

**TOPRAK OLUŞUMU
(PEDOGENESİS) VE SINIFLAMA
DERS NOTLARI**

Prof. Dr. Gülağa ŞİMŞEK

Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi
Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Bölümü

**Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ofset Tesisi
Erzurum - 2014**

© Copyright

Bu kitabın her türlü yayın hakkı yazarlarına, basım ve satış hakları Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi'ne aittir. Bu kitabın bütün hakları saklıdır. Yazarlardan ve ilgili kuruluştan izin alınmadan kitabın tümü ya da bölümleri mekanik, elektronik, fotokopi, manyetik kayıt veya başka şekillerde çoğaltılamaz, basılamaz ve dağıtılamaz.

İsteme Adresi :

Atatürk Üniversitesi
Ziraat Fakültesi
Yayın Şefliği
25240 / Erzurum

Telefon : 0 442 236 09 60
Fax : 0 442 236 09 58
E-mail : ziraat@atauni.edu.tr

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

BİRİNCİ BÖLÜM

1. GİRİŞ..... 1

İKİNCİ BÖLÜM

2. TOPRAK HAKKINDAKİ GÖRÜŞ VE KURAMLARIN
EVRİMİ..... 3
- 2.1. Eski Görüşler..... 3
- 2.2. Yeni Görüşler..... 4

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. TOPRAĞIN TANIMI..... 7
- 3.1. Toprak Yeryüzünün Büyük Bir Kısımını Devamlı Bir Örtü
Halinde Kaplar..... 7
- 3.2. Her Toprak Birliği Bulunduğu Yörenin Çevre koşullarını
Yansıtan Bir Morfolojiye Sahiptir..... 8
- 3.3. Toprak Açık Bir Sistemdir..... 8
- 3.4. Toprak Dinamik Bir Sistemdir..... 9
- 3.5. Toprak Üç Fazlı Bir Sistemdir..... 9
- 3.6. Toprak Üç Boyutlu Bir Sistemdir..... 9
- 3.7. Toprak Doğal Bir Bütündür..... 10
- 3.8. Toprak ve Arazi..... 12

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. TOPRAKLARIN JEOLJİK KÖKENİ..... 15
- 4.1. Jeolojik Zaman Toprak İlişkisi..... 15
- 4.2. Toprak Oluşturan Kayalar..... 18
- 4.3. Yaygın Kaya Çeşitleri ve Genel Özellikleri..... 18
- 4.3.1. Mağmatik Kayalar..... 18
- 4.3.2. Tortul Kayalar..... 24
- 4.3.3. Metamorfik Kayalar..... 28

BEŞİNCİ BÖLÜM

5. TOPRAK OLUŞTURAN MİNERALLER.....	31
5.1. Silikat Minerallerinin İç Strüktürleri.....	31
5.1.1. İzole strüktür (Nezosilikatlar).....	32
5.1.2. Zincir Strüktür (İnosilikatlar).....	33
5.1.3. Çift Zincir (Şerit) Strüktür (İnosilikatlar).....	33
5.1.4. Katman Strüktür (Fillosilikatlar).....	34
5.1.5. Kafes Strüktür (Tektosilikatlar).....	34
5.2. Yaygın Silikat Mineralleri.....	35
5.2.1. Olivinler (Nezosilikatlar).....	35
5.2.2. Pyroksenler (İnosilikatlar).....	37
5.2.3. Amfiboller (İnosilikatlar).....	40
5.2.4. Mika Mineralleri (Fillosilikatlar).....	41
5.2.5. Feldispatlar (Tektosilikatlar).....	42
5.2.6. Kuvars ve Kristobalit (Tektosilikatlar).....	49
5.2.7. Karbonat, Halid ve Sülfat Mineralleri.....	53

ALTINCI BÖLÜM

6. PARÇALANMA-AYRIŞMA (Jeogenesis).....	61
6.1. Parçalanma-Ayrışma Etmenleri.....	61
6.1.1. Fiziksel Etmenler.....	62
6.1.2. Jeokimyasal Parçalanma-Ayrışma Etmenleri.....	65
6.1.3. Biyolojik Etmenler.....	70

YEDİNCİ BÖLÜM

7. TOPRAK ANA MATERYALLERİ.....	73
7.1. Yerli (Sedenter) Materyaller.....	73
7.1.1. İnorganik (Rezidüal) Materyal.....	74
7.1.2. Organik (Kümüloz) Materyal.....	75

	<u>Sayfa No</u>
7.2. Taşınmış Materyaller.....	75
7.2.1. Yerçekimi ile Taşınıp Birikmiş Materyal (Kollüvial Materyal).....	76
7.2.2. Sularla Taşınıp Biriktirilmiş Materyaller.....	76
7.2.3. Rüzgarlarla Taşınıp Birikmiş Materyaller (Aolik Materyal).....	77
7.2.4. Buzullarla Taşınıp Birikmiş Materyal (Glasiyal Materyal).....	78
SEKİZİNCİ BÖLÜM	
8. PEDOJENİK ETMENLER VE SÜREÇLER.....	81
8.1. Pedojenik Etmenler (Toprak Oluş Faktörleri).....	81
8.1.1. İklim.....	84
8.1.2. Organizmalar.....	88
8.1.3. Röliyef.....	90
8.1.4. Ana Materyal.....	94
8.1.5. Zaman.....	97
DOKUZUNCU BÖLÜM	
9. PEDOJENİK SÜREÇLER.....	103
9.1. Pedojenik Süreçlerin Genel Nitelikleri.....	103
9.2. Süreçlerin Çeşitleri.....	106
9.2.1. Kalsifikasyon.....	106
9.2.2. Podzolizasyon.....	107
9.2.3. Laterizasyon.....	109
9.2.4. Salinizasyon ve Solonchak Topraklar.....	110
9.2.5. Solonizasyon ve Solonetz Topraklar.....	114
9.2.6. Solodizasyon ve Soloth (Solodi)Topraklar.....	115

	<u>Sayfa No</u>
9.2.7. Geçit Tipleri ve Solodizet-Solonetz.....	116
9.2.8. Çorak Toprakların Sınıflandırılması.....	117
9.2.9. Çorak Toprakların Islahı.....	121
9.2.10. Gleyizasyon.....	123
ONUNCU BÖLÜM	
10. AYIRT EDİCİ HORIZONLARIN OLUŞUMU.....	125
10.1. Epipedonların Oluşumu.....	125
10.1.1. Mollic (Mollik) Epipedon.....	125
10.1.2. Umbric (ambrik) Epipedon.....	125
10.1.3. Anthropic Epipedon.....	127
10.1.4. Plaggen (pılagın) Epipedon.....	127
10.1.5. Ochric (ohrik) Epipedon.....	128
10.1.6. Histic (histik) Epipedon.....	128
10.1.7. Melanic (melanik) Epipedon.....	128
10.2. Yüzey Altı Ayırt Edici Horizonların Oluşumu.....	128
10.2.1. Cambic ve Oxic Horizonların Oluşumu.....	128
10.2.2. Argillic, Natric ve Spodic Horizonların Oluşumu....	132
10.2.3. Salic, Gypsic, Calcic ve Petrocalcic Horizonların Oluşumu.....	136
ONBİRİNCİ BÖLÜM	
11. TOPRAK KATEGORİLERİ.....	141
11.1. Entisoller (Entisols).....	141
11.1.1. Alüvial Topraklar.....	141
11.1.2. Litosollar.....	142
11.1.3. Regosollar.....	142
11.2. İnseptisoller (İnceptisols).....	143

	<u>Sayfa No</u>
11.2.1. Kahverengi Orman Toprakları (Eutrochrepts).....	143
11.2.2. Sol Brun Acide veya Asit Kahverengi Orman Toprakları (Dystrochrepts)	143
11.2.3. Hümik Gley ve Düşük Hümik Gley Topraklar (Aqueptler).....	143
11.2.4. Andisoller (Andepts).....	145
11.2.5. Plaggen Topraklar (Plaggept).....	145
11.3. Vertisoller (Vertisols).....	145
11.4. Aridisoller (Aridisols).....	146
11.4.1. Çöl Toprakları.....	147
11.4.2. Tuzlu Topraklar.....	148
11.4.3. Tuzlu Alkali Topraklar.....	149
11.4.4. Tuzsuz Alkali Topraklar.....	149
11.5. Mollisoller (Mollisols).....	150
11.6. Spodosoller (Spodosols).....	152
11.7. Alfisoller (Allisols).....	154
11.7.1. Gri Orman Toprakları (Gray Wooded).....	154
11.7.2. Gri-Kahverengi Podzolik Topraklar (Gray-Brown Podzolic).....	154
11.7.3. Planosollar (Planosols).....	156
11.7.4. Kırmızı ve Kahverengi Akdeniz Toprakları (Red and Brown Mediterranean Soils).....	156
11.7.5. Tropikal Demirli (Ferruginous) Topraklar.....	156
11.8. Ultisoller (Ultisols).....	157
11.9. Oxisoller (Oxisols).....	158

	<u>Sayfa No</u>
11.9.1. İyi Drenajlı,Oxisoller (Ferralitik Topraklar, Latosollar).....	160
11.9.2. Bozuk Drenajlı Oxisoller (Bazı Tabansuyu Lateritleri)	160
11.10 Histosoller (Histosols).....	161
ONİKİNCİ BÖLÜM	
12. TOPRAK BİLEŞİMİ VE KARAKTERİZASYONU.....	163
12.1. Toprak Bileşimine İlişkin Laboratuvar Verilerinin Önemi.....	163
12.2. Verilerin Elde Edilmesi ve Değerlendirilmesi İçin Uygun Yöntem ve Ölçütlerin Geliştirilmesi.....	163
12.3. Toprakların Kimyasal Bileşimlerine İlişkin Verilerin Kullanım Yol ve İlkeleri.....	165
12.4. Laboratuvar Teknikleri İle Ölçülen Toprak Özellikleri.....	165
12.4.1. Fiziksel Ölçümler.....	165
12.4.2. Kimyasal Ölçümler.....	169
ONÜÇÜNCÜ BÖLÜM	
13. KİL VE KİL MİNERALLERİ.....	179
13.1. Montmorillonit (Smektit) Grubu.....	180
13.1.1. Tanısı.....	181
13.2. Kaolinit.....	182
13.2.1. Kaolinitin Tanısı.....	182
13.3. İllit Grubu.....	183
13.3.1. İllitin Tanısı.....	185
13.4. Vermikülit.....	185
13.4.1. Tanısı.....	186
13.5. Serpantinler.....	186

	<u>Sayfa No</u>
13.5.1. Tanısı.....	187
13.6. Klorit.....	188
13.7. Karışık Katmanlı veya Arakatmanlı Mineraller.....	188
13.7.1. Tanısı.....	189
13.8. Allofen.....	189
13.8.1. Tanısı.....	190
ONDÖRDÜNCÜ BÖLÜM	
14. TOPRAK MİKROMORFOLOJİSİ.....	193
14.1. Terminoloji (Kullanılan Sözcükler).....	193
14.1.1. Voids (Boşluklar).....	194
14.1.2. Cutans.....	196
14.1.3. Diğer Makropedolojik Özellikler.....	198
14.2. Mikromorfolojik Özelliklerin İncelenmesi.....	199
14.3. Mikromorfolojik Çalışmaların Amacı.....	199

BİRİNCİ BÖLÜM

1. GİRİŞ

Toprak, herkesi yakından veya uzaktan ilgilendiren, çok değerli doğal bir varlıktır. İnsanların toprak hakkındaki bilimsel olmayan görüşleri ve ona verdikleri değer; o kimselerin toprakla olan ilişkilerine ve uğraştıkları meslek dalına bağlı olarak, büyük ölçüde değişir. Örneğin, bir çiftçi toprağı tüm canlıların hayat kaynağı olarak düşünür. Onun için toprak, en kıymetli varlık ve hatta kendisinden bir parçadır. Buna karşın, madenciler için toprak, maden yataklarını gizleyen, onlardan yararlanmayı güçleştiren ve bu nedenle uzaklaştırılması gereken zararlı bir materyaldir. Bir ev hanımı için ise toprak, çamur veya toz olarak, bir kir kaynağıdır.

İnsan yaşantısıyla iç içe bir varlık olmasına karşın, diğer konularla karşılaştırılırsa, toprağın gerekli ilgiyi görmediğı ve üzerinde yapılan bilimsel araştırmalara çok geç başlanmış olduğı görülür. Ekolojistler, çıplak kaya, kum veya kil birikintileri üzerinde, koloni oluşturan ilkel bitkilerden, karmaşık, klimaks bitki topluluklarına kadar gerçekleşen ilginç gelişmeyi, ayrıntılı olarak inceleyip tanımlamışlardır. Fakat ancak pek az kimse, bitkilerde görülen bu değişime koşut olarak, onların üzerinde geliştikleri materyalin de değişmekte olduğunu fark edebilmiştir. Gerçek şu ki, içinde koloni oluşturan ilkel bitkilerin yaşamaya başladığı, rastgele minerallerden oluşan materyal de, zamanla, üzerinde yaşayan canlılar gibi değişip gelişir. Sonunda ortaya çıkan bu dinamik sistem, yani toprak, çevre etmenlerinin karşılıklı etkilerini ve hatta geçmişteki çevre koşullarının durumunu yansıtan bir görünüm (morfoloji) kazanır.

Toprak denince genellikle, kara parçalarının üzerini kaplayan ince ve gevşek yapılı bir örtü akla gelir. Fakat, bazı toprak bilimciler, buna bitki ve hayvan yaşamına destek olan, su-altı materyallerini de katarak, kavramın kapsamını biraz daha genişletirler. Eski jeologlardan bazıları, kayaların parçalanma ürünü olan gevşek materyallerin tümünü toprak olarak düşünmüşlerdir. Bu düşüncenin bir sonucu olarak ortaya çıkmış olan "glasiyal toprak", "lösiyal toprak", "kollüviyal toprak" ve "allüviyal toprak" gibi kavramlar bugün hatalı sayıldıklarından, sonuncu dışında, toprak ilmi literatüründe kullanılmamaktadır. Ancak, hatalı olduğı anlaşıldığı halde, "allüviyal toprak" kavramı hala kullanılmaktadır. Toprak Genesisi (Toprak Oluşumu), toprağın çevre koşullarına bağlı olarak, çeşitli materyallerden türeyişini inceler. Bu nedenle, yukarıdaki gibi toprağı, türediğı materyalle karakterize etmek yerine, gerekiyor ise, "glasiyal driftten oluşmuş toprak", "kollüvyumdan oluşmuş toprak", "allüvyumdan oluşmuş toprak" ve buna benzer ifadeler kullanmak daha uygun olur.

Toprak ilminin, toprak-oluş etmen ve süreçleriyle ilgili kısmını oluşturan "Toprak Genesisi", toprağı doğal bir bütün olarak ele alır ve bu bütün içerisinde meydana gelen değişimleri inceler. Bu bilim dalı, yeryüzü arazi mozayliğini oluşturan toprak çeşitlerinin oluşum şekillerini inceleyen bir bilim dalıdır. Bazı bilim adamları,

pedoloji sözcüğünü, Toprak Genesisi'nin bir anlamdaşı olarak kullanırlarsa da, Toprak Genesisi, pedolojinin içerdığı bilim dallarından biridir. Pedolojinin kapsamına giren diğer bilim dalları ise şunlardır: Toprak Kimyası, Toprak Fiziğı, Toprak Mineralojisi, Toprak Etüt ve Haritalama, Toprak Verimliliğı ve Toprak Muhafaza. Toprak Genesisi, Fizik, Kimya, Jeoloji, Mineraloji, Biyoloji, Kilimatoloji, Coğrafya, Antropoloji ve Tarım konularıyla yakından ilgilidir.

İKİNCİ BÖLÜM

2. TOPRAK HAKKINDAKİ GÖRÜŞ VE KURAMLARIN EVRİMİ

Herhangi bir konu ile ilgili görüş ve kuramlar ileri sürüldükleri çağa ilişkin, o konu hakkındaki bilgi durumunu yansıtır. Bir konu hakkındaki bilgiler gelişip arttıkça, o konu ile ilgili görüş ve kuramlar da gelişip değişir. Toprakla ilgili görüş ve çalışmaları, milattan önceki devirlere götürebilme olanağı vardır. Ancak, 16. yüzyıldan önceki, toprakla ilgili çalışmalar ve ortaya konulan görüşler, çok az ve kişiseldir. Bu konu, ancak 16. yüzyıldan bu yana ağırlık kazanmış ve 19. yüzyılda da bağımsız bir bilim dalı haline gelebilmiştir. Bu nedenle, toprakla ilgili görüş ve kuramları eski ve yeni diye iki grup altında toplayarak inceleyebiliriz.

2.1. Eski Görüşler

Milattan 2000 yıl kadar önce, Çin'li mühendis Yu'nun, ülke topraklarını renk ve strüktürü ölçü alarak sınıflandırdığı bilinmektedir. Yine milattan önce 4. yüzyılda Aristotile ve öğrencisi Theophrastus, toprağı bitkilerin besin maddeleri kaynağı olarak düşünmüş ve onunla yakından ilgilenmişlerdir. Cato, Varro ve Virgil de milattan önce, bitki besleme yönünden, toprakla ilgilenen bilginlerdir. Columella ve Pliny de M.S. 1. yüzyılda toprağın aynı yönüyle ilgilenmişlerdir.

Bernard de Palissy, 1563'te yayınladığı "On Various Salts in Agriculture" (Tarımda (Kullanılan) Çeşitli Tuzlar Üzerine) adlı kitabında, toprağın mineral bitki besin elementlerinin kaynağı olduğunu belirtmiştir. Van Helmont ise bitki besin maddelerinin sadece su tarafından sağlandığını ileri sürmüştür. 1840 yılında yayınlanan, "Chemistry Applied to Agriculture and Physiology" (Tarıma ve Fizyolojiye Uygulanan Kimya) adlı eserinde Justus Von Liebig, bitkilerin mineral besin elementlerini topraktan aldıklarını belirtmiş ve tarımda mineral gübrelerin kullanılmasını önermiştir. O, toprağı pasif bir bitki besin maddeleri deposu olarak düşünmüştür.

Rusya'da Lomonosov (1711-1765), toprakların durağan bir varlık olmayıp, devamlı değişen bir varlık olduğunu ileri sürmüştür.

Ondokuzuncu yüzyılın ortalarında, toprakla ilgilenen ilim adamlarının çoğu, onu, bir miktar çürümekte olan organik madde ile karışmış, ufalanmış kaya olarak düşünmüşlerdi. Örneğin, Alman bilim adamlarından Raman ve Fallou, toprağı yüzeydeki kaya örtüsünün parçalanmasıyla meydana gelmiş ve az çok yıkanmış materyal olarak tanımlayan, "Tarımsal Jeoloji" (Agrogeology) görüşünü geliştirdiler. Eğer toprak, sadece ufalanmış kaya olarak düşünülecek olursa, toprak oluşumu, yalnız parçalanma-ayırışma ile doyurucu bir şekilde açıklanabilir ve genesisle ilgili başka kuramlara gerek kalmazdı.

Toprakla ilgili bu eski görüş, "Toprakların, sadece bir miktar organik madde içeren, parçalanıp ayrılmış kaya artığı olmayıp; genetik horizonlardan oluşan bir profile sahip oldukları" fikriyle, ilk önce Rusya'da daha sonra da diğer ülkelerde ortadan kalktı. Toprağın genetik horizonlardan oluşan bir profile sahip olduğu kabul edildikten sonra, yalnız başına parçalanma-ayırışma, toprak oluşumunu açıklamaya yetmediğinden, toprak genesisiyle ilgili yeni kuramların ortaya atılması gerekti. Bunun bir sonucu olarak, Toprak Genesisi, parçalanma-ayırışmanın yanısıra yaşayan organizmalarla, ufalanmış kaya materyalinin birbirine karşılıklı etkilerinden ortaya çıkan, birtakım değişiklikler kombinasyonu olarak düşünülmeye başlandı.

A.B.D.'de E.W.Hilgard (1833-1961), alkali topraklar üzerinde, bugün bile eşine az rastlanabilecek nitelikte bir çalışma yapmış ve bu çalışmasıyla ilgili eseri, 1892 yılında basılmıştır. Hilgard, bu çalışmasında alkalileşme süreci ile arazi şekli, taban suyu, parçalanma-ayırışma ve sulama-drenajı da kapsayan, kültürel işlemler arasındaki ilişkiyi araştırmıştır.

C.F. Marbut (1863-1935), A.B.D. Toprak Etüd Direktörü iken, Glinka'nın Almancaya çevrilmiş olan eserini okumuş ve onun toprak hakkındaki görüşlerini Amerikalı toprakçılara aktarmıştır. Charles E. Kellogg (1902-....) ise Marbut ile çalışırken Dokuchaev ve Glinka'nın koymuş oldukları ilkelere dayanan bir toprak sınıflama sistemi geliştirmiştir.

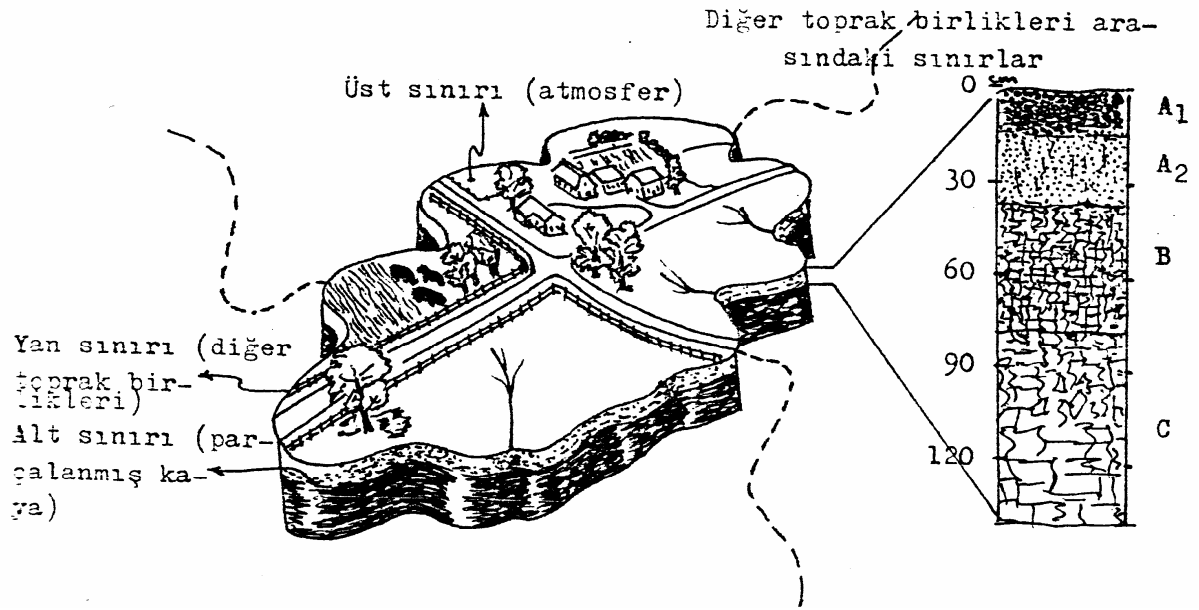
Toprak ilmi ile uğraşanlar, V.V. Dokuchaev'in modern toprak ilminin kurucusu olduğu konusunda birleşirler. O toprağı, toprak-oluş etmenlerinin etkisi ile oluşmuş veya oluşmakta olan doğal bir bütün olarak düşünmek suretiyle toprak hakkındaki modern görüşün temelini atmıştır. Dokuchaev'in ortaya koyduğu fikirler, 20'nci yüzyıl başlarında, Rus toprakçıların dikkatlerini toprak profiline ve onun şekillenmesinde etkin olan etmenlere yöneltmiş ve toprak genesisi ile ilgili kuramların bir kısmının değişmesine neden olmuştur. İlk defa Rusya'da toprak oluşumunun devamlı bir olay (süreç) olduğu görüşü gelişti. Bu görüşe göre: Yeryüzünde var olan toprakların tümünün, herhangi bir andaki durumları geçicidir. Her bir toprak çeşidi, ortaya çıkıp, kaybolan ve tekrar ortaya çıkan bir durumu (çağı) temsil eder. Yani devamlı bir oluşum ve başkalaşım içerisindeyler.

2.2. Yeni Görüşler

Bugün toprak hakkındaki geçerli olan görüşler, eski görüşlerin gelişen bilgi durumuna uyarlanmış şeklidir. Yeni görüşlere göre toprak : Yeryüzünde oluşmuş veya oluşmakta olan ve bulundukları yerin çevre koşullarını yansıtan, kendine özgü bir morfolojiye sahip üç boyutlu doğal bir bütündür. Yeni görüşlerde de toprağın profil karakterleri, diğer özellikleriyle rekabet edebilecek düzeyde önemini korumuştur. Dikkatimizi belli bir toprak profili üzerinde toplamadan önce toprakların coğrafik birer bütün olduklarını düşünmek, bizi birtakım yargılara yöneltir.

Her toprak birliği, her şeyden önce, bir yer kaplar ve bir hacim doldurur. Yani

toprak, eni, boyu ve derinliği olan bir varlıktır. Her toprak birliğinin atmosferle bitiştiği yerde, kesin bir üst sınırı; diğer toprak birlikleri ile bitiştiği yerde, daha az belirgin olan bir yan sınırı ve kademeli olarak altındaki parçalanmış kayaya geçilen yerde ise belirgin olmayan bir alt sınırı vardır. Bir toprak birliğinin bu durumu, Şekil 1'de şematik olarak gösterilmiştir.



Şekil 1. Bir toprak birliği ve onu temsil eden toprak profili. Her toprak birliği, üç boyutlu doğal bir varlıktır.

Toprak birlikleri, bitiştiğindeki toprak birliklerinden, çok az bir olasılıkla kesin sınırlarla ayrılırlar. Komşu toprak birlikleri arasında genellikle, birinden diğerine doğru, giderek değişen bir geçit zonu vardır. Birbirine komşu iki toprak birliği arasındaki bu normal, kademeli geçitler, toprak etütçüler tarafından iyi bilinir. Topraklar, yeryüzünün büyük bir kısmını örten, mozaik benzeri ve devamlı bir örtü oluştururlar.

Her toprak tipi, birkaç coğrafik birliği veya toprak örtüsünün parçalarını içerir. Genellikle toprak birlikleri o kadar küçüktür ki, 40 dönüm gibi küçük bir sahada, birkaçı birden görülebilir.

Her toprak tipinin, kendine özgü bir oluşum bölgesi vardır. Her bir toprak tipi, belli coğrafik bölgeler içerisinde devamlı toprak örtüsünün bir parçası olarak ortaya çıkar. Genellikle toprak tiplerinin belli bir peyzaj içerisindeki yerleri de (pozisyonları da) kendilerine özgüdür. Toprak örtüsünde görülen bölgesel farklılıklar, bu hususları gayet güzel yansıtmaktadır. Örneğin, İç Anadolu Bölgesinde birbirinden farklı toprak tipleri olduğu gibi, Karadeniz Bölgesinde de farklı toprak tipleri vardır. Ancak normal

olarak, bu iki bölgeye özgü toprak tipleri arasındaki farklılık, aynı bölgenin değişik toprak tipleri arasındaki farklılıktan büyüktür.

Devamlı toprak örtüsü, her ne kadar hem bölgesel, hem de yerel farklılıklar gösterirse de aslında toprak birlikleri, temel özellikler bakımından birbirine benzerler. Toprakların tümü, üç fazlı (katı, sıvı ve gaz fazı) bir sistemdir. Hemen hemen hepsi de aynı temel bileşikleri (Mineral madde, organik madde, su ve hava) içerirler. Ancak, bu temel bileşiklerin birbirine oranı, topraktan toprağa geniş ölçüde değişir. Her toprağın kendine özgü bir profili vardır ve bir hacim doldurur. Diğer bir deyimle, her toprak devamlı toprak örtüsünün bir parçasını oluşturur. Tüm topraklar için geçerli olan bu genel hususlar, toprak oluşumu kuramlarının mantıksal sonuçlarıdır.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. TOPRAĞIN TANIMI

Toprak, Dokuchaev'in öncülüğünde gelişen modern görüşün ışığı altında şöyle tanımlanabilir :

Yeryüzünün büyük bir kısmını, devamlı bir örtü halinde kaplayan; iklim ve canlıların, topoğrafik koşullara bağlı olarak, zamanla ana materyal üzerine yaptıkları ortak etkilerle ortaya çıkmış karakteristiklere sahip; açık, dinamik, üç fazlı, üç boyutlu, doğal bir bütündür.

Bu genel tanım içerisine giren toprakların (toprak aleminin), yanal sınırları, çıplak kaya, buzul, derin su birikintileri, pür kum, çakıl veya tuz depozitleri gibi toprak olmayan materyallere dayanır. Üst sınırı, atmosfere değme yüzeyi, alt sınırı ise ana kayaya geçiş zonudur.

Eksiksiz bir toprak tanımı içerisinde şu temel kavramlar saklıdır:

- Toprak, yeryüzünün büyük bir kısmını, devamlı bir örtü halinde kaplar.
- Her toprak birliği bulunduğu yörenin koşullarını yansıtan kendine özgü bir morfolojiye sahiptir.
- Toprak açık bir sistemdir.
- Toprak dinamik bir sistemdir.
- Toprak üç fazlı bir sistemdir.
- Toprak üç boyutlu bir sistemdir.
- Toprak doğal bir bütündür.

3.1. Toprak Yeryüzünün Büyük Bir Kısmını Devamlı Bir Örtü Halinde Kaplar

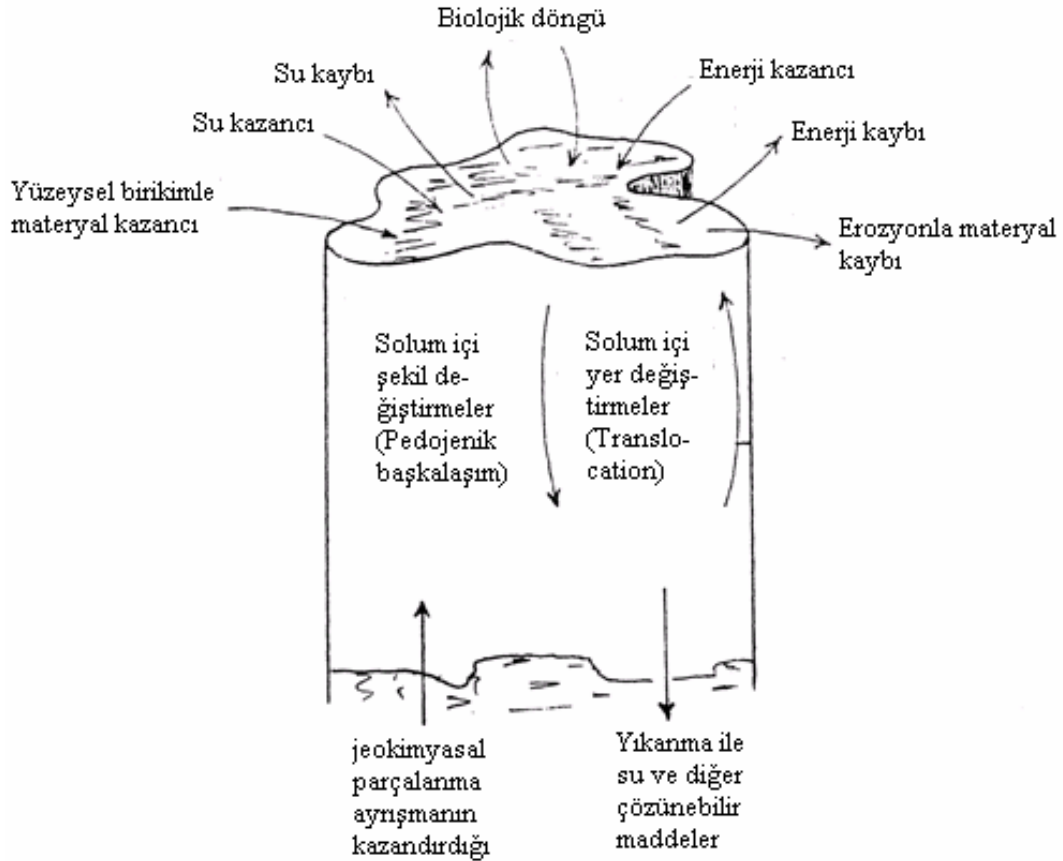
Katı yerkabuğunun kalınlığına kıyasla çok ince olan toprak örtüsünün kalınlığı, bir bölgeden diğerine; hatta aynı bölgeler içerisinde, büyük ölçüde değişir. Değişimin sınırları, genellikle birkaç santim ile birkaç metre arasındadır. Kalınlığı genelde kutuplardan, Ekvator'a doğru gidildikçe artan bu örtü, yer yer, derin su, pür kum, çakıl veya tuz birikintileri; buzul veya çıplak kayalarla parçalanmıştır. Daha yakından incelenecek olursa, bu örtünün birbirinden farklı, on binlerce toprak birliklerinden oluştuğu görülür. Toprak örtüsü bu haliyle, bir toprak haritasından da açıkça görülebileceği gibi, bir mozayike (yırtık bir yamalı bohçaya) benzer. Mozayikin her bir yamasını oluşturan toprak birlikleri arasındaki sınırlar, genellikle, tespiti özel bir ihtisas gerektirecek kadar az belirgindir.

3.2. Her Toprak Birliği Bulunduğu Yörenin Çevre Koşullarını Yansıtan Bir Morfolojiye Sahiptir.

Toprak oluşumu, toprak oluş-etmenleri olarak adlandırılan, iklim, canlılar, topoğrafya, ana materyal ve zamanın etkisi altındadır. Eğer bu etmenler, dünyanın her kesiminde aynı olsaydı, toprak örtüsü de yeryüzünün her kesiminde aynı olurdu. Fakat bu etmenler, bir bölgeden diğerine hatta aynı bölgeler içerisinde, büyük farklılıklar arz edebilirler. Bu nedenle etmenlerden bir veya birkaçının farklı olduğu kesimlerde, o koşulları yansıtan farklı özelliklere sahip, farklı toprak tipleri ortaya çıkar.

3.3. Toprak Açık Bir Sistemdir

Toprak, Şekil 2'de görüldüğü gibi, dış etmenlerin etkilerine ve bunların neden olduğu olay ve değişmelere açık bir sistemdir. Bu sisteme, dışardan, katı, sıvı veya gaz halinde eklenmeler olabileceği gibi, aynı maddelerin sistemden uzaklaşmaları da söz konusudur.



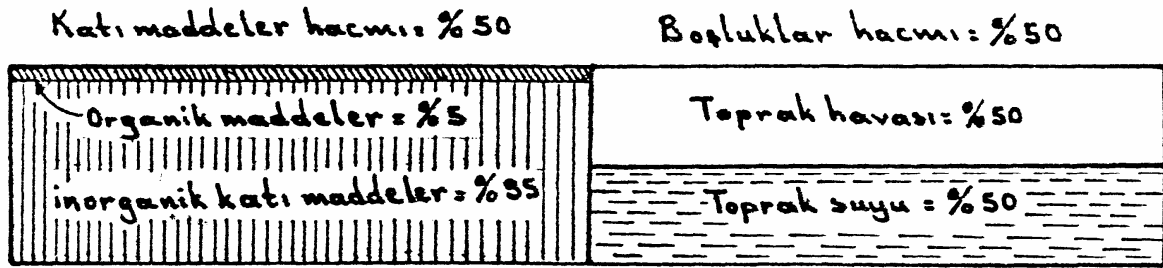
Şekil 2. Toprak gövdesinin açık bir sistem olduğunu gösteren şema.

3.4. Toprak Dinamik Bir Sistemdir

Toprak içerisinde, toprak-oluş etmenlerinin kontrolü altında, kesintisiz olarak, çok çeşitli, fiziksel, kimyasal ve biyolojik olaylar oluşur. Toprak oluş süreçleri adı verilen bu olayların amacı, toprak sistemini, çevre koşulları ile dengeye getirmektir. Ancak, gerek en etkin iki etmen olan iklim ve canlıların kısa veya uzun zaman aralıkları içerisindeki değişimleri (kararsızlığı) ve gerekse yerkabuğunda görülen tektonik hareketlerle ortaya çıkan topoğrafik değişimler, toprakla çevre koşulları arasında kararlı bir dengenin kurulmasını olanaksız kılar. Bu nedenle, yeryüzündeki en yaşlı topraklar dahi, devamlı bir oluşum ve başkalaşım içerisinde olup, bunlarla, çevre koşulları arasında sadece dinamik bir dengeden söz edilebilir.

3.5. Toprak Üç Fazlı Bir Sistemdir

Doğal koşullar altında bir toprak, oranları geniş ölçüde değişen, katı, sıvı ve gaz fazlarından oluşur. Optimum koşullarda bir toprak kütlelerinin hacimce % 50'si katı maddelerden; % 50'si ise boşluklardan oluşur. Yine bu boşluklar hacminin % 50'si toprak suyu; % 50'si de toprak havası ile doludur (Şekil 3). Bu, arzu edilen veya ideal bir durumdur. Yoksa başlangıçta da belirtildiği gibi bu oranlar, koşullara bağlı olarak büyük ölçüde değişir. Katı fazı, organik ve inorganik bileşikler oluşturur. Bu bileşikler için optimum oranlar, % 5 organik, % 95 inorganik materyaldir.



Şekil 3. Optimal bir toprak kütlelerini oluşturan katı, sıvı ve gaz fazların birbirine göre oranlarını gösteren şema.

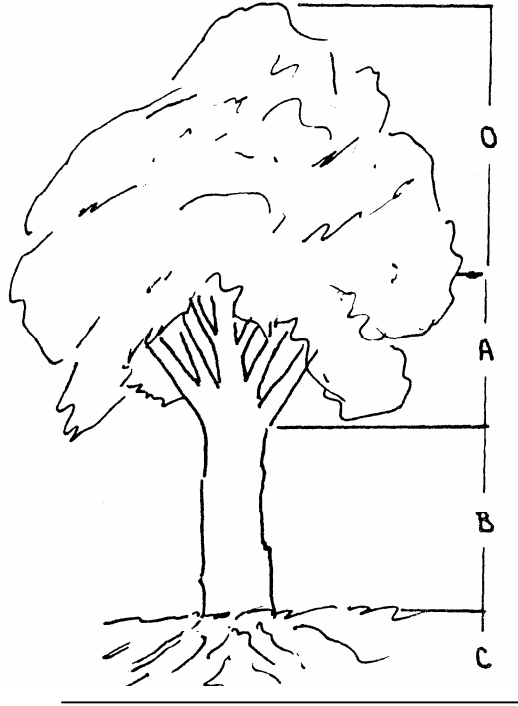
3.6. Toprak Üç Boyutlu Bir Sistemdir

Toprak, eni, boyu ve derinliği olan bir sistemdir. Toprakların üçüncü boyutu, yani derinliği, çoğu zaman toprakla yakından ilgilenenler tarafından dahi unutulup, toprak varlığı, alan olarak ifade edilir. Halbuki toprak derinliği, tarımsal ve teknolojik değerlendirmeler yönünden, toprakların en önemli özelliğidir. Daha önce toprak tanımı içerisine giren tüm toprakların (Topraklar Aleminin) yanal sınırlarının, çıplak kaya, buzul, derin su birikintileri, pür kum, çakıl veya tuz birikintileri gibi, toprak olmayan materyallere dayandığını belirtmiştik. Topraklar alemi, birbirinden farklı çok sayıda

toprak birliklerinden oluşur. Alt ve üst sınırları, topraklar alemininkinin aynı olan toprak birliklerinin yanal sınırları ise, diğer toprak tipleri veya toprak olmayan materyallerle çevrelenmiş olabilir. Üst sınır, atmosferle temas yüzeyi alt sınır ise ana materyale geçiş zonudur.

3.7. Toprak Doğal Bir Bütündür

Topraklar topluluğunu oluşturan ve tanımlı yapılan her toprak birliği, diğer doğal varlıklarda olduğu gibi birer doğal bütündürler. Konunun daha iyi anlaşılabilmesi için, bir toprak birliğini bir elma ağacı ile karşılaştırmaya çalışalım (Şekil 4). Nasıl ki bir elma ağacı, ait olduğu tür içerisinde, kök, gövde, dal, yaprak ve meyvesiyle bir bütün ise her toprak birliği de bulunduğu çevre koşullarının ortaya çıkardığı morfolojik, fiziksel ve kimyasal özellikleriyle, diğer birliklerinden ayrılan bir bütündür.

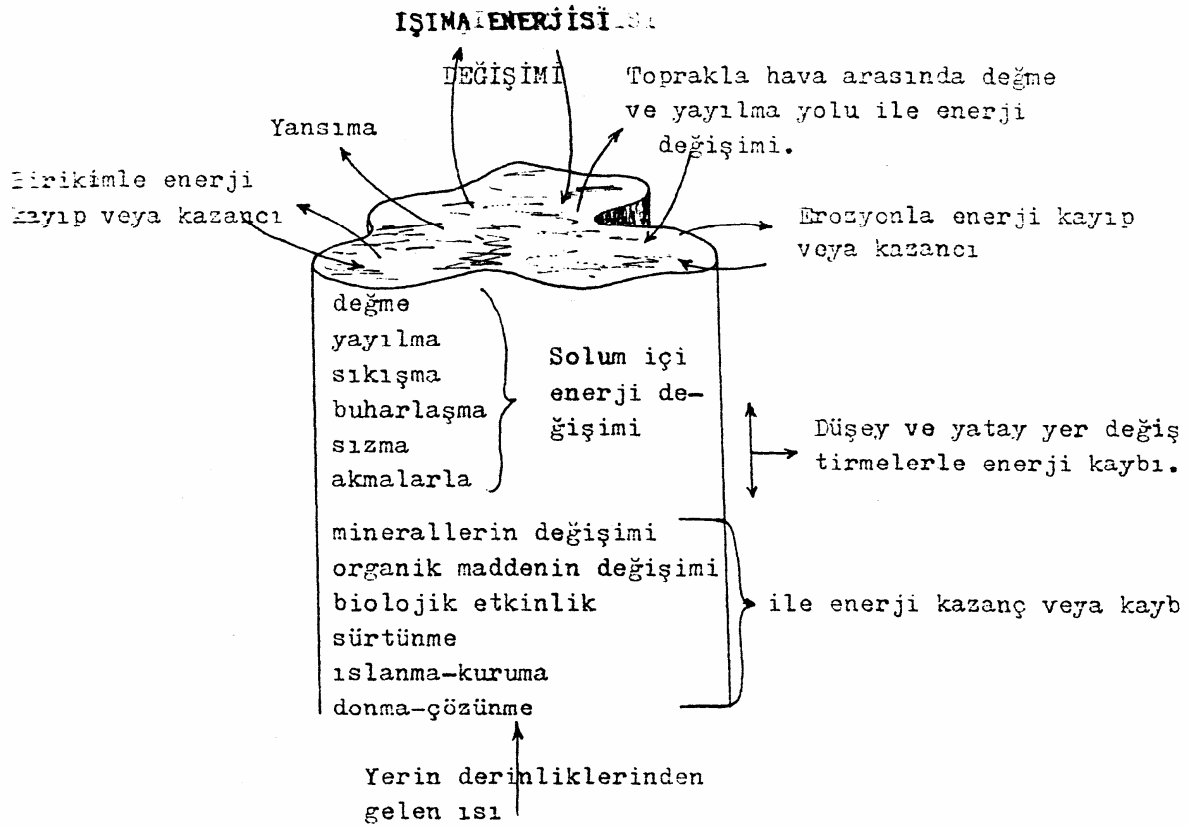


Şekil 4. Doğal bir bütün olarak bir ağaçla bir toprak profil veya pedonunun benzeştirilmesi.

Bir elma topluluğunun en küçük temsilcisi (bireyi) bir elma ağacıdır. Toprak topluluğunun en küçük temsilcisi ise profil veya pedondur. Toprağın oluştuğu ana kayayı, ağacın oluştuğu tohumu; ana materyali ağacın köklerine, solumu, ağacın gövdesine, tali horizonları dallara ve her horizonun tekstür, strüktür v.s. özelliklerini de yaprak, çiçek, meyve v.s. özelliklerine benzetebiliriz (Şekil 4).

Herbir ağaç türü ile yetiştiği çevre koşulları arasında yakın bir ilişki olduğu gibi, her toprak çeşidi ile oluştuğu çevre koşulları arasında da yakın bir ilişki vardır. Belli ağaç türlerinin ancak belli çevre koşullarında yetişebilmesi gibi, belli toprak tipleri de ancak belli çevre koşullarında oluşabilir. Öz olarak denebilir ki; Bir toprak, bulunduğu çevre koşulları ve sahip olduğu tüm özellikleriyle, doğal bir bütündür ve bir toprak ancak bulunduğu yerde o topraktır.

Toprağın yukarıda açıklamaya çalıştığımız özelliklerinin yanısıra, çeşitli kaynaklardan aldığı enerjiyi, bir formdan başka bir forma çevirme ve aktarma özelliği de vardır (Şekil 5). Topraklardaki enerji aktarımı, ıslanma-kuruma, ısınma-soğuma, evapotranspirasyon, parçalanma-ayırışma, erozyon ve yıkanma ve birikim şeklinde olur. Isı ve ışık enerjisi, fotosentez, evapotranspirasyon ve ayırışma ile başka formlara dönüşür. Materyallerin parçalanma-ayrışmalarına ilişkin tepkimeler ise genellikle endotermiktir. Toprakta organizmalar ve mineraller çözünme ve yer değiştirme olaylarıyla rekabet ederler. Toprakla bitkiler arasındaki besin maddeleri alış-verişi ve tepkimeler de enerji değişimini gerektirir.



Şekil 5. Bir toprak gövdesindeki enerji kayıp, kazanç ve değişimini gösteren şema.

Yani toprak, aynı zamanda kendine gelen enerjiyi değiştiren veya aktaran bir sistemdir.

3.8. Toprak ve Arazi

Arazi ve toprak, kavramları, çok kimse tarafından birbirine karıştırılan ve birbirinin eş anlamlısı (sinonimi) gibi kullanılan iki terimdir. Halbuki, arazi ve toprak birbirinden farklı iki kavramdır. Arazi, toprağı da içine alabilen daha geniş kapsamlı bir kavramdır ve genellikle bir sıfatla birlikte kullanılır. Örneğin, dağlık arazi, taban arazi, taşlık veya kayalık arazi bataklık arazi, çorak arazi, ormanlık arazi v.s. gibi. Bu da gösteriyor ki arazi, yüzeyinin yükselti farklılıkları (topoğrafyası), üzerinde görülen bitki örtüsü çeşidi, taşlılık, kayalılık v.s. gibi kendine özgü özelliklerle, bitişindekilerden ayrılan bir yeryüzü parçasıdır. Buna, yapay sınırlarla (çit, kanal v.s. gibi) ayrılmış olan, şahıs, köy, kasaba ve ülke gibi mülkiyetle ilgili boyutu da ekleyecek olursak kapsam biraz daha genişlemiş olur. (Örneğin, Ahmet'in arazisi, Dadaş Köyü arazisi, v.s. gibi).

Buna göre araziye, basit ve geniş anlamda, bir yeryüzü parçası olarak tanımlayabiliriz. Bir araziye diğerinden ayıran özellikler, tanım ve kapsama göre değişir. Bu nedenle arazi, bitişindekilerden, yükselti farkları, konum, egemen materyal ve bitki örtüsü çeşidi ve kullanma biçimi gibi kendine özgü özelliklerle veya yapay ya da doğal sınırlarla ayrılmış kara parçası olarak tanımlanabilir.

İnsanların yeryüzünün bir kesimine (herhangi bir araziye) duydukları ilgi, bir takım, sosyal, ekonomik ve psikolojik faktörlerin etkisi altındadır. Örneğin, bir çiftçi için, toprak verimliliği ve mahsuldarlığı ile, elde ettiği ürünü kısa bir zamanda ve ucuz bir fiyatla pazara götürebilme, önemliyken; büyük şehirlerin gürültüsünden bıkmış, dinlenmek isteyen biri için kolay ulaşılabilen bir yer olması, önemlidir. Bazıları için, alan daha önemliyken, bazıları için zemin çeşidi ve toprak kalitesi daha önemlidir. Yani arazi değerini etkileyen etmenler, kullanma amacına göre büyük ölçüde değişir. Çevresi ve manzarası pek güzel olmayan, fakat yeterli su kaynağına sahip bir arazi parçası, ev kurmak için çevresi ve manzarası çok güzel fakat su kaynağı olmayan bir araziye tercih edilir. Önemli olan, bir araziye, uzun zaman içerisinde, en uygun biçimde kullanıp değerlendirmektir. Özellikle üzerinde verimli toprakların bulunduğu arazilerin, daha kârlı olacağı düşüncesiyle, tarım dışı kullanılmaları, o ülke ve ulus için uzun vadede giderilmesi olanaksız bir kayıptır.

Günümüzde, yaşadığımız çevre, devamlı ve oldukça hızlı bir biçimde değişime uğramaktadır. Bu değişim, artan nüfusa karşın, doğal kaynakların tahrip olması ve azalması yönünde gerçekleşmektedir. Tarım arazilerinin bir kısmı, yerleşme yeri, sanayi alanları, karayolu ve hava meydanları olarak tarım dışı kullanılırken; bir kısmı da bilgisiz kullanma yüzünden, erozyon ve çoraklaşma gibi nedenlerle yararlanılamaz hale gelmektedir. Hayatın diğer temel kaynaklarını oluşturan, hava ve sulardaki kirlenmenin de yer, yer ciddi boyutlara ulaştığı bilinmektedir. Doğal çevreyi oluşturan,

atmosfer, biyosfer, hidrosfer ve litosferin (özellikle toprakların) devamlı ve karşılıklı bir etkileşim içerisinde oldukları düşünülürse, birinin göreceği zarar diğerini de etkileyecektir. Örneğin, atmosferin kirlenmesi, ısınma, zararlı ışınlar, asit yağmurları v.s. gibi etkilerle, biyosferin, hidrosferin ve toprakların da zarar görmesine yol açar. Doğaldır ki sonunda en çok zarar görecektir kesim de biz insanlar olacağız.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. TOPRAKLARIN JEOLJİK KÖKENİ

Toprakların kökenini, kayalar ve onların bileşiminde yer alan mineraller oluşturur. Toprak, yerkürenin atmosferik olaylara açık olan kısımlarında, yani yerkabuğu adı verilen katı kısmın, parçalanıp ayrışmasıyla oluştuğundan, konunun iyi anlaşılabilmesi için yerkabuğunun hatta yerkürenin bazı temel özelliklerini bilmek veya hatırlamak gerekir.

4.1. Jeolojik Zaman Toprak İlişkisi

Bugün üzerinde yaşadığımız dünyamızın yüzü, bundan yaklaşık 4.6 milyar yıl önce soğumaya ve katılaşmaya başladığında, büyük bir olasılıkla, bugünkü ay yüzeyine çok benziyordu. Soğuyup katılaştıran yüzeyde meydana gelen ilk çatlakla jeolojik zaman başlamış oldu. Kabuk altında meydana gelen çeşitli ve çok güçlü tepkimeler sonucu ortaya çıkan su buharı, nitrojen, karbondioksit ve diğer gazlar, kabuğun çatlamasıyla, yeryüzüne çıkarak atmosferi oluşturmaya başladı. Yerkabuğu dışına çıkan su buharı, yerküreyi bir bulut halinde kuşattı ve yerkabuğunun ısısı 100°C'nin altına düşünceye dek yağış haline dönüşmedi. Bu çağ 'Protoatmosferik' çağ olarak adlandırılır. Yerkabuğunun ısısının 100°C'nin altına düşmesiyle başlayan yoğun yağışlar kabuğun çukurluklarında birikerek ilk, dere, göl ve denizleri oluşturdu (Çizelge 1).

Ozonosferin bulunmadığı çağda, ancak derin su kütlelerinin canlıların hayatını kozmik radyasyonlara karşı koruyabileceği düşünülürse, ilk hayatın denizlerde başladığı düşüncesi akla en uygundur. Karalarda hayat, fotosentez yapabilen canlıların faaliyetleri sonucu açığa çıkan oksijenin atmosferin bir bileşeni haline gelmesi ve atmosferin üst kısımlarında, bugün de var olan, ozon zarfını oluşturmasıyla başlamış olabilir. Çünkü hayatı kozmik ışıklardan koruyan, bu ozon zarfıdır. Atmosferin evrimine bağlı olarak hayat da giderek değişip karmaşılaşmıştır. Hayatın karalara sıçramasıyla, "biyokimyasal parçalanma-ayırışma" ve toprak oluşumu da başlamış oldu. İlkel topraklarla (proto soils), bilinen bitki toplulukları altında oluşan topraklar arasında belirgin farkların olacağı doğaldır.

İlkel atmosfer ve ilkel toprakların oluşumu ile karakterize edilen koşulların, zamanımızdan yaklaşık yarım milyar yıl önce sona ermiş olabileceği düşünülmektedir. Diğer 3.5 milyar yıllık sürede, yerkabuğu giderek kalınlaşıp genişleyerek bugünkü kıtaların çekirdeğini oluşturdu. İlkel atmosfer ve ilkel toprak oluş koşullarının sona ermesi ve yüksek hayat koşullarının ortaya çıkmasıyla, toprak oluşumunda çok önemli olan biyokimyasal süreçler başlamış oldu.

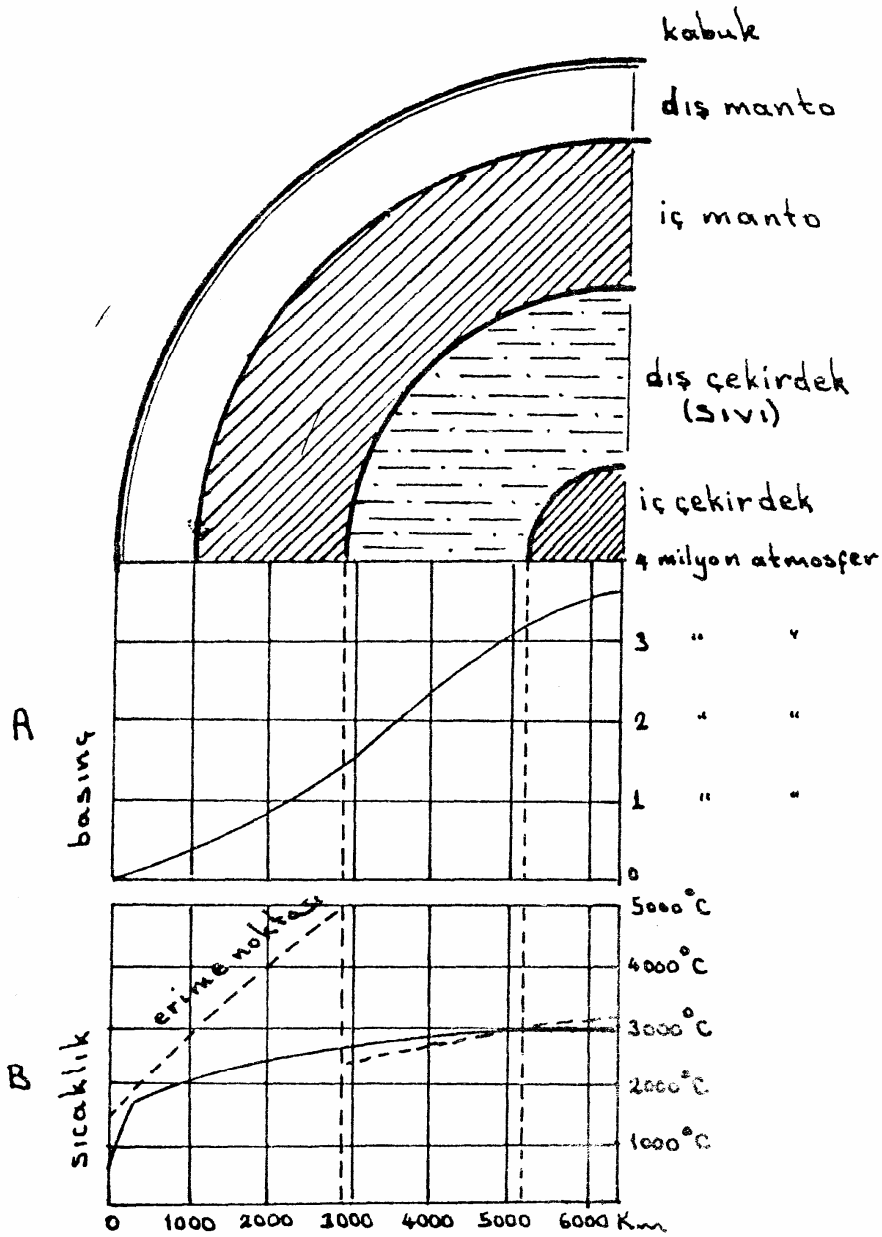
Çizelge 1. Toprak Oluşturan Biyokimyasal Parçalanma Ayırışmanın ve Biosferin Kaba Bir Kronolojisi (Farklı Kaynaklardan)

Çağımıza kadar geçen zaman (yıl)	Önemli Olaylar	Jeolojik Formasyonlar
Çağımızda (0)	Son 7500 yıl, özellikle son 100 yıl insanların, tarım yoluyla sebep oldukları toprak farklılaşmaları.	Holosen (Holocene)
	Modern topraklar (son 15 bin yıl). Modern fauna (son 60 milyon yıl) Modern flora (orman, çalı, çayır otları) toprakları (son 125 milyon yıl).	Pleistosen sonları Senozoik Menozoik sonları (Late Menozoic)
	Bilinen en eski kara bitkileri, Bitkilerin etkisindeki toprakların başlangıcı. En eski metazoan kara hayvanları, toprakların hayvanlar tarafından etkilenmesi.	Paleozoik başlangıcı (Early Paleozoic)
1 milyar	Topraklar hala ilkel (primitif) Biosfer hala ilkel (primitif), seksüel yolla üreyebilen en ilk hücreler. Atmosferin oksijenlenmesi.	Kambrien öncesi (Precambrian)
2 milyar	En eski fotosentetik ve nitrojen tesbit edici organizmalar, ilkel atmosferde oksijen birikiminin başlaması.	
3 milyar	Bilinen en eski canlılar, biyokim yasal parçalanma ayırışmanın başlangıcı.	
4 milyar	Yerkabuğundaki başkalaşımın devamı, gaz ve sıvı çekirdek çevresinde katı örtünün oluşumu, okyanus çukurlarının, kıtaların çekirdeklerinin oluşumu. Yeryüzünde ilk su ve ilkel toprak Protoatmosfer (atmosfer öncesi), oksijen yok.	
4.6 milyar	Katılaşma, ilk kaya, çatlamaalarının başlaması, jeolojik tarihin başlangıcı. Yerkürenin oluşumu, astronomik tarih.	

Yerküreyi en dıştan bir zarf gibi saran ve kalınlığı 16 ile 40 km arasında değişen katı zona yerkabuğu adı verilmektedir. Yüzeyden derinlere doğru gidildikçe sıcaklık ve basınç artar (Şekil 6). Çok sert ve kırılabilir olan yerkabuğunun altında, 2900 km derinliğe kadar katı zon devam eder. Ancak, bu zonda derinlere doğru gidildikçe sertlik

azalır, plastiklik artar. Bu zonda hakim olan kaya çeşidi olivindir. 2900 km derinlikten itibaren ergimiş halde bulunan demir-nikel katmanı başlar ve bu 5090 km derinliğe kadar devam eder. Merkezde ise 1260 km yarı çapında demir ve nikelden oluşan katı bir çekirdek yer alır.

Yerkabuğunda en çok tortul ve granitik kayalar bulunur. Kabuğun iç kısımlarında bazalt ve gabro benzeri kayaların oranı artar.



Şekil 6. Yerkürenin kesiti (A) basıncın merkeze doğru artışı, (B) sıcaklığın merkeze doğru artışı.

4.2. Toprak Oluşturan Kayalar

Kayalar, çeşitli bağlayıcı etmenlerle birbirine bağlanmış, katı mineraller ve parçacıklar topluluğu olarak tanımlanabilir. Yerkabuğunu oluşturan kayaların tümünün kökenini, mağmanın yüzeyde veya yerkabuğunun farklı derinliklerinde soğumasıyla oluşan mağmatik kayalar oluşturur. Atmosferik olayların etkisine açık olan mağmatik kayalar, parçalanıp ayrılarak çok çeşitli büyüklükteki tanelerden oluşan gevşek bir materyal oluştururlar. Bu materyalin bir kısmı, olduğu yerde kalarak, kayaların üstünü gevşek bir örtü halinde örter; bir kısmı ise yerçekimi, akarsu, rüzgar ve buzulların etkisiyle çukur sahalara, göl ve denizlere taşınarak birikirler. Katmanlar halinde çökelen bu materyalin zamanla sıkışıp, doğal çimentolayıcı maddelerle setleşmesiyle tortul kayalar oluşur. Bu şekilde oluşan tortul kayaların bir kısmı devamlı birikme nedeniyle derinlere gömülerek yüksek ısı ve basınç altında metamorfik kayalara dönüşürler. Tektonik hareketler ve aşınma bu kayaların yeniden yüzeye çıkmalarını sağlarlar. Bu kısa açıklamadan da anlaşılacağı gibi, kayalar arasında devamlı bir döngü vardır. Ancak bu döngü daha çok mağmatik kayaların zararına, tortul kayaların ise yararına olmaktadır. Bu nedendir ki yerkabuğunun ilk olduğu zaman kuramsal olarak hiç bulunmayan tortul kayalar, bugün yeryüzündeki kara parçalarının % 75'ini oluşturmaktadır. Unutulmaması gereken bir husus ta, tortul kayaların da eriyerek tekrar mağmatik kayalara dönüşebileceği hususudur.

4.3. Yaygın Kaya Çeşitleri ve Genel Özellikleri

Yeryüzünde, oluşum, tane iriliği, kimyasal bileşim ve köken bakımından farklı olan 600 kadar kaya çeşidi vardır. Fakat bunlardan yaygın olanların sayısı, 15'i geçmez. Diğer bir deyimle yeryüzündeki kayaların yüzde büyük bir kısmını yaklaşık 15 çeşit kaya oluşturmaktadır. Yeryüzündeki bulunan kayaların tümü, oluşum ve kökenlerine göre, mağmatik, tortul ve metamorfik kayalar diye üç grupta toplanmaktadır (Çizelge 2). Bu üç ana grup ta, kimyasal bileşim, kristal iriliği, kayaları oluşturan parçacıkların şekil ve büyüklükleri gibi özellikleri dikkate alınarak sınıflandırılırlar (Çizelge 2).

4.3.1. Mağmatik Kayalar

Tüm kayaların kökenini oluşturan bu kayalar, mağmanın yüzeyde veya çeşitli derinliklerde ve çeşitli formasyonlar halinde soğumasıyla oluşan kayalardır. Mağmatik kayalar, mağmanın bileşimine göre, asit, nötr, bazik ve ultrabazik diye dört; soğuma hızına, dolayısıyla kristal iriliklerine göre de, iç (intrüsif), geçit (porfiritik) ve dış (ekstrüsif) diye üç grupta toplanabilirler (Çizelge 2). Tortullara kıyasla genelde daha sağlam bir yapı ve tekdüze bir görünüme sahiptirler. Fosil içermezler.

Çizelge 2. Yaygın Olan Kayaların, Köken, Tane İriliği ve Bileşimlerine Göre Sınıflandırılmaları (Çeşitli Kaynaklardan)

KAYALAR		
I. Mağmatik Kayalar	II. Tortul Kayalar	III. Metamorfik Kayalar
A. Asit Kayalar 1. İç (intrusif) kayalar Granit 2. Geçit (porfiritik) kayalar a. Kuvars porfir b. Vitrofir c. Granit porfir (granofir) 3. Dış (ekstrusif) kayalar a. Riyolit b. Obsidiyen B. Nötr Kayalar 1. İç (intrusif) kayalar a. Siyenit (ortoklaslı) b. Diyorit (ortoklassız) 2. Geçit (porfiritik) kayalar a. Trakit porfir b. Andezit porfir 3. Dış (ekstrusif) kayalar a. Trakit (ortoklaslı) b. Andezit (ortoklassız) C. Bazik Kayalar 1. İç (intrusif) kayalar Gabro 2. Geçit (porfiritik) kayalar Dolerit (diabaz) 3. Dış (ekstrusif) Bazalt D. Ultrabazik Kayalar Olivin Serantinit Peridotit	A. Parçalı Tortullar (Fiziksel Tortullar) 1. İskeleti oluşturan parçacıklar > 2 mm a. Konglomera b. Breş 2. İskeleti oluşturan parçacıklar 2-1/16 mm Kumtaşı 3. İskeleti oluşturan parçacıklar 1/16-1/256 mm Silt (balçık) taşı 4. İskeleti oluşturan parçacıklar <1/256 mm Kiltaşı B. Çözelti Tortullar (Kimyasal tortul) 1. Kireçtaşı 2. Tebeşir 3. Dolomit 4. Jips 5. Kaya tuzu 6. Çert 7. Diatomit	A. Yapraklı Metamorfik 1. Sileyt (Slate) 2. Şist 3. Gnays B. Yapraksız Metmorfik 1. Mermer 2. Kuvarzit

A. Asit Mağmatik Kayalar

Silika (SiO_2) içeriği, % 65'ten fazla olan mağmanın, soğumasıyla oluşan kayalara, asit mağmatik kayalar adı verilir. Bunlardan derinlerde veya lakolit ve batolit gibi büyük formasyonlar halinde, dolayısıyla yavaş soğuyanlar, iri kristalli olur ve asit-intrüsif kaya olarak adlandırılırlar (Granitler). Yüzeyde veya yüzeye yakın kesimlerde veya sill ve dayk gibi ince formasyonlar halinde, dolayısıyla göreceli olarak hızlı, soğuyanlar ise küçük kristalli olur ve asit-ekstrüsif kayalar adını alırlar.

a. Asit-Intrüsif (Granitik) Kayalar

Genellikle açık renkli (renk indeksi = 0-30), hafif ($d=2.4-2.7$) ve iri kristalli asit mağmatik kayalardır. Renkleri, koyu renk benekleri içeren, beyaz, gri, pembe ve kırmızımsı olabilir. Çok iri kristallilerde, 8-10 cm iriliğinde kristallere rastlanabilir. Mineralojik bileşimlerinin büyük bir kısmını, kuvars ve alkali feldispatlar oluşturur. Kuvars, tek başına granitlerin hacimce en az % 10'unu oluşturur. Feldispatların, pembe renkli olanları ortoklas; beyaz olanları ise sodik placioklastır. Placioklas mineralleri egemen durumda ise kaya, granodiorit olarak adlandırılır. Biotit, muskovit ve hornblend genellikle mevcuttur (Biotit, granit, muskovit-granit, hornblend-granit). Apatit, sifen ve zirkon, aksesuar olarak bulunan minerallerdir.

Asit-intrüsif yani granitik kayalar, iri kristalli olduklarından, fiziksel parçalanmaya karşı, küçük kristalli veya amorf yapıli kayalardan daha duyarlıdırlar. Bu nedenle, ısı farklılıkları fazla olan, çöl ve karasal iklim bölgelerinde kolayca parçalanırlar. Bazik elementleri az içermeleri nedeniyle bu tür materyaller üzerinde genellikle kaba tekstürlü ve verim gücü düşük topraklar oluşur. Mağmatik kayalar içerisinde, asit-ekstrüsiflerden sonra, kimyasal ayrışmaya karşı en dayanıklı kayalardır.

b. Asit-Ekstrüsif (Riyolitik) Kayalar

Genellikle açık renkli (beyaz, gri, yeşilimsi, kırmızımsı ve kahverengimsi renklerde), düzensiz şeritli ve hafif kayalardır. Küçük veya çok küçük kristallidirler. Bazılarında farklı renkteki şeritlerle farklı kristal iriliği görülür.

Mineralojik bileşimleri, kimyasal bileşimlerinde olduğu gibi, granitlerin aynıdır. Fark, çabuk soğumaları nedeniyle kristallerin iriliği bakımındandır. Genellikle küçük kristalli olmalarına karşın, bazılarında kuvars, feldispat, hornblend ve mika feno kristallerine rastlanabilir. Granodiorit bileşimindeki, dış mağmatik geçit kayalara, riyodazit adı verilir.

c. Obsidiyen, Piçstone ve Pamis

Obsidiyen, genellikle asit karakterli, amorf bir kayadır. Kırılma yüzeylerinde haleler (cam kırılması gibi) görülür. Piçstone ise, mat renkli ve fenokristli bir yapı arz eden, asit, dış mağmatik bir kayadır. Pamis, camsı materyalce zengin bir, volkan tüfü olarak tanımlanabilir. Bunlara, volkan camı, vitrik tuf veya vitrik kül adları da verilebilir.

Asit-ekstrüsif, yani riolitik kayalar, hem fiziksel parçalanmaya hem de kimyasal ayrışmaya karşı en dayanıklı mağmatik kayalardır. Aynı koşullar altında diğer mağmatik kayalardan daha zor parçalanıp ayrıştıklarından, toprak oluşumunu geciktirirler. Bu nedenle aynı koşullar altında diğer materyaller üzerinde oluşan topraklara kıyasla, daha genç ve verim gücü düşük topraklar oluşur. Bunlar üzerinde oluşan topraklar, asit-intrüsifler üzerinde oluşanlara kıyasla daha ince tekstürlü, fakat daha sık olurlar.

B. Nötr Mağmatik Kayalar

Silika içeriği % 65-55 olan (nötr) mağmanın, farklı koşullarda soğumasıyla oluşan kayalar, nötr mağmatik kayalar olarak adlandırılırlar. Nötr mağmanın, derinlerde veya büyük formasyonlar halinde soğumasıyla oluşan iri kristalli kayalar, nötr intrüsif kayalar olarak adlandırılırlar (Siyenit ve dioritler). Bunlarda, ortoklaslı (siyenit) ve ortoklassız (diorit) olanlar, diye ikiye ayrılırlar. Aynı mağmanın yüzeyde veya yüzeye yakın kesimlerde, biraz daha çabuk soğumasıyla oluşan, küçük kristalli kayalardan ortoklas içeren, trakit; içermeyenler ise andezit olarak adlandırılır.

a. Nötr-Intrüsif Kayalar (Siyenit ve Dioritler)

a1. Ortoklaslılar (Siyenitler)

Asit mağmatiklerden daha koyu (renk indeksleri, 0-40), ve daha yoğun ($d=2.7-2.8$); fakat, baziklerden daha açık ve daha az yoğun kayalardır. Kırmızımsı, pembemsi, gri veya beyaz renkler egemendir.

Mineralojik bileşimlerinin büyük bir kısmını, alkali feldispatlar oluşturur. Yüzde 10'a kadar varan oranlarda kuvars'ın yanısıra, sodik placioklas (albit veya oligoklas), biyotit, amfibol ve proksen grubu mineraller bulunur. Granite geçit olan siyenitlerde, kuvars oranı % 10'a yaklaşırken, nefeline geçit olan (nefelin siyenit) siyenitlerde ise, nefelin (NaAlSiO_4) içeriği fazladır. Baziklere geçit niteliğinde olan siyenitler, siyenogabro; dioritlere geçit niteliğinde olanlar ise siyenodiorit veya monzonitler olarak adlandırılırlar.

a2. Ortoklassızlar (Dioritler)

Siyenitlerden daha koyu renkli (renk indeksi 40-90) bir nötr intrüsif kayadır. Ufak beyaz benekli renk egemendir. Bazıları ise, koyu yeşil veya pembemsi renklerde olabilir. Dioritlerdeki koyu renkli mineraller gabrolardakinden daha göz alıcıdır. Genellikle en iri kristalli (pegmatitik) olmalarına karşın feldispat ve hornblend fenokristli porfiritle de vardır.

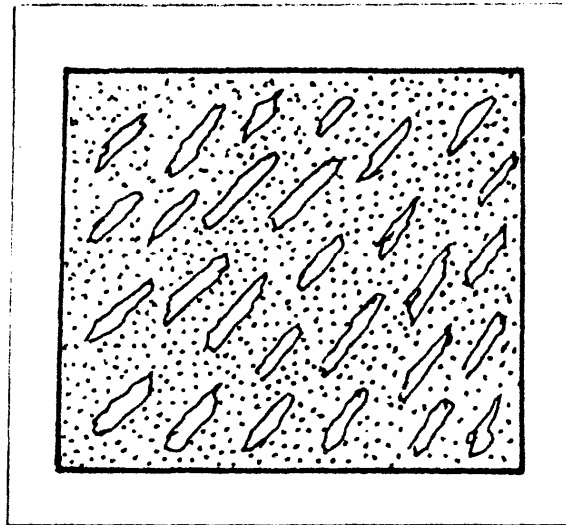
Mineralojik bileşimlerinin temelini placioklaslar (oligoklas veya andezin) oluşturur. Hornblend, biotit ve proksenlerden birini de genellikle içerirler. Granodiorit diye adlandırılan geçit tipleri alkali feldispatları ve kuvars içerirler. Apatit, sifen ve demir oksit aksesuar minerallerdir. Alkali feldispat içeriği yüksek olanlar ise siyenitlere geçit niteliğinde olup siyenodiorit veya monzanit olarak adlandırılırlar.

b. Nötr-Ekstrüsif Kayalar (Trakit ve Andezitler)

b1. Ortoklaslılar (Trakitler)

Renk indeksi, yoğunluk ve mineralojik bileşim bakımından hemen hemen siyenitlerin aynıdır. Aralarındaki fark, kristal iriliği bakımındandır. Trakitler, küçük kristalli olabildiği gibi daha çok, fenokristli porfirik yapıda bulunurlar. Porfirik trakitlerde, feno kristaller, uzun eksenleri aşağı yukarı aynı doğrultuya gelecek biçimde yer alırlar (Şekil 7). Bu yapı, akıntı tekstür olarak adlandırılır. Aynı yapı, mikrosiyenit olarak adlandırılanlarda daha belirgin olarak görülür.

Mineralojik bileşim bakımından bazalta geçit nitelikte olanlar, bazaltlarla yanyana bulunur ve trakibazalt adını alırlar.



Şekil 7. Akıntı tekstür (flow texture)

b2. Ortoklassızlar (Andezitler)

Renkleri, gri, mor, kahverengi, yeşil ve hemen hemen siyahın çeşitli tonlarında olabilen nötr-ekstrüsif (küçük kristalli) kayalardır. Mineralojik bileşimleri dioritlerin aynıdır. Fenokristaller halindeki beyaz tüp benzeri placioklas, biotit yaprakları, hornblend ve ojit prizmaları, çıplak gözle fark edilebilir. Bileşimi aşağı yukarı aynı olup ta feno kristaller halinde kuvars içeren geçit tipler, dazit olarak adlandırılır.

Nötr-mağmatik kayalar, parçalanma ayrışmaya karşı direnç ve üzerinde oluşan toprakların özellikleri bakımından, asit mağmatiklerle, bazik mağmatikler arasında geçit niteliğindedirler. Parçalanma ayrışmaya karşı, baziklerden daha dayanıklı, asitlerden ise daha duyarlıdır. Aynı koşullarda, bunlar üzerinde oluşan topraklar verimlilik bakımından da ikisi arasında yer alır. Ortoklaslılar asitlere; ortoklassızlar ise baziklere daha yakındır.

