

SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

133104

KARADAĞ (KARAMAN) VOLKANİTLERİ
ÜZERİNDE OLUŞAN TOPRAKLARIN
FİZİKSEL, KİMYASAL, MİNERALojİK
ÖZELLİKLERİ VE SINIFLANDIRILMASI

H. Hüseyin ÖZAYTEKİN
DOKTORA TEZİ
TOPRAK ANABİLİM DALI
Konya, 2002

133104

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KARADAĞ (KARAMAN) VOLKANİTLERİ ÜZERİNDE OLUŞAN
TOPRAKLARIN FİZİKSEL, KİMYASAL, MİNERALojİK ÖZELLİKLERİ
VE SINIFLANDIRILMASI

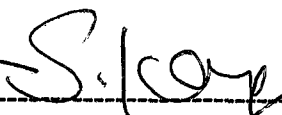
H.HÜSEYİN ÖZAYTEKİN

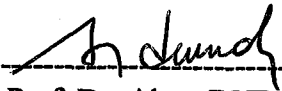
DOKTORA TEZİ
TOPRAK ANABİLİM DALI

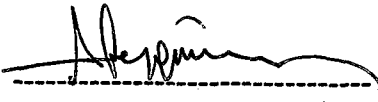
Bu tez 01/03/2002 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği /oy çokluğu ile kabul edilmiştir


Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN
(Danışman)


Prof. Dr. Kemal GÜR
(Üye)


Prof. Dr. Selim KAPUR
(Üye)


Prof. Dr. Alper DURAK
(Üye)


Doç. Dr. Sait GEZGİN
(Üye)

ÖZET
Doktora Tezi

**KARADAĞ (KARAMAN) VOLKANİTLERİ ÜZERİNDE OLUŞAN
TOPRAKLARIN FİZİKSEL, KİMYASAL, MİNERALojİK
ÖZELLİKLERİ VE SINIFLANDIRILMASI**

H. Hüseyin ÖZAYTEKİN
Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Toprak Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN
2002, 134 Sayfa

Jüri : Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN
Prof. Dr. Kemal GÜR
Prof. Dr. Selim KAPUR
Prof. Dr. Alper DURAK
Doç. Dr. Sait GEZGİN

Bu araştırmada, Karaman yöresinde bulunan Karadağ'da üç farklı fizyografya üzerinde oluşan toprakların fiziksel, kimyasal, mineralojik, makromorfolojik özellikleri ve oluşumları incelenmiş ve toprak taksonomisi (Soil Survey Staff, 1999) ve FAO (1990) sistemine göre sınıflandırılmıştır.

Bu amaçla 4 toprak profili seçilmiş, makromorfolojik tanımlamaları yapılarak, horizon esasına göre toprak örnekleri alınmıştır. Elde edilen bulgulara göre söz konusu topraklar genç topraklardır ve pedojenik olayların etkisi zayıf, anamateryal ve topografyanın etkisi fazladır. Toprak örneklerinde kaolinit, illit, klorit-smektit ara katmanlı, metahalloysit, klorit ve smektit gibi kil mineralleri saptanmıştır. İnce kum fraksiyonunda hafif mineraller (kuvars, kalsit, feldispat) başatır. Ağır minerallerden hornblend, biyotit, piroksenler ile opak mineraller ve ayrılmış mineraller yoğun olarak bulunmaktadır. İkincil minerallerin özellikle feldispat, biyotit ve hornblendlerin ayrışma ve dönüşüm işlemleri sonucu oluştuğu saptanmıştır.

Araştırmada elde edilen veri ve bulgular esas alınarak toprak taksonomisine göre yapılan sınıflamada araştırılan toprak profillerinden 1 nolu profil Lithic Xerorthent, 2 ve 3 nolu profiller Typic Xeropsamment, 4 nolu profil ise Calcic Haploxerept olarak sınıflandırılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Kil mineralojisi , ağır ve hafif mineral, toprak sınıflandırması

ABSTRACT

Ph D Thesis

PHYSICAL, CHEMICAL, MINERALOGICAL PROPERTIES AND CLASSIFICATION OF THE SOILS DEVELOPED ON THE KARADAĞ (KARAMAN) VOLCANICS

H. Hüseyin ÖZAYTEKİN

Selçuk University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Soil Science

Supervisor : Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN

2002, 134 Page

Jury : Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN

Prof. Dr. Kemal GÜR

Prof. Dr. Selim KAPUR

Prof. Dr. Alper DURAK

Doç. Dr. Sait GEZGİN

The objectives of this research were to determine the physical, chemical, mineralogical and morphological properties and formation processes of the soils overlain on Karadağ volcano NW Karaman. Moreover soils were classified according to the Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) and FAO (1990).

Thus four widely disturbed soil profiles were chosen and soil samples taken from the horizons after their macromorphological identifications were completed. Results revealed that development the soils are young and the effects of pedogenic processes are not significant. Kaolinite, illite, chlorite-smectite mixed layer, chlorite, smectite and metahalloysite were found in the studied soils. In the fine sand fractions light minerals were dominant and heavy minerals such as hornblende, biotite, pyroxenes and opaque minerals were abundant. The secondary minerals were originated from the weathering of feldspars, biotite and hornblende.

The soil profiles were classified according to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) at the sub group level by the comparisons of the physical, chemical and mineralogical data and findings. The soils represented by profile 1 were

classified as Lithic Xerorthent, profiles 2 and 3 were classified as Typic Xeropsamment and profile 4 was classified as Calcic Haploxerept.

Key Words : Clay mineralogy, heavy mineral, light mineral, soil classification



ÖNSÖZ

Tarımsal üretimi artırmada en önemli unsurlardan biri, toprağı iyi kullanmaktır. Toprağı iyi kullanmanın yolu ise, onu tanımlayıp sınıflandırmak ve elde edilen bilgileri kullanıcılara sunmaktan geçmektedir. Bu amaca yönelik olarak son yıllarda toprak etüd ve haritalama çalışmalarında toprakları tanımlamada fiziksel ve kimyasal özelliklerinin yanında, topraktaki ikincil mineraller, rezerv bitki besin maddeleri ve teknolojik özellikleri hakkında önemli veriler sağlayan mineralojik ve mikromorfolojik özellikler üzerinde de yoğun bir şekilde durulmaya başlanmıştır.

Önemli bir tarımsal potansiyeli olan ülkemizde de topraklarımızın oluşum ve sınıflandırılması konusundaki çalışmalarda diğer toprak özellikleri yanında mineralojik ve mikromorfolojik araştırmaların da yoğun olarak yürütülmesi gereğı ortadadır. Bu çalışmada da bu amaca yönelik olarak araştırma alanındaki toprakların önemli fiziksel ve kimyasal özellikleri yanında mineralojik özellikleri üzerinde de incelemeler yapılarak toprakta oluşan ikincil minerallerin oluşumu araştırılmış ve topraklar sınıflandırılmıştır.

Bu çalışmanın planlanıp yürütülmesinde değerli katkılarını esirgemeyen sayın Prof. Dr. Saim Karakaplan'a, kil minerallerinin analizinde ve polarize mikroskopla yapılan çalışmalarda Ç.Ü Ziraat Fakültesi Toprak bölümü laboratuvarlarından yararlanmama imkan veren ve çalışmanın her aşamasında değerli katkılar yapan sayın Prof. Dr. Selim Kapur'a, x-ışını difraktomlarının çekilmesinde yardımlarını esirgemeyen araştırma görevlisi sayın Asena Kızılsırlanoğlu'na, polarize mikroskopla ince kum fraksiyonunda minerallerin teşhis, sayım ve fotoğraflarının çekilmesinde değerli katkılar sağlayan sayın Arş. Gör. Dr. Gürsel Kansun ve Dr. Fuat Işık'a teşekkürü bir borç bilirim.

ÇİZELGE LİSTESİ

<u>Çizelge No :</u>	<u>Sayfa</u>
3.1. Çalışma Alanının İklim Verileri	36
4.1. 1 nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları..	50
4.2. 2 nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları..	54
4.3. 3 nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları..	58
4.4. 4 nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları..	62
4.5. Toprakların Bazı Fiziksel Ve Kimyasal Analiz Sonuçları.....	65
4.6. Toprakların Tam Analiz Sonuçları	67
4.7. Ağır Ve Hafif Minerallerin Profillerde % Dağılımı	84
4.8. 1 nolu Profilde Ağır ve Hafif minerallerin % Dağılımı.....	87
4.9. 2 nolu Profilde Ağır ve Hafif minerallerin % Dağılımı	88
4.10. 3 nolu Profilde Ağır ve Hafif minerallerin % Dağılımı.....	85
4.11. 4 nolu Profilde Ağır ve Hafif minerallerin % Dağılımı.....	90
5.1. Profillere Ait Genetiksel Oranlar	112
5.2. Araştırma Topraklarının Toprak Taksonomisi (Soil Survey Staff) ve FAO / UNESCO Sistemine Göre Sınıflandırılması ...	115

ŞEKİL LİSTESİ

<u>Şekil No :</u>	<u>Sayfa</u>
3.1. İnceleme Alanının Yer Bulduru Haritası	35
3.2. Çalışma Alanının Nem Ve Sıcaklık Rejimi	37
3.3. Çalışma Alanının Stratigrafisi	40
4.1. 1 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü	51
4.2. 2 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü	55
4.3. 3 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü	59
4.4. 4 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü	63
4.5. 1 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	69
4.6. 2 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	71
4.7. 3 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	73
4.8. 4 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	75
4.9. 1 Numaralı Profilde Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	78
4.10. 2 Numaralı Profilde Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	79
4.11. 3 Numaralı Profilde Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	81
4.12. 4 Numaralı Profilde Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımları	82
4.13. 1 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol X 100)	91
4.14. 2 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol X 100)	91
4.15. 3 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol X 100)	92
4.16. 4 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol X 100)	92
4.17. 1 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol X 100)	93
4.18. 2 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol X 100)	93
4.19. 3 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol X 10)	94
4.20. 4 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol X 10)	94

İÇİNDEKİLER

1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	5
3. MATERYAL VE METOD	34
3.1. Materyal	34
3.1.1. Coğrafik Durum	34
3.1.2. İklim	34
3.1.3. Jeoloji	38
3.1.4. Bitki Örtüsü	41
3.2. Metot	44
3.2.1. Toprak Profillerinin Belirlenmesi	44
3.2.2. Profillerin Tanımlanması Ve Örneklerin Alınması	44
3.2.3. Fiziksel Ve Kimyasal Analiz Metotları	44
3.2.4. Mineralojik Analiz Metotları	45
3.2.4.1. Kil Minerallerinin Analizi	45
3.2.4.2. İnce Kum Boyutundaki (50-100 µ) Minerallerin Analizi	46
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	48
4.1. Profil Tanımlamaları ve Makromorfolojik Özellikler	48
4.1.1. Profil 1	48
4.1.2. Profil 2	52
4.1.3. Profil 3	56
4.1.4. Profil 4	60
4.2. Laboratuvar Analiz Sonuçları	64
4.2.1. Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları	64
4.2.2. Mineralojik Analiz Sonuçları	68
4.2.2.1. X- Işınları İle Kil Boyutundaki Minerallerin Saptanması	68
4.2.2.2. X-Işınları İle İnce Kum Boyutundaki Minerallerin Saptanması	76
4.2.2.3. Polarize Mikroskop İle İnce Kum Boyutundaki Minerallerin saptanması	83
5.TARTIŞMALAR	95

5.1. Araştırılan Profillerin Fiziksel, Kimyasal, Mineralojik	
Özellikleri ve Profillerin Oluşumu	95
5.2. Araştırılan Toprak Profillerinin Sınıflandırılması	113
6. SONUÇ VE ÖNERİLER	116
7. KAYNAKLAR	118



1.GİRİŞ

İnsanlar doğal çevreyi yeryüzünü oluşturan bireylerin doğal bileşimi olduğu gerçeği yerine, kendi yaşamlarını etkileyen belirli etmenlerin kaynağı olarak görmektedirler. Bu görüş doğrudan doğruya ekonomik nedenlerle ilişkilidir (Dinç, 1980). Ülkelerin ekonomik gelişmelerinin temeli, doğal kaynaklarının zenginliğine ve bunların etkin bir şekilde kullanımına bağlıdır.

Gelişmiş ülkeler kaynaklarını etkin bir şekilde kullanırken, az gelişmiş yada gelişmekte olan ülkeler doğal kaynaklarının özellikleri ile ilgili yeterli bilgiden yoksun durumdadır. Bu nedenle günümüzde hala toprak ve su kaynakları, arazi kullanım durumları, orman ve diğer alanlar hakkında yeterli kesin bilgiler bulunmamaktadır. Ülkelerin gelişmişlik düzeyleri artıkça kendi öz kaynakları hakkında kapsamlı bilgileri içeren yeni teknolojik girdilere ihtiyaç duymaktadırlar. Bu nedenle insanoğlu çevresini daha iyi tanımak, doğal çevreyi geliştirmek eğilimindedir.

