.4. Zemin örneklerinde yüzey alanı aktivitesi dağılımı

Serbest Şişme İndisi

Zeminlerde şişme, su içeriğinin artması sonucunda zemin hacminin de artması ile ortaya çıkar. Özellikle bünyesine çok su alabilen ince taneli (killi) zeminlerde şişme önemli bir problemdir ve değişik metotlarla belirlenebilmektedir. Bu tez çalışmasında örneklerin serbest şişme indisleri belirlenmiş ve kullanılan örneklerin serbest şişme indislerinin $FSI = 1$ (DEM-25) – 4.30 (DEM-37) cm^3/gr arasında değiştiği gözlenmiştir. Sridharan vd. (1986) tarafından verilen serbest şişme indisi şişme potansiyeli ilişkisine göre değerlendirildiğinde (Çizelge 4.7.) bu çalışmada kullanılan örneklerin 37 tanesinin şişme potansiyelleri önemsiz derecededir. 8 örnek düşük-orta şişme potansiyeline sahip iken 3 örneğin ise şişme potansiyelleri yüksek – çok yüksektir.

Çizelge 4.7. Serbest şişme indisi ile şişme potansiyeli ilişkisi (Sridharan vd., 1986)

Şişme Potansiyeli	Serbest Şişme İndisi	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Önemsiz	< 1.5	37	DEM-1,2,3,4,5,6,7,8,9,10, 11,12,13,17,18,19,20,21, 22,24,26,27,28,29,32,34,35,38,39,40,43,44, 45,46
Düşük – Orta	1.5 – 2.0	8	DEM-14,16,23, 31,33,36, 41,48
Yüksek	2.0 – 4.0	2	DEM-15,42
Çok Yüksek	> 4.0	1	DEM-37

Emme

Belirli su içeriğindeki bir zeminin boşluk suyunu adsorbe etme potansiyeli zemin emmesi olarak tanımlanır. Bu nedenle emme zeminin hacim değiştirme davranışıyla ilişkili bir fiziksel özelliktir. Emme zeminlerin diğer mühendislik özelliklerinin yanı sıra özellikle şişme potansiyelinin belirlenmesinde pek çok araştırmacı tarafından önemli bir parametre olarak kabul edilmektedir (McKeen, 1992). Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin toplam emmeleri bulunarak “zemin su karakteristik eğrisi” çizilmiş ve bu eğrinin eğimi hesaplanmıştır. Zemin – su karakteristik eğrisi zeminin su muhtevası ve zemin emmesi arasındaki ilişkiyi göstermesi açısından

önemlidir. Bu doğrunun eğimi şişme potansiyelini gösteren bir unsur olarak değerlendirilir (McQuenn ve Miller, 1974, McKeen, 1992). Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin kuru durumda (yani su içeriği %0 olması halinde) toplam emme miktarları 5.52 (DEM-43) ile 6.80 (DEM-12) arasında bulunmuştur. Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ise -0.051 (DEM-33) ile -0.296 (DEM-25) arasında değişmektedir. Ayrıca emme basıncının “0” olacağı durumlarda örneklerin su içeriğinin ne olması gerektiği de hesaplanmış ve bu koşul için örneklerin su içeriklerinin 8.38 (DEM-22) – 35.70 (DEM-1) arasında değerler alacağı gözlenmiştir. Bulunan zemin – su karakteristik eğrilerinin eğimleri McKeen (1992) tarafından yapılan sınıflamaya göre değerlendirildiğinde örneklerin 8 adedinin şişme potansiyelinin çok yüksek, 25 adedinin yüksek ve 9 adedinde orta olduğu gözlenmiştir. Bu sınıflamaya göre örneklerin 6 adedi düşük şişme potansiyeline sahiptir (Çizelge 4.8.)

Çizelge 4.8. Zemin-su karakteristik eğrisinin eğimi ile potansiyel hacim değiştirme ilişkisi (McKeen,1992)

Şişme Potansiyeli	Zemin-su karakteristlik eğrisinin eğimi	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Özel Durum (Çok Yüksek)	> 0.17	8	DEM-9,21,22,25,26,27, 44,47
Yüksek	$0.10 - 0.17$	25	DEM-3,4,5,6,7,8,10,12, 13,16,18,19, 20, 23, 24,28, 32,35,38,39,40,43,45,46, 48
Orta	$0.08 - 0.10$	9	DEM-2,11,14,17,29,30, 34,36,41
Düşük	$0.05 - 0.08$	6	DEM-2,15,31,33,37,42
Şişmeyen	< 0.05	–	–

4.1.2. Örneklerin fiziko-kimyasal özellikleri

Zemin taneler arasında bulunan veya hareket halinde olan suyla (yeraltısuyu akışı) sürekli bir etkileşim halindedir. Dolayısıyla zemindeki suyun fiziko kimyasal özellikleri zeminin pH, tuzluluk ve elektiriksel iletkenlik vb. özelliklerini direk etkilediği gibi plastik limit, likit limit, şişme-büzülme, dayanım gibi mühendislik

özellikleri üzerinde de etkilidir (Sharma ve Lewis, 1994, Abdullah vd. 1999, Schmitz vd., 2004).

Bir çözeltinin asidik veya bazik olmasının ölçümü pH değeri ile ifade edilir. Bu değer çözeltideki hidrojen iyonlarının aktivitesiyle ölçülür. Ph değeri “0 – 14” arasında olup “7”den küçük değerler asitliği büyük değerler ise bazikliği gösterir. pH=7 olan zemin veya herhangi bir çözelti nötr olarak kabul edilir. Deniz suyu ve doğal suların Ph değerleri genellikle “7” den daha yüksektir. Asidik zeminlerin pH değeri “7” den küçüktür. pH değeri “7” den büyük zeminler ise alkali zemin olarak adlandırılırlar. Bu pH ölçümleri logaritmiktir yani pH=6 olan bir zemin pH=7 olan zeminden 10 kat pH=5 olan zemin ise 100 kat daha fazla asidiktir.

Doğal zeminler genellikle 2 – 11 arasında pH değerlerine sahiptir. Sülfürce zengin zeminlerde ise 2’den küçük pH değerleri görülebilir (Batjes, 1997). Bir zemin için özellikle dört pH değeri önemli bilgiler verir. pH’ın 4’ten küçük olması genellikle sülfitlerin oksidasyonundan kaynaklanan serbest asitlerin varlığına işaret eder. Zeminde pH 5.5’den küçük ise değişebilir Al^{+3} mevcuttur. 7.3 – 8.5 arasındaki pH değeri zeminde kalker ($CaCO_3$) varlığına işaret eder ve bu zeminlerin elektriksel iletkenliği yüksektir ($EC > 4$ dS/m). pH’ın 8.5’den yüksek olması ise sodyum karbonatın varlığına ve dolayısıyla önemli miktarda değişebilir Na bulunduğuna işaret eder. Bu tür zeminlerin elektriksel iletkenlikleri düşüktür ($EC < 4$ dS/m) (Soil Survey Staff, 1993).

Çalışmada kullanılan zemin örneklerin “6.50 – 9.60” arasında pH değerlerine sahiptir. Ancak sadece üç örneğin (DEM-21, 33, 43) pH değeri 7’den küçük yani asidiktir. Örneklerin 14 tanesi 7 – 8 arasında pH değerlerine sahip iken geriye kalan örneklerin pH değeri 8 den de büyüktür. Zemin örnekleri Soil Survey Staff (1993) tarafından verilen sınıflamaya göre Çizelge.4.9’da görüldüğü şekilde sınıflandırılabilir. Bu sınıflamaya göre zemin örneklerinin 4 tanesi orta- az asidik veya nötr, 36 örnek az-orta alkalidir. 8 örnek ise kuvvetli alkalidir.

Çizelge 4.9. Zemin örneklerinin pH değerlerine göre sınıflaması
(Soil Survey Staff, 1993)

pH	Açıklama	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
$\text{pH} \leq 4.0$	Aşırı asidik	–	
$4.0 < \text{pH} \leq 5.5$	Çok kuvvetli – Kuvvetli asidik	–	
$5.5 < \text{pH} \leq 7.3$	Orta – Az asidik ve Nötr	4	DEM–21,22,33,43
$7.3 < \text{pH} \leq 8.5$	Az – orta alkali	36	DEM–1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,17,18,23,24,25,26,27,28,29,31,32,34,35,36,38,39,41,44,45,46,47,48
$8.5 \geq \text{pH}$	Çok kuvvetli – Kuvvetli alkali	8	DEM–8,16,19,20,30,37,40,42

Tuzluluk, herhangi bir zemin örneğinde çözülmüş toplam tuz miktarını gösterir. Deneyler sonucunda elde edilen değer tuzluluk miktarını gösterir ancak bu tuzluluğa yol açan tuzların cinsi ve miktarı hakkında bir bilgi vermez. Bu tuzlar genellikle Ca, Mg ve Na tuzlarıdır. Zemin örneklerinde yapılan elektriksel iletkenlik deneylerinin sonuçlarına göre zeminler tuzluluk açısından sınıflandırılabilirler (USDA, 2007). Elektriksel iletkenlik (EC), herhangi bir maddenin elektrik akımlarını taşıyabilme kapasitesi olarak tanımlanır ve $\mu\text{S/m}$ veya dS/m birimleri ile ifade edilebilir. Zeminlerin elektriksel iletkenliği içerdikleri tuzlar, drenaj koşulları, organik madde içeriği gibi pek çok faktöre bağlı olarak gelişebilir.

Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin EC değerleri 0.34 – 18.07 dS/m arasındadır. Zemin örnekleri için yapılan elektriksel iletkenliğe bağlı olarak tuzluluk sınıflaması (USDA, 2007) Çizelge 4.10.'da verilmiştir. Bu sınıflamaya göre örneklerin büyük kısmı (26'sı) tuzlu değildir. Çok az ve az tuzlu 19 örnek bulunmaktadır. İki örnek orta derecede bir örnek ise çok tuzludur.

Çizelge 4.10. Zemin örneklerinin tuzluluk sınıflaması

Tuzluluk Sınıfı	Elektriksel İletkenlik (EC = dS/m)	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Tuzlu değil	< 2	26	DEM-3,5,6,7,8,9,10,14,16,17, 18,21,22,23,24,25,26,28,32,35, 36,38,40,43,44,45
Çok az tuzlu	2 – 4	16	DEM-1,4,11,12,13,19,20,27, 29,30,31,34,39,41,46,47
Az tuzlu	4 – 8	3	DEM-15,37,48
Orta derecede tuzlu	8 – 16	2	DEM-,2,42
Çok tuzlu	≥ 16	1	DEM-33

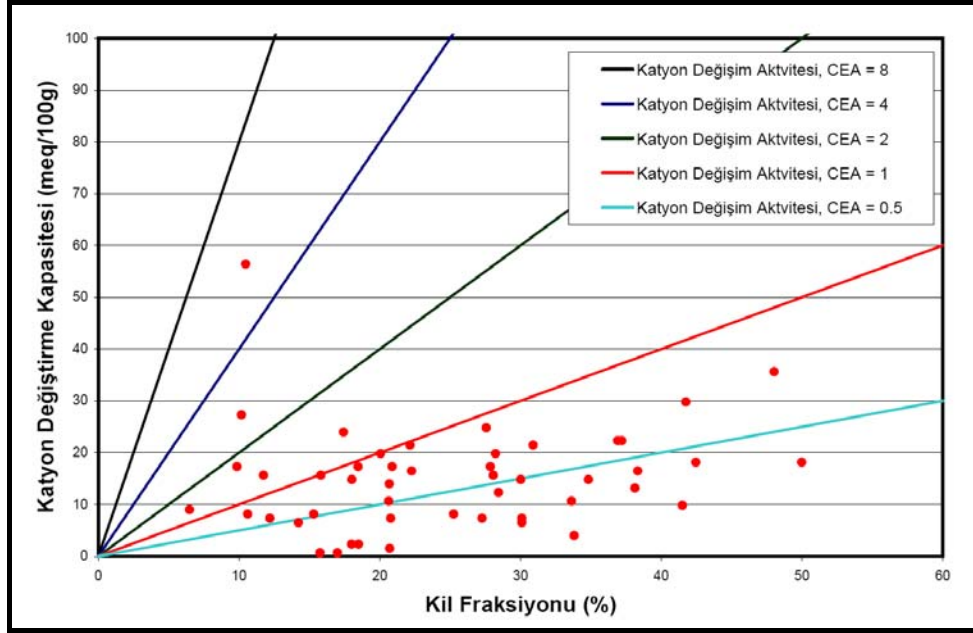
Katyon değiştirme kapasitesi, aktivitesi ve yüzey şarjı

Çok sayıda araştırma katyon değiştirme kapasitesinin ince taneli zeminlerin şişme başta olmak üzere pek çok özelliğini etkileyen en etkin unsur olduğunu ortaya koymaktadır. Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin katyon değiştirme kapasiteleri 0.68 meq/100g (DEM-35,39) ile 56.42 meq/100g (DEM-17) arasında değişmektedir. Ayrıca Na değiştirme kapasitesinin 0.01–18.70 meq/100g, potasyum değiştirme kapasitesinin ise 0.01–1.45 meq/100g arasında değiştiği belirlenmiştir.

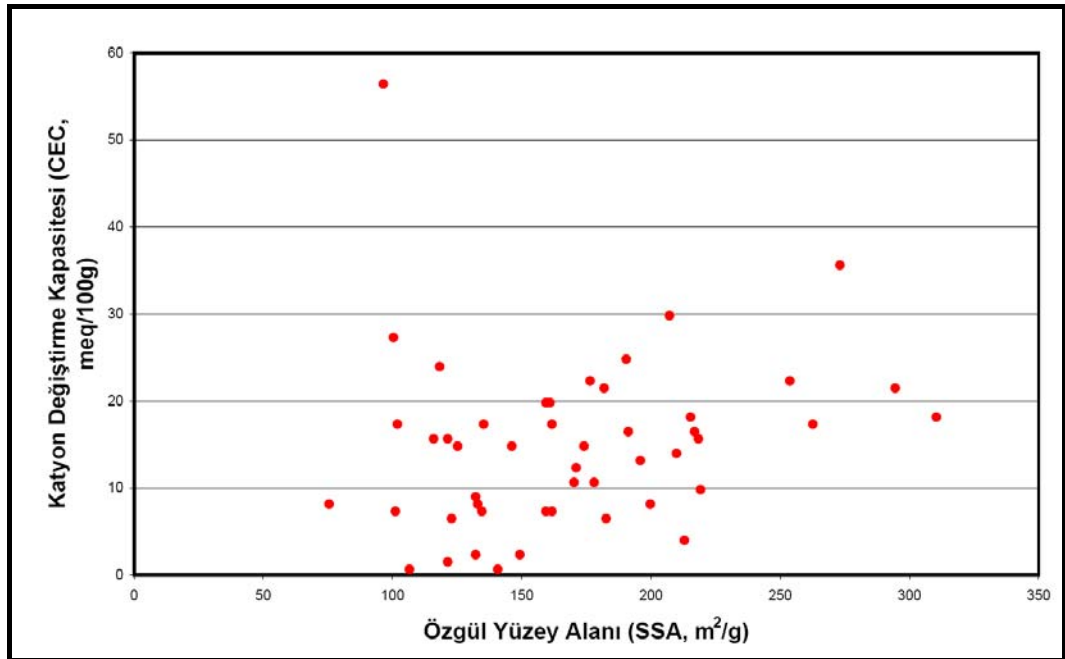
Katyon değiştirme kapasitesi (CEC) kil fraksiyonuna normalleştirildiğinde katyon değiştirme aktivitesi (CEA) bulunur. Şekil 4.5.'den de görüleceği üzere örneklerin katyon değişim aktiviteleri genellikle 0 – 0.5 ve 0.5 – 1 arası olmak üzere iki grupta kümelenmiştir. Bu durum örneklerdeki kil fraksiyonu arttıkça katyon değiştirme kapasitesinin de arttığını ve bu şekilde katyon değişim aktivitesinin sabit kaldığını göstermektedir (Davidson ve Sheerer, 1952).