C. Bazik Mağmatik Kayalar

Silika içeriği, % 55-45 olan mağmanın, soğumasiyle oluşan kayalardır. Bunlardan derinlerde veya büyük formasyonlar halinde soğuyan iri kristalliler, bazik-intrüsif (Gabro); yüzey veya yüzeye yakın kesimlerde veya küçük formasyonlar halinde soğuyan küçük kristalliler ise, bazik-ekstrüsif (bazalt) diye adlandırılırlar. Koyu renkli, (renk indeksi 30-90) ve asitle nötr kayalardan daha ağır ($d=2.8-3.0$) olan kayalardır. Renkleri, gri, koyu gri, siyah, hatta mavinin ve yeşilin çeşitli tonları arasında değişir.

a. Bazik-Intrüsif Kayalar (Gabrolar)

Gabro, koyu renkli, bazik, intrüsif bir kayadır. Mineralojik bileşiminin temelini placioklaslar (labradorit ve bitovnit) ve proksenler oluşturur. Az da olsa, kuvars içeren gabrolar vardır ve bunlar kuvars-gabro olarak adlandırılırlar. Genelde, değişik oranlarda olivin, hornblend ve demir oksit te içerirler. Kromit ve serpantin yaygın, aksesuar minerallerdir. Kuvars-gabro, olivin-gabro (olivin+ojit), troktolit (olivin+placioklas) ve norit (ortoproksen + placioklas) gibi çeşitleri tanımlanabilir.

b. Bazik-Ekstrüsif Kayalar (Bazaltlar)

Taze kesitlerindeki renkleri, siyah veya siyahımsı yeşildir. Uzun süre atmosfere açık olan yüzeylerinde, kırmızımsı, yeşilimsi ve kahverengimsi bir katman oluşur. Mineralleri, gözle fark edilemeyecek kadar küçüktür. Porfiritik ve vesicular bazaltlara da rastlanabilir. Düzenli ve nispeten küçük gözenekli olanlar, bazalt tüfü; yanmış kömür artıklarına benzeyenler ise bazalt curufu olarak adlandırılırlar. Tane iriliği bakımından geçit durumunda olan (kristal iriliği orta olan) çeşidi, diabaz veya dolerit olarak adlandırılır.

Bazik mağmatik kayalar, oksidasyon ve hidrolize duyarlı olan ferromağnezyen mineralleri fazla içermeleri nedeniyle, kolayca ayrışır ve Mg, Fe ve Ca gibi bazik katyonları ortama verirler. Bu nedenlerle aynı koşullar altında bazik kayalar üzerinde oluşan toprakların nötr ve asidik kayalar üzerinde oluşanlara kıyasla daha yüksek, verim gücü, pH, baz doygunluğu ve katyon değişim kapasitesine sahiptirler.

D. Ultrabazik Mağmatik Kayalar

Silika içeriği, % 45'ten az olan mağmanın soğumasıyla oluşan, yüksek renk indeksli (>90) kayalardır. Yeşilin çeşitli tonları, yeşilimsi siyah ve siyah renkler egemendir. Bu kayaların ekstrüsiflerine (küçük kristallerine) rastlanmaz. Porfiritik olanları da pek azdır. Mineralojik bileşimlerine göre, olivin (dunit), serpantinit ve peridotit gibi çeşitleri tanımlanır.

a. Olivin (Dunit)

Esas itibarıyla olivinden oluşan, bir ultrabazik plütonik kayadır. Taze kırılmış yüzeylerinde, yağlımsı veya camsı parlaklıkta, zeytin yeşili veya sarımsı yeşil renk görülür. Ksenomorfik granüler bir yapı gösterir. Mineralojik temelini oluşturan olivinin yanı sıra, kromit ve çok az miktarlarda magnetit, ilmenit, pirop ve sipinel de içerebilirler.

b. Peridotit

Ultrabazik, plütonik bir kayadır. Mineralojik bileşimini olivin, amfibol, biotit ve proksen oluşturur.

c. Serpantinit

Ultrabazik mağmatik kayaların başkalaşımı sonucu oluşan yeşil veya kırmızımsı renkte çoğu zaman bandlı ve çizgili yapıda bir kaya çeşididir.

Mağmatik kayalar, bir bütün olarak değerlendirilecek olursa: Asitlerden baziklere doğru gidildikçe; silika içeriği azalır, bazik oksitler artar, açık renkli hafif minerallerin oranı azalır, koyu renkli ferromagnezyen minerallerin oranı artar, genellikle renk koyulaşır, yoğunluk artar, kimyasal ayrışmaya karşı direnç azalır ve aynı koşullar altında verim gücü daha yüksek topraklar oluşur.

4.3.2. Tortul Kayalar

Atmosferik olaylara açık olan kayalar, fiziksel olarak parçalanır ve kimyasal olarak ayrışır. Bu parçalanma ayrışma ürünleri çevre koşullarına bağlı olarak taşınır,

birikir, basınç altında pekişip çimentolaşırlarsa tortul kayaları oluştururlar. Eğer tortulu oluşturan temel maddeler, fiziksel olarak ufalanmış parçacıklardan oluşuyor ise, bunlara parçalı tortul (veya fiziksel tortul); eğer tortulu oluşturan maddeler, bir kimyasal çözünme aşamasından geçip yeniden çökelmiş ise bunlara da çözelti (veya kimyasal) tortullar adı verilir.

A. Fiziksel Tortullar

Fiziksel olarak parçalanıp ufalanmış olan çeşitli şekil, irilik ve türdeki parçacıkların birikip, pekişip çimentolaşması ile oluşan bu kayalar, parçacıkların şekil ve iriliklerine göre, konglomera, breş, kumtaşı, silttaşı ve kil taşı gibi gruplara ayrılır.

a. Konglomera

İskelet maddesini, 2 mm'den büyük, çakıl niteliğindeki parçacıkların oluşturduğu, parçalı tortul bir kayadır. Bu ana iskelet maddelerinin aralarındaki boşluklar, farklı oranlarda, kum, silt ve kil iriliğindeki materyallerle doldurulmuştur. Belirgin bir katmanlaşma göstermezler. Yapı, renk ve bileşimleri büyük ölçüde değişiklik gösterir.

Konglomeralar, her tür (mağmatik, tortul ve metamorfik) kayanın, çakıl haline gelmiş parçalarını içerebildiklerinden, mineralojik bileşimleri de büyük ölçüde değişir. Fakat genellikle, konglomeralar, kuvarzit gibi dayanıklı kaya parçalarını daha çok içerdiklerinden kuvars içeriklerinin de genellikle yüksek olduğu söylenebilir. Konglomeralar, deniz, göl ve ırmak kenarlarında biriken çakıl ve taşların ürünüdür. Bu nedenle konglomeralar, bir bakıma sığ suların ve kuvvetli akıntıların bir göstergesidir. Transgreasyon ve regresyon konglomeraların oluşumunu teşvik eden olaylardır. Konglomeralar genellikle kumtaşları ve arkozlarla birlikte bulunurlar.

b. Breş

Ana iskelet maddesini, 2 mm'den büyük çert (keskin kenar ve köşeli parçacıklar) niteliğindeki parçacıkların oluşturduğu bir fiziksel tortul kayadır. Diğer özellikleri hemen hemen tamamen konglomeranınkinin aynısıdır. Parçaların yuvarlak olmayıp köşeli ve düzgün yüzeyli olması breşlerin, genellikle daha sağlam yapılı olmasına neden olur.

c. Kumtaşı (Gre)

Ana iskelet maddesini, 2-1/16 mm iriliğindeki parçacıkların (kum) oluşturduğu bir fiziksel tortul kayadır. Renkleri çok değişir. Kırmızı, kahverengi, yeşilimsi, sarı, gri ve beyaz renkler, çok görülen renklerdir. Kum taneleri, köşeli ve yuvarlak köşeli

olabilir. İstiflenme iyi olup bir derecelenme gözlenebilir. Kum taneleri, su ile su içerisinde veya rüzgarla, çöllerde biriktirilmiş olabilir. Çöllerde oluşanların renkleri, genelde, kırmızımsı ve parçacıklar da göreceli olarak yuvarlak ve cilalanmış durumdadır.

Mineralojik bileşimleri de büyük ölçüde değişir ama genellikle kuvars, egemen mineraldir ve mutlaka önemli ölçülerde feldispat ve mika da içerirler. Çok değişik oranlarda diğer minerallerde bulunabilir. Çimentolayıcı olarak silika, kalsit ve demiroksitlerden bir veya birkaçı rol oynayabilir. Kırmızımsı, hemen hemen tamamı kuvars ve çimentolayıcısı silika olan kumtaşı, pür kumtaşı veya ortokuvarzit olarak adlandırılır.

d. Silttaşı

Ana iskelet maddesini oluşturan parçacıkların irilikleri, 1/16-1/256 mm arasında olup, bir fiziksel tortuldur. Renkleri, griden siyaha, sarıdan kahverengine kadar değişebilir. Taneleri gözle fark edilebilir. Toprağımsı bir görünüme sahiptirler.

Parçacıklar, birçok mineralin tanınmasını olanaksız kılacak kadar küçüktür. Ancak, bazı kuvars ve feldispat mineralleri, fark edilebilecek iriliktedirler. Bazılarında, özellikle katman aralarında mika mineralleri de çıplak gözle görülebilir.

e. Kilitaşları (shale)

Ana iskelet maddesini oluşturan parçacıklar, 1/256 mm'den küçüktür. Herbir parçacık, çıplak gözle fark edilemez. Ovulduğunda pürüzsüz yumuşak olduğu algılanır. Absorban özelliğe sahiptir. Renkleri, beyaz, gri, siyah, koyu yeşil, mavi, kahverengi veya kırmızı olabilir. Yağmur izlerine ve güneş çatlaklarına rastlanabilir. Fosile sıkça rastlanır.

Mineralleri, gözle, hatta düşük büyütme güçlü mikroskopla fark etmek, olası değildir. Mineralojik bileşiminin büyük bir kısmını, katmanlı silikat kil mineralleri oluşturur. Değişik oranlarda kuvars, feldispat ve mika minerallerini de içerebilirler. Sarı, kahve ve kırmızı renklilerde demiroksit genellikle beyaz ve siyah renklilerde karbonat, pirit ve jips bulunur.

Fiziksel tortul kayaların bileşimi ve parçalanma ayrışmaya karşı dirençleri büyük ölçüde değişir. Örneğin, iyi pekişmiş ve çimentolayıcısı silika olan ortokuvarzitler, parçalanma ayrışmağa karşı çok dayanıklıdır. Bunlar üzerinde oluşan toprakların diğerlerine kıyasla, verim gücü çok düşük olur. Fiziksel tortullarda parçalanma ayrışmaya karşı direnç, tortulu oluşturan parçacıkların çeşit, şekil, büyüklük, istiflenme, pekişme durumu ile çimentolayıcının çeşidine bağlıdır. Tekdüzelik te fiziksel parçalanmayı etkileyen önemli bir etkidir. Parçacıkların farklı kökenli, yuvarlak ve büyük olmaları, iyi istiflenip pekişmeme ve çimentolayıcının

CaCO_3 gibi kolay çözünebilen türden olması parçalanma ayrışmaya karşı direncini azaltır. Ters durumlar ise, direnci artırır. Üzerlerinde oluşacak toprakların verim tekstür ve derinlik gibi özellikleri de tortulun çeşidine bağlı olarak büyük ölçüde değişir.

B. Kimyasal Tortullar (Çözelti Tortullar)

Çözelti haline (iyon, element, molekül v.s. şeklinde) geçmiş olan materyalin, çökmesiyle oluşan tortul kayalardır. Yaygın olan çeşitleri, kireçtaşı, tebeşir, dolomit, jips, kaya tuzu, çert ve diatomittir.

a. Kireçtaşı

Temel yapı maddesi, CaCO_3 'tür. Saf olanlarının rengi, beyaz, gri, bej ve sarı, saf olmayanların ise kırmızı, kahverengi ve siyah olabilir. Renkleri gibi, bileşim, yapı ve diğer fiziksel özellikleri de büyük ölçüde değişir. Fosil ve özel oluşuklar bakımından zengindirler. Saf olmayan kireç taşlarında, çeşitli oranlarda, kuvars (SiO_2), Fe_2O_3 , MgCO_3 , kil ve organik madde bulunur.

Mineralojik bileşimlerinin genelde büyük bir kısmını, küçük kalsit mineralleri oluşturur. Bazı hayvan iskeletlerinden türeyen krinoidal oluşuklar ve daha iri kristaller de görülebilir. Çökme sırasında, silt ve kum iriliğindeki diğer mineral ve materyaller de bünyeye girmiş olabilir. Kuvars kumu miktarı, karışımda artarsa, kaya giderek kireç taşından, kireçli kum taşına dönüşür.

b. Tebeşir

Fazla pekişip sertleşmemiş CaCO_3 'tür. Genelde, kireç taşlarından daha saf ve daha gevşek yapılıdır. Safiyetlerini, bozan, az miktarda kil, silt, sekonder silika (flint) ve markazitin yanı sıra, MgCO_3 ve organik madde bulunabilir. Bunlar dışındaki materyal kristalize (küçük kalsit kristalleri halinde) kalkerdir. Renkleri beyaz, sarı veya gridir.

c. Dolomit

Bileşiminin temelini CaCO_3 ve MgCO_3 'ten oluşan dolomit minerali oluşturur. Kireç taşlarından daha kompakt ve daha serttirler. Damarlar halinde (detrital) kuvars veya sekonder silika (flint) içerebilirler. Renkleri beyaz, bej, gri, kahverengi ve pembe olabilir. Parçalanma-ayrışmaya karşı, kireç taşı ve tebeşirlerden daha dayanıklıdırlar.

d. Cips (gypsum)

Cips minerali, kristalin $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ bileşimindedir. Cips kayaları iriliği çok değişen, cips mineralinin yanı sıra değişik oranlarda anhidrit, halite, kalsit, dolomit, kil mineralleri ve demir oksit içerebilirler. Renk ve yapıları da çok çeşitlilik gösterir. Beyaz, pembe, kırmızı, yeşil veya kahverengi renklerde olabildikleri gibi, küçük veya iri kristalli, masif veya şeker benzeri yapıya sahip olabilirler. Tırnakla çizilebilecek kadar yumuşaktırlar.

e. Kayatuzu (Halid)

Bileşiminin temelini, NaCl (halid) oluşturur. Kütlesel, büyüklüğü çok değişen, kristalin, camsı veya şeker benzeri yapılarda olabilir. Saf olduklarında cam gibi renksiz, beyaz, portakal rengi, kırmızı, sarı ve ender olarak menekşe rengi renklerde olabilirler. Saflığını bozan maddeler, karbonat ve sulfat tuzları, kil mineralleri ve demir oksitlerdir. Daha çok, sık ve az beslenen iç göllerde, suyun buharlaşmasıyla oluşturduklarından evaporites adlarını alırlar.

f. Çert ve Flint

Bileşiminin temelini, silikanın (SiO_2) oluşturduğu bir çökelti tortuludur. Çok küçük (kripto) kristalin yapılı ve camsı bir görünüm ve kırılma özelliğine sahip sert kayalardır. Mineralojik bileşimlerini, kalsedonik silika oluşturur. Bazı kimseler, çertle flintleri bileşim bakımından ayırırlarsa da, aralarında önemli bir fark yoktur. Parçalanma-ayrışmaya karşı çok dayanıklıdırlar.

g. Diatomit

Sünger, radiolaria ve diatomelerin iskeletlerindeki opalin silikanın çökmesi ile yumuşak ve gevşek yapılı diatomit veya diatome toprağı adı verilen çözelti tortullar oluşur. Fiziki bakımdan tebeşire benzerler, ama silika bileşiminde olduğu için HCl ile köpürmezler.

4.3.3. Metamorfik Kayalar

Kayaların, yüksek ısı ve basınç altında başkalaşmaları sonucu oluşan ve genellikle daha sert, daha sağlam ve kendilerine özgü mineraller içeren kayalardır. Katmanlı (yapraklı) ve katmansız (yapraksız) diye iki gruba ayrılırlar.

A. Katmanlı (Yapraklı) Metamorfik Kayalar

Yönlendirilmiş basıncın egemen olduğu metamorfik koşullar altında başkalaşmış ve belirgin katmanlar veya yapraklar halinde ayrılabilen kayalardır.

a. Gnays

Genellikle asit magmatik kayaların yüksek ısı ve basınç altında başkalaşımı ile oluşan yapraklı metamorfik bir kayadır. Kuvars ve feldispatların oluşturduğu beyaz şeritlerle, hornblend, ojit ve biyotitin oluşturduğu koyu renkli şeritlere sahiptirler. Parçalanma, ayrışmaya karşı çok dayanıklıdır.

b. Şistler

Genellikle, kil taşları ve bazik magmatik kayaların başkalaşımı ile oluşmuş, belirgin, ince yapraklı kayalardır. Sonradan oluşan iri kristalli mineraller dışında, tek düze bir renge sahiptirler. Oldukça iri, klorit, mika ve hornblend mineralleri görülür. Parçalanma-ayrışmaya karşı gnayslardan daha az dayanıklıdır.

c. Sleytler

Kil taşlarının, orta ile hafif ısı ve basınç (metamorfik) koşulları altında, başkalaşmış şeklidir. Düzenli ve paralel katmanlıdır. Renkleri tekdüze olup, iri kristaller görülmez.

B. Katmansız Metamorfik Kayalar

Düzenli ve belirgin bir katmanlaşma göstermeyen, kütsel görünümlü, metamorfik kayalardır.

a. Kuvarzit

Kum taşlarının metamorfik şekli olup, onlardan daha sağlam bir yapıya sahiptir. Kimyasal ve mineralojik bileşimleri büyük ölçüde değişirse de genelde kuvars egemendir. Parçalanma ayrışmaya karşı oldukça dayanıklıdır.

b. Mermer

Kireç taşlarının başkalaşmış şekli olup, onlardan daha sağlam bir yapıya sahiptir. Metamorfizm sırasında oluşmuş ve rastgele dizilmiş kristaller (kalsit) görülür. Desenli olanlar onyx mermeri olarak adlandırılır.

BEŞİNCİ BÖLÜM

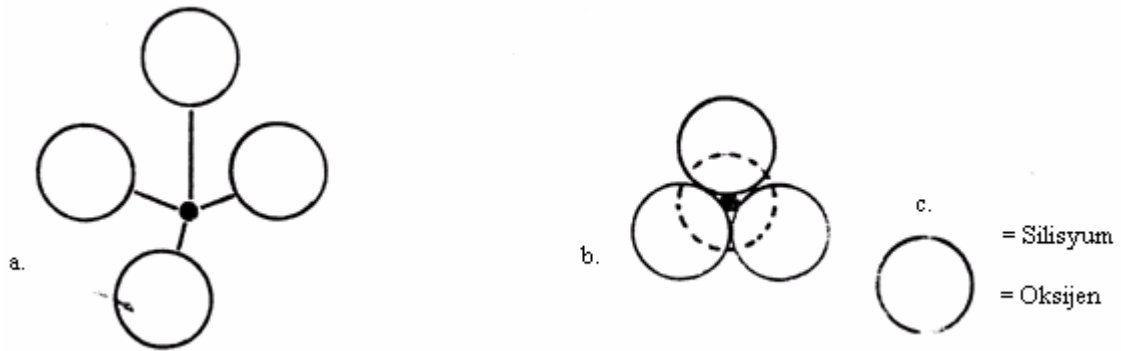
5. TOPRAK OLUŞTURAN MİNERALLER

Kayalar konusunu incelerken, minerallerin, onların çok önemli bir bileşeni olduğuna değinmiş ve yaygın kaya çeşitlerinin mineralojik bileşimlerini görmüştük. Minerallerin oluşumu, temel, fiziksel, kimyasal, kristalografik ve bazı optik özelliklerini de Mineraloji dersimizde gördüğümüzden bu dersimizde sadece toprakta yaygın olan minerallerin, toprak oluşumu açısından önemli olan strüktürleri, kimyasal bileşimleri, parçalanma ayrışma ve başkalaşmaya karşı dirençleri üzerinde duracağız.

Mineral, doğal olarak, inorganik süreçlerin etkisiyle oluşmuş, belli ve tekdüze bir kimyasal bileşime ve düzenli bir iç strüktüre sahip, cıva ve su hariç, kristalin katı parçacıklar olarak tanımlanabilir. Minerallerin iç strüktürleri ile, kabaca minerali oluşturan atom, iyon veya elementlerin bir araya gelme ve birbirine bağlanma biçimleri kastedilmektedir. Minerallerin parçalanma-ayrışmaya karşı dayanıklı veya duyarlı olmaları, onların iç strüktürleri ile yakından ve doğrudan ilgilidir. Bu nedenle, toprak oluşumuna ilişkin tutarlı yorumlar yapabilmek için, onların bu açıdan çok önemli olan iç strüktürlerinin bilinmesi gerekir.

5.1. Silikat Minerallerinin İç Strüktürleri

Silikat minerallerinin strüktürünün temelini, silisyum-tetrahedron adı verilen bir ünite oluşturur. Silisyum-tetrahedronlar, sıkı bir şekilde paketlenmiş 4 oksijen atomu ile, bunların aralarında kalan boşluğa 1 silisyum atomunun yerleşmiş şeklidir. Dört değerli (Si^{4+}) silisyum iyonunun bağlarının her birine, eksi iki (O^{2-}) yüklü oksijen iyonu bağlanır. Açıkta kalan birer negatif yük (oksijen bağı) ise tetrahedron dışında kalan diğer iyonlar tarafından dengelenir (Şekil 8).



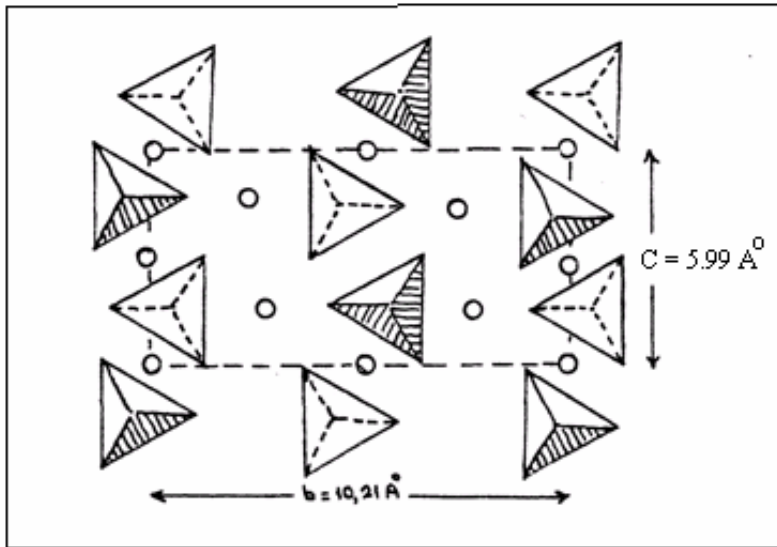
Şekil 8. Silikat minerallerinin strüktürel birimi, silisyum tetrahedron. a. açık şekil, b. kapalı şekil (üstten görünüş).

Silikat minerallerinin temel yapı taşı olan Si-tetrahedronlar, araya giren diğer iyonlar (Ca, Mg, Fe v.s.) aracılığı ile birbirine bağlanabildikleri gibi; bazı oksijen atomlarının aradan çıkması ve oksijen atomlarından bazılarının ortaklaşa kullanılması ile, doğrudan doğruya ve daha sıkı bir şekilde, birbirine bağlanabilirler. Oksijen atomlarının ortak kullanımı, araya giren diğer iyonlar aracılığı ve her ikisinin kombinasyonu ile birbirine bağlanan bu temel yapı taşları şu beş temel strüktür tipini oluşturur.

1. İzole strüktür (Nezosilikatlar)	SiO_4
2. Zincir strüktür (İnosilikatlar)	SiO_3
3. Çift zincir (şerit) strüktür (İnosilikatlar)	Si_4O_{11}
4. Katmanlı strüktür (Fillosilikatlar)	Si_2O_5
5. Kafes strüktür (Tektosilikatlar)	SiO_2

5.1.1. İzole strüktür (Nezosilikatlar)

Si-tetrahedronlar, birbirine her doğrultuda, araya giren diğer katyonlarla bağlanmıştır (Şekil 9). Oksijen ortaklaşması söz konusu olmadığından, ünitelerin formülü SiO_4 ve $\text{Si/O} = 1/4$ 'tür. Bağlayıcı iyonlar, Fe^{2+} ve Mg^{2+} gibi metalik katyonlar; ortaya çıkan mineraller ise olivin grubudur.

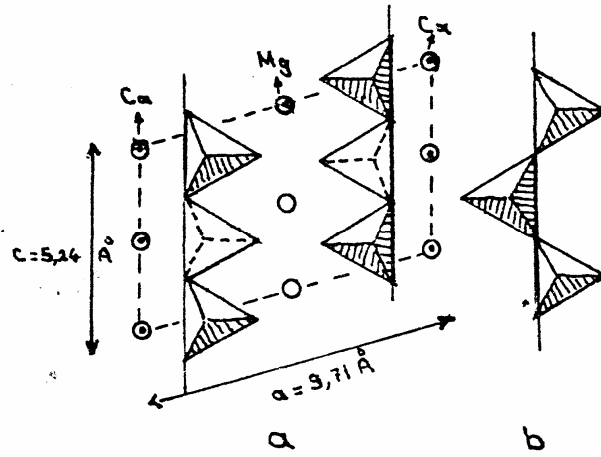


Şekil 9. İzole strüktür. Si-tetrahedronlar, araya giren Fe^{2+} ve Mg^{2+} gibi diğer katyonlarla birbirine bağlanmıştır (Olivin). Tepeleri aşağıya gelen tetrahedronlar kesik çizgilerle gösterilmiştir.

5.1.2. Zincir Strüktür (İnosilikatlar)

Si-tetrahedronlar, bir doğrultuda ve tek sıra halinde, birer oksijeni ortak kullanarak birbirine bağlanır (Şekil 10).

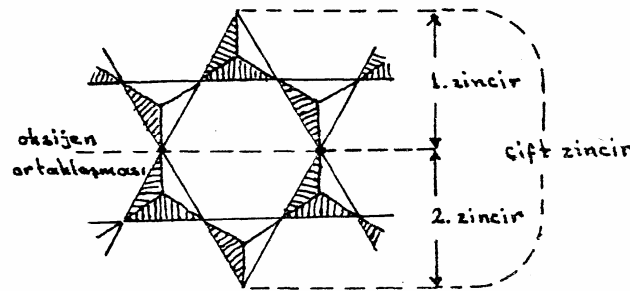
Bu şekilde ortaya çıkan her zincir de bir diğerine, araya giren diğer katyonlarla bağlanır. Bir oksijen ortaklaşıldığından her üniteden bir oksijen eksilir ve Si/O oranı 1/3 olur. Proksen grubu minerallerde (Ojite) olduğu gibi.



Şekil 10. Zincir strüktür; a. Si-tetrahedronlar bir sıra halinde oksijen ortaklaşmasıyla bağlanarak zincir oluşturur. Bu zincirler de araya giren Ca^{2+} , Mg^{2+} gibi katyonlarla bağlanır. b. Tek zincirin üstten görünümü.

5.1.3. Çift Zincir (Şerit) Strüktür (İnosilikatlar)

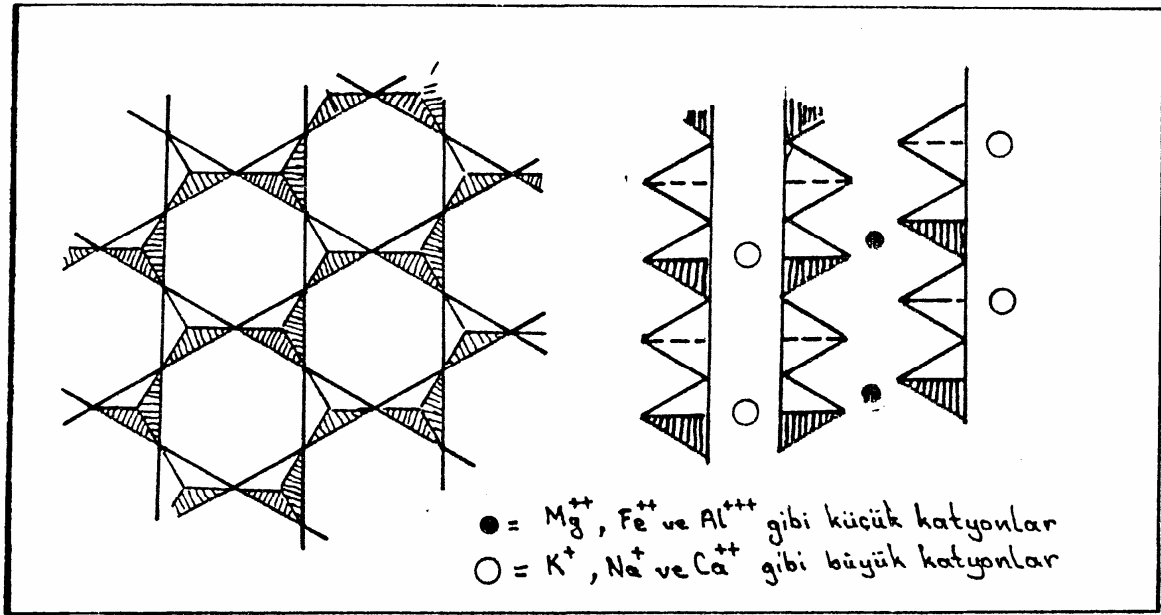
Si-tetrahedronlar, bir doğrultuda ve çift sıra halinde oksijen ortaklaşması ile bağlanarak şeritleri oluşturur (Şekil 11). Bu şeritler de araya giren diğer katyonlarla birbirine bağlanırlar. Oksijen ortaklaşması, ardışık olarak, bir iki, bir üç şeklindedir. Si/O = 4/11'dir. Amfibol grubu (Hornblend) minerallerde olduğu gibi.



Şekil 11. Çift zincir (şerit) strüktür. Tetrahedronların tek doğrultuda, çift sıra halinde, birbirine bağlanışının üstten görünümü (Amfiboller).

5.1.4. Katman Strüktür (Fillosilikatlar)

Bu strüktür tipinde, Si-tetrahedronlar iki eksen doğrultusunda, oksijen ortaklaşmasıyla bağlanarak, sağlam katmanlar oluştururlar. Bu katmanlar da, c eksenı doğrultusunda, araya giren diğerkatyonlarla birbirine bağlanırlar (Şekil 12). Katmanlar arası bağ zayıf olduğundan, bu strüktüre sahip mineraller, kusursuz dilinim gösterirler. Örnek muskovit ve biotit.



Şekil 12. Katman strüktür. Si-Tetrahedron katmanları c eksenı doğrultusunda yüz yüze ve sırt sırta sıralanırlar. Yüz yüze katmanlar arasına Mg^{++} , Fe^{++} ve Al^{+++} gibi küçük katyonlar, sırt sırta katmanlar arasına ise K^+ , Na^+ ve Ca^{++} gibi iri katyonlar girerek, katmanlar birbirine bağlanırlar.

5.1.5. Kafes Strüktür (Tektosilikatlar)

Kafes strüktür, tetrahedronların her üç eksen doğrultusunda, bir kafes oluşturacak biçimde, birbirine bağlanmaları sonucu ortaya çıkan strüktürdür. Bağlı oluşturan elementlerin çeşitlerine göre, iki alt tipe ayrılırlar. Bunlar:

a. Silisyum-tetrahedronlar, üç eksen doğrultusunda, oksijen ortaklaşmasıyla birbirine bağlanırlarsa oluşan kafes SiO_2 bileşiminde ve çok dayanıklı olur. Örnek: Kuvars.

b. Kafes oluşturan tetrahedronlardaki silisyumun bir kısmının yerini alüminyumun alması sonucu, açığa çıkan negatif yükün, Ca, Mg, K gibi katyonlarla dengelendiği, yani bağın bu katyonlarca sağlandığı kafes yapı: feldispatlar.

İkinci tip kafes strüktür, tetrahedronlardaki Si'un yerine geçen Al'un oranına ve

yapıya giren katyonların çeşidine göre iki alt tipe ayrılırlar:

b₁- Tetrahedronlardaki silisyumun 1/4'inin yerine Al geçmesiyle açığa çıkan negatif yükün K'la dengelendiği kafes yapı : K feldispatlar (ortoklas)

b₂- Tetrahedronlardaki Si'nin 1/2'sinin yerine Al geçmesiyle açığa çıkan negatif yükün Ca ve/veya Na ile dengelendiği kafes yapı: placioklaslar.

Silikat minerallerine ilişkin bu beş strüktür tipinde, izole strüktürden zincir, şerit, katman ve kafes yapıya (feldispatlar hariç) doğru gidildikçe, genellikle:

- a. Silisyum oranı artar (Si/O büyür 1/4-1/2)
- b. Al, Fe, Ca, Mg ve K. azalır.
- c. Yoğunluk azalır.
- d. Renk açılır.
- e. Parçalanma-ayrışmaya karşı direnç artar.

5.2. Yaygın Silikat Mineralleri

Tüm kayaların kökenini oluşturan magmatik kayaların mineralojik bileşimleri, hemen, hemen tamamen silikat minerallerinden oluşmaktadır. Bunlardan, toprak oluşumu açısından önemli olanlar, temel özellikleriyle aşağıda belirtileceklerdir.

5.2.1. Olivinler (Nezosilikatlar)

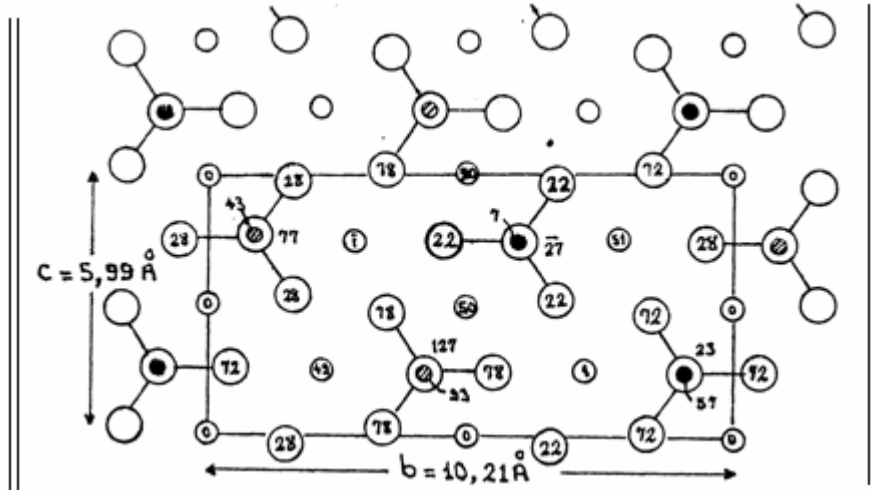
Olivin grubu mineraller, amfibol ve proksenler gibi, ağır, koyu renkli, ferromagnezyen silikatlardandır. Bağımsız silika-tetrahedronlarının (SiO_4^{4-}), her taraftan divalent katyonlarla bağlanmaları sonucu ortaya çıkan izole strüktüre sahiptirler. Silika-tetrahedronlar arasında, Mg ve Fe'in yer aldığı oktahedronlar bulunur, fakat tetrahedronlardaki Si'un Al ile yer değiştirmesi söz konusu değildir.

Olivinler, genellikle, gabro, peridotit ve bazalt gibi ferromagnezyen, magmatik kayaların bileşiminde ve çoğunlukla fenokristaller halinde bulunurlar. Forsterit (Mg_2SiO_4) ve Fayalit (Fe_2SiO_4) olivinlerin iki temsilcisidir. Bu iki mineral arasında, farklı oranlarda Mg ve Fe içeren çok sayıda mineral, bir seri oluşturur (Çizelge 3).

Çizelge 3. Tanımı Yapılmış Olan Forsterit-Fayalit Serisi Mineraller ve Fe_2SiO_4 İçerikleri

Mineraller	Fe_2SiO_4 içeriği (moleküler yüzde)
Forsterit (Fo)	0-10
Chrysolite	10-30
Hyalosiderite	30-50
Hortonolite	50-70
Ferrohortonolite	70-90
Fayalite	90-100

Forsteritte, Si-O bağ uzunluğu 1.62-1.63 Å ve Mg-O bağ uzunluğu ise 2.07-2.17 Å'dur (Bragg ve Claringbull, 1965). Forsteritin strüktürü Şekil 13'te görülmektedir. Hegzagonal biçimde paketlenmiş oksijen atomları, yaklaşık (100) düzlemine paralel bir katman oluştururlar. Silisyum tetrahedronlar (SiO_4) ise a ve b eksenleri doğrultusunda bir ters bir düz konumda sıralanırlar. Her Mg (Açık küçük daireler) atomu, altı oksijen atomu ile oktahedral bir biçimde sarılmıştır. Tanımı yapılan bu strüktürde, yüklerinin eşit ve çaplarının benzer olması nedeniyle Fe^{++} ile Mg^{++} biribirinin yerine geçebilir.



Şekil 13. (100) Düzlemi üzerinde gösterilmiş, forsterit (Mg_2SiO_4) strüktürü (Bragg ve Claringbull, 1965). Oksijenler, büyük; magnezyumlar ise küçük dairelerle gösterilmiştir. Siyah ve taranmış haldeki küçük daireler Si; SiO_4 tetrahedronları ise Si-O bağları ile gösterilmiştir. Dairelerin içine veya yanına yazılmış olan rakamlar ise düzleme göre yükseklikleri ve atomların konumunu belirtmektedirler.

Forsterit, fayalit serisi minerallerin üyeleri Çizelge 3'te gösterilmiştir. Olivin grubu diğer mineraller ise şunlardır: Tephroite (Mn_2SiO_4); monticellite (CaMgSiO_4); glaucocroite (CaMnSiO_4) ve larsenite (PbZnSiO_4).

A. Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Olivinler, kompakt ve sağlam bir fiziksel yapıya sahiptirler. Bununla beraber, yüksek oranda, iki değerli katyonları içermeleri, olivinleri, kimyasal tepkimelere karşı duyarlı kılar. Bu nedenle, yüzeydeki Mg^{2+} ve Fe^{2+} katyonları, kolayca çözünerek mobil hale geçebilirler. İki değerli demir (Fe^{2+}), kolayca üç değerli demire (Fe^{3+}) oksitlenir; Mg ise OH grupları ile birleşme eğilimindedir. Yani olivin oksidasyon ve hidrolize karşı duyarlı bir mineraldir. Dolayısıyla kolayca parçalanıp ayrışır ve toprakları Fe ve Mg'ca takviye eder.

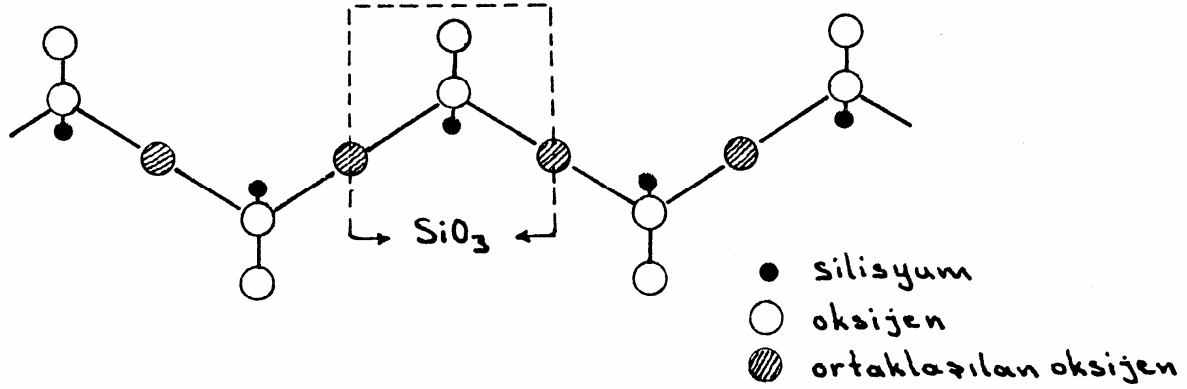
B. Oluşumları

Olivinler, üst litosferde, proksen ve amfibollerden daha az bulunurlar. Doğada, olivinlerin iki ucunu oluşturan forsterit ve fayalitler arasında tam bir katı çözelti (birbirine dönüşme) durumu vardır. Mağnezyumca zengin olivinler, bazik kayalarda, demirce zengin olivinler ise nötr ve asidik kayalarda egemendir. Zira forsterit, magma içerisinde, serbest silis ile birlikte bulunmaz. Ortamda serbest silis bulunması halinde tepkimeye girerek pyroksenleri oluştururlar. Fayalit ise, silis ile böyle bir tepkimeye girmediği içindir ki, nötr ve asidik kayaların bileşiminde yer alabilir. Doğada en fazla bulunan olivin çeşidi, büyük bir olasılıkla, hyalosiderittir. Diğer çeşitler daha az oranlarda bulunurlar.

Olivin minerallerinin, toprakta, parçalanma-ayrışmaları sonunda, genellikle, nontronit, demirce zengin montmorillonit veya serbest demir oksitler meydana gelir. Hatta, büyük kaya kütleleri içerisindeki olivin taneleri, bazı serbest demir oksit celleri ile, demirce zengin montmorillonite dönüşebilirler.

5.2.2. Pyroksenler (İnosilikatlar)

Pyroksenler, silisyum tetrahedronların tek eksen doğrultusunda oksijen atomlarıyla birbirine bağlanmaları sonucu ortaya çıkan tek zincir strüktürlü mafik (ferromagnezyum) minerallerdir. Zincir yapıda, her silika tetrahedronun 2 oksijeni bitişindeki tetrahedronlarla ortak kullanılır (Şekil 14). Bu zincirler birbirlerine Fe, Mg, Ca ve bir dereceye kadar da Na, Al, Li, Mn, Ti ve diğer katyonlarla bağlanırlar.



Şekil 14. Pyroksenlerin strüktür şekli (zincir strüktür).

Genel formülleri : $(WXY)_2 Z_2O_6$

W = Ca veya Na

X = Mg veya Fe^{2+} Y = Fe^{3+} , Ti, Al,

Z = Si veya Al.

Pyroksenlerin diğer özellikleri, amfibol grubu minerallerin özelliklerinin hemen hemen aynıdır. Bu nedenle sadece bu grubun temsilcisi olan Ojit mineralinin özelliklerini vermekle yetineceğiz.

Ojit; Ca (Mg, Fe). $(SiO_3)_2$ bileşiminde olup, bu grubun en yaygın olanıdır. Az miktarda Al da içerir. Sertliği 5-6, özgül ağırlığı 3.5, kötü dilinimli, siyahımsı soluk yeşil renkli, asitlerden az etkilenen bir mineraldir. Ojit ile amfibol grubundan hornblend birbirlerine dönüşebilirler.

Diğer pyroksen mineralleri ve bazı özellikleri, Çizelge 4'te verilmiştir.

Amfibol ve pyroksen grubu mineraller, daha çok bazik magmatik kayaların bileşimlerinde bulunan koyu renkli, ağır minerallerdir. Optimum koşullar altında bu minerallerce zengin materyalden oluşan topraklar, koyu renkli, bitki besin elementlerince zengin topraklardır. Parçalanıp ayrışmaları ile ortama Fe, Ca ve Mg verirler. Bu nedenle montmorillonit (smektit) tipi kil mineralinin oluşumuna uygun bir ortam oluştururlar.

Magmatik kayalarda, enstatit-hypersthen, diopsid-jadit ve ojit diye adlandırılan üç proksen serisi oluşur. Proksenler doğada genellikle karışım halinde bulunur. Plütonik kayaların bileşiminde yer alan proksenler, diğer magmatik kayaların bileşimlerinde yer alanlardan daha tekdüzedir. Bu durum, yavaş soğuma sırasında,

gelişen kristalde meydana gelen, diadochic yer değiştirme¹, ile açıklanabilir. Hızlı soğuyan materyallerde diadochic yer değiştirme fazla gerçekleşemez.

Çizelge 4. Pyroksen Grubu Minareller ve Bazı Özellikleri

Mineraller	Kimyasal Formülü	Kristal Şekli
Enstatite	MgSiO ₃	Ortorombik
Hypersthene	(Mg, Fe) SiO ₃	Ortorombik
Clinoenstatite	MgSiO ₃	Monoklinik
Clinohypersthene	(Mg, Fe) SiO ₃	Monoklinik
Diopside	CaMgSi ₂ O ₆	Monoklinik
Hendenbergite	CaFeSi ₂ O ₆	Monoklinik
Pigeonite	Clinoenstatite-Augite arası	Monoklinik
Aegrine	NaFeSi ₂ O ₆	Monoklinik
Jadeite	NaAlSi ₂ O ₈	Monoklinik
Spodumene	LiAlSi ₂ O ₆	Monoklinik
Johannsenite	CaMnSi ₂ O ₆	Monoklinik

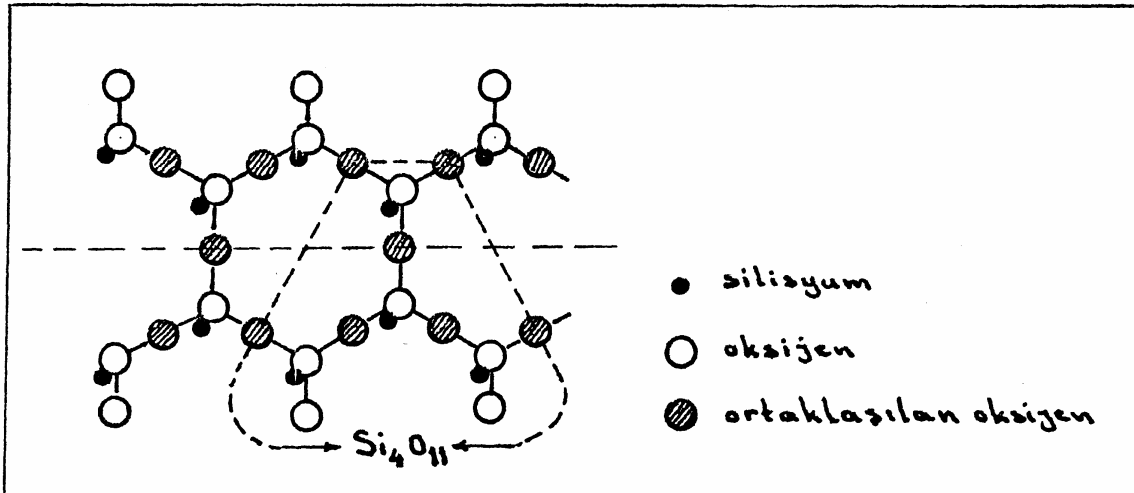
Proksenlerin bilinen üç serisi içerisinde doğada en yaygın olan augite (ojit) serisidir. Ojit serisi mineraller, mağmatik kayaların önemli bileşenleridir. Pür Mg-Fe²⁺ proksenlerden, ortorombik yapılı, enstatit ve hypersthen; monoklinik yapılı clinoferosilit (Clinohypersthen) ve clinoenstatitlerden daha önemlidir. Enstatit-hypersthene serisi genellikle Mg'ca zengindir. Bununla beraber, yaygın mağmatik kayalarda Fe'ce zengin seriler de mevcuttur ve önemli miktarlarda Mn içerirler. Demir-hypersthen'lere Mn ilavesi, strüktürel dayanıklılığı artırabilir. Diopsit ve hendenbergit, diopsit-jadit serisine ait mineraller, dayanıklı mağmatik kayalarla, kontakt metamorfik kayalarda yaygın olan minerallerdir.

Diopsit-jadit serisinde, jadit, aegirin ve spodomen diye üç alkali proksen yer alır. Bunlar, büyük bir jeokimyasal öneme sahip değildirler.

¹ Diadochic yer değiştirme, bir kristal strüktüründe yer alan bir atom veya iyonun yerine bir başkasının geçmesi olayıdır.

5.2.3. Amfiboller (İnosilikatlar)

Amfiboller, silika-tetrahedronların ardışık olarak, oksijen atomlarının 2 ve 3'ünün ortak kullanılmalarıyla, birbirine bağlanması sonucu ortaya çıkan, çift zincir strüktürlü, ferro magnezyen minerallerdir (Şekil 15). Yani çift zincir strüktürlü Ca, Mg, Fe ve Al (alüminyum çok az bulunur) silikatlarıdır.



Şekil 15. Amfibol minerallerinde çift zincir strüktürünün şematik görünüşü.

Genel formülleri : $(WXY_{7-8}Z_8O_{22}(OH-F)_2$

W = Ca veya Na

X = Mg veya Fe^{2+}

Y = Fe^{3+} , Ti^{3+} , Al^{3+}

Z = Si^{4+} veya Al^{3+}

A. Hornblend

Bu grubun, monoklinik kristalli ve yaygın olan minerali hornblend'dir. Hornblend : $Ca(Mg, Fe^{2+})_3(SiO_3)_4(Al, Fe)_2O_3$ bileşiminde, özgül ağırlığı = 3-3.4 gm/cm^3 , sertlik derecesi = 5-6 olan kesin dilinimli, yeşilimsi siyah-siyah renkli, asitlerden etkilenmeyen bir mineral grubudur. Diorit ve andezitlerin bileşiminde fazla bulunur.

B. Diğer Amfiboller

Grünerit : $(\text{Fe}, \text{Mg}) \text{SiO}_3$, $d = 3.4-3.6$, kahverengi, lifsel yapıya sahiptir.

Tremolit : $\text{CaMg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$, $d = 2.9-3.2$ renksiz, şeffaf, lifsel yapıya sahip bir mineraldir.

Actinolit : Kalsiyum - magnezyum - demir amfibol, $\text{Ca}_2 (\text{MgFe})_5(\text{OH})_2 (\text{Si}_4\text{O}_{12})_2$, $d = 3 - 3.2$, bazıları şeffaftır, yeşil renkli lifsel yapılıdır.

Richterit : MgO (% 18-21), CaO (% 5-8), MnO (% 5-12) ve alkali oksitler (% 5-9)'dan oluşan bir amfiboldür. $d = 3.09 \text{ gm/cm}^3$, kahverengi, sarı, gül kırmızısı renkli, uzun kristalli bir mineraldir. Bazıları şeffaf, bazıları ise mattır.

Amfibollerin çoğu, primer olarak magmatiklerin bünyesinde yer almazlar veya sonradan sekonder mineral olarak oluşurlar. Magmatik kayaların bileşiminde yer alan primer amfiboller şunlardır : Mg'ca fakir riebeckitler ve yaygın hornblendler. Hornblendler, magmatik kayalarda geniş bir dağılım gösterirler. Siyenit ve granitlerden, gabrolara ve gnays, hornblend-şist ve amfibolit gibi metamorfik kayalara kadar geniş bir dağılım gösterirler.

Olivin, proksen ve amfibollere, daha çok, toprakların kum ve silt fraksiyonlarında rastlanır. Buzul tabanında oluşmuş, ileri derecede ayrışmamış toprakların kil fraksiyonlarında, bunların bir kısmına rastlanabilir.

5.2.4. Mika Mineralleri (Fillosilikatlar)

Mikalar silisyum tetrahedronların birbirine iki eksen doğrultusunda, oksijen bağı ile bağlanmaları sonucu ortaya çıkan tabaka (katman) strüktürlü, K, Mg, Fe ve H_2 alümino silikatlardır. Katmanlar birbirlerine bileşiminde bulunan katyonlarla bağlanırlar. Bu nedenle kesin dilinimli, ince altıgen levha kümeleri halinde bulunurlar. Her bir levhası 45 kg gelecek kadar büyük kristallere rastlamak olanağı vardır.

Muskovit, potaslı mika veya beyaz mika olarak da bilinir. $\text{H}_2\text{KAl}_3 (\text{SiO}_4)_3$ bileşiminde, sertlik derecesi (H), 2-2.5, yoğunluğu (d) 2.8-2.9 olan beyaz renkli bir mineraldir.

Biotit, (Magnezyum-demir mika) veya siyah mika; $\text{H}_2\text{K} (\text{MgFe})_3 (\text{Al}, \text{Fe}) (\text{SiO}_4)_3$ bileşiminde, sertlik derecesi (H) 2.5-3, yoğunluğu (d) 2.7-3.3 olan siyah renkli bir mineraldir.

Mikalar, granit andezit ve pegmatit gibi birçok magmatik kayanın bileşiminde bulunur. Kolayca parçalanıp ayrışarak topraktaki kil minerallerini oluştururlar. Biotit, muskovite kıyasla daha kolay parçalanıp ayrışır. Endüstride sığağa dayanıklı ve yalıtkan maddelerin yapımında kullanılırlar.

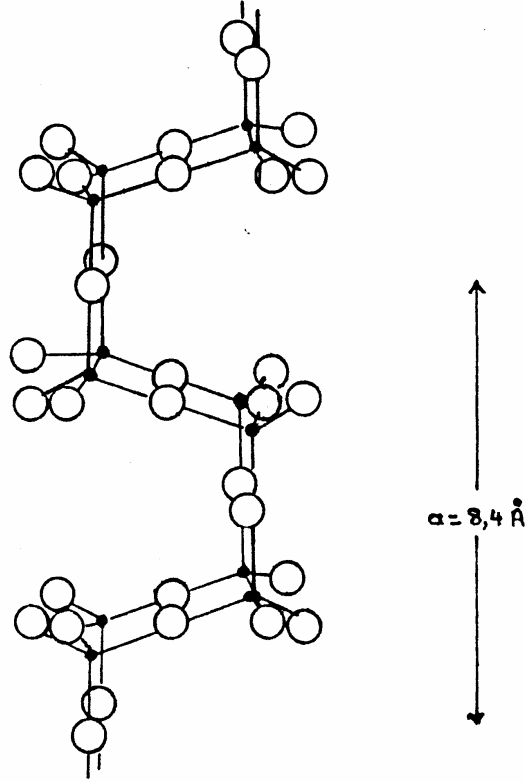
5.2.5. Feldispatlar (Tektilikatlar)

Feldispatlar, değişik oranlarda Na, K ve Ca ve zaman, zaman da Ba gibi diğer iri katyonları içeren, susuz, üç boyutlu alüminosilikatlardır. Mağmatik kayaların % 59.5'ünü; kil taşlarının % 30'unu ve kum taşlarının ise % 10.5'ünü oluştururlar (Clarke, 1924). Metamorfik kayaların çoğu da önemli ölçüde feldispat içerirler. Bu nedenle feldispatlar tüm tortul kütlelerin ve toprakların önemli bir bileşenidirler. Feldispatların topraklardaki miktarı, o toprağın ana materyaline ve toprağın parçalanma-ayırışma durumuna bağlıdır.

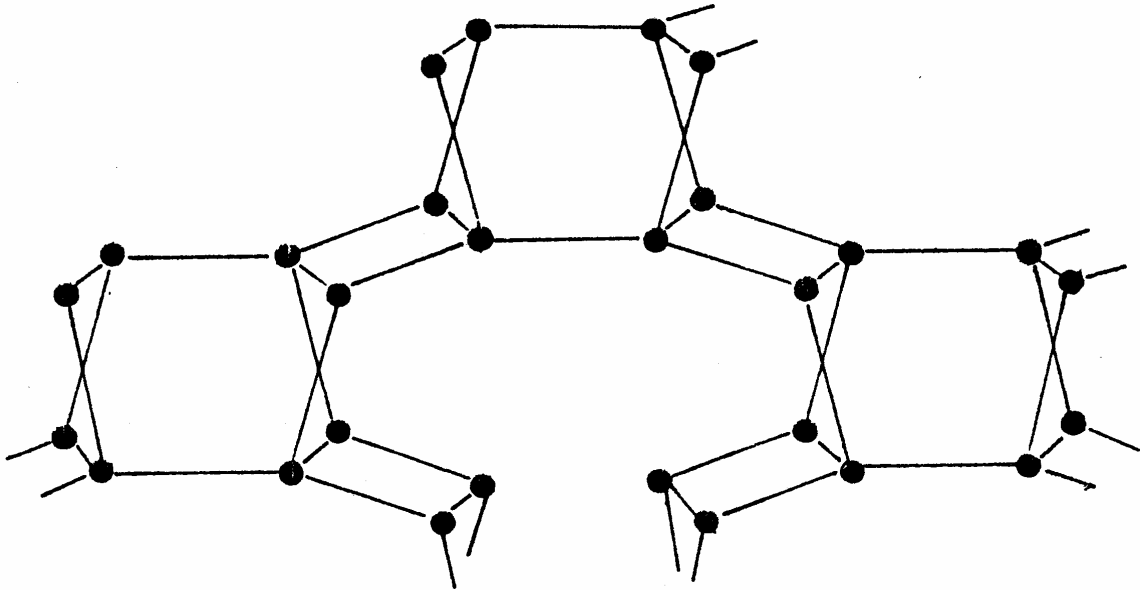
Topraklardaki feldispatların tabiatı ve miktarı, toprakların jeolojisi ve oluşum dereceleri hakkında önemli ip uçları verir. Feldispatlar, topraklardaki Na, K, Ca ve Cu, Rb, Cs ve Pb gibi, çok sayıda iz elementlerin kaynağını oluştururlar. Günümüzde, bu iz elementlerin feldispatların bünyesinden serbest hale geçmelerinin mekanizması hakkında pek fazla bir şey bilinmemektedir.

A. Temel Strüktürleri

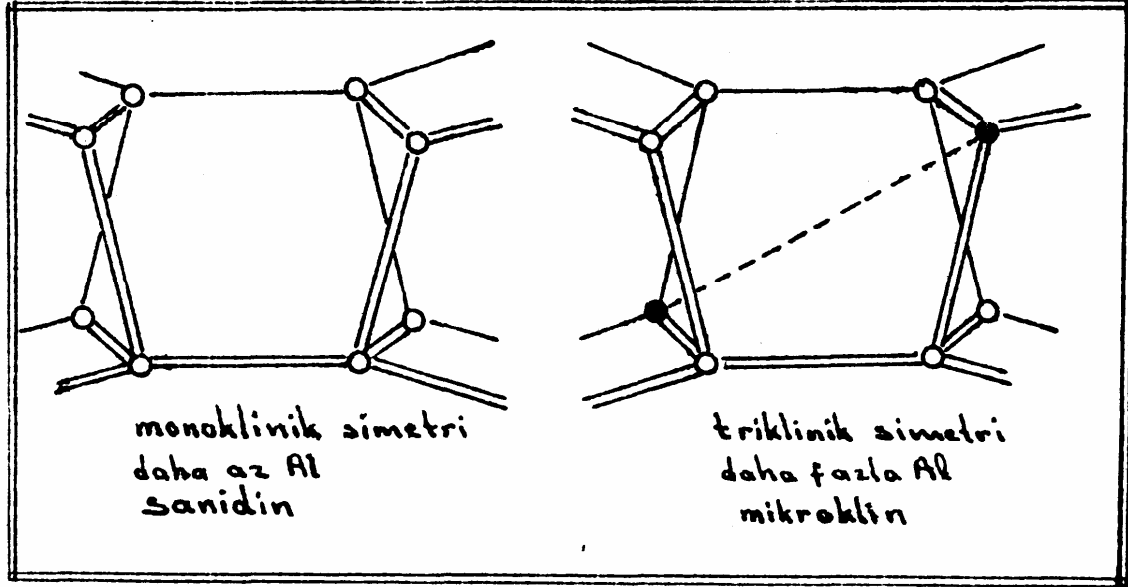
Feldispatlar, üç boyutlu, kafes strüktüre sahiptirler. Bu kafes, SiO_4 ve AlO_4 tetrahedronlarının, üç eksen doğrultusunda, araya giren ve elektronötralityi sağlayan K, Na, Ca veya Ba ile bağlanmaları ile oluşur. Kafeste, dört elemanlı tetrahedron halkaları, a-eksenine paralel bir durumdadırlar ve bunlar birbirine a-eksenine dik doğrultuda (0) oksijen ortaklaşması ile bağlanırlar. Her dört elemanlı tetrahedron zigzagları, aynı doğrultuda, diğer tetrahedron zigzagları ile bağlanırlar (Şekil 16). İdeal koşullarda, bu tetrahedron halkalarının periyodik olarak yinelendiği zincir uzunluğu, 8.4 Å'dur. Farklı feldispatlarda bu a ekseninin yaklaşık uzunluğu, 8.1-8.6 Å arasında değişir. Kafes yapının oluşumunda dört elemanlı tetrahedron halkaları, temel yapı birimleri durumundadır. Bu halkalar, birbirine bağlanarak, (001) görünümü bal peteğine benzeyen bir oluşuk meydana getirirler (Şekil 17). Barth (1934), Taylor (1933) tarafından önerilen, "Üç Si ve bir Al iyonunun, dört yerleşme halkasına (tetrahedron halkasına) dağılma durumuna göre, çeşitli strüktürel simetriler ortaya çıkar" savı, benimsenmektedir. Eğer Si ve Al dağılımında, Al için özel bir konum sözkonusu değilse, ortaya çıkan kristal monoklinik ve eğer Al, halkalarda özel bir konuma yerleşirse, ortaya çıkan kristal, triklinik olur. Barth bu durumu, düzenli düzensiz olarak tanımlamaktadır. Alüminyumun halkalardaki düzensiz dağılımı monoklinik; düzenli dağılımı ise triklinik bir yapı oluşmasına neden olur. Bu nedenle düzensiz feldispatlar monoklinik; düzenli feldispatlar ise triklinik yapıya sahip feldispatlardır (Şekil 18). X-ray yöntemi ile yapılan ayrıntılı strüktürel analizler, iki K-feldispat olan ortoklas ve mikroklinin, sırasıyla, düzensiz ve düzenli Al dağılımının temsilcileri olduğunu, ortaya koymuştur (Ortoklas monoklin, mikroklin ise triklinik sistemlidir).



Şekil 16. Tüm feldispatlar için temel olan strüktürel modelin (001) düzlemine göre görünüşü. Küçük siyah yuvarlaklar Si ve Al'u; daha büyük daireler ise oksijen atomlarını temsil etmektedir.



Şekil 17. (001) Düzlem projeksiyonuna göre AlSi_3O_8 kafesinde, Al/Si konumları.



Şekil 18. Monoklinik ve triklinik sistemli-feldispatlarda Al/Si dağılımı.

Potasyumlu feldispatlarda olduğu gibi, sodyumlu feldispatlarda da düzenlilik düzensizlik söz konusudur. Yüksek sıcaklık albitleri düzensiz, düşük sıcaklık albitleri ise düzenli Si/Al dağılımına sahiptir.

B. Kimyasal Bileşimleri

Feldispatlar, aralarında sınırlı bir katı çözelti işlerliği olan üç esas mineral grubu ile temsil edilirler. Bunlar, K-feldispatlar, Na-feldispatlar (albit) ve Ca-feldispatlar (anortit) dir. Az miktarda Ca içeren, Na ve K-feldispatlar, alkali feldispatlar olarak ta bilinirler. Bu grubun az miktarda K içeren, Na ve Ca'lu üyeleri, placioklas olarak adlandırılırlar. Temel feldispat minerallerinin birim kafeslerine ilişkin boyutlar Çizelge 5'de verilmiştir.

Çizelge 5. Bazı Feldispat Minerallerinin Birim Kafeslerine İlişkin Boyut Değerleri

Mineral	İdeal Bileşimi	a (Å)	b (Å)	c (Å)	α°	β°	γ°
Sanidin		8.564	13.030	7.175	90	115.98	90
Ortoklas		8.562	12.996	7.193	90	116.01	90
Vasat mikroklin	KAlSi ₃ O ₈	8.578	12.960	7.211	90.30	115.97	89.13
Maksimum mikroklin		8.561	12.986	7.216	90.65	115.83	87.70
Düşük albit	NaAlSi ₃ O ₈	8.138	12.788	7.156	84.33	116.57	87.65
Yüksek albit		8.149	12.880	7.106	93.37	116.30	90.28
Anortid (düşük sıcaklık)	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	8.177	12.877	14.160	93.17	115.85	91.22
Oligoklas	Ab ₇₄ An ₂₂ Or	8.169	12.836	7.134	93.33	116.45	88.99
Andezin (yüksek sıcaklık)	Ab ₅₂ An ₄₈	8.176	12.879	7.187	93.40	116.17	90.40
Bytownit	Ab ₂₀ An ₃₀	8.171	12.869	14.181	93.37	115.37	90.53

Ab = Albit, An = Anortid, Or = Ortoklas

Eksen uzunlukları, ± 0.005 Å; eksen açıları ise $\pm 0.03^\circ$ doğruluk derecelerinde verilmiştir.

C. Alkali Feldispatlar

Alkali feldispatların kristalin formları, belli sınırlar arasında değişen bir kimyasal bileşime sahiptirler. Bunların uç üyeleri için şu formüller verilebilir : KAlSi₃O₈ ve NaAlSi₃O₈. Aynı kimyasal bileşime sahip olan fazların strüktürleri aynı olmayabilir. Örneğin, sanidin, ortoklas, mikroklin ve adularia K-feldispatların polimorflarıdır. Yani kimyasal bileşimleri aynı fakat kristal yapıları farklıdır. Sanidin, genellikle volkanik kayaların içerisinde yer alan, monoklinik sistemli, küçük optik eksenli açık bir alkali feldispattır. Geniş optik eksen açılı (2V), monoklinik alkali feldispatların tekdüze görünen ve çapraz ikizlik göstermeyenleri ortoklas olarak bilinir. Mikroklin, tipik çapraz ikizlik gösteren, geniş optik eksen açılı ve triklinik bir alkali feldispattır. Alkali feldispatların, ister monoklinik ister triklinik sistemlisi olsun, şayet düşük ısıli hidrotermal veinsler halinde oluşmuşlar ise bunlar adularia olarak adlandırılır. Sodyumca zengin, triklinik sistemli, çok zayıf çapraz ikizlik gösteren feldispat ise anortoklas olarak adlandırılır. Triklinik strüktürlü mikroklinin a ve g açılarının 90°'den sapmaları obliklik veya trikliniklik olarak tanımlanır. Bu iki terim, birbirinin sinonimi olarak kullanılırlar.

Potasyum-feldispatların strüktüründe, her 4 Si atomundan birinin yerini Al'un almasıyla, kafeste, negatif yük artar. Bu yük, başta K olmak üzere, diğer katyonlarla dengelenir. Bu nedenle, doğada ideal K-feldispat bileşimine (K Al Si₃O₈) ender rastlanır. Tetrahedrondaki Si ve Al'un yerine Li ve Ba da geçebilir. Potasyumun yerine,

sıkça, Na geçer ve bu nedenle uç elemanları, $K Al Si_3O_8$ ve $Na Al Si_3O_8$ olan, bir katı çözelti serisi oluşur. Potasyum iyonunun yerine geçebilecek diğer iyonlar şunlardır: Rb, Cs, Pb, Ti, Ca, Sr, Cu, Ga ve Ba. İz elementlerin varlığı, mineralin kafes parametrelerini değiştirir.

D. Placioklas Feldispatlar

Placioklaslar, bileşimleri pür albit ile anortid arasında değişen feldispatlardır. Placioklaslar, bileşimini oluşturan bileşenlere göre adlandırılırlar. Placioklas serisi, bileşimlerinde yer alan albit (Ab) ve anortid (An) molekülleri oranına göre, aşağıdaki gibi adlandırılır.

Albit	Ab ₁₀₀ - Ab ₉₀ An ₁₀
Oligoklas	Ab ₉₀ An ₁₀ - Ab ₇₀ An ₃₀
Andezin	Ab ₇₀ An ₃₀ - Ab ₅₀ An ₅₀
Labradorit	Ab ₅₀ An ₅₀ - Ab ₃₀ An ₇₀
Bytovnit	Ab ₃₀ An ₇₀ - Ab ₁₀ An ₉₀
Anortit	Ab ₁₀ An ₉₀ - An ₁₀₀

Albit, pür bir Na-feldispattır. Albitin iki triklinik formu tanımlanmıştır. Bunlar, yüksek sıcaklık ve düşük sıcaklık formlarıdır. Doğada ara sıcaklık formuna sahip albitler de vardır. Monoklinik formu albitler, barbierite olarak adlandırılır.

Anortit, doğada pür Ca-feldispat halinde bulunmaz. Her anortit mutlaka bir miktar Na içerir. Doğal anortit strüktürü üzerinde, çok sayıda bilim adamı çalışmıştır. Bunlardan bazıları, Gay Taylor, 1953; Megaw, 1959; Chandrasekhar et al., 1961; Kempster et al., 1962; Wainwright Starkey, 1971'dir. Anortitin de doğada yüksek sıcaklık ve düşük sıcaklık diye iki triklinik formu bilinmektedir. Bunlardan başka, anortitin, geçit, düzenli ve düzensiz formları da mevcuttur.

Doğal placioklaslar, kimyasal bileşim bakımından büyük değişiklikler gösterirler. İki temel element olan Ca ve Na'dan başka elementler de bileşimde yer alabilir. Bunlar az miktarda Fe, Mg, Ti ve Ba; eseri miktarlarda Sr, Li, Rb, Co, Cu ve Pb'dur. Stronsiyumun bileşimdeki miktarı, genellikle 500 ppm'den fazladır. Lityum, Rb, Cu ve Pb'un bileşimdeki miktarı ise, çoğu kez, 20 ppm kadardır. Placioklaslar, topraktaki iz elementlerin en önemli kaynağını oluştururlar.

E. Pertitler, Mezopertitler, Antipertitler ve Peristeritler

Yüksek sıcaklık serilerinde, uç elemanlardan albit ile anortid veya ortoklas ile

albit kristalleri, farklı oranlarda karışarak, biraz önce üzerinde durduğumuz serileri ve geçit tipleri oluşturur. Fakat düşük sıcaklık koşullarında, bu fazlar, birbirine karışmadan strüktürel değişime uğrarlar. Sonuçta, bileşimi uç elemanlarınınkine çok benzeyen, lamellar kümeler meydana gelir.

Büyük ölçüde alkali feldispat ve daha az oranda albit lamellar kümelerinden oluşan bu minerallere, perthite adı verilir. Doğal alkali feldispatların çoğu (otojenik K-feldispatlar hariç), genelde değişik oranlarda Na içerdiklerinden, az-çok perthitiktirler.

F. Feldispatların Oluşumu

Feldispatlar, jeokimyasal olarak, en önemli mineraller grubudur. K-feldispatların polimorfları yer kabuğunun % 16'sını oluşturur (Ahrens, 1965). Potasyum içeren alkali feldispatlar da hesaba alınacak olursa oran yaklaşık % 31'e ulaşır (Barth, 1969). Mikroklin, ortoklası kıyasla, daha düşük sıcaklıkta oluşan ve pegmatitler, hidrotermal ve metamorfik kayaların bileşiminde egemen olan bir K-feldispattır. Ortoklas, mağmatik kayaların karakteristik K-feldispatıdır. Yalnız oluşabilecekleri gibi, albitlerle birlikte perthitik formlar oluşturabilirler. Ortoklaslar, metamorfik kayalarda da oluşabilirler. Sanidin, riolit ve trakit gibi, potasyumca zengin volkanik kayaların bileşiminde bulunur. Adularya, daha düşük sıcaklıklarda oluşan bir K-feldispattır.

Placioklas feldispatlar, yer kabuğunun % 29'unu oluşturur (Ahrens, 1965). Anortid, genellikle metamorfik kireçtaşlarının temas alanlarında bulunur. Daha pür anortidler, volkanik kayaların bileşiminde yeralırlar. Bitovnit ve labradorit daha çok, az silisli, gabroik bileşime sahip anortozit gibi mağmatik kayaların bileşiminde; andezin, andezit ve dioritlerde, oligoklas ise monzonit ve granodioritlerin bileşiminde yer alırlar. Albitler, bazı mağmatik kayaların bileşimlerinde yer alırlarsa da, pegmatitlerde daha yaygındırlar. Albitler, aynı zamanda düşük dereceli şist ve gnays gibi metamorfik kayaların bileşiminde de çokca bulunurlar. Orta dereceli metamorfiklerdeki placioklaslar, genellikle oligoklas veya andezindir.

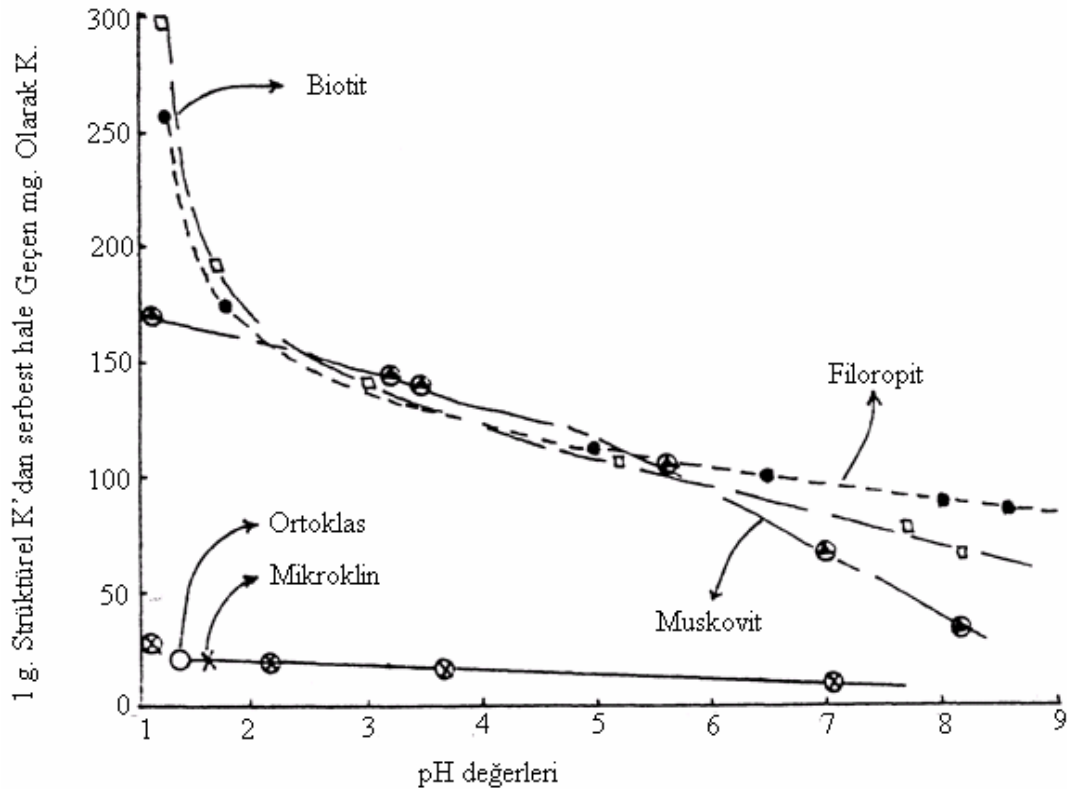
Tortul kayalarda rastlanan feldispatların çok büyük bir kısmını, mağmatik kökenliler oluşturur. Bunlar, tortul materyal içerisinde parçalanma-ayrışmaya uğrayan materyal olarak bulunurlar. Otojenik feldispatlar, düşük sıcaklık ve basınç altında (hemen hemen yeryüzünde), kireçtaşı, kumtaşı, silt ve kilaşı gibi tortul kayaların bünyelerinde oluşurlar. Otojenik feldispatlar, tortul materyaller içerisinde yer alan feldispatların ancak % 5'ini oluşturur.

Feldispatlar yüksek sıcaklık ve basınç koşullarına oldukça dayanıklıdırlar, fakat yeryüzündeki farklı çevre koşullarına karşı farklı davranışlara sahiptirler. Hemen, hemen her toprakta bulunurlar ama çeşit ve miktarları, toprakta egemen olan parçalanma-ayrışma tepkimelerinin yoğunluğuna bağlıdır. İleri derecede parçalanma-ayrışmaya uğramış topraklarda, (feldispatlarca zengin ana materyallerden oluşmuş olsalar dahi), feldispatlar ya çok az veya hiç bulunmazlar. Feldispatlar, genç veya orta

olgun toprakların kum ve silt fraksiyonlarında, çok bulunur. Hatta orta-olgun toprakların kil fraksiyonlarında alkali feldispatlara rastlanır.

Kısmen polimorf-K-feldispatların kristalizasyonları, sıcaklık, basınç, su buharı basıncı, mağmanın bileşimi ve soğuma derecesi gibi birçok etmene bağlıdır. Metamorfizm, mikroklin-ortoklas transformasyonuna neden olabilir. Bu transformasyonun derecesi ve yaygınlığı da, metamorfizmin derecesi hakkında ip ucu verir.

Goldich (1938)'in dayanıklılık; Bowen (1992)'in oluşum serisine göre, K-feldispatlar, albitlerden daha dayanıklıdır. Huang ve arkadaşları (1968), mikroklin ve ortoklas minerallerinin, pH = 1-7 arasında benzer potasyum verme (serbest bırakma) karakteristiklerine sahip olduklarını göstermişlerdir (Şekil 19). Belli koşullar altında, mikroklin ve ortoklas alterasyonu fark gösterebilir. Ne varki bu fark, her halde kuvars ve albit parçalanma-ayrışmasında görülen farktan küçüktür. Pedolojik çalışmaların yorumunda, bir toprağın belli bir fraksiyonu içerisindeki, ortoklasın mikrokline oranı, albit/kuvars indeksi kadar faydalıdır. Aslında feldispat/kuvars oranı, topraklar için bir parçalanma-ayrışma ölçütü olarak kullanılabilir.