Günümüzde dünya tarımını yönetenlerin amacı; insanların beslenme standartlarının birbirlerine yaklaştırılarak yükseltilmesi ve hızla artan dünya nüfusu karşısında bunu devamlı kılmaktır. İkinci Dünya Savaşından sonra artan mekanizasyon imkanlarına ilaveten nüfus artışı, hızlı ve sağlıklı kentleşme, endüstriyel yatırımlar kullanım altındaki alanlarda kişi ve aktivite sayısını artırırken diğer taraftan mevcut bazı kullanımların, bulundukları alanları yenilerine bırakmalarına ve yeni alanların kentsel ve endüstriyel kullanıma dönüşmesine neden olmuştur. Her ne kadar son elli yıl içerisinde tarım alanlarında artış meydana gelmiş ise de nüfus hareketleri ve sanayileşmedeki bu durum, verimli tarım arazilerinin kabiliyetlerine uygun olmayan şekillerde kullanılarak elden çıkmasına neden olmuştur.

Gelişmekte olan ülkelere biri olan Türkiye’de de nüfus ve buna bağlı olarak da besin ihtiyacı hızla artmaktadır. Ayrıca son yıllarda mera ve orman arazileri aleyhine genişleyen tarım arazilerimiz artık daha fazla genişleme imkanına sahip değildir. Bu durumda yapılacak, toprak kaynaklarımızı en ekonomik ve etkili şekilde kullanmaktır.

Tarımsal üretimi artırmada en önemli unsurlardan biri şüphesiz toprağı iyi kullanmaktır. Bunun için toprakların morfolojik, fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerinin saptanıp, arazi çalışmaları ile birlikte toprakların sınıflandırılması ve

temel toprak haritalarının yapılması gerekmektedir. Toprakların sınıflandırılması ise ayrıntılı olarak toprak bireylerinin oluşumlarının tespitiyle mümkündür. Toprak oluşumunun belirlenmesi, araştırılan toprak profillerinin morfolojileriyle beraber profillerden alınan toprak örneklerinin fiziksel, kimyasal, mineralojik ve mikromorfolojik özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalara bağlıdır. Bu çalışmaların yapılmasıyla toprak oluşturan olayların çeşit ve yoğunlukları belirlenmekte böylece toprak sınıflandırmaları, toprakların kullanımlarının saptanması ve tarımsal planlamalarla birlikte ulusal düzeyde tarımsal politikaların oluşturulması sağlanmaktadır.

Topraklar kayalar ve minerallerin ayrışma ürünleri ile organik madde , su ve havanın karışımından ibarettir ve toprak oluşum faktörlerinin ortak etkileri sonucu karakter kazanır. Yeryüzünde farklı iklimler, çeşitli canlı organizmalar, kaya çeşitleri, topografya ve farklı yaştaki araziler toprak yapan faktörler arasında yer alır. Bu faktörlerin aynı olduğu yerlerde birbirine benzer topraklar oluşur (Smith, 1963).

Belirli bir bölgede oluşan herhangi bir toprak çeşidinin özelliklerine bağlı olarak kendine özgü kullanım biçimi ve yönetim isteği vardır. Zira toprağın karakteristikleri ve kalitesi onun davranışlarını önemli derecede etkiler (Dinç, 1981). Bu nedenle toprağın değişen özelliklerine bağlı olarak verimli kullanım şekilleri de değişecektir.

Toprağın tanınmasında ilk aşama genesis ve morfolojik karakteristiklerinin belirlenmesidir. Bu suretle toprak yapan faktörler ve etki dereceleri belirlendikten sonra sınıflandırılabilir ve gerekli amenajman önlemlerini almak için en uygun metodların seçimi ve uygulanması gerçekleştirilebilir (Dinç ve ark., 1987).

Toprakların oluşum sürecinde etkili bir rol oynayan toprak minerallerinin mineralojik özellikleri üzerine yapılan araştırmalar toprak biliminin diğer alanlarına göre daha geç başlamıştır. Toprakların mineralojik özelliklerinin belirlenmesi, toprak oluşum seyrinin ve ayrışmanın gözlenmesine, yeni oluşan ikincil mineraller ile toprak horizonlarının kökenlerinin belirlenmesi yanında paleoçevre koşullarının yorumlanmasına ve rezerv bitki besin maddeleri potansiyelinin saptanmasına hizmet eder. Bu nedenledir ki toprakların bilimsel araştırmalarında, esas temeli oluşturan toprak profilinin kimyasal analizleri ümit edilen amaca ulaştırmadığından son yıllarda yapılan genesis çalışmaları toprakların minaralojik ve mikromorfolojik yapısı üzerinde yoğunlaştırılmıştır (Altınbaş, 1976).

Toprakların mineralojik özelliklerinin tespiti, toprağı oluşturan materyallerin oluştuğı ve bulunduğu ortamın jeolojisi, iklimi ve ayrışma düzeyi ile ilgili bilgiler verir. Mineralojik ve mikromorfolojik özellikler yukarıda belirtilen kıstaslara ait önemli veriler sağladığından materyalle ilgili yorumların yapılmasına olanak verir.

Pedolojik çalışmalarda kum, silt ve kil boyutundaki materyalin şekli toprağın oluşumu ve gelişimiyle ilgili önemli bilgiler vermektedir (FiztPatrick, 1983). Tinsley'e (1970) göre toprağı ve onu oluşturan ana materyalin yapısı, ayrışması ve gelişimindeki pedolojik özelliklerin belirlenmesinde ince kum fraksiyonunun mineral bileşimi üzerine yapılan çalışmalar önemli ip uçları vermektedir. Kum boyutlu mineraller, bulunduğu çevrenin özelliklerine bağılı olarak değişimler göstermektedir. Kum fraksiyonu içerisinde düşük bir yüzdede bulunan ağır mineraller provenans göstergesi olarak kullanılmaktadır (Boswell, 1933, Pettijohn ve ark., 1973).

Jackson (1979), toprakların yerinde oluşup oluşmadığı konusunda en sağlıklı kanıtın, ince kum mineralojisinin belirlenmesi olduğunu belirtmiştir. Yine Cady (1965), ince kum mineralojisinin toprakların ana materyallerinin kaynağının ve potansiyel verimlilik rezervlerinin belirlenmesinde önemli bir veri olduğunu belirtmiştir.

Sayın (1985), toprakta bulunan minerallerin özellikle de kil minerallerinin çeşidinin, toprakların fiziksel ve kimyasal özelliklerini doğrudan etkilediğini, toprakların verimliliğiyle de dolaylı olarak ilgili bulunduğunu belirterek, minerallerin çeşidi yanında miktarının da bilinmesinin toprak yorumlarının daha duyarlı ve kesin olmasını sağlayacağını bu nedenle de kantitatif analizlerin önem kazandığını bildirmiştir.

Bu çalışmada, konuya yukarıda belirtilen açıdan bakılarak, İç Anadolu güneyinde yaygın olarak bulunan ve orta miyosenden başlayarak Kuvaterner sonlarına kadar etkili geç Senozoik yaşlı volkanizmanın bir parçası olan Karaman Karadağ volkaniti üzerinde bulunan materyal ve toprakların, bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri ile mineralojik özellikleri incelenmiştir. Bu amaçla Karadağ volkanitleri üzerinde, farklı fizyografyalarda dört toprak profili açılmış ve bu profillerden horizon esasına göre alınan toprak örnekleri ayrıntılı olarak analiz edilmiştir. Elde edilen kum, kil mineralojisi sonuçları ile bazı fiziksel ve kimyasal analiz sonuçları ve morfolojik özellikler irdelenerek toprak oluşum süreçleri

aydınlatılmaya çalışılmıştır. Ayrıca topografik eğim boyu (toposequence) ilişkileri incelenerek, provenans ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır.



2.KAYNAK ARAŞTIRMASI

Bu kısımda, toprak mineralojisi ile ilgili yurt içinde ve yurt dışında yapılan çalışmalar özetlenmiş, sadece volkanik materyaller üzerinde gelişen değil, çeşitli ana materyaller üzerinde oluşan değişik tipteki topraklar ile çeşitli fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikler üzerine yapılan çalışmalar dikkate alınmıştır.

Milner (1926) ile Krumbein ve Pettijohn (1938), kumların birincil mineral içeriklerinin kumların ana kaynağını belirlemede son derece önemli bir veri oluşturacağını belirtmişlerdir.

Boswell (1933), kum fraksiyonu içerisinde az miktarlarda bulunan ağır minerallerin, materyallerin kaynağını belirlemede kullanılabileceğini belirtmiştir.

Krynine (1946), turmalin ve zirkon gibi ağır minerallerin ortamın ayrışma düzeyini belirlemede önemli bilgiler sağlayacağını ifade etmiştir.

Grim (1953), İllinoi (A.B.D.) Eyaletinde Palezoyik kalker kayaları üzerinde oluşan topraklarda yaptığı mineralojik çalışmalarda illitin baskın olduğunu, bunu illitin yarısı miktarında tüm profillerde kaolin'in izlediğini belirlemiştir. Ayrıca araştırmacı metamorfik güçlerin montmorillonitin tabakaları arasındaki suyun ayrılmasına neden olduğunu, tabakalar arası kapanan mineralin toprak suyundan K ve Mg iyonlarını yapısına almasına ve böylece mikaya dönüşmesine neden olduğunu bildirmiştir.

Merve ve Hystek (1955), Güney Amerika'da bulunan toprak gruplarının kil mineralleri üzerinde yaptıkları çalışmada, subtropik iklim koşullarında başat kil mineralinin montmorillonit ve kaolinit olduğunu ve bazaltların ayrışması sonucu ilk ayrışma ürününün montmorillonit olduğunu bu mineralin ayrışmasını kaolinit oluşumunun izlediğini belirlemişlerdir.

Gülçür (1958), Rize yöresinde bazalt kayacı üzerinde oluşan toprakların kil minerallerinin belirlenmesi üzerine yaptığı çalışmada, bu toprakların çoğunda illit ve kaolinit kil minerallerinin bulunduğunu saptamıştır.

Ergene (1963), Gaziantep Yayladağı yöresinde kireçtaşı üzerinde oluşan bir toprak profilinde başatlık sırasına göre, kaolinit, karışık tabakalı illit ve kuvars mineralleri saptamıştır.

Ergene (1963), Urfa, Gaziantep ve Hatay illerinde geniş alanlarda ve çeşitli ana materyallerden oluşan kahverengi, kırmızı kahverengi, terra rossa ve kireçsiz kahverengi topraklarına ait on beş toprak profilinde fiziksel, kimyasal ve mineralojik

analizler sonucu, illit mineralinin tüm profillerde başat mineral olarak bulunduğunu, kaolinit illitten sonra en fazla bulunan mineral olduğunu, bunları klorit, vermikulit, karışık tabakalı mineraller ve amorf minerallerin takip ettiğini, ayrıca kil minerallerinin içinde kuvarsın da bulunduğunu ve hiçbir profilde montmorillonite rastlanmadığını belirtmiştir.

Gülçür (1964), Mersin yöresinde kalkerli anamateryal üzerinde oluşan terra-rossa topraklarının silt fraksiyonlarında başat olarak kuvarsın bulunduğunu, buna agregatlar halinde görülen çeşitli kil mineralleri ile silt boyutundaki ara ürünlerin (bazı örneklerde bulunan klorit gibi) eşlik ettiğini belirtmiştir.

Jackson ve Sherman (1953), topraktaki minerallerin ayrışmaya karşı dirençlerini belirleme üzerine çalışmalar yapmış ve mineralleri ayrışmaya karşı dayanıklılıklarına göre 13 sınıfta toplamıştır (Brewer, 1964).

Craig ve Loughnan (1964), bazaltlarda olivin, piroksen ve plajiyoklasların ayrışarak montmorillonit kil minerallerini oluşturduklarını, Yeni Güney Galler'de yaptıkları çalışmalarda, bazı profillerde yüzeye doğru bu kil minerallerinin mikrokristalli kaolinit ve halloysite dönüştüğünü bildirmişlerdir.

İzmir bölgesinde yumuşak ve sert kalker kayaçları üzerinde oluşan iki kırmızı Akdeniz toprağı üzerinde mineralojik çalışmalar yapan Saatçi (1964), sert kalker kayası ve üzerinde oluşan toprakta illit mineralinin başat olmasına rağmen, yumuşak kalker kayacında montmorillonitin başat olduğunu belirleyerek, bu farklılığa ayrışmanın neden olduğunu ileri sürmüştür.