Katyon değiştirme kapasitesi, killerin iki temel özelliği olan özgül yüzey alanı ve yüzey şarj yoğunluğunun (surface charge density, σ) bir fonksiyonu olarak ortaya çıkması nedeniyle killerin aktivitesini göstermesi bakımından da önemli bir indikatördür. Yüzey şarj yoğunluğu, katyon değiştirme kapasitesinin özgül yüzey alanına oranı ile tanımlanır ve meq/100m² birimi ile ifade edilir ve birim alana düşen şarj sayısını gösterir. Özgül yüzey alanı ve yüzey şarj yoğunluğu değerleri arasındaki farklılıklar, değişik kil mineralojisine sahip zeminlerin farklı davranış sebeplerini

açıklaması bakımından önemlidir (Uehara, 1982). Zemin örnekleri için bulunan yüzey şarj yoğunluğu değerlerinin $0.005 \text{ meq}/100\text{m}^2$ (DEM-39) – $0.585 \text{ meq}/100\text{m}^2$ (DEM-17) arasında değiştiği gözlenmiştir (Şekil 4.6.).



Şekil 4.5. Zemin örneklerinde katyon değişirme aktivitesi dağılımı



Şekil 4.6. Zemin örneklerinde yüzey şarj yoğunluğu dağılımı

4.1.3. Örneklerin mineralojik özellikleri ve element dağılımı

X-Işını Kırınımı bulguları

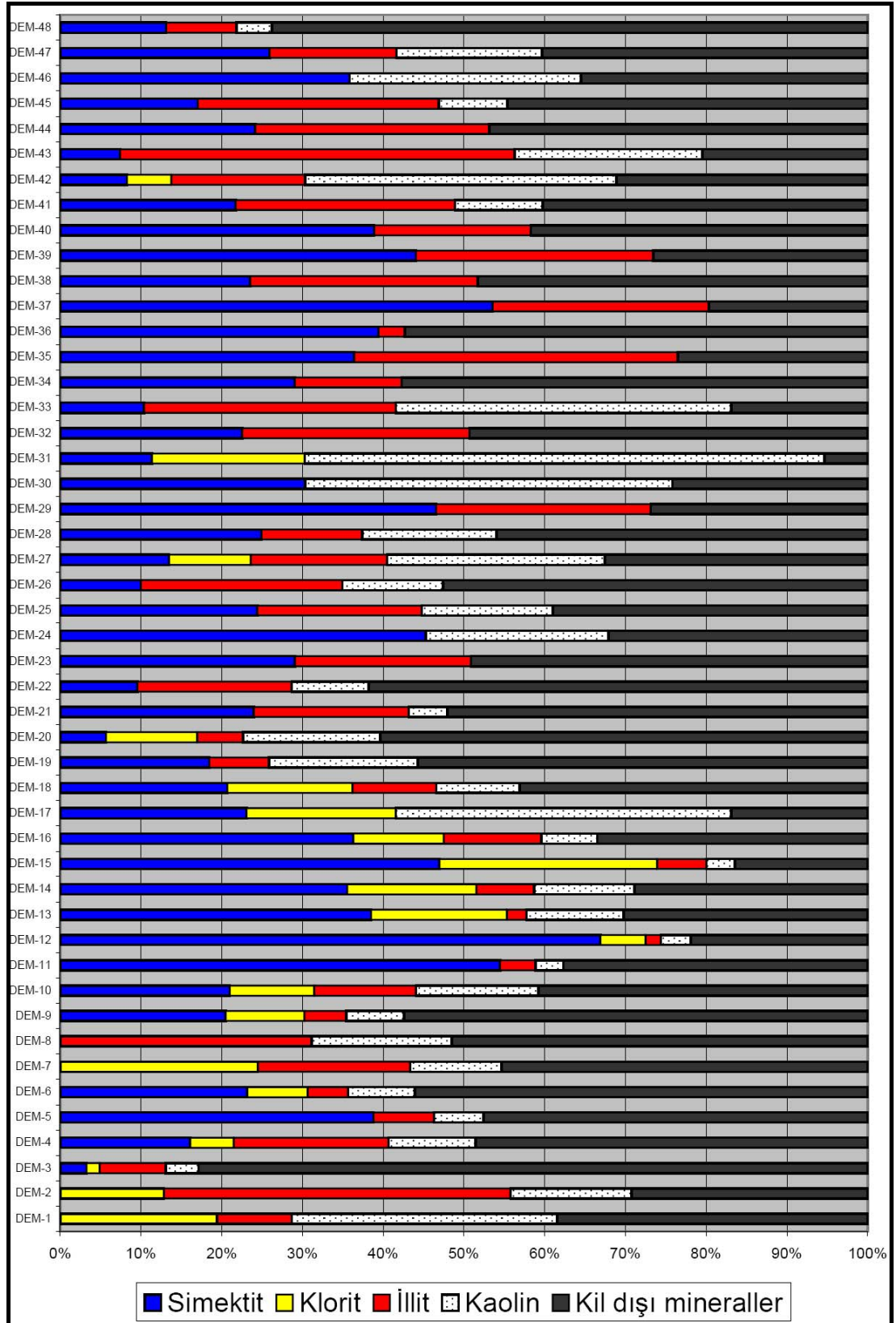
Zemin örnekleri çoğunlukla kuvars, kalsit, feldspat ve mika türü mineraller içermektedir. Bunların dışında bazı örneklerde seyrek olarak hematit, amfibol ve piroksen grubu minerallere de rastlanmıştır. Örneklerde kil minerali içeriği genellikle düşük olup simektit, kaolinit, illit, klorit gibi kil minerallerinden oluşmaktadır. Bazı örneklerde vermikülit, klorit ve serpantin grubu minerallere de rastlanmaktadır. Örneklerde % 4.61 (DEM-31) - % 74.32 (DEM-3) arasında değişen oranlarda kil harici mineraller (kuvars, feldspat, kalsit dolomit) bulunmaktadır. Kil minerallerinin dağılımı ise Şekil 4.7’de verilmiş olup simektit içeriği en fazla % 58.11 (DEM-12), illit içeriği en fazla % 40.87 (DEM-2), klorit içeriği en fazla % 26.97 (DEM-15) ve kaolin içeriği ise en fazla % 55.85 (DEM-31) olarak bulunmuştur (Şekil 4.6.).

XRF bulguları

Zemin örneklerinde demir (Fe), klor (Cl), potasyum (K), kalsiyum (Ca) ve silisyum (Si) elementlerinin miktarları XRF yöntemi ile belirlenmiştir. Buna göre örneklerde demir miktarı % 2.088 (DEM-48) – 10.232 (DEM-17), klor miktarı % 0.084 (DEM-44) – 0.529 (DEM-37), potasyum miktarı % 0.051 (DEM-48) – 4.689 (DEM-35), kalsiyum miktarı % 0.037 (DEM-17) – 22.783 (DEM-48) ve silisyum miktarı ise % 1.393 (DEM-3) – 23.741 (DEM-44) arasında değişmektedir.

4.1.4. Örneklerin karbonat ve organik madde içeriği

Zemin içerisindeki kalsiyum karbonat fosil kabuklarının mevcudiyetinden (özellikle denizel kökenli zeminlerde) veya diyajenetik evrelere bağlı olarak çözünme ve çökme sonucunda bulunabilir. Kalsiyum karbonatın varlığı zemin taneleri arasında bağlayıcı bir vazife görmesinden dolayı önemlidir ve bu sebeple zeminlerin dayanımı üzerinde olumlu yönde etkisi genel geçer olarak çok iyi bilinmektedir. Özellikle şişebilen problemlili zeminlerde kireç (CaCO_3) ekleyerek iyileştirme yöntemi en iyi bilinen ve en sık kullanılan yöntemlerden biridir. Bu çalışmada kullanılan zemin örnekleri için gazometrik hacimsel yöntemle belirlenen karbonat oranları 0 - % 89.38



Şekil 4.7. Zemin örneklerinde kil minerallerinin dağılımı

arasında değişmektedir. Zemin örnekleri kalsiyum karbonat içeriğine göre sınıflandığında, örneklerin 25 tanesinin kalsiyum karbonat açısından oldukça zengin olduğu, 4 tanesinin orta derecede kalkerli olduğu, 8 tanesinin az – çok az kalker içerdiği ve 11 tanesinin ise kalkerce fakir olduğu veya kalker içermediği anlaşılmaktadır (Çizelge 4.11.).

Organik madde içeriği % 2’den az olan zeminler genellikle inorganik zeminler olarak kabul edilmekte ve % 2’den fazla olanlar ise organik zemin olarak sınıflanmaktadır. Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin organik madde içerikleri % 0–4.8 arasında değişmektedir. Myslinska (2003) Avrupa Standardizasyon Komitesi tarafından ISO (2001a ve 2001b) standartları göz önüne alınarak organik zeminlerin genellikle koyu renkleri ve tipik kokuları ile diğer zeminlerden ayrılabilceğini bildirmektedir. Bu sınıflamaya göre organik madde içeriği %2-6 arasında olan zeminler az-organik, %6-20 arasında olanlar orta-organik ve %20’den çok olanlar ise çok-organik zeminler olarak ayrılmıştır. Bu sınıflama kullanılarak yapılan değerlendirmede zeminlerin yarısının az-organik zemin olarak tanımlanabileceği görülmektedir. Öte yandan geriye kalan yarısı ise organik değildir (Çizelge 4.12.).

Çizelge 4.11. Zemin örneklerinin CaCO₃ içeriğine göre sınıflanması (van der Veer 2006’dan değiştirilerek alınmıştır)

Sınıflama	CaCO ₃ İçeriği (%)	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Kalkerli değil	< % 0.5	11	DEM–17,21,22,24,26,31,35, 43,44,45,47
Çok Az Kalkerli	% 0.5 – % 1	1	DEM–25,
Az Kalkerli	% 1 – % 5	7	DEM–11,14,15,36,38,39,46
Orta Kalkerli	% 5 – % 10	4	DEM–29,30,33,42
Çok Kalkerli	> %10	25	DEM–1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,12, 13,16,18,19,20,23,27,28,32,34, 37,40,41,48

Çizelge 4.12. Zemin örneklerinin organik madde içeriğine göre sınıflandırılması

Organik Zemin Sınıfı	Organik Madde İçeriği (%)	Örnek Sayısı	Örnek Numaraları
Organik değil	< % 2	24	DEM-4,6,7,8,9,10,11,12,14,18,19,20,24,25,32,35,36,37,38,41,43,45,46,48
Az Organik	% 2 – % 6	24	DEM-1,2,3,5,13,15,16,17,21,22,23,26,27,28,29,30,31,33,34,39,40,42,44,47
Orta Organik	% 6 – % 20	–	–
Çok Organik	> %20	–	–

4.1.5. Örneklerin spektral özellikleri

Zeminin spektroskopik özelliklerinin belirlenmesi oldukça kolay ve kısa zamanda tamamlanabilen bir çalışmadır. Bu sebeple özellikle zahmetli örnek hazırlama süreçleri gerektiren zemin mekaniği deneylerine kıyaslandığında mühendislik özelliklerinin spektroskopik yöntemlerle belirlenebilmesi son zamanlarda ilgi çeken bir araştırma konusudur. Bu amaçla zemin örneklerinin bazı spektroskopik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Alan, derinlik ve asimetri gibi spektroskopik özellikler ~1400, ~1900 ve ~2200 nm dalga boyları için hesaplanmıştır. Bulunan değerler Çizelge 4.13.'de özetlenmiştir.

Çizelge 4.13. Zemin örneklerinin belirlenen spektroskopik özellikleri

Dalga Boyu	Özellik	En küçük değer	En büyük değer
~1400 nm	Alan	2,413 (DEM-33)	20,764 (DEM-15)
	Derinlik	0,050990 (DEM-9)	0,237165 (DEM-15)
	Asimetri	0,376665 (DEM-18)	0,964406 (DEM-43)
~1900 nm	Alan	0,423 (DEM-43)	46,126 (DEM-15)
	Derinlik	0,013814 (DEM-43)	0,447443 (DEM-15)
	Asimetri	0,274668 (DEM-8)	0,674937 (DEM-43)
~2200 nm	Alan	0,139 (DEM-31)	16,017 (DEM-24)
	Derinlik	0,008703 (DEM-31)	0,270579 (DEM-24)
	Asimetri	0,422337 (DEM-17)	1,613964 (DEM-24)

4.2.İstatistiksel Bulgular

4.2.1. Tanımlayıcı istatistiki bilgiler

Zemin örneklerinin ölçülen değişik özelliklerine ait tanımlayıcı istatistiki bilgiler Çizelge 4.14.'te görülmektedir. Buradan da anlaşılabacağı gibi örneklerin silt fraksiyonu % 15.99 – % 69.51 arasında değişmektedir. Kil fraksiyonu ise % 6.48 – % 49.98 arasında değişmekte olup ortalama kil içeriği % 24.96'dır. Atterberg Limitlerinin (LL, PL, PI) ortalamaları örneklerin orta-yüksek plastik olduklarını göstermektedir. Katyon değiştirme kapasitesi (CEC) 0.68–56.42 meq/100g arasında değişmesine rağmen ortalaması 14.86 meq/100g olup yüksek değildir. Zemin örneklerinin aktivite değerleri 0.51 – 4.61 arasında değişmekte olup ortalaması 1.22'dir. Bu dağılım aktif ve aktif olmayan killeri gösterirken ortalama değer normal killeri işaret etmektedir.

XRD analizlerine göre örneklerdeki simektit içeriği % 0–58 arasında değişmekte olup ortalama değer % 22'dir. Kaolin de simektit gibi geniş bir dağılım göstermesine rağmen (% 0–55) ortalaması daha düşüktür (% 11). Örnekler ortalama % 14 illit içermekte olup örneklerdeki illit miktarı % 0–40 arasında değişmektedir. Örnekler en fazla % 26 oranında klorit içerirler. Genellikle örneklerdeki klorit miktarı düşüktür (ortalama % 4.5). Kil mineralleri haricinde örneklerdeki kuvars, kalsit ve feldspat oranları birbirlerine yakın bir dağılım gösterirler. Dolomit ise daha dar bir aralıkta değişim gösterir ve örneklerde ortalama % 2 civarında dolomit bulunmaktadır.

pH değerleri zemin örneklerinin orta asidik (6.5) kuvvetli alkali (9.6) arasında değiştiğini; ortalama (8.13) olarak ise az-orta alkali olduğunu göstermektedir. Öte yandan organik madde miktarı ise iyi drene olan zeminlerde “0” değerini alırken drenajın daha kötü olduğu zeminlerde 4.80'e kadar çıkmaktadır. Organik madde için ortalama değer 2.26 olup zemin örneklerinin ortalama olarak az organik ve nispeten drenaj koşullarının iyi olduğunu gösterir.