Şekil 19. Toprakta yaygın olan K minerallerinden, K'un serbest hale geçmesine, pH'nın etkisi (Huang et al 1968).

G. Dinamik Denge Ortamı ve Mineral Dayanıklılığı

Jeolojik birikinti veya topraklardaki feldispatların, ayrışmaya karşı direnci; mineralin tabiatına, iklime, topoğrafyaya, yıkanma derecesine, kleytleşmeye, redoks potansiyeline ve belli çözeltilerin iyonik etkinliklerine (aktivitesine) bağlıdır.

Goldich'in (1938) dayanıklılık serisine göre, feldispatların dayanıklılıkları azdan çoğa doğru şöyledir : Anortit < bitovnit < labradorit < andezin < oligoklas < albit K-feldispatlar. Bu seride dayanıklılık, Al ve Ca içeriği ile yakından ilgilidir. Alüminyum ve Ca içeriği azaldıkça dayanıklılık artar. K-feldispatlar içerisinde mikroklin, ortoklastan daha dayanıklıdır. Bu, triklinik sistemli mikroklinde O atomlarının, monoklinik sistemli ortoklas kafesine göre daha küçük hacim işgal etmelerinden kaynaklanabilir.

Kimyasal ayrışmayı etkileyen en önemli iki etmen, iklimin öğeleri olan, sıcaklık ve yağıştır. Bu iki ajan birlikte ayrışmayı artırır. Yağışın artışı ile yıkanma artar. Topoğrafya ise sıcaklık ve yağışın etkinliğini azaltıp artırmak suretiyle etkili olur. Bu etmenlere bağlı olarak, feldispatlar ayrışır ve onların ayrışması sonucu açığa çıkan atom, iyon ve elementler, koşullara bağlı olarak sekonder mineralleri oluşturur. Koşullar, bazik katyonların ortamdan hızla uzaklaşmasına uygun ise kaolinit; yıkanmanın az etkin olduğu yerlerde ise smektit (özellikle mortmorillonit) grubu mineraller oluşur.

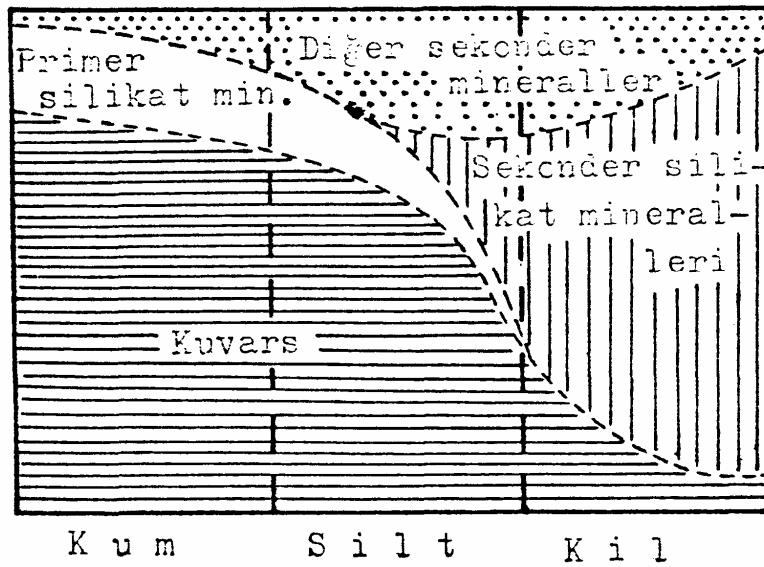
5.2.6. Kuvars ve Kristobalit (Tektosilikatlar)

Kuvars, her üç doğrultuda, birbirine oksijen ortaklaşmasıyla bağlanan Si-tetrahedronlarının oluşturduğu, sarmal, kafes strüktürlü bir tektosilikattır. Strüktür ve bileşimi nedeniyle çok dayanıklı bir mineraldir. Bu nedenle, toprakların çoğunun en önemli bileşenidir ve yeryüzünün hemen hemen her kesiminde bulunur. Hatta kuvarsça fakir veya kuvarssız ana kayalar üzerinde oluşan topraklarda dahi, önemli miktarlarda, kuvarsa rastlanabilir. Çünkü çok az kuvars içeren bir kaya parçalanıp ayrışırken, kuvars dışındaki mineraller kolayca bozunup başka formlara döner ve kuvarsın ortamdaki oranı artar. Buna, erozyon ve aolik birikintiler de katkıda bulunabilir.

Kuvars, mağmatik kayaların ortalama olarak, % 12-20'sini; kumtaşlarının, ortalama % 67'sini (bazı kumtaşları % 90'dan fazla kuvars içerebilirler) oluşturur (Clarke, 1924). Yukarıdaki değerler, ortalama olup, doğal olarak, granit, riyolit ve pegmatitler gibi, asit kayalar, bu değerlerden daha fazla; bazalt, gabro ve olivin gibi, bazik kayalar ise daha düşük oranda kuvars içerirler.

Genellikle, toprakların silt ve kum fraksiyonlarında kuvars içeriği artar (Şekil 20). Kuvarsın toprak fraksiyonlarına göre dağılımı, ana materyalin özelliklerine ve ayrışma derecesine bağlı olarak değişir. Aolik ana materyallerden (tropospheric materyal) oluşan toprakların ince silt fraksiyonlarının kuvars içeriği, en yüksek bulunmuştur (Jackson et al., 1971). Löss toprakların çoğunun kaba silt fraksiyonunda,

kuvars yoğunluğu artar (Johnson and Beavers 1959). Glasiyal till üzerinde gelişen topraklarda, kuvars dağılımı, genellikle, kaba silt ya da kum fraksiyonlarının birinde yoğunlaşır (St. Arnaud and Whiteside, 1963). Toprakların kil fraksiyonlarındaki kuvars dağılımı ise genellikle, % 0-25 arasında değişir. Bu değişim, ana materyal ve ayrışma derecesine bağlıdır. Aynı koşullar altında oluşan topraklardan, genç olanların kil fraksiyonlarında daha fazla kuvars bulunur. Jackson ve Sherman, (1953) kil iriliğindeki kuvarsı, ileri derecede parçalanma-ayrışmanın ölçüsü olarak kabul etmektedirler. Toplam kil fraksiyonundaki kuvarsın büyük bir kısmı, kaba kil (0,2-2 m) fraksiyonu içerisinde yer alır. Yapılan çalışmaların çoğunda, ince kil fraksiyonunda kuvarsa rastlanmamıştır. Bunun iki nedeni olabilir. Bunlardan birincisi, ince kil fraksiyonunda kuvarsın gerçekten bulunmaması; ikincisi de bu fraksiyonun ana bileşeni olan, kil minerallerinin, kuvarsın teşhisini gölgelemesi olabilir. M.L. Jackson ve M.Sayın, 1975, eritme (fusion) yöntemi ile, ince kil fraksiyonu içerisindeki kil minerallerini giderdikten sonra bir miktar kuvars tesbit etmişlerdir. Bu ince kil fraksiyonunda, kil minerallerinin kuvars tanısını güçleştirdiğini doğrulamaktadır. Eritme yöntemiyle, diğer mineraller giderildikten sonra, 0.08 m'dan küçük fraksiyon içerisinde dahi kuvars saptanabilmektedir.



Şekil 20. Topraklarda bulunan minerallerle, fraksiyonlar arasındaki genel bağlantı. Kuvars, kum ve kaba silt fraksiyonlarının dominant mineralidir. Feldispat, hornblend ve mika gibi primer silikat mineraleri, kum fraksiyonunda bulunur fakat silt ve kil fraksiyonlarına doğru gidildikçe kaybolma eğilimi gösterirler. Sekonder silikatlar, kil fraksiyonunda egemen olan minerallerdir. Seski oksitler de kil fraksiyonunun belirgin mineralleridir.

İnce kil fraksiyonundaki kuvars noksanlığı veya bulunmayışını, şu iki kurama yaslandırabiliriz :

a. İki mikrondan daha küçük olan kuvars parçacıklarının çözünürlüğünün artması,

b. Kuvarsın, 2 m'dan daha küçük parçacıklar haline gelmesinin olanaksızlığı,

Lucas ve Dolan (1939), Iler (1965), Siffert (1967) ve Lidstrom (1968)'un çalışmaları, birinci kuramı, yani kuvarsın parça çapı azaldıkça, çözünürlüğünün arttığını destekler niteliktedirler. Alaska'da, son buzul çağına ilişkin materyaller üzerinde oluşan toprakların, ince kil fraksiyonlarında, kuvarsa rastlanmaması da birinci kuramı destekler niteliktedir (Slatt and Hoskin, 1968). Slatt ve Hoskin, kuvars minerallerinin fiziksel özelliklerinin, mineral parçacıklarının belli bir irilik limitinin altına düşmesine engel olduğunu, yani parçacık küçüldükçe iç bağın güçlenerek, mineralin daha küçük parçalara ayrılmasını güçleştirdiğini ileri sürmektedirler.

Kuvarsın, toprak profilindeki derinlemesine dağılımı, ana materyal çeşidi ve parçalanma-ayırışma derecesinin bir fonksiyonudur. Entisol ve Inceptisol gibi genç topraklardaki kuvars dağılımı ise ana materyalin durumunu yansıtır. Pedocenik değişim çok sınırlıdır. Yağış azlığının neden olduğu, sınırlı parçalanma-ayırışma dolayısıyla, Aridisol'larda da kuvars miktarı, oldukça fazladır. Vertisol'larda 2:1 genişleyen tip kil mineralleri egemendir. Fakat bunlarda da kuvars önemli oranlarda bulunur. Genellikle, Ultisol ve Mollisol'lar, Spodosol'lara kıyasla daha az kuvars içerirler. Silisçe zengin ana materyallerden oluşan genç topraklardan, bazik ana materyallerden oluşmuş yaşlı topraklara doğru gidildikçe, kuvars içeriği azalır. Orta derecede olgun, Spodosol, Alfisol, Mollisol ve Ultisol gibi toprakların elüviyal horizonları, kuvarşça zenginleşir. Bunun nedeni, parçalanma-ayırışma ve yıkanmadır. Az dayanıklı minerallerin ayrışarak elüviyal zondan uzaklaşması, kuvarsın ortamdaki oranını artırır. İllüviyal horizonlarda ise, kuvars içeriği düşüktür. Bunun nedeni de seyrelmedir. Yani üstten yıkanan karbonatlar, silikat killeri, humus ve/veya seski oksitler, illüviyal horizontda birikerek, kuvars oranını düşürürler. İleri derecede ayrılmış olan Oksisol'larda, kil fraksiyonundaki kuvars ta, diğer mineraller gibi ayrışarak solumdan uzaklaşır. Bunun aksine, Oksisol'ların silt ve kum fraksiyonlarının % 85'ini kuvars oluşturur.

Kuvars, elmas, grafit ve buzdan sonra en katıksız mineral olarak bilinmektedir. Silika polimorfları içerisinde ise kuvars, kimyasal arılığı en yüksek olan mineraldir. Buna karşın, kuvars ta değişik oranlarda, çeşitli arılığı bozan maddeler içerir (Çizelge 6). Bunlar : Kristal strüktür içerisinde gerçekleşen atomik yer değiştirmeler, kafesteki boşluklara yerleşen elementler ve kristal içerisine girmiş olan katı, sıvı ve gaz halindeki yabancı bileşikler şeklinde olabilirler.

Kuvarsın yapısına girerek onun arılığını bozan elementler şunlardır: Al, Ti, Fe, Na, Li, K, Mg, Ca ve H (OH). Bunlardan, kuvarsın kristalleştiği ortamda, hangisi daha fazla ise ve hangisinin yarıçapı ve değerleri Si'a daha çok benziyor ise, onun, kristal yapıya girme şansı en yüksektir.

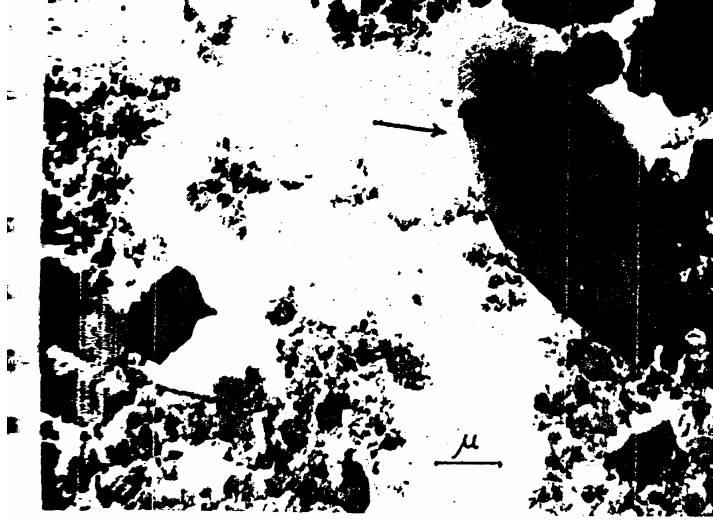
Çizelge 6. Kuvars, Tridimit ve Opalin Elementel Bileşimi (Değerler %'dir)

Element	Kuvars	Tridimit	Opal		
			Bitki	Toprak	Jeolojik mat.
SiO ₂	99	88.6-99.0	82.8-87.2	76.4-90.5	85.8-96.5
Al ₂ O ₃	0.009-0.06	0.5-2.7	0.02-0.70	0.84-4.7	Eser-3.22
Fe ₂ O ₃	0.001-0.7	Eser-1.9	Eser-0.56	0.18-1.3	0.08-1.85
TiO ₂	Eser-0.07	0.02-0.86	Eser	Eser-0.30	-
CaO	0.0007-0.014	0.2-0.4	Eser-1.55	<0.1-2.04	0.09-0.96
K ₂ O	-	0.08-0.75	Eser-0.90	0.14-0.97	0.75
Na ₂ O	Yok-0.004	0.24-0.80	Eser-0.50	0.10-3.44	0.18
MgO	0.0008-0.016	Eser-1.24	Eser-0.51	Eser-1.72	Eser-1.48
C	-	-	5.78	0.86	-
H ₂ O (+)	-	-	3.83-7.61	4.26-12.1	3.26-9.40

Kristobalit ve tridimit, kuvarsın sahip olduğu kafes yapıdan daha açık bir kafes yapıya sahiptirler. Bu nedenle, arılıkları daha kolay bozulabilmektedir. Kristobalitin arılığı, çeşidine göre, oldukça değişiklik gösterir. Tridimitin SiO₂ içeriği ise genellikle % 99'dan daha azdır. Arılığı bozan maddelerin başında Al, daha az miktarlarda da Fe, Ti, K, Na, Ca ve Mg gelir (Çizelge 6). Doğal olarak ideal bir kuvars, tridimit veya kristobalitin bileşimi, % 100 SiO₂ olmalıdır. Opal ise, sulu silika olup, bileşimi SiO₂.nH₂O şeklinde formüle edilir. Fakat bu mineraller kuvarstan, kristobalit, tridimit ve opala doğru artan miktarlarda arılığı bozan maddeler içerirler.

Topraklarda kristobalit miktarı, kuarternere ilişkin volkanizma ile ilgili görünmektedir. Güney Amerika'da volkan külleri üzerinde gelişmiş birçok Andept'lerin (Andisol'ların) özellikle kil fraksiyonlarında önemli miktarlarda kristobalit bulunduğu rapor edilmiştir (Wright, 1964; Mejia et al., 1968; Besoain, 1969; Calhoun et al, 1972; Cortes and Franzmeier, 1972).

Erzurum ve Kars yöresinde, volkan kül ve tüfleri üzerinde gelişmiş olan bazı Ando benzeri topraklarda da kristobalit ve opalin silika saptanmıştır (Şimşek, 1972). Şekil 21'de bu çalışmada, kil fraksiyonunda saptanan, karakteristik şekilli bir opalin silika görülmektedir.



Şekil 21. Kil fraksiyonunda bulunan karakteristik şekilli bir opalin silika.

5.2.7. Karbonat, Halid ve Sülfat Mineralleri

Karbonat, halid ve sülfat mineralleri, topraklarda bazı önemli karakteristiklerin ortaya çıkışına neden olurlar. Örneğin, alkalın ve asit sülfat topraklarla bu mineraller arasında yakın bir ilgi vardır.

Bu mineraller, genellikle, silikat minerallerine kıyasla, çok kolay çözünürler. Kurak ve yarı-kurak bölge toprakları, çoğunlukla buharlaşma ürünlerini (evaporites) içerirler. Çünkü bu topraklarda yıkanma yok; ya da çok sınırlıdır. Bu grup minerallerin çözünürlükleri de kendi aralarında büyük değişiklikler arzeder. Halidle kıyaslanacak olursa, kalsitin çözünürlüğü çok düşüktür.

Kurak ve yarı-kurak bölge topraklarının ekstraktlarında ana iyonik bileşenler olarak Na , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- ve CO_3^{2-} bulunur. Çalışmalar, kurak bölge topraklarının çözeltisinde bulunan bu iyonların, evaporasyon sonucu, 30-40 çeşit minerale dönüşebileceğini göstermektedir. Bunların çoğu, marn veya jeolojik birikintiler içerisinde, daha az bir kısmı da topraklarda saptanmıştır.

Kalsiyum karbonat, (CaCO_3), MgCO_3 ve CaSO_4 , üzerinde en çok çalışılan toprak mineralleridir. Bu minerallerin, bizzat kendi karakteristiklerinden çok, bulundukları topraklara kazandırdıkları özellikler önemlidir. Bu nedenle, bu minerallerin, toprak çözeltisi, toprakların kimyasal ve fiziksel özelliklerine etkileri üzerinde geniş araştırmalar yapılmaktadır. Bu çalışmaların sonuçları ise, toprak reklamasyonu, sulama ve arazi kullanma planlaması konularında pratiğe aktarılmaktadır.

Topraklarda bulunan en önemli halid minerali NaCl 'dir. Birçok sülfat minerali

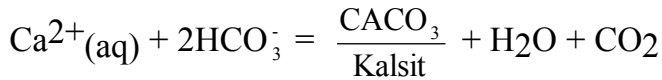
saptanmıştır. Cips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), hemihidrate ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$), mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), thenardite (Na_2SO_4), epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) ve bloedite [$\text{Na}_2 \text{Mg} (\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$] bunların başlıcalarıdır. Kalsit (CaCO_3), Mg-kalsit ($\text{Ca}_{1-x} \text{Mg}_x \text{CO}_3$, $0 < x < 0.5$), dolomit $\text{CaMg} (\text{CO}_3)_2$, nahcolit (NaHCO_3), trona ($\text{Na}_3\text{CO}_3\text{HCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve soda ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) ise karbonat minerallerinin en yaygın olanlarıdır. Aragonit (CaCO_3) magnezit (MgCO_3), hidromagnezit $\text{Mg}_5 (\text{CO}_3)_4 (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, sodyum iodat (NaIO_3) ve termonatrit ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) daha az bulunan diğer minerallerdir.

A. Doğal Oluşumları

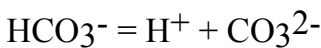
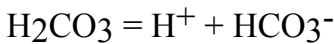
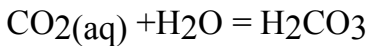
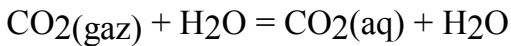
Halid ve epsomite gibi çok kolay çözünen mineraller, yağışın yıkanmaya uygun olduğu koşullarda, kolaylıkla topraklardan uzaklaşırlar. Onun için bu mineraller yağışın çok sınırlı veya drenajın bozuk olduğu yerlerde görülürler. Dünyada ekvatorla kutuplar arasında dağılan kurak ve yarı kurak iklim bölgelerinin çoğu bu koşullara sahiptir. Bu minerallerin, topraktaki birikim koşulları, sadece iklime bağlı olmadığından düzenli bir coğrafik dağılım göstermezler. Dağılımları ancak, koşulların ve toprak özelliklerinin incelenmesi ile saptanabilir.

Toprak yıkanmasına etki eden koşullara bağlı olarak bu minerallerin çeşitleri ve bulundukları derinlikler büyük ölçüde değişir. Kolay çözünenler kışın derinlere yıkanırken, buharlaşmanın fazla olduğu yaz mevsiminde de kapilarite ile yüzeye çıkabilirler.

Kalsitin topraklardaki oluşumu, aşağıdaki kimyasal tepkimeyle gerçekleşir.



Bu formülde, çözünmüş haldeki Ca^{2+} konsantrasyonu, CO_2 'in kısmi basıncına ve sıcaklığa bağlıdır. Su ile CO_2 arasındaki tepkime şöyle gösterilebilir :



Gaz halindeki CO₂, 3×10^{-4} bar değerindeki CO₂'in kısmi basıncı ile temsil edilir. Bu gazın H₂O içerisindeki çözünürlüğü, büyük ölçüde, sıcaklığa bağlıdır (0°C'de 0.08 mol/litre su; 23°C'de 0.03 mol/litre su ve 40°C'de ise 0.02 mol/litre sudur). Langmuir (1968), kalsitin çözünürlük ürünleri sabitelerini aşağıdaki gibi vermektedir (Çizelge 7).

Çizelge 7. 1.01 Bar Total Basıncı Altında ve 25°C de Bazı Karbonatların Çözünürlüğü

Mineral	Kimyasal Formül	K _{sp}
Kalsit	CaCO ₃	3.98×10^{-9}
Aragonit	CaCO ₃	5.62×10^{-9}
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	10^{-17}
Nesquehonite	MgCO ₃ . 3H ₂ O	10^{-5}
Magnezit	MgCO ₃	7.9×10^{-9}
Hydromagnezit	Mg ₅ (CO ₃) ₄ (OH) ₂ . 4H ₂ O	6.3×10^{-31}
Lansfordite	MgCO ₃ . 5H ₂ O	3.47×10^{-6}
Nahcolite	NaHCO ₃	0.82 mol/litre, 0°C
Soda	Na ₂ CO ₃ . 10 H ₂ O	0.752 mol/lit, 0°C
Trona	Na ₂ CO ₃ . NaHCO ₃ . 2H ₂ O	0.58 mol/lit, 0°C

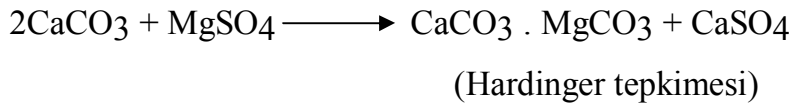
Bu durum, ideal sulu sistemlerde kalsitin bulunabileceğini düşündürmektedir. Bu da, topraklarda, karbonat mineralleri oluşum ve dengesini anlamaya yardımcı olur. Ancak, birçok kalkerli topraklarda, CaCO₃'ün saptanan gerçek çözünürlüğü, kalsitinki ölçü alınarak tahmin edilenden daha yüksek bulunmuştur (Olsen Watanabe, 1959). Toprakların diğer bileşenleri, kalsitten başka mineraller oluşturarak, çözünürlüğü artırabilirler. Örneğin, düşük konsantrasyonlarda Mg²⁺ ve SO₄²⁻, kalsitin polimorfu olan aragonit ve vaterit oluşumunu teşvik ederler. Aragonit sadece 50°C'nin üzerinde stabildir. Topraklarda ne aragonit ne de vaterit oluşumu rapor edilmiştir. Büyük bir olasılıkla toprakta oluşan aragonit ve vaterit, derhal çözünürlüğü daha düşük olan kalsite dönüşmektedir.

Topraklarda, CaCO₃ çökeldiği zaman genellikle kalsit gibi susuz mineraller oluşur. Hidrasyon enerjisi Ca²⁺ dan daha yüksek olan Mg²⁺ ise genellikle hidromagnezit gibi sulu mineral formlarını oluşturur. Örneğin; Hidromagnezit Mg₅

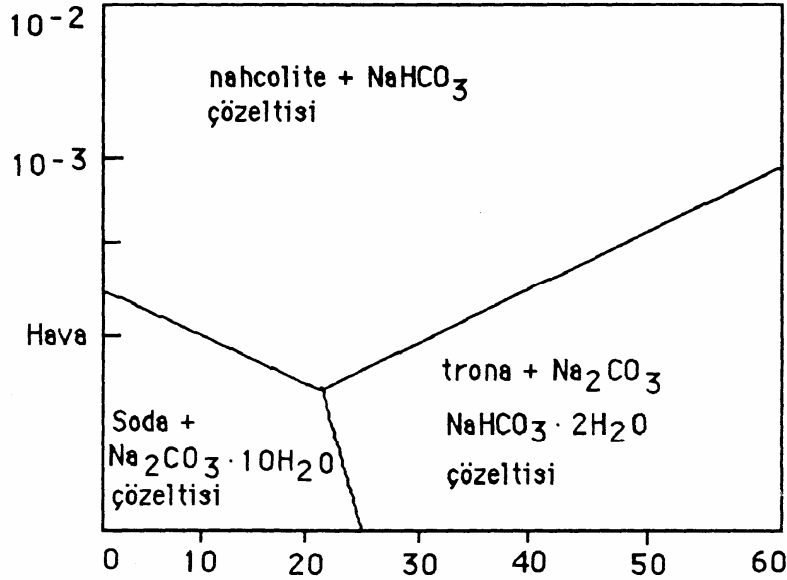
(CO₃)₄ (OH)₂.4H₂O, nesquehonite (MgCO₃.3H₂O), lansfordit (MgCO₃ . 5H₂O) ve artinit Mg₂ (CO₃) (OH)₂.3H₂O.MgCO₃'ın en yaygın olan formu, CaCO₃ ile karışık olanıdır. Magnezyum-solonetz topraklarda, pedocenik Mg-kalsit ve dolomit bulunduğu Sherman ve arkadaşları tarafından rapor edilmiştir (Sherman et al. 1962). Son zamanlarda yapılan çalışmalar da, kalsit ve dolomit içeren ana materyaller üzerinde oluşan, Calciboroll, Haploboroll ve Natriboroll'ların Cca horizonlarında pedocenik Mg-kalsit oluştuğunu göstermiştir. Parçalanma-ayırışma sonucu çözünen kalsit ve dolomit, toprak çözeltisine Ca²⁺, Mg²⁺ ve HCO₃⁻ iyonları verir.

Bunlar profil içerisinde aşağı doğru taşınırken konsantrasyonlarının artması sonucu birlikte çökelerek Mg-kalsiti oluştururlar. Toprakta kuruma ilerledikçe bileşikteki Mg²⁺ konsantrasyonu artar. Neticede kalsitteki MgCO₃ yüzdesi de artmış olur.

Sherman ve arkadaşları, dolomit oluşumunu, Ca²⁺ yerine Mg²⁺ geçmesi şeklinde göstermişlerdir.

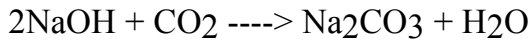
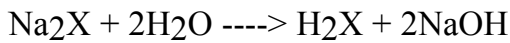
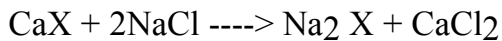


Alkali topraklarda Na₂CO₃ şu üç formda bulunmaktadır. Nahcolite (NaHCO₃), soda (Na₂CO₃ . 10H₂O) ve trona (Na₂CO₃ . NaHCO₃ . 2H₂O). Bu mineral formlarının ortaya çıkışında, sıcaklık ve CO₂'in kısmi basıncı önemli rol oynamaktadır (Şekil 22). Bu diagramın yorumunda dayanıklılık sınırlarının, çözeltinin iki mineral açısından eş dengede (ekilibriyum) olduğu noktalardan geçtiği unutulmamalıdır. Sıcaklık ve CO₂ kısmi basıncındaki değişiklikler mineral çeşidinin değişmesine neden olur. Üstte belirtilen Na₂CO₃ minerallerinden başka bir de termonatrit diye (Na₂CO₃ . H₂O) bir çeşit rapor edilmiştir (Kovda, 1965). Bu mineral diğerlerine kıyasla daha kurak koşullarda oluşsa gerek.



Şekil 22. Değişik CO₂ kısmi basıncı ve sıcaklık altında, NaHCO₃ - CO₃²⁻ sistemi için dayanıklılık alanları.

Sodyum karbonat (Na₂CO₃) minerallerinin sentezlenmeleri iki mekanizmaya ayrılabilir. Bunlardan biri fizikokimyasal, diğeri ise biyolojik süreçtir. Bir toprak, önce çok tuzlu, daha sonra da daha düşük konsantrasyonlu su ile yıkanır; hidrolizle aşağıdaki gibi değişebilir Na ve NaCO₃ oluşur.



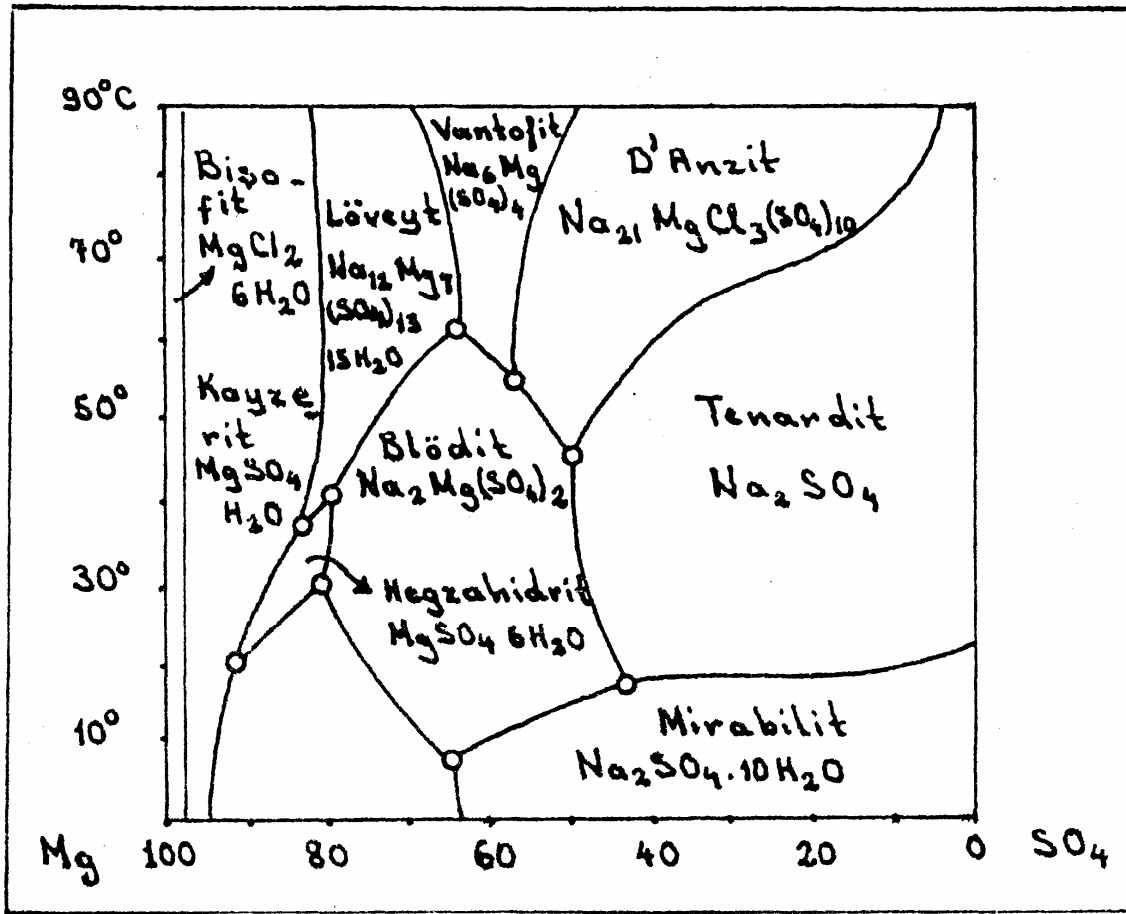
Formüllerdeki X, topraktaki katyon değişim yerlerini göstermektedir. Tuzlu sodik toprakların tuzsuz su ile sulanmaları, Na₂CO₃ oluşumunu teşvik edebilir. Kireçli topraklarda, H⁺ yerine, Ca²⁺, değişebilir katyondur.

Diğer bir Na₂CO₃ oluşum süreci de, magmatik kayaların parçalanma-ayırışma ürünlerinin Na, Ca ve Mg bikarbonat oluşturmalarıdır. Evapotranspirasyonla su kaybı sonucu çözeltide ilk önce CaCO₃ ve MgCO₃ mineralleri çöker ve çözeltinin geri kalan kısmında Na⁺ ve HCO₃⁻ konsantrasyonu artar. Toprağın daha ileri derecede kuruması aşamasında Na₂CO₃ meydana gelir. Sodyum karbonat ancak HCO₃⁻

Yüksek çözünürlükleri nedeniyle $MgSO_4$, Na_2SO_4 ve $NaCl$ mineralleri, toprak

suyu ile en derine taşınır ve oralarda oluşabilirler. Dolayısıyla bu minerallere, nemli iklim topraklarının profillerinde rastlanmaz. Bunların kristal formlarına da ancak, aşırı derecede kurak bölge topraklarının (yukarı akışlı su düzenine sahip toprakların) yüzeylerinde rastlanır.

Konya ovası toprakları üzerinde yapılan çalışmalar (Driessen ve Schooul, 1973), bu toprakların yüzeyinde ve değişik derinliklerinde, halid (NaCl), mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), thenardite (Na_2SO_4), bloedite $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) ve hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) minerallerine rastlanmıştır. Şekil 24'deki diagramda görüldüğü gibi, thenarditin yüksek sıcaklıktaki dayanıklılığı, mirabiliteninkinden fazladır. Arazi gözlemleri de bunu doğrular niteliktedir. Thenardite, her zaman toprak yüzeyinde görülürken, mirabilite ise toprak yüzeyinde birkaç santim derinde görülür. Thenardite, kışın veya serin mevsimlerde, mirabilite dönüşür. Bu minerallerin, sadece mevsimlere bağlı olarak değil, günlük olarak dahi değişebildikleri ileri sürülmektedir.



Şekil 24. NaCl ile doymuş ortamda MgSO_4 - Na_2SO_4 dayanıklılık alanları.

ALTINCI BÖLÜM

6. PARÇALANMA-AYRIŞMA (Jeogenesis)

Parçalanma-ayrışma, atmosferle litosferin yüz yüze geldiği (karşılaştığı) zonda, basınç, sıcaklık ve rutubet koşulları ile dengeye ulaşmamış olan kaya ve minerallerin, fiziksel ve kimyasal olarak ufalanıp başkalaşmasına denir.

Parçalanma-ayrışma, toprak oluşumunun ilk aşamasıdır. Toprak oluşumu, sert veya yumuşak kayaların veya herhangi bir gevşek materyalin parçalanma-ayrışmasıyla başlar ve çevre koşulları ile bir dengeye ulaşmaya kadar devam eder. Toprak oluşumu süresince, toprak materyali içerisinde, birbiriyle iç içe birtakım fiziksel, kimyasal ve biyolojik olaylar meydana gelir.

Konunun daha iyi ve daha kolay kavranabilmesi için toprak oluşumuna ilişkin tüm olay ve süreçleri gruplandırarak incelemek daha faydalı olacaktır. Bu nedenle, toprak oluşumuna ilişkin olay ve süreçleri jeogenesis ve pedogenesis diye iki ana gruba ayırarak inceleyeceğiz.

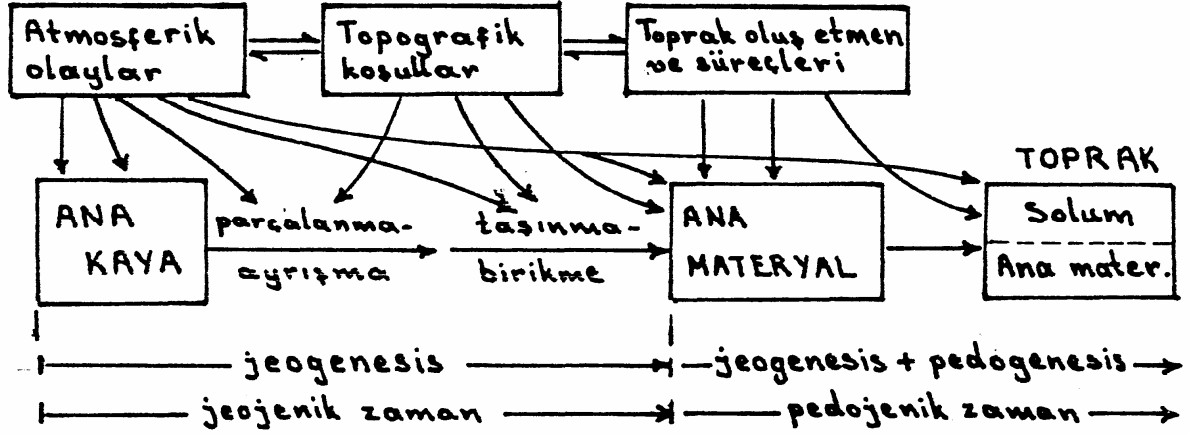
Sözcük olarak jeolojik başkalaşım veya oluşum anlamına gelen jeogenesis, sert veya yumuşak kayaların veya herhangi bir gevşek materyalin, atmosferik olaylarla, parçalanma-ayrışma ve taşınma-birikmelerine ilişkin olayların tümü olarak tanımlanabilir. Tanımdan da anlaşılacağı gibi, jeogenesis, sadece kayaların parçalanma-ayrışma ve taşınma-birikme süreçlerini kapsar. Atmosferik olaylarla yüz yüze gelen kayalar, zamanla parçalanıp ufalanırlar. Ortaya çıkan çeşitli irilikteki materyal, ya bulunduğu arazinin konum ve topoğrafyasına bağlı olarak olduğu yerde kalıp, anakayanın üzerini gevşek bir materyal halinde örter (rezidüal veya sedenter materyaller) veya, yerçekimi, su, buzul ve rüzgarlarla taşınarak, bu ajanların taşıma güçlerinin yetersiz kaldığı yerlerde birikirler (taşınmış materyaller). Materyalin biriktiği veya taşınmanın, pratik bakımdan durduğu yerde pedogenesis de başlar (Şekil 25).

Jeogenesisle ilgili olayları parçalanma-ayrışma ve taşınma-birikme diye iki grupta toplayabiliriz.

6.1. Parçalanma-Ayrışma Etmenleri

Parçalanma-ayrışma, kayaların ve onları oluşturan minerallerin, fiziksel ve kimyasal olarak ufalanıp başkalaşmasıdır.

Kayaların ve minerallerin, ufalanıp başkalaşmasında etkin olan etmenleri, fiziksel etmenler, kimyasal etmenler ve biyolojik etmenler diye üç grupta toplayabiliriz.



Şekil 25. Jeogenesis, pedogenesis, ana kaya, ana materyal ve toprak arasındaki ilişki.

6.1.1. Fiziksel Etmenler

Kaya ve minerallerin fiziksel olarak parçalanıp ufalanmasında etkin olan etmenlerdir. Bunları da:

- A. Pasif (edilgen) etmenler,
- B. Aktif (etken) etmenler diye gruplandırabiliriz.

A. Pasif Fiziksel Etmenler : Aktif etmenlerin etkinliğini artıran veya azaltan etmenlerdir. Bunlar : a. Çatlak ve gözeneklilik ve b. Strüktürdür.

a. Çatlak ve gözeneklilik : Aktif etmenlerin etkinliklerini artırıcı rol oynarlar. Fiziksel kuvvetler, kaya veya minerallerin içerisine bu kapılardan sızarak, onları zamanla, farklı irilikte parçalara ayırırlar. Mağmatik kayaların gözenekli oluşu, soğuma koşullarına bağlı olarak, bileşiminde bulunan bazı maddelerin soğuma sırasında gaz halinde uçması sonucudur (tüf ve curuflarda olduğu gibi). Tortul kayalardaki gözeneklilik, çökelmiş materyal içerisindeki gazöz materyalin uçması ve bir de tortu içerisinde yaşayan organizmaların ölüp bozunmaları sonucu oluşabilir (kalker tüfü, traverten v.s. gibi).

Kayalar üzerindeki ilk çatlaklar, yer kabuğu üzerindeki basınç değişimleri ve tektonik hareketlerle oluşurlar. Gözenek ve çatlaklar, su ve kök gibi parçalayıcı ajanların kaya yapısına girmelerini kolaylaştırmak ve özgül yüzeyi artırmak suretiyle parçalanmayı hızlandırırlar. Bu nedenle, benzer fiziksel ve kimyasal özelliklere sahip kayalardan gözeneksiz ve çatlaksız olanlar parçalanıp ayrışmaya karşı gözenekli ve çatlak olanlardan daha dayanıklıdır.

b. Strüktür : Mağmatik kayalar, soğuma hızına bağlı olarak, iri kristalli, küçük kristalli veya camsı (amorf) strüktürlü olabilirler. Tortul kayalar da hatırlayacağınız gibi farklı irilikteki parçacıklardan ve çözünmüş maddelerden oluşurlar. Bir kaya, ne kadar farklı ve büyük kristal veya parçacık içerirse, sıcaklık farklılıklarına karşı o denli duyarlı olur ve kolay parçalanır. Bunun aksine bir kaya ne kadar küçük taneli ve tekdüze olursa, sıcaklık farklılıklarına karşı o denli dayanıklı olur. Bu açıdan bakıldığında, amorf strüktürlü mağmatik kayalar, fiziksel parçalanmaya karşı en dayanıklı; iri kristalli (intrüsif veya plütonik) kayalar ise en duyarlı olan kayalardır denilebilir. Küçük kristalli (porfiritik veya hipabazal) kayalar ise bu iki grup arasında yer alır. Aynı derecede pekişip çimentolaşmış olan tortul kayalardan parçalı (fiziksel) tortullar, fiziksel parçalanmaya karşı, çökelti (kimyasal) tortullardan daha duyarlıdır. Fiziksel parçalanma, özgül yüzeyi artırarak, kimyasal ayırışmayı da hızlandırır.

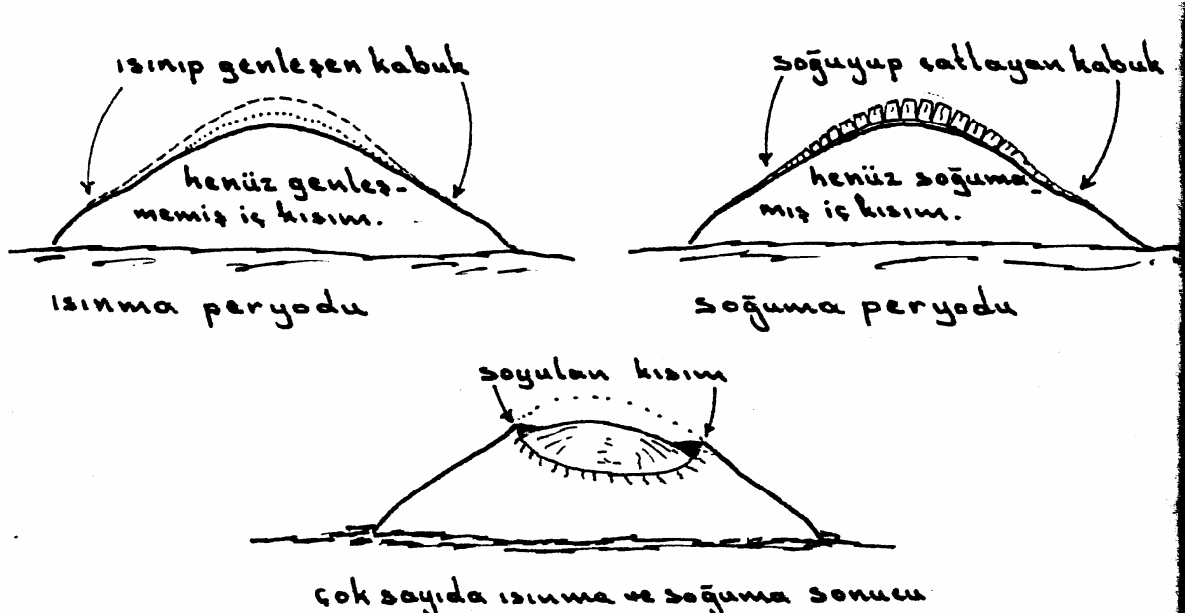
B. Aktif Etmenler

Aktif fiziksel etmenler; a. Sıcaklık değişimleri, b. Donan suyun genleşmesi ve c. Akarsu, buzul ve rüzgarların ufalayıcı etkileri diye 3 ana grupta toplanabilir.

a. Sıcaklık değişimleri : Biribirinden farklı olan cisimler, ısındıklarında farklı oranlarda genleşirler. Mineraller de biribirinden farklı genleşme katsayılarına sahiptirler. Örneğin, yaygın minerallerden kuvarsın genleşme katsayısı, 0.0003; ortaklasın 0.00017; kalsitin 0.0002; hornblendin ise 0.000284'tür. Kayaları, farklı irilikteki, çeşitli mineral ve katı parçacıklar topluluğu olarak düşünürsek; bir kaya ısındığında, bileşimindeki mineral veya diğer katı parçacıkların çeşit ve iriliğine bağlı olarak, farklı kesiminde farklı genleşmeler; soğuduğunda da farklı oranda büzülme gösterir. Böylece, biribirini takip eden ısınma ve soğumalar, kayaların fiziksel olarak dağılmasına (ufalanmasına) neden olur.

Tekdüze de olsa kayalar, sıcaklık farklılıklarının etkisinden kurtulamazlar. Artan sıcaklık önce kaya kütlesinin dış kısmını ısıtır ve belli bir kalınlıktaki kısım genleşerek henüz genleşmemiş olan iç kısımdan ayrılır. Sıcaklığın düşmesiyle, yine önce kayanın dış kısmı soğuyup büzülür ve bu kez, henüz sıcak ve genleşmiş durumdaki kısmı, sarmayacağından, çatlar. Böylece kaya, kabuk soyulmasına benzer bir parçalanma gösterir ki buna "exfoliation" denir (Şekil 26).

Isı değişikliğin en etkin olduğu iklim bölgeleri gece, gündüz sıcaklık farklarının 60°C'ye kadar çıktığı çöller, karasal iklimin egemen olduğu bölgeler ve yüksek dağlık kesimlerdir.



Şekil 26. Sıcaklık farkının kayaların parçalanması üzerine etkisi.

b. Donan suyun genişlemesi : Su 0°C 'nin altında donan ve donunca da hacmi genişleyen bir sıvıdır. Buzun hacmi, donarak kendisini oluşturan suyun hacminden, % 9 daha büyüktür. Yani, 1000 cc su donunca yaklaşık 1090 cc hacminde bir buz oluşturur. Sıcak periyotta, kayaların çatlak ve gözeneklerine dolan su, sıcaklığın sıfırın altına düşmesiyle, donarak genişler. Bu genişleme, çok büyük bir itici kuvvet yaratır. Donan suyun, bulunduğu kabın kenarlarına yaptığı basınç ısının düşmesiyle artarak -22°C 'de en yüksek düzeyine ulaşır (142 atmosfer veya yaklaşık 1470 ton/m^3). Bu güç karşısında parçalanmayacak kaya yoktur. Kışın arabalara antifiriz konmasının nedeni de suyun donarak motor bloğunu çatlatmasını önlemektir.

Bu etmen, doğaldır ki, ısının zaman zaman sıfırın altına düştüğü bölgelerde etkindir. Böyle bölgelerde, suyun kaya çatlak veya gözeneklerine girip donması kayaların parçalanmalarına neden olur. Kayaların çatlaklı veya gözenekli olması ve sıcaklığın 0°C 'nin çok altına düşmesi bu etmenin etkinliğini artırır.

c. Akarsu, Buzul ve Rüzgarların Etkisi : Suyun donma özelliğinin yanı sıra, kütlesine ve içinde aktığı vadinin eğimine bağlı olarak değişen, oldukça büyük bir, taşıma ve aşındırma gücü vardır. Akarsular, üzerinde aktıkları kayaları aşındırır; onları sürükleyerek ufalarlar. Akarsuların neden olduğu parçalanmanın derecesi, akarsuyun kütlesine, akış hızına, kayanın dayanıklılığına ve etkinin süresine (geçen zamana) bağlıdır. Akarsuyun, kütlesi ne kadar fazla, akış hızı ne kadar yüksek, taşıdığı materyal ne kadar fazla ve sertlikleri ne oranda birbirinden farklı ise parçalanma, o oranda fazla

olur. Bugün akarsuların içinden geçtikleri dar ve derin geçitler, suyun bu yıkıcı gücünün eseridir. Akarsular, beraberinde sürükledikleri materyalleri hem birbirine hem de nehir tabanındaki kayalara sürterek, onları adeta öğütürler.

Buzullar, çok büyük kütleler halinde hareket ettiklerinden, önlerine gelen kayaları, bir buldozer gibi parçalar ve gövdesi içerisine alırlar. Buzul içerisine girmiş olan bu büyük kaya parçaları, büyük bir basınçla buzulun tabanındaki kayalara sürülerek, kil inceliğine kadar ufalanabilir. Buzulun, erime sınırında erimesiyle, serbest kalan parçaların bir kısmı, buzulun uç ve yanlarında birikerek morenleri oluştururken; bir kısım daha ince materyal de, buzul suyu ile daha uzaklara taşınıp biriktirilir. Böylece birbirinden farklı buzul materyalleri oluşur (Bknz. Ana materyaller).

Rüzgarların aşındırıcı etkileri, taşıdıkları küçük, sert parçacıklar nedeniyledir. Rüzgarlar, esiş hızı ve üzerinde estiği arazi yüzeyinin fiziksel özelliklerine bağlı olarak, değişen miktar ve irilikteki katı materyali de birlikte sürükler ve bunları önlerine çıkan kayalara çarptırarak parçalanmalarına neden olurlar. Rüzgarların bu etkinliği daha çok kurak bölgelerde görülür. Bazı kurak bölgelerde görülen yuvarlaklaşmış kayalar ve peribacaları adı verilen garip görünümlü oluşuklar, rüzgar etkinliklerinin eserleridir.

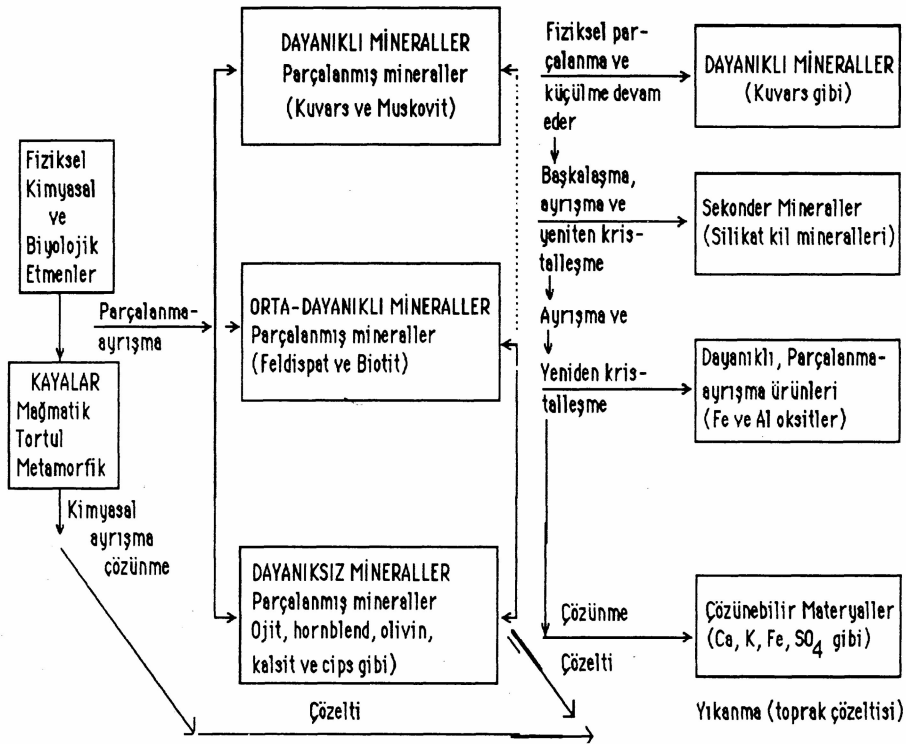
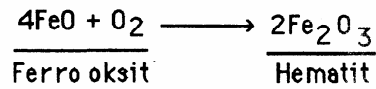
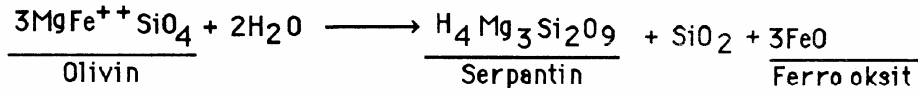
6.1.2. Jeokimyasal Parçalanma-Ayrışma Etmenleri

Toprak oluşumunu, iki büyük aşamaya (jeogenesis ve pedogenesis) ayırarak incelemeyi uygun bulduğumuzdan, daha çok anamateryalin oluşumu ile ilgili olan kimyasal parçalanma ve ayrışmayı da jeokimyasal parçalanma-ayrışma olarak adlandırıyoruz. Fiziksel olarak ufalanmış olan materyal, bir yerde, o yerin çevre koşullarını yansıtan karakteristiklere sahip, bir morfoloji kazanacak kadar uzun süre kalamamışsa, o materyal, toprak değil anamateryaldir. Böyle bir materyal içerisinde oluşan kimyasal olaylar da daha çok jeolojik yapının başkalaşımı ile ilgilidir. Yani, jeokimyasaldır. Toprak oluşuktan sonra, solum içerisinde pedokimyasal parçalanma-ayrışma; solumun altında (C içerisinde) ise, jeokimyasal parçalanma-ayrışma etkisini sürdürür (Şekil 25). Pedokimyasal parçalanma- ayrışma, A ve B horizonları içerisinde, diğer tüm toprak süreçleri ve biyolojik olaylarla birlikte meydana gelir. Kurak bölgelerde, fiziksel parçalanma önemli; kimyasal ayrışma ve çözünerek ortamdan uzaklaşma ise azdır. Yağışlı bölgelerde ise kimyasal ayrışma ve çözünmenin daha önemli olduğu bilinmelidir (Şekil 27).

A. Oksidasyon

Oksidasyon, havalanmanın iyi veya oksijenin bol ve biyolojik talebin az olduğu toprak materyalleri içerisinde meydana gelen, önemli bir jeokimyasal tepkimedir. En önemli oksidasyon tepkimesi ise iki değerli (Ferrous) demirin, üç değerli (Ferric)

demir iyonuna dönüşmesidir. Oksidasyon, bileşiminde iki değerli (Ferrous) demir $Fe^{++} \rightarrow Fe^{+++} + e =$ elektron değişimi iyonu bulunan mineraller için bir parçalanma-ayırışma sürecidir. Bu elementin, iki değerli formdan üç değerli forma dönüşmesi ile, büyüklüğünün ve elektrik yükünün değişmesi sonucu, bileşiminde bulunduğu mineralin strüktürü parçalanır. Önemli miktarda iki değerli demir içeren, biotit mika, demirli hornblend ve piroksenler gibi ferro-magnezyen mineraller, oksidasyona karşı duyarlı olan minarellerdir. Bu minerallerin bileşiminde bulunan demir, demir mineralini oluşturmak için, OH ve O ile yer değiştirmek suretiyle, serbest hale geçer. Manganezin de buna benzer bir şekilde, oksidasyonla serbest hale geçtiği bilinmektedir. Fakat bu tepkimenin kimyası, diğer oksidasyon tepkimelerinden çok daha karmaşıktır.



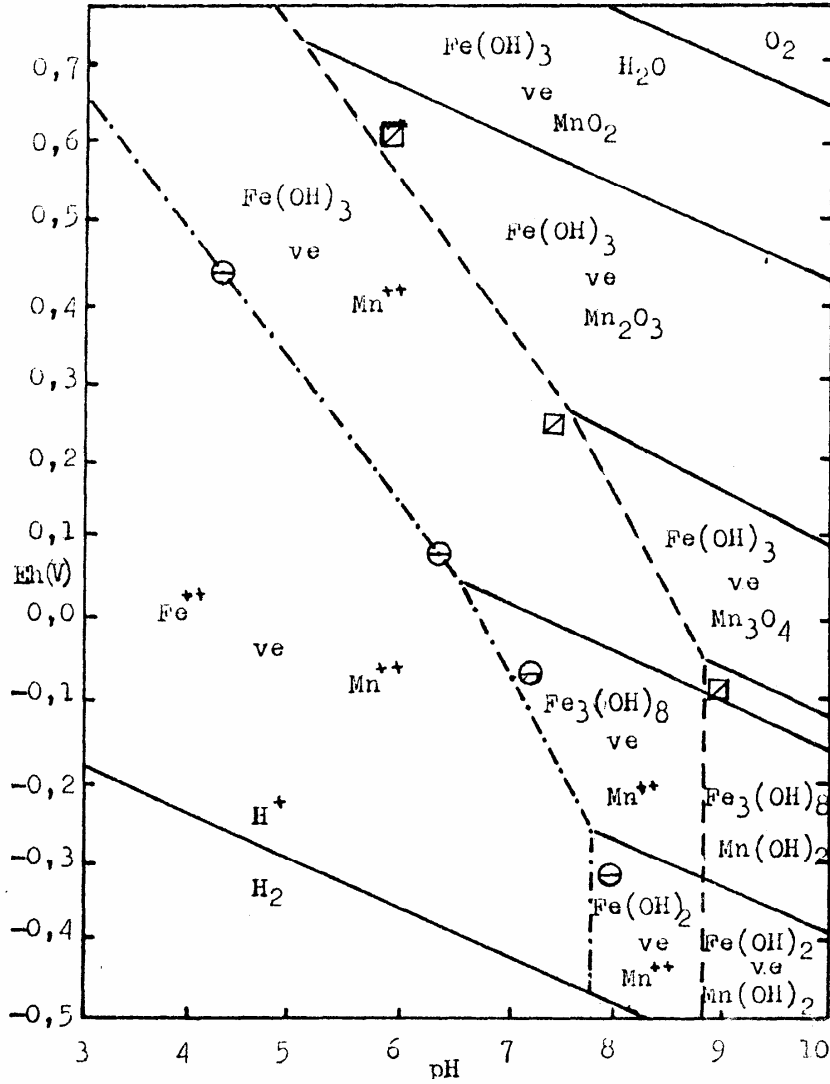
Şekil 27. Yağışlı bölgelerde, asit koşullar altında kayaların ve minerallerin genel parçalanma ve ayırışma sırasını gösterir diagram.

B. Redüksiyon

Redüksiyon, oksijen arzının az ve biyolojik talebin fazla olduğu, su altındaki materyallerde etkin olan bir tepkimedir. Redüksiyonun etkisiyle, demir, çok mobil olan iki değerli (Ferrous) demir formuna dönüşür (Cate, 1964). Bu formdaki demir, taban suyunun hareketli olduğu yerlerde yıkanarak sistemden uzaklaşır. Yıkanmanın olmadığı yerlerde, iki değerli (Ferrous) demir, sülfid ve benzeri bileşiklerin meydana gelmesine sebep olur. Su altındaki materyallerin çoğunda görülen, karakteristik yeşil veya mavimsi-yeşil rengin başlıca nedeni, bu bileşiklerdir. Eğer demir, sulu demir oksit (Lepidokrosit) şeklinde, materyal içerisinde kalırsa, sarı veya portakal rengi pas lekelerinin ortaya çıkmasına neden olur. Bu görünümün, organik madde varlığı ile de ilgili olduğu sanılmaktadır (Bloomfield, 1952; Brown, 1953; Jeffery, 1960 ve Marel, 1951).

C. Oksidasyon-Redüksiyon

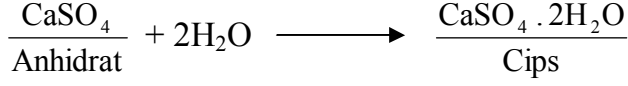
Toprakların C horizonu ve diğer ana (ilk) materyalleri, havanın yıllık değişimine bağlı olarak, oksitlenir ve tekrar redüklenirler. Bir toprağın altında bulunan herhangi bir materyal, jeokimyasal ayrışma süresi boyunca, redüksiyon koşulları altında bulunabileceği gibi, sonradan redüksiyon koşullarının ortadan kalkmasıyla, oksidasyona uğrayabilir. Bunun aksi de olağandır. Oksidasyon- redüksiyon ardışık süreçleri, yıllık hava değişimine bağlı olarak ortaya çıktığı gibi, arazinin tektonik hareketlerle yükselip alçalmasıyla de uzun peryodlar halinde ortaya, çıkabilir. Arazi kullanma şekli de, oksidasyon-redüksiyona neden olur (eltik tarımı gibi). Oksidasyon veya redüksiyon koşulları altında ya da bu iki olayın karşılıklı etkisi sonunda, minerallerde meydana gelecek değişimi anlamak ve değerlendirmek için, son yıllarda, çok kullanışlı bir diagram geliştirilmiştir (Şekil 28) (Collins, 1968; Garrels and Christ, 1965). Bu diagramdan, bilinen (belli) pH ve Eh (redoks potansiyeli) koşullarındaki Fe ve Mn formlarının ne olacağı saptanabilir. Bu diagramdan bazı genel kurallar da çıkarılabilir. Bunlardan biri, iki değerli (Ferrous) demirin oksidasyon koşullarındaki stabilitesi, asitliğin artması ile artar. Bu nedenle çok asit toprak materyallerinde toprak sistemi hafif, hatta orta derecede oksidasyona uğramış ta olsa, iki değerli (Ferrous) demire rastlamak olanağı vardır. Manganez de demirin durumuna benzer bir durum gösterir. Fakat manganez demire kıyasla daha yüksek pH düzeylerinde, redüksiyon formunu korur.



Şekil 28. Eh ve pH ile ilgili olarak, 0.01 N klorit çözeltisi içerisindeki demir ve manganezin stabilite alanlarını gösteren diagram (J.F.Collins'den).

D. Hidrasyon

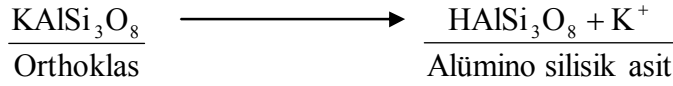
Hidrasyon, su moleküllerinin veya hidroksil gruplarının, mineralin strüktüründe gerçek bir değişime veya parçalanmaya neden olmadan, o mineralle birleşmesine denir. Bu tepkime, genellikle mineral tanelerin yüzeyinde ya da kenarlarında meydana gelir. Fakat bazı basit tuzlarda olduğu gibi, tepkime kristal yapı içerisinde de olur ve mineralin özelliklerinde birtakım değişiklikler meydana gelebilir. Anhidritin hidrasyonla cipse dönüşmesi, ikinci tepkime çeşidine bir örnek oluşturur.



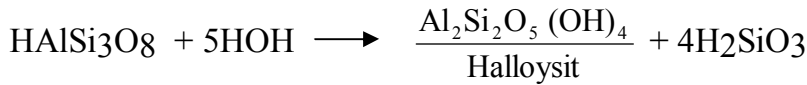
Hidratasyonun en yaygın olan şekli, su moleküllerinin, mineralin yüzeyinde tutulması ve hidroksit gruplarının ve su moleküllerinin katmanlı silikat minerallerinin kırılan köşe ve kenarlarında açığa çıkan Al ve Si ile birleşmesidir. Su moleküllerinin minerallerin yüzeyinde tutulması, hidronyum (hidrate hidrojen) iyonunun, mineral strüktürüne girişi (hidroliz) için bir köprü oluşturur.

E. Hidroliz

Hidroliz, yüksekçe elektrik yüküne sahip hidrojen iyonunun (hidrasyon kabuğu ile hidronyumun), minerallerin kristal yapısına girmesi olarak tanımlanabilir. Neticede mineralin bileşimindeki bazik katyonlardan bazılarının yerini hidrojenin almasıyla, kristal yapıda kapanma veya değişimler meydana gelir. Hidroliz için, feldispatlardan orthoklas mineralinin hidrolizi iyi ve basit bir örnektir.



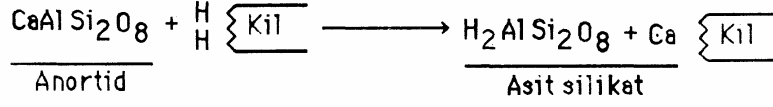
Neticede ortaya çıkan silisik asit, çok dengesiz olduğundan, silika ve alüminyumun oksijen ve hidroksil gruplarını yeniden düzenleyerek amorf mineralleri (allofen) veya kristalin halloysit, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ mineralini oluşturur.



Hidrolize diğer bir örnek te, hidronyumun mika minerallerindeki K'un yerine geçmesidir. Mikaların katmanları arasındaki K'un, yerini H'e bırakarak ortamdan uzaklaşması sonucu, illit minerali oluşur. Aynı tepkime ile K'ın ortamdan tamamen uzaklaşması sonunda ise vermikülit minerali oluşur.

Yağışlı bölge topraklarında, karbonik asitten daha güçlü asitler oluşur. Bunlar, çok seyreltik, inorganik H_2SO_4 ve HNO_3 gibi asitlerle bazı organik asitlerdir. İyon halinde bulunan H, kil ve diğer toprak mineralleri ile çeşitli tepkimelere girer.

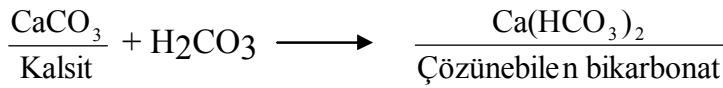
Örneğin, hidrojenle doymuş kil kolloidleri ile, anortid arasında şöyle bir tepkime olabilir.



Tepkime, asit kille ona bitişik olan anortid arasında, hidrojen, bazik kation mübadelesi (kontakt mübadele) şeklinde olur.

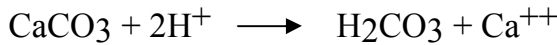
F. Karbonasyon ve Diğer Asidik Süreçler

Mineral maddelerin bozunma ve değişimleri, toprak gövdesi içerisinde perkole olan suyun, H iyonları içeriği ile hızlanır. Su içerisindeki iyonize H, topraktaki kalsitle kolayca karbonik asit (H_2CO_3) oluşturur. Kireç taşı veya kalsit, ortaya çıkan karbonik asitle aşağıdaki tepkimeye girerek, çözünebilen forma $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$ dönüşür.



G. Solüsyon (Çözelti)

Solüsyon, parçalanma-ayırışma sonucu ortaya çıkan, toprak materyali içerisindeki klorür ve karbonatlar gibi basit tuzların, çözünmesi olarak tanımlanır. Kireçli topraklarda kalsiyum karbonatın profil içerisinde yer değiştirmesi, kalsiyum karbonatın çözünmesiyle olabilmektedir. Örneğin :



6.1.3. Biyolojik Etmenler

Yüksek ve ilkel bitkilerle hayvanların, yaşamları boyunca sebep oldukları, parçalanma-ayırışma olaylarının tümüne, biyolojik parçalanma-ayırışma denir.

Biyolojik parçalanma-ayırışmada etkin olan ilkel canlılar, bakteriler, algler, likenler ve yosunlardır.

Bazı bakteri türleri, çıplak kayalar üzerinde yaşayabilme özelliklerine sahiptirler. Bunlardan nitrifikasyon bakterileri, yaşama koşulları çok basit olduğundan ve yaşamları için başka organik maddelere gerek olmadığından, hiç parçalanma-ayırışma belirtisi göstermeyen kayalar üzerinde dahi yaşayabilmektedirler. Büyüklükleri, milimetrenin binde biri kadar olan bu bakterilerin yaşamları için, su, bazı mineral maddeler, havadaki veya kayaların bileşimindeki karbonatların

bozulmasıyla ortaya çıkan CO₂ ve gaz veya suda çözünmüş haldeki amonyum bileşikleri yeterli olmaktadır. Nitrozo ve nitro gibi iki türü bulunan nitrifikasyon bakterileri muhtaç oldukları enerjiyi, amonyağı nitrite ve nitriti nitrata dönüştürerek sağlarlar. Bu olayların oluşumu kayalar üzerinde parçalayıcı etkiler yapar.

Bakterilerin parçalanma-ayrışmaya etki eden diğer faaliyetleri de CO₂ ve organik asitler ıkartmalarıdır. ıkan CO₂ ve organik asitler yüksek çözücü güçleri nedeniyle kayaların bileşimindeki mineralleri özellikle feldispatları özerler.

Algler, likenler ve yosunlar gibi diğer ilkel canlılar da, kayaların pürüzlü yüzeylerine yerleşir ve genellikle içine girdikleri çok küçük kaya çatlaklarını, diğer etmenlerinde yardımıyla gevşetir, genişletirler. Neticede, bulundukları yerlerde, amorf silis asidi ve kil mineralleri karakterinde alümino-silikatların oluşmasına sebep olurlar.

YEDİNCİ BÖLÜM

7. TOPRAK ANA MATERYALLERİ

Atmosferik olayların tesiri kendini her yerde gösterir. Kayaları parçalar, fiziksel ve kimyasal özelliklerini değiştirir veya bozar ve onları çözülmüş halde hatta katı parçalar halinde taşır. Böylece, sağlam, kütsel yapıya sahip kayalardan, gevşek yapılı, regolit denilen, karışık bir artık meydana gelir. Atmosferik olaylar, bu karışık kütle üzerindeki etkilerini devam ettirerek, onun üst kısmında, toprağı oluşturlar. Bunun için toprağın altında bulunan regolit veya hiç olmazsa onun bir kısmı toprağın ana materyali olarak düşünölebilir.

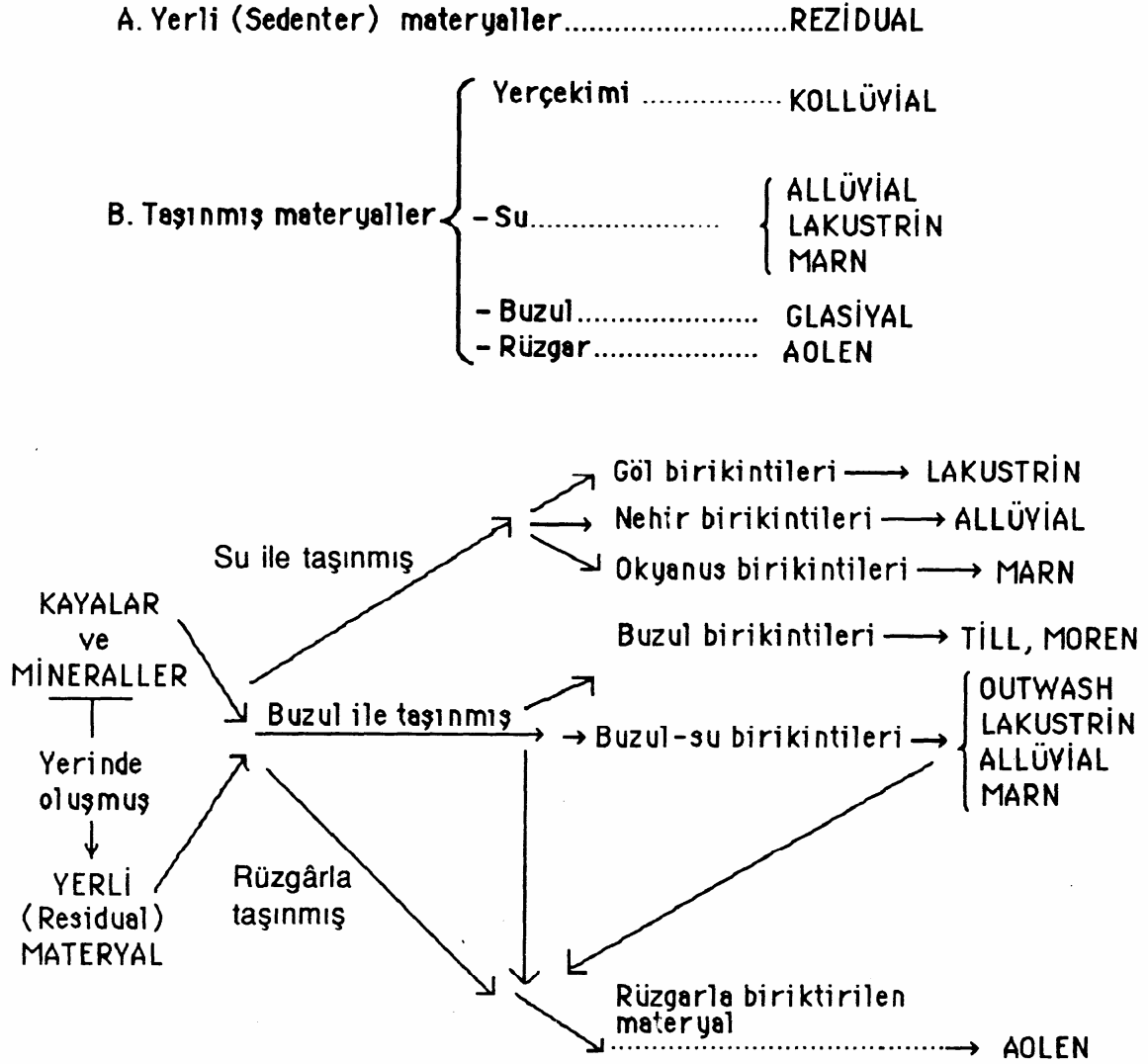
Ancak, toprak gövdesi altında rastlayacağımız her parçalanmış, gevşek, jeolojik tabaka, üzerindeki toprağın ana materyali değildir. Hatta toprak gövdesinin üst kısmı başka, alt kısmı ise başka bir ana materyalden türemiş olabilir. Bu yüzden toprak gövdesi altında rastlayacağımız, parçalanmış, gevşek materyale, o toprağın ana materyali diyebilmemiz için; üzerindeki toprak gövdesinin hiç olmazsa bir kısmının o materyalden türemiş olduğunu gösteren hususların var olması gerekir. Bu hususlar, etüdcünün arazide, toprak gövdesi içerisindeki iskelet maddeleri ile, altında bulunan materyali karşılaştırması, ana materyalin genel özellikleri ve arazinin pozisyon ve topoğrafik durumundan varacağı hükümlerle saptanabilir. Varılan hükmün doğruluğı, ilgili laboratuvar analizleriyle kontrol edilmelidir.

Bu duruma göre; toprak ana materyalini, üzerindeki toprak gövdesinin hiç olmazsa bir kısmının kendisinden türemiş olduğuna kanaat getirdiğimiz, az çok fiziksel ve kimyasal parçalanma-ayrışmaya uğramış gevşek yapılı materyal diye tarif edebiliriz. Ana materyalin atmosferik olaylar neticesinde kendisinden türemiş olduğuna kanaat getirilen ve orijinal yapısını koruyan kaya da ana kaya olarak adlandırılır.

Toprak ana materyalleri, bulundukları yerin iklimatik ve topoğrafik koşullarına bağılı olarak, ya oldukları yerde kalmış veya taşınıp başka yerlerde birikmiş olabilirler. Bu durumla ilgili olarak, ana materyaller, yerli (sedenter) ve taşınmış materyaller diye iki ana gruba ayrılırlar. Bunlar da bileşim, köken, birikim yeri ve taşıyıcı ajanların çeşidine göre çeşitli şekillerde gruplandırılabilirler (Şekil 29). Yerli materyaller de, organik ve inorganik diye ikiye ayrılarak incelenebilir.

7.1. Yerli (Sedenter) Materyaller

Yerli materyaller, oluştukları yerde kalan, taşınmayan materyallerdir. İnorganik (rezidüal) ve organik (kümüloz) diye iki gruba ayrılırlar.