Yeşilsoy (1966), Trakya'da yaygın olarak bulunan grumusol, kireçsiz kahverengi ve rendzinalarda, kil mineralojisini araştırmış, grumusolde montmorillonitin başat olduğunu, bunu sırasıyla kaolinit, illit ve kuvarsın izlediğini, kireçsiz kahverengi topraklarda sırasıyla montmorillonit, illit, kaolinit ve kuvarsın bulunduğunu, rendzina topraklarının A horizonlarında ise montmorillonit, illit, kaolinit ve kuvarsın yer aldığını belirlemiştir.

Bisdom (1967), İspanyanın kuzey batısında oldukça humid koşullarda granitlerden oluşan topraklarda çalışmalar yapmış ve toprakların nispeten iyi gelişmiş profile sahip olduklarını, ayrıca kaolinit ve metahalloysitin başlıca sekonder mineraller olduğunu belirtmiştir.

Irmak ve ark. (1967), Türkiye'nin kuzey batısında granit ve andezit üzerinde oluşan bazı toprakların analitik ve mineralojik özellikleri üzerine yaptıkları

çalışmada; Bolu'da çam ormanı altında andezit tüfü üzerinde oluşmuş kahverengi orman toprağı profilinde, kil fraksiyonunun tamamen trioktahedral montmorillonit olduğu halde benzer koşullar altında andezit kayası üzerinde oluşan iki farklı kahverengi orman toprağının her ikisinde de kaolinitin başat mineral olduğunu bunu illit ve kristobalitin izlediğini belirlemişlerdir.

Güney Anadolu Bölgesi'nde Harran ovasında çalışmalar yapan Akalan (1968), örnekleme yaptığı bir vertisolde başat kil mineralinin montmorillonit olduğunu, bunu sırasıyla hidromika , klorit ve vermikulit izlediğini bulmuştur.

Akalan (1969), Türkiye'de bulunan bazı büyük toprak gruplarının kil ve mil mineralojileri üzerine yaptığı çalışmada, Karapınar'da açtığı bir profilin kaba kil fraksiyonunda kaolinit, montmorillonit, illit, klorit ve vermikulit kil minerallerini, ince kil fraksiyonunda da montmorillonit, illit, bir tabaka hariç kaolin grubu kil minerallerini, az miktarda da vermikulit ve klorit grubu kil minerallerinin bulunduğunu tespit etmiştir.

Al-Rawi ve ark. (1969), Irak'taki bazı kurak ve yarı kurak bölgelerde bulunan toprakların mineralojik özelliklerini araştırdıkları çalışmalarında, kireçli Pleyistosen teraslarda oluşmuş kahverengi toprakların kil fraksiyonlarında montmorillonit, klorit, vermikulit ve mika minerallerinin bulunduğunu belirlemişlerdir.

Hocaoğlu (1970), farklı iklim şartlarında benzer anamateryal üzerinde oluşan toprakların mineralojik özelliklerini belirlemek amacıyla 2500 mm. yıllık yağış alan Rize bazaltik topraklarında bulunan kil mineralleri ile yıllık 500 mm. yağış alan Diyarbakır bazaltik topraklarında yer alan kil minerallerini karşılaştırmış ve hornblend bazaltları üzerinde oluşan Rize bazaltik topraklarında başat olarak halloysit bulunduğunu, halbuki Diyarbakır bazaltik topraklarında sırasıyla montmorillonit, vermikulit, kaolinit ve karışık tabakalı killerin bulunduğunu belirtmiştir.

Munsuz ve Nouri (1970), benzer iklim şartlarında farklı anamateryaller üzerinde gelişen toprakların kil mineralojileri üzerine yaptıkları çalışmada dazit üzerinde oluşan toprağın kaba kil fraksiyonunda illit, kaolinit ve montmorillonit, ince kil fraksiyonunda vermikulit, illit, kaolinit, kireçli anamateryallerden oluşan topraklarda ise, kaba kil fraksiyonunda kaolinit, montmorillonit, ince kil fraksiyonunda ise vermikulit ve kaolinit bulunduğunu saptamışlardır.

Genese (1970), Madagaskar'da beş ay boyunca sürekli 1200 mm. yağış alan bölgelerde ankaratirit, olivin, bazalt, trakit ve granitlerden kil minerallerinin oluşum şartlarını araştırmış ve etkin koşullar altında granitten oluşan topraklarda kaolin kil mineralinin başat olduğunu belirlemiştir.

Eswaran (1970), Nikaragua'daki bazalt topraklar üzerinde yaptığı çalışmada toprak oluşum sürecinde ikincil kaolinit, kuvars, götit ve hematitin oluşabileceğini öne sürmüştür.

Yine Eswaran ve ark. (1971), tropik bazaltik topraklardaki serbest demirin götit, manyetit ve amorf demir minerallerini oluşturduğunu ve daha sonra oluşan amorf demir minerallerinin dehidrasyonla hematit, oksidasyonla lepidokrosit ve magnezit ve son olarak da kristalize olarak demir hidroksitleri oluşturduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar oluşan bu demirli minerallerin tropik ve yarı tropik bölgelerde bulunan bazaltik topraklara kırmızı renk veren en önemli faktör olduğunu belirtmişlerdir.

Hızalan ve Mermut (1972), güney Marmara'da granit ve andezit kayalar üzerinde oluşan toprakların morfolojileri ve genesisleri üzerine yaptıkları çalışmada arazi etüdleri ile belirledikleri 4 adet profilden horizon esasına göre aldıkları örneklerde yaptıkları analizlerle granit ve andezitten toprak oluşum süreçlerini açıklamaya çalışmışlardır. Araştırmacılar granit ve andezit kayalarının anamateryal haline geçmeden toprağa dönüştüğünü, toprakların genç olduklarını, granitten tınlı toprakların, andezitten ise killi toprakların oluştuğunu belirlemişler ve bu toprakları genç asit kahverengi orman toprakları olarak sınıflamışlardır.

Akalan ve Başer (1972), Trakya'daki Grumusol (Vertisol) büyük toprak grubunda bulunan kil minerallerini X- ışınları yansıtma tekniği ile saptamışlar ve toprakların kil fraksiyonunda % 75-90, kaba kil fraksiyonunda ise % 50-60 montmorillonit bulunduğunu, bu minerali illit ve kaolinitin takip ettiğini belirlemişlerdir.

Altınbaş (1972), Bornova civarında bulunan büyük toprak grupları üzerinde yaptığı bir çalışmada bölgede bulunan bir adet alüviyal toprak pedonunun kaba kil fraksiyonunda illit, kaolin ve montmorillonit grubu minerallerin, orta ve ince kil fraksiyonlarında ise montmorillonit grubu minerallerin başat olduğunu belirlemiştir.

Singer (1973), vesiküler ve saprolitik ayrışmayı incelemiş ve vesiküler ayrışmanın yıkanmayı önlediğini, bunun sonucunda alkali kanyonların, silisyum ve

oluşum sürecinde silisyumu izleyen kaolinit, halloysit, smektit ve demir oksitlerin oluşumlarını engellediğini ileri sürmüştür. Araştırmacı bazalt üzerinde oluşan ve katenalar boyunca bulunan topraklarda katenanın en yüksek kısımlarından düz ovaya yakın kısımlarına doğru ilerledikçe toprakların renklerinin kırmızıdan koyu grimsi kahverengine doğru değiştiğini ve profil yüzeyleri ile az eğimli katenanın alt kısımlarında daha yüksek düzeyde karbonat konkresyonlarının bulunduğunu saptamıştır.

Tardy ve ark. (1973), granit kayasından kil oluşumuna iklim ve topoğrafyanın etkisini incelemiş, smektit ve kaolinitin topoğrafik duruma göre bir dağılım gösterdiğini, genel bir kural olarak yüksek arazilerde kaolinit oluştuğunu, yüksek arazilerden yığanan ayrışma ürünlerinin taban arazide smektit oluşumuna neden olduğunu belirtmişlerdir.

Munsuz (1974), Türkiye'deki bazı büyük toprak gruplarının kil minerallerini infrared absorpsiyon spektroskopisi ile araştırmış, terra rossada kil minerallerinin sırasıyla montmorillonit, kaolinit ve karışık ara tabakalı kil mineralleri, kahverengi toprakta karışık tabakalı kil mineralleri, illit ve kaolinit olduğunu belirlemiştir. Ayrıca araştırmacı kırmızımsı kahverengi toprakta sırasıyla karışık tabakalı, montmorillonit, kaolinit ve illit, grumusolde ise yine başat olarak montmorillonit, az miktarlarda da kaolinit, illit ve karışık tabakalı kil minerallerinin bulunduğunu saptamıştır.

Özbek ve ark. (1974), Çukurova Üniversitesi yerleşim alanında Balcalı, Kızıltapır ve Hurma toprak serilerinin kil ve silt mineralojileri ve jeomorfoloji – toprak ilişkileri üzerine çalışmalar yapmışlar ve üç serinin profillerinin ince silt fraksiyonlarında kuvars mineralinin, kil fraksiyonunda ise montmorillonitin başat olduğunu, ikinci derecede ise illit ve kaolinitin bulunduğunu tespit etmişlerdir.

Kapur (1975), güney Türkiye'de üç terra rossa profilinde yaptığı pedolojik incelemelerde Balcalı profilinde ince kum fraksiyonunda, ağır minerallerin derinlikle azaldığını başat mineralin hornblend olduğunu ve derinlikle azaldığını, hipersten, epidot, zirkon ve tremolit ile ayrılmış minerallerin ise artma gösterdiğini gözlemlemiştir. Araştırmacı yine aynı çalışmada Kilis profilinde ağır minerallerin derinlikle değişiminin düzensiz olduğunu, derinlikle azalan ve başat mineral olan ojiti, ayrılmış idingizit, hiperstenin izlediğini, Reyhanlı profilinde ise zirkon, almondid, tremolit, aktinolit, zoisit, clinozoisit, hornblend, limonit, ve ayrılmış

minerallerin orta horizona doğru azalma gösterirken orta horizona arttığını ve tekrar ana kayaya doğru azaldığını, epidot ve kloritin derinlikle artarken enstatif ve ilmenitin ise azaldığını tespit etmiştir.

Kapur ve ark. (1975), Çukurova bölgesinde yaptıkları etütler sonucunda bölgede en yaygın üç ana kaya üzerinde oluşan Akdeniz kırmızı toprakları üzerinde genetik araştırmalar yapmışlar, bu topraklarda kil içeriğinin derinlikle arttığını ve başat toprak oluşum prosesinin periyodik dekalsifikasyon olduğunu belirlemişlerdir. Her üç profilde de yerinde (in-situ) kil oluşumu tespit etmişler, başat kil mineralleri olarak Balcalı ve Kilis profillerinde smektit, kaolinit ve hidro mika, Reyhanlı profilinde ise kaolinit ve hidro mika bulmuşlardır.

Akalan ve Özkan (1975), Trakya'da bulunan kahverengi orman toprak profillerinin kaba kil fraksiyonlarında montmorillonitin başat iken yine aynı bölgedeki rendzina toprak profillerinin kaba kil fraksiyonlarında vermikulit, ince kil fraksiyonlarında ise motmorillonitin hakim kil mineralleri olduğunu belirlemişlerdir.

Kapur ve ark.(1975), iki bazalt kayası üzerinde yaptıkları mineralojik incelemelerde her iki kayada % 75 oranında feldispat, bol miktarda opak ve indizgit mineralleri tespit etmişlerdir. Ayrıca idingizitasyon ojitin hornblendde, indizgite dönüşüm işlemlerini tespit etmişlerdir.

Altınbaş (1976), İzmir- Çeşme civarında üç büyük toprak grubunun kum ve mil fraksiyonlarının mineralojik bileşimlerini araştırmış, tortul kayalardan olan sert kalkerler üzerinde oluşan terra rossalarda opak minerallerin % 0.53-12.0 , hematitin % 8.52-12.50 , hornblendin % 0.27-2.02 , hiperstenin % 0.54-6.07 ve ojitin % 0.22-1.10 arasında değiştiğini ayrıca epidot, anataz, glaukonit, zirkon, turmalin ve apatitin az miktarlarda bulunduğunu andezit, andezit tüfü, aglomera ve dazitler üzerinde oluşan kireçsiz kahverengi topraklarda % 0.48-7.76 , hornblendin % 0.20-10.14 , hiperstenin % 0.19-7.98 ve ojitin % 0.29-3.28 arasında değiştiğini, bunlara ek olarak az miktarlarda da zirkon, epidot, anataz ve glaukonit bulunduğunu, marn üzerinde oluşan Rendzinalarda ise opak minerallerin düzensiz bir dağılım gösterdiğini ve profil boyunca azalış gösteren amfibol ve piroksen grubu minerallerden hornblendin % 0.17-2.20 , hiperstenin % 0.23-4.90 , ojitin % 0.20-1.89 , zirkonun % 0.28-0.66 ve epidotun % 0.24-6.28 arasında değiştiğini saptamış ve elde ettiği bu sonuçlara göre bölgedeki üç büyük toprak grubunun alttaki anamateryalden oluştuğunu ve herhangi bir litolojik kesikliğin bulunmadığını belirlemiştir.