Çizelge 4.14. Zemin örneklerinin tanımlayıcı istatistiksel özellikleri

Özellik	n	Minimum	Maksimum	Ortalama	Std. Sapma
Kum	48	2.83	51.99	25.50	13.98
Silt	48	15.99	69.51	46.44	11.35
Kil	48	6.48	49.98	24.96	10.75
Likit Limit	48	0.00	105.97	52.14	21.57
Platik Limit	48	0.00	44.66	25.13	9.17
Plastisite İndisi	48	0.00	70.07	27.01	14.37
Büzülme Limiti	48	11.34	31.22	15.88	3.58
Büzülme Oranı	48	1.29	1.90	1.61	0.13
Hacimsel Büzülme	48	39.85	214.45	96.05	35.13
Büzülme İndisi	48	0.00	30.15	9.96	8.09
Dane Birim Hacim Ağırlık	48	2.54	2.82	2.72	0.05
Aktivite	48	0.51	4.61	1.22	0.74
Özgül Yüzey Alanı	48	75.54	310.44	169.18	53.44
İzafi Aktivite	48	0.06	0.56	0.18	0.10
Özgül Yüzey Aktivitesi	48	4.78	20.40	7.47	2.64
Serbest Şişme İndisi	48	1.00	4.30	1.39	0.53
Maksimum pF	48	5.52	6.80	6.39	0.28
Zemin-Su Karakteristik Eğrisinin Eğimi	48	-0.30	-0.05	-0.12	0.05
Organik Madde Miktarı	48	0.00	4.80	2.26	1.23
Toplam CaCO ₃	48	0.00	89.38	16.06	19.24
pH	48	6.50	9.60	8.13	0.58
Elektriksel İletkenlik	48	34.00	1807.00	281.57	311.27
Tuzluluk	48	0.02	0.91	0.14	0.16
Sodyum Değişirme Kapasitesi	48	0.01	18.70	1.13	2.89
Potasyum Değişirme Kapasitesi	48	0.01	1.45	0.60	0.40
Toplam Katyon Değişirme Kapasitesi	48	0.68	56.42	14.86	9.93
Yüzey Şarjı Yoğunluğu	48	0.01	0.59	0.10	0.09
Katyon Değişirme Aktivitesi	48	0.04	5.39	0.74	0.84
Sodyum Değişirme Aktivitesi	48	0.00	0.66	0.04	0.10
Potasyum Değişirme Aktivitesi	48	0.00	0.08	0.03	0.02
~1400 nm Dalgaboyunda Alan	48	2.41	20.76	7.61	4.43
~1400 nm Dalgaboyunda Asimetri	48	0.38	0.96	0.58	0.14
~1400 nm Dalgaboyunda Derinlik	48	0.05	0.24	0.11	0.04
~1900 nm Dalgaboyunda Alan	48	0.42	46.13	21.21	9.95
~1900 nm Dalgaboyundad Asimetri	48	0.27	0.67	0.33	0.06
~1900 nm Dalgaboyunda Derinlik	48	0.01	0.45	0.22	0.10
~2200 nm Dalgaboyunda Alan	48	0.14	16.02	9.15	2.88
~2200 nm Dalgaboyunda Asimetri	48	0.42	1.61	0.84	0.17
~2200 nm Dalgaboyunda Derinlik	48	0.01	0.27	0.13	0.04
Demir (Fe)	48	2.09	10.23	4.57	1.50
Klor (Cl)	48	0.08	0.53	0.33	0.08
Potasyum (K)	48	0.05	4.69	2.34	1.58
Kalsiyum (Ca)	48	0.04	22.78	4.85	5.03
Silis (SiO)	48	1.39	23.74	7.17	5.29
Dolomit	48	0.00	26.52	2.35	4.61
Kalsit	48	0.00	59.37	11.30	14.44
Kuvars	48	0.00	44.20	12.49	9.96
Feldspat	48	0.00	45.57	9.93	9.03
Simektit	48	0.00	58.11	22.14	14.47
İllit	48	0.00	40.87	14.44	11.12
Kaolinit	48	0.00	55.85	11.77	12.30
Klorit	48	0.00	26.97	4.57	7.03

Spektroskopik özellikler incelendiğinde zemin örneklerinin ışığı emme ve yansıtma özelliklerinin ~1900 nm dalgaboyunda daha fazla alan kapladığı (ortalama 21.21) , ~1400 nm ve ~2200 nm dalgaboyunda kapladıkları alanların ise (sırasıyla ortalama 7.61 ve 9.15) birbirlerine daha yakın olduğu görülmektedir. Asimetri özelliklerine bakıldığında ~1900 nm dalgaboyunda ortalama değerlerin düşük (~0.33), ~2200 nm dalgaboyunda ise yüksek (~0.84) olduğu gözlenmektedir. Ortalama derinlik değerleri ise ~1400 nm dalgaboyunda düşük (~0.11), ~1900 nm dalgaboyunda yüksektir (~0.22).

4.2.2. Korelasyon analizleri

Zemin örneklerinin birbirleriyle ilişkili olan özelliklerini belirlemek için Pearson yöntemi ile oluşturulan korelasyon matrisi Ek-1’de verilmiştir. Buna göre serbest şişme indisi (FSİ) ile likit limit, plastik limit ve plastisite indisi arasında sırasıyla $R= 0.685$, 0.525 ve 0.693 olan güçlü ve istatistiksel olarak anlamlı ($p=0$) ilişki bulunmaktadır. FSİ ile pH değeri ($R=0.423$) ve tuzluluk ($R=0.433$) arasında orta kuvvette bir ilişki vardır. Aktivite ve serbest şişme indisi arasında da orta kuvvetli bir ilişki bulunmuştur ($R=0.399$ $p=0$). FSİ ile katyon değiştirme kapasitesi arasında bir ilişki gözlenmemesine rağmen Na değiştirme kapasitesi ile FSİ arasında kuvvetli ($R=0.594$, $p=0$) ve anlamlı bir ilişki gözlenmektedir. Benzer ilişki FSİ ile Na değiştirme aktivitesi arasında da görülmektedir ($R=0.569$, $p=0$). İzafî aktivite ve FSİ arasında kuvvetli bir doğrusal ilişki gözlenmektedir ($R=0.569$, $p=0$). FSİ ile zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi arasında da orta kuvvetli ve istatistiksel olarak anlamlı doğrusal ilişki bulunmaktadır ($R=0.443$, $p=0$).

Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ile likit limit, plastik limit ve plastisite indisi arasında kuvvetli ve istatistiksel olarak anlamlı doğrusal bir ilişki gözlenmektedir ($R=$ sırasıyla 0.677 , 0.668 , 0.590 ve $p=0$). Büzülme oranı ile kuvvetli bir ters orantı ($R=-0.739$, $p=0$) ve hacimsel büzülme ile ise kuvvetli doğrusal ilişki ($R=0.632$, $p=0$) göstermektedir. Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ile aktivite ve izafî aktivite arasında orta kuvvette doğrusal ($R=0.338$, 0.475 $p=0$), yüzey alanı aktivitesi ile ise

orta kuvvetli negatif ilişki ($R=-0.386$, $p=0$) gözlenmektedir. Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi elektriksel iletkenlik ile (ve dolayısıyla tuzluluk) orta kuvvette ($R=0.433$, $p=0$) doğrusal bir ilişki göstermektedir. Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ile katyon değiştime kapasitesi arasında bir ilişki gözlenmemekle beraber potasyum değiştime kapasitesi ile orta kuvvetli ($R=0.386$, $p=0$) bir ilişki bulunmuştur. Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ile spektroskopik özellikler arasında da korelasyonlar gözlenmektedir: ~ 1400 nm – ~ 1900 nm dalgaboyundaki alan değerleri ve ~ 1900 nm dalgaboyunda derinlik değeri ile orta kuvvetli doğrusal ilişki gözlenmektedir ($R=0.286$, 0.328 , 0.355 , $p<0.05$). Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ile XRF verilerine göre silis miktarı arasında orta kuvvetli ters bir orantı ($R=-0.408$, $p<0.05$), XRD verilerine göre bulunan kuvars miktarı arasında ise kuvvetli, ters yönlü bir ilişki ($R=-0.647$, $p=0$) gözlenmesi oldukça ilgi çekicidir. Klorit miktarı ile de orta kuvvetli bir ilişki gözlenmektedir ($R=0.317$, $p=0$).

Kil fraksiyonun artması özgül yüzey alanında artışa yol açmaktadır ($R=0.775$, $p=0$); örneklerde silt fraksiyonun artması ise özgül yüzey alanını azaltmaktadır ($R=-0.445$, $p=0$). Özgül yüzey alanı ile büzülme limiti, aktivite, izafi aktivite, yüzey şarj yoğunluğu, katyon değiştime kapasitesi ve katyon değiştime aktivitesi arasında orta kuvvetli negatif korelasyon gözlenmektedir (Bkz. Ek-1).

Özgül yüzey alanının kil yüzdesine oranı ile tanımlanan özgül yüzey aktivitesi ile likit limit, plastik limit ve plastisite indisi arasında kuvvetli negatif korelasyon gözlenmektedir ($R=-0.533$, -0.522 , -0.497 ve $p=0$).

Katyon değiştime kapasitesinin kil fraksiyonuna göre normalleştirilmesiyle bulunan katyon değişim aktivitesi ile illit arasında orta kuvvetli negatif korelasyon ($R=-0.326$, $p<0.05$) ve kaolin miktarı arasında orta kuvvetli doğrusal ilişki ($R=-0.302$, $p<0.05$) bulunmuştur. Öte yandan sodyum değişim kapasitesinin kil fraksiyonuna oranı ile bulunan sodyum değiştime aktivitesi ile plastisite indisi ve hacimsel büzülme arasında orta kuvvetli doğrusal korelasyon ($R=0.287$, 0.293 , $p<0.05$) gözlenmektedir. Benzer şekilde belirlenen potasyum değiştime aktivitesi ile spektroskopik özelliklerden ~ 1900 nm dalgaboyunda alan, derinlik değerleri ($R=0.294$, 0.371 , $p=0$)

orta kuvvetli pozitif korelasyon ve ~2200 nm dalgaboyunda asimetri değerleri ($R=-0.432$, $p=0$) arasında orta kuvvetli negatif korelasyon bulunmaktadır. Potasyum değiştirme aktivitesi ayrıca emme parametrelerinden maksimum pF değeri ile orta kuvvette korele edilebilmektedir ($R=0.334$, $p<0.05$).

Katyon değiştirme kapasitesinin özgül yüzey alanına oranı ile tanımlanan yüzey şarj yoğunluğu, katyon değiştirme aktivitesi ile çok kuvvetli doğrusal bir ilişki göstermektedir ($R=0.960$, $p=0$). Yüzey şarj yoğunluğu ile zeminin spektroskopik özelliklerden ~2200 nm dalgaboyundaki alan, asimetri ve derinlik değerleri arasında orta kuvvetli negatif korelasyon vardır (Bkz. Ek-1). Yüzey şarj yoğunluğu ile illit miktarı arasında da orta kuvvetli negatif korelasyon gözlenmiştir ($R=-0.360$, $p<0.05$).

4.2.3. Regresyon analizleri

Zemin özelliklerinin birbirlerine etkisini modellemek amacıyla regresyon analizleri yapılmıştır. Serbest şişme indisi ve zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi üzerinde diğer bağımsız değişkenlerin etkilerini ortaya koymak ve uygun modelleri ortaya çıkarmak için yapılan regresyon analizleri aşağıda verilmektedir.

Regresyon analizlerine göre serbest şişme indisi hacimsel büzülme, Na-değiştirme kapasitesi ve kil fraksiyonu ile istatistiksel olarak modellenebilmektedir ve modelin geçerliliği $R^2 = \% 76.8$ 'dir (Çizelge 4.15.). Bu modele göre Eşitlik 4.1 yazılabilir.

Çizelge 4.15. Serbest şişme indisi için model özeti

Model	R	R^2	Düzeltilmiş R^2	Modelin standart sapması
1	0.779(a)	0.606	0.597	0.33818
2	0.853(b)	0.728	0.715	0.28442
3	0.877(c)	0.768	0.752	0.26560

a Model elemanları: (Sabit), Hacimsel Büzülme

b Model elemanları: (Sabit), Hacimsel Büzülme, Na-değiştirme kapasitesi

c Model elemanları: (Sabit), Hacimsel Büzülme, Na-değiştirme kapasitesi, Ağırlıkça kil yüzdesi

$$FSI = 0,501 + 0,11 \cdot V_s + 0,70 \cdot Na_{CEC} - 0,12 \cdot C \quad (\pm 0,26) \quad (4.1)$$

Model katyon değiştime aktivitelei de göz önüne alınarak oluşturulduğunda Eşitlik 4.2 yazılabilir ($R^2 = \% 76.8$).

$$FSI = 0.454 + 0.12 \cdot V_s + 2.012 \cdot A_{Na-EC} - 0.10 \cdot C \quad (\pm 0,26) \quad (4.2)$$

Eşitliklerde FSI : Serbest şişme indisi
 V_s : Hacimsel bzlme
 Na_{CEC} : Sodyum değiştirme kapasitesi
 A_{Na-EC} : Sodyum değiştirme aktivitesi
 C : Ağırlıkça kil %'sidir.

Oluşturulan emme modellerinde ise farklı bileşenler ne çıkmaktadır. Maksimum pF değerinin (toplam emme) modellenmesinde feldspat ve kuvars miktarı gibi mineralojik özellikler ile ~1400 ve ~1900 nm dalgaboylarındaki spektrometrik özellikler baskındır. Maksimum pF değeri için oluşturulan modellerin güvenilirliği izelge 4.16.'da görülmektedir. Bunlardan $R^2 = 0.646$ ve 0.701 olan 3 ve 4 numaralı modeller Eşitlik 4.3 ve 4.4'le gösterilmektedir.

$$pF = 5.682 + 2.318 \cdot D_{1900} + 0.009 \cdot Feldspat + 0.009 \cdot Ku \text{ var } s \quad (4.3)$$

$$pF = 5.689 + 4.017 \cdot D_{1900} + 0.009 \cdot Feldspat + 0.012 \cdot Ku \text{ var } s - 3.976 \cdot A_{1400} \quad (4.4)$$

Eşitliklerde pF : Toplam emme
 D_{1900} : ~1900 nm dalgaboyunda derinlik değeri,
 A_{1400} : ~1400 nm dalgaboyunda alan değeri,
 $Feldspat$: XRD analizi ile belirlenen feldspat %'si,
 $Kuvars$: XRD analizi ile belirlenen kuvars %'sidir.

Çizelge 4.16. Maksimum pF (toplam emme) değeri için model zeti

Model	R	R^2	Dzeltişmiş R^2	Modelin standart sapması
1	0.731(a)	0.535	0.524	0.195526
2	0.761(b)	0.579	0.560	0.188130
3	0.804(c)	0.646	0.621	0.174492
4	0.837(d)	0.701	0.672	0.162372

a Model elemanları: (Sabit), D_{1900}

b Model elemanları: (Sabit), D_{1900} , Feldspat

c Model elemanları: (Sabit), D_{1900} , Feldspat, Kuvars

d Model elemanları: (Sabit), D_{1900} , Feldspat, Kuvars, A_{1400}

Zemin – su karakteristik eğrisi için oluşturulan modellerde ise büzülme oranı ile kuvars, kaolin içeriği gibi mineralojik etmenler ön plana çıkmaktadır. Oluşturulan modeller istatistiksel olarak anlamlıdır (Çizelge 4.17.). Bu modeller Eşitlik 4.5 ve 4.6'daki gibi ifade edilebilir.

$$\Delta pF/\Delta w = -0.162 + 0.001 \cdot V_s - 0.002 \cdot Ku \text{ var } s \quad (4.5)$$

$$\Delta pF/\Delta w = -0.173 + 0.001 \cdot V_s - 0.002 \cdot Ku \text{ var } s + 0.001 \cdot Kaolin \quad (4.6)$$

Eşitliklerde $\Delta pF/\Delta w$: Zemin – Su karakteristik eğrisinin eğimi
 V_s : Hacimsel büzülme
 Ku : XRD analizi ile belirlenen kuvars %'si,
 $Kaolin$: XRD analizi ile belirlenen kaolin %'sidir.

Çizelge 4.17. Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi için model özeti

Model	R	R ²	Düzeltilmiş R ²	Modelin standart sapması
1	0.611(a)	0.373	0.359	0.0370892
2	0.737(b)	0.544	0.522	0.0320098
3	0.772(c)	0.596	0.568	0.0304562

a Model elemanları: (Sabit), Hacimsel Büzülme

b Model elemanları: (Sabit), Hacimsel Büzülme, Kuvars,

c Model elemanları: (Sabit), Hacimsel Büzülme, Kuvars, Kaolin

Hacimsel büzülme (V_s) için yapılan regresyon modelleri ise likit limit, serbest şişme indisi, özgül yüzey alanı ve ~2200 nm dalgaboyunda asimetri özelliğini kapsamaktadır. Bu şekilde oluşturan modeller Eşitlik 4.7 – 4.10'da gösterilmiş olup istatistiksel olarak güvenilirlikleri Çizelge 4.18'de özetlenmiştir.

$$V_s = 7.906 + 1.645 \cdot LL \quad (4.7)$$

$$V_s = 3.029 + 1.287 \cdot LL + 17.408 \cdot FSI \quad (4.8)$$

$$V_s = -16.465 + 1.260 \cdot LL + 17.844 \cdot FSI + 0.119 \cdot SSA \quad (4.9)$$

$$V_s = 3.892 + 1.221 \cdot LL + 17.591 \cdot FSI + 0.168 \cdot SSA - 31.622 \cdot A_{sy2200} \quad (4.10)$$

Eşitliklerde V_s : Hacimsel büzülme
 LL : Likit limit
 FSI : Serbest şişme indisi
 SSA : Özgül yüzey alanı
 Asy_{2200} : ~2200 nm dalgaboyunda asimetri değeridir.