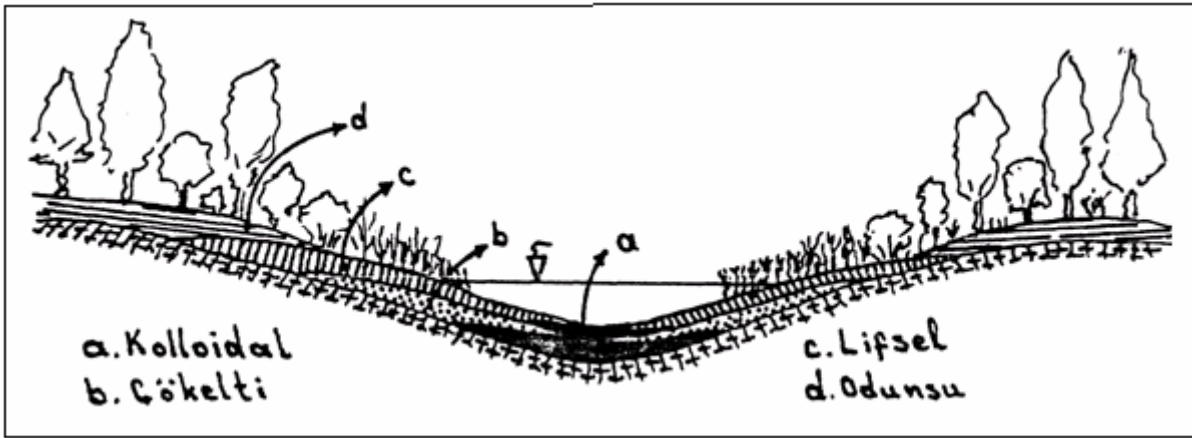
Şekil 29. Taşınma-birikme şekilleri ve ana materyal çeşitleri.

7.1.1. İnorganik (Rezidüal) Materyal

Kayaların, atmosferik olayların tesiriyle parçalanmasından meydana gelmiş ve yerlerinden pek hareket etmemiş olan materyallerdir. Derinlikleri birkaç santim ila 15 metre arasında değişebilir. Renkleri, meydana geldikleri kayalar ve minerallerle ilgilidir. Çeşitli renklerde olabilirler; daha çok, kahverengi ve sarı renk hakimdir. Strüktürleri, meydana geldikleri kayanın strüktürüne bağlıdır. Mineral kompozisyonları ana kayanın mineral yapısıyla ilgilidir. Fakat kimyasal ayrışmaya fazla uğrayanlarda ana kayada bulunan minerallerden bir kısmı bulunmayabilir. Besin maddeleri bakımından da ana kayaya bağlıdır.

7.1.2. Organik (Kümüloz) Materyal

Organik madde birikmesinin, ayrışmasından hızlı olduğu, nemli koşullarda, pit (peat) depositler meydana gelir. Bunlar da, ayrışma derecelerine ve orijinlerine göre sınıflara ayrılırlar. Eğer materyal, bitki çeşidi teşhis edilecek kadar taze ise peat, meydana geldiği bitkiler teşhis edilmeyecek derecede ayrışma ve bozunmaya uğramışsa muck adını alır. Yüzde elli kadar mineral madde de içerebilen peat'ler orijinlerine göre : (a)- Koloidal peat, (b) çökelti peat, (c) lifsel peat ve (d) odunsu peat diye dörde ayrılır (Şekil 30).



Şekil 30. Peat çeşitleri ve kuramsal oluşum sıraları.

A. Koloidal peat : Göl hayvanlarının ürünleri ile kalıntıları dibe çökerek koloidal tabakayı meydana getirirler. Bu kuruyunca çok sertleşir. CaCO_3 ve su hayvanlarının kabuklarını içerir. Ziraat için elverişli değildir.

B. Çökelti peat : Suda yüzen bitkilerin (algler, nilüferler ve yosunlar gibi), artıkları çökerek çökelti peat'ini meydana getirir.

C. Lifsel peat: Köklü bitkilerin artıkları bu materyali meydana getirir. Ziraat için elverişli bir materyaldir.

D. Odunsu peat : Ağaç ve çalı artıklarının meydana getirdiği peatlerdir. Ziraata elverişlilikleri çalı ve ağaçların cinsine bağlıdır.

Birçok hallerde bunların dördünü bir arada görmek mümkündür. Karasu kanalı civarında odunsu peat hariç diğerleri mevcuttur.

7.2. Taşınmış Materyaller

Orijinal yerlerinden taşınıp, başka yerlerde birikmiş olan materyallerdir. Bu gruba giren materyaller, taşınıp birikmede esas rolü oynayan etkene göre : (A). Yerçekimi ile taşınmış olanlar (kollüvial), (B). Su ile taşınmış olanlar (Alüvial), (C).

Rüzgarla taşınmış olanlar (Aolik), ve (D). Buzullarla taşınmış olanlar (Glasial) diye, dört grup altında toplanırlar.

7.2.1. Yerçekimi ile Taşınıp Birikmiş Materyal (Kollüvial Materyal)

Meyil diplerinde, yerçekimi etkisiyle, tabakalaşmadan birikmiş olan ve içerisinde rastgele köşeli taş parçaları bulunan materyal kollüvyum olarak adlandırılır. Meyil, ne kadar dik ve ne kadar uzun olursa, dibinde meydana gelen kollüvial materyal de o kadar fazla olur.

Özellikleri : (1). Tabakalaşma yoktur, (2). İçerisindeki taşlarda bir yuvarlaklaşma ve su cilalaması görülmez, (3). Birçoğunda kaba iskelet maddesi fazla ve dolayısıyla geçirgenlikleri hızlıdır.

Son zamanlara kadar kollüvial materyal, iskelet maddesi fazla, kaba bünyeli ve fazla geçirgen bir materyal olarak düşünülmekteydi. Fakat tatbikatlar, taşsız ve gayet ince bünyeli kollüvial materyallerin de mevcut olduğunu ortaya koymuştur.

7.2.2. Sularla Taşınıp Biriktirilmiş Materyaller

A. Allüvial Materyal : Sularla, suda asılı bir vaziyette taşınıp, suların taşıma güçlerinin kırıldığı yerlerde çökelmiş olan materyale allüvyum denir. Allüvyum veya allüvial materyal orijinlerine göre iki ana gruba ayrılır.

(a) Yerel (Lokal) Allüvyum : Meyil etekleri boyunca yan dere ağızlarında birikmiş olan allüvyonlardır. Bunlara allüvial koni veya fen de denir. Daha çok taşkınlarla meydana geldiklerinden, çoğunda kaba materyal fazladır ve küçük bir havzadan taşınıp geldiği için fazla değişik orijinli materyal yoktur. Allüvial konilerde materyalin büyüklüklerine göre sıralandığı gözlenir. Yani iri parçalar koni ağzında birikmiş; daha ince materyal ise daha aşağılara taşınmıştır. Çok derin ve geçirgendirler. Kurak ve yarı kurak bölgelerde çok rastlanır.

(b) Karışık Orijinli Genel Allüvyum : Büyük nehirlerin taşıyıp geniş vadilerde biriktirdiği, karışık ve çoğunlukla ince bünyeli materyaldir.

(b1) Taşkın Ovaları : Büyük nehirlerin düz ve geniş vadilere bıraktıkları ince bünyeli ve değişik orijinli materyaller taşkın ovalarını meydana getirirler. Bunlar, verimli toprakları oluştururlar. Fakat ince bünyeli olduklarından geçirgenlikleri azdır ve bataklıklar oluşur.

(b2) Deltalar : Akarsuların denizlerde biriktirdiği materyallerden meydana gelen ve denizden kazanılan topraklardır.

(b3) Teraslar : Nehrin eski yatağını aşındırarak derinleştirmesi neticesinde, nehrin iki yanında meydana gelen, basamak şeklindeki düzlüklere bu ad verilir.

Allüvial Materyalin Özellikleri : (1). Materyal içerisindeki taşlar yuvarlaklaşmış ve bu taşlar üzerinde bir su cilalaması görülür. (2). Yatay doğrultuda bir sıralanma ve düşey doğrultuda bir tabakalaşma mevcuttur, (3). Ana materyalin bileşimi havzada hakim kaya çeşidine bağlıdır.

B. Göl Birikintileri (Lakustrin Depozitler) : Bu materyal akarsu veya buzullarla göle kadar sürüklenen materyallerin gölün durgun suyu içerisinde çökmesi ile meydana gelir. Ölen, tatlı su hayvanları ve onların artıkları bu materyale organik orijinli kireç kazandırır.

C. Deniz Çökeltileri : Çeşitli yollarla denize ulaşan maddeler iriliklerine göre kıydan içerilere doğru sıra ile çöklerler (iri parçalar kıyıya yakın, ince parçalar ise daha içerilerde çökler). Bu çökelti ile kaplı sahalarda tektonik hareketlerle yeryüzüne çıktıklarında kıymetli toprakların ana maddesi durumuna geçerler. Genellikle marn diye adlandırılan bu materyal kireççe çok zengindir. Bazı ilim adamları bu materyali, içerisindeki kil ve kireç miktarına göre sınıflara ayırırlar.

7.2.3. Rüzgarlarla Taşınmış Birikmiş Materyaller (Aolik Materyal)

Rüzgarlarla taşınmış birikmiş materyal üç ayrı grup içerisinde incelenebilir. Bunlar:

A. Lössler : Bu materyalin tanımı hem toprakçılar hem de jeologlar için oldukça güçtür. Tipik löss birikintileri genellikle çok siltlidir. Fakat aynı zamanda önemli miktarda kil ve ince kum içerirler. Hepsisi değilse bile çoğu kireçlidir. Löss birikintilerinin çoğunun rengi, soluk kahverengi ile kahverengi arasındadır. Gri ve kırmızı renkler de hakimdir. Çok tekdüzedirler. Mineral bitki besin elementlerince zengindirler. İçlerinde CaCO_3 çökeltilerinden ibaret löss bebekleri denilen oluşuklar bulunabilir. Orta Amerika'da, Orta Avrupa'da Güney Rusya'da, Orta Asya'da ve Çin'de çok yaygındır. Türkiye'de yerel olarak Doğu, Güneydoğu ve İç Anadolu'da ve Bafra yöresinde löslere rastlanılmaktadır.

B. Volkanik Kül ve Tüfler : Volkanik sahalarda, krater ağzından püsküren ve çoğunluğu silt büyüklüğünde olan materyalin rüzgarlarla yanar dağ civarına yayılmasıyla meydana gelirler. Kızgın bir şekilde çökelerler, sonradan gaz çıkışıyla gözenekli bir hal alırlar (tüfler). Allofenlerce zengin ve volüm ağırlıkları düşüktür. Bunlar üzerinde oluşan topraklar genellikle bitki besin elementlerince fakirdirler.

C. Kumullar : Rüzgarlarla sürüklenen bilhassa orta ve ince büyüklükteki kum tanelerinin belli yerlerde birikmesi neticesinde meydana gelirler. Kumların çoğunu kuvars oluşturur. Tarım açısından değerli olmadıkları gibi, tarım arazilerini kaplayarak

zararlı olurlar. Çöl ve yarı çöl iklimlerde ve sahillerde yaygındırlar.

7.2.4. Buzullarla Taşınıp Birikmiş Materyal (Glasial Materyal)

Buzulların sebep olduğu olaylarla taşınıp biriken materyaller, aşağıdaki gibi gruplandırılıp tanımlanabilir.

A. Glasial drift : Buzulların veya buzullarla, bunların erimeleri neticesinde meydana gelen suların birlikte etkileriyle, toplanan, karıştırılan, parçalanmış ve yığılan bütün materyali içine alır. Glasial drift yığılma şekline göre tabakalı ve tabakasız diye ikiye ayrılır.

a) Glasial till : Doğrudan doğruya buzulun kendisi tarafından taşınıp depo edilen kil, silt, kum, çakıl ve hatta büyük kaya parçalarının pekişmemiş ve heterojen karakterli (tabakalaşmamış) karışımlarına till denir. Till'lerin meydana getirdikleri arazi şekline "Moren" ismi verilir. Morenler uç morenleri, dip morenleri ve yan morenleri olmak üzere üçe ayrılır.

Bir buzulun ucu bir taraftan erirken diğer taraftan arkadan itilir. Bu iki hareket hemen hemen aynı hızda cereyan ettiğinden buzulun ucu uzun süre aşağı yukarı aynı mevkide kalır. Bu uzun süre zarfında, buzulun ucunda yığılan materyalin meydana getirdiği sırtlara uç morenleri denir. Uç morenleri değişik yüksekliklerde olabilirler ve araziye kesik hatlar şeklinde örterler.

Yan morenler (drumlin'ler), buzulların hareketi doğrultusunda, uzanan, düz bir ufuk hattına sahip ve balık sırtı şeklindeki glasial till tepeleridir.

Dip morenleri, uç ve yan morenler arasında kalan ve buzul tarafından kaplanmış olan sahayı temsil ederler. Böyle sahaları örten materyal, esas itibariyle buzulların alt kısımlarının erimeleri ile serbest kalmış ve çökelmiş parçalardan ibarettir. Dip morenlerinin topoğrafyaları genel olarak üzerlerini örttikleri arazinin topoğrafyasına benzer.

b) Buzul-su depozitleri (Glaciofluvial deposits): Buzullar tarafından hazırlanan ve esas itibariyle buzulların erimeleriyle meydana gelen sularla taşınıp biriktirilen ve dolayısıyla bir tabakalaşma gösteren materyallerdir. Bu tip materyallerin en önemlisi akarsu buzul ova birikintileri (Glacial outwash)'dır. Buzulların eriyen ucundan hasıl olan sular, dip ve uç morenlerine ait parçalardan koparıp, taşıyabildiklerini beraberinde sürükleyerek düzlüklerde bırakırlar. Bunlardan bilhassa morenlere yakın olan ve iyi bir tabakalaşma göstermeyen materyaller kames, eskers ve crevassefills, oluşuklarını meydana getirirler. Daha aşağılarda, düz kısımlarda ise

akarsu-buzul birikinti düzlüklerini teşkil ederler.

B. Bunlardan başka buzullarla ilgili buzul kıyı birikintileri (Glacial beach deposits) ve Buzul göl materyalleri (Glaciolacustrine materials) vardır.

İster sert bir kütle isterse dağılıp parçalanmış bir kütle halinde olsun, solumun hemen altında bulunan ve toprağın genetiğine etki eden materyalin standart terimlerle betimine gerek vardır. Bizzat kendi gözlemleri yanında, toprakçı, solumun olduğu ana materyalin kökeni hakkındaki hükümleri de kaydetmelidir.

Solumun hemen altında bulunan materyalin, özellikle, sertliği, litolojik bileşimi ve geçirgenliği önemlidir. Sert kaya veya herhangi bir değişik materyalin toprağın genetiğini etkileyecek kadar yüzeye yakın olduğu yerlerde bunların derinliklerinin doğru bir şekilde ölçülmesine gereksinim vardır. Çünkü bu, solumun veya solumla ana materyalin derinliğinin bilinmesi bakımından ve seri ile fazların ayrılmasında önemli bir kriterdir.

Her şeyden önce ana materyalin bizzat kendi tekstür, strüktür, renk ve kıvam ve diğer derinlik ve tabakalılık gibi önemli özelliklerini içine alan açık bir betimi gerekir. Arazide gözlenebildiği kadariyle ana materyalin tahmini mineralojik bileşimi belirtilmelidir. Bunun için genellikle tamamlayıcı laboratuvar analizlerine gereksinim vardır. Bunlara ek olarak, materyalin türediği kaya çeşidinin tesbitine, çalışılır ve ana materyalin orijini, yerinde parçalanıp-ayrışmış granit, bazalt, kum taşı, kireç taşı v.s. veya çeşitli kayaların karışımı veya allüvyum, lokal allüvyum, kollüvyum, kollüflüvyum, glasiyal till, rüzgar birikintileri v.s. şeklinde belirtilir.

Örneğin,

C-56-60 cm, Kuru iken pembemsi-beyaz, nemliyken, pembemsi-gri (7,5 YR 8/2 kuru, 7.5 YR 7/3 nemliyken) renkli, çakıllı kumlu tın; strüktürsüz (az gözenekli masif), kuru iken çok sert nemli iken sıkı-gevrek yaş iken az yapışkan az plastik; üstte çok ince ve kesikli sert bir tabaka mevcut; karbonatlarca çok zengin.

SEKİZİNCİ BÖLÜM

8. PEDOJENİK ETMENLER VE SÜREÇLER

Toprak oluşumu ile ilgili çalışmaların amacı, çeşitli karakteristiklere sahip, çok sayıda toprak tiplerinin nasıl oluştuğunu açıklamaktır. Böyle bir bilgi, değişik çevre koşulları altında ne çeşit bir toprağın ortaya çıkacağını tahmin etmek bakımından, özellikle toprak etüt çalışmaları için gereklidir. Koşullardan bir veya birkaçının insanlar tarafından değiştirilmesi halinde toprağın nasıl bir başkalaşım göstereceğini tahmin edebilmek için de, toprak oluşum bilgisine gereksinim vardır.

Bir toprağın oluşumunu etkileyen çevre faktörleri şunlardır : İklim, organizmalar, röliyef, ana materyal ve zaman (Jenny, 1941, 1961). Bu faktörlerin çeşitli kombinasyonları ile, toprak karakteristikleri ve toprak oluşumu arasındaki bağıntı, toprak oluşumu konusunun temelini oluşturur. Ancak, yalnız başına bu etmenler ve bunların çeşitli kombinasyonlarıyla toprak oluşumunu açıklamak olanaksızdır. Bu etmenlere bağlı olarak toprak sistemi içerisinde oluşan devamlı olayların (süreçlerin) karakterlerini bilmek gerekir. Çünkü bu olaylar, çevre faktörleri ile toprak karakteristikleri arasındaki bağı oluştururlar. Bugün hala, çevre koşullarına bağlı olarak oluşan, bu sürekli olayların (süreçlerin) mekanizması, tam olarak bilinmemekte ve bu olaylar genel karakterlerine göre adlandırılıp açıklanmaya çalışılmaktadır. Bu nedenle, Schelling (1970), bir toprak sistemi içerisinde oluşan bu süreçleri bir karanlık kutu olarak düşünmüş ve toprak oluş etmenlerinin bu karanlık kutu aracılığı ile topraklara kazandırdıkları genel karakteristikleri Çizelge 8'de görüldüğü şekilde açıklamıştır. Bu çizelgede genel hatlarıyla çevre koşulları, toprak oluş süreçleri ve toprak karakteristikleri arasındaki bağıntı şematik olarak gösterilmektedir.

8.1. Pedojenik Etmenler (Toprak Oluş Faktörleri)

Birbirinden farklı olan bölgelerdeki topraklar da birbirinden farklıdırlar. Diğer bir deyimle, her farklı çevre koşulları altında farklı toprak çeşitleri ortaya çıkar. Çevre koşulları, yukarıda toprak oluşum faktörleri olarak adlandırılan şu beş faktörle karakterize edilir, iklim, organizmalar, röliyef, ana materyal ve zaman. Bu faktörler, toprak sistemi içerisinde oluşan devamlı olayların (süreçlerin) yönlerini ve derecelerini etkiler ve onların oluşması için gerekli enerjiyi sağlarlar. Diğer bir deyimle, toprakta oluşan olayların çeşidi ve derecesi bu beş etmenin kontrolü altındadır. Toprak oluş faktörü, toprak ana materyaline etki ederek onu değiştirebilen; bir kuvvet, bir araç, bir durum, bir ilişki veya bunların bir kombinasyonu olarak tanımlanabilir. İklim, toprak oluş süreçlerini, iki temel ögesi (yağış ve sıcaklık) ile etkiler. Organizmaların etkisi, tüm bitki, hayvan, mikrobiyolojik canlılar ve insan faaliyetlerini kapsar. Röliyef, toprağın üzerinde olduğu arazi yüzünün şekli, eğimi, pozisyon ve bakı durumu ile toprak oluşumunu etkiler. Ana materyal, toprağın kendisinden oluştuğu varsayılan

materyaldir. Toprağın pedolojik zamanın sıfır olduğu andaki durumu olarak ta tanımlanabilir. Zaman, toprak oluş süreçlerinin etkin olduğu zaman uzunluğunu gösterir. Başka bir deyişle, zaman, toprağın üzerinde olduğu jeomorfik yüzeyin yaşıdır.

Çizelge 8. Toprak Oluş (Çevre) Etmenleri, Toprak Oluşturan Süreçler ve Bunlara Bağlı Olarak Ortaya Çıkan Temel Toprak Özellikleri (Schelling, 1970).

Girdiler		Karanlık Kutu	Çıktılar
Toprak oluş (çevre) etmenleri		Toprak Oluş Süreçleri	Toprak Özellikleri
İklim Canlılar	Aktif etmenler	Organik madde, kil, demir alüminyum, silika, kalsiyum karbonat, cips,	Mollic, umbric, antropik ve histic epipedonlar; 0, A ve B horizonları
Topoğrafya Ana Materyal Zaman	Pasif etmenler	eriyebilir tuz vs.'nin, toprak sistemine eklenmesi, sistemden uzaklaşması ve sistem içerisinde yer ve şekil değiştirmesi	E-albik, cambik (B) Oxic- Box, argillic-Bt, spodic-Bh, salic (z) gypsic (y), calcic (ca), gley horizon, plinthite (v) vs. gibi ana ve ayırt edici horizonların oluşumu

Bu faktörlerden iklim ve organizmalar aktif faktörler olup, toprak oluşumu ile ilgili güçleri yönlendirirler. Röliyef, diğer faktörlerin etkilerini değiştiren (değiştirici) bir faktördür. Zaman diğer faktörlerin kendine özgü markalarını toprağa işleme derecelerini gösterir.

Çevre faktörlerinin toprak karakteristikleri üzerinde etkileri, ilk defa Jenny tarafından şöyle bir formülle gösterilmiştir.

$$S = f(cl, o, r, p, t)$$

Burada: S = Herhangi bir toprağın karakteristikleri

f = fonksiyon

cl = İklim

o = organizmalar

r = röliyef

p = ana materyal

t = zamanı ifade eder.

Bu formülün kullanılabilmesi için her bir etkenin yalnız bırakılabilmesi veya etkisi ölçülmek istenen etken dışındaki etkenlerin etkilerinin sabit tutulması ya da kontrol edilebilmeleri gerekir. Diğer etkenlerin etkilerinin sabit tutulabildiğini ve bunlardan birinin başat etken olduğunu düşünersek aşağıda gösterilen beş farklı oluşum durumu ortaya çıkar.

$$S = f(cl, o, r, p, t) = \text{Klimosekuvens}$$

$$S = f(o, cl, r, p, t) = \text{Biosekuvens}$$

$$S = f(p, o, cl, r, t) = \text{Litosekuvens}$$

$$S = f(t, p, r, o, cl) = \text{Kronosekuvens}$$

$$S = f(r, p, t, o, cl) = \text{Toposekuvens}$$

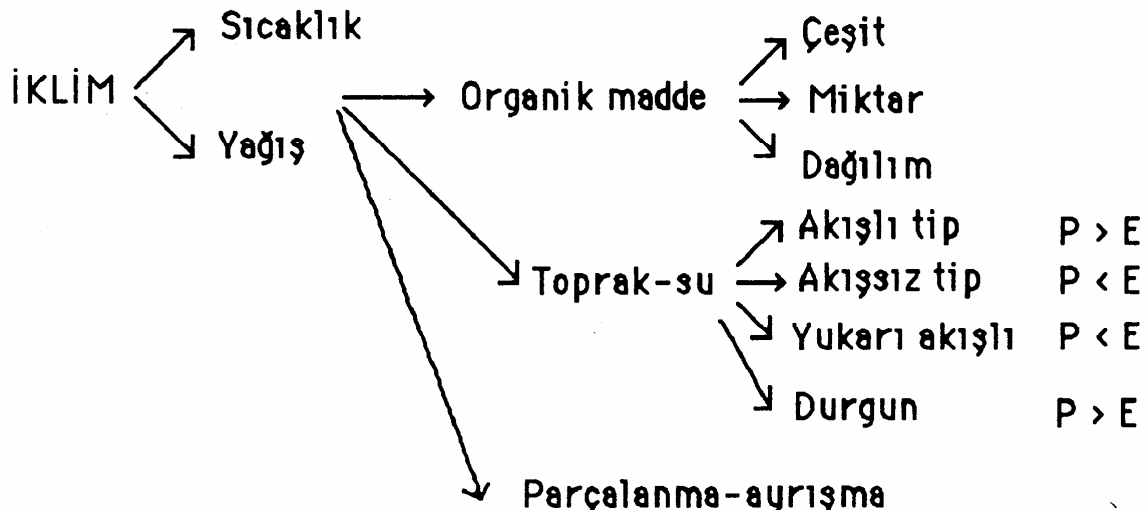
Toprak genesisi çalışmalarına çok önemli bir yaklaşım sağlayan bu modelin, önemli zayıf tarafları vardır. Bu zayıf noktaların başında ana materyalin atmosferik olayların etkisine maruz kaldığı andan (pedolojik zamanın sıfır olduğu andan) itibaren etkenlerin değişmediğini kabul ediyoruz. Halbuki böyle bir varsayım sadece genç toprak için, daha belirgin bir ifadeyle son buzul çağından sonraki devir için, doğrudur. Buna karşın toprakların çoğu daha yaşlıdır (Birkaç milyon yaşında olanlar vardır). Bu nedenle, iklim, organizmalar ve muhtemelen röliyef bu uzun süre içinde birkaç kez değişmiş olabilir. Değişik çevre koşullarının etkisiyle oluşmuş olan, böyle çok yaşlı topraklara, poligenetik topraklar adı verilir. Bu topraklarda önceki iklim koşullarında ortaya çıkan bazı karakterlerin (bir hard pen teşekkülü gibi) bugünkü iklim koşullarında ortaya çıkma olanağı olmayabilir. Dolayısıyla yukarda belirlenen formülün uygulanabilirliği ortadan kalkar. Çünkü, farklı koşullarda ortaya çıkan karakteristiklere sahip bir toprağı, bugün var olan koşulların bir fonksiyonu olarak göstermek hata olur. Bu konuda zayıf olan diğer bir husus ta, her bir etkenin etkisinin tek başına düşünülmesidir. Halbuki toprak oluşumunu etkileyen etmenlerin etkileri ortaktır. Örneğin iklim ve bitki örtüsü birbiriyle öyle iç içe iki etkendir ki bunların ayrı etkilerini ölçmeye olanak yoktur. Çünkü, iklim değiştiğinde bitki örtüsünün ve diğer canlıların sabit kalması söz konusu değildir.

Bu zayıf yanlarına rağmen toprak özelliklerini çevre etmenleri ile korele etmede ve özel toprak karakteristiklerinin ortaya çıkışında etkin olan faktörün tespit edilmesinde bu yöntem ilk ve önemli bir adımdır.

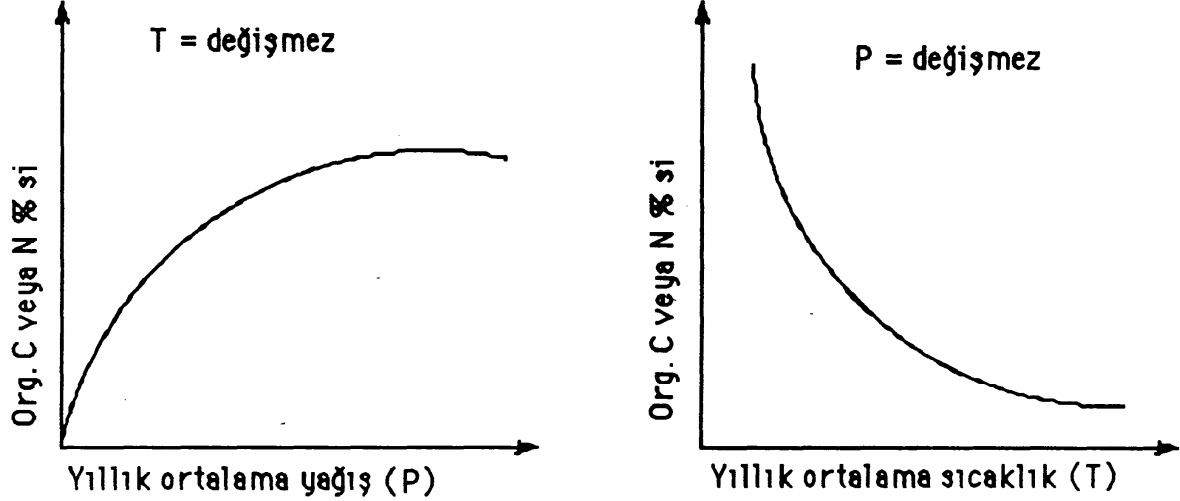
8.1.1. İklim

A. İklim, Organik Maddenin Çeşit, Miktar ve Dağılımını Etkiler

İklim, iki temel ögesi ile herşeyden önce organik maddenin, çeşit, miktar ve dağılımını etkiler. İklimin iki temel ögesi olan sıcaklık ve yağış ile ana materyalin bileşimi (bitki besin elementleri ile toprak-su düzeni), bitki örtüsünün durumunu dolayısıyla organik madde miktarını tayin eder. Topraklarda organik maddenin parçalanmasında etkin olan mikroorganizmaların topraktaki çeşit ve miktarı o toprağın sıcaklık ve rutubet durumuna bağlıdır. Topraklarda organik madde üretimi ile organik maddenin mineralizasyonu arasındaki dinamik denge topraklardaki organik madde miktarını tayin eder. Yıllık ortalama sıcaklık azalıp ortalama yağış arttıkça topraklardaki organik madde miktarının arttığı bunun tersi durumda ise azaldığı, yapılan çalışmalarla saptanmıştır (Jenny, 1961). Organik madde miktarı ile yağış ve sıcaklık arasındaki ilişki Şekil 31'de görülmektedir. Ekvator'dan uzaklığın organik madde miktarı üzerine etkili olduğu ve benzer yıllık ortalama sıcaklık ve yağış



koşulları altında "Ekvator"a doğru gidildikçe organik madde miktarının arttığı da saptanmıştır. Tropikal bölge topraklarında organik maddenin fazla oluşu bu bölgede gelişme mevsiminin devamlı oluşu ve daha fazla legüminoza ağaçlarının bulunmasıyla açıklanabilir.



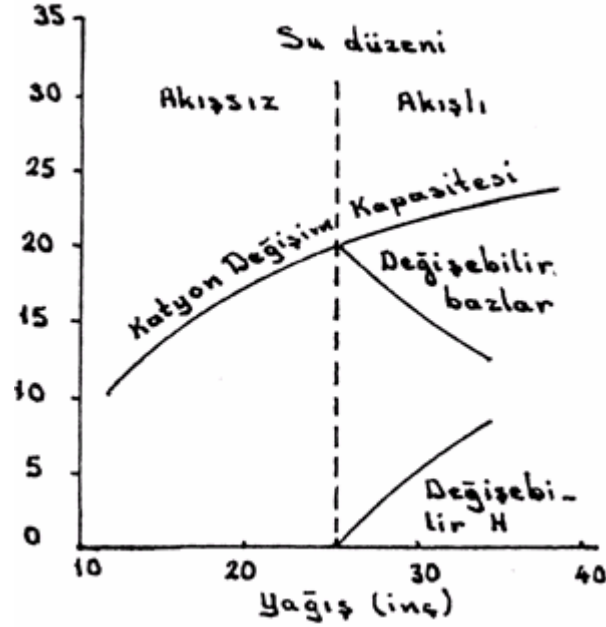
Şekil 31. Toprak nitrojeninin veya organik karbonun yıllık ortalama yağışın artışıyla, arttığını yıllık ortalama sıcaklığın artışı ile azaldığını gösteren şematik grafikler.

B. İklim, Toprakta Su Düzenini Etkiler

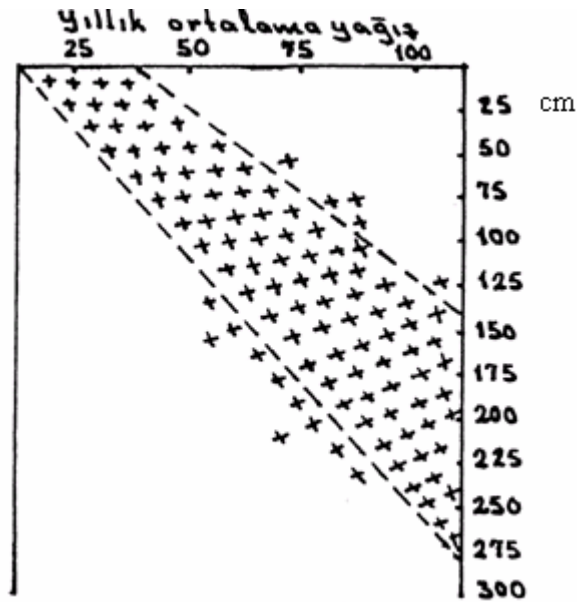
Rus toprak bilginlerinden Gerasimov ve Glazovskaya, toprak oluşumunda etkin olan dört tip rutubet düzeni ayırt edip tanımlamışlardır :

a. Akışlı tip (Flushing type) rutubet düzeni : Bu tip rutubet düzeni, yağışın evapotransprosyondan fazla olması halinde ortaya çıkar. Toprak ve alt katmanlar, düzenli bir şekilde ıslanır. Fazla yağış suları, profili boydan boya kat ederek çözünebilen bileşikleri topraktan uzaklaştırır. Yıkanan toprak asit reaksiyon kazanır. Asitliğin derecesi, yağış miktarına yahutta yıkanma şiddetine bağlıdır. Yıllık ortalama yağış ile, katyon değişim kapasitesi, değişebilir bazlar ve değişebilir H arasındaki ilişki Şekil 32'de gösterilmiştir.

b. Akışsız tip (Non flushing type) rutubet düzeni : Bu düzen, yağışın evapotransprasyondan az olduğu durumlarda ortaya çıkar. Bu rutubet düzenine sahip toprakların profili, nadiren boydan boya ıslanır. Solumun üst kısmında sınırlı bir yıkanma görülür ve yıkanan materyalin (örneğin sekonder CaCO_3 'ün) bir kısmı alt toprağın alt kısımlarında birikir. Birikme derinliği (karbonat horizonunun derinliği) yağışın bir fonksiyonudur (Şekil 33).



Şekil 32. Orta A.B.D. topraklarının farklı rutubet düzeni altında kation değişim kapasitesi, değişebilir bazlar ve değişebilir H ile yıllık ortalama yağış miktarı arasındaki ilişki (Jenny, 1941'den alınmıştır).



Şekil 33. Orta A.B.D.'de lösiyal topraklardaki karbonat birikme derinliği ile yıllık ortalama yağış miktarı arasındaki ilişki. Her nokta CaCO_3 birikim derinliğinin başlangıcını göstermektedir (Jenny, 1941).

c. Yukarı akışlı tip (Exudational type) su düzeni : Fazla derinde olmayan taban suyundan kapillar yükselme ile ortaya çıkan bir rutubet düzenidir. Eğer sıcak kurak bölgedeki bir toprak bu tip rutubet düzenine sahipse, taban suyundaki çözünmüş maddeler (klorürler, sülfatlar ve karbonatlar) evaporasyon sonunda toprak yüzeyinde birikirler.

d. Durgun tip (Stagnatory type) su düzeni : Bu düzen, alt toprak geçirgenliğinin profile giren fazla suyun derinlere sızmasını önleyecek kadar düşük olduğu topraklarda, yağışın evapotranspirasyondan fazla olduğu hallerde ortaya çıkar. Böylece toprak profili çok uzun süre suyla doymun halde kalır. Bu topraklarda belirgin bir gleyleşme ve sınırlı bir yıkanma görülür.

C. İklim, Parçalanma-Ayrışma Derecesini Kil Minerallerinin

Parçalanmasını veya Başkalaşmasını ve Oluşum Derecesini de Etkiler

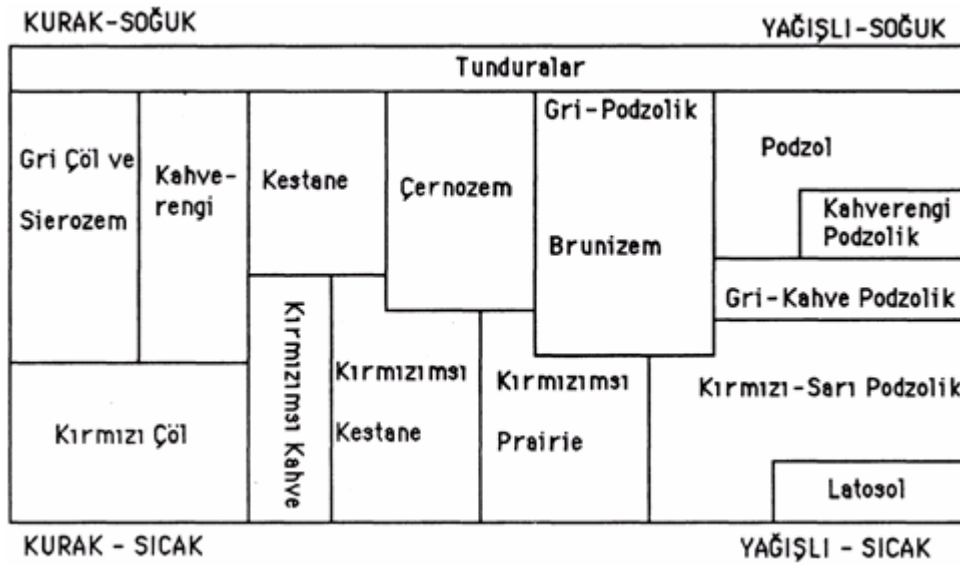
Yağış ve sıcaklık arttıkça parçalanma-ayrışma derecesi de artar. Yağışın az olduğu koşullarda fiziksel parçalanma dominant, kimyasal ayrışma ise sınırlıdır. Yani materyal fiziksel olarak ufalanır fakat bileşiminde meydana gelen değişme azdır. Ortamdaki su miktarının artması hem fiziksel parçalanmayı hem de kimyasal ayrışma ve değişmeyi artırır. Yağışlı tropikal bölgelerde parçalanma-ayrışma derecesi en yüksek düzeydedir. Bu bölgelerde bazlar ve silika topraktan yıkanır ve neticede dayanıklı parçalanma-ayrışma ürünlerinden, Fe ve Al-oksitlerce zengin B (Oxic B) horizonu oluşur. Genellikle yağış miktarı ve sıcaklık arttıkça, silika/seski oksit oranında bir azalma görülür ($\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$).

Makro iklim, dağlar hariç büyük sahalarda üniformdur. Bu nedenle iklim bitki örtüsüyle birlikte, geniş sahalarda benzer toprak oluş koşulları yaratır. Bu da genel özelliklere sahip geniş sahalara kaplayan zonal toprakların oluşmasına sebep olur. Zonal topraklar, iklim ve bitki örtüsünün etkilerini aksettiren özelliklere sahiptir. Bu iki faktörün (iklim ve bitki örtüsünün) etkilerinin ana materyal ve röliyef gibi yerel etmenlerle azaltılıp gölgelendiği yerlerde, intrazonal topraklar oluşur. İntrazonal topraklar, oluşum derecesi (horizonlaşma) bakımından, zonal topraklarla azonal topraklar arasındadır. Aşağı yukarı iyi teşekkül etmiş, fakat röliyef veya ana materyal gibi yerel etmenlerin etkilerini de aksettiren karakteristiklere sahiptirler. Bu topraklar, birlikte bulundukları zonal toprakların karakteristiklerine benzer karakteristiklere sahiptir, ancak karakteristiklerden bazıları yerel etmenlerin (ana materyal ve röliyefin) etkilerini aksettirir. Pedojenik zamanın yetersizliği, ana materyalin durumu veya röliyefin etkisiyle toprak karakteristikleri belirgin bir şekilde ortaya çıkmamış olan topraklar da azonal topraklar olarak adlandırılır.

Toprak etmenlerinin etkilerini yansıtan karakteristiklerin oluşum derecelerine

göre ayrılan zonal, intrazonal ve azonal kategoriler eski tasnif sistemlerinde sıra düzeyinin kategorileri olarak kullanılmıştır. Bu kategoriler Thorp ve Smith'in tasnif sisteminde daha alt düzeylerde alt sıra ve büyük gruplara ayrılmaktadır. İklimle zonal büyük toprak grupları arasındaki bağıntı şematik olarak Şekil 34'de gösterilmiştir.

Toprakların bölgeselliği üzerinde son zamanlarda yapılan çalışmalar, bölgeselliğe uymayan birçok istisnaların olduğunu ortaya koymuştur. Örneğin, tropik bölgede podzol topraklarla diğer bazı ılıman bölge topraklarına da rastlanabilmektedir. Bu konuda diğer zayıf bir nokta da, her bir major toprak zonu içerisindeki büyük değişebilirliktir. Bu durum, belli tarımsal uygulamaların kullanışlılığını azaltır. Bir toprak bölgesi içerisinde birçok istisnaların ve büyük ölçüde değişebilirliğin nedenlerinden biri, intrazonal ve azonal toprakların bulunması; diğer neden de toprak oluşum süresi içerisinde iklimin değişmiş olabilmesidir. Bugün mevcut bir toprağın karakteristikleri, eskiden hüküm sürmüş bir iklimin eseri olabilir.

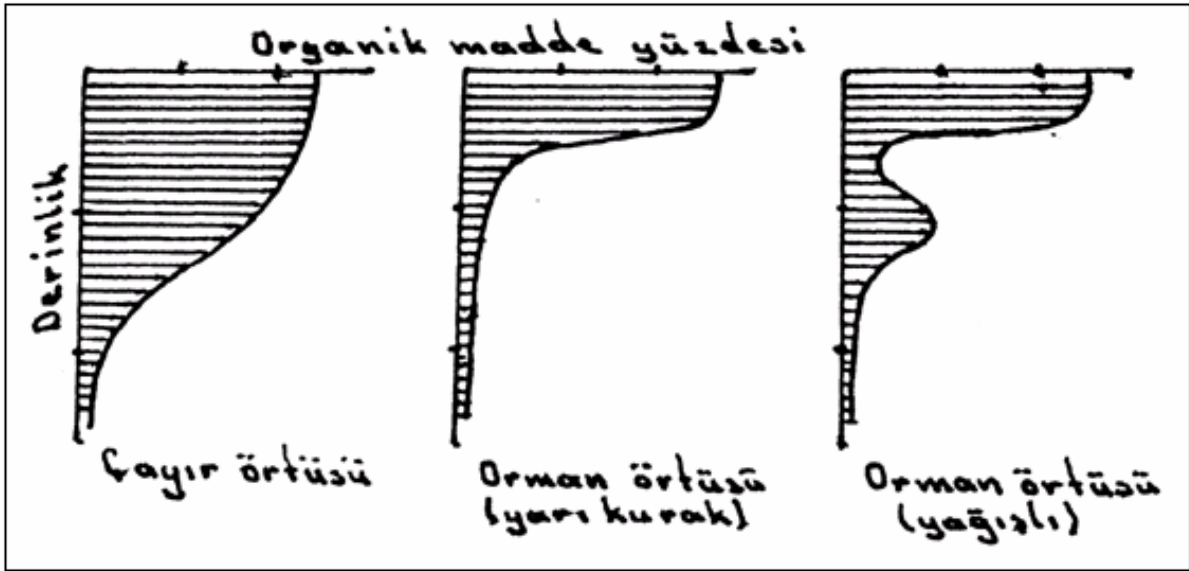


Şekil 34. İklim koşulları ile zonal büyük toprak grupları arasındaki bağıntıyı basitçe gösteren şema (Millar ve ark., 1965).

8.1.2. Organizmalar

Organizmaların toprak oluşumu üzerinde etkileri bitki, hayvan ve insan faaliyetleri dolayısıyladır. Organizmalar, topraktaki organik maddenin çeşit, miktar ve dağılışına etki eder. Çöl topraklarında organizmaların etkisi yok denecek kadar az ve yine bu topraklarda organik madde miktarı pratik bakımdan sıfırdır. Özellikle bitkilerin en etkin olduğu bölgeler tropik orman bölgeleri ile steplerdir. Toprağa dönen organik maddenin toprak profili içerisindeki dağılışı, bitki örtüsünün çayır veya orman olması halinde büyük farklılık gösterir. Diğer bir deyimle çayır örtüsü altında oluşmuş

topraklardaki organik madde dağılışı ile orman örtüsü altında oluşan topraklardaki organik madde dağılışı büyük ölçüde farklıdır. Çayır otları, kısa ömürlü olduklarından, toprağa daha fazla organik madde kazandırır. Köklerinin kolay çürümesi nedeniyle çayır örtüsü altında oluşan topraklarda organik madde toprağın derinliklerine de ilave edilmiş olur. Diğer taraftan ağaçların toprağa intikal edip kolayca çürüyebilen aksamı sadece yaprakları olduğundan orman örtüsü altında oluşan topraklarda organik madde yüzeyde birikmiş olur. Bu nedenle çayır örtüsü altında oluşan topraklarda derin koyu renkli bir A horizonu; orman örtüsü altında oluşan topraklarda ise daha ince bir A horizonu görülür (Şekil 35).



Şekil 35. Çayır ve orman örtüsü altında oluşan topraklarda organik madde dağılımı.

Organik maddenin ayrışma derecesi ve tipi, döküntünün C/N oranına ve ortamın pH'sına bağlıdır. C/N oranı ve pH, aynı zamanda, ortamda yaşayan ve organik maddeyi parçalayacak olan organizmaların çeşidini de etkiler. Topraktaki humus ayrışma derecesine göre 3 ana tipe ayrılır : 1. Ham humus, 2. Orta derecede ayrılmış humus "Moder" ve 3. İleri derecede ayrılmış humus (Mul) (Jongierius and Schelling, 1960). Ham humus C/N oranı yüksek ve çok asit humustur. Ham humus, yani asiditesi ve C/N oranı yüksek olan humus esas itibariyle mantar (fungi) mikroflorasının etkisiyle dönüşen humus olarak karakterize edilir. Orta derecede ayrılmış humus (Moder), orta derecede yüksek C/N oranına sahip, hafif asit reaksiyonlu humus formudur. Bu humus, genellikle toprakta yaşayan canlıların (mikroorganizmaların) artıklarından oluşur. Mineral materyal ile, ileri derecede karışma ve bağ meydana getirme yoktur. Mull, C/N oranı düşük, nötral bir humus formudur. Humusun bu formu, organik maddenin ileri derecede ayrılmış ve toprakta yuva yapan hayvanların (solucan gibi) faaliyetleri

ile iyice karışmış şeklidir. Mull formundaki humus mineral parçacıklarla özellikle kille kompleksler meydana getirirler.

Bitkiler toprağın derinliklerinden kökleri aracılığı ile bitki besin elementlerini alır ve bunları dökülen dal ve yaprakları ile toprağın yüzeyine ilave ederler. Besin elementleri döngüsü olarak adlandırılan bu süreç, yıkanmanın karşıtı olan bir süreçtir. Aşağı doğru yıkanan çözünabilir bileşiklerin bir kısmının, bu yolla tekrar toprağın sathına çıkartılması yıkanma sürecinin etkisini azaltır. Tropikal bölge topraklarının bitki besin elementleri bakımından restorasyonu, çok gür tropik bitkilerin sağladığı besin elementleri döngüsü ile olmaktadır (Nye ve Greenland, 1960).

Organizmaların diğer önemli bir etkisi de toprakta oluşturdıkları gözenekler (bioporlar) dolayısıyladır. Küçük hayvanların toprakta açtıkları delikler, bitkilerin gelişmesi için önemli olan heterojen bir gözeneklilik sağlar. Organizmalar toprak içerisindeki faaliyetleri ile, onu karıştırır ve horizonlaşmayı sağlayan süreçlerin aksine toprakta homojenite sağlarlar.

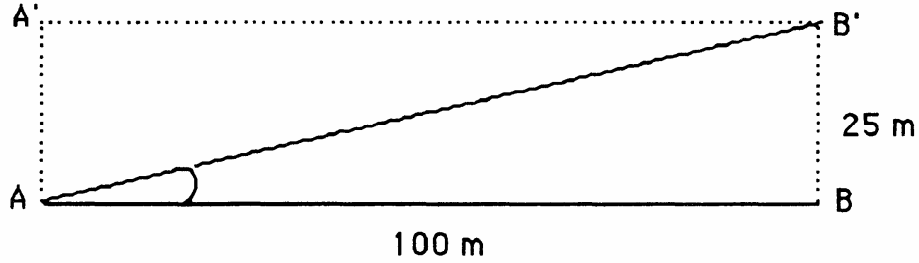
İnsanlar da toprak oluşumunu etkileyen önemli bir faktördür. İnsanlar kullandıkları toprakların bazılarında süreçlerin etkisini ve dolayısıyle oluşumun doğrultusunu değiştirirler. Sulama, drenaj, tesviye, işleme ve gübreleme toprak oluşumunu etkileyen insan faaliyetleridir. İnsanların topraklar üzerindeki bilgisiz faaliyetleri, erozyon, tuzluluk ve drenaj problemlerinin ortaya çıkmasına neden olabilir. Gübreleme, işleme derin sürüm ve diğer insan faaliyetlerinin etkilerini belirgin bir şekilde yansıtan toprak zonlarına plaggen epipedon böyle topraklar da "man-made" insan-yapısı topraklar adı verilir. Bu, Batı Avrupa'da çok görülen bir toprak çeşididir.

8.1.3. Röliyef

Röliyef toprak oluşumunu iklim ve organizmaların etkilerini değiştirmek yoluyla etkiler. Röliyef, iklim ve organizmaların etkisini şu dört ögesi ile değiştirir: Eğim, pozisyon, yükseklik ve bakı.

A. Eğim

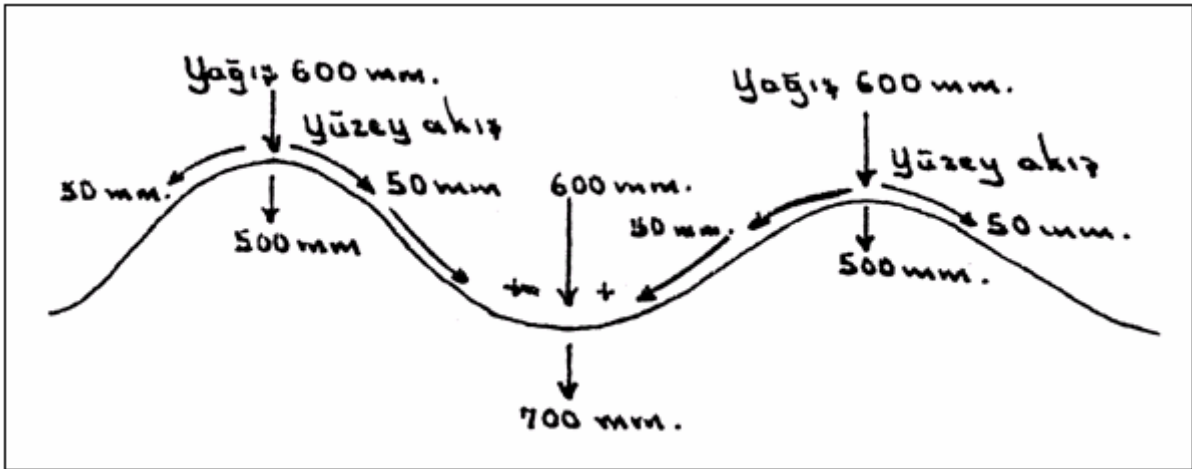
Yeryüzünün yatayla yaptığı açı olarak tanımlanabilir. Derece veya yüzde ile belirlenebilir. Aralarında 100 m izdüşüm mesafesi bulunan iki nokta arasındaki metre olarak yükseklik farkı o arazinin yüzde meylidir (Şekil 36).



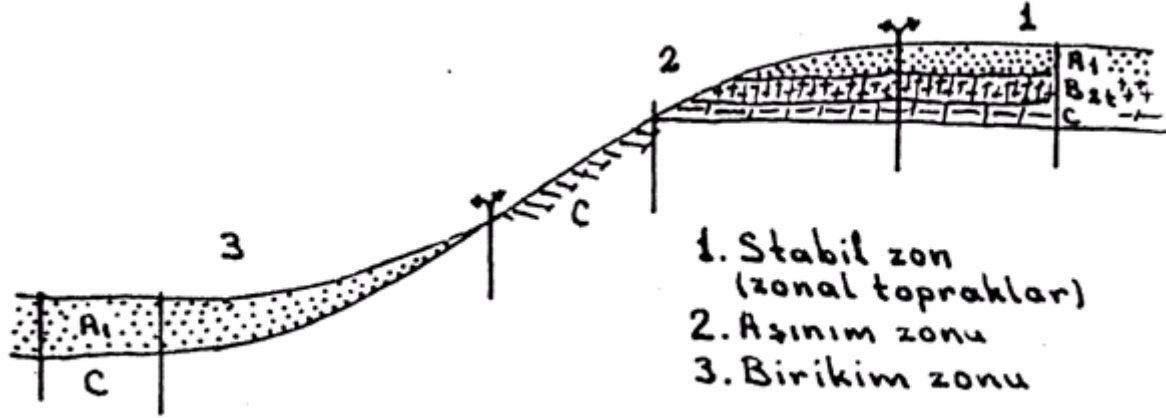
AB = 100 m, BB' = 25 m ise, % Eğim = 25'dir.

Şekil 36. Aralarında 100 m izdüşüm mesafesi bulunan iki nokta arasındaki yükselti farkı, yüzde olarak meyile eşittir.

Eğim, toprak oluşumunu, toprak-su düzenini değiştirerek ve erozyon veya birikmelere neden olarak etkiler. Toprak yüzeyine gelen su, suyun miktarına, arazinin eğimine, toprağın tekstürüne, strüktürüne ve yüzeyindeki bitki örtüsü veya iskelet maddesi durumuna bağlı olarak kısmen veya tamamen toprak içine işler, ya da değişen nispetlerde yüzey akışı haline geçer. Eğim arttıkça, yüzey akışı artar, toprak içine giren su azalır. Bu nedenle, aynı miktarda yağış aldıkları halde meyilli arazi üzerindeki bir toprak, düz arazi üzerindeki bir topraktan daha kurak rutubet koşullarına sahiptir (Şekil 37 ve 38). Bu nedenle, bölgede hakim sürecin çeşidine bağlı olarak, eğim; arttıkça: su ile doygunluk nispet ve süresi azalır, yüzey kaybı (erozyon) artar ve toprak oluşumu yavaşlar veya geriler. Bu saydığımız hususlar üzerinde eğim, derece, şekil (iç bükey, dış bükey oluşu) ve uzunluğu ile etkin olmaktadır. Dış bükeylik ve uzunluk, eğim derecesi ile eğimin etkinliğini artırır. İç bükeylik meylin kısa oluşu ile derecesinin küçük oluşu eğimin etkinliğini azaltır.



Şekil 37. Röliyeğin toprak-su koşulları üzerine etkisi.

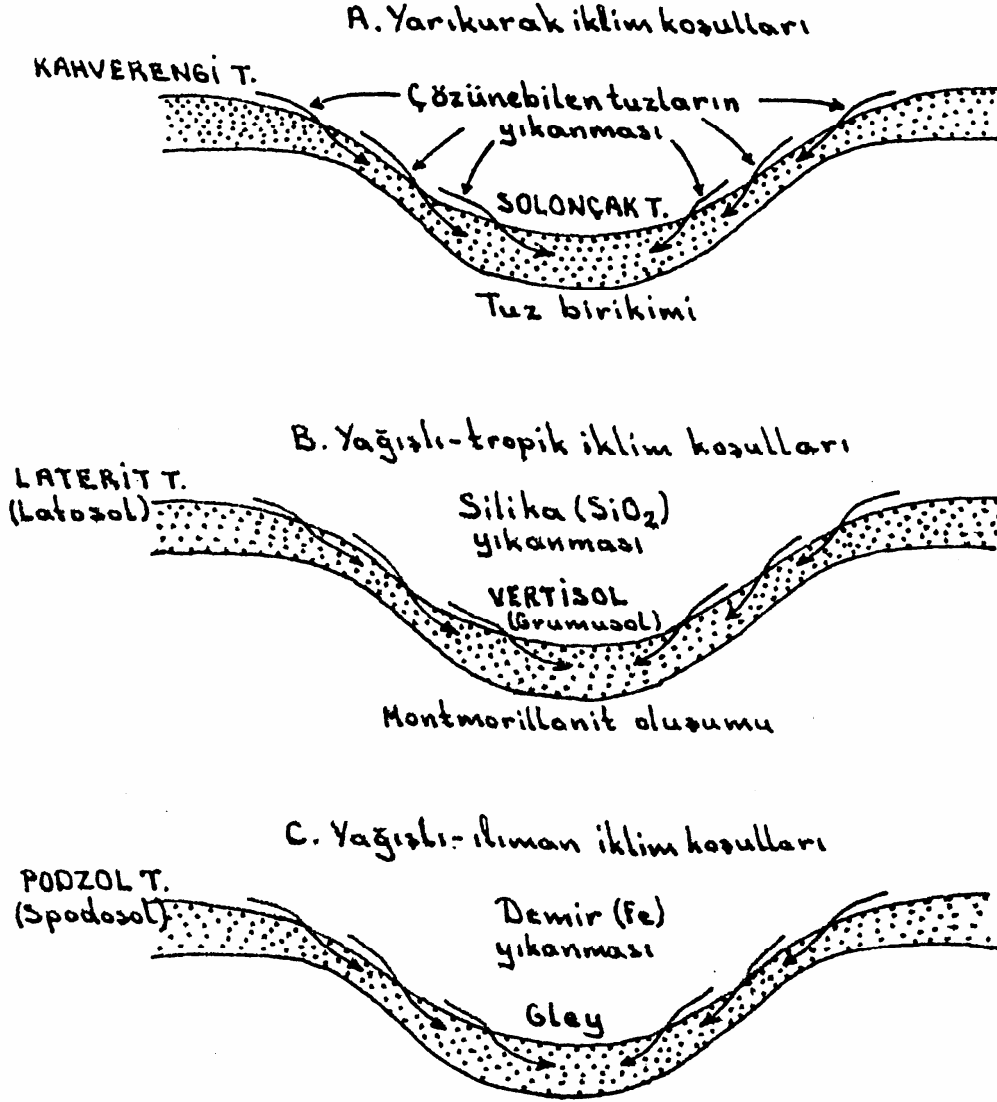


Şekil 38. Röliyeğin erozyon dolayısıyla toprak oluşumu üzerine etkisi.

B. Pozisyon

Pozisyon (Fizyografik arazi grupları)'da üzerinde oluşan toprağın şeklini etkiler. Taban arazilerde, birikme etkin, taban suyu yüksek, dolayısıyla diğer koşullara bağlı olarak, drenaj ve tuzluluk problemi gösteren, derin ve genç topraklar (görülür) oluşur. Etek pozisyonlarda da birikme etkindir. Ancak biriken materyalin genellikle taban arazidekinden daha kaba tekstürlü oluşu ve statik taban suyunun bulunmaması nedeniyle derin genç fakat problemsiz topraklar oluşur. Yamaç pozisyonunda yüzey kayıpları (erozyon) etkindir. Koşullar toprak oluşumunu engelleyecek kadar haşın değilse yamaç pozisyonunda sığ topraklar oluşur. Tepelik ve yüksek düzlük pozisyonlarında ise bulunduğu bölgenin koşullarını aksettiren karakteristiklere sahip zonal topraklar oluşur.

Pozisyonla eğimi birbirinden ayrı düşünmeye olanak yoktur. Çünkü eğim her fizyografik grubun tanımı içerisinde vardır. Eğim ve pozisyonun toprak oluşumu üzerine birlikte yaptıkları en önemli etkilerden biri de çözünabilen materyalin yatay hareketidir. Şekil 39'da gösterilmeye çalışıldığı gibi, tepelik yüksek düzlük veya yamaç pozisyonlarında toprak içine işleyen su, meyle paralel bir doğrultuda hareket eder. Toprak içinde hareket eden su, göçer hale soktuğu materyali de birlikte meyil doğrultusunda daha aşağılara sürükler. Bu sürecin sonunda tüm koşullar aynı da olsa taban pozisyonundaki toprakların çözeltileri daha yoğun (konsantre) hale gelir. Toprak çözeltisi içerisinde çözünmüş olan maddelerin çeşit ve miktarı toprakta meydana gelen sekonder ürünlerin çeşidini etkiler. Bu nedenle, sadece bu yönüyle bile, farklı pozisyonunda oluşan topraklarda farklı parçalanma-ayırışma ürünleri oluşmaktadır.



Şekil 39. Röliefin, süspanse veya çözülmüş haldeki materyalin yatay olarak taşınmasına neden olarak, toprak oluşumu üzerine etkisini gösteren bazı örnekler.

C. Bakı ve Yüksekliğin Etkisi

Rölief kavramı içerisine giren deniz seviyesinden yükseklik ve arazi yüzeyinin güney, kuzey, doğu ve batı yönlerine göre durumu yani, bakı (maraz)'da toprakların şekillenmesinde etkili olur. Röliefin bu iki ögesi, iklimi, özellikle sıcaklığı değiştirmek suretiyle toprak oluşumunu etkilerler. Deniz yüzeyinden itibaren yüksekliğe çıkıldıkça sıcaklık düşer. Buna tipik bir örnek olarak, Iğdır ilimizle bunun yakınında bulunan Ağrı dağı gösterebiliriz. Iğdır ovasında sıcaklık 40°C 'yi

bulduğunda Ağrı'nın doruğunda büyük buz kütleleri vardır. Akdeniz kıyılarımız da diğer belirgin bir örnektir. Yüksek yerlerle alçak yerler arasındaki bu sıcaklık farkı, ayrışma zenginliğini, yıkanma şiddetini organik madde miktar ve çeşidini ve dolayısıyla ortaya çıkacak toprak şeklini etkiler. Diğer koşulların da aynı olması halinde yarı kurak bir iklim bölgesinde alçak taban arazide solonçak daha yukarılarda kahverengi ve en üst kısımlarda da kestane renkli topraklara rastlanabilir. Tropikal bölgelerin alçak düzlüklerinde tropik bölgeler için karakteristik olan laterit (Latosol) topraklar yayılırken, yüksek dağlar üzerinde podzol topraklara rastlamak olanağı vardır.

Röliyef, sadece iklim ve bitki örtüsünü değiştirmekle kalmaz, toprak yaşını (pedolojik zamanı) ve ana materyal çeşidini de etkiler. Bu nedenle röliyef, dar sahalarda dahi belirgin toprak farklılıklarına sebep olur. Belli bir bölgede oluşan birbirinden farklı topraklar, aralarındaki bağıntının daha iyi anlaşılabilmesi için, katena adı verilen bir grup içinde toplanmaktadır. Bir toprak katenası, aynı iklim bölgesinde, benzer çevre koşulları altında yanyana oluşan ve röliyefin farklılığı dolayısıyla farklı özelliklere sahip topraklar grubu olarak tanımlanabilir. Bir katena içine giren farklı topraklarla, topoğrafik pozisyonlar arasında yakın bir ilgi vardır. Bunun için bir katena içine giren toprakların temel özellikleri, birbirine göre durumları gözönünde bulundurularak tahmin edilebilir. Katena tanımı sınıflandırma ve haritalama çalışmalarını da kolaylaştırır.

8.1.4. Ana Materyal

Toprak ilminin öncülüğünü yapan bilginler ana materyali önemli bir toprak oluş etmeni olarak ele almışlardır (Dokuchaev, 1883). İlk toprak sınıflamaları, toprağı oluşturan materyalin jeolojisine ve bileşimine dayandırılıyordu. O zamanlar kullanılan "granitik topraklar", "glasiyal topraklar, kollüviyal topraklar", "lös topraklar" v.s. gibi ifadeler bunun bir kanıtıdır.

Genel anlamda ana materyali daha önce, sert ve yumuşak kayaların veya herhangi bir gevşek materyalin fiziksel, kimyasal ve biyolojik etmenlerle parçalanıp, ayrışması ve taşınıp bir yerde birikmesiyle oluşan, heterojen, gevşek yapıli bir materyal olarak tanımlamıştık. Herhangi bir toprağın ana materyali denince kavramın tanım sınırları daha da daraltılmış olur. Çoğunlukla her toprağın solumu altında bulunan, az çok parçalanıp ayrışmış gevşek materyal o toprağın ana materyali olarak tanımlanır. Eğer solumun hiç olmazsa bir kısmı o materyalden türemiş ise tanım doğru sayılabilir. Fakat birçok hallerde solum ile onun altındaki gevşek materyal arasında, mineralojik akrabalık olmayabilir. Örneğın, farklı litolijik katmanlı bir ana materyalden oluşan toprağın solumu, birden fazla birbirinden farklı ana materyalden türemiş; altta bulunan materyalden tamamen farklı bir materyal olabilir. Bu durumda solumun altındaki materyali, o toprağın ana materyali olarak kabul etmek büyük hata olur. Aynı durum ince bir (50-100 cm) aolık veya alüviyal materyalin kendisinden farklı herhangi

bir materyal üzerinde birikmesiyle de ortaya çıkabilir. Her iki halde de solum ile onun altındaki gevşek materyalin litolojik bakımdan farklı olduğu düşünülmelidir.

Bu açıklamanın ışığı altında ana materyali, toprak sisteminin toprak-oluş süreçlerinin etkisiyle değişmeden önceki hali olarak tanımlayabiliriz.

Jenny (1941)'de toprak ana materyalini, toprağın "pedolojik zamanın sıfır olduğu andaki hali" olarak tanımlamıştır. Bu tanım birinci tanıma tamamiyle uymaktadır. Çünkü toprak oluş süreçlerinin etkilerini göstermeye başladığı an, pedogenesisin başlangıcı yani pedolojik zamanın sıfır olduğu andır. Bir toprağın ana materyali, o toprağın solunumun hiç olmazsa bir kısmının kendisinden türediği düşünülen ve solumun altında bulunan gevşek materyal olarak ta tanımlanabilir.

Ana materyalin toprak oluşumu üzerine etkisi, bir yapı için seçilen malzemenin o yapının özellikleri üzerine olan etkisine benzetilebilir. Nasıl ki ağaç malzeme ile ahşap, taş ile kargir demir ve çimento ile betonarme binalar inşa edilirse, bitki besin elementlerince zengin materyallerden verimli, fakir materyallerden verimsiz ve granitik veya kuvarsit kayalardan da genellikle kaba bünyeli topraklar oluşur. Toprak sistemine olan ilaveler yer ve şekil değiştirmeler de binaların sıva boya v.s. ile karşılaştırılabilir. Sıva ve boyanın kullanılan malzemeyi örtmesi gibi, rüzgar ve su ile toprağa eklenen materyaller, minerallerin başkalaşımı ve yer değiştirmeler de ana materyalin özelliklerini örter.

Genellikle, toprak ne kadar genç olursa, ana materyalin toprak oluşu üzerine etkisi ve toprak özellikleri ile ana materyal arasındaki bağıntı o kadar belirgin olur. Oluşum ilerledikçe, ana materyalin başlangıçtaki izleri giderek silinip, azalır. İleri derecede ayrılmış, yaşlı topraklarda, steril kuartz kumu gibi ekstrem durumlar dışında, ana materyalin etkisini gösteren izlere rastlanmaz. Ana materyaller, toprak oluşumunu fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleriyle etkilerler.

A. Fiziksel Özellikler

Ana materyalin infiltrasyon, geçirgenlik ve su tutma kapasitesi üzerine etkin olan tekstür ve strüktür gibi özellikleri, toprak oluşumu bakımından en az kimyasal ve mineralojik özellikleri kadar önemlidir. Bir toprak profilinde horizonlaşmanın şekli ve derecesi (yıkınma ve birikme derinlik ve derecesi) profile giren ve profil içerisinde hareket eden su miktarına bağlıdır. Bu nedenle, diğer koşulların aynı olduğu bir bölgede, iki farklı ana materyalden geçirgenliği fazla olandan daha derin profilli topraklar, geçirgenliği az olandan ise daha sık (yüzlek) profilli toprak oluşur. Toprak yüzüne gelen suyun profil içerisine girmesi ve profil içindeki hareketi, toprağın tekstür, strüktür ve kil tipinin kontrolü altındadır. Tekstür, infiltrasyon ve geçirgenliği etkilediği gibi toprağın su tutma kapasitesini de etkiler. Toprakların kil fraksiyonları ile, tarla kapasitesi veya 1/3 atmosfer yüzdesi olarak adlandırılan, yer çekimine karşı tutulan su miktarı arasında yakın bir ilgi vardır (Çizelge 9).

Çizelge 9. Bir Toprak Profiline Çeşitli Katlarına ait Kum, Silt Kil Miktarları İle Tarla Kapasitesi, Solma Noktası ve Faydalı Su Miktarları (Şimşek, G., 1968).

Profil No	Derinlik (cm)	Kum %	Silt %	Kil %	Tekstür Sınıfı	1/3 Atm. % pw	15 Atm. % pw	Faydalı Su %
	0-18	26.2	28.1	45.7	C	34.12	17.52	16.60
	18-40	25.0	24.7	50.3	C	34.23	20.05	14.18
VIII	40-53	22.4	25.6	52.0	C	36.77	20.47	16.30
	53-80	17.3	32.5	50.2	C	31.43	18.51	12.92
	80-115	30.0	29.7	40.3	C-CL	29.94	10.94	18.00

Çizelgedeki değerlerden toprağa infiltre olan su miktarı aynı olsa dahi ince bünyeli materyal kaba bünyeli materyaller kadar derin ıslanmaz. Diğer bir deyimle, aynı kalınlıktaki iki toprak katından ince bünyeli olanı tarla kapasitesine getirmek için, kaba bünyeliden daha fazla suya ihtiyaç vardır. Sonuç olarak aynı koşullar altında aynı miktar yağış alan topraklardan ince tekstürlü topraklarda kaba bünyelilere kıyasla daha ince bir profil oluşumu görülür.

B. Kimyasal Özellikler

Ana materyalin kimyasal özellikleri de toprakların oluşumu üzerinde etkilidir. Ana materyaller meydana geldikleri kayanın bileşimine bağlı olarak asit nötr veya bazik materyallerdir. Asit materyaller, kimyasal ayrışmaya karşı en dayanıklı, bazik materyaller ise en hassas materyallerdir. Nötr kayalar bu bakımdan iki ekstrem arasında geçit durumundadır. Asit kayalar kimyasal ayrışmaya karşı dayanıklı olduklarından, bunlardan oluşan ana materyalin özellikleri, daha uzun süre toprak özelliklerinde yansır. Toprak yaşını (olgunlaşmayı), ana materyal özelliklerinden sapma (başkalaşma) olarak düşünürsek, tüm oluşum koşulları aynı olan bir ortamda, aynı zaman süresi içerisinde, asit materyalden oluşan toprak, bazik materyalden oluşandan daha gençtir.

Ana materyalin, toprak oluşumu üzerine bir de dolaylı etkileri vardır. Bitki besin elementlerince zengin olan materyallerden oluşan topraklar üzerinde daha çok ve daha gür bitki örtüsü yetişir. Dolayısıyla, bitki besin elementlerince zengin olan ana materyalden oluşan topraklarda, bitkilerin ve mikroorganizmaların oluşum üzerine etkisi çok daha büyüktür (toprak oluşumu üzerine organizmaların etkisi bölümüne bak).

C. Mineralojik Özellikler

Ana materyalin mineralojik bileşimi de toprak oluşumunu etkiler. Ana materyali oluşturan minerallerin çeşidi, strüktürü ve bağ şekli parçalanma-ayırışma yönünden önemli özelliklerdir. Eğer ana materyal büyük ölçüde strüktürel üniteleri birbirine oksijen ortaklaşmasıyla bağlanmış kafes yapılı mineraller (kuartz) içeriyorsa, bu tür minerallerin özellikle kimyasal ayırışmaya karşı dayanıklı olmaları nedeniyle, oluşum yavaştır. Bunun aksine eğer ana materyalde strüktürel üniteleri birbirine Ca, Mg, Fe ve b.g iyonlarla bağlanan izole strüktürlü mineraller (olivin) başat ise, bu materyalden toprak oluşumu hızlıdır. Oksijen ortaklaşmasıyla birbirine bağlı kafes yapılı minerallerden, katman (tabaka) strüktürlülere (mikalara), katman strüktürlülerden şerit strüktürlülere (amfibollere), şerit strüktürlülerden zincir strüktürlülere (piroksenler) ve zincir strüktürlülerden izole strüktürlülere (olivine) doğru gidildikçe, kimyasal ayırışmaya karşı dayanıklılık azalır. Dolayısıyla toprak oluşumu da hızlanır. Mineralojik bileşimin, kimyasal bileşimde açıklandığı gibi, toprak oluşumu üzerine dolaylı etkileri de vardır.

8.1.5. Zaman

Zaman, diğer toprak oluş faktörlerinin ana materyali ne derece etkileyip değiştirdiklerini veya her bir faktörün, kendine özgü markasını ana materyale ne derece işlediğini gösterir. Süre olarak, toprak oluş süreçlerinin aktif olduğu zaman aralığını ifade eder. Bir toprağın yaşı, stratigrafik yolla (jeomorfik yüzeyin izafi yaşı ile) veya radyokarbon yöntemiyle, yaklaşık olarak tayin edilebilir. Jeolojik zaman, çeşitli çağlara bölünmüştür (Çizelge 10). Toprakların çoğunun kuarterner çağdan itibaren oluştuğu fakat bazı tropik toprakların Tersiyer çağdan daha yaşlı jeomorfik yüzeyler üzerinde oluştuğu ileri sürülmektedir. Kuarterner çağda toprak oluşumunu etkileyen muhtelif olaylar meydana gelmiştir. Bunlar birbirini izleyen soğuk buzul periyodu ve buzullar arası sıcak iklim ile bugün hüküm süren ılıman iklim periyodudur. İklimde meydana gelen bu değişimler, deniz seviyelerinde büyük değişimlere ve çok büyük kara kesimlerinin su altında kalmasına neden olmuştur. Kuarterner devirde meydana gelen bu büyük olaylar ve aralarındaki ilişki Çizelge de gösterilmiştir. Çizelgede görüldüğü gibi 10.000 yıldan yaşlı olan topraklar, bir veya daha fazla majör iklim değişikliklerine sahne olmuşlardır. Böyle birden fazla büyük iklim değişikliklerine maruz kalmış olan topraklara, polygenetik topraklar adı verilir. Bazı jeomorfik yüzeyler, hemen hemen hiç değişmediği halde, bazıları erozyon ve birikme ile devamlı değişim içerisinde. Değişmeyen jeomorfik yüzeyleri, toprak oluşumu bakımından, stabil faz; değişen jeomorfik yüzeyleri de anstabil faz olarak adlandıracağız (Şekil 40). Bu iki farklı faz üzerinde oluşan toprakların ana materyalleri ve süre olarak yaşları aynı olsa dahi pedojenik oluşum dereceleri birbirinden farklıdır.