Özbek ve ark. (1976), terra rossa oluşumunun bulunduğu iki Miyosen dolomitik kireç kayası ile bunların üzerinde bulunan ayrıışmış materyallerin mineralojik değişimleri üzerine yaptıkları çalışmada, genel olarak ayrıışmış ağır minerallerin kayada C horizonundan daha yüksek miktarda olduğunu, bunun tersine 1. ve 2. örnekleme yerlerinde hafif minerallerin bir azalma gösterdiğini ve ağır mineraller içinde de opak minerallerden hipersten ve enstatitin baskın durumda olduğunu belirtmişlerdir.

Özgöncü (1976), Toros dağlarının Tarsus eteklerinde çeşitli jeolojik formasyonlar üzerinde tanımladığı kahverengi, kırmızı kahverengi, kırmızı Akdeniz ve Rendzina toprakların da genetiksel ilişkileri araştırmış ve bu topraklarda başat kil mineralinin montmorillonit olduğunu belirlemiştir.

Rode ve Myagkova (1968), Ermenistan'ın Gejam yaylalarındaki andezit, bazalt kayaları üzerinde oluşan toprakların mineralojik özelliklerini incelemişler ve klorit, biyotit, hornblend, hipersten, epidot, rutil, zirkon, götit, pirit, mağnetit, kuvars, volkanik cam, plajiyoklas, maden filizleri, ile kaya parçalarının varlığını saptamışlardır. Jeny (1941), toprak minerallerini ayrışma ve parçalanma durumlarına göre 4 grupta toplamış, 1. en dayanıklı mineral olarak kuvarsı göstermiş, özellikle bazik tipli plajiyoklasların ortaklastan, biyotitin muskovitten, hornblendin ise ojitin daha kolay parçalanmaya uğradığını ve ayrıştığını belirtmiştir.

Sidhu ve Gilkes (1977), kuzey batı Hindistanda indo-ganyetikallivyerler üzerinde gelişen toprakların kum ve silt fraksiyonunun mineralojik özellikleri üzerine çalışmalar yapmışlar ve kuvarsın başat durumda olduğunu, ayrıca muskovit, plajiyoklas, alkali feldispatlar, amfibol, biyotit ve klorit varlığını tespit etmişlerdir. Ayrıca toprakların benzer mineralojik özellik gösterdiğini, derinlikle birlikte mineralojik özelliklerin değişmediğini ve toprak mineralojisinin bölgedeki kayaların mineralojisi ile ilgili olabileceğini belirtmişlerdir.

Bain (1977), İskoçya'da farklı anamateryaller üzerinde kloritik minerallerin ayrışmasını incelemiş ve profil derinliğinin artmasıyla kil minerallerinin çok fazla değişim göstermediğini, tüm topraklarda primer minerallerin bulunduğunu, bunun da bu topraklarının oluşumlarının erken devresinde bulunduğuna işaret ettiğini, demirce zengin kloritin profil boyunca horizonlar arasındaki miktar ve kimyasal bileşiminin çok az değişiklik gösterdiğini ve bir çok profildeki kloritin drenaj sınıfına ve toprak

tipine bağılı kalmaksızın çoğunlukla ince tabakaların kenarlarında vermikulitleşme ile bir miktar ayrıştığını belirlemiştir.

Saatçi ve Altınbaş (1977), Çeşme ilçesi ve civarında bulunan Terra Rossa, Kireçsiz Kahverengi ve Rendzina büyük toprak gruplarının kil fraksiyonlarında kil çeşitlerini araştırmışlar, Terra Rossa topraklarının kil fraksiyonlarında kaolin grubu kil minerallerinin başat olduğunu, tüm fraksiyonlarda illit ve montmorillonit grubu mineraller bulunurken ince fraksiyonlara doğru montmorillonit grubu killerin miktarının arttığını tespit etmişlerdir. Araştırmacılar Kireçsiz Kahverengi toprakların kil fraksiyonunda montmorillonit tipi kil minerallerinin başat olduğunu, ince mil ve kaba kil fraksiyonlarında illitin varlığını, bütün tabaka ve fraksiyonlarda kaolin grubu kil minerallerinin bulunduğunu belirlemiştir. Rendzina topraklarında ise kaba kil fraksiyonlarında kaolin ve montmorillonitin, orta ve ince kil fraksiyonlarında ise montmorillonit grubu kil minerallerinin başat olarak bulunduğunu tespit etmişler, tüm tabaka ve fraksiyonlarda illit kil mineralini bulmuşlardır.

Singer ve Navrat (1977), yağışlı Akdeniz ikliminde bazik volkanik kayalarda kil oluşumunu araştırmışlar ve bazaltik Akdeniz kırmızı topraklarında kil minerallerinin profil boyunca kaolinit, dioktahedral vermikulit olduğunu ayrıca yüzey horizonlarda hidro mika ile birlikte kil parçacıkları büyüklüğünde rüzgarlarla getirilen kuvarsın da bulunduğunu tespit etmişlerdir.

Zainal (1977), Irak'ta bulunan kil depozitlerindeki ağır minerallerde yaptığı mineralojik incelemede, başatlık sırasına göre manyetit, ilmenit, hematit, epidot, tremolit, hornblend, ojit, hipersten, diyosit, garnet, turmalin, rutil, zirkon, kromit ve barit bulunduğunu tespit etmiştir.

Murray ve ark. (1977), volkanik kökenli anamateryallerdeki feldispatların öncelikle amorf oksitlere, amorf oksitlerin de allofan ve demir oksitleri oluşturduğunu, bu ayrışma sürecindeki ara tabakaları, β allofan $\rightarrow$ α allofan, $\rightarrow$ halloysit $\rightarrow$ kaolinit olarak bildirmişlerdir.

Bain (1977), İskoçya'da klorit-şist anamateryal üzerinde bulunan bir podzol profilinde yaptığı çalışmada kil fraksiyonunda oksitlenen baskın mineralin demirce zengin klorit olduğunu buna rağmen A2 horizonunda kloritin bulunmadığını, kil fraksiyonunda trioktahedral klorit ve dioktahedral mikanın yüzeye doğru azaldığını, ince kum fraksiyonunda biyotit, feldispatlar, muskovitin az miktarları ile ayrılmış

koyu renkli tanecikler veya çok karışık tanecikler ve kuvarsın bulunduğunu, klorit bulunmayan bir horizontta SiO_2 ve Al_2O_3 miktarlarının minimum olduğunu, kloritin de muhtemelen götite ayrıştığını bildirmiştir.

Kapur ve ark. (1978), Adana yöresinde bulunan derin ayrılmış bazalt bloklarında yaptıkları mikromorfolojik araştırmalarda idingizit mineralinin amorf demir oksitlere, feldispatların ise büyük olasılıkla kaolinite dönüştüklerini belirlemişlerdir.

Dinç ve ark. (1978), Doğu Akdeniz kıyısında bulunan kumulların mineralojilerini tespit etmişler ve kuvars miktarının umulandan daha az olduğunu tespit etmişlerdir. Bunun nedenini kuvarsın daha küçük fraksiyonlarda bulunmasına bağlamışlardır. Ayrıca hafif minerallerden kalsit, feldispat ve biyotitin, ağır minerallerden de epidot, enstatit, sfen, garnet ve hiperstenin başat olduğunu gözlemlemişlerdir.

Tazaki (1978), kum mineralleri ile topraktaki killeri arasındaki ilişkiyi incelemiş, plajiyoklasın hidrotermal suların etkisiyle doğrudan halloysite ayrıştığını belirlemiştir.

Güzel ve ark. (1978), benzer iklim koşulları altında üç farklı anamateryal üzerinde oluşmuş bulunan üç kırmızı Akdeniz toprak profilinin kil ve 50-100 mikron kum mineralojisi ile genesislerini araştırmışlar, tamamen farklı anamateryaller üzerinde oluşmuş olan toprakların profil gelişimlerinde dekalsifikasyon-rekalsifikasyon ve kırmızılaşma süreçlerinin başat rol oynadığını ileri sürmüşlerdir.

Güzel (1978), Akdeniz iklim koşullarında biyotitli andezit kayası üzerinde bulunan anamatreyalden oluşan toprak profilinde, feldispatlardan (plajiyoklas) doğrudan doğruya dioktaheder smektitin başat kil minerali olarak oluştuğunu, bununla birlikte aynı primer mineralden çok az miktarlarda kaolinit mineralinin de oluşabileceğini öte yandan C katmanından yukarı doğru kaolinitin giderek arttığını ve yüzeyde en yüksek düzeye ulaştığını bunun sebebinin de biyotit mineralinin söz konusu katmanlarda doğrudan doğruya kaolinite dönüşmesinin neden olduğunu belirtmiştir.

Goncalves ve ark. (1978), Brezilya'da Prana havzasında 800 m., 700 m. ve 600 m.lik üç farklı yükseklikteki bazalt platosunda mineralojik çalışmalar yapmışlar ve her üç platoda da kil minerallerinin sırasıyla kaolinit ve gipsit olduğunu bunlara ilaveten Al-hematit bulunduğunu belirlemişlerdir. Araştırmacılar 800 m. de bulunan

profildeki kaolinit miktarının daha fazla olması nedeniyle bu profilin diğerlerinden daha yaşlı olduğunu, 700 ve 600 m. deki kil minerallerinin farklı iklim koşullarında sonradan oluştuklarını saptamışlardır.

İnce (1979), Diyarbakır ve civarında bazalt kayaları üzerinde oluşan bir toprakta, toplam kil, kaba ve ince kil fraksiyonlarında başat mineral olarak simektiti tespit etmiş, bunu kaolinit, klorit ve illitin izlediğini belirlemiştir.

Tanju (1979), Ankara civarında yaygın olarak bulunan önemli kayalardan oluşmuş toprakların genesis ve morfolojileri üzerine yaptığı çalışmada, rutin fiziksel ve kimyasal analizlerle birlikte kayaç ve toprak örneklerinde tam analizler yapmış, ayrıca kayaçlardan ince kesitler hazırlayarak mineralojik bileşimlerini belirlemiş ve toprakları sınıflandırmıştır.

Kapur ve ark. (1979), Doğu Akdeniz Bölgesinde terra rossa oluşturan dolomitik kireç kayaları ve C horizonlarının kil mineralojisi arasındaki ilişkilerini incelemişler, üç ayrı örnekleme alanından aldıkları dolomitik kireç kayası ve anamateryal örneklerinin kil mineralojilerinin benzer olduğunu (montmorillonit, hidro mika, kaolinit) saptamışlardır. Buna karşın Balcalı dolomitik kireç kayacı ve ayrıışmış ana materyalinin ara tabakalı kil içermesiyle diğerlerinden ayrıldığını, örnekleme alanlarının iklimlerinin aynı olmasına rağmen terra rossaların oluştuğu bu materyallerin farklı büyüklükteki parçalardan oluşmaları ve farklı erimeyen katkı maddeleri içermeleri nedeniyle minerallerin çeşitliliği ve ayrıışmalarının farklı olduğunu belirlemişlerdir.

Kapur ve ark. (1979), Adana Tatarlı civarında bazaltik tüfler üzerinde oluşan bir Andosolün ince kum parçacıklarında, volkanik cam, ve ayrıışmış feldispatlar ile halloysit kil mineralini, kil fraksiyonunda ise kaolinit tespit etmişler, ince kum boyutunda tespit edilen halloysitin ayrıışmış feldispatların yüzeylerinde doğrudan doğruya oluşabileceğini belirtmişlerdir.

Schafer ve McGarity (1980), bazalt üzerinde oluşan kırmızı ve kahverengi toprakların genesislerini inceledikleri çalışmada bu toprakların özellikle nötr pH gösterenleri başta olmak üzere çoğunda kil minerali olarak montmorillonitin, hafif asit reaksiyonlu olanlarda ise kaolinit bulunduğunu belirlemişlerdir. İnce kum fraksiyonunda ise kuvars, idingizit, ve opak mineralleri başat mineral olarak saptamışlardır. İnce kum boyutunda kuvarsın başat olmasını daha önceki jeolojik

devrelere ait asit reaksiyonlu granit kayalardan kalıtımla geçmesi olasılığına bağlamışlardır.