Çizelge 4.18. Hacimsel büzülme için model özeti

Model	R	R ²	Düzeltilmiş R ²	Modelin standart sapması
1	0.895(a)	0.801	0.796	15.73708
2	0.913(b)	0.834	0.826	14.54756
3	0.931(c)	0.866	0.857	13.19240
4	0.940(d)	0.884	0.872	12.45333

a Model elemanları: (Sabit), LL

b Model elemanları: (Sabit), LL, FSI

c Model elemanları: (Sabit), LL, FSI, SSA

d Model elemanları: (Sabit), LL, FSI, SSA, ~2200 nm dalagaboyunda asimetri değeri

Büzülme oranının (R) tahmini için yapılan model çalışmalarında ise likit limit, kation değiştirme aktivitesi, özgül yüzey alanı ve zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi önem kazanmaktadır. Modeller istatistiksel olarak güvenilir olup (Çizelge 4.19.) Eşitlik 4.11 – 4.14’de ifade edilmiştir. Eşitlik 4.15 ise yüzey şarjının etkisi de göz önüne alınarak oluşturulan modeli ifade etmektedir.

$$R = 1.906 - 0.006 \cdot LL \quad (4.11)$$

$$R = 1.732 - 0.004 \cdot LL - 0.869 \cdot \Delta pF / \Delta w \quad (4.12)$$

$$R = 1.779 - 0.005 \cdot LL - 0.759 \cdot \Delta pF / \Delta w - 0.030 \cdot A_{CEC} \quad (4.13)$$

$$R = 1.836 - 0.004 \cdot LL - 0.760 \cdot \Delta pF / \Delta w - 0.035 \cdot A_{CEC} - 0.0003 \cdot SSA \quad (4.14)$$

$$R = 1.781 - 0.004 \cdot LL - 0.739 \cdot \Delta pF / \Delta w - 0.273 \cdot \sigma \quad (4.15)$$

Eşitliklerde R : Büzülme oranı
 LL : Likit limit
 $\Delta pF / \Delta w$: Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi
 A_{CEC} : Kation değiştirme aktivitesi
 SSA : Özgül yüzey alanı
 σ : Yüzey şarj yoğunluğu’dur.

Çizelge 4.19. Büzülme oranı için model özeti

Model	R	R ²	Düzeltilmiş R ²	Modelin standart sapması
1	0.851(a)	0.724	0.718	0.06581
2	0.889(b)	0.791	0.781	0.05798
3	0.909(c)	0.827	0.814	0.05338
4	0.919(d)	0.845	0.829	0.05117
5	0.909(e)	0.826	0.813	0.05355

a Model elemanları: (Sabit), LL

b Model elemanları: (Sabit), LL, Zemin-su karakteristik eğrisinin eğimi

c Model elemanları: (Sabit), LL, Zemin-su karakteristik eğrisinin eğimi, Katyon değ. aktivitesi

d Model elemanları: (Sabit), LL, Zemin-su karakteristik eğrisinin eğimi, Katyon değiştirme aktivitesi, Özgül yüzey alanı

e Model elemanları: (Sabit), LL, Zemin-su karakteristik eğrisinin eğimi, yüzey şarj yoğunluğu

Likit limitin tahmini için oluşturulan modellerde ise hacimsel büzülme, aktivite, tuzluluk, kil miktarı, ~1900 nm dalgaboyunda derinlik değeri ve özgül yüzey alanı yer almaktadır. Modeller için bulunan güvenilirlik R²= % 80 - % 92 arasında değişmekte olup oldukça yüksektir. Likit limit için oluşturulan modeller aşağıdaki eşitliklerle ifade edilmektedir.

$$LL = 6.991 + 0.487 \cdot V_s \quad (4.16)$$

$$LL = 4.929 + 0.424 \cdot V_s + 6.688 \cdot A \quad (4.17)$$

$$LL = 5.974 + 0.388 \cdot V_s + 6.527 \cdot A + 19.759 \cdot Tuzluluk \quad (4.18)$$

$$LL = -1.052 + 0.287 \cdot V_s + 11.229 \cdot A + 18.441 \cdot Tuzluluk + 0.440 \cdot C \quad (4.19)$$

$$LL = -4.369 + 0.217 \cdot V_s + 11.448 \cdot A + 26.397 \cdot Tuzluluk + 0.477 \cdot C + 34.494 \cdot D_{1900} \quad (4.20)$$

$$LL = 1.104 + 0.212 \cdot V_s + 10.989 \cdot A + 25.826 \cdot Tuzluluk + 0.709 \cdot C + 34.063 \cdot D_{1900} - 0.059 \cdot SSA \quad (4.21)$$

Eşitliklerde LL : Likit limit
 V_s : Hacimsel büzülme
 A : Aktivite
 C : Kil fraksiyonu (ağırlıkça kil %'si)
 D_{1900} : ~1900 nm dalgaboyunda derinlik
 SSA : Özgül yüzey alanı'dır.

Buraya kadar oluşturulan modellerde ve verilen eşitliklerde çeşitli zemin özelliklerinin tahmin edilmesinde model güvenilirliklerinin yüksek olmasına rağmen kullanılan parametre sayısının oldukça fazla olduğu görülmektedir. Daha basit modellerin oluşturulması için tüm parametreler yerine belirli parametreleri seçerek yapılan regresyon analizlerinde ise aşağıdaki modeller elde edilmiştir.

Likit limitin tahmin edilebilmesi için katyon değiştirme kapasitesi, mineralojik özellikler, kil içeriği ve fiziko-kimyasal özellikler kullanılarak oluşturulan regresyon modelleri sonucunda Eşitlik 4.22 yazılabilir. Bulunan model için $R^2 = \%51.6$ olup standart sapması oldukça yüksektir ($\pm 15,68$).

$$LL = 14.117 + 0.032 \cdot EC + 13.281 \cdot K_{CEC} + 0.415 \cdot Simektit + 0.479 \cdot C \quad (4.22)$$

Eşitlikte LL : Likit limit
 EC : Elektriksel iletkenlik
 K_{CEC} : Potasyum değiştirme kapasitesi
 C : Kil fraksiyonudur (ağırlıkça kil %'si).

Aynı parametrelerle yapılan regresyon analizlerinde hacimsel büzülme için model bileşenlerinin likit limite aynı olduğu gözlenmiştir (Eşitlik 4.23). Bulunan modelin güvenilirliği ($R^2 = \% 56.7$) daha yüksek ancak standart sapması da daha fazladır ($\pm 24,16$).

$$Vs = 28.724 + 0.047 \cdot EC + 24.059 \cdot K_{CEC} + 0.804 \cdot Simektit + 0.882 \cdot C \quad (4.22)$$

Eşitlikte Vs : Hacimsel Büzülme
 EC : Elektriksel iletkenlik
 K_{CEC} : Potasyum değiştirme kapasitesi
 C : Kil fraksiyonudur (ağırlıkça kil %'si).

Serbest şişme indisinin tahmin edilmesi için ise Eşitlik 4.23 üretilmiştir. Analizlerde aynı parametreler kullanılmış olmasına rağmen bu şekilde oluşturulan modelde simektit miktarının ve sodyum değiştirme kapasitesinin önemli olduğu görülmüştür. Ancak modelin istatistiksel olarak güvenilirliği yukarıda anlatılan modellerdeki kadar yüksek değildir ($R^2 = \% 46.1$, standart sapma: 0.39). Benzer şekildeki modelleme zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi için yapıldığında elektriksel iletkenlik ve potasyum değiştirme kapasitesinin önemi ortaya çıkmaktadır

($R^2 = \% 34.4$, standart sapma: 0.42). Her iki model de istatistiksel olarak fazla güvenilir değildir. Ancak modeli oluşturan değişkenleri ortaya koyması açısından önemlidir.

$$FSI = 0.999 + 0.110 \cdot Na_{CEC} + 0.120 \cdot Simektit \quad (4.23)$$

$$\Delta pF / \Delta w = -0.176 + 7.39 \cdot 10^{-5} \cdot EC + 0.051 \cdot K_{CEC} \quad (4.24)$$

Eşitlikte

- FSI : Serbest şişme indisi
- $\Delta pF / \Delta w$: Zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi
- Na_{CEC} : Sodyum değiştirme kapasitesi
- EC : Elektriksel iletkenlik
- K_{CEC} : Potasyum değiştirme kapasitesidir.

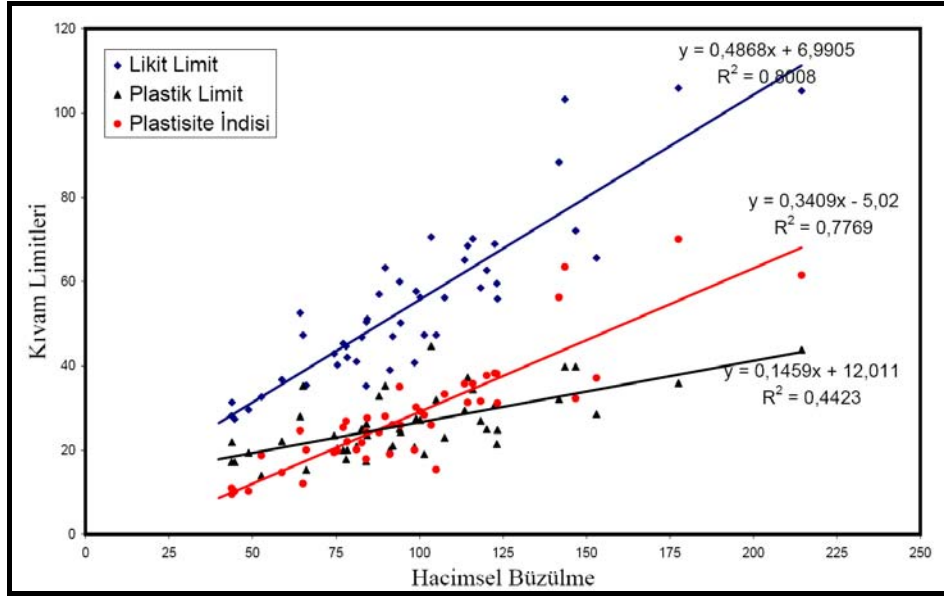
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

5.1. Tartışma

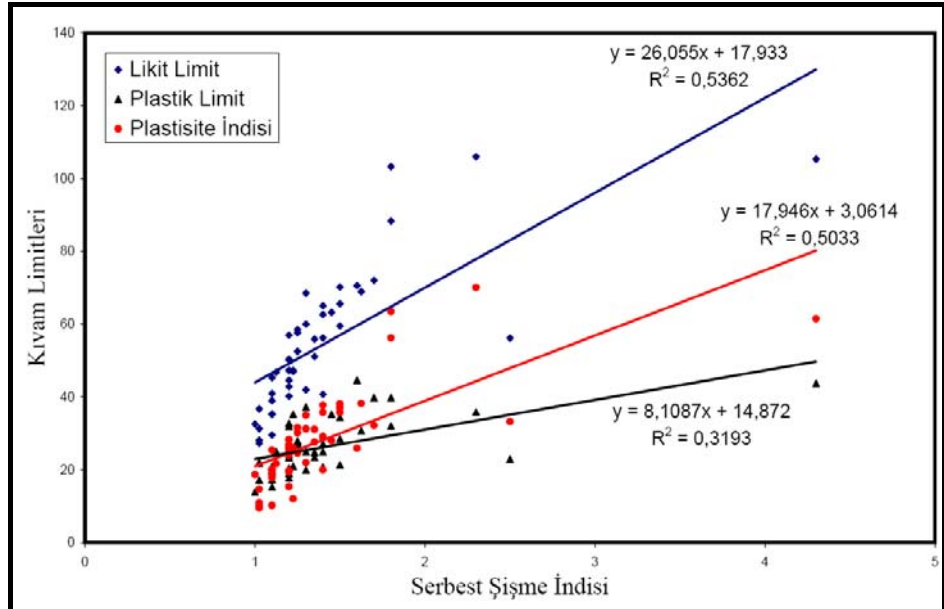
İnce taneli zeminler farklı geoteknik özellikleri ve özellikle şişme–büzülme davranışlarının üzerlerine kurulan mühendislik yapılarına zaman zaman yıkıcı etkileri olması sebebiyle araştırmacılar açısından sürekli ilgi odağı olmuştur. Bu tür zeminlerin geoteknik özellikleri fiziksel, kimyasal ve mineralojik pek çok farklı unsurdan etkilenmektedir. Bu sebeple literatürde bu konuda yapılmış pek çok araştırma mevcuttur. Ancak bu çalışmaların pek çoğu laboratuvar koşullarında doğal zemin örneklerine değişik oranlarda ticari kil karıştırılarak yürütülen deneylere dayanmaktadır. Bu çalışmada ise kullanılan örnekler doğal zemin örnekleridir.

Geniş bir su muhtevası aralığında plastik davranış gösteren ve yüksek likit limite sahip zeminlerin genellikle daha yüksek şişme ve büzülme potansiyeline sahip olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından dile getirilmiştir (Nelseon ve Miller, 1992). Kıvam limitleri, pek çok araştırmacı tarafından şişen zeminlerin tanımlanmasında kullanılmıştır (Seed vd., 1962; Chen, 1988). Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinde de LL, PL ve PI ile şişme (FSI)–büzülme değerleri (R, Vs, SI) arasında güçlü korelasyonlar gözlenmiştir. Bu çalışmada kullanılan örnekler için kıvam limitleri ile hacimsel büzülme arasındaki ilişki Şekil 5.1.’de ve serbest şişme indisi ile kıvam limitleri arasındaki ilişki ise Şekil 5.2.’de görülmektedir. Kıvam limitleri ile büzülme oranı arasında ters orantılı ve kuvvetli, çok kuvvetli bir ilişki vardır ($R = -0.683(PL) - 0.813(LL)$, $p < 0.05$), hacimsel büzülme ise yine çok kuvvetli fakat doğrusal bir ilişki gösterir (Ek-1). Kıvam limitleri ile serbest şişme indisi arasında ise “ $R = 0.525(PL) - 0,685(LL)$ ($p < 0.05$)” korelasyon katsayıları ile ifade edilen kuvvetli doğrusal bir ilişki vardır (Ek-1).

Pek çok araştırmacı montmorillonit içeren zeminlerde indeks özelliklerini ve şişme davranışını kontrol eden mekanizmaların benzer olduğunu ve bu tür zeminlerde şişme potansiyelinin tahmin edilmesinde zeminin indeks özelliklerinin kullanılabileceğini belirtmişlerdir (Sridharan ve Rao, 1988). Kaolin içeren zeminlerde ise indeks özelliklerin mineralojik yapıdan kaynaklanan elektriksel itkiye bağlı olmaması sebebiyle bu tür zeminlerde indeks özelliklerin şişme potansiyelinin

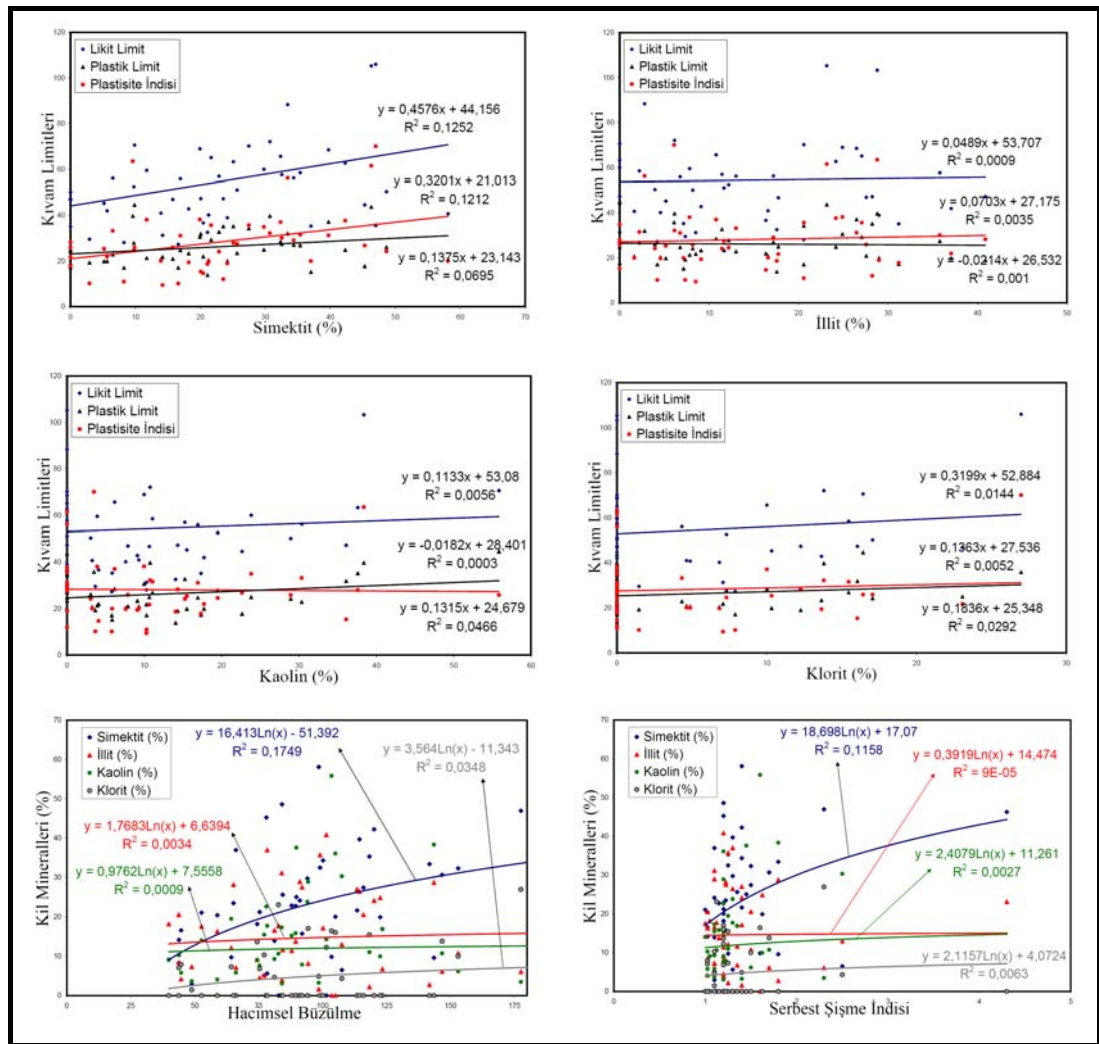


Şekil 5.1. Zemin örneklerinin kıvam limitleri ile hacimsel büzülme ilişkisi



Şekil 5.2. Zemin örneklerinin kıvam limitleri ile serbest şişme indisi ilişkisi

tahmininde kullanılması uygun değildir (Sridharan ve Rao, 1988). Bu çalışmada kullanılan doğal zemin örneklerinin XRD yarı-kantitatif yöntemle belirlenen mineralojik dağılımı ile kıvam limitleri, serbest şişme indisi ve hacimsel büzülme arasındaki ilişki değerlendirildiğinde mineralojik dağılımla kıvam limitleri, serbest şişme indisi ve hacimsel büzülme arasında güçlü bir korelasyonu gözlenmemiştir (Şekil 5.3.).