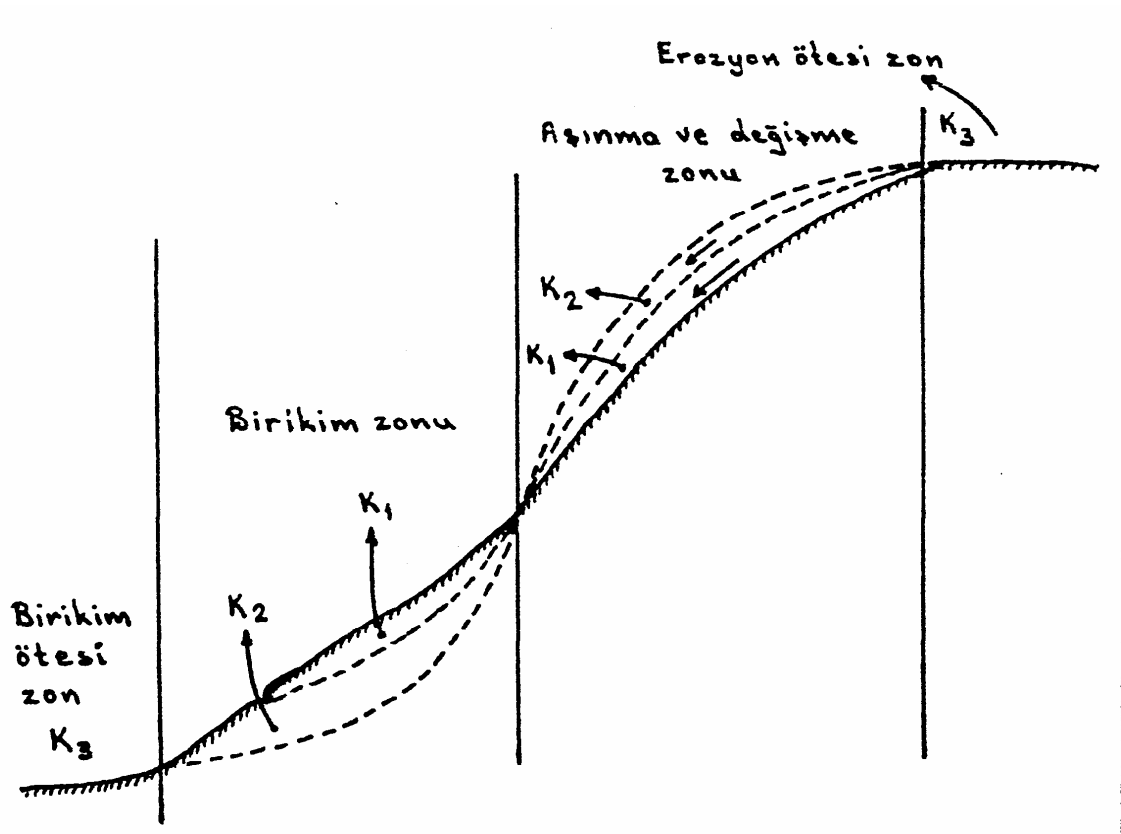
Çizelge 10. Jeolojik Zaman Iskalası (Strakler, 1970).

Çağlar	Peryotlar	Devirler	Yaklaşık yaş (yıl)
Senezoik	Kuarterner	Yakın devir (Holosen)	10.000
		Pleistosen	1.000.000 veya 2.000.000

	Tersiyer	Pliosen	13.000.000
		Miosen	25.000.000
		Oligosen	36.000.000
		Eosen	58.000.000
		Paleosen	63.000.000
	Kreşöz		135.000.000
		Yurasik	180.000.000
		Triasik	230.000.000
Paleozoik	Permian		280.000.000
	Pensilvanyen (Karboniyen)		310.000.000
	Misisipiyen (Karboniyen)		345.000.000
	Devoniyen		405.000.000
	Siluriyen		425.000.000
	Ordovisiyen		500.000.000
	Kambrien		600.000.000
Prekambrien (Kambrien öncesi)			4.000.000.000

Anstabil jeomorfik yüzeylerde, jeojenik süreçler (parçalanma-ayırışma-taşınma-birikme), pedojenik oluşumu (organik madde, çözünebilir tuzlar, Fe ve Al-oksidlerin, SiO₂, kil ve karbonatların yer değiştirmesi eklenme ve uzaklaşmalarını) yavaşlatır, hatta durdurur. Bu nedenle, anstabil jeomorfik yüzeylerde, jeogenetik süreçler toprağın oluşumunu (yaşını) değiştirirler. Aşınma ve birikmenin etkisinde olmayan jeomorfik yüzeyler, taşınan ve biriken yüzeylerden yaşıldır. K₃ ile gösterilen zonlar aşınma ve birikmenin etkisinde olmayan dolayısıyla en yaşlı zonlardır. K₂ ile gösterilen zon

nokta ile gösterilen toprağın taşınmasından sonra, oluşum başlayacağından gerek aşman yerdeki, gerekse biriken yerdeki toprağın yaşı K_3 'ten azdır. K_1 ile gösterilen zonlar ise K_2 'den gençtir.



Şekil 40. Üç ayrı yaşta jeomorfik yüzeye sahip bir dağ yamacının diagramı, K_1 en genç, K_3 ise en yaşlı toprağı göstermektedir.

Toprakların bazı özellikleri (örneğin, organik madde içeriği) kolayca değişip çevre koşullarıyla dinamik dengeye ulaşabilir. Bazı özellikler ise çok yavaş değişir (örneğin kalsik horizon oluşumu) veya hemen hemen hiç değişmez (örneğin petrokalsik horizon, oksik horizon, phlintit gibi). Son işaret edilen özellikler, paleosoller gibi poly-genetik topraklarda görülen fosilleşmiş karakterlerdir.

Topraklar devamlı ve sabit bir değişim içerisinde dirler. Son zamanlarda toprak oluşumu, üç çağa ayrılarak tanımlanmaktadır. Bunlar :

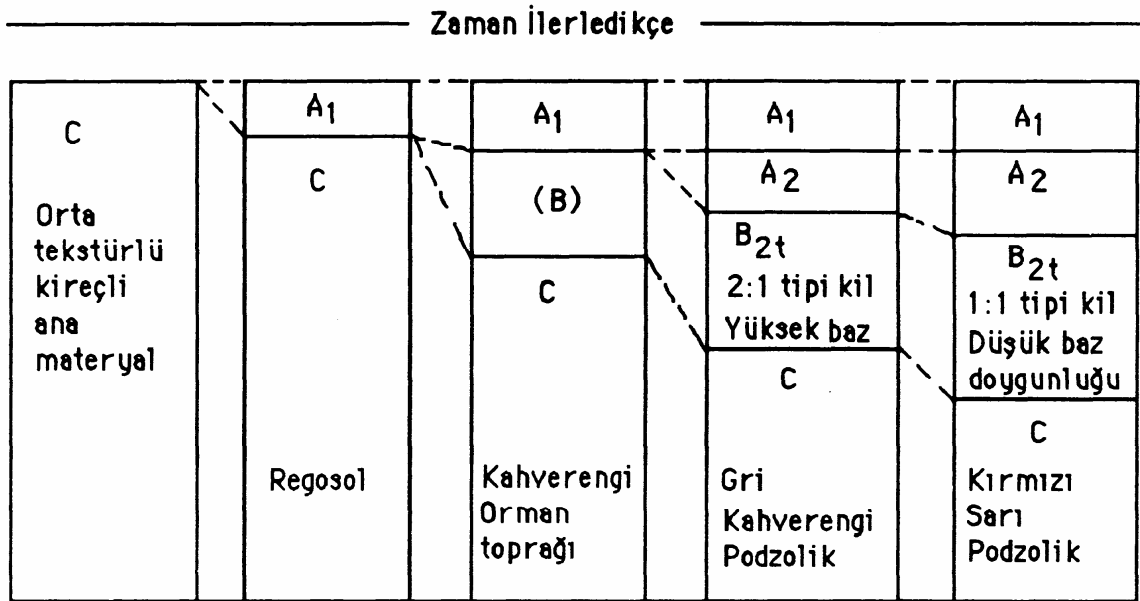
1. Genç veya olgunlaşmamış topraklar,
2. Olgun topraklar,
3. Yaşlı topraklardır.

Olgun topraklar (Kilmaks-zonal topraklar) bulunduğu çevrenin koşullarıyla dinamik bir denge sağlayacak kadar iyi teşekkül etmiş topraklar olarak tanımlanır.

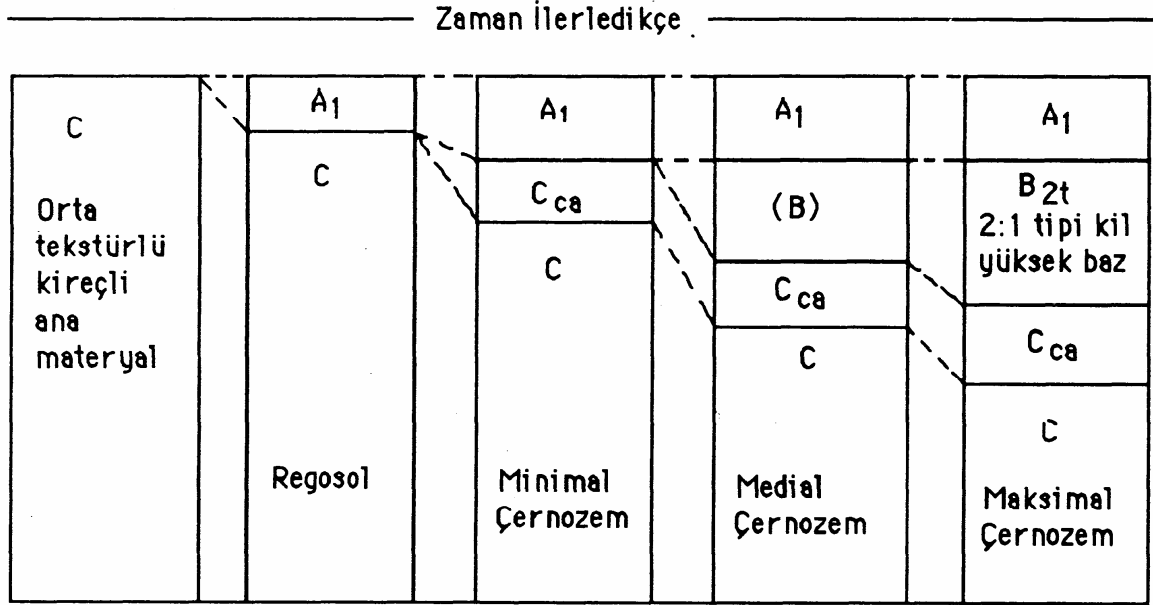
Genç topraklar, bulunduğu çevrenin koşullarıyla dengeye ulaşmamış topraklardır.

Yaşlı topraklar, üzerinde bulundukları jeomorfik yüzeyin çok düz olması nedeniyle olgunluk çağını aşmış olan topraklardır. Görüldüğü gibi toprakların olgunluğu ile ilgili terimler, toprakların çevre koşulları ile dengeye erişip erişmeme durumuna yaslandırılmaktadır. Röliyefin zamanla değişebileceği, eğimin artıp azalabileceği, düşünülürse toprakların çevre koşulları ile her zaman dengeye erişmeleri söz konusu olmayabilir. Bundan başka, bir toprağın çevre koşulları ile dengeye erişip erişmediğinin ölçülmesi, eğer olanaksız değilse çok güçtür. Çünkü özelliklerden bazıları çevre koşullarıyla çabuk dengeye eriştiği halde bazıları asla erişemez. Kuzeydoğu Amerika'daki Gri Kahverengi Podzolik topraklarla, Güneydoğu Amerika'daki Kırmızı Sarı Podzolik topraklar, önceleri olgun topraklar olarak düşünülmekteydi. Son zamanlarda yapılan çalışmalar, bunların birinin yaşının genç buzul birikintileri (wisconsin age); diğerinin ise daha yaşlı buzul birikintilerine (Illinoian age) denk geldiğini ortaya koymuştur. Bu durumda Gri Kahverengi Podzolik topraklara, Kırmızı Sarı Podzolik toprakların çocukluğu gözüyle bakılabilir.

Bir ana materyalin farklı iklim ve bitki örtüsü koşullarında zamanla uğrayacakları değişiklikler ve sonunda ortaya çıkacak toprak çeşidi ve temel özellikleri şekil 41 ve 42'de görülmektedir.



Şekil 41. Yağışlı bir bölgede, orman örtüsü altında toprak oluşumunun zamanla değişim sırasını gösteren diagram.



Şekil 42. Yarı-yağışlı, yarı-kurak bir iklim bölgesinde, step bitki örtüsü altındaki toprak oluşumunun zamanla değişim serisini gösteren diagram.

DOKUZUNCU BÖLÜM

9. PEDOJENİK SÜREÇLER

Kayaların ve onları oluşturan minerallerin parçalanma-ayrışmalarına etki eden faktörleri, kaya ve minerallerin bu etkenlere karşı dirençlerini, önceki derslerimizde incelemiştik. Parçalanıp ayrılmış olan materyal içerisinde, parçalanma-ayrışma devam ederken çevre faktörlerine bağlı olarak kesintisiz bir takım olaylar meydana gelir ki bunlara toprak oluş süreçleri adı verilmektedir (Çizelge 11). Toprak oluş süreçleri farklı kimseler tarafından farklı şekillerde gruplandırılıp anlatılmaya çalışılmıştır. Genellikle Rus toprak bilimcileri, bu süreçleri, başat süreç sonucu ortaya çıkan durumu anlatan kelimelerle adlandırarak anlatma yolunu seçmektedirler. Örneğin, podzolizasyon, laterizasyon, kalsifikasyon, salinizasyon, solonizasyon, solodizasyon ve gleyizasyon gibi. Son zamanlarda bazı Amerika'lı bilginler, toprak içinde oluşan olayları, genel karakterleri itibarıyla 4 grup altında toplayarak, açıklamayı uygun görmüşlerdir. Bunlar : 1. Toprak sistemine olan eklemeler, 2. Toprak sistemi içerisinde yer değiştirmeler, 3. Toprak sistemi içerisinde şekil değiştirmeler, 4. Sistemden kayıplar gibi. Biz süreçleri hem daha alt düzeyler de teker teker tanımlamaya (Çizelge 11), hem de Rus bilim adamlarının gruplandırıdıkları tarzda ele almaya çalışacağız.

9.1. Pedojenik Süreçlerin Genel Nitelikleri

Toprak oluş süreçleri, toprak oluşumunu etkileyen karmaşık tepkimelerle, nispeten basit olan materyalin yeniden düzenlenmesi gibi karmaşık ve birbirini izleyen olayları içerir. Çok sayıda olay, aynı anda, bir arada veya birbirinin ardından (ardışık) oluşabilir. Bu olaylardan bazıları, birbirinin etkisini arttırırken; bazıları ise birbirinin etkisini azaltır. Örneğin, kalsifikasyon ve podzolizasyon birbirinin tersi veya birbirinin etkisini azaltan iki olay olduğu halde topraklarda birlikte oluşurlar. Ancak çevre koşullarına bağlı olarak biri diğerinin etkilerini gölgeler. Boralf (Gray Wooded) gibi bazı topraklarda, her iki sürecin etkisini birlikte görmek olanağı vardır. Toprak sistemi içerisinde meydana geldikleri halde, toprağın şekillenmesini hiç bir şekilde etkilemeyen olaylar toprak oluş süreci olarak kabul edilemez. Örneğin, toprak içerisindeki bitki kökleri içerisinde oluşan tepkimeler ve sıvı hareketleri ve toprak içerisindeki büyük bir kaya parçası içerisinde kristal oluşumu, toprak içerisinde oluştukları halde, toprak oluş süreci sayılamazlar. Fakat bitki kökleri ile toprak arasındaki su ve besin maddeleri alış veriş ve toprak içerisindeki kaya parçalarının yüzeyinde meydana gelen mineralojik değişim toprak oluşumunu etkilerler. Bu nedenle toprak oluş süreçlerinin bir kısmı sayılırlar. İkinci olay daha çok jeokimyasal karakterde ise de pedokimyasal olayları kolaylaştırması bakımından pedojenik süreçlerden sayılır.

Çizelge 11. Toprak Oluşumunda Etkin Olan Bazı Süreçler ve Bunların Girdiği Dörtlü Kategori.

	Sürecin Adı	Girdiği Dörtlü Kategori ¹	Öz Tanımı
1	a. Elüviasyon	3	Bir kısım materyalin profilin bir kesiminden (albik horizontan) uzaklaşması.
	b. İllüviasyon	3	Materyalin profilin bir başka kesimi (spodik ve argillic horizonları) içerisine girmesi.
2	a. Yıkanma (leaching)	2	Bir kısım materyalin solumdan yıkanıp uzaklaşmasını ifade eder.
	b. Birikme (enrichment)	1	Toprak gövdesine olan eklemeleri ifade eder.
3	a. Yüzey Erozyonu (erosion, surfical)	2	Bir kısım toprak materyalinin yüzey horizonundan uzaklaşması.
	b. Yığılma (cumulization)	1	Bir kısım materyalin rüzgar veya su ile toprak yüzeyine eklenmesi.
4	a. Dekalsifikasyon (decalcification)	3	Bir veya birkaç toprak horizonundan kalsiyum karbonatın uzaklaşması.
	b. Kalsifikasyon (calcification)	3	Kalsiyum karbonatın herhangi bir toprak horizonunda birikimi (B _{ca} , C _{ca} gibi).
5	a. Salinizasyon (Salinization)	3	Na, Ca, Mg ve K klorür veya sülfat gibi kolay çözünen tuzların birikimi (salic horizonlarda)
	b. Desalinizasyon (desalinization)	3	Çözünebilir tuzların horizonlardan uzaklaşması (salik horizontan)
6	a. Alkalizasyon (Alkalisiation) (Solonizasyon)	3	Toprakta, katyon değişim pozisyonlarındaki sodyum birikimi (Natrik horizon).
	b. Dealkalizasyon (Solodizasyon)	3	Natrik horizontan sodyumun yıkanarak uzaklaşması.
7	a. Lessivage	3	Küçük mineral parçacıkların fiziksel olarak A horizonundan B horizonuna taşınması ve B'nin zenginleşmesi (Argillic horizon).
	b. Pedoturbation	3	Biolojik ve fiziksel etmenlerle (Donma-çözünme, ıslanma-kuruma) solumun karışması.

8	a. Podzolizasyon (Silikasyon)	3-4	Yıkanma zonundan demir organik madde ve alüminyumun kimyasal olarak yıkanması ve silika konsantrasyonunun artması.
	b. Laterizasyon (Desilikasyon)	3-4	Solumdan silikanın uzaklaşması.
9	a. Ayrışım (dekompozisyon)	4	Mineral ve organik materyalin parçalanma ve ayrışması.
	b. Birleşim (sentez)	4	Yeni bileşiklerin ve minerallerin şekillenmesi.
10	a. Melanizasyon	1-3	Açık renkli ince materyalin ayrılmış organik madde ile karışarak koyulaşması (A ₁ , ambrik ve mollik horizonlar).
	b. Leucinization	3-4	Organik maddenin oksidasyonla renginin açılması veya uzaklaşması ile, horizonlardaki renk açılması.
11	a. Littering	1	30 cm'den daha az derindeki mineral materyalin, organik döküntü veya humusla örtülmesi.
	b. Hümfikasyon	4	Taze organik döküntülerin humusa dönüşmesi.
	c. Paludization	4	30 cm'den daha derin bir organik materyalin (muck veya peat'in) birikmesi. Bu olay daha çok jeojenik bir olaydır.
	d. Ripening	4	Organik birikintilerin, anaerobik koşullardan kurtulması sonucu, fiziksel, kimyasal ve biyolojik değişimi.
	e. Mineralizasyon	4	Organik maddenin ayrışması sırasında katı oksitlerin serbest hale geçmesi.
12	a. Braunification (Rubification) Ferrugination	3-4	İlerleyen oksidasyon redüksiyon koşullarında, demir iyonunun mineral bileşiminden ayrılması ve dispers demir oksidin toprak parçacıklarının etrafını sararak, onlara kahverengi, kırmızımsı kahverengi ve kırmızı renkler vermesi.
	b. Gleyizasyon	3-4	Anaerobik koşullarda demirin redüklenmesi sonucu ortaya çıkan mavimsi ile grimsi yeşil zemin renkli materyalin oluşumu. Bu zeminde demir ve mangan lekeleri (sarı) veya konkresyonları bulunur veya bulunmayabilir.

1/ Dörtlü Kategoriler: 1. Toprak gövdesine eklemeler, 2. Toprak gövdesinden kayıplar, 3. Toprak gövdesi içerisinde yer değiştirmeler, 4. Toprak gövdesi içerisinde şekil değiştirmeler.

9.2. Süreçlerin Çeşitleri

Toprak, bünyesinde devamlı değişiklikler meydana gelen dinamik bir varlıktır. Toprak bünyesinde meydana gelen bu devamlı değişikliklerin amacı, toprak sistemi ile çevre şartları arasında bir denge oluşturmaktır. Marbut, böyle çevre şartları ile dengeye ulaşmış toprakları olgun topraklar diye tarif eder. Fakat şurasını belirtmek lazım ki, hiçbir toprak çevre şartlarıyla tam bir denge durumuna gelmemiştir. Yani topraklar devamlı bir oluşum içerisinde dirler.

Topraklarda kesintisiz olarak meydana gelen olaylara toprak oluş süreçleri diyoruz. Bu süreçler, her yerde aynı zamanda fakat oluş faktörlerinin etkisine bağlı olarak farklı derecelerde oluşurlar.

Toprak-oluş faktörlerinin tabiatına bağlı olarak toprağın teşekkülünde veya şekillenmesinde rol oynayan bu süreçler 7 grup altında toplanmaktadır. Bunlar :

1. Kalsifikasyon, 2. Podzolizasyon, 3. Laterizasyon, 4. Salinizasyon, 5. Solonizasyon, 6. Solodizasyon ve 7. Gleyizasyondur. Zonal topraklar bu süreçlerden ilk üçünün (kalsifikasyon, podzolizasyon ve laterizasyon) ürünüdür. Geri kalan dört süreç ise intrazonal toprakların genetiği üzerinde etkilidirler.

9.2.1. Kalsifikasyon

İklim, bitki, toprak ve topoğrafya koşullarına bağlı olarak, toprak profilinde, farklı derinliklerde, CaCO_3 birikmesine neden olan bir toprak oluş sürecidir.

Oluşumu İçin Uygun Koşullar

- İklim bölgeleri; kurak (arid), yarı kurak (semiarid) ve yarı yağışlı (subhumid): yağışın vasat ile düşük olması (Evapotranspirasyon > yağış olmalı),
- Bitki örtüsü : Çayır otları veya çalılıklar veya bunların karışımı,
- Anamateryalde Ca veya Ca içeren minerallerin (kalsik-feldispatların) bulunması.

Oluşum Mekanizması

- Çayır otları ve çalılar, kökleriyle topraktan fazla miktarda Ca absorbe ederler. Kökler tarafından alınan Ca, bitkilerin vegetatif kısımlarında depo edilir.
- Toprak yüzeyine düşen bu bitkilerin ölmesi ve bakteriler tarafından parçalanmasıyla, çözünebilir hale geçen Ca, yüzeyden toprağa ilave edilmiş olur.
- Ca, toprakta CO_2 ve su ile birleşerek $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$ meydana getirir.
- Çözünürlüğü fazla olan bikarbonat aşağı doğru yıkanır.

Yıkanma sırasında

1. Kalsiyumun bir kısmı, kolloidleri doyurmak için, kolloidlere bağlanacak forma döner (iyonizasyon v.s. yolla).
2. Geri kalanı ise, suyun bitki kökleri tarafından absorbe edilerek, aşağı doğru olan akışın durduğu yere kadar taşınır.
3. Ca, suyun erişebildiği ortalama bir derinlikte, CaCO_3 şeklinde birikir.

Sürecin Sonunda

- a. Ca ile doyan kil ve organik kolloidlerin profilde aşağı doğru olan hareketleri (yıkanmaları) azalır,
- b. Bunun sonucu olarak besin elementleri ve bakteriler, yüzey toprağında korunmuş olur.
- c. Alt toprakta bir kireç zonu oluşumuna eğilimli ve çiftlik ürünleri için verimli topraklar meydana gelir.

Bu sürecin, kuvvetlice etki yaptığı toprak grupları:

- a. Preri topraklar
- b. Çernozem, kestane ve kahverengi topraklar
- c. Daha kurak bölge toprakları (Sierozem ve çöl toprakları)
- d. Rendzina
- e. Yeni sistemde, Aridisol'lar, Mollisol'lar, Inseptisol'lar ve Entisol'ların bir kısmı bu süreçten büyük ölçüde etkilenirler.

9.2.2. Podzolizasyon

Yağışın bol olduğu, serin-ılıman bölgelerde, orman örtüsü altında meydana gelen ve aslında bir asit yıkanması olan bir toprak-oluş sürecidir.

Oluşum İçin Uygun Koşullar

- a. Organik madde birikmesini sağlayacak iklim koşullarının (serin iklim, yüksek yağış ve fazla nemlilik) bulunması,
- b. Vegetasyonun orman örtüsü (özellikle iğne yapraklılar) olması,
- c. Anamateryal çok ağır tekstürlü ve Ca'ca zengin bir materyal olmamalı.

d. Suyun profil içerisindeki hareketini engelleyecek herhangi bir durumun mevcut olmaması.

Oluşum Mekanizması

a. Satıhta birikmiş olan organik maddelerin çürümesiyle meydana gelen organik asitler, Ca, Mg, K ve Na tuzlarının topraktan hızla yıkanmasına sebep olur.

b. Büyük gövdeli ağaçlar, özellikle iğne yapraklılar, az miktarda bazik materyali, kökleriyle alıp, dökülen yaprakları aracılığıyla toprak yüzeyine eklediklerinden, toprak asitleşir.

c. Kolloidler H ile doymuş hale gelir.

d. İğne yapraklıların ayrışması veya salgılarıyla ortaya çıkan taninler ve toksik maddeler bakterilerin aleyhine, mantarların gelişmesine sebep olurlar.

e. Mantarlar çamların ibrelerini parçalayarak organik asitlerin oluşmasına neden olur.

f. Bu şartlarda demir ve diğer inorganik materyal mobil duruma geçer (aşağı doğru yıkanarak B horizonunda birikir).

Bu Sürecin Sonunda

a. Ca ve Mg karbonatları da içine alan, çözünebilir tuzlar yıkanarak uzaklaşır,

b. Kolloidler hemen hemen tamamen H ile doyar,

c. Üst toprakta mantarlar hakim organizma durumuna geçer.

d. Üstten (özellikle A₂ horizonundan) yıkanan demir ve kolloidler alt toprakta (B horizonunda) birikir.

e. Tarım için, verimsiz topraklar meydana gelir. Marbut, bu sürecin etkisiyle meydana gelen topraklara, pedalfer adını verir. Bu süreçle şiddetli bir şekilde etkilenmiş olan topraklar.

a. Podzol topraklar,

b. Gri-kahverengi podzolik topraklar,

c. Kahverengi podzolik topraklar,

d. Kırmızı podzolik topraklar,

e. Sarı podzolik topraklar,

f. Peri toprakların bir kısmı,

g. Tundura toprakları,

h. Yeni sistemde ise Alfisol'lar, Ultisollar ve Spodosol'lar bu süreçle büyük ölçüde etkilenen topraklardır.

9.2.3. Laterizasyon

Tropik ve yarıtropik bölgelerde, yüksek ısı ve bol yağış koşulları altında, silikatlar ve silisyumun A horizonundan yıkanarak, bu horizonun Fe ve Al'ca zenginleşmesine sebep olan bir süreçtir.

Laterizasyonu, bazı kimseler, bir toprak-oluş sürecinden çok, bir jeolojik süreç olarak kabul ederler.

Oluşum İçin Uygun Koşullar

- a. Çok yağışlı tropikal iklim (aşırı nem, yüksek sıcaklık),
- b. Tropikal bitki örtüsü,

Oluşum Mekanizması

- a. Fazla yağış ve yüksek ısı dolayısıyla, parçalanma-ayırışma süreçleri yoğun ve minerallerin hidroliz ve oksidasyonları hızlıdır.
- b. Bazların, toprak solusyonuna geçişi kolaydır,
- c. Bol vegetasyon büyümesi ve bunların çabuk çürümesiyle yüzeye taşınan bazlar, çabucak serbest hale geçerek toprağa eklenmiş olur.
- d. Toprak zerrelerinin hemen etrafında, SiO_2 ve alüminosilikatlardan dolayı, nötral veya alkalın bir solusyon bulunur.
- e. Alkalın reaksiyon, SiO_2 'in yıkanarak uzaklaşmasına karşın,
- f. Kuvars silisi, demir oksit, alüminyum ve mangenezin, yıkanmadan kalmasına sebep olur.
- g. Hidrolizin tamamlanmasına doğru toprak asit duruma gelebilir.

Bu Sürecin Sonunda

- a. Demir ve alüminyumca zengin silisyum dioksitçe fakir topraklar oluşur,
- b. Kolloidlerin baz değişim kapasiteleri düşük olur,
- c. Lateritlerdeki kolloidler yapışkan değildir ve az şişerler.

Laterit topraklar, kahverengi veya gri renkte, granüler strüktürlü bir A horizonu ve onun altında seski oksitlerce zengin, sarı veya kırmızı ve çoğu zaman kurduğunda

sert ve düzgün bloklar (tuğla) halinde ayrılan bir yapıya sahip, B horizonu vardır. Bunlar, kation değişim kapasitesi düşük ve genel olarak değişebilir bazlar ve bitki besin elementlerince fakir topraklardır.

Geçirgenlikleri iyi fakat fazla miktarda seski oksitleri içermeleri, toprakta superfosfatı, çözünmesi güç bileşikler, veya bitkilerin yararlanamayacağı formlar haline getirir. Bunun için bu topraklarda kireçlemenin rolü büyük olur ve kireçlenip gübrelendiğinde iyi ürün alınır.

Tropik bölgelerdeki toprakların hepsinin laterit topraklar olacağı düşünülmemelidir. Bu bölgelerde aluviyal toprakların her çeşidine rastlandığı gibi, kollüvial ve fen birikintilerine de rastlanır. Bunlar üzerinde, zamana bağlı olarak, laterizasyonun etkisi gözlenebilir. Yüksek yerlerde ise podzolizasyon, laterizasyonun yerini alır.

Avrupa'da, Güney İspanya, Fransa, İtalya, Yunanistan'da Merkezi Amerika'da, Meksika, Porto Riko ve Kuba'da, Hindistan, Burma, Tayland, Java, Borneo ve Sumatra'da rastlanan lateritlerin (latosoller) orijinal bitki örtüsü orman olup, bunlar üzerinde şeker kamışı, kauçuk, kahve, muz ve ananas gibi tropikal ve yarı tropikal ürünler yetiştirilir.

9.2.4. Salinizasyon ve Solonchak Topraklar

Bitkilere zarar verecek miktarda, çözünen tuz veya değiştirilebilir sodyum veya bunların her ikisini birden içeren topraklara, çorak topraklar adı verilir. Bu topraklarda, tuzların fazlalığı veya değiştirilebilir sodyum oranının yüksek oluşu, genellikle birçok bitkinin yetişmesine engel olur. Hatta bazen bu topraklarda hiç bir bitki yetişmez.

Joffe'a göre Dünya'da kurak bölge arazilerinin yaklaşık olarak % 39'u bu tür topraklarla kaplıdır. Thorne ve Peterson Dünya kültür arazisinin % 25'inin çorak topraklar olduğunu yazarlar.

Dünya nüfusu süratle artmaktadır. Açlık tehlikesi ile karşı karşıya kalan insanların bu toprakları umursamamalarına olanak yoktur ve bu toprakları yararlanılabilir şekle sokmak zorunluluğu vardır.

Çorak toprakların ıslahı ve kültüre alınabilmeleri, özel teknik ve özel etütlere gereksinim gösterir. Fakat bu toprakların çeşitlerini ve oluşlarını bilmek ıslah çalışmalarında işi kolaylaştırır ve olumlu sonuç elde etmekte faydalı olur.

Tuzların esas kaynağı, kayalarda bulunan ana minerallerdir. Kimyasal ayrışma sırasında bu mineraller ayrışır ve tuzlar serbest hale geçerek çözünürler. Whitney ve Means, toprak oluşumunda bir kısım kayaların parçalanmasından meydana gelen tuz miktarlarını vermektedirler. Bu araştırmacılara göre, bazı kayaların parçalanıp ayrışmaları sonunda çözeltiye geçen ve taşınan aksam :

Kayanın Çeşidi	Ayrışma Sonunda Çözeltiye Geçen ve Taşınan Kısım (%)
Granit	13
Gnays	45
Syenit	56
Fonolit	10
Diabaz	15
Bazalt	44
Diyorit	38
Lületaşı	52
Kireçtaşı	98

Görülüyor ki adı geçen kayalar, toprak oluşurken, ayrıştıklarında en az fonolitte ve en çok kireç taşında olmak üzere, % 10 ile % 98 arasında değişen miktarlarda çözünen tuzu çözeltiye verir.

Humid bölgelerde, çözünen bu tuzlar aşağılara taşınır ve yer altı sularına karışarak, akar sular vasıtasıyla deniz veya göllere giderler. Bu nedenle, humid bölge topraklarında tuz birikmesi olmaz ve genel olarak bu bölgelerde çorak topraklar bulunmaz. Bazan bu bölgelerde deniz kenarlarında tuzlu topraklara rastlanmaktadır. Bu topraklardaki tuzlar ya denizlerin karaları basması veya rüzgarların deniz suyunu taşıması ile birikirler.

Arid ve Semiarid (kurak ve yarı kurak) bölgelerde ise minerallerin ayrışması sonunda açığa çıkan tuzların yıkanmaları ve denizlere taşınmaları tamamlanamaz. Bu bölgelerde yıkanma genel olarak yereldir. Bu nedenle, çözünen tuzlar alçak sahalara taşınırlar. Drenajı bozuk, alçak sahalarda biriken sular buharlaştıkça, içerdikleri tuzlar taban suyu seviyesine bağlı olarak, toprak içinde veya yüzeyinde birikmeye devam ederler. Böylece tuz miktarı fazlalaşır ve tuzlu bir toprak meydana gelir. Bu yolla meydana gelen toprağa "Solonchak" ve bu toprağı meydana getiren sürece de "Salinizasyon" adı verilmektedir.

Solonchak Toprakların Önemli Özellikleri

Bu topraklar çok fazla tuz içerir ve bu sebepten strüktürsüzdürler. Kolloidler fazla floküle olmuştur. Bütün profil boyunca tuz çizgi ve lekeleri bulunur. Yüzeyde veya toprak içinde bir tuz katmanı mevcut olabilir. Bu topraklarda profil oluşumu yoktur (Şekil 43). Geçirgendirler. Hilgard, renklerinden dolayı bu topraklara beyaz

alkali topraklar adını vermiştir.

Solonchak topraklar çorak toprakların ilk aşamasını oluşturur. Tuzların birikme biçimine göre bu toprakların birçok şekillerine rastlanmaktadır. Bu esasa göre, yani tuz birikmesine göre, solonchak toprakları, Kellogg, iki alt tipe ayırarak incelemektedir.

Bunlar :

1. Taşkın tipi solonchak,
2. Kapillar tipi solonchak'tır.

1. Taşkın tipi solonchak az rastlanan bir tiptir. Bu tipte, tuz üstten taşmalarla birikir. Eski göl yataklarında ve düzensiz akışlı nehir ve ırmakların kenarlarındaki çukurlarda oluşan çorak topraklar buna örnektir.

2. Kapillar tip solonchakta tuzlar yüzeye oldukça yakın olan taban suyundan yukarı, kapillar suyun hareketi ile taşınır ve yükselir su buharlaşınca da tuzlar toprak yüzeyinde veya içinde birikir.

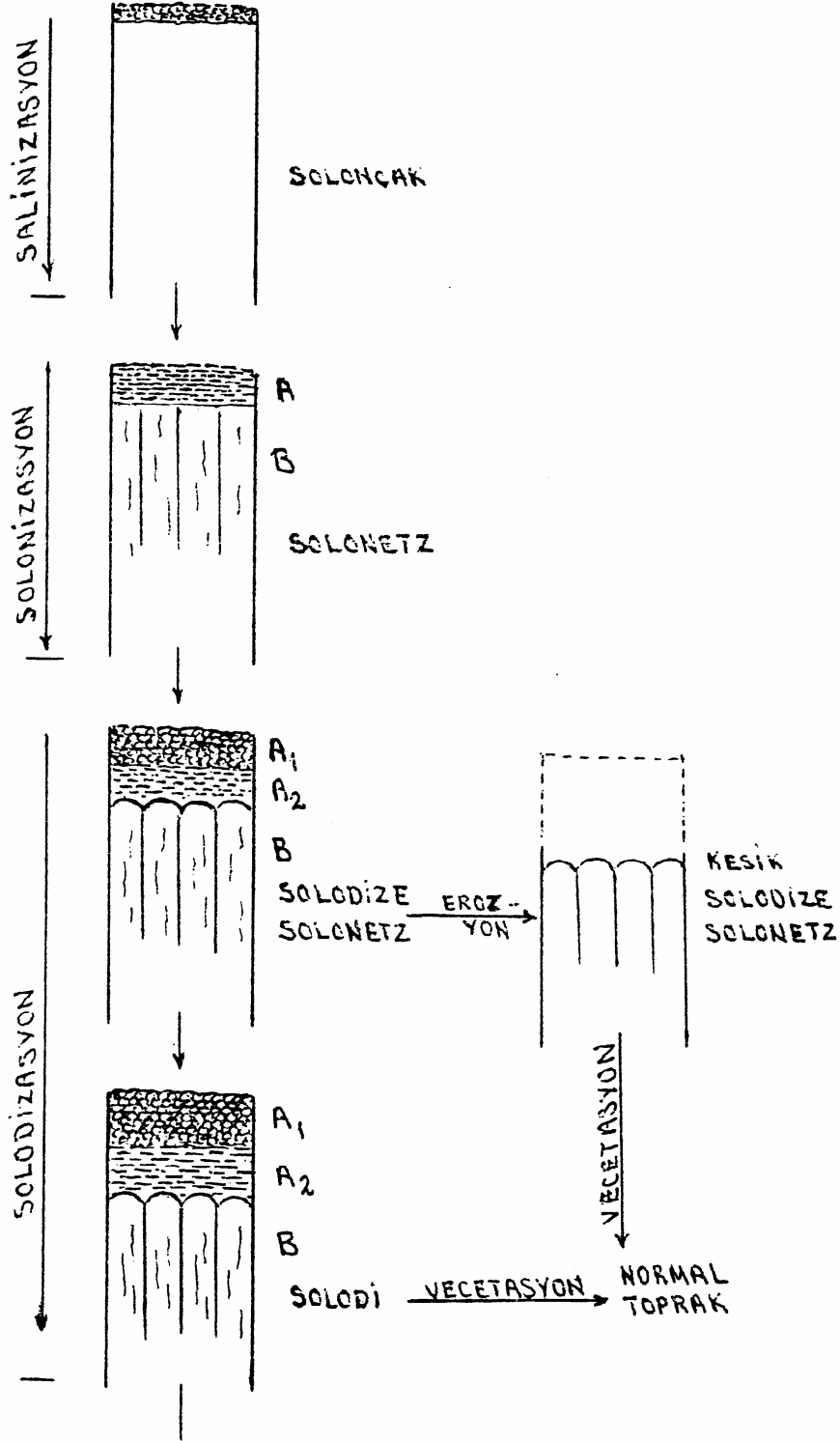
Kapillar tip solonchak, kapillar suyun yükselme durumuna göre tekrar "external" (harici) ve internal (dahili) solonchak olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır.

External Solonchakta, kapillar su yüzeye kadar yükselir ve su buharlaşınca tuzlar yüzeyde birikir. Bu topraklarda yüzeyde, sert, kabarık bir tuz kabuk vardır. Bu kabuğun hemen altında yumuşak, soluk renkli, 5-10 cm kalınlığında bir kat bulunur.

İnternal Solonchak'ta ise taban suyu, kapillar hareketle yüzeye kadar çıkamaz. Ancak toprak içinde belli bir düzeye kadar yükselir ve geri kalan kısmı buharlaşarak kat eder. Kapillar hareketin bittiği, yani suyun buharlaştığı kısımda tuz birikir. Böylece yüzeyin altında, toprak içinde, taban suyu düzeyine bağlı olarak derinliği değişen, tuz yoğunluğu çok fazla, bir katman oluşur. Tuzun yoğun olduğu katman, yüzeyden 3-5 cm hatta bazen 1 metre derinde olabilir.

Solonchak, yani tuzlu topraklar, ne yol ve şekilde oluşurlarsa oluşsunlar bunlar, değişik miktarlarda olmak üzere, çoğunlukla Na, Ca, Mg, katyonlarını içerirler. En fazla bulunan anyonlar da Cl^- ve $\text{SO}_4^{=}$ 'tır. Ayrıca bu topraklarda az miktarda olmak üzere K^+ katyonu ile bikarbonat (HCO_3^-) anyonu nadiren de $\text{CO}_3^{=}$ ve NO_3^- anyonlarına rastlanır.

Solonchak topraklar, hakim olan tuz çeşidine göre de isimlendirilmektedir. Örneğin, Ca-Solonchak Na-Solonchak gibi.



Şekil 43. Çorak toprakların oluşumu.

Bu topraklar ana materyalden doğrudan doğruya oluştukları gibi diğer zonal toprakların tuzlulaşması ile de meydana gelirler. Bu durumda zonal topraklar kendi profil özelliklerinden bir kısmını korurlarsa da morfolojik, kimyasal ve fiziksel özelliklerinden, solonchak olarak tanınır ve adlandırılmalarına yetecek kadar değişiklikler meydana gelir. Bu sebepten bir kısım ilim adamları solonchak toprakları büyük toprak gruplarının ismine göre de ayırırlar ve isimlendirirler. Chernozem solonchak v.s. gibi.

9.2.5. Solonizasyon ve Solonetz Topraklar

Biraz önce işaret ettiğimiz gibi, solonchak topraklarda bulunan tuzlar çeşitlidir. Buna rağmen tuz miktarı fazla olduğu zaman tuzlar çeşitli olsa bile bu topraklar birbirlerine çok benzerler. Fakat drenaj düzelip zaman ilerledikçe fazla tuzlar yıkanıldığı zaman büyük değişiklikler meydana gelir. Şöyleki; eğer, solonchak topraktaki tuzların katyonları iki değerli, özellikle Ca^{++} , ise yani solonchak toprak, toprak alkali solonchak ise drenaj düzelince bu tuzlar kolaylıkla yıkanır ve solonchak toprak, zonal toprak gruplarından birine değişir. Örneğin, bölgesine göre Chernozem'e, Sierozem'e değişebilir.

Fakat eğer toprak sodyum solonchak ise, yani toprakta egemen katyon sodyum ise, durum farklı olacaktır. Gerçi arid bölgelerin normal topraklarında toprak solüsyonunda ve değişim komplekslerinde bulunan başlıca katyonlar Ca, Mg'dur amma bazen Na toprak solüsyonunda egemen katyon olabilir veya Mg ve Ca'un çökmesiyle egemen duruma geçer.

Ca ve Mg'un çökme olayı şöyle olur : Toprak solüsyonunun konsantrasyonu suyun buharlaşması ve bitkilerin suyu absorpsiyonu suretiyle artınca CaSO_4 , CaCO_3 ve MgCO_3 'ün çözünme sınırları aşıldığından bu tuzlar çöklerler. Bunun neticesinde sodyumun çözeltideki oransal miktarı, artar ve değişim komplekslerinde değişebilir Ca ve Mg katyonlarının bir kısmı ile de yer değiştirir. Bu suretle çökme olayının devamı ve yinelenmesi sodyumu toprak solüsyonunda egemen katyon haline getirir.

Sodyum, ister başlangıçta egemen katyon olsun, isterse anlattığımız tarzda sonradan egemen durumuna geçmiş bulunsun sonuç değişmez. Sodyumun egemen bulunduğu solonchak topraklarda drenaj düzelince, çözünen tuzlar yıkanmağa başlar. Yıkanma sonunda tuz konsantrasyonu azaldığından, Na hidrolize olur ve NaOH meydana gelir.

Bu NaOH, CO_2 ile tepkimeye girerek sodyum karbonat haline dönüşür. Böylece toprak kuvvetli alkali reaksiyon kazanır. Aynı zamanda bu hali ile sodyum dispers edici bir katyon olduğu için kolloidlerin dispers olmasına da sebep olur.

Yıkanmanın devamı sırasında dispers olmuş bir kısım kolloidler üst kattan aşağı taşınır ve altta birikir. Bu suretle altta geçirgenliği düşük bir katman oluşur ve farklı bir toprak meydana gelir.

Bu yolla, oluşan toprağa "Solonetz" ve bu toprağın oluşmasını sağlayan sürece de solonizasyon denir. Bu süreç'e solonchak'ın alkalizasyonu veya desalinizasyonu da denmektedir.

Solonetz'in Başlıca Özellikleri

Bu topraklarda, 3-5 cm kalınlığında gevrek bir yüzey katı vardır. Bu katta kolloidler dispers olmuşlardır. Bu katın altında sert, koyu renkli prizmatik strüktürde bir kat bulunur. Bütün profil boyunca reaksiyon, kuvvetli alkalidir. Profil oluşumu başlamış olup toprak gevrek bir A horizonu ve prizmatik strüktürde sert ve düşük permeabiliteli bir B horizonunu içerir (Şekil 43). Topraklar düşük permeabilitelidir. Yani geçirgenlikleri azdır.

Solonetz topraklar, çorak toprakların oluşunda ikinci aşamayı oluşturur. Bu topraklar çok kere siyah renklidirler. Bunun nedeni, kolloidlerin dispersiyonuna sebep olan etkenin yani, Na_2CO_3 bulunmasıdır. Yüksek derecede alkali reaksiyonda organik maddenin bir kısmı çözünür ve Na_2CO_3 'ın bulunması, organik kolloidlerin dispersiyonuna sebep olur. Fazlası ile dispers olmuş bulunan organik maddeler diğer toprak tanelerinin üstünü örterler ve toprağın koyu renk almasına sebep olurlar. Onun için, solonetz topraklar siyah görünürler. Hilgard bu görünüşlerinden dolayı bu topraklara, siyah alkali topraklar adını vermiştir. Fakat Hilgard bunda yanılmıştır. Çünkü eğer toprakta organik madde bulunmaz veya çok az bulunursa toprağın rengi siyah olmayacaktır. Buda gösteriyorki Solonetz topraklar her zaman siyah renkli olmazlar.

9.2.6. Solodizasyon ve Soloth (Solodi)Topraklar

Solonetz oluşuktan sonra yıkanma devam eder. Bu sırada fazla dispers olmuş bulunan kolloidler aşağıya doğru taşınır. Böylece alt horizonların zararına olarak, yüzey horizonu derinleşir. Toprak, solonetze nazaran daha kalın bir A horizonu ve daha ince bir B horizonuna sahip olur. Uzun zaman etkin olarak devam eden bu yıkanma sırasında, toprak solüsyonunda ve komplekslerinde bulunan sodyumun yerini H iyonu alır ve bu yolla toprak asitleşir.

Bu sürecin meydana getirdiği toprağa "Soloth" veya "Solodi" ve bu sürece de, yani solonetz solodiye çeviren sürece de, solodizasyon adı verilir. Buna dealkalizasyon da denilmektedir.

Solodi Toprağının Önemli Özellikleri

Bu toprak bütün profil boyunca asit reaksiyonuna sahiptir ve tuzlu değildir. En üstte koyu renkli ve zayıf granüler strüktürlü, organik maddesi ve kil miktarı az olan A_1 horizonu bulunur. A_1 horizonunun altında, açık gri renkli, pul strüktürlü A_2

horizonu vardır. Bu horizon, renk bakımından, podsol toprakların A₂ horizonuna benzemektedir. A₂ horizonunu koyu renkli ve sıkı yapılı B horizonu takip eder (Şekil 43). Bu horizon sütunvari (Columnar) strüktürdedir. Solodizasyon esnasında sütunvari strüktür nispeten bozulur, fakat yine de kesekler halinde izleri görülebilmektedir.

Solodi toprağı, çorak toprakların oluşunda üçüncü ve son aşamayı oluşturur. Solonetz toprak, solodize olduğu zaman yani solodi toprağına dönüştüğü zaman, toprak koşulları komşu normal topraklarda yetişen bitkilerin yetişmesine elverişli hale geçmiş olur. Bu topraklarda normal vegetasyon yetişmeye başladıktan sonra kalsifikasyon süreci de etkin hal alır ve toprak bölgenin normal topraklarına dönüşür.

Bu arada şuna da işaret etmek faydalı olacaktır ki, oluşumunu tamamlamış, solodi topraklarına az rastlanır. Özellikle Chernozem bölgelerinden daha kurak yerlerde bütün profil boyunca asit reaksiyonlu tam manasıyla oluşmuş solodi topraklarına rastlanmamıştır. Genellikle bu topraklar Chernozem bölgelerinin en yağışlı kısımları ile ilgili bulunmaktadır.

Solodizasyon süreci, bir bakıma podzolizasyon sürecine benzer. Fark, podzolizasyonda kolloidlerin hareketi, organik ve humus asitleri v.s. dolayısıyla meydana gelir. Solodizasyonda ise buna sebep olan sodyumdur.

9.2.7. Geçit Tipleri ve Solodizet-Solonetz

Çorak toprakların üç esas aşamasını ve bunların oluş tarzlarını, anlatmış bulunuyoruz. Hiç şüphesiz bunların oluşlarında, birinden diğerine dönüşüm, çabuk ve doğrudan doğruya olmaz. Bunlardan birinin diğerine dönüşmesi, giderek olur ve bu sebepten ötürü solonchak ve solonetz, solonetz ve soloth (solodi), soloth ve normal toprak arasında birçok geçit aşamaları başka bir deyimle birçok geçit tipleri mevcuttur. Bu geçit tipleri içinde en önemli olanı ve en fazla bulunanı, solodized-solonetzdir. Solodized-solonetz, solonetz ile solodi arasında bulunan bir geçit tipidir.

Solonetz oluşuktan sonra yıkanma durmaz. Dispers olmuş kolloidlerin, aşağı taşınmaları devam eder. Yıkanmanın etkisi ile A horizonu solonetze kıyasla kalınlaşır ve reaksiyonu asitleşir. B horizonu inceler. Aynı zamanla aşağıya hareket eden suyun ve taşıdığı maddelerin mekanik tesiri ile prizmatik strüktürün üstteki köşeleri aşındığı için prizmatik strüktür, sütun benzeri strüktüre dönüşür. Bütün profilin yıkanması tamamlanmadığı için, B horizonu alkaline reaksiyonunu korur. Böylece solodized-solonetz geçit tipi oluşmuş olur (Şekil 43).

Solodized - Solonetz'in Özellikleri

A horizonları asidik reaksiyondadır. Solodinin A horizonuna nazaran daha incedir. B horizonları alkaline reaksiyondadır ve solonetzin B horizonuna kıyasla daha incedir. Esasen solodized-solonetz, asit reaksiyonlu solodinin A horizonunun, biraz

daha incisini; ve alkali reaksiyonlu solonetzin B horizonunun, biraz daha incisini içerir. Yalnız, solonetzde prizmatik strüktürlü olan B horizonu, bunda sütun benzeridir.

Birçok hallerde, özellikle tuzlulaşmanın alttan kapillarite ile meydana geldiği durumlarda, bu intrazonal topraklar arazi üzerinde aşağı yukarı 3-7 m çapında elipse benzer benekler halinde oluşur. Oluşma devam edip solodized-solonetz profili olduğu zaman eğer üzerindeki bitki örtüsü şu veya bu yolla ortadan kaldırılırsa, bu toprakların yumuşak ve gevrek üst, yani A horizonları, rüzgar veya su erozyonu ile taşınır gider. Bu suretle sert, koyu renkli, kilce zengin, sütun benzeri strüktürdeki B horizonu ortaya çıkar. Solodized-solonetz'lerin bu durumlarına kesik solodized-solonetz adı verilir. Ayrıca arazi üzerinde görünüşlerinden ötürü bunları "Slick Spots", "Scaby Spots" ve Sitep üzerinde çiçek hastalığı gibi isimler de verilmektedir.

Doğal koşullar altında bu çıplak benekler, yavaş yavaş otlarla kaplanır ve yeni bir toprak profili gelişir. Zaman ilerledikçe bitkilerin etkisiyle solonetz ile normal toprak arasında geçit tipi olan bir toprak meydana gelir. Bu toprak, solodi meydana gelmeden normal toprağa dönüşür.

Şimdiye kadar doğal koşullarda oluşan çorak toprakların genesisini, yani oluşumunu açıklamaya çalıştık. Anlaşılacağı gibi bu topraklar, kurak ve yarı kurak iklim kuşaklarında, drenajı (iç ve dış) bozuk ve yüksek arazi ile çevrili alçak yerlerde oluşmaktadır. Doğal koşullar dışında, insanlar da bilgi eksikliğinden veya ihmalden dolayı, çorak toprakların oluş koşullarını kendi elleri ile hazırlayarak, birçok arazilerin faydalanılamaz hale gelmelerine neden olmuşlardır. Memleketimizde de buna ait üzücü örnekler vardır.

9.2.8. Çorak Toprakların Sınıflandırılması

Birçok araştırmacı, çorak toprakların sınıflaması ile meşgul olmuş ve değişik görüşlere göre çorak topraklar sınıflandırılmıştır. Biz bunlardan sadece önemli bulduğumuz dört tasniften bahsedeceğiz.

Bu bahsedeceğimiz sistemler

1. Hilgard sistemi,
2. Rus sistemi,
3. Sigmond sistemi,
4. Amerika Birleşik Devletleri Tuzluluk Laboratuvarı Sistemidir.

A. Hilgard Sistemi

Hilgard, çorak toprakları : a. Beyaz alkali (White alkali) , b. Siyah alkali (Black alkali) olmak üzere iki sınıfa ayırmıştır. Hilgard, bu sınıflamasında esas olarak renge ve nispeten de kimyasal özelliklere değer vermiş, genetik özellikleri ise dikkate almamıştır. Hilgard, beyaz alkali adını, tuzların yüzeyde oluşturduğu beyaz tuz kabuğuna dayanarak vermiştir. Bu terim, çoğunlukla NaCl, Na₂SO₄ bazen da magnezyum tuzları içeren topraklar için kullanılmıştır. Bu topraklarda değişebilir sodyum pek azdır. Hilgard'ın beyaz alkali diye adlandırdığı bu toprak, genetik kısmında işaret ettiğimiz solonchak toprağa denk düşmektedir.

Siyah alkali terimi, pH'sı 8.5'un üzerinde olan fazla miktarda değişebilir sodyum, az miktarda çözünen tuz içeren topraklar için kullanılmıştır. Siyah alkali terimi önceden işaret ettiğimiz gibi, yüksek alkali reaksiyon dolayısıyla, organik maddenin bir kısmının çözünmesi ve dispers olmasından ve diğer toprak tanelerini örterek toprağın koyu görünmesinden ötürü kullanılmıştır. Hilgard'ın tarif ettiği bu toprak, solonetz temsil etmektedir. Yalnız biraz önce ifade ettiğimiz gibi siyah alkali, yeter miktarda organik maddesi bulunan solonetz göstermektedir. Çünkü, organik maddenin az olmasından ötürü rengi siyahlanmamış bu tip topraklarda vardır.

B. Rus Sistemi

Rusya'da da birçok araştırmacılar çorak topraklarla meşgul olmuşlardır. Ruslar sınıflamada morfolojik, kimyasal, fiziksel ve diğer görünen karakterleri esas almışlar ve genetik kısmında işaret ettiğimiz solonchak, solonetz ve solodi aşamaların saptamışlardır. Bugüne kadar Ruslar'ın görüşlerine bazı ilaveler olmuşsa da, en fazla tutulan sistem Rus sistemi olmuştur.

C. Sigmond Sistemi

Sigmond, sınıflamasında, kimyasal özellikleri esas alarak çorak toprakları sınıflandırmış, fakat bu sınıflandırmada toprakların diğer özelliklerine yeteri kadar yer vermemiştir.

Sigmond çorak toprakları, a. tuzlu topraklar, b. tuzlu alkali topraklar, c yıkanmış alkali toprakları, d. degrade alkali topraklar, e. regrade alkali topraklar olmak üzere beş gruba ayırır.

a. Tuzlu Topraklar

Sigmond, tuzlu toprak tanımına, % 0.1'den fazla çözünen tuz içeren toprakları sokmaktadır. Bu toprakların değişebilir bazları (Na + K) % 1.2'den az; pH'ları 8.5'un altındadır. Toprak çeşitli tuzları içerir. Fakat bunların ekserisi sodyum tuzlarıdır.

Bazen önemli miktarda magnezyum tuzları da bulunmaktadır.

Bu topraklar, Hilgard'ın beyaz alkali adını verdiği ve bizim solonchak diye açıkladığımız toprağa uymaktadır. Sigmond, tuzlu toprakları, içerdiği anyonlarına göre de tekrar altı alt sınıfa ayırmıştır.

1. Sülfat içeren tuzlu topraklar,
2. Klorür içeren tuzlu topraklar,
3. Klorür ve sülfat içeren tuzlu topraklar,
4. Sülfat ve karbonat içeren tuzlu topraklar,
5. Klorür ve karbonat içeren tuzlu topraklar,
6. Sülfat klorür ve karbonat içeren tuzlu topraklar.

b. Tuzlu Alkali Topraklar

Bu kategoriye, % 0.1'den fazla tuz % 1.2'den fazla (Na + K) içeren topraklar dahil edilmektedir. pH, 8,5'den biraz fazladır. Bu toprakların önemli özellikleri, fazla miktarda çözünen tuz ve yüksek oranda değişebilir sodyuma sahip olmalarıdır. Bu özelliklerine göre, Sigmond'un tuzlu alkali toprağı, genetik kısımda anlattığımız solonchak ve solonetz arasında geçit bir tip durumundadır.

c. Yıkanmış Alkali Topraklar

Bu topraklar tuzlu alkali topraklardan tuzların yıkanması ve neticede değişebilir sodyumun artması ile oluşmuştur. Toprakta Na_2CO_3 başattır. pH 8.5'un üstündedir. Kolloidler dispers oldukları ve aşağılara taşınıp biriktirdikleri için sert ve kilce zengin, permeabilitesi düşük, bir katman vardır. Sigmond'un bu toprağı solonetz karakteri göstermektedir.

d. Degrade Olmuş Alkali Topraklar

Degrade olmuş alkali topraklarda, tuzlar yıkanmış olduğu gibi, değişebilir sodyumun da çoğu H ile yer değiştirmiştir. Reaksiyon asittir. A₂ horizonu vardır ve bu horizon podzollerde olduğu gibi yıkanmıştır. Tarife göre bu toprak, solodi ve solodiye geçit teşkil eden bir toprak özelliğine sahiptir.

e. Regrade Alkali Topraklar

Bu topraklar, yıkanmış tuzlu toprakların ikinci bir defa tuzlanmaları ile oluşmuşlardır. Sigmond, regrade alkali toprakları tekrar a. Yıkanmış alkali

topraklardan oluşmuş tuzlu alkali topraklar, b. Degrade alkali topraklardan oluşmuş tuzlu alkali topraklar diye iki alt gruba ayırmıştır.

D. Amerika Birleşik Devletleri Tuzluluk Laboratuvarı Sistemi

Amerika tuzluluk laboratuvarı sisteminde 3 kategori vardır. Bunlar;

- a. Tuzlu topraklar,
- b. Tuzlu-alkali topraklar (tuzlu-sodik topraklar),
- c. Tuzsuz alkali topraklar (tuzsuz-sodik topraklar).

a. Tuzlu Topraklar

Bu grup topraklar, birçok bitkinin yetişmesine engel olacak miktarda çözünen tuzları içerirler. Saturasyon ekstraktlarının 25°C'de elektriki geçirgenlikleri, 4 milimhos/cm'den fazladır. pH dereceleri normal olarak 8.5'un altındadır.

Tuzlu topraklarda bulunan sodyum, çözünen katyonların yarısından azdır. Bu nedenle sodyumun adsorbe edilen miktarı, önemli değildir. İçerdiği başlıca anyonlar Cl, SO₄ ve bazan nitrattır. Bunlara ek olarak bu topraklarda, çok az miktarda bikarbonat bulunabilir. Tuzlu topraklar, kolay çözünen tuzlar yanında çözünürlüğü düşük CaSO₄ (jips), CaCO₃, MgCO₃ gibi tuzları da içerebilir. Fakat çözünen karbonatlar bu topraklarda mevcut değildir.

Bu tuzlu toprak, Hilgard'ın beyaz alkali ve Rusların solonchak topraklarına denk düşer. Pek az farkla sigmondun tuzlu toprak tarifine de uymaktadır.

b. Tuzlu Alkali Topraklar (Tuzlu Sodik)

Tuzlu-sodik topraklar, genelde bitkilerin yetişmesini zorlaştıracak miktarda çözünen tuzları ve değişebilir sodyumu içeren topraklardır. Bunların saturasyon ekstraktlarının elektriki geçirgenliği 4 milimhos/cm'den fazla ve değişebilir sodyum yüzdesi % 15'den yüksektir. Genel olarak pH değerleri 8.5'un altında bulunmaktadır. Bazılarında pH 8.5'dan büyüktür. Tuz fazla olduğu için kolloidler floküle olmuştur ve yumaklar halindedir.

Tuzlu sodik topraklar salinizasyon ve alkalizasyon süreçlerinin ortak etkinlikleri sonunda oluşurlar.

Tuzlu sodik topraklar gerek oluş ve gerekse kimyasal bileşimleri bakımından solonchak ile solonetz arasında geçit bir toprak tipi durumunu göstermektedir.

c. Tuzsuz-Sodik Topraklar

Bu gruba giren topraklar, birçok bitkinin yetişmesini önleyecek oranda, değişebilir sodyum içeren ve tuz miktarı normal olan topraklardır. Tuzsuz-Sodik topraklarda değişebilir sodyum miktarı, % 15'in üstündedir. Bu toprakların elektriki geçirgenlikleri ise, 4 milimhos/cm'den azdır. Toprak reaksiyonu, pH 8.5 üstünde bulunur.

Bu toprak, özellikleri bakımından Hilgard'ın siyah alkali Rusların solonetz topraklarına uymaktadır.

Görülüyorki Amerika Tuzluluk laboratuvarı da çorak toprakları, sadece kimyasal özelliklerine göre sınıflandırmıştır.

9.2.9. Çorak Toprakların Islahı

Konumuza başlarken, çorak toprakların genetiğinin ve özelliklerinin bilinmeleri, bu toprakların ıslahında çok yararlı olur demiştik. O halde ıslah işine başlamadan önce yapılacak ilk iş çorak toprakların teşhisini yapmak, karakterlerini tespit etmektir. Bundan sonra ıslah işine başlanır.

A. Solonchak (Tuzlu) Toprakların Islahı

Amerika Tuzluluk laboratuvarının tuzlu topraklar diye adlandırdığı solonchak toprakların ıslahında yapılacak işler şunlardır. İlk olarak toprakların drenajları düzeltilir, taban suyu en az 1-1.5 metreye düşürülür. Tuz miktarı düşük bol su ile bol bol yıkanır. Bu suretle bitkilerin gelişmesini önleyen fazla miktardaki tuz toprak dışına atılır. Böyle topraklar için kimyasal ıslah maddelerini kullanmaya gerek yoktur.

Genel olarak yıkama işlemi, toprak yüzeyi üzerinde tesis edilen tavalarda su göllendirmek suretiyle yapılır. Bu metot tuzlu toprakların yıkanmasında en tesirli ve en ekonomik olanıdır. Arazinin fazla meyilli olduğu yerlerde tesviye eğrilerine paralel olarak yapılacak seddeler yıkama işinde başarı ile kullanılabilir.

Yıkama, soğuk iklim bölgelerinde, sonbahar içinde, ürünün hasadından sonra ve toprak donmadan önce yapılmalıdır. Daha ılıman bölgelerde ise toprak boş kaldığı ve yıkama suyunun kolayca sağlanabileceği kış mevsimi en uygun zamandır.

B. Solonetz Toprak İle Solonetz ve Solonchak Topraklar Arasında

Geçit Toprakların Islahı

Önceden işaret ettiğimiz gibi bu grup topraklar, Amerikan sisteminde tuzlu sodik ve tuzsuz sodik adı verilen topraklardır. Bu toprakların ıslahında sadece drenaj durumunun düzeltilmesi ve yıkama, yeterli değildir. Bunların yanında bazı kimyasal

ıslah maddelerinin de kullanılmasına gereksinim vardır. Kimyevi maddelerin verilme nedeni, yıkanma sırasında sodyumun meydana getireceği zararlı tesirleri önlemektir. Sodyum, strüktürü ve permeabiliteyi bozar. Bu nedenle toprak kompleksleri tarafından tutulan sodyum katyonunun, diğer katyonlarla değiştirilmesine gereksinim vardır. Bu amaca ulaşmak için, genel olarak, Ca ve Mg kullanılır.

Değişebilir sodyumu değiştirmek için kullanılacak kimyevi maddelerin cinsi ve miktarı, toprağın özelliğine, arzu edilen değişim hızına ve ekonomik şartlara bağlıdır.

Kimyasal Islah Maddeleri

- a. $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ yani jips
- b. CaCl_2 (kalsiyum klorür)
- c. Kükürt
- d. Sülfürik asit
- e. Demir sülfat
- f. Alüminyum sülfat,
- g. Kireç-kükürt karışımı,
- h. Çözünmesi zayıf kalsiyum (veya magnezyum) tuzları kireç taşı gibi.

Kimyasal ıslah maddelerinin seçiminde, maddenin toprakla reaksiyona girebilmesi için gerekli olan zaman önemlidir. Eğer değişebilir sodyumun kısa zamanda topraktan uzaklaştırılması arzu ediliyorsa hızlı reaksiyon veren ıslah maddelerinden biri kullanılmalıdır. Fakat genel olarak hızlı reaksiyon veren maddeler pahalıdır.

Islah işleminde, seçilecek maddenin cinsini tayinde en önemli faktör, toprakta, toprak alkali karbonatlarının (CaCO_3 , MgCO_3) bulunup bulunmamasıdır.

Eğer toprakta bu karbonatlardan yok ise CaCl_2 , CaSO_4 veya kireç-kükürt karışımı kullanılır. CaCl_2 kolay çözünen ve kolay sağlanabilen bir kalsiyum tuzudur. Fakat pahalı olduğu için ender hallerde kullanılır. Esas kullanılan diğer ikisidir.

Toprakta, toprak alkali karbonatları mevcut olduğu zaman kükürt, sülfürik asit, demir sülfat ve alüminyum sülfattan herhangi biri kullanılabilir. Bunlardan en fazla kullanılanı kükürttür. Gerçi, H_2SO_4 , demir ve alüminyum sülfat, çabuk reaksiyona girerler ama çok pahalıdırlar. Mamafih bazı yerlerde H_2SO_4 kullanılması ucuz olabilmektedir. Bu ıslah maddeleri toprakta bulunan CaCO_3 'ü çözünür hale yani CaSO_4 haline çevirirler. Çözünen Ca, sodyumla yer değiştirerek sodyumun yıkanmasına sebep olur ve aynı zamanda kolloidlerin floküle olmasını sağlar. Bu

suretle sodyumun zararlı tesirleri önlenmiş olur. Yalnız şuna da işaret etmek faydalı olacaktır ki, kükürt hariç diğer ıslah maddeleri verildiği zaman toprakların hemen yıkanmaları gerekir. Fakat kükürt verildiği zaman bu elementin okside olması, için, mikrobiyal etkinliğe gereksinim vardır ve ancak ondan sonra sülfat haline gelir ve jipsin meydana gelmesini temin eder. Bu nedenle kükürt verilen toprakları, 2-3 ay geçtikten sonra yıkamak gerekir.

Çorak toprakların ıslahında izlenen mekanik ve kimyasal yollar dışında, kültürel önlemler de faydalı olmaktadır. Islah sırasında tuzluluğa ve alkaliliğe dayanıklı bitkileri yetiştirmek, dahili drenajın düzelmesine yardım edeceği gibi, bitkilerin ürününden de azda olsa yararlanılır. Bu amaçla seçilecek bitkiler arasında, yüksek yumak otu (*Festuca elatior*), köpek dişi (*Cynodon dactylon*), brom otu (*Bromus inermis*), yüksek boylu yulaf (*Avena elatior*), taş yoncası (*Melilotus officinalis*), buğday (*Triticum vulgare*), yulaf (*Avena sativa*), otlak ayrığı (*Agropyron cristatum*), arpa (*Hordeum vulgare*), şeker pancarı (*Beta vulgaris*) gibi bitkiler sayılabilir.

Bu bitkilerin kökleri, su nüfuzunu kolaylaştırır ve bıraktığı artıklar strüktürü ve permeabiliteyi düzeltir. Ayrıca yüzeyden buharlaşmayı azaltacaklarından yüzeyde tuz birikmesini diğer bir deyimle tuzların yukarı hareketini de nispeten azaltmış olurlar.

9.2.10. Gleyizasyon

Drenajı bozuk sahalarda, devamlı su tesirinde (su ile doymuş) bulunan toprak zonunda, organik maddenin de bulunması halinde anaerobik bakteriler Fe_2O_3 , organik madde ve silikat bileşiklerini redükleyerek grimsi veya mavimsi renkte bir horizon meydana gelmesine sebep olurlar ki bu olaya gleyleşme ve meydana gelen horizon da gley horizon denir.

Oluşumu İçin Uygun Koşullar

- Kötü drenaj veya donmuş bir alt tabakadan dolayı toprağın devamlı olarak suya doymuş olması,
- Evaporasyonun düşük olması,
- Organik madde içermesi.

Oluşum Mekanizması

- Bu koşullarda (anaerobik) çalışan bakteriler demir organik madde ve silikat bileşiklerini parçalar redüksiyona uğratırlar,
- Kolloidlerin çözünmesi veya dispersiyonu, plastisite ve yapışkanlıkları fazla olan bir materyal oluşturur.

c. Grimsi veya mavimsi renkte bir redüksiyon tabakası oluşur.

Sürecin Sonunda

Gri veya mavimsi renkli, yapışkan kil içeren tabakalar oluşur.

Demir, silis, Ca, Mg v.s. disperse olur, çözünür veya redükte olur,

Bog demiri depozitleri ve kahverengi drenaj suyu, görülür.

Gley horizontandan alınan materyal hava ile temasa geldikten bir müddet sonra oksidasyonla rengi koyulaşır. Bunun için taban suyunun hareketli olduğu zonda renk lekelerine rastlanır.

10. AYIRT EDİCİ HORIZONLARIN OLUŞUMU

10.1. Epipedonların Oluşumu

Epipedonların oluşumu, toprak oluşumunun ilk aşaması olan, organik maddenin birikimi ile başlar. Organik maddenin birikim derecesi, toprağa olan eklemelerle, topraktan olan kayıplar arasındaki farka bağlıdır. Toprak oluşumunun ilk aşamalarında, organik madde birikimi fazladır. Zamanla organik madde kaybı artar ve sonunda, organik madde kazanç ve kaybı arasında dinamik bir denge oluşur (Şekil 44, 45). Dinamik denge (ekilibrium) durumundaki organik madde içeriği, çevre koşullarına bağlıdır. Doğal koşullarda, organik madde miktarı, yağışla doğru; sıcaklıkla ters orantılıdır. Tarımda kullanılan topraklara, organik madde eklenmesi az olacağından, organik madde içeriği zamanla düşer. Yapraklarını döken orman örtüsü altındaki topraklarda ise organik madde miktarı zamanla artar.

Yeni toprak sınıflama sisteminde, toprakların ayırım ve tanımında kullanılan yedi temel epipedon tanımlanmıştır. Bunlar: Mollic, umbric, anthropic, plaggen, ochric melanic ve histic'tir.

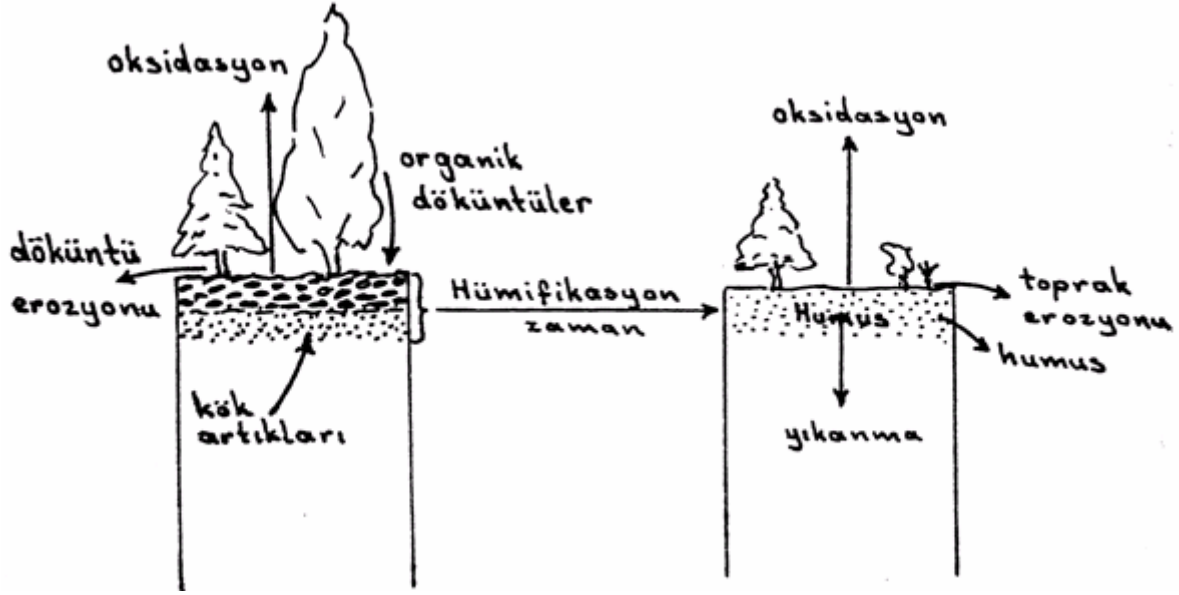
10.1.1.Mollic (mollik) Epipedon

Genellikle iki değerli katyonlarla doymuş (baz doygunluğu $> \% 50$), C/N oranı dar, organik maddece zengin ($> \% 1$), orta ile kuvvetli strüktürlü, koyu renkli (nemli iken renk değeri ve kroması 3 'ten küçük) ve kalın (25 cm'den kalın) bir inorganik yüzey horizonudur. Mollic epipedon, yarı yağışlı bölgelerde, step bitki örtüsü altında oluşan topraklara özgü bir epipedondur.

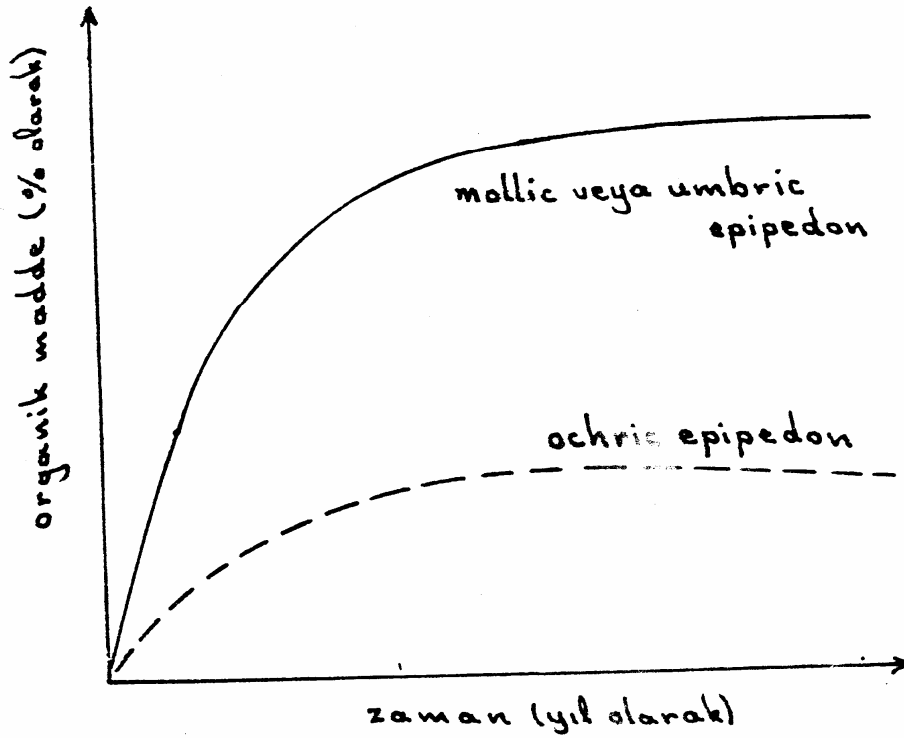
Bunlar, organik maddenin, divalan katyonların bulunduğu, toprak altı koşullarında parçalanması ile oluşurlar. Toprak altında ayrılan organik maddenin bir kısmını, kökler, bir kısmını ise, toprak canlıları tarafından toprak içerisine taşınan döküntüler oluşturur. Bunlarda biyolojik etkinlikler yüksektir.