Güzel (1980), Marmara bölgesinde granit üzerinde oluşan üç toprak profilinde mineral ayrışım ve oluşumuna bitki örtüsü ve topoğrafyanın etkisini belirlemek üzere yaptığı çalışmada, aldığı örneklerde fiziksel, kimyasal analizler yapmış, elde ettiği analiz verileriyle X- ışını ve polarize mikroskop tekniğini de kullanarak primer ve segonder minerallerin değişim ve oluşumlarını belirlemiştir. Araştırmacı bitki örtüsü ve eğimdeki farklılıkların hem profil hem de segonder mineral oluşumunu etkilediğini, orman-çayır geçit bölgesinde ve çayır bitki örtüsü altında ve daha az eğimde bulunan topraklarda smektitin oluştuğunu ve miktarının derinlikle artarak C horizonunun alt bölümünde en üst düzeye ulaştığını belirlemiştir. Araştırmacı bu mineralin plajiyoklas feldispatların ana kayanın hemen üzerinde biriken ürünlerinden yerinde oluştuğunu ve orman örtüsü altında oluşan profilde belirgin ve düzenli smektit oluşumunun bulunmadığını tespit etmiştir.

Kapur (1980), Urfa-Karacadağ yöresi bazalt ana kayaları üzerinde yer alan toprakların oluşumu ve sınıflandırılması üzerine yaptığı çalışmada kil boyutundaki parçacıklarda başat kil mineralinin profil 1 de kaolinit profil 2, 3, ve 4. de ise smektit olduğunu, ince kum boyutlarındaki parçacıkların polarize mikroskop incelemesinden feldispatların ve indizgit minerallerinin farklı ayrışma evrelerinde olduklarını, özellikle feldispatların kaolinite değin doğrudan doğruya ayrıştıklarını, kalsit mineraline özellikle 4 nolu profilde farklı kristalizasyon biçimlerinde yaygın olarak rastladığını, bazı horizonlarda hiperstenin hematite dönüştüğünü, baydellit-montmorillonit parçacıklarının toprak oluşumunun ilk evrelerinde klorit mineralini oluşturduklarını bildirmiştir.

Kapur ve ark. (1980), Çukurova Bölgesi'nde bazalt kökenli volkan tüfleri üzerinde oluşmuş iki tipik ando benzeri toprağın oluşum ve sınıflandırılmasını araştırmışlar, polarize mikroskop ve X- ışını çalışmaları sonucunda bu topraklarda kil oluşum ve ayrışma düzeyini saptamışlardır. Araştırmacılar feldispat mineralinin basit hidroliz yoluyla ve volkanik camların devitrikasyon sonucunda doğrudan kil minerallerine dönüştüğünü, killerin kaolinit dışında çoğunluğunun bu yolla oluştuğunu ileri sürerek her iki profili de Typic Vitrandept olarak sınıflandırmışlardır.

Dhar ve Banerjee (1981), asit volkanik ve metamorfik kayalardan oluşmuş 4 profilde ince kum fraksiyonlarında mineralojik araştırmalar yapmış, analizler sonucu

toprakları niteleyebilecek herhangi bir mineral ile kolay ayrışabilir minerallerin bulunmadığını, ancak demir konsantrasyonunun yüksek olduğunu bulmuşlardır. Araştırmacılar bu durumu toprak oluşumundan önce yada toprak oluşumu sırasında yoğun ayrışmanın olmasıyla açıklamışlardır.

Hutton ve Dixon (1981), Güney Avustralya'daki kalışların kimyasal ve mineralojik özelliklerini belirledikleri çalışmada kalışlerde başat mineralin paligorskit ve sepiyolit olduğunu bu mineralleri değişik oranlarda montmorillonit, illit, kaolinit ve kloritin izlediğini belirtmişlerdir.

Yeşilsoy ve Kapur (1982), inceledikleri iki kireçsiz kahverengi toprak profilinde sırasıyla smektit, kaolinit ve hidromika minerallerini belirlemişlerdir

Ghabru ve Ghoss (1983), Hindistan'ın Kangra şehrindeki alçak tepelerin düzlüklerinde bulunan entisol ve inceptisol ordolarına ait 2 toprak profilinde yaptıkları detaylı mineralojik analizlerde her iki profilde de ince silt ve kil fraksiyonlarında mikanın dominant olduğunu bunu ara tabakalı mineraller ile pedeogenetik kloritin takip ettiğini tespit etmişlerdir. İnce silt fraksiyonundaki vermikulit ve killerdeki smektitin amfibol, feldispat ve kuvarsla beraber bulunduğunu belirlemişlerdir. Kaba fraksiyonların, az miktarda klorit içeren mikayla beraber feldispat ve çoğunlukla kuvars içerdiğini, entisol profilinin kaba fraksiyonlarında kuvarsın dominant olmasına rağmen inceptisol profilinde mikanın dominant olduğunu gözlemlemişlerdir. Killerdeki mikanın detrital orjinli olmasına rağmen kaolinin feldispatların hidrolizi yoluyla yeni oluştuğunu, nemli şartlar altında mikanın ayrışmasıyla oluşan pedogenik klorit ve ara tabakalı minerallerin (mika-klorit, mika-smektit, mika-vermikulit) bu topraklarda oldukça stabil olduğunu, ve mikanın ayrışmasının profilin derinliğine inildikçe yavaşladığını ayrıca feldispatlar ve mikanın zayıf bir ayrışmaya uğradığını belirlemişlerdir.

Çavuşgil (1985), Adana-Kurttepe akarsu sekilerinde yer alan kalış ve terra rossaların oluşumları ve birbirleriyle olan ilişkileri üzerine yaptığı bir çalışmada kalış ve toprak materyallerini oluşturan en önemli faktörün Pleyistosen'deki birbirini izleyen yağışlı (fluviyal) ve kurak (interfluviyal) iklim salınımları olduğunu bu salınımlara bağlı olarak çözünme rekristalizasyon, neoformasyon iluviasyon olaylarının oluştuğunu çözelti kimyasal bileşimlerinde ve ortam pH sına bağlı salınımların meydana geldiğini, bu değişimlere bağlı olarak Pliyosen kil çökellerinin orijinal bileşeni olan ve sığ denizel alkalin çökeltme ortamında neoformasyonla

oluşan paligorskit minerallerinin hızla smektite dönüştüklerini ve giderek illitize ve kaolinize olduklarını ayrıca güncel ayırma koşullarında göreceli olarak vermikulit oluştuğunu belirlemiştir. Araştırmacı D_{1v}, S₃, S₂, S₁ akarsu sekilerinde yer alan kalış ve terra rossalarda polarize mikroskop tekniği ile hafif minerallerin başat olduğunu, ağır minerallerin ise toprak horizonlarında ayırılmışlık düzeyine bağlı olarak azaldığını yada arttığını, hafif minerallerden kalsit başat durumda iken bunu feldispat, kuvars, demir oksitli ve ayırılmış minerallerin izlediğini tespit etmiştir. Ağır minerallerde ise opak minerallerin başat olduğunu bunları sırasıyla hornblend, ayırılmış zirkon, hipersten, enstatif, tremolit ve kloritin izlediğini belirtmiştir.

Cangir ve Kapur (1985), Polatlı'da marn ve Viranşehir'de kireçli bazaltlar üzerinde oluşan iki toprak profilinin kil mineralojilerini incelemişler ve 1 numaralı profilde anamateryalde ve geçit horizonlarında smektitin orta bol düzeyde en fazla bulunan kil minerali olduğunu, üst horizonlarda ise nispi olarak azalma göstererek az düzeyde bulunduğunu, buna karşılık illit mineralinin anamateryalde az düzeyde bulunurken geçit horizonlarında orta bol ve üst horizonlarda bol düzeyde bulunarak profilde başat kil minerali olduğunu, illitin dominant olarak ortaya çıkmasına, smektitin illite dönüşmesinin neden olduğunu, kaolinit ve kloritin anamateryalde bulunmazken üst horizonlarda az düzeyde bulunduğunu, kaolinitin smektitin dönüşmesiyle, kloritin ise daha çok kalevi reaksiyonlu ortamda primer minerallerden segonder olarak oluştuğunu belirlemişlerdir. Araştırmacılar 2 numaralı profilde ise bütün horizonlarda smektiti bol düzeyde, illiti anamateryalde orta bol, solumda az, kaolinit A horizonlarında orta bol, daha aşağılarda yer alan horizonlarda ise az düzeyde belirlemişler ve solumda illitin smektite dönüşme ihtimalini gözlemlemişlerdir.

Gökçen ve ark. (1985), Adana Karataş ve Kadirli ilçeleri arasında yer alan Premiyosen ve Miyosen döneme ait sedimentlerin petrografisi ve kil mineralojileri üzerine yaptıkları çalışmada, kumtaşlarının derin deniz düzlüğü ve deniz altı yelpazesi ortamlarında çökelmiş, kötü boylanmış, yüksek kil matriksli ve metamorfik-ultrabazik kayaç parçalarıyla zenginleşmiş grovak olduğunu, petrografik analizler sonucu formasyonların çeşitli seviyeleri arasında belirgin bir fark olmadığını ve hakim kayaç türünün metamorfikler ile serpantinitle olduğunu belirlemişlerdir. X-ışını belirlemeleri sonucu her iki kesitte de hakim kil mineralinin smektit ve serpantin olduğunu, klorit mika illit grubu ve kaolinitin de düşük

oranlarda bulunduğunu belirlemişlerdir. Araştırmacılar elde ettikleri sonuçlara göre kumtaşlarının, bölgenin kırıntılı materyalinin metamorfik kayaçlarında bulunduğu ultrabazik bir paleoprovenanstan türediğini belirlemişlerdir.

Altınbaş (1985), bazalt ve mikaşist anamateryalleri üzerinde oluşan toprakların kil mineralojileri üzerine yaptığı çalışmada Kula ve yöresi bazaltik lav, kül, ve cürufları üzerinde oluşan kireçsiz kahverengi topraklarındaki kil minerallerinin kaolinit, illit, montmorillonit, vermikulit, halloysit ile düzenli ara tabakalı ve rastgele karışımli mineraller olduğunu, kil minerallerinin derinlikle beraber olan değişimlerinin tek düze bir durum gösterdiğini, kaolinit ve illitin başat olarak yüksek düzeyde, diğer kil minerallerinin daha az düzeylerde bulunduğunu, mikaşist anamateryalleri üzerinde oluşan asidik kahverengi orman topraklarında ise, anamateryalleri hariç tüm profil ve horizonlarda kaolinit mineralinin başat olduğunu ve intensitesinin de toprak derinliğine paralel olarak arttığını, kaoliniti başatlık sırasına göre illit, montmorillonit ve vermikulitin izlediğini belirtmiştir.

Gürel (1985), Çukurova üniversitesi yerleşim alanında yer alan akarsu sekilerinde jeomorfoloji – toprak ilişkileri üzerine yaptığı çalışmada, toprak profillerinde saptanan kil boyutu (özellikle paligorskit) ve ince kum boyutu minerallerinin, altlarında yer alan katmanlarla aynı düzeyde bulunmamaları nedeniyle çalışma alanındaki tüm profillerde bulunan kırmızı Akdeniz topraklarının, karasal pliyosen kırmızı çökellerinin ilk oluştukları yüzeylerden taşınarak bugün bulundukları seki yüzeylerine, Pleyistosen'deki pluvial-interpluvial devrede yığılıp çökeldiklerini belirlemiştir. Ayrıca araştırmacı orta yükseklikteki orta Pleyistosen yaşlı S2 akarsu sekisi toprak ve kalış katmanı ile alçak sekideki (üst pleyistosen) S3 akarsu sekisindeki toprak ve kalış katmanı çökel ve oluşum ortamları arasında büyük farklılıklar tespit etmiştir. Bu sonuca ağır ve hafif ince kum minerallerinden, ağır minerallerin yüzdesinin profil 3 te diğer profillerin aksine çok yüksek bulunması nedeniyle ulaşmıştır.

Gündoğdu (1985), Bigadiç gölsel Neojen baseninde karbonat mineralleri ile smektitin dağılımını incelediği çalışmasında, X-ışını çözümlemelerinde ana bileşenlerin kalsit, dolomit, aragonit ve kil mineralleri olduğunu bazı örneklerde düşük miktarlarda da K-feldispat ve kuvarsın bulunduğunu, kil fraksiyonunda ise tüm örneklerde smektitin başat olduğunu ve smektitlerin trioktahedrik karakterde olduğunu belirlemiştir.