Şekil 5.3. Zemin örneklerinin mineralojik özellikleri ile kıvam limitleri, şişme – büzülme ilişkisi

Lambe ve Whitman (1969) kil minerali tipinin likit limit (dolayısıyla kıvam limitleri) üzerinde çok etkili olduğunu ve bu etkinin kaolin–illit–atapuljit–montmorillonit serisi boyunca yükseldiğini belirtmektedir. Bu çalışmada ise kil minerali içeriği ile kıvam limitleri, serbest şişme indisi ve hacimsel büzülme arasında bulunan korelasyonlar çok zayıftır. Ancak kendi içinde değerlendirildiğinde en yüksek korelasyonu simektit grubu killerin verdiği gözlenmektedir. Çoktan aza doğru sıralamanın Lambe ve Whitman (1969) ile uyumlu olarak simektit, klorit, illit–kaolin şeklinde olduğu anlaşılmaktadır (Çizelge 5.1.).

Çizelge 5.1. Kıvam limitleri, serbest şişme indisi ve hacimsel büzülme ile kil minerali dağılımı arasındaki korelasyon katsayıları (EK-1’den özetlenmiştir)

	R (korelasyon katsayısı)			
	Simektit	Klorit	İllit	Kaolin
Likit Limit	0.348	0.172	0.010	0.058
Plastik Limit	0.265	0.217	-0.043	0.169
Plastisite İndisi	0.352	0.120	0.043	-0.020
Serbest Şişme İndisi	0.309	0.039	0.037	-0.008
Hacimsel Büzülme	0.419	0.180	0.043	-0.042

Altmeyer (1955), Holtz ve Gibbs (1956), gibi pek çok araştırmacı zeminin büzülme ve şişme davranışı arasında bir ilişki olduğunu iddia etmektedir. Diğer taraftan şişme potansiyeli ile büzülme arasında böyle bir ilişkinin olmadığını gösteren pek çok araştırma da mevcuttur (Seed vd., 1962; Snethen, 1984; Chen ve Ma, 1987; Sridharan ve Prakash, 1998). Sridharan ve Prakash (1988)’a göre şişme potansiyelinin zeminin plastisitesi ve kil minerali tipine bağlı olduğunu, büzülmenin ise farklı boyuttaki zemin tanelerinin birbirlerine göre oranı tarafından belirlendiğini belirtmişlerdir. Bu yaklaşımla şişme potansiyelinin tahmin edilmesinde büzülme limitinin kullanılması doğru değildir. Bu çalışmada kullanılan zemin örnekleri değerlendirildiğinde serbest şişme indisi ile hacimsel büzülme arasında çok kuvvetli bir doğrusal ilişki olduğu gözlenmektedir. Ayrıca serbest şişme indisinin büzülme oranı ile ters orantılı, büzülme indisi ile ise doğru orantılı güçlü bir ilişkisi olduğundan da söz edilebilir (Çizelge 5.2.).

Çizelge 5.2. Büzülme, serbest şişme indisi ve emme-su içeriği indisi arasındaki korelasyon katsayıları (EK-1’den özetlenmiştir)

	R (korelasyon katsayısı)					
	SL	R	Vs	SI	FSI	$\Delta pF/\Delta w$
SL	1	0.065	-0.194	-0.320	-0.083	0.002
R		1	-0.942	-0.698	-0.658	-0.739
Vs			1	0.716	0.776	0.632
SI				1	0.581	0.556
FSI					1	0.443
$\Delta pF/\Delta w$						1

Emme zeminin boşluk suyunu adsorbe etme potansiyelini gösteren fiziksel bir özellik olup zeminlerin hacim değiştirme davranışıyla ilişkilidir (Uzundurukan, 2006). Su muhtevası ile zemin arasındaki ilişki “zemin–su karakteristik eğrisi” ile tanımlanmaktadır. Zemin–su karakteristik eğrisi kayma mukavemeti, hacimsel deformasyon, boşluk boyutu dağılımı gibi pek çok zemin özelliğinin belirlenmesinde kullanılmaktadır (Krahn ve Fredlund, 1972; Fredlund ve Xing, 1994; Huang, 1994; Barbour, 1998; Likos ve Lu, 2003).

Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinde LL, PL ve PI ile zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi arasında kuvvetli doğrusal orantılı bir ilişki gözlenmektedir (sırasıyla $R= 0.677, 0.668, 0.590$; $p=0$). Zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi ile büzülme oranı arasında kuvvetli ters oranlı bir ilişki ($R= -0.739$; $p=0$) ve hacimsel büzülme arasında ise kuvvetli doğrusal bir ilişki vardır ($R= 0.632$; $p=0$).

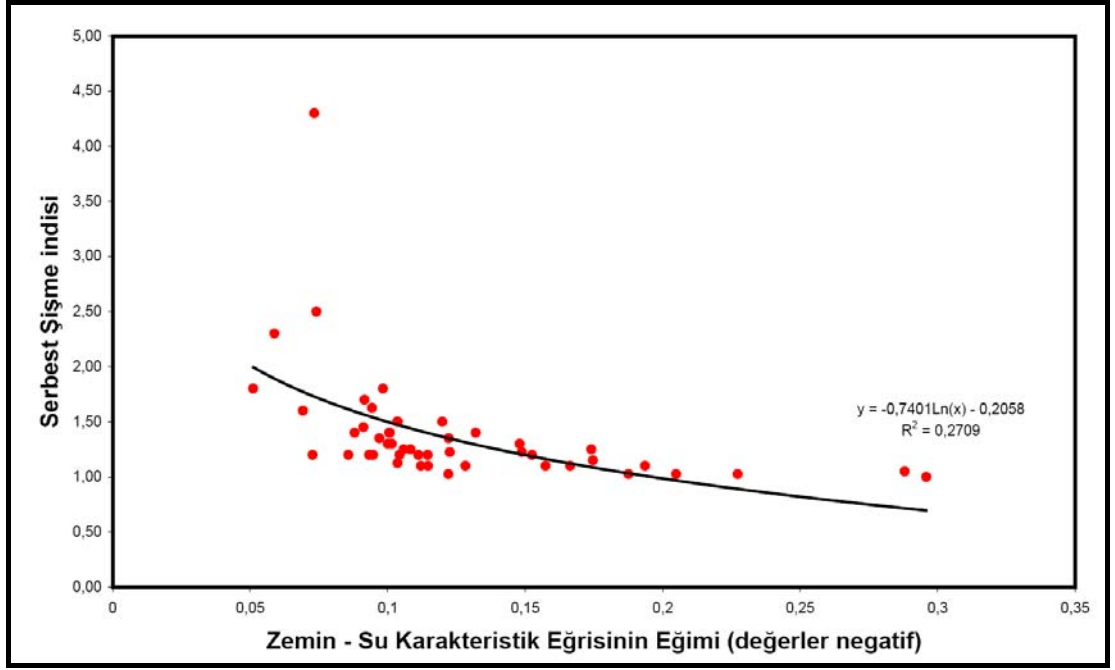
McKeen (1992)’e göre zemin emmesi şişme potansiyelinin belirlenmesinde önemli bir göstergedir ve zemin – su karakteristik eğrisi bu amaçla kullanılabilir. Richards vd. (1984) ve Justo vd. (1984)’ne göre başlangıç emme değerinin artmasıyla, toplam şişme miktarı da artar. Gens ve Alonso (1992) ise başlangıç emme değerindeki artışın, maksimum şişme basıncında çok küçük bir artışa neden olduğunu belirtmişlerdir. Literatürde zemin emmesi ile şişme basıncı ve dolayısıyla şişme potansiyeli arasındaki ilişkiyi gösteren pek çok araştırma vardır (Brackley, 1973; Erol ve Dhowian 1990; Acar ve Nyeretse, 1992; Çokca, 2002; Thakur ve

Singh, 2005a). Bu çalışma kapsamında yapılan deney sonuçları değerlendirildiğinde ise zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi ile serbest şişme indisi arasında orta kuvvetli bir ilişki gözlenmiştir ($R= 0.443$; $p<0.05$). Serbest şişme indisi ile zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi arasındaki ilişki Şekil 5.4.’de görülmektedir.

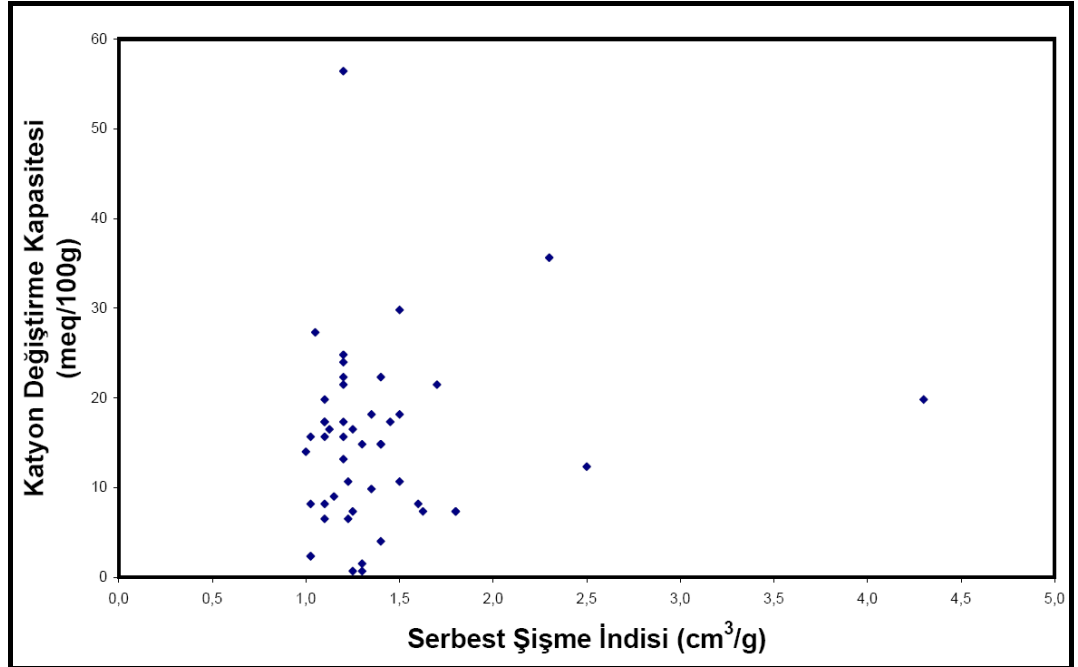
Amman (2003) ve Dontsova vd. (2004), kil minerallerinde izomorf değişim ve kil minerallerinden alümina gruplarının çözülmesiyle meydana gelen katyon değişiminin killerin davranışı üzerinde önemli etkiye sahip olduğunu belirtmektedir. Simektit grubu kil minerallerinin katyon değiştirme kapasiteleri yüksek, kaolinin ise düşüktür. Çizelge 2.12.’den görüleceği gibi klorit ve illit türü kil mineralleri ise birbirine yakın ve ortada değerler göstermektedir (Grim, 1962).

Katyon değiştirme kapasitesinin zeminlerin özellikle şişme davranışı üzerine etkisi olduğu bir çok araştırmacı tarafından bildirilmiştir. Yong ve Warkentin (1975), Luckham ve Rossi (1999), Montes-H vd. (2003), tek değerlikli katyonların (Na gibi) çift değerlikli katyonlardan (Ca gibi) daha fazla şişmeye neden olduğunu belirtmektedir. Simektit-illit içeren killer potasyum (K) katyonu ile reaksiyona girdiğinde şişme potansiyelleri azalmaktadır (Abdullah vd., 1997). Bu çalışmada kullanılan zemin örneklerinin serbest şişme indisleri ile katyon değiştirme kapasiteleri arasında dikkate değer ve anlamlı bir ilişki gözlenmemiştir (Şekil 5.5., Ek-1). Diğer taraftan sodyum değiştirme kapasitesi ve aktivitesi ile serbest şişme indisi arasında kuvvetli pozitif bir ilişkiden bahsedilebilir (sırasıyla $R= 0.594$, 0.569 ; $p=0$, Ek-1). Potasyum değiştirme kapasitesi ile serbest şişme indisi arasında anlamlı bir ilişki gözlenmemiştir (Şekil 5.6., Ek-1).

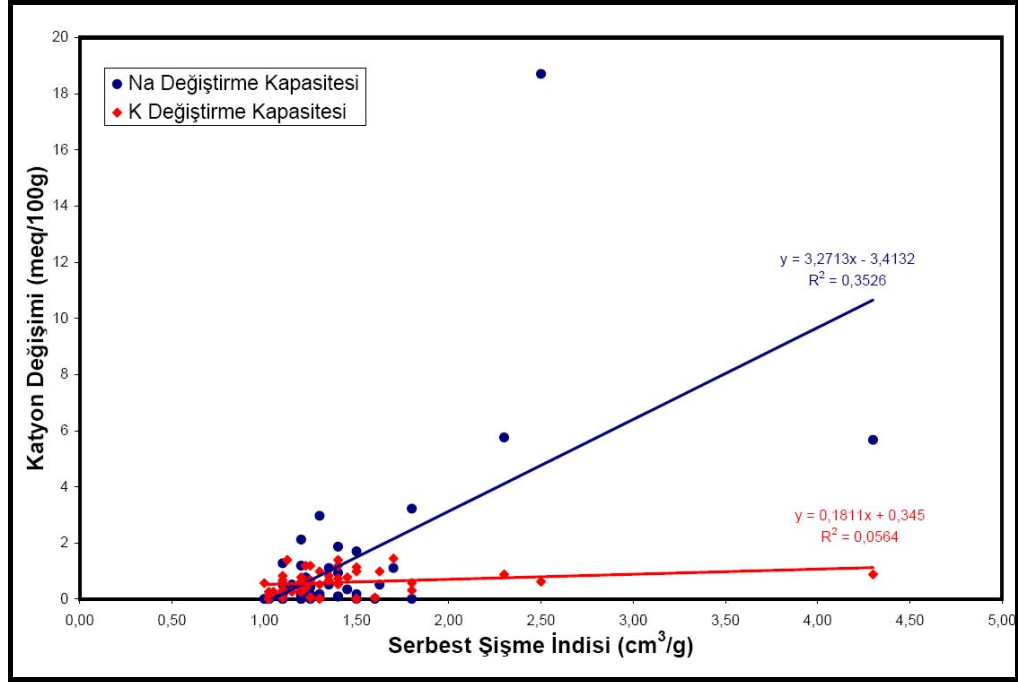
Katyon değiştirme kapasitesi ve Na değiştirme kapasitesi ile zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi arasında bir ilişki bulunamamış olmasına rağmen potasyum değiştirme kapasitesinin emme üzerinde az da olsa etkisi olduğu gözlenmiştir. İstatistikî analizler bu ikisi arasında korelasyon katsayısı $R= 0.384$ ($p<0.05$) olan zayıf bir ilişkiyi işaret etmektedir (Şekil 5.7.).