10.1.2. Umbric (ambrik) Epipedon

Genellikle H veya Al ile doymuş (baz doygunluğu $< \% 50$); C/N oranı geniş; organik maddece zengin ($> \% 1$); orta ile kuvvetli strüktürlü; kalın ve koyu renkli bir epipedondur. Umbric epipedon, asit koşullarda, organik madde birikiminin görüldüğü topraklara özgüdür. Tropik Orman topraklarından, Ando, Asit-Gley ve Tundra topraklarına kadar değişen, oldukça geniş bir oluşum alanına sahiptirler.



Şekil 44. Topraklardaki organik madde kazanç ve kayıpları.



Şekil 45. Toprakta, zamanla organik madde artışı. Kazançların kayıplara eşit olduğu noktada, dinamik dengeye ulaşılır ve organik madde miktarı sabitleşir.

10.1.3. Anthropic Epipedon

Anthropic epipedon, renk strüktür ve organik madde içeriği bakımından mollic epipedona benzer. Bu epipedon, insanlar tarafından, uzun süre ve devamlı olarak yerleşme yeri veya sulu tarım arazisi olarak kullanılan topraklarda oluşur. Yok edilmek üzere toprağa gömülen kabuk, kemik v.s. gibi mutfak artıkları, toprağa kalsiyum ve fosfor sağlar ve böylece epipedonun fosfor içeriği mollic epipedon için öngörülen düzeyin üzerine çıkar. Bu tür epipedon, Avrupa'nın yağışlı (nemli) kesimlerinde, ABD, Güney Amerika ve yerleşme yerleri ile iç içe olan tarım arazilerinin bulunduğu Dünya'nın diğer kesimlerinde görülebilir. Anthropic epipedonda görülen yüksek fosfor düzeyi, her zaman % 50 veya daha fazla baz doygunluğu ile birlikte görülmez ama bitişindeki diğer topraklarla kıyaslandığında, baz doygunluğu onlarinkinden yüksektir.

Sulama yapılmaksızın herhangi bir bitki yetiştirilemeyecek kadar kurak olan bölgelerde, uzun süre sulanarak bitki yetiştirilen topraklarda birçok fiziksel ve kimyasal özellikleri mollic, epipedonunkine benzeyen bir epipedon oluşumu görülür. Bu epipedonda ortaya çıkan özellikler, insan etkinlikleri sonucu ortaya çıktığından geçici olarak anthropic epipedonlarla birlikte gruplandırılmışlardır. Sulamanın yapılmaması halinde bu epipedonlar, 10 yılın en az yedisinde 9 aydan daha uzun süre tamamen kuru kalır. Belkide bu niteliklere sahip epipedonların anthropic epipedon olarak adlandırılmasındansa yeni bir epipedon olarak tanımlanması daha uygun olacaktır.

Özet olarak, anthropic epipedon, aşağıdaki özellikler dışında tüm özellikleri mollic epipedonunkilere uyan epipedondur.

Anthropic epipedonu mollicten ayıran özellikler :

- (1) Baz doygunluğu ile birlikte veya onsuz, asitle çözünebilir P_2O_5 miktarı,
- (2) Elverişli rutubete sahip olduğu periyodun uzunluğu. Dünyanın çeşitli kesimlerindeki anthropic epipedonlarda gözlemlenebilecek ek özelliklerle bu epipedonun tanımı geliştirilebilir.

10.1.4. Plaggen (pılagın) Epipedon

İnsanların, uzun yıllar ve devamlı olarak uyguladıkları, özellikle gübreleme gibi, tarımsal işlemler sonucu ortaya çıkan özelliklere sahip ve oldukça derin, insan yapısı, mineral bir yüzey horizonudur. Yapay gübrelerin bulunmasından önce, Batı Avrupa'da altlık, bitki artıkları ve çiftlik gübresi gibi maddelerin topraklara fazla verilmesi nedeniyle, bu epipedon Batı Avrupa'da yaygın olan bir yüzey horizonudur. Plaggen epipedonun rengi, organik madde içeriği ve C/N oranı, gübre olarak kullanılan organik artıkların çeşit ve miktarına göre değişir.

10.1.5. Ochric (ohrik) Epipedon

Organik maddece fakir, açık renkli ve ince bir mineral yüzey horizonudur. Mollic, umbric veya plaggen olarak tanımlanamayan tüm mineral epipedonları kapsar. Organik madde içeriği diğer tüm epipedonlarından düşüktür. Yeryüzünde en yaygın olan epipedon budur. Tüm genç mineral topraklarda, çöl topraklarında ve tropik ve ılıman bölge topraklarının bir çoğunda görülebilen bir epipedondur.

10.1.6. Histic (histik) Epipedon

Yapay drenajı sağlanmamış ise, normal olarak su ile doymuş, kalın bir organik yüzey horizonudur. Organik maddenin anaerobik koşullarda birikmesi ile oluşur. Su ile doymuş koşullar, organik maddenin oksidasyonla kaybolmasını önler ve birikmesine neden olur.

10.1.7. Melanic (melanik) Epipedon

10.2. Yüzey Altı Ayırt Edici Horizonların Oluşumu

10.2.1. Cambic ve Oxic Horizonların Oluşumu

Cambic ve Oxic horizonların oluşumu, aşağı yukarı benzer şekilde cereyan eden, şu üç süreçle gerçekleşir : a. Toprak strüktürünün şekillenmesi, b. Birincil minerallerin parçalanması ve ikincil minerallerin oluşumu, c. Çözünebilen bileşenlerin yıkanma ile kaybı. Cambic horizonlar, bu süreçlerin etkisine az; Oxic horizonlar ise fazla maruz kalmış horizonlardır.

a. Toprak Strüktürünün Şekillenmesi : Toprak strüktürünün şekillenmesi şu iki aşamayı kapsar. 1. Jeojenik katmanların (jeojenik strüktürün) veya kaya strüktürünün bozulması ve 2. Tekstür uygun ise, şişme, büzülme (fizikojenik) ve biyolojik etkinliklerle (biyojenik) toprak parçacıklarının pedler halinde kümeleşmesi (agregatlaşma).

b. Birincil Minerallerin Parçalanma-Ayrışmaları : Çok yüksek sıcaklık ve basınç altında oluşan birincil mineraller, atmosfer koşullarında fiziksel olarak ufalanır, kimyasal olarak (hidrasyon, hidroliz, oksidasyon, redüksiyon, çözünme gibi olaylarla) başkalaşırlar. Parçalanma-ayrışmanın derecesi, çevre koşulları, mineralin fiziksel ve kimyasal özellikleri ve geçen zamana bağlıdır. Parçalanma-ayrışma derecesi, sıcaklık ve rutubetin artması ile artar. Farklı koşullarda oluşmuş toprakların kum ve silt fraksiyonlarında, kalan birincil mineraller üzerine yapılan çalışmalar, minerallerin şöyle bir genel dayanıklılık sırası gösterdikleri kanısını doğurmuştur. En dayanıklı,

kuartz> muskovit, >K-feldispatlar> Na ve Ca-feldispatlar > biotit, > hornblend ve ojit > olivin > dolomit ve kalsit > jips. Bu sıranın, farklı iklim ve çevre koşullarında çok az da olsa değişmesi olasıdır. Bu listedekilerden kalsit, dolomit ve jips yağışlı bölge topraklarının çoğunun daha kaba fraksiyonlarında yer alır.

Parçalanma-ayırışma ürünlerinin bir kısmı, tepkimeye girerek, yeni ikincil mineralleri oluştururlar. Bu yeni kil minerallerinin oluşum mekanizmaları, tam olarak bilinmemektedir. Ancak hangi koşullarda, hangi kil tiplerinin oluşabildiği yapılan araştırmalarla aşağı yukarı saptanmıştır. Ortaya çıkacak olan kil tipi şu üç temel koşula bağlıdır: 1. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ oranına, 2. Ortamın pH'sına ve 3. Çözeltideki Ca^{2+} , Mg^{2+} ve K^+ gibi bazik katyonların çeşit ve miktarına.

Silika/seski oksit oranı yüksek (2-4 veya daha yüksek), pH'sı 7 veya daha yüksek, çözeltideki Ca^{2+} , Mg^{2+} ve K^+ gibi bazik katyonların miktarı fazla olan bir ortamda çoğunlukla montmorillonit (smektit) tipi kil mineralleri oluşur. Diğer yandan eğer, silika/ seskioksit oranı düşük (<2), $\text{pH} \leq 7$ ve çözünebilir bazik katyonlar miktarı az ise çoğunlukla kaolinit tipi kil mineralleri oluşur. Seski oksitlerin, silikadan çok fazla olması halinde ise, Latosollar'da olduğu gibi, kaolinitin yanısıra alüminyum ve demir oksitler de (gibsit ve hematit gibi) kristalleşir. Kil tiplerinin ortaya çıkışını kontrol eden toprak çözeltisinin bileşimi, toprakta meydana gelen yıkanmanın derecesine bağlıdır.

c. Çözünebilir Maddelerin Yıkanma ile Kaybı

Çözünebilir maddelerin yıkanarak uzaklaşmaları, a. Toprak su düzenine, b. Toprak geçirgenliğine, c. Çözünebilir maddelerin çeşidine ve d. Toprak içerisinde perkole (sızacak) olan toprak çözeltisinin bileşimine bağlıdır. Yıkanmanın gerçekleşmesi için o toprağın profilini ıslatacak miktardan daha fazla suya gereksinim vardır. Yani yılın hiç olmazsa bir kısmında suyun toprak profilini boydan boya kat edip drenaj suyuna ulaşması (akışlı tip) gerekir. Topraklardaki yıkanma yoğunluğu, yağışın evapotranspirasyondan fazla olduğu oranda artar. Kolay çözünebilir tuzlar topraktan ilk uzaklaşan tuzlardır. Bunları jips ve kalsiyum karbonat izler. Devamlı yıkanma, sonunda değişebilir katyonların da yıkanmasına ve baz doygunluğunun azalmasına neden olur. Bileşenlerin çoğunun çözünürlüğü, sıcaklığın artışı ile artar. Örneğin, silikanın tropik bölgelerdeki çözünürlüğü, serin bölgelerdeki çözünürlüğünden sekiz kat daha fazladır. Çözünürlüğe etki eden diğer önemli bir etmen de toprak çözeltisinin bileşimidir. Toprakta CO_2 kısmi basıncının yüksek, pH'nın düşük olması, CaCO_3 'ün çözünürlüğünü artırır. Al ve Fe organik madde ile daha kolay çözünen karmaşık bileşikler oluştururlar (Chelation). Oldukça dayanıklı (çözünmez) olan Fe^{3+} ve Mn^{4+} , redüklenerek daha kolay çözünebilir ferro mangano formuna dönüşürler. Yani bu iki element redüksiyon koşullarında daha kolay çözünüp taşınırlar.

A. Cambic (Kambik) Horizon (Latince cambiare = değişme sözcüğünden türetilmiştir).

En az hacminin yarısı değişikliğe uğramış ve jeojenik strüktürün yerini, toprak strüktürü almış olan, bir yüzey altı harizonudur [Strüktür (B) gibi]. Cambic horizon, strüktür değişikliğinden başka aşağıdaki özelliklerden biriyle de tanımlanabilir (Şekil 46).

a. Renk Değişimi [Renk (B)]: Kolay ayrışabilen bazı demirli minerallerin açığa çıkardığı demirin, serbest demir oksit halinde, kum tanelerinin etrafını kaplaması sonucu, C horizonundan daha yüksek kromalı veya daha kırmızı rengin ortaya çıkması.

b) Yıkanmış Horizon (B): Karbonatların bir kısmı veya tamamının (CO_2 ve pH'ya bağlı olarak), çözünüp yıkandığı horizonlar. Bu nedenle kambik horizon, kireçten arınmış olabileceği gibi, kireçli de olabilir. Fakat kireç içeriği, altındaki horizonunkinden az olmalıdır.

c) Gley Horizon (B)_g : Alçalıp yükselen taban suyunun etkisiyle, mobil hale geçerek taşınıp biriken demir ve mangan bileşiklerinin kazandırdığı özelliklerle karakterize olur. Oluşuma, yüksek taban suyu veya geçirimsiz bir katman üzerinde birikmiş olan durgun su neden olabilir. Bu koşullar altında, redüklenen (indirgenen) demir mobil (taşınabilir) hale geçerek, profil içerisinde nispeten kısa mesafelere taşınıp, büyük boşluklar boyunca birikerek tekrar oksitlenir ve paslı benekleri (rusty mottles) oluşturur. Manganez için de aynı süreç ve oluşum söz konusudur. Gleyleşme sadece cambic horizonlarda görülmez. $\text{B}_{2\text{tg}}$ veya $\text{A}_{1\text{g}}$ gibi diğer horizonlarda da görülebilir. Bir cambic horizon oluşumu için özel iklim ve bitki örtüsü koşulları gerekmez. Yağışlı bölgelerde oluşabildiği gibi, kurak bölgelerde, serin bölgelerde ve hatta tropik bölgelerde de oluşabilir. Cambic horizonlar, görünüş bakımından, birbirinden farklı olabilirler fakat hepsi de, kil, demir ve organik madde illüviasyonu dışında, hafifçe değişmiş ve hâlâ bir miktar kolay ayrışabilen mineral içeren, yüzey altı horizonlarıdır.

A ₁	10 YR 3/2	Renk (B)
(B)	7.5 YR 5/6	1. Jeojenik strüktürün veya katmanların bozulup, toprak strüktürünün oluşması.
C	10 YR 5/4	2. Oksidasyon koşullarındaki ayrışma sonucu ortaya çıkan serbest demirin mineral tanelerini kaplaması.
%CaCO ₃		Yıkanmış (B)
A ₁	0	1. Toprak strüktürü v.s.'nin oluşumu.
(B)	2	2. Kireçli ana materyalin, oksidasyon koşullarında, parçalanıp-ayrışması ve çözünmüş CaCO ₃ 'in bir kısmının (B)'den yıkanması.
Cca	10	
C	5	
A ₁		Gley (B)
(B) _g		1. Toprak strüktürü v.s.'nin oluşumu.
C _{1g}		2. Ardışık redüksiyon ve oksidasyon koşullarında parçalanma-ayrışma; demir ve manganezin mobil hale geçmesi ve (B) de renk lekeleri oluşturmaları.
C _{2g}		

Şekil 46. Cambic horizonun üç çeşidi : Renk (B), yıkanmış (B) ve gley (B). Hepsisi de az çok parçalanıp ayrılmış ve toprak strüktür oluşumuna sahiptir Fakat demir, alüminyum, humus ve kil birikimi belirtisi görülmez ve ayrışabilen mineraller içerirler.

B. Oxic Horizonlar

İleri derecede değişmiş fakat kil, demir ve organik madde illüviasyonu belirtileri göstermemelerine karşın; yüksek oranda hidrate Fe ve Al oksitleri konsantrasyonuna, değişik miktarlarda 1 : 1 tipi kil ve kuartz gibi dayanıklı primer minerallere sahip, fakat ayrışabilen mineral içermeyen horizonlardır. Hacminin en az % 95'i iyi bir strüktüre sahip (jeojenik strüktür ortadan kalkmış) olup fazla gözenekli ve gevrekli. Oxic horizonlar, eskiden Latosol veya Ferralitik topraklar diye adlandırılan ileri derecede ayrılmış tropikal topraklara özgü horizonlardır.

Oxic horizonların oluşumu günümüze kadar tam olarak anlaşılamamıştır ama oluşumunda etkin olan süreçlerin, aşağıdakiler olduğu sanılmaktadır.

a. Toprak strüktürünün oluşumu ve ana materyaldeki jeojenik strüktürün ortadan kalkması.

b. İleri derecede parçalanma-ayırışma ile, kuartz gibi çok dayanıklılar dışında kolay ayrışabilen primer minerallerin tümünün değişmesi (yok olması).

c. Parçalanma-ayırışma ürünlerinden, özellikle silika ve bazların, çözünerek uzaklaşmasına karşın, seski oksitlerin yıkanmaması, düşük $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ oranına, düşük baz doygunluğuna ve düşük katyon değişim gücüne neden olur.

d. Aliüminyum oksit (örn. gibbsit), demir oksit (götit, hematit) ve 1:1 tipi kil mineralleri (Kaolinit) gibi yeni sekonder minerallerin oluşumu.

Oxic horizonlar, sıcak nemli iklimlere özgü horizonlardır. Tropik ve subtropik iklim bölgeleri dışında bunlara pek ender rastlanır. Oxic horizonla sahip toprakların çoğu, hafif meyilli veya düze yakın bir (normal roliyefe) topoğrafyaya sahiptirler. Bunlar genellikle yaşlı ve değişmeyen (dayanıklı) jeomorfik yüzeyler üzerinde oluşurlar.

Drenajı bozuk sahalarda, oxic horizonlar, plinthit (Gr. plinthos = tuğla) formasyonuna sahiptirler. Eskiden laterit olarak adlandırılan bu formasyonlar : ileri derecede ayrılmış, seskioksitlerce zengin, birbirini izleyen ıslanma ve kurumalarla sağlam bloklar haline gelmiş, organik maddece fakir, kil ve kuvars karışımı ve kırmızı benekli bir oluşumdur. Tropik bölgelerde tuğla yapımında kullanılır. Gley horizonlara benzerler fakat onlardan daha ileri derecede ayrılmış ve daha iyi oluşmuşlardır. Gley horizonunun sadece cambic horizonla özgü olmadığı gibi, plinthite sadece oxic horizonla özgü olmayıp başka horizonlarda da görülebilir. Plinthitin değişmeyen özelliği fazla sertleşmemiş olmasıdır. Sertleşmiş olanlar demir taşı veya konkresyon adlarını alırlar.

10.2.2. Argillic, Natric ve Spodic Horizonların Oluşumu

Bu üç horizonun oluşumu, kil, humus ve seskioksitlerin yüzey horizonlardan yıkanıp (ellüviasyonu), alt toprakta birikmesi (illüviasyonu) ile karakterize edilirler. Bunun için bu üç horizon da illüvial horizonlardır. Argillic ve natric horizonlar, silikat killerinin biriktiği, spodic ise humus ve/veya seskioksitlerin biriktiği horizonlardır.

Bu illüvial horizonların oluşumunda şu üç temel süreç etkin olmaktadır :

- a. Materyalin taşınabilir hale geçmesi (mobilization)
- b. Materyalin taşınması (transportation) ve
- c. Materyalin birikmesi (deposition).

Mobilizasyon ve birikme, taşınan materyalin çeşidine bağlı olarak değişme gösterir. Meydana gelen kimyasal tepkimeleri tam olarak anlamak ve formüle etmek olanaksızdır. Materyalin, profil içerisinde perkole olan su ile yer değiştirmesi (transportation) ise fiziksel bir olaydır. Bunun için toprağın akışlı tip su düzenine (yağış > evapotransprasyon) sahip olması gerekir. Bu nedenle, argillic, natric ve spodic

horizonlar, hümüt bölgelerde yaygın olan horizonlardır. Çöl topraklarında da argillic horizonlara rastlanabilir. Fakat bunlar, yağışlı iklim periyotları sırasında oluşmuş yani poligenetik karakterlidirler.

A. Argillic Horizon

Önemli miktarda¹ silikat killlerinin illüviasyonla biriktiği illüvial bir horizondur. Bunlar, aynı zamanda bir tekstürel B horizonudur ama, her B_{2t} horizonu arcilik olarak tanımlanacak kadar iyi oluşmamış olabilirler (her tekstürel B horizonu argillic, horizon değildir) Argillic horizonların oluşumunda şu süreçler etkin olur :

a. Kilin Taşınabilir Hale Geçmesi (Mobilizasyon) : Ortamda killeri floküle edici, karbonatlar, tuzlar veya serbest demir oksit yoksa, yoğun bir yağış, kuru kili ani ıslattığında negatif yüzey yükü nedeniyle dispers eder. Toprakta, belli limitler arasındaki sodyum (kritik limitler), dispersiyonu artırır. Organik bileşiklerde (özellikle poli fenoller) yüksek negatif yüzey yüküne sahip organik madde - kil kompleksleri oluşturarak dispersiyonu artırır. İnce kil (< 0.2 µ) fraksiyonlarının, kaba kil (0.2-2 µ) fraksiyonlarından daha çabuk dispers olmaları, argillic horizonlardaki ince kil/kaba kil oranının üzerindeki elüvial ve altındaki C horizonlarınınkinden daha yüksek olmasına neden olur.

b. Kilin Taşınması : Süspans haldeki kil, perkolasyonla kapillar olmayan geniş boşluklar, özellikle pedler arasındaki voidler ve biyoporlar boyunca aşağılara taşınırlar.

c. Kilin Birikmesi : Süspans halde, boşluklardan aşağıya doğru hareket eden kil, suyun kapillar boşluklara emilip kurumasıyla toprak pedleri üzerinde birikip bir film oluşturur. Birikim, sadece kuruma ile gerçekleşmeyip, toprak çözeltisinde bulunan serbest karbonatlar, serbest oksitler ve yüksek oranda elektrolitin çökeltici etkisiyle de gerçekleşir.

Yağışlı ve kurak periyotlara sahip iklim koşulları, argillic horizon oluşumu için uygundur. Tropik bölgelerde olduğu kadar, ılıman bölgelerde de oluşurlar. Argillic horizonlar, oldukça yavaş oluştuklarından, onların varlığı ve oluşum dereceleri, o toprakların oluştuğu jeomorfik yüzeyin dayanıklılığının ve yaşının bir göstergesidir (Şekil 47). Argillic horizonlar, aynı zamanda silikat killlerinin yer değiştirmesine, kil

¹ Eğer kil içeriği % 15-40 arasında ise B_{2t}'nin % kili = 1.2xA'nın % kili

Eğer kil içeriği % 40'tan fazla ise B_{2t}'nin % kili % A + 8 ve

Eğer kil içeriği % 15'ten az ise, % B_{2t} % A + 3 olur.

bozunması veya profilden uzaklaşmasına ve horizonların karışmasına neden olan süreçlerin egemen olduğunu gösterir. Bunlardan başka, argillic horizon varlığı, önemli miktarda, suyun onun üzerindeki horizonu kat ettiğini ve CaCO_3 gibi çözünebilir materyallerin hemen hemen tamamen yıkanmasına neden olduğunu gösterir.

B. Natric Horizon

Genellikle prizmatik veya sütun benzeri strüktürlü ve değişebilir sodyum yüzdesi (% ESP > 15) yüksek olan, bir argillic horizon çeşididir. Oluşumu da argillic horizonun oluşumuna benzer, fakat bunlardaki kilin dispers olmasında, birinci derecede, sodyumun fazlalığı etkin olur. Natrik horizon, halomorfik topraklarda, özellikle solonetz ve solodized-solonetz topraklarda çok görülür.

C. Spodik Horizon

İllüvial humus ve demirli veya demirsiz alüminyum birikimi gösteren bir horizondur. Spodik horizonların oluşum mekanizması tam olarak bilinmemekle birlikte, oluşumunda aşağıdaki süreçlerin etkin olduğu sanılmaktadır.

a. A₁ ve A₂ horizonlardaki kil ve diğer minerallerin ayrışması:

Asit koşullar, A₁ ve A₂ horizonlardaki kil ve diğer minerallerin ayrışmasına ve Al ile Fe'in serbest hale geçmesine neden olur.

b. Alüminyum, demir ve humusun taşınabilir hale geçmesi :

Demir, alüminyum ve humusun çözünebilir kompleksler oluşturmaları (chelation) ve bazı bitkiler taşınabilirliği hızlandırır (calluna vulgaris ve agathis gibi).

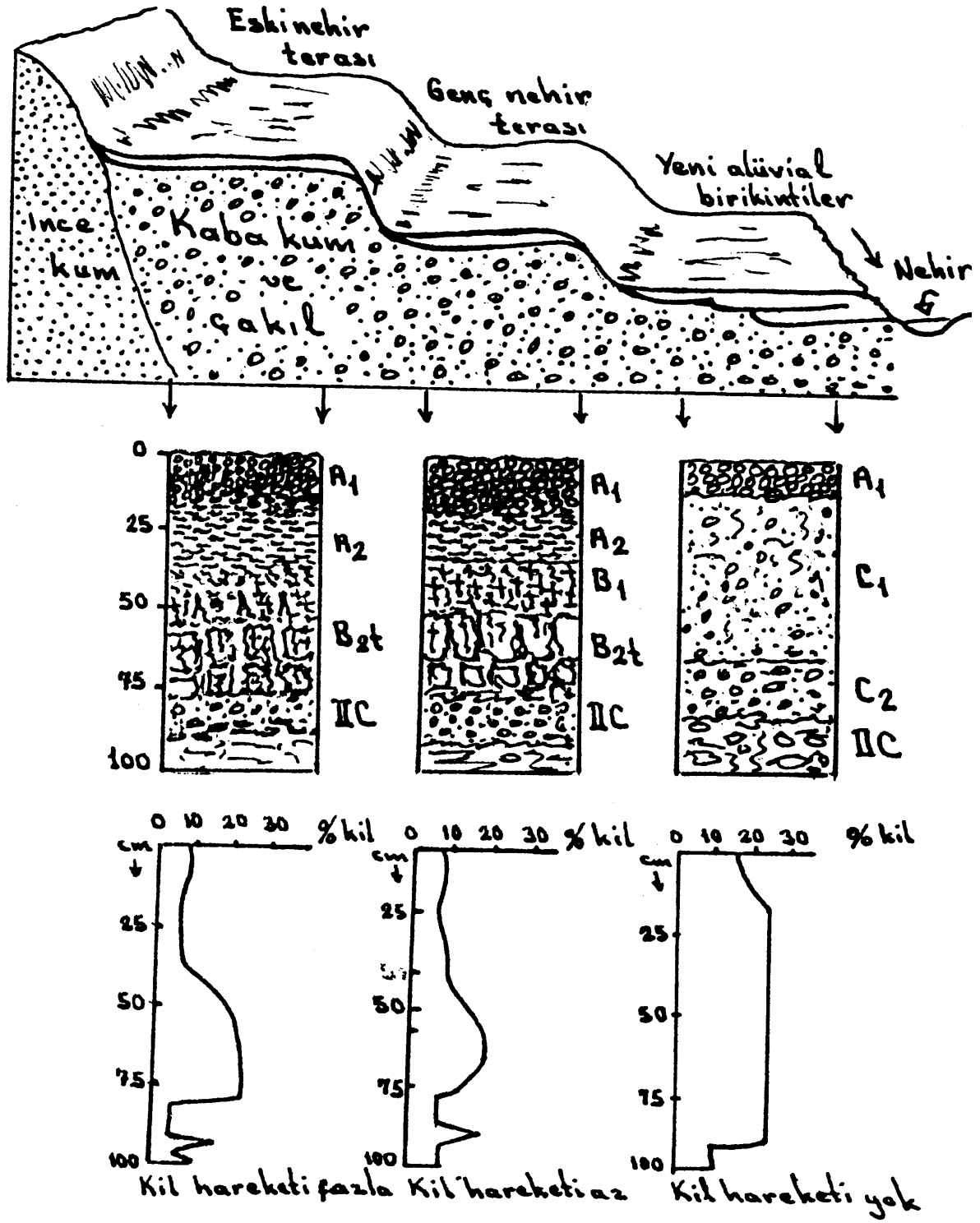
c. Bu bileşenlerin perkole olan su ile, çözülmüş halde aşağıya doğru taşınması.

d. Humus, alüminyum ve demirin spodic horizon içerisinde birikmesi.

Bunların birikim mekanizmaları da henüz açıklık kazanmış değildir. Ancak aşağıdaki hususların etkili olduğu düşünülmektedir.

(1) pH'nın artışı, seskioksit miktarının artışı ve kuruma gibi, metal-organik komplekslerin çözünürlüğünü etkileyen hususlar veya

(2) Çözünebilir metal-organik komplekslerin parçalanmalarına neden olan bazı kimyasal veya mikrobiyolojik olaylar ve organik asidin perkole olan su ile ortamdaki uzaklaşması.



Şekil 47. Bir nehir terası üzerinde oluşmuş topraklarda argillic horizon gelişmesi.

Spodik horizonlar, en fazla ılıman ve soğuk yağışlı bölgelerde görülürler. Fakat yağışlı tropik bölgelerde de oluşabilirler. Uzun kurak yaz mevsimine sahip Akdeniz ikliminde görülebilmelerine karşın, arid bölgelerde görülmezler. Kaba tekstürlü materyaller spodik horizonun oluşumunu hızlandırır. Koşullara bağlı olarak daha ince tekstürlü materyaller içerisinde de oluşabilirler. Eğer ana materyal killi ise, spodik horizonun oluşumu, parçalanma-ayırışma veya ellüviasyonla kil içeriği, kritik düzeyin altına düşürünceye kadar gecikir. Bunun gibi, kireçli bir ana materyal içerisinde de karbonatlar profilin üst kısımlarından yıkanıp uzaklaşmadan, spodik horizon oluşumu başlamaz. Bu horizon, iyi drene olmuş veya drenajı biraz bozuk olan topraklarda oluşabilir. Biraz bozuk drenajlı toprakların spodik horizonlarında Fe bulunmaz veya noksandır.

10.2.3. Salic, Gypsic, Calcic ve Petrocalcic Horizonların Oluşumu

Bu horizonların oluşumu, çözünebilir tuzların, jipsin ve kalsiyum ve magnezyum karbonatların taşınıp birikmeleriyle karakterize edilir. Bunlar, evapotransprasyonun uzun süre yağıştan fazla olduğu, arid, semi-arid ile sub-humid iklim bölgelerine özgü horizonlardır. Bunlarda, çözünebilir materyal üç ayrı yolla taşınıp birikebilir.

a. Yüzeye yakın olan taban suyundan, kapillarityyle yukarı doğru taşınıp buharlaşma ile yüzeye yakın kısımlarda birikebilirler (exudational = yukarı akışlı su düzeni).

b. Perkole olan yağmur suları ile aşağı doğru taşınıp kuruma ile alt toprakta birikebilirler (non flushing type = akışsız su düzeni) veya

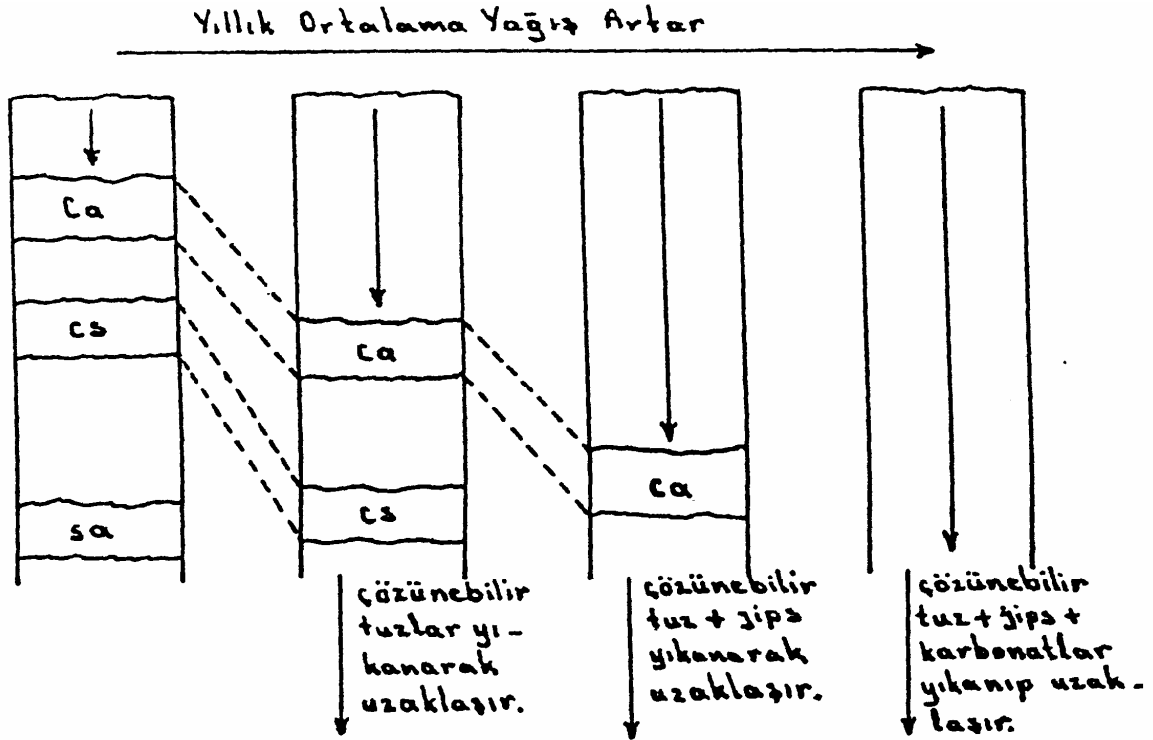
c. Yağmur sularının yatay perkolasyonu ile yüksek kesimlerden taşınıp alçak kesimlerde birikebilirler.

Bu horizonların oluşumu, kimyasal bileşiklerin çözünebilirliklerine bağlıdır. Bazı bileşiklerin 1 litre soğuk su içerisindeki çözünürlükleri gram olarak aşağıda verilmiştir.

Kloritler	CaCl ₂	MgCl ₂	NaCl	KCl	
	745	542	357	347	
Sulfatlar	MgSO ₄	K ₂ SO ₄	Na ₂ SO ₄	CaSO ₄	
	260	122	47	2	
Karbonatlar	K ₂ CO ₃	Na ₂ CO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	Ca (HCO ₃) ₂
	112	71	0.1	0.01	162

Çözünürlük, genellikle sıcaklığın artışı ile artar. Bunun için, yaz mevsimindeki çözünürlük, kışınkinden yüksektir. Ancak bu artış nispeti, bileşiklerin çeşidine bağlı olarak farklılık gösterir. Çizelgedeki bileşiklerden Na_2SO_4 ve Na_2CO_3 'ün çözünürlükleri diğerlerine kıyasla yazın çok artar. Sıcaklığın yanı sıra, toprak çözeltisinin bileşimi de çözünürlüğü etkiler. Örneğin çözeltideki karbon dioksit (CO_2) miktarı, kalsiyum karbonatın (CaCO_3) çözünürlüğünü artırır. Çünkü CO_2 kalsiyum karbonatı, çözünürlüğü çok yüksek olan bikarbonata dönüştürür. Çözeltide NaCl 'ün bulunması, jipsin ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) çözünürlüğünü artırır fakat, Na_2SO_4 aynı aside sahip olduğundan cipsin çözünürlüğünü düşürür.

Toprak çözeltisindeki tuzlar, buharlaşma sonucu çözünürlük sınırını aşınca çökelmeye başlarlar. Çözünmüş halde çeşitli tuzları içeren bir çözelti buharlaşmaya başlayınca öncelikle kalsiyum ve magnezyum karbonatlar kristalleşip çöker. Bunları kalsiyum sülfat (jips) ve diğer kolay çözünen tuzlar izler. Yağışı giderek artan bölgelerdeki (çöl topraklarından, yarı-çöl, yarı-yağışlı ve yağışlı bölge topraklarına doğru) toprakların tuz birikim derinliklerini karşılaştıracak olursak, tuz birikim zonlarının derinliğinin giderek arttığını ve öncelikle salic sonra jipsik ve en sonunda da calcic horizonunun profilden kaybolduğunu görürüz (Şekil 48).



Şekil 48. Ortalama yağış miktarına bağlı olarak, salic (sa) gypsic (cs) ve calcic (ca) horizonların, toprak profillerinde bulunuşu ve derinlikleri.

A. Salic Horizon

Salic horizon, soğuk suda jipsten daha fazla çözünebilen tuzların birikimle arttığı horizondur. Bu horizonun salik horizon olarak tanımlanabilmesi için, % 2 veya daha fazla çözünebilir tuz içermesi ve en az 15 cm kalınlığında olması gerekir. Toprakların yüzeyinde olabilecekleri gibi alt topraklarda da görülebilirler (Az, Bz, Cz gibi). Fakat her zile gösterilen horizon salic horizon tanımına tam olarak uymaz. Salik horizonlar, tuzlu ve tuzlu sodik topraklarda oluşurlar. Bilinçsiz sulama, bu horizonların oluşumunu hızlandırır. Tuzların çözünürlüğünün farklı olması nedeniyle, bunların birikim zonları (derinlikleri) da farklı olmaktadır.

B. Gypsic Horizon

Gypsic horizon; birikimle jips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) miktarı önemli ölçüde artmış olan horizondur. Jips içeriği, C horizonundakinden % 5 veya daha fazla; kalınlıkları ise en az 15 cm'dir. Koşullara bağlı olarak her derinlikte görülebilirler (Ay, By ve Cy gibi). Fakat cs simgesi ile gösterilen horizonların hepsi tam olarak gypsic horizon tanımına uymazlar. Gypsic horizonlar genellikle, calcic horizonların altında yer alırlar. Kalsiyum ve sülfat tuzları dışında, fazla tuz içeren topraklarda, jipsik horizon, tuz içermeyen topraklardaki kadar kolay oluşamaz.

C. Calcic Horizon

Calcic horizon, birikimle CaCO_3 ve/veya MgCO_3 'larca zenginleşmiş horizonlardır. Karbonatlar içeriği, en az % 15 ve C'nin içeriğinden en az % 5 daha fazla ve kalınlığı ise en az 15 cm'dir. Karbonat birikimi A_1B ve C horizonlarında (A_1k , B_k , C_k) görülebilir. Horizonların singelendirilmelerinde, kalsiyum ve/veya magnezyum karbonatların birikimi k simgesiyle gösterilir. Fakat her k simgesiyle gösterilen horizon kalsik horizon tanımına tam anlamıyla uymaz. Kalsiyum karbonatın çözünürlüğü, büyük ölçüde toprak pH'sına ve toprak havasındaki CO_2 'in kısmi basıncına bağlıdır. Toprak çözeltisinin pH'sı düştükçe CO_2 'in çözünürlüğü artar. Çünkü bu durumda, çözünürlüğü CaCO_3 'tan çok fazla olan $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ oluşur. Yüzey veya üst toprakta CO_2 çıkaran fazla miktarda bitki kökü bulunur. Bu nedenle bitki köklerinin yoğun olduğu üst toprakta CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ formuna dönüşerek çözünür ve perkole olan su ile aşağılara taşınır. Derinlikle CO_2 'in azalması, pH'nın yükselmesi ve kuruma dolayısıyla yeniden CaCO_3 şeklinde çökeler. Çökme çeşitli şekillerde olabilir. Bunlar;

- a. Kolay fark edilmeyen bir biçimde (belirsiz)
- b. Çok ince kök kanalları boyunca, yalancı miseller halinde
- c. Toprak çatlakları ve bioporlar içerisinde

d. Konkresyon veya nodüller halinde olabilir.

D. Petrocalcic Horizon

Petrokalsik horizon (Gr. petra = kaya), devamlı bir katman halinde, kuvvetli bir şekilde çimentolaşmış ve bitki köklerinin delip geçemediği aşırı derecede sert bir katmandır. Oluşumu, kalsik horizonlarınkine benzer fakat kalsik horizonlar, bir katman meydana getirecek ve çimentolaşacak kadar pedolojik yaşa sahip değildirler (Yani gençtirler). Bu nedenledir ki petrokalsik horizonlar, çoğunlukla son pleistosen çağdan daha yaşlı jeomorfik yüzeylerde görülürler.

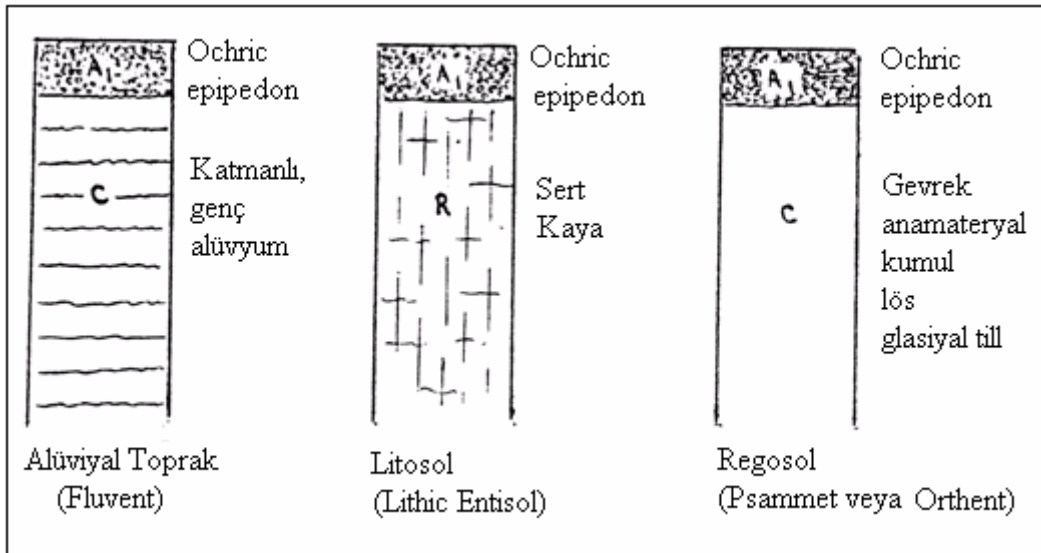
ONBİRİNCİ BÖLÜM

11. TOPRAK KATEGORİLERİ

11.1. Entisoller (Entisols)

Çok az profil gelişmesi gösteren AC veya AR profilli mineral topraklardır (Şekil 49). Bunlar tüm mineral toprakların başlangıç aşamasıdır. Entisollerin şekillenmesinde rol oynayan süreçler, organik madde birikimini sınırlayan süreçlerdir (Ochric epipedon). Bunlarda, sınırlı bir tuz yıkanması ve su altındaki alüvial birikintilerde de yine sınırlı bir toprak olgunlaşması (ripening) görülür. Bir profil gelişmesi görülmemesinin nedenleri :

- Pedojenik zamanın çok kısa olması. Yakın bir zamanda birikmiş ana materyal,
 - Hızlı bir aşınma veya birikme ve
 - Ana materyalin parçalanma-ayrışmaya karşı dayanıklı olması, olabilir.
- Entisoller, eski Amerikan sınıflama sistemindeki Allüvial, Litosol ve Regosolları içine alan, bir azonal topraklar kategorisidir (Şekil 49).



Şekil 49. Entisoller ve onlara denk düşen eski toprak grupları.

11.1.1. Alüvial Topraklar

Alüvial topraklar, genç alüvyonlar üzerinde görülen topraklardır. Bu grup, yaşlı alüvyonlar üzerinde gelişmiş ve iklim ve canlıların etkisini yansıtan toprakları

kapsamaz. Alüvial topraklar ileri derecede profil teşekkülü göstermeyen genç (AC profil) topraklardır. Dünyanın her yerinde, nehir yatakları, göl ve deniz kıyılarında görülebilirler. Her ne kadar tüm alüvial topraklar tarıma uygun değilse de dünya nüfusunun % 23'ü yiyeceklerini alüvial topraklardan sağlar. Yerel alüvyumlardan oluşan alüvial toprakların bitki besin maddeleri içeriği, alüvyonun taşınıp geldiği havzadaki materyal çeşidi ile yakından ilgilidir. Örneğin, alüvyon, kumtaşı ve granitik kayaların egemen olduğu bir havzadan geliyorsa verimlilik göreceli olarak düşük, kireç taşı, bazalt ve diğer besin elementlerince zengin kayaların egemen olduğu bir havzadan geliyorsa, verimlilik göreceli olarak yüksek olur. Nehir boylarında yer alan alüvial topraklar, genellikle karışık orijinli alüvyonları içerir ve verim güçleri yüksektir. Karışık orijinli genel alüvyonlarda, su kontrolü (taşkın, drenaj ve göllenme gibi) temel sorundur. Alüvial topraklarda tekstür, yatay ve düşey doğrultuda sıkça değişir. Bu değişim jeogenesinin ürünüdür. Killi nehir tabanı topraklarının işlenmeleri ve drene edilmeleri zordur. Deniz kıyılarında yer alan alüvyon çamurlarının olgunlaşması (ripening) toprak oluşumunun en önemli aşamasını oluşturur. Özgün çamur materyalde fazla miktarda sülfite karşın az miktarda CaCO_3 var ise cat clays¹ 'lerdeki sorunlara benzer sorunlar ortaya çıkar. Kurak bölgelerdeki çukur alüvial sahalar, bitki üretimi yapılamayacak kadar tuzlulaşabilir. Bunlar, geçirgenlikleri iyi ve bol, kaliteli sulama suyu var ise, yıkanarak kullanılabilir hale getirilebilirler. Yağışlı bölgelerin alüvial toprakları, genellikle daha düşük verimlidirler (düşük KDK ve düşük baz doygunluğu). Çünkü bunlar her aşamada etkin bir biçimde yıkanır.

11.1.2. Litosollar

Doğrudan ana kaya üzerinde, ince bir A horizonuna sahip sığ, AR profil bir topraktır. Toprak oluşumu göstermemelerinin temel nedeni, meylin dik ve ana kayanın çok dayanıklı olmasıdır. Materyalin devamlı olarak aşınması, toprağın sığ kalmasına neden olur. Litosollar, genelde dağlık araziler üzerinde görülürler. Litosolların çoğu, eğim, taşlılık ve sığlık nedenleriyle işlemeye uygun değildirler. Orman ve mer'a olarak değerlendirilebilirler. Erozyon kontrolü ana toprak idare sorunudur.

11.1.3. Regosollar

Lös, glasiyal till, volkan külü, aolik kum gibi alüvyumdan başka birikintiler üzerinde yer alan, zayıf teşekküllü (AC profili) topraklardır. Regosolların çoğu dik meyiller üzerinde bir kısmı da bitki örtüsünden yoksun, kumlu materyaller üzerinde görülürler. Çoğunun verim gücü sınırlıdır. Su ve rüzgar erozyonu ana sorunudur.

¹ Cat clays, Türkçe'ye kedi killeri olarak çevirebileceğimiz bu terim ilk defa 1771 yılında Hollanda çiftçileri tarafından çok asit karakterli (asit sulfat) topraklar için kullanılmıştır.

11.2. İnseptisoller (Inceptisols)

Sınırlı bir toprak oluşumuna sahip mineral topraklardır. Özellikle cambic horizon ve ochric, umbric, histic veya plaggen epipedon şekillenmesi gösterirler (Şekil 50). Yağışlı ve tropik bölgelerdeki, entisollerin yıkanmaya maruz kalmalarıyla oluşurlar. Başlangıç anlamına gelen latince inceptum sözcüğü ile adlandırılan bu topraklar daha çok genç araziler üzerinde yer alırlar. İnseptisoller, illüviyal horizon dışında zayıf teşekküllü birkaç ayırt edici horizon içeren, bir heterojen topraklar grubudur. Entisollerden daha ileri bir oluşum düzeyine sahiplerse de, oluşum doğrultuları, hala belli değildir. Bu sraya giren eski büyük toprak gruplarından bazıları şunlardır: Kahverengi Orman, Sol Brun Acide, Humic Gley, Andosol ve Plaggen Topraklar.

11.2.1. Kahverengi Orman Toprakları (Eutrochrepts)

Yağışlı ılıman bölgelerde, orman örtüsü altında, kireç ve bazlarca zengin (genellikle kalkerli) ana materyaller üzerinde oluşurlar. Sadece mul humuslu ochric epipedon ile baz doygunluğu yüksek bir cambic (renk) B horizonu oluşumu görülür. İllüviasyon belirtileri görülmez. Bu nötral ve oldukça geçirgen olan topraklar, yüksek biyolojik aktiviteye sahip ve oldukça verimlidirler.

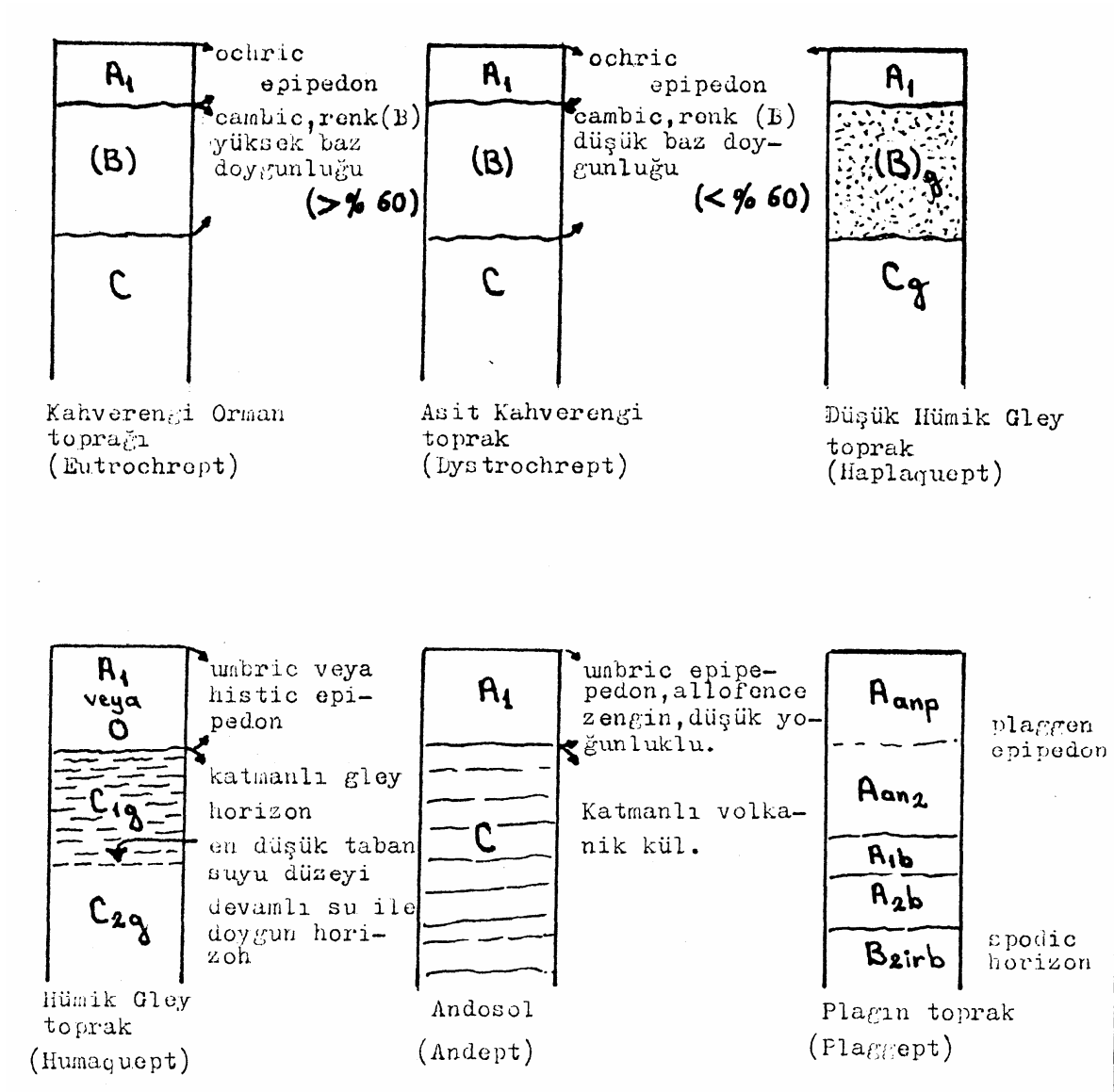
11.2.2. Sol Brun Acide veya Asit Kahverengi Orman Toprakları (Dystrochrepts)

Yağışlı, ılıman bölgelerde, kum taşı, shale, kuvarzit, granit ve gnays gibi asit ana materyallerden oluşurlar. Düşük baz doygunluğuna sahip bir cambic (B) ile, mul-moder humuslu, zayıf teşekkül etmiş bir ochric epipedona sahip, çok zayıf kil humus, demir veya alüminyum illüviasyonu belirtileri gösterebilen topraklardır. Bu asit topraklar, Kahverengi Orman Topraklarından daha düşük bir biyolojik etkinliğe ve verim gücüne sahiptirler. Son zamanlarda, Kahverengi Orman Toprakları ve Sol Brun Acide Toprakların yağışlı tropik bölgelerde de bulunduğu bilinmektedir. Bunlar birlikte Tropeptler olarak adlandırılmaktadır. Bunlardan Kahverengi Orman Toprakları niteliğinde olanlar Eutrochreptler ve Asit Kahverengi Orman Toprakları niteliğinde olanlar da Dystrochreptler olarak sınıflandırılırlar.

11.2.3. Hümk Gley ve Düşük Hümk Gley Topraklar (Aqueptler)

Humid, subhumid ve tropik bölgelerin bozuk drenajlı topraklarıdır. Hümk Gley topraklar, altta bir cambic (Gley) (B), onun üzerinde ise bir umbric veya histic epipedona sahiptirler. Düşük Hümk Gley (Low Humic Gley) topraklar ise altta bir

cambic (gley) (B) onun üzerinde de bir ochric epipedon içerirler. Bu hidromorfik gley topraklar, bataklık ve sazlık arazilere özgü topraklardır. Yapay drenaj bunlar için önemli düzeltme işlemidir. Düşük Hümk Gley Toprakların bir kısmının çok asit olabilmelerine karşın bu toprakların bir kısmı oldukça verimli olabilirler. Düşük Hümk Gleylerin bazılarının alt topraklarında kil illüviyasyonuna ilişkin belirtiler (B2t) ve bir mollic epipedon görülebilir. Doğal olarak bunlar, Inceptisollere değil, sırasıyla Ultisol ve Mollisollere girerler.



Şekil 50. Inceptisoll'ler, sınırlı bir toprak oluşumu gösteren (özellikle, bir cambic, ochric, umbric, histic veya plaggen epipedon oluşumu gösteren) mineral topraklardır. Eski sistemde tanımlanan, Kahverengi Orman, Asit Kahverengi, Hümk Gley, Düşük Hümk Gley topraklarla Andosol ve Plaggen toprakları kapsar.

11.2.4. Andisoller (Andepts)

Yağışlı ılıman ve tropik bölgelerde genç volkanik materyallerden oluşurlar. Bunlar AC horizonlu topraklardır. Altta sarımsı kahverengi veya kahverengimsi C horizonu üzerinde, gevşek, granüler strüktürlü, gri ile siyah renkli, kalın bir A horizonu (umbric epipedon) bulunur. Toprak çok gözenekli ve düşük özgül ağırlıklıdır. Organik madde içerikleri ve su tutma kapasiteleri yüksektir. Tekstürleri ince veya kaba olabilir. Kil fraksiyonlarının egemen bileşeni allofendir. Ana materyali oluşturan taze volkanik materyal, asit (% 60 < silika), nötr veya bazik (% 50 > silika) olabilir. Ana materyalin bu farklılığı Andosollerin verimliliğini etkiler. Mamafih genelde Andosoller verimli ve özellikle çok uygun fiziksel karakteristiklere sahiptirler. Gevşek yapılı olmaları, özellikle volkan yamacında yer alanlarda, erozyonu en önemli sorun haline getirir. Diğer sınırlayıcı bir etmen de, düşük pH'lılarda fosfat fiksasyonudur. Mikro element sorunu da bunlarda oldukça yaygındır.

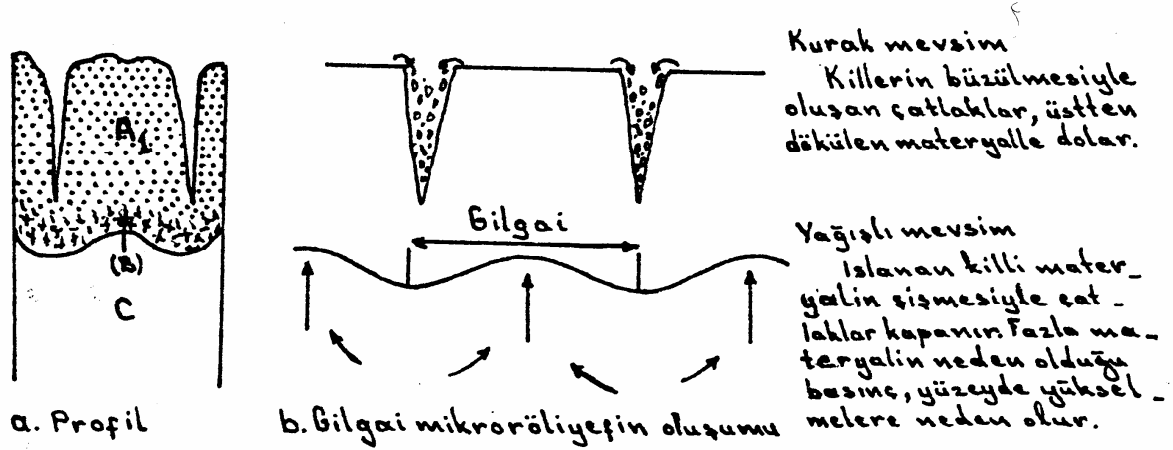
11.2.5. Plaggen Topraklar (Plaggept)

Batı Avrupa'da Pleistosen'e ait kumlu sahalarda, yoğun bir ahır gübresi, organik döküntü, kum ve yapay gübre karışımı ile gübrenme sonucu ortaya çıkmış karakteristiklere sahip topraklardır. Bir podzol profili üzerinde bir plaggen epipedon görülür. Çok uygun fiziksel özelliklere sahip olmaları (permeabilitelerinin su tutma kapasitelerinin iyi olması ve kolay işlenebilmeleri) nedeniyle Batı Avrupa'nın en iyi tarım topraklarını oluştururlar. Ancak yüksek verim için gübrenmeleri gerekir.

11.3. Vertisoller (Vertisols)

Tropikal, subtropikal bölgelerin ağır killi topraklarıdır. Montmorillonit gibi genişleyebilen kafese sahip killerin egemen olması nedeniyle, birbirini izleyen nemli ve kurak periyotlarda şişen, büzülen ve dolayısıyla karışan topraklardır. Bu topraklar çeşitli adlarla anılırlar. Hindistan'da Black Cutton ve Regur, Indonezya'da margallitik Balkanlar'da Smonitza veya Smolnitza ve ABD'de grumusoller gibi. Derin ve genellikle koyu renkli bir A horizonuna sahip, AC profilli topraklardır. (Şekil 51). Kurak periyot süresince önemli ölçüde büzülmesi nedeniyle yüzeyden derinlere kadar ulaşan geniş çatlaklar oluşur. Çatlakların etrafındaki gevşek materyaller, bazı canlıların da yardımı ile çatlaklar içerisine dökülüp onları doldurur. Yağışlı mevsimde toprak şişer ve çatlaklara dolan fazla materyal yanlara ve yukarı doğru basınç oluşturur. Ortaya çıkan bu basınç profil içerisinde materyallerin birbirine sürtünerek kaymasını ve slickenside denilen çizgili ve parlak yüzeyli özel oluşuklara neden olur. Yüzeyde 5-15 cm yüksekliğinde tümsekler oluşur ki bunlara da gilgai denir. Bu karışma (churning) sürecinden dolayı vertisollerin A horizonları tek düze ve kalındır. A horizonlarının kalınlığı, düşey doğrultudaki çatlakların boyu kadardır. Vertisollerin bir kısmı B horizonu oluşumu gösterebilirler. Vertisoller, nitrojen ve fosfor dışındaki besin elementlerince zengindir. Permeabilite ve infiltrasyon derecelerinin düşüklüğü

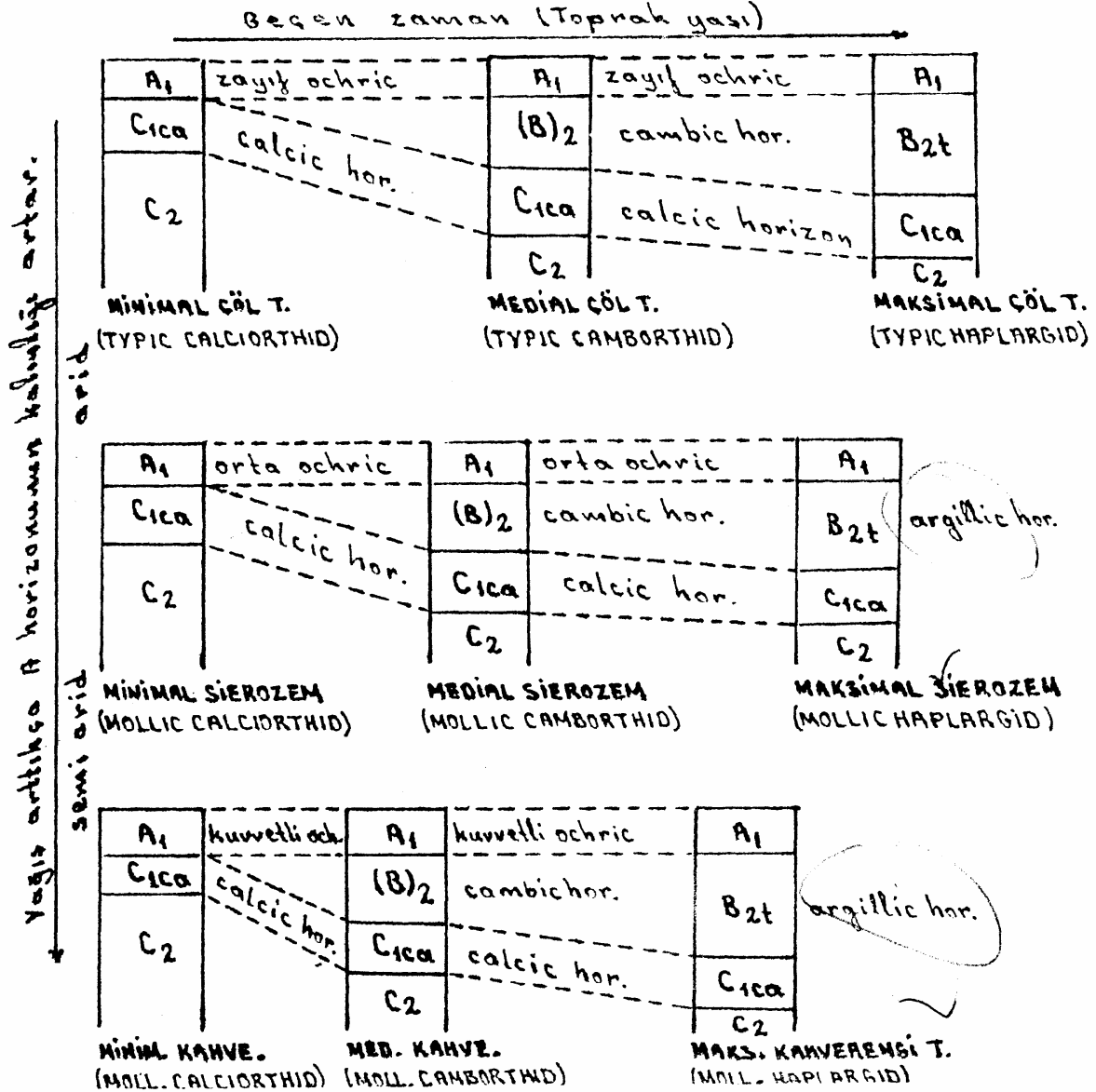
ile işlenme güçlükleri, sorunlarının başında gelir. Sulama suyu çok kaliteli olmaz ise sulama ile tuzluluk problemi çıkabilir. Permeabilitelerinin düşüklüğü fazla tuzun yıkanmasını olanaksız kılar.



Şekil 51. Vertisoller, yağışlı ve kurak periyotlarda şişen-büzülen, dolayısıyla karışan ve slickenside, paralelepiped gibi özel oluşuklara sahip, genelde AC profilli ağır topraklardır. Gilgai mikroröliye’te bunlara özgü bir özelliktir.

11.4. Aridisoller (Aridisols)

Kurak bölgelerin calcic, petrocalcic, gypsic, salic, cambic veya natric horizonlu ve ochric epipedonlu mineral topraklarıdır (Şekil 52). Sınırlı bir organik madde birikimi ile yine sınırlı bir çözünebilir madde yer değiştirmesi (translocation), bu toprakların ana oluşum süreçleridir. Yaşlı jeomorfik yüzeyler üzerindeki, değişebilir Na yüzdesi yüksek olan alkali topraklarda argillic horizon oluşumu görülür. Aridisoller eski sistemdeki sierozem, çöl ve kahverengi zonal topraklarla, tuzlu, tuzlu-alkali ve tuzsuz-alkali gibi intrazonal toprakları kapsar.



Şekil 52. Aridisollar, kurak bölgelerin, bir ochric epipedon ve bir calcic, petrocalcic, gypsic, salic, argillic veya natric horizon içeren mineral topraklardır. Eski sistemdeki, Kurak Çöl topraklarının çoğunu, yarıkurak Sierozem ve Kahverengi toprakların da büyük bir kısmını kapsarlar.

11.4.1. Çöl Toprakları

En kurak bölgelerde oluşan, açık renkli ince bir A horizonuna sahip topraklardır. Kahverengi topraklar, daha nemli koşullarda (semiarid) oluştuğundan, çöl topraklarına kıyasla daha koyu ve kalın bir ochric epipedona sahiptirler. Sierozem'ler ise, çöl toprakları ile kahverengi topraklar arasında geçit niteliktedirler.

Calcic ve/veya gypsic horizonlar bu üç toprakta yaygın bir şekilde bulunur. Cambic ve argillic horizonlar da oluşabilir ama bunlar sadece yaşlı topraklarda görülebilir. Bunlar, gerçek çöl topraklarında değil; yarıkurak bölgelerin sierozem ve kahverengi topraklarında görülür. Calcic, cambic veya argillic horizonların bulunması, Aridisolların, Calciorthit, Camborthit ve Haplargid diye ayrılmasında ölçüt olarak kullanılırlar. Bu toprakların ana sorunu susuzluktur. Sulama yapılmaksızın üretimde kullanılmaları olanaksızdır. Su pahalı olacağından, sulama için en uygun olan yöntemi seçmek gerekir. Su tutma kapasitesi ve permeabilitesi iyi, taban suyu derin olan orta tekstürlü topraklar sulamaya uygun topraklardır. Sulama suyu kalitesinin de tuzlulaşma riski yaratmayacak düzeyde olması gerekir.

11.4.2. Tuzlu Topraklar

Toprak çözeltisinin ozmotik basıncını, bitkilerin su alımını güçleştirecek düzeye çıkaracak kadar tuz içeren topraklardır. Tuzluluk, en kolay saturasyon ekstraktının, wheatstone veya tuz köprüsü ile elektriki iletkenliğinin ölçümü ile tayin edilir. Sonuç mmhos/cm (EC_{x10^3}) olarak ifade edilir. Saturasyon ekstraktının elektriki iletkenliği ($EC_{x10^3} > 4$) dört mmhos/cm'den büyük olan topraklar tuzlu olarak kabul edilir.

Elektriki iletkenlik değerlerine göre ayrılan dört tuzluluk sınıfı (USDA, 1954).

Sınıf	Sınıf Adı	$EC_e \cdot 10^3$	Arazi Testi
0	Tuzsuz	0 - 4	-
1	Hafif tuzlu	4 - 8	-
2	Orta tuzlu	8 - 15	Nemli örnekte tuz tadı alınmaz ama, kuruyan örnekte tuz kristalleri fark edilir.
3	Çok tuzlu	> 15	Tadı tuzludur

Orta ve çok tuzlu sınıfına giren topraklar "Solonchak" olarak adlandırılırlar. Bunlar, genellikle açık renkli birçok tuz kristali içerirler. Organik maddece fakirdirler. Kurak bölgelerin özellikle çöküntü sahalarında 'exudational' nem düzeninde oluşur. Toprakta, suyun buharlaşarak kaybolması, devamlı tuz birikimine neden olur. Tuz konsantrasyonu artan yüzey horizonunda, bir kabuk oluşur (salic horizon). Tuzlu topraklar, genellikle kurak ve yarı kurak bölgelerde oluşurlar ama bazı yağışlı bölgelerdeki deniz kıyılarında da tuzlu topraklara rastlanır. Bunlar ya tuzlu deniz suyunun sık sık araziye basması (tuzlu suyun rüzgarla zerrelere halinde taşınıp bir araziye bırakılması da tuzlulaşmaya neden olur) veya tuzlu taban suyu varlığı ile

oluşurlar. Tuzlu toprakların reklamasyonu (düzeltilmesi) toprakta birikmiş olan fazla tuzun yıkanmasını gerektirir. Ancak bunun gerçekleştirilebilmesi için bol ve kaliteli sulama suyunun bulunması ve toprağın geçirgenliğinin ve drenaj koşullarının iyi olması lazımdır.

11.4.3. Tuzlu Alkali Topraklar

Fazla miktarda tuz ($EC_e \cdot 10^3 > 4$) ve % 15'ten fazla değişebilir sodyum içeren topraklardır. Fazla tuz içermeleri nedeniyle görünüşleri ve özelliklerinin çoğu tuzlu topraklarınkine benzer. Kil parçacıkları floküle olmuş durumdadır. pH ise genellikle 8.5'ni altındadır. Eğer toprak alkali kanyonlar ilave edilmeden yıkama yapılırsa toprağın özelliklerinde önemli değişiklikler olur. Killerin etrafından oluşan çift tabaka onların şişmesine ve dispersiyonuna ve neticede tuzsuz alkali toprakların oluşmasına neden olur.

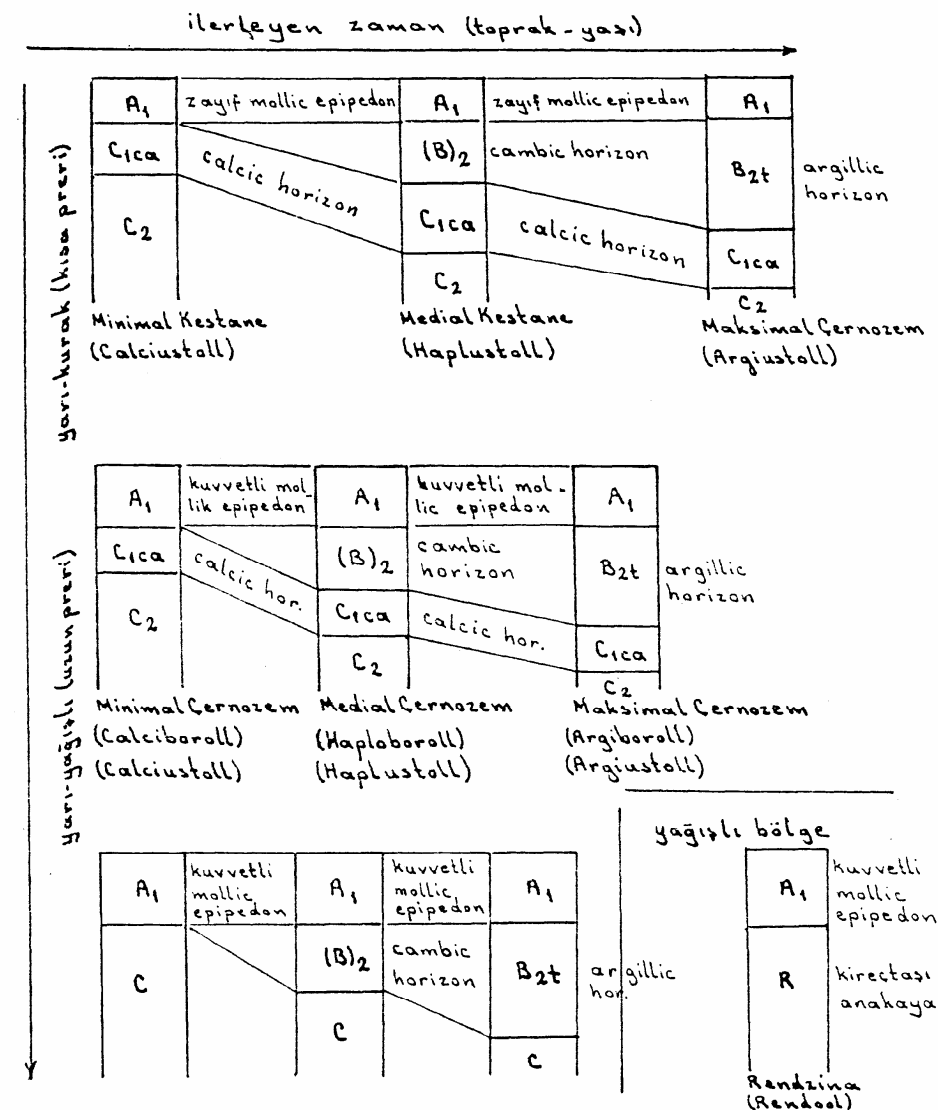
11.4.4. Tuzsuz Alkali Topraklar

Çözünabilir tuz içeriği az ($EC_e \cdot 10^3 < 4$), fakat değişebilir sodyum miktarı bitki yetiştirmesine zarar verecek kadar yüksek olan ($ESP > 15$) topraklardır. Değişebilir sodyum yüzdesinin ($ESP'nin$) yüksek olması, kili kolayca dispers ederek, onun A horizonundan yıkanıp B horizonunda birikmesine neden olur. Böylece sonuçta bir natric (B) horizonu oluşur. Bu toprağın pH'sı, 8.5-10 arasında değişir. Sütun benzeri strüktür, bu toprakların B horizonlarının karakteristik strüktürüdür. Şişen tip killerin egemen olması nedeniyle ısladıklarında geçirgenlikleri çok düşer. Bu özelliklere sahip topraklar solonetz olarak adlandırılırlar. Solonetzler, genellikle arid-semiarid bölgelerde oluşurlar. Bu bölgelerde özellikle geçirgenliği düşük bazı çöküntü sahalar solonetz topraklar için uygun yerlerdir. Tuzsuz alkali toprakların reklamasyonu (düzeltilmesi) değişebilir fazla Na^+ 'un Ca^{++} ile yerdeğiştirmesini gerektirir. Bu toprağa cips verilmesi veya toprağın çözünmüş kalsiyum içeren su ile yıkanması ile gerçekleştirilebilir. Çözünürlüğünün düşük olması nedeniyle, $CaCO_3$ istenen hızda bir düzeltme sağlayamaz.

Subhumid iklim koşullarında oluşan Solonetzler, genellikle mollic epipedon olarak tanımlanabilen, koyu renkli bir A₁ horizonuna sahiptirler. Dolayısıyla bu solonetzler Mollisollar sırasına girer. Yüksek yağış, yıkanmayı etkin kılarak, zamanla albic horizon olarak nitelenebilecek açık renkli bir A₂ horizonunun oluşmasına neden olur. Böylece solonetz toprak, solodized solonetz'e dönüşür (Şekil 53). Oluşum zamanla ilerleyerek (fazla Na yıkanarak) toprak fazla tuz ve sodyumdan arınır ve soloth adı verilen toprak oluşur. Solod'larda natrik horizonun yerini argillic horizon almıştır ve belirgin bir de albic horizonu sahiptirler.