Bayhan (1985), Kırşehir yöresi alt Tersiyer yaşlı sedimanter serilerde yaptığı kil mineralojisi çalışmalarında, paleosen yaşlı serilerde kaolinit ve vermikuliti, eosen yaşlı serilerde ise smektiti hakim kil minerali olarak saptamıştır. Ayrıca illit ve klorit miktarının paleosen yaşlı serilerde, eosen yaşlı serilerden daha fazla olduğunu saptamıştır.

İnce ve Kapur (1985), Karacadağ bazalt kayası üzerinde oluşan vertikal topraklarda mikrostrüktür oluşumunu incelemişler, yaptıkları mineralojik çalışmalarda açtıkları iki toprak profilinde de smektit kil mineralinin başat olduğunu, bunu az miktarda kaolinit ve diğer kil minerallerinin takip ettiğini, pofillerin mikromorfoljilerinin iklim değişimine paralel olarak şişme ve büzölmelere neden olan yüksek orandaki smektit kil minerallerinden kaynaklanan kama biçimindeki yapısal birimler olduğunu, bu oluşumda ilk safhanın da argilikompaksiyon olarak gerçekleştiğini bildirmişlerdir.

Sarı ve ark. (1986), İçel-Kocahasanlı civarında karstik toprak oluşumunu incelemişler açtıkları üç profilden ilk ikisinin yerinde oluşmuş, 3. Profilin ise tüp profil karakterde olduğunu, X-ışını difraktometresi ile yaptıkları kil analiz sonuçlarına göre 1 ve 2 numaralı profillerin mineralojilerinin benzer olduğunu, her iki profilde de başat kil mineralinin kaolinit olduğunu, bunu sırasıyla smektit, illit ve vermikulitin takip ettiğini belirlemişlerdir.

Sahu ve ark. (1986), Hindistan Orissa'daki bazı Entisollerin mineralojileri ve genesisleri üzerine yaptıkları çalışmada, dağ arazileri ve düz ovada konumlanmış iki alüvyal toprağın morfolojik, fiziko-kimyasal ve mineralojik incelemeleri sonucu, düz ova toprağında feldispat ve epidotun baskın olduğunu, bunu smektitin izlediğini, dağ arazisi toprağında ise smektit, mika, illit ve kaolinin baskın olduğunu belirlemişler ve toprakları sırasıyla typic ustifluent ve typic usthorhent olarak sınıflamışlardır.

Sarı ve ark. (1986), Ceyhan ovasında paleosol karakter taşıyan iki seride yaptıkları mineralojik çalışmada, Adalı serisinde kum, silt ve kil parçacıklarının X-ışını ve polarize mikroskop analiz sonuçlarına göre bol miktarda ayrıışmış kil mineralleri, kısmen ayrıışmış feldispatlar, kalsit mineralleri, demirli mineraller ve kuvars bulunduğunu, elde edilen veriler ışığında bu topraklarda herhangi bir litolojik kesikliğin saptanmasının güç olduğunu, belirtmişlerdir. Araştırmacılar Veysiye serisinde ise kum iriliğindeki parçaların polarize mikroskop incelemesinde bol miktarda feldispat, kuvars, kalsit ve çeşitli demirli bileşikler saptamışlar ve yaptıkları

çalışma sonucu litolojik kesikliği sadece mineral kompozisyon ve ayrışma derecesine bakılarak tespit etmenin yeterli olmayacağını, aynı zamanda farklı morfoloji ve farklı fiziksel- kimyasal analiz sonuçlarını da dikkate almanın mutlak gerekli olduğunu bildirmişlerdir.

Righi ve Lorphelin (1986), Nepal'de Himayalar üzerinde 2720-4020 m. yüksekliklerde topografya etkisinde ayrışmanın etkilerini belirlemişler, bu amaçla farklı horizonlarda silt ve killerin mineralojilerini karşılaştırmışlardır. Araştırmacılar toprakların alçaktan yükseğe doğru rankerler, asidik kahverengi topraklar ve podzolik topraklar olduğunu ve mineralojik dönüşümün yine bu sırada arttığını bütün topraklar içinde kloritin çok fazla ayrışmasına rağmen yüksek eğimlerdeki podzolik topraklarda parçalandığını belirlemişlerdir. Ayrıca gibsitin yüksek topoğrafyalardaki topraklar içinde ayrıştığını, mika-vermikulit ara tabakalı minerallerin farklı derecelerde vermikulite dönüştüğünü, podzol içinde değişimlerin tam olduğunu ve demirin tahminen silikatlerden amorf yada mikrokristalin yapılarda serbest bırakıldığını tespit etmişlerdir.

Çavuşgil ve ark.(1986), Ürgüp andezit ve Osmaniye bazalt tüflerinin fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerini incelemişler, polarize mikroskopla yaptıkları mineral sayım sonucu, andezit tüfünde % 71, bazalt tüfünde % 84 oranında volkan camları belirlemişlerdir. Araştırmacılar feldispat minerallerinin andezit tüfünde daha fazla, ojit miktarının ise daha az olduğunu, klorit, kuvars, Fe-oksit ve kalsit minerallerinin bazalt tüfünde bulunmamasına rağmen andezit tüfünde bulunduğunu, opak minerallerin ise bazalt tüfünde andezit tüfüne göre daha fazla bulunduğunu belirlemişlerdir. Ayrıca kil fraksiyonunda bazalt tüfünde; illit, kaolinit, albit feldispat, andezin-anortit, muskovit-illit, ortaklaz, albit-anortit, andezit tüfünde ise; kaolinit, smektit, illit, halloysit, kuvars ve feldispat minerallerini bulmuşlardır.

Jalalian ve Southard (1986), Kuzey Utah'da bazı Paleborolls ve Cryoborallflerin genesis ve sınıflandırmaları üzerine çalışmışlar ve elde ettikleri sonuçlara göre alt katmanlarda kuvars, klorit, mika ve kaolinit, üst katmanlar veya yüzey depozitleri içinde amfiboller, Ca-feldispatlar ve zeolinit bulunduğunu, ayrıca toprakların ince kil fraksiyonunda amorf mateyalin bol olduğunu, bunun da toprakların genç olduklarına işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Çarkacı (1996), eski Fırat teraslarında yer alan kongremalar üzerinde oluşan toprakların fiziksel, kimyasal, mineralojik özelliklerini inceleyerek sınıflandırmış ve

eski fırat terasları üzerinde oluşan topraklarda başat kil mineralinin smektit olduğunu, bunu başat olarak paligorskitin izlediğini, düşük düzeylerde de kaolinit ve illit mineralinin bulunduğunu, smektitin kristalizasyon düzeyinde zayıf doruklar verdiğini, kaolinit kristalizasyon düzeyinin ise yüksek olduğunu, ince kum mineralojisinde kuvarsın başat olduğunu bunu kalsit ve andezit minerallerinin izlediğini, daha düşük seviyelerde ise albit, götit ve olivin minerallerinin bulunduğunu kuvars ve kalsitin kristalizasyon düzeyinin yüksek olduğunu, ileri derecede ayrışmaya uğradıkları için andezit, kaolinit ve götit minerallerinin çok zayıf kristal dorukları verdiğini belirlemiştir.

Cangir ve Kapur (1986), Doğu Karadeniz Bölgesinde geniş alanlar kaplayan Karadeniz kırmızı toprağında sferoyidal ayrışmayı incelemişler ve total analiz sonuçları ve genetiksel oranlara göre SiO_2 oranlarının üst katlardan alt katlara doğru arttığını, total Al_2O_3 ve Fe_2O_3 oranlarının solumda anamateryalden daha fazla olduğunu belirlemişler, solumda hakim kil tipinin kaolinit, C horizonunda ise smektit olduğunu ve smektitin üst horizonlarda mineral dönüşümle kaolinite dönüştüğünü tespit etmişlerdir.

Kapur ve Cangir (1986), kireçli materyaller üzerinde oluşan çeşitli büyük toprak gruplarına ait profillerde her bir horizontan aldıkları örneklerde ince kum fraksiyonunda ağır ve hafif minerallerin dağılımlarını incelemişlerdir. Araştırmacılar 1 numaralı profilde solumda hafif minerallerin aşağı horizonlara doğru artış göstererek kalsik horizonta en yüksek düzeye ulaştığını, 2 numaralı profilde hafif minerallerin litolojik kesintinin dışında % 75 in üzerinde olduğunu, 3 numaralı profilde hafif mineraller B21t ve B22t horizonlarında diğer horizonlardan daha az düzeyde bulunduğunu, 4 numaralı profilde tüm horizonlarda hafif minerallerin % 80 den fazla yer aldığını belirlemişler, 5 numaralı profilde ise ağır ve hafif minerallerin horizonlar arasındaki dağılımında önemli farklılıklar bulunmadığını bildirmişlerdir.

Alexander ve ark. (1986), ultrabazik kayalar üzerinde oluşan topraklarda yaptıkları kum mineralojisi çalışmalarında, bu tip kayalarda forsterit, ojit, diyopsit gibi Mg ca zengin minerallerin bol miktarlarda bulunduğunu ve bu minerallerin ayrışması sonucu ortamın Ca/Mg oranının düştüğünü, buna bağlı olarak da toprakların verimsizleştiğini bildirmişlerdir.

Şahan (1987), Harran Ovası topraklarının ince kum mineralojilerini incelemiş, polarize mikroskop tekniği ile yaptığı ince kum mineralojisi çalışmaları sonucu, tüm

toprak profillerinde hafif minerallerin başat durumda olduğunu, ağır minerallerin taşınmaya, ayrışmışlık düzeyine ve dönüşüme (transformasyon) bağlı olarak horizonlar arasında azaldığını veya arttığını tespit etmiştir. Ağır mineraller içerisinde genellikle opak ve ayrışmış veya kaplanmış minerallerin hemen hemen bütün serilerde başat olduğunu, bunları hornblend, idingizit, tremolit-aktinolit, ojit, hipersten, enstatit ve epidot minerallerinin izlediğini, ayrıca düşük düzeylerde de zirkon, rutil, diopsid, garnet, sfen ve klorit minerallerinin bulunduğunu belirtmiştir.

Şenol ve Kapur (1987), Adana Yumurtalık bölgesindeki volkanik kayaların içinde kalış toprak oluşumunu ve kil minerallerini incelemişler, bu amaçla X- ışını ve mikroskopta mineral tayini yöntemlerini kullanarak jeolojik ve pedolojik oluşumlu iki tip kalış tespit etmişlerdir.

Rutherford (1987), Orta Amerika'da Belize'de granit üzerinde gelişen iki Ultisol profilinde yaptığı çalışmalar sonucu, her iki profilinde çok aşırı şekilde ayrıştığını, illitin nispeten stabil, kaolinit içeriğinin yüzeye doğru artmakta olduğunu, daha yaşlı olan 1 numaralı profilde kaolinit içeriğinin belirgin olarak yüksek, kuvars feldispat içeriğinin nispeten düşük olduğunu, her iki profilde de götit ve hematit içeriğinin yukarıya doğru arttığını belirtmiştir.

Cangir ve ark.(1987), Tekirdağ çevresinde Oligosen denizel depozitler üzerinde oluşmuş bir alfisol profilinin kil minerallerijisi üzerine yaptıkları çalışmada kil minerallerinin başatlık sırasıyla smektit, kaolint ve illit olduğunu, profilde dekalsifikasyon ve kil illuviasyonu olmak üzere iki tip toprak oluşum olayının varlığını tespit etmişlerdir.

Munsuz ve Erel (1987), Kastamonu şeker fabrikası pancar ekim alanı topraklarının kil mineralleri ve bunların potasyum kantitesi değerleri ile ilişkisini incelemişlerdir. Araştırmacılar bu amaçla kil minerallerini X- ışınları yansıtma tekniği ile belirlemişler ve montmorillonitin başat olduğunu bunu sırasıyla vermikulit, illit ve kaolinit ve kloritin takip ettiğini belirlemişlerdir.

Pal ve Desphande (1987), Hindistan'da beş Benchmark Vertisolünün mineralojik karakterlerini incelemişler ve bu beş pedonun jeomorfolojik ve mineralojik olarak benzer olduklarını, bu duruma ise bölgedeki metamorfik kayaların ve Deccan bazaltından oluşan alivyumların pliyosen ve pleystosenden beri devam eden erozyon sebebiyle ortaya çıkarılması ve bölgedeki Vertisollerinde bu anamateryalden etkilenmesinin sebep olduğunu bulmuşlardır.