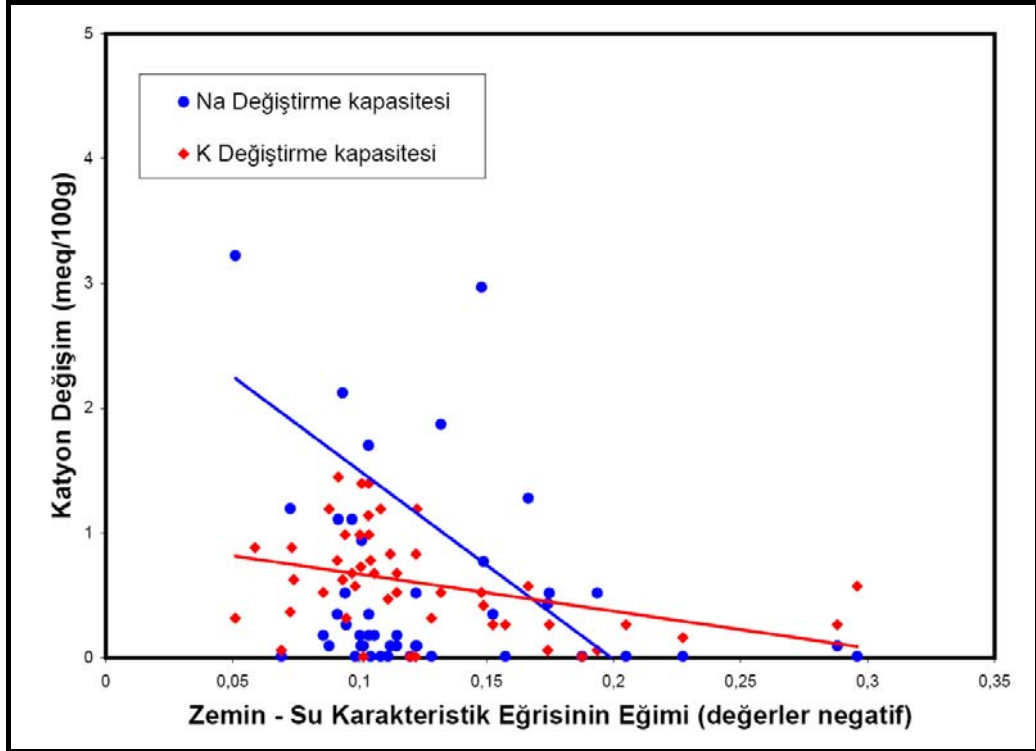
Şekil 5.4. Zemin örneklerinde serbest şişme indisi ile zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi arasındaki ilişki



Şekil 5.5. Zemin örneklerinde katyon değişirme kapasitesi ile serbest şişme indisi ilişkisi



Şekil 5.6. Zemin örneklerinde Na ve K değişirme kapasitesi ile serbest şişme indisi ilişkisi



Şekil 5.7. Zemin örneklerinde Na ve K değişirme kapasitesinin zemin – su karakteristik eğrisinin eğimi ile ilişkisi

Zeminlerin bileşim, yapı ve atomik bağ gibi karakteristiklerine göre gelişen spektral özellikleri de şişme potansiyelinin tanımlanmasında kullanılmaktadır (Uzundurukan, 2006). Chabrillat vd. (2000), Kariuki ve Vander Meer (2003a-b) gibi araştırmacılar spektroskopik özellikler ile XRD analizleri, plastisite indisi, lineer genişleyebilirlik katsayısı ve benzer özelliklerin uyumlu olduğunu ve spektral özellikler kullanılarak şişme potansiyelinin tahmin edilebileceğini önermektedir.

Kariuki (2004), ~1400, ~1900 ve ~2200 nm dalgaboyundaki spektral özellikler ile zeminin özellikle plastisite indisi, katyon değiştirme kapasitesi, aktivite ve katyon aktivitesi arasında çok iyi korelasyon olduğunu belirtmektedir. Anılan dalgaboyundaki spektral özellikler ile zemin özellikleri bu çalışmada da değerlendirilmiş olup Çizelge 5.3.'te Kariuki tarafından verilen korelasyonla karşılaştırılmıştır. Plastisite indisi ve katyon değişim kapasitesi için bu çalışmada bulunan korelasyon katsayıları Kariuki (2004)'de verilen değerlerden çok daha düşüktür. Bu çalışmada plastisite indisi ve katyon değiştirme kapasitesi ile zeminin ~1400 ve ~1900 nm dalgaboyundaki derinlik ve alan özellikleri ile orta kuvvette lineer ilişki gözlenmektedir. Ayrıca katyon değiştirme kapasitesi ile ~1400 ve ~1900 nm dalgaboyundaki asimetri değeri arasında ters orantılı orta kuvvetli ilişki vardır.

Çizelge 5.3. Spektral özellikler ile plastisite indisi ve katyon değişim kapasitesi arasındaki korelasyonlar

	Kariuki (2004)'de verilen korelasyon katsayıları			Bu çalışmada bulunan korelasyon katsayıları		
	Derinlik	Alan	Asimetri	Derinlik	Alan	Asimetri
~1400 nm						
PI	-0.25	0.04	-0.77	0.401	0.363	-0.085
CEC	-0.07	0.19	-0.52	0.284	0.334	-0.328
~1900 nm						
PI	0.71	0.66	-0.19	0.412	0.393	-0.016
CEC	0.67	0.59	-0.25	0.331	0.388	-0.307
~2200 nm						
PI	-0.53	-0.24	-0.85	0.199	0.177	-0.038
CEC	-0.32	-0.08	-0.55	-0.114	-0.217	-0.172

Yapılan değişik çalışmalarda zeminin mühendislik özellikleri ile fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleri birebir karşılaştırıldığında genellikle ya iyi korelasyon ve iyi bir ilişki elde edilmekte ya da bir ilişki gözlenememektedir. Bu sebeple korelasyon ilişkilerine ilave olarak elde edilen sonuçlar regresyon analizleri ile modellenmiştir. Regresyon analizleri özellikle zemin gibi değişik bileşenlerin farklı etkilerinin gözlendiği yapılarda tüm bileşenlerin bir arada değerlendirilebilmesi açısından çok avantajlıdır. Regresyon analizlerinden elde edilen bulgular 4. bölümde detayları ile verilmiştir. Bu bulgular ışığında hacimsel bzlme ve Na değiştirme kapasitesinin, serbest şişme indisi üzerinde ağırlıklı olarak etkisi görülmektedir (Eşitlik 4.1). Toplam emme (maksimum pF) değerlendirildiğinde zeminin mineralojik yapısı ve spektral özelliklerinin etkisi ne çıkmaktadır. Toplam emme üzerinde özellikle simektit klorit gibi şişebilen kil minerallerinin ağırlıklı etkisi beklenmesine rağmen oluşturulan modelde kuvars ve feldspat miktarının ne çıkmış olması ilgi çekicidir. Üstelik zemin örneklerindeki kuvars ve feldspat miktarı birkaç örnekteki % 50'ye yaklaşan miktarlar dışında ortalama % 22 civarındadır. Diğer taraftan emme üzerinde ~1900 nm dalgaboyunda derinlik değerinin ve ~1400 nm dalgaboyunda ise alan değerinin etkisi gözlenmektedir (bkz. Eşitlik 4.3 ve 4.4).

Zemin – su karakteristik eğrisinin eğiminin tahmin edilebilmesi için oluşturulan modellerde ise bzlme oranının ağırlıklı etkisi görülmektedir. Buna ilave olarak zeminin mineralojik bileşimindeki kuvars ve kaolin miktarıda belirleyici etkenler arasındadır (bkz. Eşitlik 4.5, 4.6).

Hacimsel bzlme için oluşturulan regresyon modelleri, hacimsel bzlme ile likit limit, serbest şişme indisi ve özgül yüzey alanı arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktadır (bkz. Eşitlik 4.9). Bzlme oranı için oluşturulan modellerde ise etken parametre sayısı artmaktadır. Bu modellere likit limit, zemin–su karakteristik eğrisinin eğimi, kanyon değiştirme aktivitesi, özgül yüzey alanı ve yüzey şarj yoğunluğunun etkisi gözlenmektedir (bkz. Eşitlik 4.14).

Literatürde ince taneli zeminlerde likit limit ile özgül yüzey alanı arasında kuvvetli doğrusal bir ilişkinin varlığını gösteren pek çok çalışma vardır (Cerato, 2001). Ancak

bu çalışmada kullanılan örneklerle yapılan korelasyon analizlerinde kıvam limitleri ile özgül yüzey alanı arasında benzer şekilde kuvvetli bir korelasyon gözlenmemiştir. Likit limit için oluşturulan modeller ise (Eşitlik 4.16 – 4.21), büzülme, zeminin aktivitesi, ağırlıkça kil miktarı, özgül yüzey alanı ve zeminin tuzluluğunun (dolayısıyla elektriksel iletkenliği), yanısıra ~1900 nm dalgaboyundaki spektroskopik özelliklerin de likit limit üzerinde etkili olduğunu göstermektedir.

Ortaya koyulan regresyon modellerinin istatistiksel olarak güvenilirlikleri yüksektir. İnce taneli zeminlerin karmaşık özellikleri dolayısıyla özellikle şişme ve büzülme davranışlarını basit bir şekilde modellenmesinin de zor olacağını düşündürmektedir.

Uehara (1982), aktivitesi düşük olan killerin özgül yüzey alanlarının da düşük olduğunu belirtmekte ve kaolinler ile montmorillonitlerin davranışları arasındaki temel farkı bu durumla açıklamaktadır. Bu çalışmada gerek aktivite gerekse özgül yüzey alanı ile killerin mineralojik bileşenleri arasında dikkate değer ve anlamlı bir ilişki gözlenmemiştir.

Quigley vd. (1985) zeminde karbonat miktarı yükseldiği zaman kil fraksiyonunun arttığını ve plastisite indisinin azaldığını ileri sürmüştür. Diğer taraftan özellikle bazı problemlili zeminlerde kireç ekleyerek zemin iyileştirmesi yaygın olarak kullanılan ve iyi bilinen bir zemin iyileştirme yöntemidir. Ancak bu çalışmada kıvam limitleri ile zeminin toplam kalsiyum karbonat içeriği arasında dikkate değer bir ilişki gözlenmemektedir. Ayrıca kil fraksiyonu ile karbonat içeriği arasında da bir ilişki gözlenmemiştir. Kalsiyum karbonat miktarı ile aktivite arasında ise orta kuvvetli bir korelasyon bulunmuş olup karbonat miktarı arttıkça zemin aktivitesi azalmaktadır.

5.2. Sonuçlar

Bu alışmada Türkiye'nin değişik bölgelerinden ve farklı jeolojik kökenlerden gelen 48 doğal zemin rneği kullanılmıştır. Alınan rnekler fiziksel, kimyasal, fiziko kimyasal, mineralojik ve spektral özelliklerini ortaya koyacak şekilde çeşitli testlere tabii tutulmuştur.

Örnekler genellikle kahverengi ve gri renklidir. Kahverenkli örneklerde drenajın ve oksijenlenmenin fazla olduğu gri renkli örneklerin alındığı yerlerde ise drenaj koşullarının kötü olduğu ve oksijenlenmenin az olduğu kanaatine varılmıştır.

Zemin rnekleri düşük plastisiteli ve yüksek plastisiteli killerden oluşmaktadır. Örneklerin 4 adedi orta – az asidik, 36 adedi az – orta alkali, 8 adedi ise kuvvetli alkali zemin olarak sınıflanmıştır. Diğer taraftan örneklerin 11 adedinde kalker yoktur, 12 adedi çok az – orta kalkerli ve 25 adedi ise çok kalkerli zemin olarak tanımlanmıştır.

Serbest şişme indisi temel alınarak yapılan sınıflamalara göre örneklerin büyük bölümünde şişme potansiyeli önemsizdir. 8 örnek düşük – orta ve 3 örnek ise yüksek – ok yüksek şişme potansiyeline sahiptir. Emme esas alınarak zemin–su karakteristik eğrisinin eğimine göre yapılan sınıflamada ise şişme potansiyeli 33 örnekte yüksek – ok yüksek, 15 örnekte ise düşük – orta derecededir.

Zemin rneklerinin kıvam limitlerinin önceki çalışmalara uygun şekilde şişme ve bzlme davranışları ile kuvvetli ilişkisi gözlenmiştir.

Beklentilerin aksine kıvam limitleri ile kil tipi arasında dikkate değer bir ilişki gözlenememiştir. Ancak korelasyonları zayıf olmakla birlikte kil minerallerinin kıvam limitleri üzerindeki etkisi çoktan aza doğru simektit, klorit, illit-kaolinit şeklinde sıralanabilir.

Yapılan alışmalar sonucunda hacimsel bzlme ile serbest şişme indisi arasında güçlü bir bağıntı olduğu değerlendirilmiştir.

Zemin–su karakteristik eğrisi ile büzölme arasında lineer bir ilişki olduğu gözlenmiştir. Zemin–su karakteristik eğrisi ayrıca kıvam limitleri ile de kuvvetli lineer bir ilişki göstermektedir.

Zeminlerin şişme davranışı üzerinde katyon değiştirme kapasitesinden ziyade sodyum değiştirme kapasitesinin etkili olduğu kanaatine varılmış, emme davranışı üzerinde ise potasyum değiştirme kapasitesinin etkili olabileceği düşünülmektedir.

Zeminlerin spektral özelliklerinden bir kısmının gerek şişme gerekse emme davranışlarının tahmininde kullanılabileceği düşünülmekle beraber bulunan sonuçlar literatürle çok fazla uyumlu değildir.

İnce taneli zeminlerin karmaşık yapılarından dolayı basitçe modellenemesinin zorluğu göz önüne alınarak regresyon analizleri yapılmış ve farklı modeller ortaya konmuştur.

6. REFERANSLAR

- Abdullah, W. S., Alshibli, K. A., Al-Zou'bi, M. S., 1999. Influence of pore water chemistry on the swelling behavior of compacted clays. *Applied Clay Science*, 15, 447-462.
- Abdullah, W. S., Al-Zou'bi, M.S., Alshibli, K. A., 1997. On the Physicochemical Aspects of Compacted Clay Compressibility. *Canadian Geotechnical Journal*. 34, 551-559.
- Acar, Y. B., Nyeretse, P., 1992. Total Suction of Artificial Mixtures of Soil Compacted at Optimum Water Content. *Geotechnical Testing Journal*. 15 (1), 65-73.
- Altmeyer, W. T., 1955. Discussion of Engineering Properties of Expansive Clays. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, American Society of Testing and Materials*. 81 (2), 17-19.
- Ammann L., 2003. Cation exchange and adsorption on clays and clay minerals. Christian-Albrechts-Universität Kiel, Ph.D Thesis, 114 p, Germany.
- Andersland, O.B., Al-Khafaji, A.A.W.N., 1980. Organic Material and Soil Compressibility. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*. Vol. 106 No. 7, pp. 749-758
- Anderson, J. N., Lade, P. V., 1981. The Expansion Index Test, ASTM. *Geotechnical Testing Journal*. Vol. 4 No. 2, pp. 58-67.
- Anderson, J.U., Elfadil, F.K., O'Conr, G.A., 1973. Factors affecting the coefficient of linear extensibility in Vertisols. *Soil Science Society of American Journal*. 37, 298– 299.
- Azam, S., 2003. Influence of mineralogy on swelling and consolidation of soils in eastern Saudi Arabia. *Canadian Geotechnical Journal*. 40, 964-975.
- Azam, S., Abduljauwad, S.N., Al-Shayea, N.A., Baghabra, T., Al-Amoudi, O.S.B., 2000. Effect of calcium sulfafate on swelling potential of an expansive clay. *Geotechnical Testing Journal*. 23(4), 389-403.
- Azam, S., Abduljauwad, S. N., Al-Shayea, N. A., Al-Amoudi, O. S. B., 1998. Expansive characteristics of gypsiferous/anhydritic soil formations. *Engineering Geology*. 51, 89-107.
- Barbour, S.L., 1998. The soil-water characteristic curve: a historical perspective Nineteenth Canadian Geotechnical Colloquium. *Canadian Geotechnical Journal*. 35 (5), 873-894.
- Basma, A. A., 1993. Prediction of expansion degree for natural compacted clays. *Geotechnical Testing Journal*. 16 (4), 542-549.
- Basma, A. A., Al-Sharif, M., 1994. Treatment of expansive soils to control swelling. *Geotechnical Engineering*. 25 (1), 3-18.