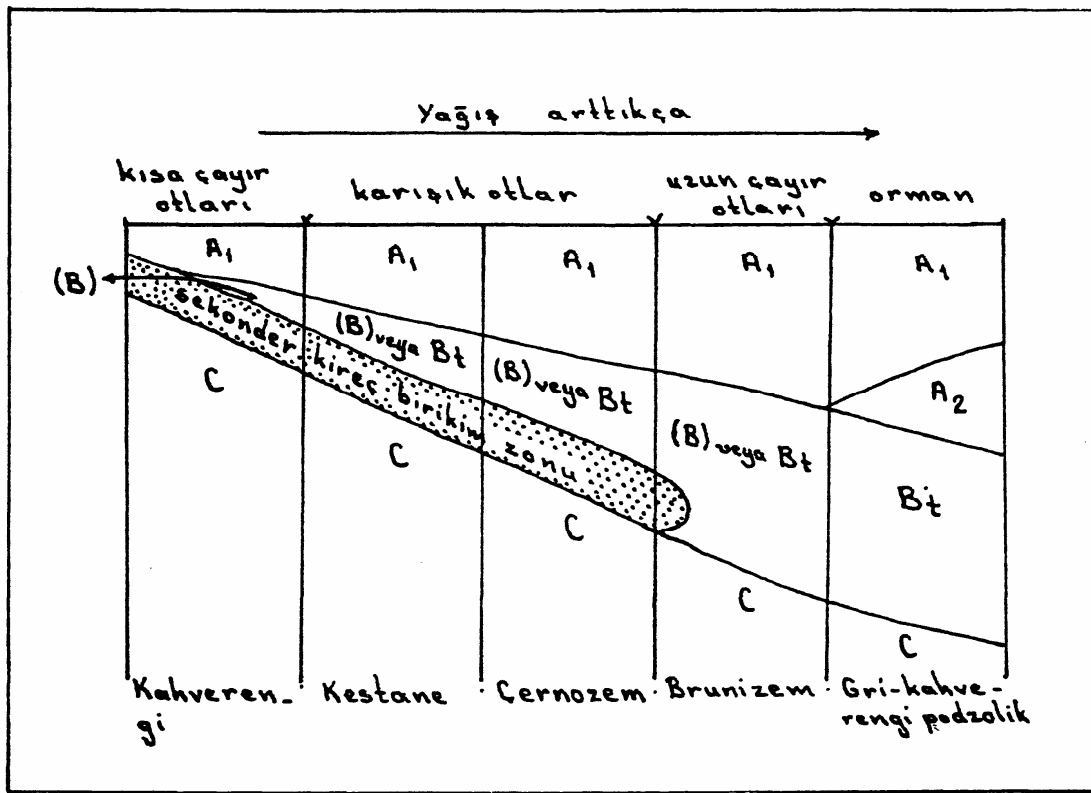
11.5. Mollisoller (Mollisols)

Mollik epipedonlu mineral topraklardır. Eski sınıflama sistemindeki şu büyük toprak gruplarını kapsar : Semiarid bölgelerin Kestane toprakları, subhümid bölgelerin Çernozem ve Brunizem (preri toprakları), Solonetz ve Soloth toprakları ve kireç taşından türemiş olan Rendzinalar (Şekil 53). Bunlar içerisinde Kestane, Çernozem ve Brunizemler en önemlileridir. Mollisoller, akışsız (non flushing) veya az akışlı Slightly flushing) nem düzeninde (yani yıkanmanın çok sınırlı olduğu koşullarda) oluşurlar.



Şekil 53. Mollisol'lar, bir mollic epipedon ve buna ek olarak, bir calcic, cambic, argillic veya natric horizon içerebilen, mineral topraklardır. Eski sistemdeki, yarı-kurak Kestane, yarı-yağışlı Çernozem ve Brunizem'lerle hümid (yağışlı) Rendizinaları kapsarlar.

Doğu Anadolu'nun kuzey kesimlerinde (özellikle Kars yöresinde) çayır örtüsü altında oluşan çernozemlerin çoğu Mollisol niteliğindedir. Mollisoller, organik maddece zengin, koyu renkli kalın, baz doygunluğu yüksek ve biyolojik etkinliğin yoğun olduğu bir yüzey horizonuna sahiptirler. Daha kurak koşullarda oluşan Kestane topraklar, daha yağışlı koşullarda oluşan kestane renkli topraklara kıyasla, daha zayıf ve kısa bitki örtüsüne sahiptirler. Kahverengi topraklardan kestane ve çernozemlere gidildikçe genelde organik madde miktarı artar. A1 horizonu kalınlaşır ve kireç birikim zonunun derinliği artar (Şekil 54).



Şekil 54. Step bölgelerinde kalkerli bir ana materyal üzerinde oluşan bir toprağın profil karakteristikleri ile yağış ve bitki örtüsü arasındaki ilişkiyi gösteren şema.

Brunizem'ler hafif akışlı (Flushing) rutubet düzenine sahip olduklarından, genellikle ca horizonuna sahip değildirler. Step toprakları (Mollisoller), genellikle çok verimlidirler. Çünkü çok uygun fiziksel özelliklere, oldukça fazla organik madde ve mineral besin maddeleri içeriğine sahiptirler. Özellikle Kestane ve çernozemlerin oluşum sahalarında yağış sınırlıdır. Bunlarda, toprakların kullanımında, kuraklık ana sorundur. Bu topraklarda yaz nadası, su depolamak için başvurulmuş bir yoldur.

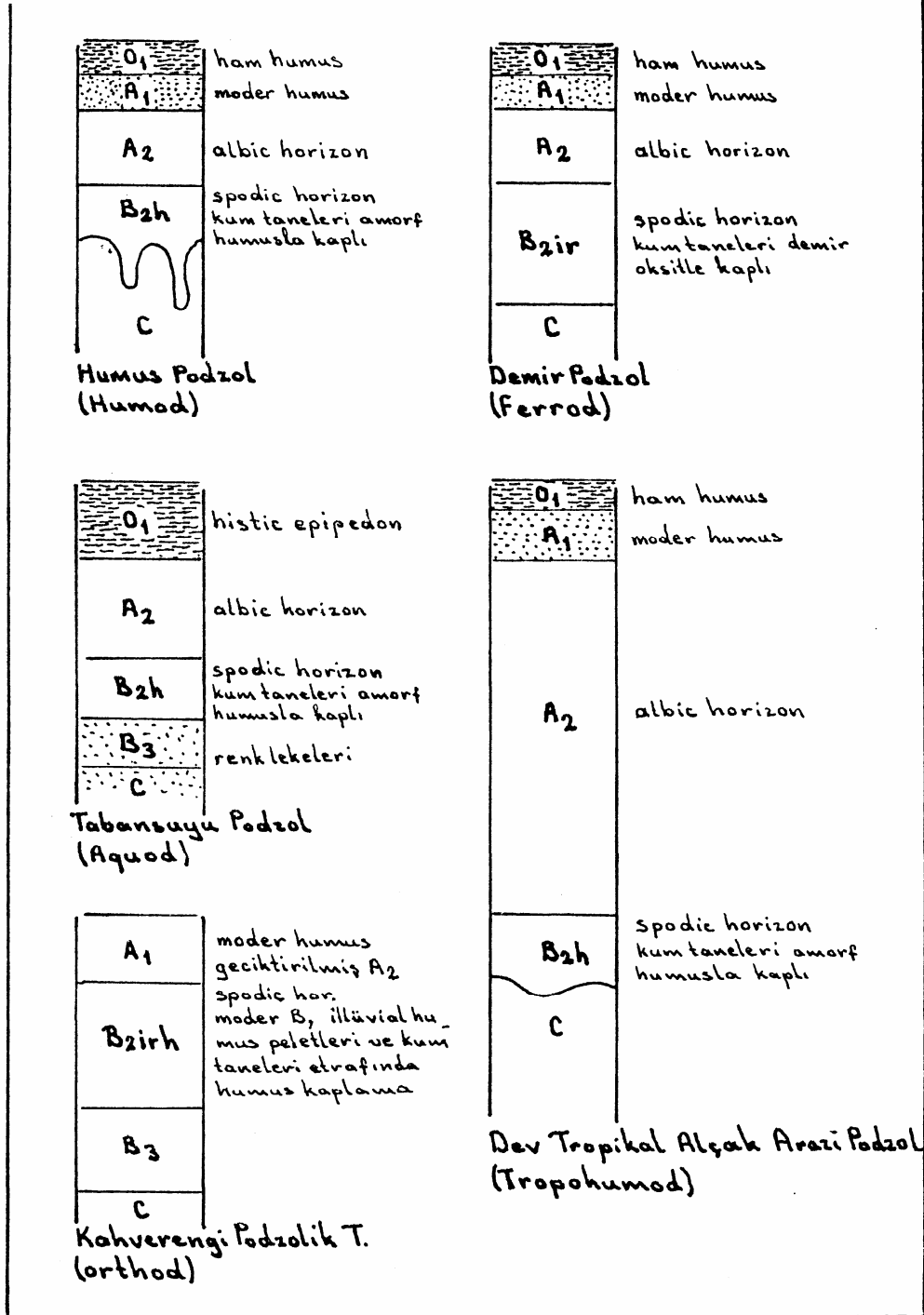
İlkbahar ekimi için güz sürümü yapmak, yabancı ot mücadelesi ve malç

kullanmak evaporasyonla su kaybını azaltır. Yağış intensitesinin fazla olduğu yerlerde, uzun süre çıplak kalan toprağın korunması için de kontur sürüm, şeritvari ekim, teraslama gibi önlemler alınması gerekir. Step toprakları (mollisoller) özellikle hububat ve mısır yetiştirmek için dünyanın en uygun en verimli topraklarıdır.

11.6. Spodosoller (Spodosols)

Spodosoller, bir spodik horizon içeren mineral topraklardır. Bu topraklar eskiden Podzol, Kahverengi Podzolik ve Tabansuyu Podzolleri diye bilinen toprakları kapsar (Şekil 55). Bu sıraya giren topraklarda egemen olan süreç, Al ve Fe oksitlerle, kolloidal humusun E horizonundan yıkanıp, B horizonunda birikmesi sürecidir. Literatürde, Rusya'da, bir tekstürel B_t üzerinde yer alan beyaz renkli E horizonlu topraklar (Alfisoller), Spodosoller sırasına giren podzollerle karıştırılmaktadır. Avrupa ve Amerika'da, tekstürel B (argillic) ve onun üzerinde A₂ horizonlu topraklar için Gri Kahverengi Podzolik ve Kırmızı Sarı Podzolik terimleri kullanılmaktadır. Bu topraklar da Spodosoller kapsamına girmezler. Beyaz bir E horizonuna sahip toprakların illüviyal (B) horizonunun özelliklerine bakılmaksızın Podzol veya Podzolik olarak adlandırılmaları karışıklıklara neden olmaktadır. Aslında spodik horizon içermeyen bu topraklar özelliklerine göre ya Alfisoller veya Ultisoller sırasına girerler. Podzol sözcüğü, Rusça bir sözcük olup, kül renkli E horizonunun varlığına işaret eder. Yeni Amerikan sınıflama sisteminde, illüviyal (B₂) horizonuna, elüviyal (A₂) horizonundan çok daha fazla önem verilmektedir. Bunun için Fe, Al oksitleri ve humus birikimi gösteren bir spodic horizonu sahip, podzol ve podzolik topraklar spodosoller sırasına fakat bir albik horizon altında bir argillic horizonu sahip olanlar ise Alfisol veya Ultisoller sırasına girerler. Bu sonki topraklarda lessivage veya illimerization süreçleri egemendir.

Önceleri, podzol topraklar, tipik zonal topraklar olarak tanımlanırlardı. Spodosollar, tundra zonu sınırından tropik zona kadar olan kuşakta oluşurlar. Bunların oluşması için, toprak suyunun yılda birkaç kez profili boydan boya katetmesi gerekir. Yani Spodosoller, hümid iklim bölgelerinde oluşur. Bunların oluşumu için uygun olan önemli bir faktör de, kil içeriklerinin az; kum içeriklerinin fazla olmasıdır (Kumlu ana materyal). Asit bitki örtüsü, Al ve Fe ile bazı çözünebilir kilyetler oluşturmaları nedeniyle, podzolizasyonu hızlandırır. Podzoller, B horizonlarının ana bileşenlerine göre, humus, humus-demir ve demir podzollar diye alt sınıflara ayrılırlar. Podzol toprağın B horizonundaki humus, amorf humus olup kum ve diğer parçacıkların etrafını sarmış durumdadır. Bazılarında humus, Al ve Fe ile çimentolaşmış yoğun ve geçirimsiz bir katman oluşturabilir (Kahverengi podzoliklerdeki gibi). Kahverengi podzolik topraklar, podzol topraklardan, bir A₂ horizonunun bulunmayışı, düşük C/N oranı (Moder humus), yüksek biyolojik etkinlik, derin ve geçirgen bir profil ile ayrılırlar. Daha nemli koşullarda tabansuyu podzolleri gelişebilir.



Şekil 55. Spodosol'lar, spodic horizonlu, mineral topraklardır. Eski sistemdeki Humus Podzol, Demir Podzol, Tabansuyu Podzol, Tropikal Podzol ve Kahverengi Podzolik toprakları kapsarlar.

Bunlar genellikle bir B_{2h} (amorf humuslu) horizonuna sahiptirler. Fakat indirgeyici koşullar nedeniyle demir oksit bulunmaz. Islaklığa ilişkin belirtiler horizon hudutlarının birbirine girmesine (girişimli sınır) neden olur. Yağışlı tropik bölgelerin, alçak arazilerinde, geçirgen, kumlu ana materyallerden de tropik podzollar (giant, tropical Podzols) oluşabilir. Bunlar, çok kalın bir A₂ horizonuna (1/2 m ile 3 m) ve çok derinde, oldukça ince bir B_{2h} horizonuna sahiptirler.

Spodosoller, her zaman, düşük KDK ve baz doygunluğuna sahip, kumlu asit topraklardır. Sonuç olarak, Spodosoller, kimyasal verimlilikleri ve su tutuma kapasiteleri düşük olan topraklardır. Bazıları çok yoğun ve geçirimsiz bir spodik horizonu sahiptir. Genellikle tarıma uygun olmayan topraklardır. Bunlar üzerinde tarım yapılacaksa yoğun bir gübreleme ve kireçleme gerekir. Spodosollerin çoğu orman örtüsü altındadır. Özellikle derin ve geçirgen bir profile sahip ve göreceli olarak bitki besin elementlerince zengin olan, kahverengi podzolik topraklar, orman için çok uygundur.

11.7. Alfisoller (Allisols)

Orta ile yüksek baz statülü (baz doygunluğu > % 35) bir argillic horizonu sahip mineral topraklardır. Bunlarda mollic epipedon görülmez. Kurak bir mevsime sahip yağışlı ılıman, yarı tropik ve tropik iklim koşullarında oluşurlar.

Alfisoller eski sınıflama sisteminde tanımlanmış olan Gray Wooded, Gri Kahverengi Podzolik, Planosollar, Kırmızı ve Kahverengi Akdeniz toprakları (Terra Rossa, Terra Fusca, Kireçsiz Kahverengi Topraklar) ve Demirli Tropikal (Tropical Ferruginous) toprakları kapsarlar (Şekil 56).

11.7.1. Gri Orman Toprakları (Gray Wooded)

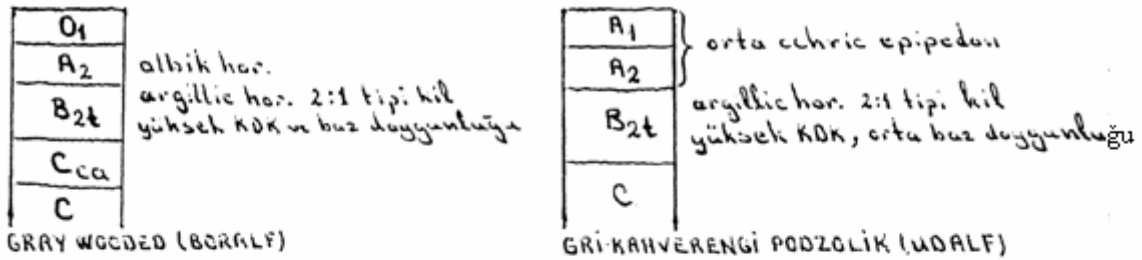
Merkezi Kuzey Amerika ve Kuzey Rusya gibi serin yarı yağışlı iklim koşullarında oluşurlar. Bu topraklar, altta baz doygunluğu yüksek (>% 65) bir tekstürel B horizonuna, onun üzerinde belirgin bir A₂ ve en üstte de bir organik horizonu sahiptirler. Bunların C horizonları, genellikle bir CaCO₃ birikim katmanına sahiptirler. Bu topraklar belirgin bir A₂ horizonuna sahip olduklarından, Rusya'da önceleri, Podzol olarak adlandırılmışlardır. Bunlar, genellikle koniferler, yaprağını döken ağaçlar veya karışık orman örtüsü altında oluşurlar.

11.7.2. Gri-Kahverengi Podzolik Topraklar (Gray-Brown Podzolic)

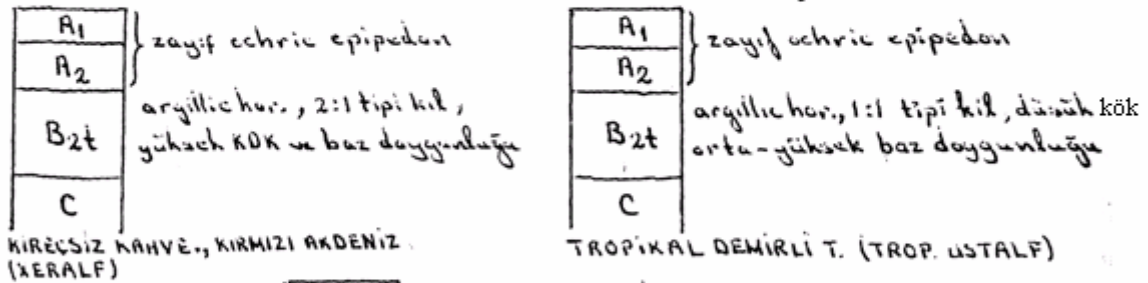
Gri orman topraklarına kıyasla biraz daha sıcak ve yağışlı iklim koşullarında oluşurlar. Gri orman topraklarından, aşağıdaki hususlar bakımından farklılık gösterirler. Organik madde mineralizasyonu hızlı olduğundan, O₁ horizonu yoktur.

Büyük bir olasılıkla biyolojik etkinliğe bağlı olarak E horizonu daha az gelişmiştir. Tekstürel B horizonunun baz doygunluğu düşük ve C horizonunda CaCO_3 birikimi görülmez. Son iki farklılık, (baz doygunluğunun düşüklüğü ve C horizonunda CaCO_3 birikiminin görülmemesi) bunların akışlı (Flushing) nem rejimine sahip olmalarından kaynaklanmaktadır. Ana materyalleri, birinden diğerine değişebilir. Örneğin, birinde ana materyal lös, diğerinde glasiyal till, bir diğerinde ise granit veya kil taşı olabilir. Ana materyale bağlı olarak tekstürleri de kumlu tından, kile kadar değişir. Gri kahverengi podzolik toprakların çoğu tarımda kullanılır. Ağır tekstürlü B horizonuna sahip bazıları dışında, genellikle uygun fiziksel koşullara sahiptirler. Etkin bir şekilde yıkandıklarından gübre gereksinimleri yüksektir.

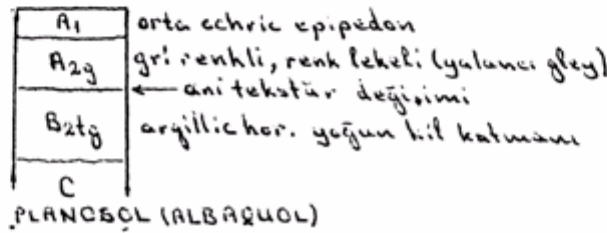
A. Ilıman iklimde yıkanmanın artması



B. Tropik-yarıtropik iklimde parçalanma-ayrışmanın artması



C. Intrazonal hidromorfik



Şekil 56. Alfisol'lar, orta ile yüksek baz statülü, bir argillic horizona sahip, mineral topraklardır. Eski sistemdeki yarı yağışlı, serin bölgelerin Gray Wooded topraklarının çoğunu, yağışlı bölgelerin, Gri-Kahverengi Podzolik topraklarını, Kırmızı ve Kahverengi Akdeniz Topraklarını, Tropik bölgelerin Demirli (Ferruginous) topraklarını ve Planosol'ları kapsarlar.

11.7.3. Planosollar (Planosols)

Pekişik kil katmanlı (clay panlı) topraklar olarak ta bilinen Planosollar, çok yoğun (pekişik) ve geçirimsiz bir tekstürel B horizonuna sahiptirler. Bu horizon suyun hareketini önleyerek sıg bir taban suyu ve buna bağlı olarak ta bir yalancı gley zon (pseudo gley) oluşmasına neden olur. Bu topraklar, ne aşınmanın ne de birikmenin egemen olduğu düz veya hafif çöküntü sahalarda (maksimum profil teşekkülü meydana gelecek koşullarda) oluşurlar. Planosollar için karakteristik özellik A₂'den B_{2t}'ye geçişte görülen ani ve kesin tekstür değişikliğidir. Bunların, toprak idaresi açısından temel sorunu yapay drenaj gereksinimidir. Oldukça yıkanmış olduklarından, gübreleme gereksinimi de diğer bir sorundur.

11.7.4. Kırmızı ve Kahverengi Akdeniz Toprakları (Red and Brown Mediterranean Soils).

Yazları kurak-sıcak, kışları ılıman-yağışlı iklime sahip bölgelerde oluşan, yüksek katyon değişim kapasiteli (2:1 tipi kil), orta ile yüksek baz doygunluğuna sahip bir tekstürel B horizonlu topraklardır. Yağışın sınırlı olmasına karşın, evaporasyonun düşük olduğu kış mevsimine rastlaması yıkanmayı etkin kılar. Dolayısıyla, karbonatlar profilden uzaklaşır ve kil A horizonundan yıkanıp B_{2t} horizonunda birikir. Terra Rossa, Terra Fusca ve Kireçsiz Kahverengi Topraklar bu gruba giren belli başlı topraklardır. Kırmızı ve Kahverengi Akdeniz Toprakları olarak gruplandırılan toprakların tümü Alfisollar sırasına girmez. Bu da bazı karışıklıklara neden olur. Kireçsiz Kahverengi Topraklar, organik madde içeriği düşük, sert ve kütsel bir A horizonu, orta ile yüksek baz statülü bir tekstürel B horizonu ve belirgin bir kireç birikimi göstermeyen bir C horizonu ile karakterize edilen topraklardır. Oldukça fazla, parçalanıp ayrışabilir primer mineral içerirler. Bunların tarımsal açıdan en önemli sorunu yılın büyük bir kısmında görülen su noksanlığı ve erozyona yatkın oluşlarıdır. Sulama ile iyi ürün elde edilir. Ancak sulamada, hızlıdan yavaş a kadar değişen permeabilite bazılarında sorun çıkarabilir.

11.7.5. Tropikal Demirli (Ferruginous) Topraklar

Belirgin bir kurak mevsime sahip, tropik bölgelerde oluşan, düşük katyon değişim kapasiteli (1: 1 tipi kil ve seski oksitler), orta ile yüksek baz doygunluğuna sahip bir tekstürel B horizonlu topraklardır. Doğal bitki örtüsü, yaprağını döken orman veya yaprağını dökenlerle her dem yeşil olanlar arasında geçit niteliğindeki orman örtüsüdür. Ana materyal, genellikle asit karakterli değildir. Parçalanma-ayırışma ve yıkanma derecesi, Kırmızı ve Kahverengi Akdeniz topraklarına kıyasla daha ileri, fakat Ultisollardan daha düşüktür. Bu topraklarda parçalanıp ayrışabilir minerallerden bazıları genellikle varlıklarını korur. Islak koşullarda plinthite oluşumuna rastlanabilir. Kurak mevsimde su noksanlığı sorun olmuştur. Oksisol ve Ultisollarla kıyaslanırsa,

orta ile yüksek baz doygunlukları nedeniyle oldukça verimli sayılırlar.

11.8. Ultisoller (Ultisols)

Düşük baz statülü ($< \% 35$ baz doygunluğu) bir argillic horizonla sahip, mineral topraklardır. Bu toprakların killerin temelini, kaolinitik killere seskioksitler oluşturur. Buna bağlı olarak katyon değişim kapasiteleri oldukça düşüktür. Az miktarda parçalanıp-ayrışabilir mineral içerebilirler. Ultisollar, Alfisollere kıyasla daha fazla parçalanmış-ayrışmış ve yıkanmışlardır. Yani bunlar, ya daha yaşlı veya daha yağışlı ve sıcak koşullarda oluşmuşlardır. Genellikle bir kurak peryot vardır. Tropik sahaların bitki örtüsü, savana veya yaprağını döken veya yarı döken ağaçlardan oluşur. Kuvvetli bir şekilde yıkanmalarından, doğal verimlilikleri oldukça düşük olabilir. Bazı Ultisoller, o denli fazla değişebilir Al içerirler ki, bu toksik etki yapar. Fosfor fiksasyonu da diğer bir sorundur. Ultisollerin bazıları, kök gelişimini etkileyecek ölçüde plinthit oluşumu gösterirler.

Ultisoller, eski sistemde Kırmızı Sarı Podzolik, Kırmızımsı, Kahverengi Lateritik, Rubrozem olarak tanımlanan toprakları ve Tabansuyu Lateritlerinin bir kısmını kapsarlar (Şekil 57).

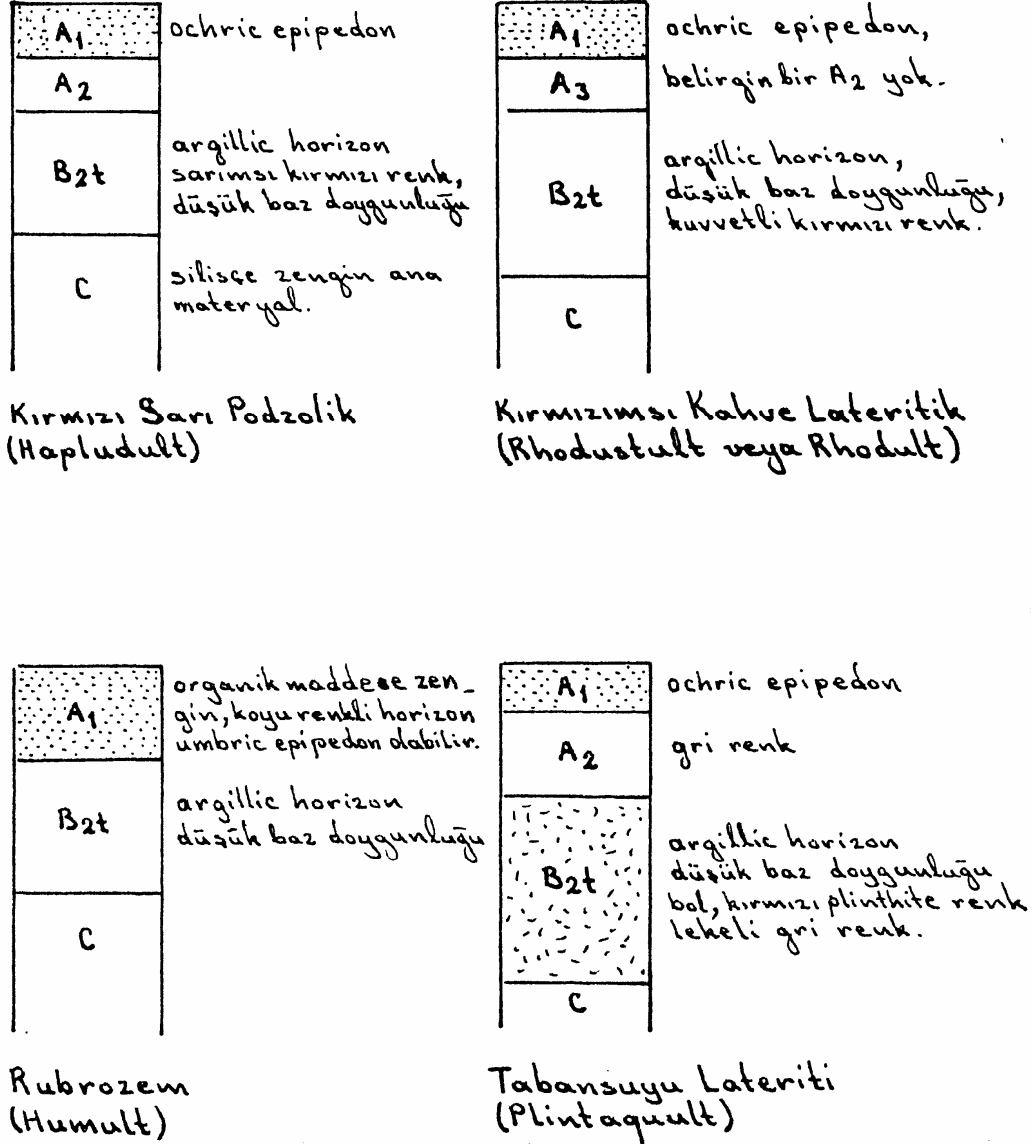
Kırmızı Sarı Podzolik topraklar, bir belirgin A₂ horizonu ve onun altında sarımsı kırmızı renkli bir tekstürel B horizonuna sahiptirler. Genellikle silika içeriği yüksek ana materyallerden oluşurlar.

Kırmızımsı Kahverengi Lateritik topraklar, demirce zengin ve silika içeriği daha düşük ana materyallerden oluşurlar. Bunun için bu topraklar çok koyu kırmızı bir renge sahiptirler.

Rubrozemler, organik madde içeriği yüksek, derin bir A horizonuna sahip topraklardır. Tropik bölgelerin, göreceli olarak daha serin ve yağışlı dağlık kesimlerinde oluşurlar.

Tabansuyu Lateritleri olarak bilinen toprakların bir kısmı da Ultisoller sırasına girer. Bunlar bozuk drenajlı topraklardır.

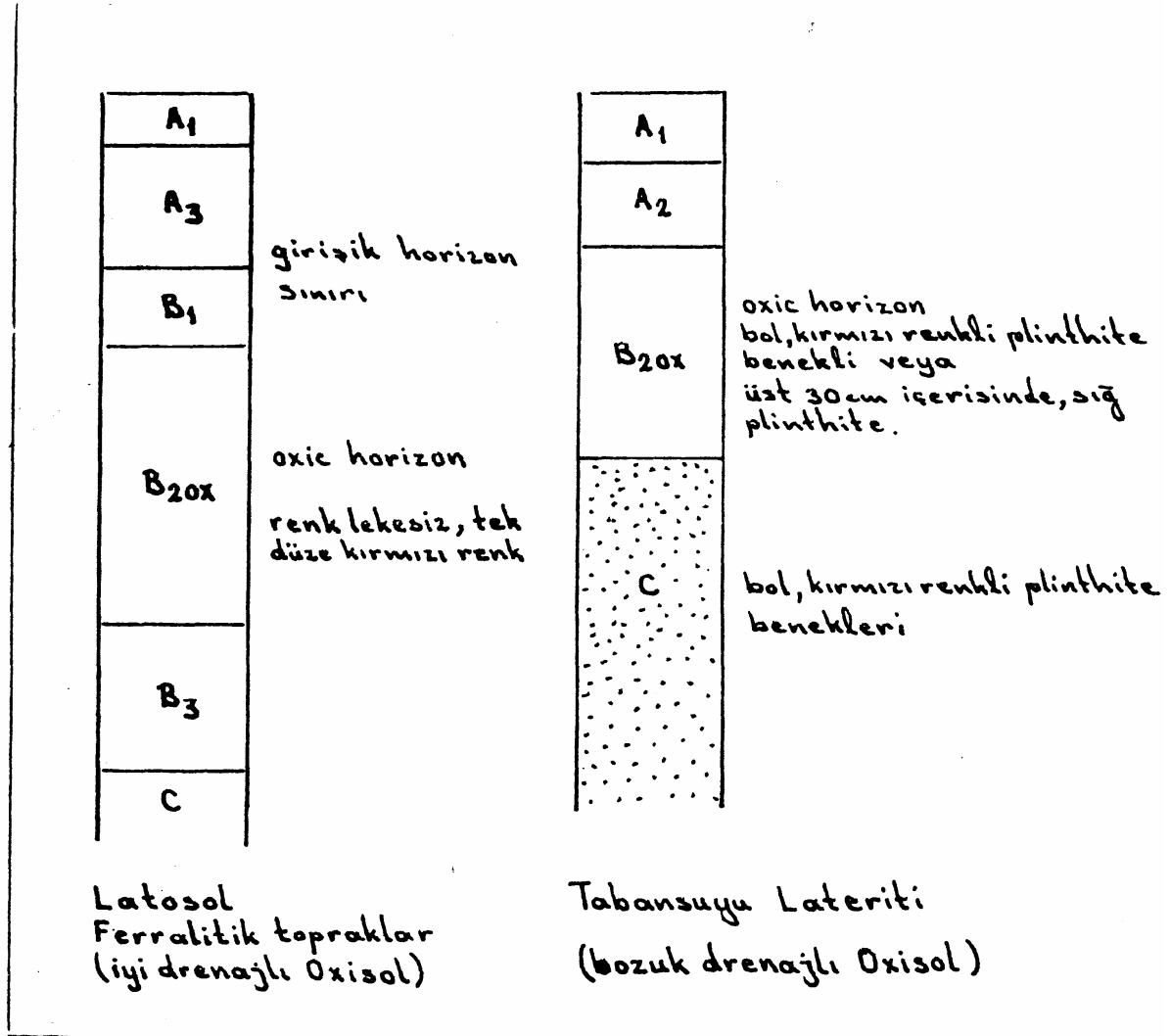
Argillic horizonlarında fazla miktarda yumuşak plinthite benekleri bulunur. Diğer, oxic horizonunda veya üst 30 cm içerisinde plinthite içeren Tabansuyu Lateritleri ise Oxisoller sırasına girerler.



Şekil 57. Ultisol'lar, düşük baz statülü, 1:1 tipi kil minerallerinin egemen olduğu bir argillic horizon'a sahip, mineral topraklardır. Eski sistemdeki Kırmızı Sarı Podzolik, Kırmızımsı Kahve Lateritik toprakları, Rubrozem'leri ve bazı Tabansuyu Lateritlerini kapsarlar.

11.9. Oxisoller (Oxisols)

Bir oxic horizon veya sıg bir plinthite katmanı içeren mineral topraklardır. Eski sistemde Latosol, Ferralitlik Topraklar, Lateritik Topraklar olarak adlandırılan topraklarla Tabansuyu Lateritlerinin bir kısmını kapsarlar (Şekil 58). Laterit ve Lateritik sözcükleri bazı karışıklıklara neden olur. Laterit sözcüğü, önceleri ileri derecede parçalanıp ayrılmış, kırmızı benekli ve açıkta kalan kısımları bloklar halinde



Şekil 58. Oksisol'lar, sık plinthit katmanı veya oxic horizon içeren mineral topraklardır. Latosollar, Ferralitik topraklarla, bazı tabansuyu Lateritlerini kapsarlar.

sertleşen ve dolayısıyla tuğla gibi kullanılabilen toprak materyalleri için kullanılmıştır (Latince'de later tuğla anlamına gelir). Tropik bölgelerin düşük $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ oranlı, kırmızı toprakları için, daha sonra Laterit veya Lateritik terimleri kullanılmıştır. Daha sonra Amerikalılar bu topraklar için Latosol adını önermişlerdir. Fransızca konuşan toprak bilimciler ise tropik bölgelerin ileri derecede parçalanıp-ayrışmış iyi drenajlı topraklarını Ferralitik topraklar (soils ferrallitique) olarak adlandırmışlardır. İleri derecede parçalanıp ayrışmış, bozuk drenajlı ve kırmızımsı benekli tropik bölge toprakları ise Tabansuyu Lateritleri (Groundwater Laterites) olarak adlandırılmışlardır. Yeni Amerikan toprak sınıflama sisteminde, ileri derecede parçalanıp -ayrışmış,

kırmızımsı benekli ve yüzeye çıktıklarında sertleşen materyaller için, Laterit sözcüğü yerine plinthite sözcüğü kullanılmıştır. Plinthite, pekişmemiş yumuşak materyaller için kullanılır. Pekişip sertleşmiş olan Plinthitler, sert veya pekişik plinthite veya demir taşı (iron stone) adı verilebilir. Plinthite, ardışık oksidasyon ve redüksiyon koşullarında ileri derecede parçalanıp ayrılmış materyaller için kullanılır. Tropik bölgelerde oksitativ koşullarda oluşmuş ve ileri derecede parçalanıp ayrılmış topraklara Oxisol adı verilir. Bunlardan iyi drenajlı, Ferralitik veya Latosollara denk düşenler, bir oxic veya sıg bir pilinthite sahip ve önceleri Tabansuyu Lateritleri (Ground water Laterites) olarak adlandırılan topraklardır.

11.9.1. İyi Drenajlı,Oxisoller (Ferralitik Topraklar, Latosollar)

Yağışlı, tropik bölgelerde, yaşlı jeomorfik yüzeyler üzerinde oluşurlar. Bunlar, çok belirgin bir horizon farklılaşması göstermeyen, iyi drenajlı, genellikle parlak kırmızımsı veya sarımsı renkli, ileri derecede parçalanıp ayrılmış, etkin bir şekilde yıkanmış, derin ile çok derin topraklardır. Çok düşük katyon değişim kapasitesi (CEC) ve düşük baz doygunluğuna sahiptirler. Parçalanıp ayrışabilir mineral, hemen hemen, hiç yoktur. Kil fraksiyonlarının temelini seski oksitler ve kaolinit oluşturur. Bu topraklar, çok gözenekli, geçirgen ve kolay dağılabilir topraklardır. Strüktürel elementleri, genellikle küçük granüler tiptir. Blok ve prizma benzeri strüktür göstermezler. Bunlar kimyasal olarak fakir topraklardır. Çünkü katyon değişim kapasiteleri, baz doygunlukları düşük ve parçalanıp- ayrışabilir (Primer) mineralleri içermezler

Bu toprakların çoğunun doğal verimlilikleri, organik madde içeriği ile ilgili olarak, A horizonlarıyla sınırlıdır. Yapay gübre kullanılmaksızın bu topraklarda, ilkel tarımda verim artışı ancak toprakların birkaç yıl doğal bitki örtüsüne terk edilmesiyle olasıdır. Böylece toprak organik madde içeriğini artırır ve dolayısıyla sınırlı bir verim gücü kazanır. Devamlı üretim, ancak gübreleme ile yapılabilir. Fosfor fiksasyonu ve katyon değişim kapasitelerinin düşüklüğünün neden olduğu, bitki besin maddeleri dengesizliği, bilinçli bir gübrelemeyi gerektiren sorunlardır. Bu sorunlar çözümlenebildiği sürece, fiziksel koşullarının mükemmel olması nedeniyle, bu topraklardan istenilen düzeyde verim alınır. Çünkü derin bir bitki kök gelişim zonuna ve yüksek su tutma kapasitesine sahip, erozyona dayanıklı fakat kolay işlenebilir topraklardır. Bazı Oxisollerde (pekişik plinthite oluşumu görülenlerde) kök gelişimini sınırlayan koşullar görülebilir.

11.9.2. Bozuk Drenajlı Oxisoller (Bazı Tabansuyu Lateritleri)

Bunlar, oxic horizonlu veya oxic horizonsuz fakat yüzeye yakın bir plinthite horizonlu topraklardır. Tarıma pek uygun olmayan bu toprakların temel sorunu, yağışlı mevsimlerde suya boğulmalarıdır. Buna ek olarak, alt toprağın yoğunluğunun fazla olması, permeabilitelerinin düşük olması, düşük kimyasal verimlilik ve kök gelişim

zonunun sınırlı olması, bunların verimliliğini çok sınırlar.

11.10. Histosoller (Histosols)

Profillerinin üst 80 cm'sinin yarısından fazlasının organik madde içeriği, en az % 20-30 olan, organik topraklardır. Eskiden bataklık topraklar (Bog soils) olarak bilinen bu topraklar, peat muck diye iki tipe ayrılırdı. Hiç ayrışmamış veya çok az bozunmuş olan organik birikintiler peat, bozunmuş olan organik birikintiler ise muck olarak adlandırılır. Peatleri oluşturan organik materyalin özgün hali çıplak gözle tanınabilirken mucklarda ayrışma o denli ileridir ki onu oluşturan özgün organik materyali çıplak gözle tanımak olası değildir. Yedinci tahmin sisteminde (Seventh approximation), suyla doygun olmayan kalın organik döküntüler (dal yaprak v.s.) Folistler olarak adlandırılmaktadır. Bozuk drenajlı organik topraklar, Fibrist (ham peat), Hemist (Mucklı peat veya pitli muck) ve Sapristten (muck) oluşabilir. Bu sınıflama, organik materyalin ayrışma derecesine göre yapılır. Ayrışma derecesi de organik materyalin lif (fiber) içeriğine göre değerlendirilir. Organik toprakların fiziksel ve kimyasal karakteristikleri, büyük ölçüde çevre koşullarına ve organik döküntünün çeşidine bağlıdır (eutrophic, mesotrophic, oligotrophic peat). Organik toprakların uzun yıllar tarımda kullanılabilmeleri için, oksidasyonla organik maddenin kaybolmasını önleyecek yükseklikte bir taban suyuna gereksinim vardır. Taban suyunu kontrol edebilecek bir sisteme gereksinim vardır.

ONİKİNCİ BÖLÜM

12. TOPRAK BİLEŞİMİ VE KARAKTERİZASYONU

Deneyimli bir toprak bilimci, arazide incelediği bir toprağın morfolojisinden çok şey okuyabilir. O, toprak morfolojisine bakarak, toprağın bazı fiziksel ve kimyasal özelliklerini isabetli bir şekilde tahmin edebilir ve onun kalitesine ilişkin çok çeşitli yorumlarda bulunabilir. Buna karşın, modern toprak biliminde ve tarımsal uygulamalarda ölçüye dayalı (kantitatif) verilere gereksinim vardır.

12.1. Toprak Bileşimine İlişkin Laboratuvar Verilerinin Önemi

Toprak gruplarını isabetli bir şekilde ayırmada ve onlar arasındaki farkları ortaya koymada laboratuvar ölçümlerine gereksinim vardır. Örneğin tropik bölgelerin ileri derecede ayrışmış topraklarını veya diğer bölgelerin genç topraklarını birbirinden ayırmak için o toprakların kimyasal özelliklerinin bilinmesi gereklidir. Genellikle, bu durumlarda, serbest veya ekstrakte edilebilir demir, katyon değişim kapasitesi ve kolay ayrışabilir mineral içeriği en faydalı olabilecek bilgilerdir.

Modern toprak sınıflama sistemlerinde toprakların ölçülebilen özelliklerine büyük bir önem verilir. Toprakların sınıflamasında, toprak genesisine ilişkin kuramların ışığı altında belirlenen önem derecesine göre, ayırt edici ölçülebilen özellikler seçilir ve analiz edilerek gerekli veriler elde edilir.

12.2. Verilerin Elde Edilmesi ve Değerlendirilmesi İçin Uygun Yöntem ve Ölçütlerin Geliştirilmesi

Analiz için seçilecek toprak özellikleri, toprak oluşum süreçlerini ve oluşuma ilişkin kuramları anlamayı kolaylaştırmalı ve aynı zamanda, sınıflamada ayırt edici karakteristik olarak kullanılabilmelidirler. Başlangıçtan günümüze kadar analiz için toprağın hangi bileşenlerinin (özelliklerinin) seçildiğini ve bunların analizinde hangi yöntemlerin kullanıldığını incelersek, toprak ilminde, son yarım asır içinde bir bilgi patlaması olduğunu görürüz. Pedolojideki bu bilgi patlaması en son sınıflama aynasında yansımıştır.

1930 yılından önce, toprak analizlerinde, total veya elementel analizler geniş ölçüde kullanılmıştır. Toprakların elementel bileşimlerinin (içerdikleri toplam elementlerin) tayin edilmesi için büyük zaman ve gayret harcanmıştır. Örneğin her toprak örneğinde, alüminyum, silis, demir, kalsiyum, potasyum ve diğer temel katyonlar, dikkatli bir şekilde tayin edilip, oksit formları şeklinde hesaplanırlar. Daha sonra, bulunan bu ağırlık yüzdeleri, molekül ağırlığına bölünerek bileşenlerin moleküler yüzdeleri hesaplanır. Bulunan bu değerler, moleküler oran olarak adlandırılabilir. Her horizon için saptanan bu değerler, horizonların bileşenleri

açısından kayıp ve kazançları ortaya koyarak, hangi toprak oluş süreçlerinin egemen olduğunu ve süreçlerin tabiatını gösterir. Silika (SiO_2) ile seskioksitler (Fe_2O_3 ve Al_2O_3) arasındaki moleküler oran, laterizasyonun bir göstergesi niteliğindedir. Oranın küçüklüğü, diğer bir deyişle seskioksit miktarının fazlalığı, laterizasyonun egemen olduğunu gösterir. Yine alkali ve toprak alkali elementlerin oksit formlarının (moleküler oksitlerinin) alüminyum ve alüminyum artı silika'ya oranı bir yıkanma ölçütü olarak değerlendirilir.

Bu total analizler, çok zaman alıcı ve araştırmacıları bıktırıcı bir nitelik arz etmekteydi. Bu yolla tayin edilen elementlerin çözünebilen formlarına çevrilmeleri gerekir. Çünkü topraklarda özellikle bitki beslenmesi açısından elementlerin çözünebilen formları önemlidir. Kullanılan yöntem genellikle, toprak örneklerini sodyum karbonatla eritme yöntemidir. Kolorimetre ve spektrofotometre ve tekniği geliştirilmeden, yani 1940'tan önce, eriyik içindeki bileşenler, çökeltme ve gravimetrik yolla tayin edilirdi ki bu da çok sıkıcı ve zaman alıcıydı (Sodyum karbonat eritme yöntemiyle yapılan total analiz yöntemi Kanehiro ve Sherman 1965 ve Jackson 1958 tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir). Her ne kadar günümüz toprak bilimcileri, total analiz sonucu elde edilen verilere küçümseyerek bakarlarsa da; bu elementel veya moleküler oran değerlerinin, toprak genesisi bakımından hala büyük öneme sahip oldukları unutulmamalıdır. O günün toprak bilimcilerinin total analiz yöntemini kullanmalarının nedenleri şöyle sıralanabilir :

- a. O zaman klasik analitik yöntemler dışında bir yol veya tekniğin bilinmemesi,
- b. O günlerde, toprağın ince fraksiyonunun-kil fraksiyonunun-büyük bir kısmını, iyon veya elementlerin düzenli bir şekilde bir araya gelmeleriyle oluşmuş, kristalin minerallerden oluştuğunun ve yine bunlardan, bileşimi aynı olanların farklı mineralojik özelliklere, farklı bileşimdekilerin ise benzer mineralojik özelliklere sahip olduklarının bilinmemesi,
- c. Yine o günlerde, bitki besin elementlerinin elverişliliğine ilişkin görüşler gelişmemişti. Yani topraktaki total potas miktarı, bitkilerin faydalanabileceği miktar olarak düşünülürdü. Halbuki, bitkiler belli bir zaman diliminde, topraktaki potasın kil kolloidlerince değişebilir durumda tutulan kısmından yararlanır ki bu da topraklardaki total K'nın % 5-10 kadarını oluşturur.

1930 yılında, toprak killerinin büyük bir kısmının kristalin yapıya sahip oldukları gerçeği ortaya çıktığı gibi, topraklardaki bitki besin elementlerinin elverişli veya aktif olan kısmının, total miktarından daha önemli olduğu anlaşıldı. X-ışınları, yansıma tekniği, flame fotometre, kolorimetre ve spektrofotometre gibi alet ve tekniklerin ortaya çıkması, toprak analizlerinde daha uygun analiz yöntemlerinin kullanılması olanağını doğurmuş oldu.

Şimdi, toprakların karakterizasyonu için, hangi temel özelliklerin hangi yöntemlerle saptandığı konusuna geçebiliriz.

12.3. Toprakların Kimyasal Bileşimlerine İlişkin Verilerin Kullanım Yolu ve İlkeleri

Toprakların, toprak genetiği süreçleri sonucu ortaya çıkan özellikleri, sınıflamada ayırt edici karakteristikler olarak seçilir. Genetik bakımından aynı öneme sahip iki özellikten birini seçme söz konusu ise, bunlardan tarımsal açıdan önemli olanı seçilir. Toprak örnekleri, toprakların arazide kantitatif olarak saptanmayan özelliklerini saptayabilmek amacıyla alınır. Genesise ilişkin bazı hipotezler, bize, toprakların bazı özelliklerini tahmin etme ve yorumlama olanağı verirler. Örneğin, Erzurum yöresinde oluşan topraklarla, Rize yöresinde oluşan toprakların, oluşum koşulları göz önünde bulundurularak (genesise ilişkin hipotezler yardımıyla) ikinci bölge topraklarının, daha fazla yıkanmaları nedeniyle, baz doygunluğu ve pH değerlerinin, birinci bölge topraklarındakilerine kıyasla daha düşük olduğu, rahatlıkla söylenebilir. Ancak, sayısal değerlerin gerektiği durumlarda laboratuvar analizleri kaçınılmazdır. Toprakların bileşimlerine ilişkin verilerin elde edilebilmesi için, her şeyden önce, temsili toprak örneklerine gereksinim vardır. Örneklemede, temsili pedonun seçimi en önemli dolayısıyla çok dikkat edilmesi gereken aşamadır. Eğer alınacak toprak örneği, toprağı iyi temsil etmezse, analizler için harcanacak zaman ve para boşa gider. Toprak örnekleri, üzerinde çalışılan haritalama ünitesi veya taksonu en iyi temsil eden profil veya pedonun horizon veya katmanlarından alınmalıdır¹. Seçim ve tanım, özenle yapılan arazi çalışmalarına dayandırılmalıdır. Laboratuvar analizlerinin sonuçları, ilgili genesis hipotezleriyle kontrol edilip yorumlanabilir. Buna ampirik korelasyon denebilir. Ancak bunu yaparken, şartlanmışlıktan kaçınılmalıdır.

12.4. Laboratuvar Teknikleri İle Ölçülen Toprak Özellikleri

12.4.1. Fiziksel Ölçümler

A. Mekanik Analiz (Tane İriliği Dağılımı)

Bu analiz, toprakta kum, silt ve kil fraksiyonlarının yüzdelerini ölçmeyi amaçlar. Günümüzde pedolojik çalışmalarda bu fraksiyonlar için kabul edilen ölçüler şunlardır : Kum 2-0.05 mm, silt 50-2 μ ve kil < 2 μ . Analizde, iki ana işlem vardır. Bunlar : a. Toprağın dispersiyonu, b. Toprağın fraksiyonlarına ayrılması. Dispersiyon, bağlayıcı ve çökticilerin giderilmesi ve uygun dispersiyon maddesinin ilavesiyle çalkalamayı kapsar. Fraksiyonların ayrımı veya kum, silt ve kil yüzdelerinin ölçümü ise hidrometre veya pipet (çöktirme) yöntemiyle yapılır. Kumun ayrımı için elek yöntemi kullanılabilir. Genesise ilişkin çalışmalarda, toprak profilinde görülen her horizonun kil içeriğinin saptanması arzu edilir. Bu çalışmalarda pipet metodu, hidrometre metoduna tercih edilmelidir. Demir ve alüminyumca zengin topraklarda,

¹ Örnekleme konusu toprak etüt ve haritalama dersinde ayrıntılı olarak işleneceğinden burada daha fazla ayrıntıya girilmeyecektir.

bunların çimentolayıcı etkileri nedeniyle, gerekli dispersiyon sağlanamaz. Bu koşullarda, toprağın 15 barlık tansiyona karşı tuttuğu su yüzdesinin, 2.5'la çarpımı ile elde edilen değer, gerçek kil miktarına en yakın değerdir (Soil Survey Staff, 1967).

Bilinmesi gereken bir husus ta, profildeki kil hareketlerine ilişkin çalışmalarda, ince kil ($< 0.2 \mu$) fraksiyonunun ölçümünün çok daha uygun ve kullanışlı olduğu hususudur. Kaba ($2-0.2 \mu$) kili ince ($< 0.2 \mu$) kilden ayırmak için santrifüj kullanılır. İnce kilin, kil hareketlerini değerlendirmede tercih edilmesi, onun daha hareketli (mobil) olduğu hipotezinden kaynaklanmaktadır. İnce kil illüviyasyon sürecine, kaba kilden daha yatkındır. Mekanik analiz sonuçlarından çıkarılabilecek bazı sonuçlar şunlardır.

Bir toprak profilindeki horizonlar arasında :

a. Kil yer değiştirmeleri ve argilic horizonların bulunup bulunmaması.

İllüvial horizonunda ince kil oranının fazla olması nedeniyle, ince kilin oranının bilinmesi yorumu kolaylaştırır.

b. Benzer ana materyaller üzerinde, fakat çayır otları ve orman örtüsü gibi farklı bitki örtüsü altında oluşan topraklardan orman örtüsü altında oluşanlarda kil hareketi daha fazladır. Buna göre kil hareketlerini yorumlayarak orman ve prairie toprakların sınırı saptanabilir.

c. Toprak oluşum sürecinin tipi belirlenebilir.

d. Silt ve kil miktarlarındaki beklenmeyen değişikliklerle, kumun alt fraksiyonlarındaki farklılıklar litolojik kesikliğin belirtileridir.

B. Hacim Ağırlık (Bulk Density)

Hacim ağırlık, belli hacimdeki toprak ağırlığının aynı hacimdeki su ağırlığına oranı veya toprağın birim hacminin ağırlığı olarak tanımlanabilir: Hacim ağırlık diğer bir şekilde şöyle tanımlanabilir: Bir toprak örneğinin kütlesinin, aynı örneği oluşturan parçacıklarla onlar arasında kalan boşluklar hacmine oranına o toprağın hacim ağırlığı denir. Hacim ağırlığı birimi g/cc'dir. Hacim ağırlığına ilişkin veriler, toprağın total porozitesinin ve elverişli su yüzdesinin hesaplanmasında kullanılır. Hacim ağırlık tayininde, silindir (core), parafin veya plastik kaplı kesek, oyma ve gama radyasyon dansitometri yöntem ve teknikleri kullanılabilir. Günümüzde son iki yöntem pek kullanılmamaktadır. Son zamanlarda reçine kaplı kesek yöntemi, en fazla kullanılan yöntem haline gelmiştir. Bu yöntem, toprak keseğinin havada ve suda tartımı ve bulunan değerlerin karşılaştırılması ilkesine dayanır. Kesek yöntemi, silindir yönteminin uygulanamadığı çok sert ve çatlak topraklara kolaylıkla uygulanabilir. Kesek yönteminin diğer bir avantajı da, aynı örnekte şişme-büzülme potansiyel testlerinin yapılabilmesine olanak vermesidir. Kaplanmış kesek yöntemi kullanılarak, bulunan hacim ağırlık değerlerinin, pedler arası (interped) boşlukları içermemesi

nedeniyle, nispeten yüksek olacağı bilinmelidir.

Hacim ağırlığına ilişkin verilerden, toprakların karakterizasyonu, sınıflaması ve yorumu konularına ilişkin aşağıdaki fikirler üretilebilir:

a. Toprak profillerinde sert katmanların özellikle fragipenlerin, tanımı ve onların oluşum derecelerinin değerlendirilmesi,

b. Toprak materyalinin önemli oranda içerdiği volkan külü ve pamisin (volkan camı) belirlenip saptanması (organik madde içeriği düşük olan mineral topraklarda, hacim ağırlığı 0.85 gr/cm^3 'ten daha düşükse, onun volkan külü içerdiğini gösterir).

c. Mağmatik veya metamorfik kayalardan oluşan C horizonunun parçalanma-ayırışma ve başkalaşım derecesinin tayini. Artan parçalanma ayırışma, gözenek miktarını artıracığından hacim ağırlığının 2.65 'ten 2 gr/cm^3 'e düşmesine neden olur. Onun için hacim ağırlığı 2 veya düşük olması parçalanma-ayırışmanın ve değişiminin ileri derecede olduğunu gösterir.

d. Yüksek volüm ağırlığı ve bitki köklerinin noksanlığı birlikte değerlendirilirse, volüm ağırlığa bakarak katmanın kök nüfuzuna uygun olup olmadığı söylenebilir.

e. Toprak oluşumu sırasında horizonlarda meydana gelen elüviyasyon, illüviyasyon ve lessivage gibi süreçler sonucu ortaya çıkan hacim ağırlık değişimleri, horizonların değerlendirilmesini kolaylaştırır ve profilde bir litolojik kesiklik olup olmadığı konusunda yorum yapma olanağı verir.

C. Toprak Nemi Parametreleri

Toprakların 15 atmosferlik (barlık) tansiyona karşı tutabildiği su, "devamlı solma noktası" olarak adlandırılır. Bu, toprakların genesis bakımından önemli bir özelliği olup, hacim yüzdesi olarak ifade edilir. Toprak sınıflamasında kullanılan kuru toprak tabiri, o toprağın 15 atmosferlik tansiyona karşı tutabildiği kadar su içerdiği durumu ifade eder (Soil Survey Staff, 1960). Bu kısmın başında da değinildiği gibi, dispersiyon sağlanamayan bir toprağın, solma noktasında içerdiği (hacim yüzdesi olarak) suyun, 2.5 faktörü ile çarpımı ile elde edilen değerler, o toprağın kil yüzdesini tahminde güvenilir ip ucları verir (Soil Survey Staff, 1967). Doğal olarak bir toprağın 1 atmosferden 15 atmosfere kadar değişen tansiyonlarda tuttuğu suya ilişkin eğri (curve), sulama ve o toprağın su arzı çalışmaları bakımından önemlidir, ama günümüzde toprağın bu özelliği pedolojik çalışmalarda pek kullanılmaz. Genellikle, toprakların düşük tansiyonlara (1-2 atmosfere) karşı tutabildikleri su miktarları, doğal yapısı bozulmamış toprak örneklerini içeren silindirlerle, tansiyon tablası (tension table) ve basınçlı tencere (pressure cooker) kullanılarak saptanır. Yüksek tansiyonlardaki ölçümler ise, bozulmuş örneklerde ve basınçlı tabla ve membran (pressure plate and membrane apparatus) kullanılarak yapılır. (Richard, 1965; SCS-USDA, 1967). Bunun nedeni, toprakların kuru durumda tuttukları suyun özgül yüzeyle ilgili olmasıdır.

Sınıflama amacı ile eğer bir toprak için "genellikle kuru" ifadesi kullanılmışsa bu, o toprağın don olmadığı sürenin yarısından fazlasında 15 atmosfer yüzdesinden daha düşük su içerdiği anlamına gelir. Şayet "genelde nemli" ifadesi kullanılmışsa bu da, o toprağın don olmadığı sürenin yarısından fazlasında 15 atmosfer yüzdesinden fazla su içerdiği anlamına gelir.

D. Şişme-Büzülme Kapasitesi veya (Linear Extensibility)

Bazı topraklar, içerdikleri nispeten yüksek orandaki montmorillonitik kile bağlı olarak, ıslandıklarında önemli ölçüde şişme, kuruduklarında ise büzülme ve çatlama kapasitesine sahiptirler. Bu sadece fiziki nitelikler (kurak geniş mevsimde derin çatlaklar gibi) bakımından önemli olmayıp, aynı zamanda, bir toprak oluş süreci olarak, toprak sınıflaması bakımından da önemlidir. Bu nitelik Doğrusal Genişliyebilirlik katsayısı [Coefficient of linear extensibility (COLE)] veya Potansiyel Hacim Değişimi, (PVC veya şişme indeksi) kullanılarak nicelleştirilir. Birinci (yani, COLE) genelde pedolojik amaçlar için kullanılır. İkinci (yani PVC) ise daha çok muhtemel karayolları güzergahlarının ve yerleşme yerlerinin tespit ve geliştirilmesinde kullanılır. PVC'ye ilişkin değerler, bu iş için özel olarak geliştirilmiş bir aletle yapılan ölçümlerle elde edilir (Henry and Dragoo, 1965). COLE'a ilişkin değerler ise aşağıdaki gibi elde edilir (Grossman et al., 1968; Soil Survey Staff, 1967);

$$COLE = \frac{L_m}{L_d} - 1 \quad \begin{array}{l} L_m = \text{yaş örneğin uzunluğu} \\ L_d = \text{kuru örneğin uzunluğu} \end{array}$$

Gerçek katsayı, plastik kaplı keseklerde nemli iken ve kuru iken saptanan hacim ağırlık farklarından hesaplanır. Nemli toprakla, kaba kumlu olanlarda 1/10 atmosfere, diğerlerinde ise 1/3 atmosfere karşı tutulabilen miktarda su içeren topraklar; kuru toprakla da fırın kurusu toprak kastedilmektedir (Grassman et al. 1968; SCS-USDA, 1967): Buna göre :

$$COLE = \sqrt[3]{\frac{Dbd}{Dbm}} - 1 \quad \begin{array}{l} Dbd = \text{kuru hacim ağırlığı} \\ Dbm = \text{nemli hacim ağırlığı} \end{array}$$

COLE verilerinden şu sonuçlar çıkarılabilir :

1. Eğer COLE değeri 0.09'u geçerse, önemli şişme büzülme etkinliği beklenebilir (Soil Survey Staff, 1967).

2. Eğer COLE değeri 0.03'ü geçerse, örneğin önemli miktarda montmorillonitik kil içerdiği söylenebilir (Grossman et al, 1968).

12.4.2. Kimyasal Ölçümler

A. Katyon Değişim Kapasitesi

Toprakların katyon tutma ve değiştirme kapasiteleri onların, hem verimlilik ve hem de genesis açısından önemli bir niteliğidir. Bu, dönüşümlü bir kimyasal tepkimedir. Bu tip veriler, toprak sınıflama çalışmalarında büyük ölçüde kullanılırlar. Ancak, gerek ölçümün oldukça ampirik olması ve gerekse farklı sonuçlar veren çeşitli analitik yöntemlerin önerilmesi, KDK ile ilgili şu iki farklılığa neden olur.

1. Ölçümün yapıldığı toprak sisteminin pH'sına bağlı olarak, kil mineralleri, hidro oksitler, amorf bileşikler ve organik materyal gibi katyon değiştiricilerin farklı reaktiviteleri sonucu ortaya çıkan farklılıklar.

2. Değişim çözeltisi olarak kullanılan çözeltinin, kimyasal bileşimine bağlı olarak ortaya çıkan farklılıklar. Belli iyon çeşitleri, diğerlerine kıyasla yerlerinden daha kolay çıkar veya yer değiştirirler. Örneğin potasyum, toprakta bulunan bazı kil çeşitleri tarafından tutulur veya fiks edilir.

Bu güçlük ve sorunlara karşın, KDK tayini sonunda elde edilen veriler, toprağın katyon tutma kapasitesi, ayrışma derecesi ve genel kimyasal reaktivitesi gibi konulara ışık tutan değerli verilerdir. Katyon değişim kapasitesini belirlemede yaygın olarak kullanılan iki yöntem vardır. Bunlardan biri, pH'sı 7 olan amonyum asetatla doyurma (sökme) yöntemi, diğeri de asit kökenli H ve Al iyonlarını veya değişebilir asitliği de içine alan tüm değişebilir katyonların toplanıp saptanmasına dayanan yöntemdir. Değişebilir asitliği tayinde kullanılan yaygın yöntem, dalgalanmaları (değişmeleri) önlemek için pH 8.2'ye tamponlanmış durumda uygulanır (Mehlich, 1938). Bu yöntemle elde edilen KDK değerleri amonyumla doyurma yöntemiyle elde edilen değerlerden genellikle, daha yüksektirler. KDK'ki bu yükselme, organik madde, kaolinit tipi kil ve amorf bileşiklerin (Allofen gibi) varlığı ve miktarı ile ilgilidir. Montmorillonit tipi kil bakımından zengin olanlarda bu özellik görülmez.

pH'ya bağlı olarak, KDK'da ortaya çıkan bu farklılığın, ileri derecede ayrılmış, kaolinit ve sulu oksitlerce zengin topraklarda daha da büyük olması, bu konuda çalışanları iki farklı yük tanımına sevk etmiştir. Bunlar da devamlı yük "permanent charge" ve pH'ya bağlı yüküdür. "pH-dependent charge". Devamlı yükün kaynağını, kil minerallerinin oluşumu sırasında kafeste yer alan yüksek değerlikli bir katyon yerine daha düşük değerlikli birinin geçmesiyle (izomorfik yer değiştirme) ortaya çıkan negatif kafes yükü oluşturur. pH'ya bağlı veya pH'ya duyarlı yükün kaynağını ise, toprak sisteminde pH'nın artmasıyla artan, iyonizasyon oluşturur. Alüminyum ve demirin sulu oksit formları, kil minerallerinin kafeslerinin kırılan kenar ve köşelerinde ortaya çıkan OH'lar ve organik maddenin bazı fonksiyon grupları, pH'nın artmasıyla

daha fazla negatif yükün ortaya çıkmasına neden olurlar. Bu da pH'nın artmasıyla KDK'nın artması demektir.

İlke olarak, mineral toprak örneklerinin devamlı yükü, toprak örneğinin tamponlanmamış bir tuz çözeltisiyle (örneğin, 1 N KCl ile) yıkanması ve çözeltiye geçen bazik katyonlarla, Al'un ölçümü ile tayin edilebilir. Pratikte, hidroksit kaplamalar ve 2:1 ara katmanlı killerde Al ve Fe ara katmanları devamlı negatif yükün bir kısmını bloke ederek dengeledikleri belirlenmiştir. Bu özelliği nedeniyle KDK'nın (devamlı yük olarak) toprak sınıflama etkinliklerinde ölçülüp kesin bir değer olarak kullanılması arzu edilmez. Bu, değişebilir bazlarla değişebilir Al toplamından elde edilen yaklaşık değerle beraber, ileri derecede ayrılmış toprakların oxic horizonları için ayırt edici kimyasal özellik olarak kullanılabilir (Soil Survey Staff, 1967).

KDK verilerinin kullanımı ve onlardan çıkarılacak bazı yorumlar :

1. Topraktaki egemen kil minerali tipinin tahmini. Toprakların pH'sı 7 olan amonyum asetatla tayin edilen KDK değerlerine (meq/100 g toprak) bakarak kil tipleri yaklaşık olarak tayin edilebilir. Örneğin, KDK değerleri kaolinit için 3-15; simektit grubu (montmorillonit dahil) 80-150; illit, 10-40; vermikülit (ara katmansız) 100-150; klorit 10-40 meq/100 g kil.

2. Toprakların göreceli ayrışma derecelerinin tahmini. Düşük KDK değerleri, birincil minerallerin bulunmadığı veya ortadan kalktığı toprak materyallerinde ileri derecede ayrışma sonucu düşük KDK'li kil tiplerinin oluşum ve birikimine işaret eder. Yüksek KDK değerleri, düşük düzeyde ayrışmanın işaretidir. Yüksek KDK'ya sahip materyallerde, kolay ayrışabilir birincil minerallerin de bulunması, bunların bitki besin maddeleri rezervinin yüksek olmasına neden olur.

3. Tarım ve orman alanlarında bitki besin maddeleri durumunun tahmini. Yüksek KDK'li mineral topraklar, yüksek bitki besin maddeleri biriktirme kapasitesine sahiptirler. Buna karşın eğer böyle bir toprak asit karakterli ise büyük ölçüde, değişebilir alüminyum ile ciddi asitlik sorunları içerir.

4. Mühendislik uygulamalarına ilişkin tahminler. Organik madde içeriği göreceli olarak düşük olan mineral topraklarda KDK yüksek ise (20-25 meq/100 gr toprak gibi) toprağın montmorillonit tipi kil içeriği ve dolayısıyla şişme-büzülme potansiyeli de yüksektir.

5. KDK'sine ilişkin verilerden, o toprağın pedolojik ve verimlilik açısından önemli olan "baz doygunluğu yüzdesi" hesaplanabilir. Sağlıklı yorum için KDK tayininde hangi yöntemin kullanıldığını bilmek gerekir.

B. Değişebilir Katyonlar ve Değişebilir Asitlik

Negatif yüke sahip organik ve inorganik parçacıklar üzerinde tutulan pozitif

yüklü iyonlar, değişebilir baz ve değişebilir asit karakterli katyonlar diye iki gruba toplanabilir. Topraklarda yaygın olan birinci gruba ait kalsiyum, magnezyum, sodyum ve potasyum gibi katyonlar, toprak genesisi ve sınıflama bakımından da daha önemlidirler. Asidik gruba giren katyonlar ise hidrojen ve alüminyumdur. Genelde her ikisi de asit topraklarda bulunur ve değişebilir asitliği oluştururlar. Aslında değişebilir asitliğin asıl nedeni, alüminyum iyonudur (Coleman and Thomas, 1967).

Değişebilir bazların tayininde kullanılan yöntemler, iyonların toprak kolloidlerinde sökülüp çözeltiye alınmalarını ve onların çözeltideki miktarlarının ölçümünü kapsarlar. Ölçümler, fleym fotometre, atomik absorpsiyon veya titrasyon teknikleriyle yapılabilir (Heald, 1965; Jackson, 1958; Prince, 1965; Rich, 1965; SCS, 1967).

Toprak genesisi ve sınıflama çalışmalarında, en azından, toplam değişebilir asitlik ile değişebilir Al'un laboratuvarında tayinine gereksinim vardır. Değişebilir asitliğin tayininde genellikle, Mehlich'in baryum klorit-trietanolamin ekstraksiyon yöntemi uygulanır. Çözeltinin pH'sı 8.2'ye tamponlanır (Mehlich, 1938). Değişebilir Al tayini için ise tamponlanmamış bir tuz çözeltisi (1 N KCL) kullanılır. Bu çözelti ile ekstrakte edilen Al; titrasyon veya spektrofotometrik teknik kullanılarak tayin edilir. (Coleman, Weed, and McGroeken, 1959; Lin and Coleman, 1960; McLean, 1965).

Değişebilir bazların çeşit ve göreceli miktarlarına ilişkin verilerden çıkarılabilecek bazı yorumlar şunlardır:

1. Toprakta değişebilir Na'un diğer değişebilir bazlar veya KDK'ya oranla artması, dispersiyonu artırarak toprak özelliklerini büyük ölçüde etkiler. Böylece, KDK'sinin % 15'inden fazla değişebilir sodyum içermesi, natric horizon için ana ayırt edici bir özelliktir. (Eğer altta yer alan C horizonu da, % 15'ten fazla değişebilir Na içeriyorsa, natric horizonun değişebilir Na+Mg içeriği, değişebilir Ca+H içeriğinden fazla olmalıdır).

2. Değişebilir Ca'un değişebilir Mg'a oranı, ayrışma ve oluşum derecesinin bir göstergesidir. Hümud ve subhümud bölgelerde, toprağın ayrışma ve oluşum derecesi ilerledikçe değişebilir Ca ve ona bağlı olarak değişebilir Mg da artar.

Değişebilir bazlar arasındaki oran, bitki besleme açısından önemli bazı yorumlar yapılmasına olanak verir. Ama bu tartışma bizim konumuzun kapsamı dışındadır.

Değişebilir asitlik ve özellikle değişebilir Al ve H verilerinden çıkarılabilecek bazı yorumlar şunlardır :

1. Değişebilir asitlik yağışlı çevrelerde, ayrışmanın ve yıkanmanın artmasıyla artar.

2. Değişebilir Al, KDK'nın yaklaşık % 60'ı düzeyine ulaştığında, toprak çözeltisinde Al toksisitesi başlar (Evans, 1968; Nye et al, 1961). Bu nedenle, değişebilir Al içeriği verimlilik, toprak genesisi ve sınıflama bakımından önemlidir.

3. Değişebilir H miktarı, sadece topraklarda pH'nın 4'ün altına düştüğü ve çözünebilir asitliğin fazla olduğu durumlarda yüksek düzeye ulaşır. Büyük oranda çözünebilir asitliğin kaynakları ise şunlardır:

a. Bazı maden işletmelerinin artıklarından drene edilmiş veya bazı bataklık topraklarında (cat clays) olduğu gibi sülfatların oksidasyonu ile oluşan H_2SO_4 .

b. Spodik horizonların üzerinde yer alan organik horizonlar veya morlarda olduğu gibi, serin yağışlı iklimlerde özellikle kumlu topraklar üzerinde yetişen ve asit karakterli konifer veya çalılıkların döküntüleri.

c. Yerel olarak kumlu topraklara fazla miktarlarda verilen amonyum gübreleri.

Değişebilir H düzeyinin yüksek olabileceği 4. bir durumda çok asit karakterli muck ve peatler olabilir. Bu konuda giderek kesinlik kazanan bir husus var ki o da, bu asitliğin yavaş değişebilir durumdaki Al'un tutulması veya organik madde ile kompleksler oluşmasıyla artmasıdır.

Özellikle 2:1 tipi killerin başat olduğu topraklarda ve 6-7 pH düzeylerinde, az miktarda gerçek değişebilir H bulunabilir. Fakat genellikle pH 4-4.5'un üzerindeki değişebilir H miktarı, dikkate alınmayacak kadar düşüktür.

Değişebilir bazlar ve değişebilir asitliğin belkide en önemli kullanım yeri onların KDK'nin kaçta kaçını işgal ettiklerinin hesaplanmasıdır.

C. pH Ölçümleri

Mineral topraklarda pH ölçümlerinin genellikle 1: 1 toprak : su oranında yapılması uygun görülür ve arzu edilir. Ne var ki, pH ölçümleri nasıl yapılırsa yapılsın, hiç bir zaman değişebilir asitlik, değişebilir bazlar ve değişebilir Al tayini kadar toprağın kimyasını anlamaya yardımcı olamaz.

Mineral toprakların pH değerlerinden şu yorumlar çıkarılabilir :

1. pH'nın 3.5'ten küçük olması ve ıslanma kuruma devreleri sonunda pH düşüşü, asit sülfat varlığını gösterir. Eğer örnek kıyı bataklıklarına ait ise bu 'cat clay' leri (kedi killeri) veya asit sülfat toprakları temsil eder ve çok ciddi tarımsal sorunlara sahiptir. Eğer materyal fabrika artıklarından kirlenmiş bir materyal veya peat ise bunların içerdiği sülfatlar oksitlenerek asit sülfatlar oluşmuştur. Bunlar için de ayırt edici test, birbirini izleyen ıslatma ve kurutmadan sonra yapılan pH ölçümüdür. Eğer ilk ölçümle, ıslatma kurutmaları müteakip yapılan ölçümler arasında önemli bir fark (pH düşüşü) var ise o materyalde önemli düzeyde asit sülfat sorunlar var demektir (Fleming and Alexander, 1961; Moormann, 1963).

2. pH'nın 4.5'tan küçük olduğu durumlarda, değişebilir Al'un yanısıra önemli ölçüde değişebilir H'de mevcut olabilir. Bu hidrojenin kaynağını şunlar oluşturabilir:

a. Histosolların histic epipedonlarında olduğu gibi, organik fraksiyonun kuvvetli

asit fonksiyonlu gruplarının dissosiasyonu.

b. Cat clay ve fabrika artıkları ile kirlenmiş topraklarda olduğu gibi, sülfür ve sülfidlerin oksitlenerek oluşturdukları serbest asitler (buradaki durum 1. maddedeki kadar ciddi değildir).

c. Ap horizonlarında kimyasal gübrelerin hidrolizi sonucu ortaya çıkan değişebilir H. Bu durum, örnek, su ile yıkandıktan sonra yapılan pH ölçümü ile saptanabilir. Yıkamayı müteakip yapılan ölçümde elde edilen pH değerleri, ilk ölçüm değerlerinden 1 veya 1.5 birim daha yüksek ise böyle bir durum söz konusudur.

3. pH'sı 4.5-5.8 olan mineral topraklar : Bitki büyüme ve gelişmesini önemli oranda etkileyecek düzeyde değişebilir Al içerirler ve baz doygunluk yüzdeleri düşüktür.

4. pH'sı 4-5.2 olan organik maddece zengin topraklar (histosol gibi): Bitki gelişmesini önemli düzeyde etkileyecek miktarlarda değişebilir Al ve H içerirler. Eğer mineral kil içeriği düşük ve katman (Histik epipedon) mineral katmanla bitişik değilse asitlik, muhtemelen birinci derecede, değişebilir H'den kaynaklanıyordur. Yapılan bazı çalışmalar, pH'sı 5-5.2 olan Histosollarda değişebilir Al'un önemli bir etken olmadığını ve bunlarda ılıman bölge bitkileri için yeterli düzeyde Ca bulunduğunu göstermektedir. Bu durum, değişim komplekslerinin (organik fonksiyonel grupların) özelliklerinden ve Al'un histosollarda oluşturduğu komplekslerden kaynaklanıyor olabilir.

5. pH'sı 5.8-6.5 : Hidroksi-Al ve organik fonksiyonel gruplarından kaynaklanan asitlik mevcuttur. Özellikle hidronyum içeriği, yonca gibi asitliğe duyarlı bitkilerin gelişmesini etkileyecek düzeydedir. Toprak, kil, tipine bağlı olarak, % 70-90 baz doygunluğuna sahiptir.

6. pH'sı 6.5-8 olan topraklar : Değişebilir Al içermeyen tamamen bazlarla doymuş topraklardır. Sınırlı difüzyon nedeniyle iyi korunmuş agregatlarda serbest CaCO_3 bulunabilir.