Curi ve Franzmeler (1987), Orta Brezilya'daki bazı Oksisollerin mineralojik ve kimyasal özellikleri üzerine ana kayanın etkisi üzerine yaptıkları çalışmada bazalt üzerinde gelişen topraklar ile hematit-kuvars içerikli bir metamorfik kayaktan primer olarak gelişen bir pedonu incelemişler ve çalışmaları sonucu metamorfik kayalar üzerinde oluşan oksisollerin bazaltlar üzerinde gelişenlerden daha fazla demir oksit ve demir hidroksit içerdiğini, daha kaba tekstürlü olduklarını daha alçaktaki düz alanlarda oluştuklarını ve yine bu topraklarda kaolinit ve gipsit mineralinin düşük fakat götit ve yüksek manyetik duyarlı minerallerin fazla olduğunu, Fe ve P dışında bitki besin elementlerinin de çok düşük miktarlarda bulunduğunu tespit etmişlerdir. Bazaltlar üzerinde gelişenlerde ise iz element miktarının göreceli olarak yüksek olduğunu ve ileri derecede ayrılmış topraklarda bile anamateryalin etkisinin devam ettiğini ifade etmişlerdir.

Graham ve ark.(1988), San gabriel dağlarında mafik kaya damarları ile ilişkili ve anortosit üzerinde oluşan entisollerini sığ xerorhent olarak sınıflandırmışlar, toprak özelliklerinin anamateryalden kuvvetlice etkilendiğini, anotositin hemen hemen tamamıyla hidrotermal etkileşme ile oluşan kalsiyumca zengin zeolit içeren limonit ve plajioklanstan oluştuğunu ve anortositte oluşan topraklarda muhtemel hidroliz reaksiyonu ve yüksek pH ile kolaylıkla ayrılan plajioklas ve zeolitin kaolinite dönüştüğünü, zayıf kristalli kaolin ve halloysitin anortositte oluşan topraklarda dominant kil minerali olduğunu belirlemişlerdir.

Mizota ve Chapelle (1988), Orta Afrika'da Ruanda'nın farklı bölgelerinde dördüncü zamana ait volkanik döküntüler üzerinde oluşan sekiz pedonla, metamorfik, granitik ve volkanik kayaların her üçünün etkisiyle oluşmuş iki pedonun morfolojik, kimyasal ve mineralojik özelliklerini araştırmışlar ve çözünmüş SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 toplamının % 12-70 arasında değişiklik gösterdiğini ayrıca kurak iklim etkisinde oluşan pedonların kil fraksiyonunda kristalin kil minerallerinin başat olduğunu belirlemişlerdir.

Yoshinaga (1988), volkanik küllerin birincil minerallerini ilk olarak ağır ve hafif mineraller olarak iki kategoride karakterize etmiş ve volkanik küllerde hafif minerallerin dominant olduğunu (%70-95), hafif mineraller içinde bolluk sırasına göre renksiz volkanik cam, plajioklas feldispat, silica mineralleri (kuvars, kristobalit, tridimit) ve mikanın bulunduğunu, ağır minerallerin ise daha küçük bir fraksiyon

oluşturduğunu ve muhtevasında bolluk sırasına göre hypersten, opak mineraller, augite ve hornblend bulunduğunu belirtmiştir.

Reid ve ark.(1988), Kaliforniya’da kırmızı kaya kanyonundaki bir Entisolde hidrotermal yolla değişen bir bazalttan oluşan kaledonitin ayrışmasını ve smektite dönüşümünü X-ışını kırınımı ve mossbaver spektroskopisi yöntemleriyle incelemişler ve tüm toprak horizonlarının yeşil renkli kil fraksiyonlarının sadece kaledonit ve Fe- smektitten oluştuğunu, her iki mineralin de dioktahedral yapıda olduğunu ve her iki kaya ve toprak içinde Fe in kimyasal şartlarının benzer olduğunu belirlemişlerdir. Ayrıca bu serilerde toprak oluşumu sırasında kaledonitin smektite dönüştüğünü, yalnızca tabakalar arasındaki potasyumun kaybını gerektiren bu dönüşümünün toprakların çok genç topraklar olduğunu gösteren bir veri olabileceğini bildirmişlerdir.

Önal ve Göçer (1989), Malatya ilinin kil minerallerini belirlemek amacıyla, Malatya ilinin değişik bölgelerinden temin ettikleri örneklerde X-ışını kırınımı, infrared spektroskopisi, katyon değişim kapasitesi ve kimyasal analizler yaparak örneklerin % 70 inde ana mineral olarak montmorillonit ve illiti, ikincil minerallerden ise kalsit, vermikulit ve nontroniti, % 30 unda ise ana mineral olarak kaolinit, ikncil mineral olarak ise montmorillonit ve smektiti saptamışlardır.

Chambley (1989), volkanik topraklarda kil oluşumunun dört safhada gerçekleştiğini belirterek; 1. aşamada allofan ve imogolit gibi amorf ve alt amorf minerallerin oluştuğunu 2. aşamada, sıcak şartlarda nontronit, montmorillonit gibi Fe-Al smektitlerin oluştuğunu, 3. aşamada kaolinitin sulu formu olan halloysitin oluşumunun gerçekleştiğini, 4. ve son aşamada ise gibsit oluşumuyla ilgili olarak kaolinizasyonun arttığını ve son olarakta andosollerin oluştuğunu bildirmiştir.

Graham ve ark. (1990), kuzey batı Kaliforniya’da koluviyal fillayt ve serpantin üzerinde oluşmuş topraklarda mineral ayrışmayı araştırmışlar, fillayt ana kayası içinde kloritin dominant mineral olduğunu ve ince kum boyutunda ara tabakalı klorit ve vermikulitin zayıf kristalli kaolinite dönüştüğünü, kil boyutunda ise klorit, vermikulit ve kaolinitin dominant olduğunu, bunları gibsit, talk ve demir oksitlerin izlediğini bulmuşlardır. Serpantin üzerinde oluşan toprak profilinde ise, serpantin ayrışmasının hakim olduğunu, ince kum boyutunda ise serpantin içeriğinin aşağıya doğru arttığını, magnetit ve kloritin ayrışmaya karşı gösterdikleri direnç nedeniyle

birikime uğradıklarını ve en bol mineralin kil boyutunda serpantin olduğunu, bir ayrışma ürünü olan kil boyutunda smektitin bulunmadığına değinmişlerdir.

Yılmaz (1990), Haran Ovası topraklarının mineralojik özelliklerini belirlemek için yaptığı çalışmada, toprak serilerini belirlemiş ve bu serilerde mineralojik analizler yaparak minerallerin dağılımını incelemiştir. Toprakta ve ince kil fraksiyonunda total kimyasal analizler yaparak belirlediği genetiksel oranların profil boyunca dağılımını belirlemiştir.

Karaman (1991), Akdeniz Bölgesi otokton terra rossalarının oluşumunda ana kayanın etki düzeyinin araştırılması isimli çalışmasında üç profilin kil mineralojisini incelemiş, Reyhanlı ve Kepez profillerinde kaolinit, Gülnar profilinde ise illit mineralinin başat olduğunu, Reyhanlı profilinde kaolinitin fazla bulunmasına rağmen bu mineralin kristalizasyon düzeyinin zayıf olduğunu, buna ileri ayrışma ve bunun sonucu ortamda fazlaca bulunan amorf demir bileşiklerinin neden olduğunu ve bütün bu özelliklerden yola çıkarak reyhanlı toprak profilinin her üç profil içinde en yaşlısı olduğunu, bunu sırasıyla Kepez ve Gülnar profillerinin izlediğini belirtmiştir. Araştırmacı her üç profilde de toprak ve kireçli anamateryalde hafif minerallerin başat olduğunu, ağır minerallerin ayrışmışlık düzeyine göre azalmakta veya artmakta olduğunu ortaya koymuş, Reyhanlı profilinde kuvars mineralinin solumda başat olduğunu, bunu götit, hematit, hornblend, biyotit ve feldispatın izlediğini, Gülnar serisinde kuvars ve kalsitin tüm profilde başat olduğunu, rutil, feldispat, biyotit ve götitin bunları izlediğini, Kepez profilinde ise solumda kuvarsın başat durumda olduğunu, C ve R de ise kalsit mineralinin yaygın bulunduğunu, bunları feldispat ve rutilin izlediğini belirtmiştir.

İrmak ve ark. (1991), Ceylanpınar Ovası kil mineralleri üzerine yaptıkları araştırmada, kireçtaşı anamateryali üzerinde oluşan 6 yaygın serinin kil minerallerinin başatlık sırasına göre smektit, paligorskit, illit ve kaolinit olduğunu belirlemişler, smektitin kristalizasyon düzeyinin yüksek olduğunu, ayrıca paligorskit ile birlikte smektitin de bulunmasının, bu iki mineral arasında genetiksel bir ilişki olması ve bu minerallerin birbirlerine dönüştüğü teorisiyle açıklamışlardır.

Kimpe ve ark. (1991), Kanada'nın Ontario bölgesinde, metamorfik ve volkanik kayalar üzerinde oluşan toprakların mineralojilerini belirlemişler ve toprakta sülfat mineralinin oluşmasında atmosferin ve bakterilerinin etkisinin güçlü olduğunu

belirlemişler, ayrıca mika ve feldispatların alterizasyonu sonucu ortaya çıkan K iyonlarının illit grubu kil mineralleri tarafından fiks edildiğini saptamışlardır.

Singh ve ark. (1991), Hindistan Mioram'da yükseklikle toprakların genesislerini, pedokimyasal özelliklerinin değişimini incelemişler ve bu amaçla 250-1700 m. yükseklikleri arasındaki topraklarda çalışmışlardır. Çalışmalarında dominant bileşenin silika olduğunu, derinlikle beraber seski oksitlerin artışına paralel olarak azaldığını, $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ve $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ molekül oranlarının derinlikle azaldığını ve toprakların bazlarla doygun olmadığını belirlemişlerdir. Araştırmacılar toprakların yerinde oluştuğunu, kimyasal bileşenlerinin üzerinde oluştukları anamateryalin kimyasal özelliklerine benzer olduğunu, yüksekliğin düşmesiyle SiO_2 , K_2O , P_2O_5 miktarlarının azalırken Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO ve MgO miktarlarının arttığını belirlemişler, ayrıca toprakları yüksek, orta ve alçak yüksekliklere göre sırasıyla umbric dystrochrepts, typic hapludults ve umbric dystrochrepts olarak sınıflandırmışlardır.

Çabuk (1991), Trakya yöresinde bulunan grumusol büyük toprak gruplarının fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleri üzerine yaptığı araştırmada montmorillonit grubu minerallerin başat olduğunu, bunu illit ve kaolinit grubu minerallerin izlediğini bulmuştur.

İnce (1991), kalkerli anamateryal üzerinde gelişen kahverengi ve kahverengi orman toprağı üzerinde seçtiği iki profilde kil minerallerini belirlemiş ve yarı kurak iklim ve kireçli anamateryal nedeniyle başat kil mineralinin her iki profilde de smektit olduğunu, toprakların kil mineralojisi yönünden benzer olduğunu belirterek her iki toprağı da typic xerochrept olarak sınıflamıştır.

Mun ve Spackman (1991), Kuzey Amerika'da Wyoming'te bulunan periglasiyel materyal üzerinde gelişen toprakların mineralojilerini araştırarak, bu topraklarda kuvars, kalsit, plajiolklas, smektit ve illit bulunduğunu belirlemişlerdir.

Ugolini ve ark. (1991), A.B.D. Washington Cascade sırtlarında bazaltlık tefra depozitlerinin mineraloji ve ayrışma süreçlerini incelemişler ve volkanik minerallerin ayrışma düzeyinin, taşınma sırasında meydana gelen aşınmaya bağlı olarak arttığını belirlemişlerdir.

Kapur ve ark. (1991), Harran ovasında yaygın toprak serilerinin mineralojik ve mikromorfolojik özellikleri üstüne yaptıkları çalışmada, Harran ovası topraklarının çoğunluğunda smektitin başat olduğunu, bu minerali paligorskit, illit ve kaolinitin

izlediğini belirlemişler, ovanın bazı topraklarında yaygın olan smektiti, gelecekte büyük olasılıkla alkalileşmeye neden olacak ana faktör olarak tespit etmişlerdir. Araştırmacılar yaygın ve orta düzeydeki paligorskit ile birlikte granüler ve sferodial mikro yapının, kimi topraklarda daha yüksek su geçirgenliğinin olası nedeni olarak ileri sürmüşlerdir.