- Batjes, N. H., 1997. A world dataset of derived soil properties by FAO–UNESCO soil unit for global modelling. *Soil Use and Management*. Volume 13, Issue 1, pages 9–16.
- Bennett, R. H., Bryant, W. R., Hulber M. H., 1991. *Microstructure of Fine-Grained Sediments, From Mud to Shale*. Springer-Verlag.
- Borchardt, G. 1989. *Smectites, Minerals in soil environments* 2nd ed. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. No 1, Madison. 675-727.
- Bowles, J.E., 1979. *Physical and Geotechnical Properties of soils*, McGraw-Hill Int. Book. Co., 478p London.
- Brackley, I.J.A., 1973. Swell pressure and free swell in a compacted clay. *Proceedings of 3rd International Conference on Expansive Clay*, Haifa, Israel. Vol. 1, 169-176.
- Brady Nyle, C., Ray, R., 2006. *Weil Elements of the Nature and Properties of Soils*, Prentice Hall, page 95.
- Brewer, R., 1964, *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley & Sons, New York.
- Briaud, J. L., Zhang, X., Moon, S., 2003. Shrink test-water content method for shrink and swell predictions. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. 129 (7), 590-600.
- Broderick, G.P., Daniel, D.E., 1990. Stabilizing Compacted Clay against Chemical Attack. *J. Geotech. Engrg.* Volume 116, Issue 10, pp. 1549-1567.
- Bulut, R., Leong, E.C. 2005. State-of-the-Art Report on Indirect Measurement of Soil Suction. *International Symposium Advanced Experimental Unsaturated Soil Mechanics*, Trento, Italy. www.experus2005.ing.unitn.it/2_Bulut_Leong.pdf. Erişim Tarihi: 13.09.2010.
- Bulut, R., Lytton, R.L., Wray, W.K., 2001. Soil Suction Measurements by Filter Paper in: *Expansive Clay Soils and Vegetative Influence on Shallow Foundations*. Geotechnical Special Publication, ASCE. No.115, 243-279.
- Bulut, R., Park, S.W., Lytton, R.L., 2000. A new matric suction calibration curve. *Proc. Asian Conference on Unsaturated Soils*, Singapore. 263-268.
- Casagrande, A., 1932. *Research on the Atterberg Limits of Soils*. Public Roads.
- Casagrande, A., 1947. *Classification and Identification of Soils*. ASCE Journal of Geotechnical Engineering Division.
- Cerato, A. B., 2001. *Influence of Specific Area on Geotechnical Characteristics of Fine-Grained Soils*. University of Massachusetts, A Master of Science Project, 298p. Amherst.
- Cerato, A. B., Lutenecker, A. G., 2002. Determination of Surface Area of Fine Grained Soils by the Ethylene Glycol Methyl Ether EGME Method. *Geotechnical Testing Journal*. 25 (3), 1-9.
- Chabrilat, S., Goetz, A. F. E., Olsen, H. W., Krosley, L., D. C., 2000. The Search for Swelling Clays Along the Colorado Front Range: Results from field

- spectrometry and hyperspectral imagery. Summaries of the 9th JPL Airborne Earth Science Workshop. Pasadena, USA, JPL Publication.
- Chang, C.W., Laird, D.A., Mausbach, M.J., Hurburgh C.R. Jr., 2001. Near infrared reflectance spectroscopy-principal components regression analysis of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*. 65, pp. 480-490.
- Chen, F. H., 1988. *Foundation Expansive Soils*. Elsevier Scientific Pub. Co., 2nd ed., 280 p. New York.
- Chen, F. H., Ma, G.S., 1987. Swelling and Shrinking Behaviour of Expansive Clays. 6th International Conference on Expansive Soils., 127-129, New Delhi, India.
- Chen, J., Anandarajah, A., Inyang, H., 2000. Pore Fluid Properties and Compressibility of Kaolinite. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 126, No. 9, pp. 798-807.
- Churchman, G. J., Askary, M, Peter, P., Wright, M., Raven, M. D., Self, P. G., 2002. Geotechnical properties indicating environmental uses for an unusual Australian bentonite. *Applied Clay Science*. 20, 199-209.
- Çokça, E., 2002. Relationship between Methylene Blue Value, Initial Soil Suction and Swell Percent of Expansive Soils. *Turkish Journal of Engineering Environmental Sciences*. 26, 521- 529.
- Dakshanamurthy, V., Raman, V., 1973. A simple Method of Identifying an Expansive Soil, *Soils and Foundations*. Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol.13. No. 1, pp.97-104.
- Das, B. M., 1995. *Principles of Foundation Engineering*. PWS Publishing Company, 828 p. Boston, U.SA.
- Davidson, D.T., Sheeler, J.B., 1952. Clay Fraction in Engineering Soils: Influence of Amount on Properties. *Proceedings of the Highway Research Board*, Vol. 31, pp. 558-563.
- Davis, J.C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley and Sons Inc., 646 p. New York.
- Di Maio, C., 1996. Exposure of bentonite to salt solution: osmotic and mechanical effects. *Geotechnique*. 46 (4), 695–707.
- Dontsova K.M., Norton, L.D., Johnston, C.T., Bigham, J.M., 2004. Influence of Exchangeable Cations on Water Adsorption by Soil Clays. *Soil Science Society America Journal*. 68, 1218-1227.
- Dos Santos, M.P.P., De Castro, E., 1965. Soil Erosion in Roads. *Proceedings of the 6 International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. Vol 1, 116-118.
- Du, Y., Li, S., Hayashi, S., 1999. Swelling- shrinkage properties and soil improvement of compacted expansive soil, Ning-Liang Highway, China. *Engineering Geology*. 53, 351-358.
- Edil, T.B., Motan, S.E., 1984. Laboratory Evaluation of Soil Suction Components. *Geotechnical Testing Journal*, ASTM. 7 (4), 173-181.

- Edlefsen, N.E., Anderson, A.B.C., 1943. Thermodynamics of Soil Moisture. *Hilgardia*. 15, 31-298.
- El-Sohby, M.A., 1981. Activity of soils. Proceedings 10th International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Sweden.
- Entwisle, D., Kemp, S., 2003. Specific Surface Area: An Aid to Identify Some Problem Soils. International Conference on Problematic Soils, Nottingham, United Kingdom. 235-242.
- Erol, O., Dhowian, A., 1990. Swell behavior of arid climate shales from Saudi Arabia, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23, 243-254.
- Erzin, Y., Erol, O. 2004. Correlations for Quick Prediction of Swell Pressures. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*.
- Feng, M., 1995. A study of swelling pressure using various laboratory testing methods, Research Report. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan. Saskatoon, Canada.
- Fityus, S., Smith, D.W., 2000. The Influence of Fabric and Mineralogy on the Expansivity of an Australian Residual Clay, *Unsaturated Soils for Asia*. 657-662.
- Fityus, S., Smith, D.W., Jennar, A.M., 2000. Surface Area Using Methylene Blue Adsorption as a Measure of Soil Expansivity. *Geo2000 Conference on CD*. Australia.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill. 182 p.
- Folk, R.L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, 215 p Austin, Tex.
- Ford, T. F., Loomis, A. G., Fidiham, J. F., 1940. The colloidal behavior of clays as related to their crystal structure. *J. Phys. Chem.* v. 44, pp. 1-12.
- Franklin, A.G., Orozco, L.F., Rodolfo Semrau, R., 1973. Compaction and Strength of Slightly Organic Soil. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*. Vol. 99, No. 7, pp. 541-557
- Fredlund, D.G. & Rahardjo, H., 1993. *Soil Mechanics for unsaturated soils*. John Willey & Sons, New York.
- Fredlund, D.G., Hasan, J.U., Filson, H., 1980. The prediction of total heave. *Proceedings of 4th International Conference on Expansive Soils*, Denver, Colorado. Vol.1, 1– 17.
- Fredlund, D.G., Xing, A., 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*. 31, 521-532.
- van der Veer, G., 2006, *Geochemical soil survey of the Netherland*, NGS. 347 .
- Gens, A., Alonso, E.E., 1992. A framework for the behaviour of unsaturated expansive clays. *Canadian Geotechnical Journal*. 29, 1013-1032.
- Grabowska-Olszewska, B., 1970. Physical Properties of Clay Soils as a Function of Their Specific Surface. *Proceedings of the 1st International Congress of the International Association of Engineering Geology*. Vol. 1, 405-410.

- Gray, C.W., Allbrook, R., 2002. Relationships between shrinkage indices and soil properties in some New Zealand soils. *Geoderma*. 108, 287-299.
- Green, A.A., Graig, M.D., 1985. Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals. NASA-JPL Publication. 85-41, pp. 111-119.
- Grim, R.E., 1962. *Applied Clay Mineralogy*. McGraw Hill Book Co. 422 p. New York.
- Grim, R.E., 1968. *Clay Mineralogy*, 2nd ed., McGraw-Hill, 596 p. New York.
- Gromko, G.J., 1974. Review of expansive soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*. 100 (6), 667-687.
- Guan, Y., 1996. *The Measurement of Soil Suction*. Dissertation. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Ph.D., 331 p, Saskatoon, Canada.
- Gündoğdu, M.N., Yılmaz, O., 1984. Kil mineralojisi yöntemleri. I. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Çukurova Üniversitesi. s.319-330.
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi, Doktora Tezi, 386s, Beytepe, Ankara.
- Hang, P.T., Brindley, G.W., 1970. Methylene Blue Absorption by Clay Minerals. Determination of Surface Areas and Cation Exchange Capacities. *Clays and Clay Minerals*. 18, 203-212.
- Hauff, P.L., 2000. *Manual of Applied Reflectance Spectroscopy With Emphasis on Data Collection and Data Interpretation Using the PIMA-II Spectrometer*. Users manual, Spectral international inc., Arvada, CO, USA
- Hayran, M., Özdemir, O., 1995. *Bilgisayar İstatistik ve Tıp*. Hekimler Yayın Birliği, 484s. Ankara.
- Head, K H., 1992. *Manual of Soil Laboratory Testing, I, Soil Classification and Compaction Tests*. Pentech Press, London.
- Heiman, G.W., 1996. *Basic Statistics for the Behavioral Sciences*, 2nd edition. Houghton Mifflin Comp, 414p. Boston.
- Holt, J.H., 1969. A study of physicochemical, mineralogical and engineering index properties of fine grained soils in relation to their expansive characteristics. Texas A&M Univ., Ph.D. Dissertation, College Station, TX, USA.
- Holtz, R.D., Kovacs, W.D., 1981. *An Introduction to Geotechnical Engineering*. Prentice Hall, 733 p, New Jersey.
- Holtz, W. G., 1959. Expansive clays- properties and problems. *Quart. Colorado School of Mines*. 54(4), 89-117.
- Holtz, W. G., Gibbs, H. J., 1956. Engineering Properties of Expansive Clays. *ASCE Transactions*. 121, 641-663.
- Horneck, D.A., Hart, J.M., Topper, K., Koepsell, B., 1989. Methods of soil analysis used in soil testing laboratory at Oregon State University. SM 89 4-16. Agricultural Experiment Station, Oregon State University, USA.

<http://www.applepainter.com>. Erişim Tarihi: 07.10.2010.

Comparing Laser Diffraction and BET surface area measurements.
http://www.malvern.com/LabEng/technology/laser_diffraction/gas_adsorption_bet.htm. Erişim Tarihi: 15.10.2010

Huang, S., 1994. Evaluation and Laboratory Measurement of the Coefficient of Permeability in Deformable Unsaturated Soils. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Ph.D. Dissertation, 317 p, Saskatoon, Canada.

Iler, R. K., 1955. The Colloid Chemistry of Silica and Silicates. Cornell University Press, 324 pp. Ithaca, New York.

Indian Standards, IS 2720, 1977. Methods of test for soils: Part 40 Determination of free swell index of soils.

Ingles, O.G., 1968. Soil Chemistry Relevant to the Engineering Behaviour of Soils. Soil Mechanics Selected Topics, Elsevier, New York. 1-57.

Irmak, A., 1970. Orman Ekolojisi. İ.Ü. Yayın No: 1650, Orman Fakültesi Yayın No: 149, 367 s., İstanbul.

ISO, 2001. Draft International Standard ISO/DIS 14688-1.2. Geotechnical engineering. Identification and classification of soil -part 1: Identification and description. 6-11.

ISO, 2001. Draft International Standard ISO/DIS 14888-2. Geotechnical engineering. Identification and classification of soil -part 2: Classification and quantification.

Jennings, J.E., Firth, R.A., Ralph, T.K., Nagar, N., 1973. An improved method for predicting heave using the oedometer test. Proceedings of the 3rd International Conference on Expansive Soils, Haifa, Israel.

Jullien, A., Proust, Ch., Le Forestier, L., Baillif, P., 2002. Hydro-chemio-mechanical coupling effects on permeability and swelling behaviour of a Ca smectite soaked by Cu solutions. Applied Clay Science. 21 (3-4), 143-153.

Justo, J.L., Delagado, A., Ruiz, J., 1984. The influence of stress-path in the collapse swelling of soils at the laboratory. Proceedings of the 5th International Conference on Expansive Soil, Adelaide, South Australia. 67-71.

Kacar, B., 1998. Toprak Analizleri, Bitki ve Toprağın kimyasal analizleri: III. Toprak Analizleri. Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Eğitim Araştırma ve Geliştirme Vakfı Yayını, No:3, 705s. Ankara.

Kaczyński, R., Grabowska-Olszewska, B., 1997. Soil mechanics of potentially expansive clays in Poland. Applied Clay Science. 11, 337-355.

Karathanasis, A.D., Hajek, B.F., 1985. Shrink– swell potential of montmorillonitic soils in udic moisture regimes. Soil Sci. Soc. Am. J. 49, 159 – 166.

Kariuki P.C., Van Der Meer F., Siderius, W., 2003. Classification Of Soils Based On Engineering Indices And Spectral Data. Int. J. Remote Sensing. 24 (12), 2567–2574.

- Kariuki, P. C., Van der Meer, F., 2003a. Issues of effectiveness in empirical methods for describing swelling soils. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 4, 231-241.
- Kariuki, P.C., 2004, Spectroscopy and swelling soils an integrated approach, Delft Technical University, Ph.D Thesis, 160p, Netherland.
- Kariuki, P. C., Van der Meer, F., 2004. A unified swelling potential index for expansive soils. *Engineering Geology*. Vol 72 (1-2), 1-8.
- Kariuki, P.C., Van der Meer F. D., 2003b. Swelling Clay Mapping For Characterizing Expansive Soils; Results from Laboratory Spectroscopy and HySens DAIS Analysis, Proceedings of the Third EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, DLR, Oberpfaffenhofen.
- Kariuki, P.C., T. Woldai, van der Meer, F. D., 2002. Determination of Soil Activity in Kenyan Soils from Spectroscopy, Proceedings of the Joint ISPRS Commission VI Workshop: Development and Techlogy Transfer in Geomatics for Environmental Resource Management, Tanzania. 50-53.
- Kedzi, A., 1974. Handbook of Soil Mechanics. Vol.1. Elsevier, pp 294. NewYork.
- Keller, W. D., 1964. The origin of high-alumina clay minerals, Proceedings of the 12th National Conference on Clays and Clay Minerals. Macmillan Company, 129-151, New York.
- Keskin, S. N., Yıldırım, H., Ansal, M.A., 1992. Killi zeminlerde yanal şişme davranışları. *Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği 4. Ulusal Kongresi*, İstanbul. 14-30.
- Kie, T. T., 1957b. Secondary Time Effects and Consolidation of Clays. *Academia Scinica Harbin, China, Monograph*. pp.1-17.
- Komornik, A., David D., 1969. Prediction of swelling pressure of clays. *Journal of SMFE Div., ASCE*. 95 (1), 209-225.
- Köklü, N., Büyüköztürk, Ş., Bökepoğlu-Çokluk, Ö., 2006. Sosyal Bilimler İçin İstatistik, 2.baskı. Pegem A Yayıncılık, 235s. Ankara.
- Krahn, J., Fredlund, D.G., 1972. On Total Matric and Osmotic Suction. *Journal of Soil Science*. 114 (5), 339-348.
- Kumbasar, V., Kip, F., 1999. *Zemin Mekaniği Problemleri*. Çağlayan Kitabevi, İstanbul, 671s.
- Lambe, W.T., Whitman, R.V., 1969. *Soil Mechanics*. Wiley, NewYork. 576p.
- Leonards, G.A., 1962. *Foundation Engineering*. Mc Graw Hill Book Comp., 1136s.
- Leong, E. C., Tripathy, S., Rahardjo, H., 2003. Total Suction Measurement of Unsaturated Soils with a Device Using the Chilled-Mirror Dew-Point Technique. *Geotechnique*. 53 (2), 173-182.
- Likos, W. J., Lu, N., 2003. Filter Paper Column for Measuring Transient Suction Profiles in Expansive Clay. *TRB 2003 Annual Meeting CD-ROM*. http://www.ltrc.lsu.edu/TRB_82/TRB2003-000509.pdf. Erişim Tarihi: 14.08.2010.