7. pH'sı 8-8.5 olan topraklar : Tamamen bazlarla doymuş olup, sistemde serbest CaCO_3 vardır. Değişebilir katyonların büyük bir kısmını Ca-Mg oluşturur.

8. pH'sı 8.5-10 olan topraklar : Büyük ölçüde çözünebilir tuz içerirler. Elektriki iletkenlikleri yüksektir. Önemli miktarda değişebilir Na içerirler. Ama bu miktar bir natric horizon tanımı için yeterli değildir.

9. pH'sı 10'dan büyük olan topraklar : Yüksek oranda sodyumla doymuş, sodik (alkali) topraklardır.

Histosollar ve histic epipedonlarda en uygun en anlamlı pH sonuçları, toprak: su oranı 1:5 veya 1: 10 olan ölçümlerden elde edilir 1N KCl ile ölçülen toprak pH'ları, özellikle su ile yapılan ölçümlerle karşılaştırılacağı zaman daha kullanışlı olmaktadır. Eğer pH değerlerinin 6'dan düşük olduğu koşullarda 1N KCl ile yapılan pH değerleri,

su ile yapılan pH ölçüm değerlerinden 1.5 birim veya daha fazla düşük ise, örnekte önemli miktarda değişebilir Al veya kompleksler halinde, yavaş değişebilir Al olduğunu gösterir. Bu düşüş, K ile yer değiştiren Al'un hidrolizinden ileri gelir. Eğer IN KCl ile yapılan pH ölçüm değeri su ile yapılan pH ölçüm değerinden büyükse, toprak, hidro-demir oksit değişim komplekslerinin başat olması nedeniyle ortaya çıkan net pozitif yüke sahiptir. Bu, Oxisollar, sırasının "acric" büyük grubu için iyi bir göstergedir. pH'daki yükselme, OH'in Cl ile yer değiştirmesinden ileri gelir.

D. Baz Doygunluk Yüzdesi (BDY)

Mehlich yöntemi ile ölçülen, değişebilir bazlar ve değişebilir asitlik değerlerinin toplanmasıyla hesaplanan KDK değerleri, BDY'nin hesaplanmasının temelini oluşturur. Baz doygunluk yüzdesi (BDY), toprak sınıflama çalışmaları açısından önemlidir (Coleman and Thomas, 1967; SCS-USDA, 1967). Baz doygunluk yüzdesi (BDY), buna göre şöyle ifade edilebilir.

$$BDY = \frac{\text{Toplam değişebilir bazlar} \times 100}{\text{Toplam değişebilir bazlar} + \text{değişebilir asitlik}}$$

Baz doygunluk yüzdesi değerlerinden çıkarılabilecek yorumlar :

1. Yıkanma derecesi : B horizonları ile C horizonlarının üst kısımlarına ilişkin BDY değerleri, hangi bazik katyonların, H ile yer değiştirdiğinin ve topraktan uzaklaştığının belirtisidir (ayırıcıdır). Bunun için bu karakteristik, toprak genesisi, toprak verimliliği ve mineral besin maddeleri konularında geniş bir şekilde kullanılır. Toprak sıralarından (ordolarından) ikisi (Alfisol ve Ultisol), birbirinden alt topraklarına ilişkin BDY değerlerine göre ayrılırlar. Daha sıcak ve yağışlı bir iklim koşulunda ve daha yaşlı bir arazi parçası üzerinde oluşmuş toprakların B horizonlarına ilişkin BDY değeri 35'ten küçüktür veya BDY değeri B'den C'ye doğru azalır. Ilıman bölge topraklarında ve tropik-subtropik bölgelerin genç arazi parçaları üzerinde oluşan topraklarda, BDY değerleri nispeten yüksektir.

2. Toprak sıralarından (ordolarından) birinin (Mollisol) en ayırt edici özelliği olan mollic epipedon için, baz doygunluğu önemli bir kriter olarak kullanıldığına göre, BDY değerleri üç toprak sırasının ayırımında ayırt edici kriter olarak kullanılmaktadır.

E. Serbest (ekstrakte edilebilir) Demir

Topraklarda demir hidroksitlerin, katmanlı silikatların yapısına girmeyen ve redükleyici çözeltilerle çözünebilen kısmı, serbest demir olarak adlandırılır. Serbest demir, topraklarda, kaplamalar halinde, bağlantısız parçacıklar halinde veya katmanlar arası konumda bulunabilir. Toprak genesisi ve sınıflama çalışmaları bakımından önemi, parçalanma-ayırışma arttıkça miktarının artması ve toprak rengini etkilemesinden ileri gelmektedir. Demirin bu formu, topraklarda fosfor fiksasyonuna ve agregat stabilitesinin artmasına neden olur.

Serbest demir tayininde genellikle, ditiyonit-sitrat diye adlandırabileceğimiz bir yöntem kullanılır (Mehra and Jackson, 1960; Şimşek, 1980).

Serbest demire ilişkin verilerin bazı kullanım yerleri ve yorumlanması :

1. Ayırışabilir demirli minerallerin bulunduğu topraklarda parçalanma-ayırışma ve toprak yaşı ilerledikçe serbest demir yüzdesi artar.

2. Doğal drenajın bozuk olduğu ölçülerde, serbest demir miktarı da azalır. 3. Serbest demir miktarı, aynı zamanda, ekstrakte edilebilir karbon ve alüminyum değerleri ile birlikte (onların birikimlerinin görüldüğü), spodic horizonların tanımında kullanılır.

F. Saturasyon Ekstraktının İletkenliği

Arid ve samiarid bölgelerde, belli pozisyona sahip topraklar çözeltilerinde önemli miktarlarda çözünebilir tuz içerirler. Bu arzu edilmeyen durum, toprağın ekstraksiyonu ile elde edilen çözeltinin iletkenliğinin ölçümü ile saptanır. Saturasyon ekstraktını elde etmek için, önce saturasyon çamuru hazırlanır. Hazırlanan çamur vakumla filtre edilerek ekstrakt elde edilir (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954). Saturasyon ekstraktındaki çözünebilir tuz miktarı ise, Wheatstone bridge iletkenlik aleti ile ölçülür. Sonuçlar (değerler) 25°C'de mmhos/cm birimi ile ifade edilir.

Toprak sınıflama çalışmalarında, saturasyon ekstraktının iletkenlik değerleri, ayırt edici özellik olarak kullanılır. Örneğin profilin üst kısmına ait saturasyon ekstraktının 25 °C'deki 2 mmhos/cm değeri Aridisol'ların tanımında bir kriter olarak kullanılır. Yine saturasyon ekstraktının eletriği iletkenliği 25 °C'de 4 mmhos/cm den yüksek olan topraklar tuzlu toprak olarak tanımlanmaktadır (U.S.Salinity Lab. Staff, 1954).

G. Organik Madde ve Bileşenleri

Toprakların oluşum ve sınıflama çalışmalarında, organik maddenin iki ana bileşeni önemlidir. Bunlar; karbon ve nitrojendir. Toprak oluşumu ve sınıflama çalışmalarında total organik madde, organik karbonun ölçülüp, bir faktörle çarpılması yoluyla, dolaylı olarak tayin edilir. Eskiden hesaplamada 1.724 faktörü kullanılırken

bugün organik maddelerde organik karbonun yüzdesinin değiştiği, bu değişim aralığının da 1.8-2.0 olduğu, bilindiğinden, faktör olarak iki değer ortalaması olan 1.9'un kullanılması daha doğru bulunmaktadır.

Organik karbon genellikle ya kuru yakma ile açığa çıkan CO₂'ın ölçümü ile veya yaş yakma ile yüksek oksidant maddenin fazlasının titrasyonla ölçümü suretiyle tayin edilir. Kuru yakma yöntemi daha nicel bir sonuç verdiği için, genesis ve sınıflama gibi, daha gerçek değerlere gereksinim duyulan, konularda tercih edilen bir yöntemdir. Yaş yakma (Walkley-Black) yöntemi, toprak örneğinin, fazla kromik asitte çözülmesi ve sonunda artan kromik asit miktarının titrasyonla belirlenmesi esasına dayanır (Allison, 1965). Bu yöntemle elde edilen veriler, birincideki kadar gerçek olmayıp yaklaşık değerlerdir. Ama yöntem, daha basit olması, daha az zaman ve daha basit alet ve edavat gerektirmesi bakımından, fazla hassasiyet gerektirmeyen konularda tercih edilir.

Toprak sınıflamasında, organik maddenin, toprağın birim alanında organik C olarak ifade edilmesinin, daha uygun bir ayırt edici kriter olacağı ileri sürülmektedir. Bu amaçla, organik C'un ağırlık yüzdesine ilişkin değeri, toprağın (horizonun) derinlik ve hacim ağırlığı değerleri ile çarpılır (SCS-USD, 1961).

Eğer gereksinim var ise, toprakların N içerikleri makro-Kjeldahl yöntemi ile tayin edilir (Bremner, 1965).

Organik karbon ve nitrojen verilerinin bazı kullanım yerleri ve çıkarılacak yorumlar:

1. Farklı horizonlara ilişkin organik C değerleri, farklı çevre koşulları altında, organik madde dağılımının iyi bir göstergesi niteliğindedir. Çayır örtüsü altında oluşan topraklarda oluşu gibi, başat toprak oluş süreci organik madde birikmesi olan topraklarda, ayırt edici kriterlerin başında organik madde miktarı ve dağılımı gelir. Bu nedenle, organik karbon içeriği, ana ayırt edici horizonlardan mollik ve ambrik epipedonlar için de anahtar kriter niteliğindedir. Yeni sınıflama sisteminin belli alt sıra ve büyük gruplarının ayırımında da, metre karedeki organik karbon birikimi bir kriter olarak kullanılır. Özellikle profillerinde göreceli olarak yüksek oranda organik madde bulunan, belli topraklar bu şekilde bir ayrıma tabi tutulmaktadır (Soil Survey Staff, 1960-1967).

2. Organik madde veya organik karbon içeriği, organik topraklarla mineral toprakları birbirinden ayırmada bir ölçü olarak kullanılır.

3. Karbon : nitrojen oranı (C/N), topraklardaki organik maddenin ayrışma derecesinin iyi bir göstergesidir. Oranın daralması, ayrışmanın (modifikasyonun) ileri olduğunu gösterir. Yağışlı serin iklim bölgeleri topraklarında, iyi ayrışmış humusun (C/N oranı yaklaşık olarak 12 veya 13 iken; samanın C/N oranı, yaklaşık 40'tır. Buna karşın C/N yeni sınıflama sisteminde, ana ayırt edici kriter olarak kullanılmamaktadır.

H. Mineralojik Bileşim

Daha kolay ve daha iyi anlaşılabilmesi için toprak minerallerini iki genel gruba ayırmak yerinde olur. Bunlar; (1) çoğunlukla ana kayadan intikal eden, fragment, mikrokristalin agregat ve tekssel taneler (kum) halinde bulunan primer mineral veya iskelet mineraller. (2) Kil mineralleri ve kil iriliğindeki amorf bileşikler. Birinci grubun çok büyük bir kısmını kum ve silt fraksiyonları, ikinci grubun çok büyük bir kısmını da kil fraksiyonu oluşturur. Buna karşın bazı toprakların kil fraksiyonlarında primer minerallerin, bazılarının silt ve kum fraksiyonlarında ise kil minerallerinin bulunabileceğini gözden uzak tutmamak gerekir.

İskelete İlişkin Mineroloji : Primer minerallerin bu grubu, çoğunlukla kum ve silt fraksiyonu içerisindeki tekssel minerallerinden oluşur. Volkanik kül ve çert gibi materyaller de, bu gruba mikrokristalin agregatlar olarak sokulurlar. Kum ve silt fraksiyonu içerisinde ayrıca küçük kaya parçaları ile minerallerden oluşan fragmentler bulunur.

Topraklardaki bu iskelet mineraller ve agregatlar, uygun bir örnek seçimi ve hazırlanması koşuluyla, en iyi, polarize mikroskopla tayin edilir. Bu kaba fraksiyonun tanımında, belli ölçüde X-ışınları yansıma ve infrared tekniklerinden de yararlanılmaktadır. Fakat bu tekniklerle elde edilen sonuçlar polarize mikroskopla elde edilen sonuçlar kadar kesin değildir. Polarize mikroskopla yapılan çalışmalar da, daha kesin sonuç vermesine karşın, çok karmaşık ve zaman alıcıdır.

Petrografik tekniklerle iskelet mineraller hakkında elde edilen verilerin yorumu ve bazı kullanım alanları :

1. Ana materyalin değişik horizonlarda tekdüze (uniform) olup olmadığı.
2. Litolojik kesikliğin olup olmadığı (mineral çeşidinin ve miktarının değişimine bakılarak).
3. Besin maddeleri statüsü ve toprağın verimlilik kapasitesinin tahmini (parçalanıp ayrışabilir minerallerin varlığı ve onlarında serbest hale geçirecekleri besin elementleri).
4. Parçalanma-ayrışma derecesinin tahmini (parçalanma-ayrışmaya dayanıklı minerallerin, dayanıksızlara oranına dayalı olarak).
5. Belli kil tiplerinin ortaya çıkma olasılığı ve toprak oluşum derecesinin yorumu.
6. Toprağa tek ve çok özel karakterler kazandıran, belli birincil minerallerin bulunup bulunmadığının belirlenmesi. Örneğin, volkan kül ve tüflerinin bir toprakta yeterli düzeyde bulunması, halinde, o toprakta düşük volüm ağırlık, yüksek su tutma kapasitesi ve yüksek düzeyde fosfat fiksasyonu gibi çok özel karakteristikler kazandırır.
7. Yukarıda sıralanan öneminden dolayı mineralojik veriler, yeni sınıflama

sisteminde ayırt edici kriterler olarak kullanılırlar. Bu özellikle familya düzeyindeki ayrımlar için çok daha geçerlidir. Bu düzeydeki ayrımlarda, mevcut mineralin çeşidi önemli bir kriterdir.

İ. Kil Mineralleri ve Amorf Kil

Toprakların çoğunun kil fraksiyonlarının büyük bir kısmını katmanlı alüminosilikat killeri oluşturur. İleri derecede ayrılmış olan bazı toprakların kil fraksiyonlarında, önemli miktarlarda sulu demir oksit ve gibbsit; serin iklim koşullarında, volkanik küllerden oluşan toprakların kil fraksiyonlarında ise, bol miktarda allofen (amorf alümino silikat) bulunur. Kil minerallerinin bileşim ve yapıları, ayrıntılı bir şekilde birçok el kitabında tanımlanmaktadır. Grim (1968), in Clay mineraloji'si bunlar içerisinde en önemlisidir. Kil mineralleri, en iyi şekilde X-ışınları yansıma, differential termal analysis (DTA), özgül yüzey ve elektron mikroskop teknikleri birlikte kullanılarak tayin edilirler. Buna karşın kil minerallerini henüz kesin ve nicel olarak tayin etmek olanaksızdır. Yöntemlere ve örneklerin hazırlanmasına ilişkin gerekli bilgi "American Society of Agronomy" tarafından basılan methods of Soil Analysis kitabında bulunabilir. Örneklerin hazırlanmasındaki güçlükler, kristalleşmenin iyi olmaması, kimyasal bileşiminin çok değişmesi ve X-ışınları yansımasının her zaman örnekteki mineral miktarları ile orantılı olarak gerçekleşmemesi, kesin, nicel sonuçlar alınmasını adeta olanaksızlaştırır.

Kil minerallerine ilişkin veriler ; şu konularda yorum yapma olanağı sağlarlar :

1. Şişme-büzülme potansiyeli, plastiklik, rutubet tutma ve permeabilite gibi fiziki nitelikler hakkında,
2. Katyon değişim karakteristikleri hakkında,
3. Potasyumun tutulması ve değiştirilmesi ve K ve NH₄ fiksasyonu hakkında,
4. Parçalanma-ayırışma derecesi, parçalanma-ayırışma faktörlerinin yoğunluğu hakkında tutarlı yorumlar yapma olanağı verir.

Yeni sınıflama sisteminde, killi topraklar familya düzeyinde, kil tiplerine göre bir ayrıma tabi tutulurlar.

ONÜÇÜNCÜ BÖLÜM

13. KİL VE KİL MİNERALLERİ

Kil materyalinin, seramik ve diğer endüstri kollarında, tarım ve jeoloji gibi birçok konulardaki önemi dolayısıyla bu materyalle ilgili araştırmalar antik çağa kadar gider. Araştırmacılar önce kil ile toprağın geniş ölçüde değişen, farklı özelliklere sahip olduklarını fark ettiler. Daha sonra yapılan kil materyalinin analizi ile ilgili çalışmalar sonunda bu materyalin kimyasal bileşim bakımından büyük farklılıklar gösterdiği ve aynı kimyasal bileşime sahip olanların çok farklı fiziksel özelliklere; aynı fiziksel özelliklere sahip killerin ise çok farklı kimyasal bileşime sahip olabildikleri anlaşıldı .

Kil, farklı anlamlara sahip bir terimdir. Bir kaya terimi olarak kullanıldığı gibi, bir zerre iriliği terimi olarak ta kullanılır. Zerre iriliği terimi olarak kilin ifade ettiği zerre iriliği üst limiti, ilgili her branş için aynı değildir. Jeologlar kil materyali içerisine giren zerrelerin irilik üst limitini 4 mikron olarak kabul ederlerken diğerleri 2 mikron olarak kabul ederler.

Bir fraksiyon olarak kil, belli bir sıvı ortamdaki çökeltme hızları 2 mikrondan küçük, düzgün küre şeklindeki zerrelerin çökeltme hızına denk olan zerreler tümü olarak tanımlanabilir. Her ne kadar bu tarif, bazı makro kristalin kil minerallerini kapsam dışı bırakıyor ve bazı kil minerali olmayan materyali de kapsamına alıyorsa da gerek 2 mikrondan küçük zerreler içerisinde kil mineralleri konsantrasyonunun fazla oluşu ve gerekse genellikle kil olmayan minerallerin 1-2 mikrondan daha küçük zerreler içerisinde pek bulunmayışı, bu limitin seçiminde büyük bir isabet olduğunu gösterir niteliktedir.

Mineralojik bakımdan kil, Le Chatelier ve Lowenstein'in 20. yüzyıl başlarında kilin, kristalin yapıya sahip mineralleri içerdiğini ileri sürünceye dek, toprakla uğraşanlar tarafından, amorf organik ve inorganik kolloidal komplekslerden ibaret bir karışım olarak düşünülmüştür.

Hendricks ve Fry 1930 yılında, Kelley ve arkadaşları ise 1931 yılında ilk defa toprağın kil fraksiyonunun X-ışınları yansıma (difraksiyon) desenleri veren kristalin mineral bileşikleri içerdiğini göstermişlerdir.

Zamanla kil mineralleri analiz tekniğinde görülen süratli ilerleme ve kusursuz ekipmanla yapılan çok sayıda araştırma, kil materyali içerisinde bulunan allofan dışındaki bütün minerallerin kristalin yapıya sahip olduklarını kesinlikle ortaya koymuştur.

Toprakların birçok fiziksel ve kimyasal özelliklerini, geniş ölçüde kontrolleri altında bulunduran ve kristalin yapıya sahip "phyllosilicate" veya silikat mineralleri için anormal olarak, çok ince ufalanmış tabakalı silikat anlamına gelen, kil minerali tabiri kullanılır. Halbuki, killerin çoğu, toprakların özelliklerini etkileyen diğer hidro silikat ve oksit bileşiklerini de içerirler. Buna ek olarak, tabakalı silikatlar, sadece kil

fraksiyonunun önemli bir bileşeni değil; aynı zamanda, toprağın silt, kum ve hatta çakıl fraksiyonunun da önemli bir bileşenidir. Bunun için tabakalı silikat tabiri, kil anlamı içerisinde sınırlandırılmamalıdır.

Tabakalı silikatların kristal yapılarının temelini iki iyonik dizi grubu teşkil eder. Bunlardan birincisi, 4 oksijen ionundan eş uzaklıkta yerleşmiş (merkezlenmiş) bir Si^{4+} den oluşan, silisyum tetra hedronu (SiO_4^{4-}); ikincisi ise bir Al, Fe veya Mg iyonunun eş uzaklıkta 6 oksijen veya hidroksil iyonları tarafından sarılmasıyla meydana gelmiş bir alüminyum oktahedronudur ($\text{Al}(\text{OH})_6^{3-}$). Bir tabakalı silikat strüktürü, tetrahedral tabakada bulunan her bir tepe oksijeninin, oktahedral tabakadaki bir hidroksil pozisyonuna yerleşmesi suretiyle, birbirine bağlanmış tetrahedral silisyum tabakaları ile oktahedral alüminyum tabakalarından oluşur. Bu iki genel strüktürel ünitenin farklı kombinasyonları, topraktaki önemli tabakalı silikatların strüktürünü oluşturur.

Kil minerallerini sentetik olarak elde etmek için yüksek ısı ve basınç altında yapılan laboratuvar çalışmaları, belli bir ısı ve basınç altında meydana gelecek kil tipinin, ortamın pH'sına, Al: Si oranına, ortamda mevcut iyonların cins ve miktarına ve geçen zamana bağlı olduğunu ortaya koymuştur. Ortam toprak olunca, kil minerallerinin şekillenmesinde rol oynayan faktörlerin sayısının artacağı da muhakkaktır. Bunun yanında, yeni bir kil mineralinin ortaya çıkışı, farklı materyallerden farklı yollarla olur. Bir kil minerali, ana materyalin parçalanıp ayrışması sonucu toprak solüsyonuna geçen kil yapı taşlarının, bir araya gelerek kristalleşmesiyle meydana gelebileceği gibi; ana materyal içerisindeki bazı birincil minerallerin veya başka bir kil mineralinin strüktür veya kimyasal yapısında meydana gelen değişikliklerle de yeni bir kil tipi ortaya çıkabilir.

Eski çağlara ait sedimentler üzerinde yapılan çok sayıda araştırma, Mesozoik çağdan daha yaşlı sedimentlerde genellikle montmorillonite rastlanmadığını ortaya koymuştur. Buna sebep, olarak metamorfik olaylarla montmorillonitin mika tipi minerallere dönüşmesi gösterilmektedir. Aynı hususlar kaolonit için de geçerli olduğuna göre çok eski sedimentler içerisindeki kil mineralleri genellikle illit ve klorit tipi minerallerdir.

13.1. Montmorillonit (Smektit) Grubu

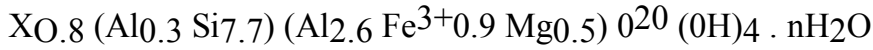
Montmorillonitin oluşumu için uygun olan koşullar, kaolinleşme için uygun olan koşulların zıttıdır. Montmorillonitin oluşumu için uygun olan kimyasal sistem, yüksek Si: Al oranı, düşük H iyonları konsantrasyonlarına karşın, yüksek Mg, Fe, Ca, Na ve K iyonları konsantrasyonu ile karakterize edilebilen bir sistemdir. Ana materyal olarak, mafik kayalarla, nisbeten Mg, Fe, Ca bakımından zengin volkan külleri, montmorillonit oluşumu için uygun olan materyallerdir. Zira bu tip materyaller, montmorillonitin O-Si-Al tabakaları arasında tutulan katyonları sağlayabileceği gibi; iki değerli katyonların silikayı çökeltmeleri dolayısıyla yıkanmasını önleyerek yüksek bir

Si: Al oranı sağlarlar.

Yörenin iklimi ve drenaj durumu en az ana kaya kadar önemlidir. Yarı kurak iklime sahip bir yerde, yağışlar esnasında ıslanan ortamda silikatlar hidrolize olur ve kuruma başlayınca solüsyon Mg, Ca, Fe, Na gibi katyonlar bakımından doymuş hale gelir. Bu katyonların kuruma esnasında O-Si-Al katmanları ile kombinasyonları montmorilloniti meydana getirir.

Taze su birikintisi içerisinde birikmiş volkanik kül birikintileri; (özellikle bentonitin oluşumu için), marn ana materyali, çeşitli bölgelerin hidromorfik toprakları, yağışlı bölgelerdeki bazalt ve kireç taşlarından oluşmuş orta yaşlı topraklar ve serin yağışlı bölgelerde mika minerallerince zengin materyaller, montmorillonitik kil minerallerinin en fazla görüldüğü tipik ortamlardır.

Model bir toprak montmorillonitin formülü şöyledir :



13.1.1. Tanısı

Montmorillonit minerallerinin, oriyente olmuş agregat veya pudra örneklerine ait X-ışınları yansıma diagramları : 1. bazal yansıma aralıklarına ait olanlar yani (001) bantları ve 2-(hk) bantları olmak üzere iki grupta toplanır. Bazal yansıma aralıklarına ilişkin bantların (001) yeri, şu faktörlerin etkisi altındadır:

- Mevcut değişebilir katyonların çeşidi,
- Mineralin absorbe ettiği sıvının çeşidi ve miktarı (montmorillonit için genellikle su),
- Montmorillonit mineralinin bizzat kendi tabiatı,
- Mineralin ortamda maruz kaldığı kimyasal reaksiyon.

Normal hidrasyon koşulları, yani örneğin hazırlandığı yerdeki su buharı basıncı, kontrol edilemedikçe, montmorillonitlerin (001) bazal yansıma aralıkları için kesin bir değer verilemez. Montmorillonitin kil mineralleri, silikat katmanları arasına belli organik molekülleri adsorbe ederek C eksenleri istikametinde bu moleküllerin büyüklüğüne ve düzenine bağlı olarak, genişleme özelliğine sahiptirler. Montmorillonit bu özellikleriyle diğer 14 Å'luk bazal aralığa sahip klorit ve vermikülit minerallerinden ayırt edilir.

Ca veya Mg-Montmorillonit, etilen glikol veya gliserol ile doyurulunca 17,7 - 18 Å'luk bazal yansıma aralığı gösterir (Çizelge 12). Ca-vermikülit, etilen glisolele doyurulunca montmorillonitte olduğu gibi genişler (17-18 Å). Fakat Mg vermikülit gliserolle doyurulunca bazal yansıma aralığında herhangi bir değişme olmaz (14.5 Å). Montmorilloniti, kloritin bazı genişleyebilen cinslerinden ayırt edebilmek için 500-600°C'de ısı tatbik etmek gerekir. 500-600°C'de iki saat ısıtılan K-montmorillonit veya

Ca-montmorillonitin bazal yansıma aralığının 10 Å a kapanmasına karşılık, aynı işleme tabi tutulan kloritin bazal yansıma aralığında herhangi bir değişiklik olmaz. Montmorillonitin diğer minerallerden ayırımı için bazı temel kriterler Çizelge 12 'de gösterilmiştir.

Montmorillonitik kil minerallerine ait diferansiyel termal eğrilerinde, 100-250°C de su kaybı; 670-710°C (bazı literatürlerde 500-750°C) OH kafes suyu kaybı; 850-900°C de katı fazdaki bozunmaya ait endotermik piklere 900-1040 °C de katı fazdaki yeniden şekillenmeye ilişkin ekzotermik pik görülür.

Montmorillonite ait elektron mikografların çoğunda bu mineral, düzensiz şekilli, tüy veya bulut görünümlüdür. Bazı hallerde ince katmanlar halinde olanlara ve bu katmanların kümeleşmesiyle meydana gelen düzensiz kenarlı iri kütsel görünüşlü formlarına rastlamak olasıdır. Montmorillonitin demirce zengin bir varyetesi olan nontronit elektron mikroskop altında uzun çubuklar şeklinde görülür.

13.2. Kaolinit

Yüksek alüminyum-silisyum oranı, yüksek H iyonları konsantrasyonuna karşın Na, K, Ca, Mg ve Fe in bulunmayışı, kaolinleşme için ideal koşullardır. Yıkanmayı kolaylaştıran serbest drenaj koşulları, Ca ve Mg'ca fakir, K, Al ve Na'ca zengin bir ana materyal ve ısı ile fazla yağış yukarıdaki koşulların gerçekleşmesini yani kaolinleşmeyi hızlandırır.

Geçerli olan bu genel kaidelere rağmen bazı çalışmalar, K konsantrasyonu çok düşük olan hafif alkalın bir ortamda montmorillonitle birlikte kaolinitin de oluştuğunu ortaya koymuştur.

Kaolinleşme, önceleri silikatlı bir ana madde ile kaolin grubuna ait bir mineral ve bunlar arasında bir geçit ürün olan amorf cel fazı ile karakterize edilirdi. Daha sonra bazı araştırmacılar, ana silika ile kil minerali arasında böyle geçit bir faz olmadığını ve halloysitin feldispatlardan doğrudan doğruya; kaolinitin ise K'lu feldispatlardan mika ara ürünü ile oluştuğunu ileri sürdüler.

Son zamanlarda, K-feldispatlardan belli bazı koşullar altında, doğrudan doğruya kaolinit; diğer bazı koşullar altında ise bir mika ara ürünü ile kaolinit meydana gelebileceği; hatta bazı hallerde bu ara ürünün (Feldispat amorf cel-Halloysit de olduğu gibi) amorf bir cel fazı olabileceği kabul edilmektedir.

13.2.1. Kaolinitin Tanısı

Genellikle kaolinit grubuna giren kil minerallerini X-ışınları yansıma diyagramlarıyla tanımak kolaydır. Fakat bu gruba giren özel bir mineral çeşidini diğerlerinden ayırt etmek çok daha zordur. Ekseriya 7.14 Å civarında belirgin bir bazal

yansıma ile 3.57 Å civarında bir ikinci sıra (002) yansıması bu mineral grubu için ayırt edici kriterlerdir. Ancak bu mineralin kristalleşme derecesindeki farklılık ve ortamda fazla miktarda demirce zengin kloritin bulunması, kaolinitin kesin tanısı için ek işlemleri gerektirir. Kloritin sıcak HCl'deki çözünürlüğünün fazlalığı veya kaolinitin 550°C de kristal yapısını tamamen kaybetmesi bu iki minerali birbirinden ayırt etmede baş vurulabilecek kriterlerdir.

İyi kristalleşmiş bir kaolinit minerali, elektron mikroskop altında, altı kenarlı (hekzagonal) bir boyutu diğerlerine nazaran uzun olan düzgün şekilli bir görünüş arzeder. Çeşitli kaolinit örneklerine ilişkin elektron mikrograflar kaolinit zerrecilerinin maksimum tabaka boyunun 0,3-4 µ; kalınlığının ise 0.05 - 2 µ kadar olduğunu ortaya koymuştur. Daha iri kaolinit zerrecileri de vardır. Fakat bunlar, kolaylıkla ufalanarak bu limitler arasına düşerler. İyi kristalize olmuş kaolin zerrecileri olduğu halde iyi bir kristal yapı gösteren flint bir ayrıcalıktır.

Kaolinit, 550-600°C endotermik ve 980-990°C'de ekzotermik reaksiyon; dikt 670-700°C'de endotermik ve 980-990 °C'de ekzotermik reaksiyon; ve Nakrit ise 680-700°C'de çift endotermik ve 980-990 °C'de de ekzotermik reaksiyon verir.

13.3. İllit Grubu

Mika tipi minerallerin, hemen her zaman her yerde rastlanan mineraller olması ve o dönemlerde her bir tipin karakterizasyonunun teknik bakımdan olanaksız oluşu, 1937 yılında Grim, Bray ve Bradleyi bu mineraller için genel bir terim bulmaya sevk etmiştir. Adı geçen araştırmacılar bu mineraller grubu için illit terimini teklif etmiş ve bu terim için şu tarifi yapmışlardır: "İllit, belli bir kil tipinin adı olmayıp, mika grubuna ait kilimsi materyali teşkil eden kil minerallerinin tümü için genel bir terimdir".

İllit kil minerallerinin çoğu dioktahedraldir. Bazı trioktahedral illit kil mineralleri de vardır. İllit strüktürü, montmorillonit strüktüründen şu bakımlardan farklıdır : a) Her strüktür ünitesindeki, izomorf yer değiştirme dolayısıyla ortaya çıkan yük açığı, illitte 1.30-1.50 montmorillonitte ise 0.65'tir. b) Bu yük açığı, illitte geniş ölçüde silika tabakasında montmorillonitte ise alüminyum oktahedral tabakada ortaya çıkar. c) Yük açığının kristal yüzeylerine yakın oluşu ve illitte kafes yüzeyleri arasındaki dengeleyici iyonun genellikle K oluşu, illit strüktürel ünitelerini göreceli olarak sabitleştirdiğinden, polar iyonların girmesine ve genişlemesine engel olur. d) Tabakalar arası dengeleyici katyonlar illitte değiştirilebilir durumda değildir.

Çizelge 12. Toprakta Bulunan Katmanlı Silikat ve Sık Rastlanan Diğer Minerallerin Ayırdedici Yansıma Aralıkları, Katmanlı Silikat Minerallerinin Bazal Yansıma Aralıkları, Mg ile Doyurulup Gliserolle Muamele Edilmiş Örneklerle Aittir. Her Mineral İçin En karakteristik Olan Pikleri Gösteren Rakamların Altı Çizilmiştir (Soil Clay Mineralogy. Sa.254).

Mineral	Yansıma Aralığı (Å)
Kaolinit	<u>7.15</u> , 3.57, 2.38
Halloysit	10.7-10.0, <u>7.6</u> ^x , 3.40
Antigorit ve ilgili serpantin maddeleri	<u>7.3</u> , 3.63, 2.42
Mika, illit	<u>10.1</u> , 4.98, 3.32
Attapulgit	<u>10.2-10.5</u> , 4.49, 2.62
Vermikülit	<u>14.4</u> , 7.18, 4.79, 3.60
Klorit	<u>14.3</u> , <u>7.18</u> , <u>4.79</u> , 3.59, 2.87, 2.39
Montmorillonit	<u>17.7</u> , 8.85, 5.90, 4.33, 3.54
Kuartz	3.34, <u>4.26</u> , 1.82
Dolomit	<u>2.88</u> , 2.19, 1.80
Kalsit	<u>3.04</u> , 2.29, 2.10
Aragonit	<u>3.40</u> , 1.98, 3.20
Anatase	<u>3.51</u> , 1.89, 3.27
Rutile	<u>3.26</u> , 1.69, 2.49
Jips	<u>7.56</u> , 3.06, 4.27
Feldispat	<u>3.18-3.24</u>
Amfibol	<u>8.40-8.48</u>
Gibbsit	<u>4.85</u> , 4.37, 2.39
Götite	<u>4.18</u> , 2.45, 2.70
Hematit	<u>2.69</u> , <u>2.59</u> , 1.69
İlmenit	<u>2.74</u> , 1.72, 2.54

x : Kısmen dehidrate olmuş halloysit.

İllite ait özellikler, bu mineralin materyalden, materyale çok fazla değişiklik göstermediğini; ancak köken ve bileşim bakımından, aşağıda belirtilen hususları içine

alan, bazı farklılıklar arzedebileceğini gösterir.

a. İllit, mümkün olan dört polimer üç katmanlı trigonal (3T), 2 katmanlı monoklinik (2M), 1 katmanlı düzensiz monoklinik (1 Md). ve 1 katmanlı monoklinik (1M) şekil dışında esas olarak mono mineralik olabilir.

b. Birden fazla polimorf mikanın fiziki bir karışımı olabilir.

c. Mika polimorfları, nispeten az miktarda su, montmorillonit ve kloritin rastgele karışımından ibaret olabilir.

d. İllit, ya mikanın katomorfik olarak bozunması veya yapıyı oluşturan iyonların anamorfik olarak bir araya gelmesi ile meydana gelmiş olabilir.

e. Su altında tabakalaşmış çökelti kayaların, çevre koşullarıyla katomorfik veya anamorfik olarak denge haline yaklaştığını temsil eden bir bileşen olabilir.

Mika mineralleri toprakta geniş ölçüde meydana gelen minerallerdir. Bu minerallerin kökenini toprağı meydana getiren ana kaya oluşturur. Püskürük ve metamorfik kayalardan düzgün sıralı (Well ordered) ve genellikle authigenesis ve diagenesis in fazla etkili olmadığı tortul kayalardan ise düzensiz sıralı (imperfectly ordered) mikalar oluşur. Düzensiz sıralı mikalar düzgün sıralı olanlara oranla daha az K ve daha fazla su içerirler. Kil materyali içerisinde, strüktürel katmanları arası 10.17Å olan mikalar için hidro mika veya illit sözcükleri kullanılır. İllit ile iyi kristalize olmuş muskovit arasında mevcut, her dereceden mika minerallerini, diğer tip minerallerle bir arada görmek olasıdır. Dioktohedral muskovit $[K_2Al_2Si_6Al_4O_{20}(OH)_4]$, muskovitin izomorf analogu paragonit $[Na_2Al_2Si_6Al_4O_{20}(OH)_4]$, trioktohedral biotit $[K_2Al_2Si_6(Fe^{2+}, Mg)_6O_{20}(OH)_4]$ ve phlogopite $[K_2Al_2Si_6Mg_6O_{20}(OH)_4]$ mika minerallerinin ideal temsilcileridir.

13.3.1. İllitin Tanısı

X-ışınları yansıma diagramlarında görülen 10 Å'luk yansıma, illit minerallerine işaret eder. 10.5 Å'luk yansıma aralığına sahip olan attapulgit minerallerinden ayırt etmek için, elektron mikroskop en güvenilir yoldur.

D.T.A. eğrilerinde 150-160°C'de 550-600°C'de ve 900-920°C'de endotermik 925-950°C'de ise ekzotermik pikler görülür. İllitlerin bir kısmı elektron mikroskop altında belirsiz küçük katmanlar halinde görülür. Bunlar çoğu kez bir araya gelerek büyük ve düzensiz kümeler meydana getirirler. Bazıları hegzagonal görünüşlü latalar şeklindedir.

13.4. Vermikülit

Vermikülit toprakta sık rastlanan bir kil mineralidir. Ya parçalanma-ayrışmanın

ürünü olarak veya mikaların ve muhtemelen kloritin hidrotermal değişimi ile meydana gelir. Mikaların ayrışması veya değişimi, tabakalar arasındaki K'un Mg ile değişmesi ve dolayısıyla sabit olan kafesler arası mesafenin C eksen istikametinde 14 Å'a çıkmasına sebep olur. Vermikülitin katman strüktürü, meydana geldiği mikanın strüktürüne çok benzer. Bunun için vermikülitin de dioktahedral ve trioktahedral serileri vardır. Trioktahedral vermikülit şu formülle gösterilebilir. $X_{1.1} (A_{2.3}Si_{5.7}) (Al_{0.5}Fe_{0.7}^{3+}, Mg_{4.8}) O_2 (OH)_4 \cdot nH_2O$ Dioktahedral vermikülit ise $X_{1.1} (A_{2.3}Si_{5.7}) (Al_3Fe_{1.2}^{3+}, Mg_{0.3}) O_{20} (OH)_4 \cdot nH_2O$ şeklinde formüle edilebilir. X harfi değişebilir katyonları veya bir örnekte olduğu gibi 1.1 Na veya 0.55 Mg ile dengelenebilen negatif yükü temsil eder. Genellikle asit topraklarda dioktahedral vermikülit oluşur. Mikanın tecezzisiyle vermikülit oluşurken pozitif yüke sahip hidroksi ara katmanları, vermikülit-klorit geçit minerallerinin oluşumunu teşvik eder.

13.4.1. Tanısı

Montmorillonit ve kloritlerde olduğu gibi, kuvvetli bir 14 Å yansıma bu mineraller için de karakteristiktir. Bunların birbirinden ayrımı özel dikkat ve işlem gerektirir. Vermikülit, kloritten alt sıralara ait yansımalarla bakılmak suretiyle ayırt edilebilirse de vermikülit kloritten ayırmanın en uygun yolu, örneği ya ısıtma veya polar organik sıvılarla muamele etmektir. Polar organik sıvı ile muamele (Ca-kil + Etilen glikol) vermikülitin genişlemesine ve bazal yansıma aralığının 17.6 Å'a çıkmasına sebep olduğu halde kloritin bazal yansıma aralığında herhangi bir değişim olmaz. Örnek ısıtılınca vermikülitin bazal yansıma aralığı 10°C'a kapanır. Kloritte bir değişim olmaz.

D.T.A.'lerinde 150°C'de, 270-280°C'de endotermik ve 880°C'de ise ekzotermik pikler verirler.

Vermikülit ve klorit minerallerinin elektron mikrofrafisi hakkında fazla bilgi yoktur. Vermikülitin illit gibi tabakalar şeklinde bir görünüşe sahip olduğu ancak vermikülitin daha ince olduğu düşünülmektedir.

13.5. Serpantinler

Serpantinler, 7Å'luk bazal yansıma aralığına sahip, 1:1 tipi tabakalı silikatların trioktahedral grubuna ait minerallerdir. Kaolin mineraline benzeyen serpantinler terkipleri bakımından kaolinden farklıdır. Kaolindeki 2Al'un yerini serpantinde 3 Mg almıştır. Kaolin minerallerinde, oktahedral tabakadaki katyon değişim pozisyonlarının ancak üçte ikisi katyonlarla doyurulmuş olduğu halde, serpantinlerde tamamı doyurulmuştur. Oktahedral tabakalar tarafından paylaşılan oksijen-oksijen mesafesinin daralmasıyla, kaolinitte oktahedral tabakanın hegzagonal simetrisi önemli derecede değiştiği halde, serpantinlerde böyle bir değişim olmaz.

13.5.1. Tanısı

Serpantin minerallerinin X-ışınları yansıma desenleri kaolinin verdiği X-ışınları yansıma desesine çok benzer. Onun için üzerinde çalışılan kil örneğinin ana materyaline dikkat ederek 7 Å' luk bazal yansımayı veren mineralin kaolin mi yoksa serpantin mi olabileceği hususunda bir ön hükme varmak ve ona göre tanı için gerekli yola baş vurmak gerekir.

Mamafih X-ışınları yansıma aralıklarına ait değerlerde bir ön fikir verebilecek niteliktedir (Çizelge 12).

Kaolinin (001) bazal yansıma aralığı = 7.15; (020) yansıma aralığı ise 4.46Å

Serpantin (001) bazal yansıma aralığı = 7.36, (020) yansıma aralığı 4.58'dir.

Serpantinlerin, özellikle krisotilin, kaolinitten tamamen farklı bir morfolojiye sahip oluşu, bu minerali tanımak için, elektron mikroskop, başvurulması gereken en güvenilir yollardan biridir.

Serpantin minerallerine ilişkin D.T.A. eğrilerindeki temel endotermik piklerin yeri, kaolinitik minerallerinkinden farklıdır. Endotermik pike ait kırılma 610°C'de başlar (610°C kaolin minerallerine ait endotermik pikin bitiş sınırına rastlar) ve 750°C'de temel hatta kavuşur. Yani tepe noktası 660°C ile 680°C arasına rastlayan bir endotermik bir pik verirler. Serpantin mineralleri kaolinitlere nazaran daha düşük ısıda (820-830°C) keskin bir ekzotermik pik verirler. Serpantinlere ait bazı D.T.A. eğrilerinde bu ekzotermik pik görülmez veya çok küçüktür.

Serpantinlerden krisotil, elektron mikroskop altında, iyi teşekkül etmiş tüpler veya ince çubuklar şeklinde; antigorit ise geniş latalar veya tabakalar şeklinde görünürler.

A. Krisotil (Chrysotile)

Krisotil ince lifi yapıya sahip bir serpantin mineraline verilen isimdir. Her bir lif elektron mikroskop altında silindirik çubuklar şeklinde görülür. Brindler (1961), krisotilin de, lifi anfiboller gibi çift Si-O zincir strüktürlü olduğunu ileri sürmektedir. Serpantin grubuna mensup antigorit minerali ise tabakalı bir strüktüre sahiptir.

Daha sonra yapılan çalışmalarda, krisotilin, klino krisotil (Clino chrysotil) ve ortho krisotil diye iki esas şeklinin mevcut olduğu ve bunlara ait parametrelerin şöyle olduğu ortaya çıkmıştır.

Clino-chrysotil : $a = 5.34 \text{ Å}$, $b = 9.20 \text{ Å}$, $c = 14.65 \text{ Å}$, $B = 93^\circ.16'$

Ortho-chrysotil : $a = 5.34 \text{ Å}$, $b = 9.20 \text{ Å}$, $c = 14.63 \text{ Å}$, $B = 90^\circ$

Pür klino-krisotile sık rastlanmasına karşın, pür ortho krisotile pek ender rastlanır ve bu daha ziyade klino-krisotil içerisinde minör bir bileşen olarak bulunur.

13.6. Klorit

Kloritler önemli miktarda demir; az miktarda krom, manganez ve diğer iyonları içeren magnezyum ve alüminyum hidro silikatlardır. Klorit, Biotit hornblend ve diğer minerallerin değişimi ile meydana gelen sekonder bir mineraldir. Fakat kloritler püskürük kayaların bünyesinde pirimer mineral olarak da bulunur. Tortul kayalar içerisinde de fazla miktarda klorit mineraline rastlanır.

Klorit mineralleri, esas itibariyle monoklinik sisteme mensupturlar. Fakat illitlerde olduğu gibi sık sık pseudo-hegzagonal tipte klorit minerallerine rastlanır. Kloritlerin kimyasal bileşimi de, mikalarda olduğu gibi izomorfik değişmelere bağlı olarak geniş ölçüde farklılık gösterir. Kloritlerin tipik kimyasal formülü şöyledir : $10(\text{Mg, Fe})\text{O}_{20}\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Kloritlerde kristal ünitenin boyutlarındaki ve muhtelif katyonların pozisyonlarının dağılımındaki küçük farklar bir kloritin kafes aralığının veya bazal yansıma intensitesinin, diğer bir klorit mineralininkinden farklı olmasına sebep olmaktadır. Çeşitli formlardaki kloritleri birbirinden ayırt etme, eğer X-ışınları analizini takviye edecek kimyasal ve optiksel analizler yapılmazsa çok zor hatta olanaksızdır.

Kil materyali içerisindeki klorit minerali bazal (001) yansıma sırasına ve (001) ayrılma düzlemine göre tanınır. Kloritler için karakteristik olan 14.0 - 14.3 Å'luk (001) bazal yansıma aralığı özel klorit çeşitlerine bağlı olarak değişir. Kloritin montmorillonit, vermikülit ve kaolinitten ayırt edilmesi daha önce belirtildiği şekilde olur.

D.T.A. eğrisinde 520°C'de başlayıp 685°C sona eren yani tepe noktası yaklaşık olarak 600°C'de olan ikinci endotermik pik klorit için karakteristiktir.

13.7. Karışık Katmanlı veya Arakatmanlı Mineraller

Kil materyallerinin çoğu, birden fazla kil mineralinin çeşitli şekillerdeki karışımlarından ibarettir. Karışım, kil zerrelerinin bitişiğindeki diğer bir kil zerresiyle belli bir geometrik oriyantasyon meydana getirmeden bir arada bulunmaları şeklinde olabileceği gibi; birkaç alümino silikat katmanının veya katmanlı kil minerallerinin bitişiğindekiyle belli bir oriyantasyon meydana getirecek şekilde bir arada bulunmaları şeklinde de olabilir. Kil minerallerinin ikinci şekildeki karışımları, karışık tabakalı (Mixed-layer) veya ara katmanlı (interstratified) kil mineralleri olarak isimlendirilir. Ara katmanlı killerin şekillenmesi bütün kil minerallerinin yapı taşlarının benzer veya aynı olması gerçeğinin bir neticesidir.

Ara katmanlı strüktürlerde katmanların sıralanışı ya düzenli veya rastgele olur. Bu iki strüktür tipi arasında çok çeşitli geçit tiplerine rastlanabilir. Bir A mineral katmanı ile bir B mineral katmanı düzenli bir ara katmanlı formasyon meydana getiriyorlar ise, C eksenini doğrultusunda ya ABABAB veya AABBAAB şeklinde bir

sıralanma; rastgele bir ara katmanlı formasyon meydana getiriyorlar ise C eksenine doğrultusunda ABBABA şeklinde bir sıralanma gösteriyorlardır. Düzenli ara katmanlı mineraller ayırt edici karakteristiklere sahiptir ve düzenli (001) yansımaları elde edilir. Rastgele ara katmanlı minerallerin karakterizasyonu çok güç hatta çoğu kez olanaksızdır. Tabii ki bir kil materyali örneğinde, yalnız iki ayrı mineral katmanının meydana getirdiği ara katmanlı minerallere değil; aynı zamanda üç veya daha fazla, mineralin meydana getirdiği ara katmanlı minerallere rastlanabilir. Örneğin, mikaklorit-montmorillonit ve hidromika-vermikülit bunların bilinen örnekleridir.

13.7.1. Tanısı

Ara katmanlı kil minerallerini teşhis için çeşitli yöntemler kullanılır. Bunlardan en fazla kullanılanı, farklı rastgele ara katmanlı minerallerin, içerdikleri farklı katmanların oranları ile, bazal yansımalarda meydana gelen yer değiştirmeler arasındaki ilişkiye dayanan grafik metodudur. Bu metotta, her bir bileşenin yansıma aralığı bilinen ara katmanlı minerallerin vermiş olduğu ortalama yansıma ($d\text{\AA}$) değerlerinden istifade edilir.

Na-montmorillonitin normal rutubet koşulları altındaki X-ışınları yansıma aralığı, 12.6 Å hidro mikanın ise 10 Å'dur. Montmorillonit ve mika katmanları bir kristal ünite içerisinde yer aldığı taktirde bu ara katmanlı mineralin X - ışınları yansıma aralığı bu iki değerlerin ortalaması olur. Ancak gerçek değer, katmanların, sıralanma durumları, iyi olup oluşmadıkları gibi birçok hususun etkisi altındadır.

İkinci metot, analizi yapılan örneğe ait X-ışınları yansıma diagramının kuramsal esaslara göre hesap edilerek çizilmiş diagramlarla karşılaştırılması esasına dayanır. Farklı tip tabakaların belli oranda muntazam sıralanmasıyla meydana gelmiş bir ara katmanlı strüktür varsayılarak bu kriterlere göre teorik olarak hesaplanan yansıma deseni çizilir. Deneyle elde edilen X-ışınları yansıma diagramları bu kuramsal diagramla karşılaştırılarak değerlendirilir.

Ara katmanlı minerallerin teşhisinde kullanılan diğer bir yöntem de Fourier'in direkt transformasyon yöntemidir. Bu yöntem, ancak strüktürel faktörleri aynı olan katmanlardan meydana gelmiş ara katmanlı mineraller için kullanılabilir.

Toprak gibi çok karmaşık bir materyal içerisindeki ara katmanlı mineralleri tayin etmede, çok sayıda güçlük ortaya çıkmaktadır. Bu gün toprakta bulunan bu mineralleri ancak kalitatif veya yarı kantitatif bir şekilde tayin etmek mümkündür.

13.8. Allofen

Allofen, sözcüğü ilk defa 1816 yılında, Stromeyer ve Hausmann tarafından, marn içerisinde rastlanan bir materyal için kullanılmıştır. Daha sonra yapılan çalışmalarda rastlanan amorf materyallerin hepsinin allofen olarak

isimlendirilmesinden dolayı, allofen, kil fraksiyonunun amorf bir bileşeni olarak düşünülmüştür.

Bugün allofen, kimyasal bileşimi geniş ölçüde değişen, amorf alümino silikat celler için genel bir terim olarak kullanılır. Al_2O_3 , SiO_2 ve H_2O allofenin temel bileşenleri olup, Fe_2O_3 dahil, değişik miktarlarda diğer maddeleri de içerirler. Allofenik topraklarda genellikle fosfor noksanlığının görülmesine karşın fazla miktarda P_2O_5 içeren bazı allofen depozitleri de vardır. Allofenlerin, volkanik küllerin parçalanıp-ayrışması sırasında silika ve alüminyumun birlikte çökmesiyle meydana geldiği ve oluşumun organik madde ile yakından ilgili olduğu kabul edilmektedir.

Allofen, Thorp ve Smith'in Ando; Japon araştırmacılarının (Egawa ve Watanabe'nin) ise "Kuroboku" (Kara toprak) diye adlandırdığı, Japonya'da yaygın olan büyük toprak grubunda çok rastlanan bir mineraldir. Bulunduğu toprağa sağlam ve gözenekli bir yapı kazandırır.

13.8.1. Tanısı

Allofenler geniş ölçüde pH'ya bağlı yüksek elektrik yüküne sahip olduklarından, alkalın solüsyonlar kullanılarak yapılan katyon değişim kapasiteleri ile asit solüsyon (pH 3.5 NaOAc) kullanılarak tayin edilen katyon değişim kapasiteleri arasında büyük fark vardır. Bu C.E.C. delta değeri olarak isimlendirilir ve allofen için bir tanım ölçütü olarak kullanılır.

Allofenler X-ışınları ile yansıma hatları vermeyen mineraller olarak bilinir. Fakat bazı araştırmacılar, allofenlerin atomik yapılarının tamamen düzensiz olmadıklarını iddia etmektedirler. Watanabe (1963), bazı allofen partiküllerinin X-ışınları yansıma desenleri verdiğini ileri sürmektedir.

D.T.A. eğrilerinde 100-200 °C bir endotermik pik ve 900 °C civarında da bir ekzotermik pik verirler. Yüksek sıcaklık endotermik piki her allofen örneğinde görülmez.

Allofenler için karakteristik olan belli ve düzenli bir şekil yoktur. Elektron mikroskop altında küçük küre benzeri veya yumrular şeklinde görünenler olduğu gibi süngerimsi veya düzensiz hudutlu, büyükçe agregatlar şeklinde görünenler de vardır.

Çeşitli topraklar için başat kil mineralleri Çizelge 13'de verilmiştir.

Çizelge 13. Toprak Sıra ve Gruplarında Rastlanan Başat Kil Tipleri

Sıralar	Büyük toprak grupları	Başat kil mineralleri
Oxisol	Laterit topraklar ve latosol	Seskioksit, gipsit, kaolinit, 2:1 ila 2:2 geçit tipleri
Ultisol	Kırmızı-sarı podzolik	Kaolinit, halloysit, vermikülit, 2:1-2:2 geçit tipleri, seski oksitler ve gipsit
Spodosol	Podzol	Seski oksitler, arakatmanlı silikatlar 2:1-2:2 geçit tipler, mika
Vertisol	Grumusol	Montmorillonit
Alfisol	Gri-kahverengi podzolik	Mika, montmorillonit 2:1-2:2 geçit planosol tipleri, klorit ve kaolinit
Mollisol	Preri, çernozem, kestane	Montmorillonit, mika, vermikülit, renkli toprak: Rendzina Klorit
İnceptisol	Ando kahverengi orman, Sol	Allophane Mika, ara katmanlı Broun Acide tabakalı silikatlar
Aridisol	Çöl toprakları, Sierozem	Mika, vermikülit arakatmanlı tabakalı silikatlar, klorit
Entisol	Azonal topraklar Tundra topraklar Humik gley	Çok değişebilir Mika Montmorillonit

ONDÖRDÜNCÜ BÖLÜM

14. TOPRAK MİKROMORFOLOJİSİ

Toprak mikromorfolojisi, basitçe toprağın ancak optik aletler yardımıyla incelenebilen büyüklükteki morfolojisi olarak tanımlanabilir. Çıplak insan gözünün fark edebileceği büyüklük (çap) sınırı 100-200 μ 'dur.

Toprakların mikromorfolojik çalışmalarında, farklı büyütme gücüne sahip aletler kullanılır. Bunlar : 1. Çapı 20 μ olan cisimleri inceleme olanağı veren el mercekleri, 2. İmmersiyonsuz 0.52 μ , immersiyonlu 0.3 μ iriliğindeki cisimleri inceleme olanağı veren optik mikroskoplar ve 3. 0.001 μ (10 Å) çapındaki cisimleri inceleme olanağı veren elektron mikroskoplardır.

14.1. Terminoloji (Kullanılan Sözcükler)

Toprak mikromorfolojisinin tanımında kullanılan sözcükler, ayrıntılı bir şekilde, Brewer (1964) tarafından belirtilmiştir. Brewer'in kullandığı sözcüklerin tüm toprakçılar tarafından öğrenilmesi, toprakçılar arasında bir birlik ve anlaşma kolaylığı sağlaması bakımından faydalıdır. Son zamanlara kadar kullanılan bu sözcükler ve anlamları :

Toprak Dokusu "s-matrix" : İskelet maddeleri ve plazma gibi katı materyallerle bunlar arasında kalan boşlukları içeren, en basit (birincil) toprak pedleri veya toprak materyali olarak tanımlanabilir.

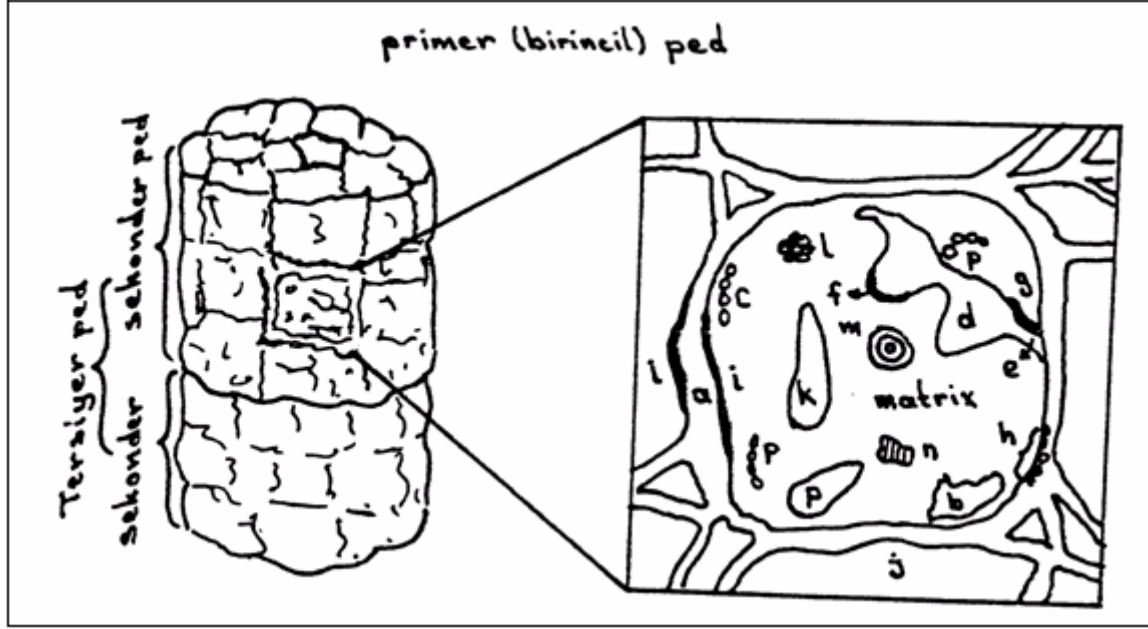
Bu tanım, toprak pedlerinin, ped bulunmayan (apedal) topraklarda ise pede denk düşen bir kütlenin, mikropedolojik özelliklerini içerir (Şekil 59). Plazma içerisinde, aşağıda kısaca tanımlanan dört oluşuk yer alır. Bunlar :

1. Toprak Plazması "Soil Plazma" : Toprak oluşturan süreçlerin etkisiyle hareket etmiş veya edebilecek, yeniden düzenlenmiş veya yoğunluğu artmış olan toprak materyali olarak tanımlanabilir.

2. Toprak İskelet Maddeleri "Soil Skeleton Grains": Henüz toprak oluş süreçleriyle, yer değiştirmemiş, yeniden düzenlenmemiş veya yoğunluğu (konsantrasyonu) artmış toprak materyalidir.

3. Toprak Boşlukları "Soil Voids": Katı toprak materyalleri arasında kalan çeşitli şekil ve irilikteki gözeneklerdir.

4. Pedolojik Özellikler : Bir materyali etrafındaki materyallerden, düzenlenme biçimi, yoğunluk ve köken bakımından ayırt etmeğe yarayan özelliklerdir. Toprak dokusu "s-matrix" içerisinde, sadece toprak plazması pedolojik özellikleri yansıtır ve o özelliklere göre ayrılır.



Şekil 59. Bazı mikropedolojik özellikleri gösteren şema.

- a. "Packing voids" (paketlenme boşlukları,
- b. "Wugh" (düzensiz boşluklar),
- c. "Vesicles" (düzenli boşluklar,
- d. Chamber" (Kanallarla bağlantılı, vesicüller,
- e. "Channel" (Kanal); Kaplamalar "Cutans"
- f. "Chamber cutan"; g. "Channel Cutan";
- h. "Skeletans"; i. "Argillan veya sesquan";
- j. "Strees cutan". Diğer özellikleri :
- k. "Pedotubule"; l. "nodule";
- m. "concretion";
- n. "papule" s-matrix plazma, iskelet maddesi ve boşlukları içine almaktadır.

14.1.1. Voids (Boşluklar)

Brewer, toprak mikromorfolojisi tasvirinde boşluklar sekiz grupta toplanmaktadır.

A. Paking Void (Paketleme Boşlukları)

Materyalin paketlenmesi sırasında arada kalan boşluklarda : Tek danelerin

paketlenmesi sırasında daneler arasında kalan basit boşluklar ve dane kümelerinin (pedlerin) aralarında kalan bileşik boşluklar diye ikiye ayrılır. Basit boşluklar, bir araya gelen kum gibi primer parçacıkların, şekil, büyüklük ve dizilişlerine bağlı olarak, aralarında kalan boşluklardır. Birbirine uymayan agregat veya pedler arasında kalan boşluklar, daha çok önceden oluşmuş agregat veya pedlerin sonradan bir araya gelmesiyle oluşurlar. Bunlara Oksisollarda oldukça sık rastlanır. Bir araya gelen sağlam pedlerin durumu, bağlantısız kum tanelerinininkine benzer.

B. Vughs (Düzensiz Boşluklar)

Bunlar şekli ve duvarları düzensiz olan bağlantısız boşluklardır. Oluşumları ile ilgili çok çeşitli kuramlar ileri sürülmektedir. Genellikle adhezyon ve kohezyon kuvveti yüksek, ince tekstürlü topraklarda görülürler. Düzensiz boşluklar, primer danelerin ince materyalle çimentolaşması veya çözünme boşlukları halinde ortaya çıkabilirler.

C. Vesicles (Düzenli Boşluklar)

Bağlantısız olmaları bakımından düzensiz boşluklara (vugh'lara) benzer fakat bunların duvarları düz, şekilleri de oldukça düzenlidir (yuvarlak veya elipsoid şekillidirler). Genellikle arid bölgelerde işlenmemiş toprakların yüzey horizonlarında veya aynı bölgelerde solma yöntemiyle sulanan toprakların Ap horizonlarında görülür. Springer (1958), düzenli boşlukların, ıslanma ve kurumalar sırasında hava kabarcıklarını muhafaza eden belli tekstürdeki topraklarda oluştuğunu belirtmektedir. Bu tip boşluklara sahip topraklar oldukça kolay kırılıp dağılabilirler.

D. Chambers ve Channels (Kanallar ve Kanallarla Bağlantılı Düzenli Boşluklar)

Chamber'ler, kanallarla bağlantılı (vesicles) düzenli boşluklar olarak tanımlanabilirler. Her kanal chamberlerle bağlantılı değildir. Yani kanallar chambersiz olabilirler.

Chamberlerde düzenli (vesicles) veya düzensiz (vugh) boşluklar gibi (aynı yolla) oluşabilirler. Kanallar ise bitki kökleri, solucan ve böcek etkinlikleri veya basınç altındaki toprak gazlarının çıkışıyla oluşabilirler. Toprak ince kesitlerinde kanalları görme şansı azdır. Çünkü, ince kesit kanal doğrultusunda alınmamış ise yani ince kesit düzlemi ile kanal arasında bir açı var ise onu ancak dairesel veya elipsoid bir şekilde görebiliriz. Bu nedenle toprak örnekleri ince kesite ek olarak, el büyüteçleriyle de incelenmelidir.

E. Planes

Bir düzlem boyunca gelişen katman vari, boşluklara planes adı verilir. Bu boşluklar, toprağın transprasyon veya evaporasyon etkisiyle suyunu kaybetmesi sonucu oluşurlar. Planes'ler şekil ve düzen biçimlerine göre alt sınıflara ayrılırlar. Aşağı yukarı yatay durumda olanlar "joint plains" olarak adlandırılırlar. "Skew plane" ler çok düzensiz şekillere sahiptirler. Dar ve karşılıklı duvarları birbirine paraleldir. Bunlarla ayrılan karşılıklı pedler birbirine uygundur. "Skew P plane" lerle planer olmayanlar arasında geçit nitelikte ve skew"Q'lerden daha geniş olan boşluklar da "Craze" olarak adlandırılır. Bunlarla ayrılan pedler, Skew'lerdeki gibi birbirine uyumlu değildir. Craze plane'ler, heterojen tekstürlü topraklarda görülür.

14.1.2. Cutans

Brewer, cutan sözcüğünü, belli toprak mikrostrüktürlerini tasvir için kullanmayı önermektedir. O cutan'ı, toprağı oluşturan bileşenlerden bir kısmının konsantrasyonunun veya plazmasının değişmesi sonucu; toprağın tekstür, strüktür ve doğal yüzeylerinin dokusunda meydana gelen değişmeler olarak tanımlamaktadır. Cutan, toprağın temel bileşenlerinden herhangi biri tarafından oluşturulabilir.

Bu nedenle cutan, birçok özel türü bulunup tanımlanabilen, genel bir terimdir. Brewer'in çalışmalarından önce, toprakların doğal yüzeylerindeki dokunun değişmesini belirtmek için çok ve değişik terimler kullanılmıştır. Örneğin; clay skin, clay film, Tonhautchen, clay coating silica flour, slickensides, pressure faces, lime-meycelia bunlardan en yaygın olanlarıdır. Brewer, üç temel karakteristiği ölçü olarak, cutanları şöyle sınıflandırır:

1. Onların iskelet maddeleri ve voidlere göre pozisyonları,
2. Onların mineralojik ve kimyasal bileşimleri,
3. Onlar içerisindeki parçacıkların düzenlenme biçimleri.

A. Pozisyona Göre Cutan Sınıfları

Kutanlar, onlarla ilgili voidler ve diğer birimler tanımlandıktan sonra adlandırılırlar. Craze plane cutans, chamber cutans ve channel cutan, birinci gurubun örnekleridir. İkinci grupta ise kaplanan parçacıkların (bağımsız tane, çakıl ve pedlerin) çeşidi ölçü alınır. Free grain cutans (bağımsız tane kutanları), bir başka plazma ile bölünmeyen parçacıklar üzerinde görülen kaplamadır. Embedded grain cutans (birbirine girmiş parçacıkların kaplanması), bunlar kutanlar boyunca plazmik matrikse gömülmüş kaplı iri tanelerdir. Ped cutanlar, pedlerin düzenleniş biçimlerine (primer, sekonder ve tersiyer) veya ped yüzeylerinin orientasyonuna (yatay, düşey) göre alt sınıflara ayrılabilir.

B. Bileşimlerine Göre Cutan Sınıfları

Bu sınıfları adlandırmak için, egemen kimyasal bileşenin adının kısaltılmış şekline, ans eki getirilir. Örneğin % 30'luk H_2O_2 uygulandığında köpürmeyen ince kesiti opak olan kahverengi veya siyah cutanlar mangan oksitinin ürünüdür. Bunlar adlandırılırken mangan sözcüğünün mang kısmı alınıp, sonuna cutans sözcüğünün ans kısmı eklenir. Böylece, manganın neden olduğu cutans, mangans olarak adlandırılır. Yüzde otuzluk H_2O_2 uygulamasıyla köpüren koyu renkli cutanlar ise organik maddenin ürünüdür ve aynı yolla organik olarak adlandırılırlar.

Soluans (soluble salt cutans), karbonat, klorit ve sülfat gibi kolay çözünen, kristalin tuzların oluşturduğu cutanlardır. Sulanan kurak bölge topraklarında itki kök kanalları civarında rastlanır. Çözünürlük testi veya mineralojik analizlerle çeşidi saptanabilir. Çoğunlukla misel benzeri görünümündedirler.

Silans (silica cutans), açık renkli ve fazla parlak olmayan bu cutanlar silisin oluşturduğu kaplamalardır. Genellikle kolay çözünebilir tuzların oluşturduğu (soluans) kaplamalarla karıştırılabilirler ama su ile yapılacak bir çözünürlük testi veya bir büyüteç incelemesiyle diğerlerinden kolayca fark edilebilirler.

Toprağın iskeletini oluşturan tanelerin cutan yüzeylerle kaplanması, skeletans olarak adlandırılır. Bu tür kaplamalar sık sık "Silica flour" veya "silica dust" olarak adlandırılır. Bunlara genellikle argillik horizonların üst kısımlarında rastlanır.

Çok rastlanan ve üzerinde çok çalışılan iki cutan oluşumunu kesin olarak ayırt etmek ve sınıflamak güçtür. Bunlar, argillans ve sesquanslardır. Argillanslar, kil filmi, kil ciltli veya kil kaplamalar diye adlandırılan farklı formasyonlardır. Genellikle bunları kaplayan madde, sadece kil olmayıp farklı oranlarda demir ve organik madde de bulunur. Bu nedenle, bu tip cutanlar sesquanslardan ayırt etmede problem ortaya çıkmaktadır. Brewer, böyle kille birlikte demir veya organik maddenin de neden olduğu kaplamaları, ferri-argillans olarak adlandırmayı önermektedir.

Sesquan, sözcüğü ise sadece ince kesitleri opak olan ve ditionat ekstraksiyonu ile tamamen çözünen kaplamalar için kullanılır. Diğer laboratuvar olanakları el vermiyor ise bir el yardımıyla bunlar birbirinden ayırt edilebilir. Argillanslar, yansıyan ışıkta mum parlaklığı; Sesquanslar ise, cam parlaklığı gösterirler.

C. Cutanların Sınırları ve İç Dokularının Durumlarına Göre Sınıflandırılmaları

Doğal olarak, bir boşluk (void) duvarlarında yer alan kaplamaların (cutansin) boşluğu dolduran hava ile arasındaki sınır kesindir. Toprak materyali ile kaplamalar arasındaki sınır ise kaplamaların genesisi ve çeşidi hakkında yorum yapma olanağı sağlar. Bu iç sınırların uygun bir şekilde incelenmesi, ancak ince kesit ve optik mikroskoplarla olasıdır. Kaplamaların toprak materyali ile aralarındaki sınırın

incelenip yorumlanması ile; kaplamaların, illüvial karakterli mi (illuviation cutan mı) yoksa basınç karakterli mi (stress cutan mı) olduklarına karar verilebilir. İllüviasyon kaplamalarının toprak materyali ile sınırı kesin olup düzenli birçok ince katmandan oluşurlar. Basınç kaplamalarının iç sınırları ise karışıktır.

Kaplamaların iç dokuları da genetik yorumlara olanak verir. Bunun için petrografik mikroskoba gereksinim vardır. Mangans ve sesquans gibi opak kaplamalar, kendilerini bu yolla incelemeye olanak vermezler. Kaplamayı kristalin killerin oluşturduğu durumlarda, kilin oriyantasyon derecesi farkedilir ve incelenebilir. Bir kaplamayı oluşturan kil materyalinin iyi oriyante olması o kil materyalin kristalin yapılı olduğunu ve ozonda pedoturbasyon sürecinin etkin olmadığını gösterir. Bozuk oriyantasyon, pedoturbasyonun ve/veya iyi kristalleşmemiş olmanın ürünü olabilir.

Kaplamalar incelenirken fark edilen her farklı katman ve özellik not edilmelidir. İllüviasyon kaplamalarında, kristalin kil materyali genellikle demir, manganes veya organik materyalle sarılmış halde bulunur.

14.1.3. Diğer Makropedolojik Özellikler

Brewer tarafından adlandırılmış daha birçok toprak özelliği vardır. Topraklarda görülen içi iskelet maddesi ve/veya plazma ile dolu, dallı veya tek silindir biçimli oluşuklar pedolojik özellik olarak kabul edilmiş ve "pedotubule" olarak adlandırılmıştır. Türkçeye 'pedotüp' olarak çevirebileceğimiz bu oluşuk, toprakta yaşayan hayvan ve bitkilerin toprakta açtıkları kanallara, başka toprak materyalinin dolmasıyla oluşur. Bunların büyük olanları krotovina olarak tanımlanırlar. Pedotüpler, şekillerine, içlerini dolduran materyallerin çeşidine ve belirginliklerine göre tanımlanırlar ve alt sınıflara ayrılırlar.

Brewer, içi değişik bir toprak materyali ile dolu, yaklaşık küresel şekilli oluşukları da "glaebule" olarak adlandırmıştır. Glaebule, bir çeşit materyalin bir boşluk içerisinde yoğunlaşması veya civarındakinden farklı bir materyalin, belirgin ve aşağı yukarı boyutları birbirine eşit olan sınırlarla çevrilmesi ile oluşur.

Glaebole'ler

- a. Nodül glaebuller
- b. Konkresyon glaebuller ve
- c. Papul glaebuller olmak üzere üç çeşittir.

Nodül glaebuller, değişikliğe uğramamış, iç yapıya sahip glaebullerdir.

Konkresyon glaebuller, merkezde yer alan nokta, çizgi veya düzlem halindeki çekirdek etrafında oluşan konsantrit yapıya sahip glaebullerdir.

Papul glaebuller, genellikle devamlı ve/veya yapraklı yapıya sahip glaebullerdir.

14.2. Mikromorfolojik Özelliklerin İncelenmesi

Mikromorfolojik özelliklerin çoğu ince basit ve petrografik ekipmanı gerektirir. Ama asıl inceleme arazide başlar. Toprak profilinin çok iyi incelenmesi ve fark edilen özelliklerin yerinde tesbit edilip kaydedilmesi gerekir. Ayrıntılı toprak bitimine, el büyüteci yardımıyla tesbit edilen mikromorfolojik özellikler de eklenmelidir.

Mikroskopik incelemeler için, alınacak ince kesitin hazırlanmasında çeşitli teknikler kullanılabilir (Bourbaeu and Berber, 1947; Brewer, 1964; Boul and Faduess, 1961; Grossman, 1964). Birçok hallerde hazırlama işlevleri, örneğin kurutulması, boşluklardaki havanın çıkartılması ve boşlukların bir tür reçine ile doldurulması gibi aşamaları kapsar. Kurutma işlemi, organik maddece zengin 2:1 tipi kil içeren örnekler için uygun değildir. Bundan kaçınmak için dondurarak kurutma tekniği kullanılabilir. Yine ıslak toprak örnekleri için de Carbowax 6000 gibi yüksek moleküler ağırlık polimerler kullanılabilir.

İnce kesit hazırlandıktan sonra, örneğin gözleyip değerlendirebilmek için uygun bir inceleme tekniğine gereksinim vardır. Bu iş için, Anderson ve Binnie (1961) tarafından tanımlanan "point count" yöntemi pratik bir yöntemdir.

14.3. Mikromorfolojik Çalışmaların Amacı

Mikromorfolojik çalışmaların çoğu, toprak genesisinin anlaşılmasına yardımcı olacak şekilde planlanmıştır. Argilic horizonun bir ölçütü olan ilüvial kilin tanımı veya Vertisolların Vertic alt grubunun bir ölçütü olan Slickenside özelliklerinin bir kısmının tanımı mikromorfolojiktir.

Mikromorfoloji, toprak-bitki interaksiyonlarına ilişkin çalışmaların da önemli bir kısmını oluşturur. Soileau, Jackson ve Mc Cracken (1964) yapay olarak gerçekleştirdikleri kil-demiroksit illüviasyonunun, bitkilerin potasyum alımını azalttığını saptamışlardır. Khalifa ve Boul (1969) doğal olarak illüviye olmuş kilin, P, K ve daha az ölçüde de N alımını azalttığını bulmuşlardır.

Her ne kadar, topraklarda ortaya çıkan bir özelliğin şüphe götürmez bir biçimde açıklanması (yorumlanması) olanaksızsa da, mikromorfolojiyi gerçeye yaklaştırmada yardımcı olur. Dikkat gerektiren önemli toprak çalışmalarında, mikromorfolojik özelliklere ilişkin gözlem ve kayıtlar, faydalı olmaktadır.