- Loring, D.H., Rantala, R.T.T. 1992. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Aerth-Sci. Review*. 32, 235-283.
- Low, P.F. 1981. The swelling of clay: III. Dissociation of exchangeable cations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 1074-1078.
- Low, P.F., 1980. The Swelling of Clay: II. Montmorillonite. *Soil Science Society of America Journal*. 44 (4), 667-676.
- Luckham, P.F., S. Rossi., 1999. The colloidal and rheological properties of bentonite suspensions. *Adv. Coll. Int. Sci.* 82, 43 - 92.
- Lutenegger, A. J., Cerato, A. B., 2001. Surface area and engineering properties of fine-grained soils. *Proc. 15th ICSMGE, Istanbul, Turkey*, Vol. 1. 603-606.
- Matyas, E.L., 1969. Some properties of two expansive clays from western Canada, in: *Proc. 2nd International Conference on Expansive Clay Soils*, Texas A&M University, College Station. 263-278.
- McBride, M.B. 1989. Surface chemistry of soil minerals, *Minerals in soil environments*, 2nd ed., in: *Soil Sci. Soc. Am. Book Ser*, No. 1. Madison, WI. 35-88.
- McBride, M.B., 1994, *Environmental Chemistry of Soils*. Oxford Univ. Press, 406 p. New York.
- McCormack, D.E., Wilding, L.P., 1975. Soil properties influencing swelling in Canfield and Geeburg soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 496-502.
- McKeen, R.G., 1992. A Model for predicting expansive soil behavior. *Proceedings of the 7th International Conference on Expansive Soils*, Dallas, Texas, ASCE. 1-6. New York.
- McKeen, R.G., Hamberg, D.J., 1981. Characterization of expansive soils, *Transportation Research Record*. Transportation Research Board, No. 790, 73-78. USA.
- Mesri, G., Olson, R.E., 1971. Mechanisms controlling the permeability of clays, *Clays and Clay Minerals*. 19, 151 - 158.
- Mitchell J.K. 1993. *Fundamentals of Soil Behaviour*, 2nd edition. John Wiley & Sons, New York.
- Mitchell, J.K., 1976. *Fundamentals of Soil Behavior*. John Wiley & Sons, Inc., 422 p. New York.
- Montes-H, G., Duplay, J., Martinez, L., Geraud, Y., Rousset-Tournier, B., 2003. Influence of interlayer cations on the water sorption and swelling-shrinkage of MX80 bentonite. *Applied Clay Science*. 23, 309-321.
- Moore, M.D., Reynolds Jr., R.C., 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification And Analysis of Clay Minerals*, 2nd ed., Oxford University Press, Oxford.
- Morgenstern, N.R., Balasubramanian, B.I., 1980. Effects of Pore Fluid on the Swelling of Clay-Shale. *Proceedings of the 4th International Conference on Expansive Soils*. Vol.1, 190-205.

- Mowafy, Y.M., Bauer, G.E., 1985. Prediction of swelling pressure and factors affecting the swell behavior of an expansive soil. *Transportation Research Record*. 1032, 23-28.
- Munsell Color Co., 1954. *Munsell Soil Color Charts*. Baltimore, Maryland 21218, USA.
- Musso, G., Morales, E.R., Gens, A., Castellás, E., 2003. The role of structure in the chemically induced deformations of FEBEX bentonite. *Applied Clay Science*. 23 (1-4), 229-237.
- Müller, G., 1967. *Methods in sedimentary petrology*. Schweizebart, 283p. Stuttgart.
- Myoelińska E., 2003. Classification of organic soils for engineering geology. *Geol. Quart.* 47 (1), 39–42.
- Nayak, N. V., Christensen, R. W., 1974. Swelling characteristic of compacted expansive soils. *Clays and Clay Minerals*. 19, 251-261.
- Nelson J.D, Miller, D.J., 1992. *Expansive soils problems and practice in foundation and pavement engineering*. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Ohri, M.L., 2003. Swelling Pressure of Clays and Its Control. *International Conference on Poblematic Soils*, Nottingham, United Kingdom. Vol. 2, 427-433.
- Parker, J.C., Amos, D.F., Kaster, D.L., 1977. An evaluation of several methods of estimating soil volume change. *Soil Soc. Am. J.* 41, 1059– 1064.
- Petersen, L.W., Moldrup, P., Jacobsen, O.H., Rolston, D.E., 1996. Relations between specific surface area and soil physical and chemical properties. *Soil Science*. 161 (1), 9 - 21.
- Porter, A.A., Nelson, J.D., 1980. Strain contolled testing of expansive soils. *Proceedings of 4th International Conference on Expansive Soils*, Denver. Vol. 1, 34-44.
- Quigley, R.M., Sethis, A.J., Boonsinsuk, P., Sheeren, D.E., Yong, R.N., 1985. Geologic Controls on Soil Composition and Properties, Lake Ojibway Clay Plain, Matagami, Quebec. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 22, pp. 491-500.
- Rao, K.S.S., Tripathy, S., 2003. Effect of Aging on Swelling and Swell – Shrink Behaviour of a Compacted Expansive Soil. *Geotechnical Testing Journal*. 26 (1), 1-11.
- Richards, B.G., Peter, P., Martin, R., 1984. The determination of volume change properties in expansive soils. *Proceedings, 5th I.C.E.S.* Adelaide. 179-186.
- Richards, S.J., 1965. Soil suction measurements with tensiometers, *Methods of Soil Analysis*, Monograph No. 9. American Society of Agromy, Madison. 153-163.
- Ridley, A.M., 1993. *The measurement of soil moisture suction*, University of London, PhD Disertation, London.

- Ross, G.J., 1978. Relationships of Specific Surface Area and Clay Content to Shrink-Swell Potential of Soils Having Different Clay Mineralogic Compositions. *Canadian Journal of Soil Science*. 58, 159-166.
- Sabtan A.A. 2005. Geotechnical properties of expansive clay shale in Tabuk, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*. 25, 747-757.
- Schafer, W.M., M.J. Singer. 1976. Influence of physical and mineralogical properties on swelling of soils in Yolo County, California. *Soil Sci. Soc. America Journal*. 40, 557-562.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P., 1970. *Lehrbuch der Bodenkunde* seventh edition. Enke, Stuttgart.
- Schmitz, R.M., Schroeder, C., Charlier, R., 2004. Chemo-Mechanical Interactions in Clay: a Correlation Between Clay Mineralogy and Atterberg Limits. *Applied Clay Science*. 26, 351-358.
- Schofield, R. K., Samson, H. R., 1953. The deflocculation of kaolinite suspensions and the accompanying change-over from positive to negative chloride adsorption. *Clay Min. Bulletin*. v. 2, pp. 45-51.
- Schreiner, H.D. 1988. Identification and classification of expansive soils. *Proc. 6th Intl. Conf. on Expansive Soils*. New Dehli. p. 23-29.
- Seed H. B., Woodward R. J., Lungreen R., 1962. Predicting of swelling potential of compacted clay, *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division ASCE*, 88 (3), 53-87.
- Seed, H.B., Chan, C.K., 1959. Structure and Strength Characteristics of Compacted Clays, *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division ASCE*, 85 (5), 87-128.
- Sharma, H.D., Lewis, S.P., 1994. *Waste Containment Systems, Waste Stabilization, and Landfills: Design and Evaluation*. John Wiley & Sons Inc., 588. Canada.
- Sharma, R.S., 1998. *Mechanical behaviour of unsaturated highly expansive clays*. University of Oxford, PhD Disertation, UK.
- Shi, B., Jiang, H., Liu, Z., Fang, H. Y., 2002. Engineering geological characteristic of expansive soils in China. *Engineering Geology*. 67, 63-71.
- Shuai, F. 1996. *Simulation of swelling pressure, measurements on expansive soils*. University of Saskatchewan, Ph.D. Disertation, Canada.
- Sivapullaiah, P.V., Savitha, S., 1999. Index properties of illite- bentonite mixtures in electrolyte solutions. *Geotechnical Testing Journal*. 22 (3), 257-265.
- Sivapullaiah, P. V., Sridharan, A., Stalin, V. K., 1996. Swelling behaviour of soil-bentonite mixtures. *Canadian Geotechnical Journal*. 33, 808-814.
- Sivapullaiah, P. V., Sitharan, T. G., Subba Rao, K. S., 1987. Modified free swell index for clays. *Geotechnical Testing Journal*. 10 (2), 80-85.
- Skempton, A.W., 1961. Horizontal stresses in an over-consolidated Eocene clay. *Proceedings of the 5th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering Paris, France*. Vol. 1, 351-357.

- Skempton, A. W., 1953. The Colloidal Activity of Clay. Proceedings of the 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich. Vol. 1, 57-61.
- Snethen, D.R., 1984. Evaluation of expedient methods, for identification and classification of potentially expansive soils. Proceedings, 5th International Conference on. Expansive Soils, Adelaide, Australia. 22-26.
- Snethen, D.R., Johnson, L.D., Patrick, D.M., 1977. An evaluation of expedient methodology for identification of potentially expansive soils. Soil and Pavements Laboratory, U.S. Army Eng. Waterway Exp. Sta., Vicksburg, MS, Rep. .FHWA-RE-77-94, NTIS PB-289-164.
- Soil Survey Staff, 1993. Soil Survey Manual (revised and enlarged edition). United States Department of Agriculture Handbook no:18. USDA. Washington.
- Sridharan, A., Choudhury, D., 2002. Swelling pressure of sodium montmorillonites. *Geotechnique*. 52 (6), 459-462.
- Sridharan, A., Gurtug, Y., 2004. Swelling behaviour of compacted fine-grained soils. *Engineering Geology*. 72 (1-2), 9-18.
- Sridharan, A., Prakash, K., 1998. Mechanism controlling the shrinkage limit of soils. *Geotechnical Testing Journal*. 21 (3), 240-250.
- Sridharan, A., Rao, A. S., Sivapullaiah, P. V., 1986. Swelling pressure of clays. *Geotechnical Testing Journal*. 9 (1), 24-33.
- Sridharan, A., Rao, S. M., 1988. A Scientific basis for the use of index tests in identification of expansive soils. *Geotechnical Testing Journal*. 11 (3), 208-212.
- Sridharan, A., Rao, S. M., Sashi, S., 1990. Classification of expansive soils by sediment volume method. *Geotechnical Testing Journal*. 13 (4), 375-380.
- Sridharan, A., Rao, S., Murthy, N., 1988. Liquid Limit of Kaolinitic Soils. *Geotechnique*. Vol. 38, No. 2, pp. 191-198.
- Sridharan, A., Rao, S.M., Murthy, N. S., 1985. Free swell index of soils: A need for re-definition. *Indian Geotechnical Journal*. 15, 94-95.
- Stalin, V.K., Lakshmi, G.A., Pachaiyappan, K., 2003. Effect of Acid Rain on the Index and Strenght Properties of Swelling Soils. International Conference on Poblematic Soils, United Kingdom. Vol. 2, 503-506.
- Suess, M.J. 1964. Surface Area Measurements and Adsorption of Soils. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. IR-1, pp. 87-108.
- Suhai, F., Fredlund, D. G., 1998. Model for the simulation of swelling pressure measurements on expansive soils. *Canadian Geotechnical Journal*. 35, 96-114.
- Svanberg, S., 2001, *Atomic and Molecular Spectroscopy: Basic Aspects and Practical Applications*, 3rd Edition. Springer, Berlin.
- Şekercioğlu, E., 1998. Yapıların projelendirilmesinde Mühendislik jeolojisi. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, Ankara. No:28 s39-60.

- Terzaghi, K., 1925. Principles of Soil Mechanics II- Compressive Strength of Clay. Eng. News Rec. vol. 94.
- Thakur, V.K.S., Singh, D.N., 2005a. Rapid Determination of Swelling Pressure of Clay Minerals. Journal of Testing and Evaluation. 33 (4), 239-245.
- Thomas, P. J., Baker, J. C., Zelazny, L. W., 2000. An expansive soil index for predicting shrink-swell potential. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 268-274.
- Thompson, L.M., 1957. Soils and Soil fertility. Mc.Graw-Hill Book Co.Inc., 457s., New York.
- Tüzüner, A., Kurucu, N., Gedikoğlu, İ., Eyüpoğlu, F., Börekçi, M., Sönmez, A., Açar, A., 1990. Toprak ve Su Analiz Laboratuvarları El Kitabı. Tarım Orman ve Köyişleri Bakanlığı, Köy Hizmetleri Gn. Müdürlüğü, 352 s. Ankara.
- Uehara, G., 1982. Soil Science for the Tropics. Proceedings of the ASCE Geotechnical Engineering Division Specialty Conference. Engineering and Construction in Tropical and Residual Soils, Hawaii, pp. 13-26.
- United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service Plant Materials Technical Note No. MT-60. 2007.
- Uzundurukan, S., 2006. Zeminlerin Şişme Özelliklerine Etkiyen Temel Parametrelerin Belirlenmesi ve Modellenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Doktora Tezi, 185s. Isparta.
- Van der Meer F. D., 1999. Can we map swelling clays with remote sensing?. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 1(1), 27-35
- Van Der Meer, F., 2004. Analysis of spectral absorption features in hyperspectral imagery. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 5, 55 – 68.
- Van Der Merwe, D.H., 1964. The prediction of heave from the plasticity index and percentage clay fraction of soils. Civil Engineers in South Africa. 6, 103– 107.
- van Olphen, H., 1951. Rheological phenomena of claysoils in connection with the charge distribution of the micelles. Disc. Farad. Soc. 11, 82-84.
- van Olphen, H., 1963. An Introduction to Clay Colloid Chemistry: Interscience, New York. 94-95.
- Vanapalli, S.K., Fredlund, D.G., Pufahl, D.E., 1999. Influence of soil structure and stress history on the soil-water characteristics of a compacted till. Geotechnique. 49 (2), 143-159.
- Verwey, E. J. W., Overbeek, J.T.G., 1948. Theory of the Stability of Lyophobic Colloids. Elsevier, New York.
- Vijayvergiya, V. N., Ghazzaly, O.I., 1973. Prediction of swelling potential for natural clays. 3rd International Conference on Expansive Soils, Haifa. 227-236.
- Vogt, D., 2002. Lecture Notes, Introduction to Soils. University of Washington. www.cfr.washington.edu/classes/esc.210. Erişim Tarihi: 22.06.2010.

- Wentforth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *J. Geology*. Vol. 30, p. 377-392.
- Wiseyesekera, D.C., 2003. Cation Exchange Capacity and Swelling Characteristics of Geosynthetic Clay Liners. *International Conference on Pobleumatic Soils*, Nottingham, United Kingdom. Vol. 2, 553-560.
- Wray, W.K., 1984. The Principle of Soil Suction and its Geotechnical Engineering Applications. *Fifth International Conference on Expansive Soils*, Adelaide, South Australia. 114-118.
- Yong, R. N., Warkentin, B. P., 1975. *Soil properties and behaviour*, Elsevier Scientific, 449 p. Amsterdam.
- Yong, R.N., 1999. Soil suction and soil-water potentials in swelling clays in engineering clay barriers. *Engineering Geology*. 54, 3-13.
- Yule, D.F., Ritchie, J.T., 1980. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols: 1 small cores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 1285– 1291.
- Zhang, R. Warrick A.W., Myers D.E., 1992. Improvement of the prediction of soil particle size fractions using spectral properties. *Geoderma*. 52, 223-23.

EKLER

EK-1 Pearson Metoduna göre oluşturulan korelasyon matrisi

[illegible]

ÖZGEÇMİŞ



Adı Soyadı : Özgür DEMİRCİ

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Yılı : 1970

Yabancı Dil : İngilizce

Eğitim Durumu:

Lise : 1983-1987 Ankara Lisesi

Lisans- : 1987-1993 Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Çalıştığı Kurum ve Yıl:

1993-2000 ERA Jeoloji-Jeoteknik Hizmetleri Ltd. Şti
2000- MTA Genel Müdürlüğü, Deniz Araştırmaları Koordinatörlüğü