Cangir ve ark. (1991), Doğu Karadeniz bölgesinde bulunan kraznozemin (Ultisol) genesisini belirlemek amacıyla açtıkları yedi profilde yaptıkları çalışma sonucu bir ve üç numaralı profillerde yüzey horizonlarında kuvvetli ayrışma şartları nedeniyle iyi kristallenmiş smektit ve kaolinit belirlemişler, 2 numaralı profilde smektit , kaolinit ve illitin Bt1 ve Bt2 horizonlarında arttığını, kloritin ise solumda üniform olduğunu, 4 numaralı profilde kaolinitin büyük olasılıkla yerinde oluştuğunu C horizonundaki yüksek miktarlardaki illit ve smektitin ise anamateryalden kalıtımla geçtiğini, 5 numaralı profilde bulunan kil minerallerinin yine kalıtımla intikal ettiğini, düşük miktarlardaki halloysitin ise kaolinitle ilişkili olduğunu, smektit ve kaolinitin çoğunun yerinde oluştuğunu , 7 numaralı profilde ise smektit, kaolinit ve illitin A2 horizonunda arttığını belirlemişlerdir.

Çözeli (1992), Adıyaman ve Gaziantep yöresinde seçtiği altı toprak serisinde kil ve kum mineralojisi ile mikromorfoljisi üzerine çalışmalar yapmış, elde ettiği sonuçlara göre serilerde litolojik kesikliğin bulunmadığını, ayrışma ve gelişme düzeylerine göre en gençten en yaşlıya doğru toprakları İnkılap, Elbeyli, Yavuzlu, Doyran, Çamgazi-I ve II serileri şeklinde sıraladığını, Doyran ve Yavuzlu serilerinin smektitçe en zengin seriler olduğunu, Çamgazi-I, II ve İnkılap serilerinde orta derece smektit bulunurken Elbeyli serisinde iz miktarda bulunduğunu belirtmiştir. Ayrıca bazı serilerde paligorskitin bulunmasının bu serilerin oluşumlarının bir bölümünün özellikle pleyistosende tamamlandığına işaret ettiğini, polarize mikroskop ile yapılan çalışmalar sonucu kuvars yüzeylerinde görülen çözünmelerin, bu toprakların oldukça fazla ayrıştıklarını gösterdiğini belirtmiştir.

Dinç ve ark. (1992), Şanlıurfa ovaları Suruç ve Baziki sulama projesi alanında bulunan çeşitli anamateryaller üzerinde bulunan topraklarda smektitin dominant olduğunu, bunu paligorskit, kaolinit ve vermikulitin izlediğini belirlemişlerdir.

Gürel (1992), Ceylanpınar ovası bazalt akıntıları üzerinde oluşan toprakların üzerinde bulundukları anamateryalden oluştuklarını, profillerin ana kayalarının aynı volkanik kökenli olmasına rağmen farklı katılma fazlarına sahip olmaları

nedeniyle farklı yaşta petrografik ve mineralojik özellikte kayaçların oluştuğunu ve sonuçta farklı toprakların genesislerini oluşturduğunu belirlemiştir. Araştırmacı X-ışını difraksiyonu ile horizonlarda saptadığı kil minerallerinin başatlık sırasına göre Tırtım serisinde smektit, paligorskit ve kaolinit, Viranşehir serisinde smektit, kaolinit ve paligorskit olduğunu, aynı zamanda smektitin pedoturbasyon nedeniyle tüm profilde homojen bir dağılım gösterdiğini bildirmiştir. Ayrıca ince kum minerallerinin X-ışını kırınımına göre tüm profilde yaygın olarak kalsit, kuvars, Viranşehir’de ise kuvars ve kalsit bulunduğunu, Tırtım profilinde kuvarsda güçlü çözünmeler tespit etmiştir.

Cho ve Mermut (1992), metamorfizma geçirmiş granit üzerinde oluşan iki orman toprağının oluşumlarını scanning elektron mikroskobu (SEM), tranmisyon elektron mikroskobu (TEM), total kimyasal analiz ve mineralojik analiz metodlarıyla belirlemişler; ayrışmanın en yoğun olduğu Bt horizonundaki killerin mineralojik analizleri sonucu, feldispatların kısmen ayrıştıklarını, iyi bir drenaj, asit, nemli iklim, sıcaklık ile yarı tropik iklim şartları altında kloritin tamamıyla kaolinit, halloysit, hematit, götit, gibsit, arakatmanlı bir klorit-vermikulit ve de hidroksi ara katmanlı vermikulite kadar ayrıştığını, ayrıca topraklarda dayanıklı bazı dioktahedral mikanın oluştuğunu belirlemişlerdir.

Kapur ve ark.(1993), Güneydoğu Anadolu topraklarının kil mineralojisini belirlemek için yaygın olarak saptanan toprak serilerinden horizon esasına göre aldıkları örneklerde X-ışını difraksiyonu ile kil mineralleri tipi ve oransal miktarlarını belirlemişler ve analiz sonuçlarına göre % 54.6 smektit, % 24.6 kaolinit, % 19.7 paligorskit ve % 1.1 illit minerallerini saptamışlardır.

Dahlgren ve ark. (1993), volkanik materyal üzerindeki toprakların kollaidal fraksiyonlarının mineralojik kompozisyonlarının önemli ölçüde; anamateryalin fiziksel, kimyasal özelliklerine , depolanma sonrası ayrışma koşullarına ve toprak oluşum sürecine bağlı olduğunu belirterek, anamateryalin kimyasal kompozisyonu, mineralojisi ve tekstürünün kimyasal ayrışma oranı üzerinde son derece önemli etkisinin olduğunu söylemişlerdir.

Yeşilsoy (1993), Trakya’da bulunan grumusol, kireçsiz kahverengi ve rendzina büyük toprak gruplarına ait profillerin yüzey horizonlarının kil minerallerini X-ışınları difraktometresi ve DTA teknikleri kullanarak araştırmış ve her profilde başat kil minerali olarak montorilloniti tespit etmiş, bu minerali illit ve kaolinitin izlediğini, kuvarsın ise kil fraksiyonunda her zaman görüldüğünü belirtmiştir.

Özenç (1994), Ankara Gölbaşı'nda bulunan metamorfik kayalar (şistler) üzerinde oluşan toprakların kil mineralleri ve genesisleri üzerine yaptığı çalışmada, toprakların kaba kil fraksiyonlarında baskın mineralin kaolinit olduğunu, bunu azalan sırayla illit, smektit, ara katmanlı killer ve klorit kil mineralinin izlediğini, ince kil fraksiyonunda baskın kil mineralinin illit olduğunu, bunu yaklaşık eşit miktarlarda kaolinit ile smektit kil minerallerinin izlediğini daha az miktarlarda da ara katmanlı killerin bulunduğunu belirlemiştir. Araştırmacı yarı kurak iklim koşulları ve yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş ana kayalar üzerinde oluşan toprakların henüz gelişme safhasında genç topraklar olduğunu, ayrışmanın etkilerinin toprak oluşum sürecinde yavaş seyrettiğini, anamateryale doğru ayrışmanın daha azaldığını ve bu toprakların genesislerinin zayıf olduğunu ortaya koymuştur.

Seyrek (1994), Bingöl Avnik yöresindeki manyetit ve apatitçe zengin kayaların dağılım ve özellikleri ile derinlikle birlikte değişimlerini incelemiş, ayrıca bu kayaların toprağa dönüşümleri sırasında meydana gelen değişimler üzerine çalışmıştır. Parlatma ve ince kesit mikroskobu kullanarak incelediği ince kesitlerde özellikle manyetit, apatit, aktinolit ve feldispat minerallerini tespit etmiş, özellikle yüzey ve yüzeye yakın yerlerden alınan örneklerdeki minerallerde bozulma ve ayrışma gözlemlemiştir. Elde ettiği veriler ışığında kayaların farklı kökenlerden geldiğini bildirerek Avnik apatitlerini florapatit olarak sınıflandırmıştır.

Karaman (1995), Güneydoğu Anadolu bölgesinde yaygın olarak bulunan bazaltik toprakların genetik özellikleri, gözenek ve mikro yapı birimlerini incelemiş, çalışılan tüm profillerde smektit minerallerinin başat olduğunu bunu sırasıyla kaolinit, illit ve paligorskit kil minerallerinin izlediğini belirtmiş, 1 numaralı profilde kaolin miktarının daha yüksek çıkmasını profilde yaygın olarak belirlenen bazalt kayalarında belirlenen feldispatların hidrotermal etkiyle ayrışmasına yani kaolinitin büyük bir kısmının ana kayadan kalıtımla geçtiğine bağlamıştır.

Gümüş (1995), Gölbaşı'nda (Ankara) grovaklar üzerinde oluşan toprakların kil mineralojileri ve genesislerini belirlemek için açtığı iki profilde fiziksel ve kimyasal analizler yaparken, 2 numaralı profilde ayrıntılı mineralojik analizler de yapmış, ve bu profilde Ap ve C horizonları ile ana kayacında kaba kil fraksiyonunda baskın kil mineralinin illit olduğunu, bunu azalan sırayla kaolinit ve kloritin takip ettiğini, Ap horizonunda smektit bulunmazken C horizonunda ve kayacında eser miktarda smektit bulunduğunu, aynı profilin Ap ve C horizonlarında ince kil fraksiyonlarında

smektitin başat kil minerali olduğunu, diğer kil minerallerinin ise illit, kaolinit ve klorit olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı her iki profili de torriorhent olarak sınıflandırmıştır.

Aksoy (1995), Amanos dağlarında toprak yapan faktörler ile toprak genesisindeki ilişkiyi araştırmış, yapılan kil mineralleri analiz sonuçlarına göre baskın kil mineralinin kaolinit olduğunu, bunu smektit ve illitin izlediğini ve toprak oluşumunun özellikle iklim ve anamateryal tarafından etkilendiğini belirleyerek, bölge topraklarını Spodosol, Mollisol, Alfisol, İnceptisol ve Entisol ordolarında sınıflandırmıştır.

Akça (1995), Kuzey Adana havzasındaki Neojen çökellerin kum fraksiyonunda mineralojik ve mikromorfolojik araştırmalar yapmış, çeşitli yerlerden aldığı altı örneğin hemen hemen hepsinde kuvars, tiridimit, andaluzit, albit, klorit, krizotil, ojit, olivin, sanidin, plajiolklas, silimanit, spinel, götit ve manyetit minerallerini saptamış, örneklerin mineralojik yönden benzerlik göstermesini büyük olasılıkla aynı kaynak kökenli olmalarına bağlamış, örneklerin yüksek olasılıkla Toroslarda bulunan volkanik, metamorfik ve tortul kayaçların ayrışması sonucu ortaya çıkan materyallerin akarsu ve/veya erozyonla taşınarak, tersiyer veya daha sonrası bir dönemde sığ denizel ortamda çökeldiklerini, taşınma sırasında materyallerin bulundukları ortama gelinceye kadar ayrışma ve aşınma olayları sonucu yuvarlaklık düzeylerinin arttığını bildirmiştir.

Kubilay ve ark.(1995), İçel Erdemli kıyısından topladıkları atmosferik toz parçalarının kimyasal ve mineralojik değişimlerini incelemişler, örneklerinde yoğun aşınım izleri bulunan, yuvarlak ve çözünmüş yüzeyli kuvars parçacıkları bulmuşlar ve bunları kurak bölgeden kaynaklanan son ayrışma ürünleri olarak değerlendirmişlerdir. Belirledikleri üç ana kil tipinin düzeylerinin belirgin olarak tekdüze çıkmasını da killerin büyük olasılıkla aynı kökenli olmasına bağlayan araştırmacılar kil fraksiyonunda başat olarak bulunan smektit ve paligorskitin kaynak alandaki (Sahra, Arabistan Yarım Adası) geçmişteki ve günümüzdeki kurak iklim varlığının göstergesi, kaolinitin ise geçmişteki (kuvaterner) yağışlı evrelerin işareti olduğunu, ancak günümüzdeki delta ve gölsel ortamlardan kaynaklanan kaolinit kalıtımının da göz önünde tutulmasının gerektiğini bildirmişlerdir.

Türkmenoğlu ve ark. (1995), Kalecik-Hasayöz havzasında Tersiyer göl sedimanlarının jeolojisi ve kil mineralojisini inceledikleri çalışmalarında, bölgedeki

değişik litolojideki birimlerin kil minerallerinin detritik kökenli olup havza ve çevrenin jeodinamiğini ve volkanizmanın önemini yansıttığını, detritik kil minerallerinin kuru iklimde ve tuzlu alkali göl ortamında bozunarak kalsit-dolomit-analsim-demiroksit topluluğunun oluşmasında önemli rol oynadıklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar Boztepe mevkiinde gözlenen litolojik fasiyelerin biyotit, plajioklas, kuvars, volkanik-metamorfik kayaç parçaları içerdiğini, bu bileşenlerin sedimentasyon sırasında gölssel havzanın çevresindeki paleo yükseltileri oluşturan volkanik ve metamorfik kaynak kayaçların etkinliğini gösterdiğini, kil fraksiyonu analizlerinde saptanan başlıca kil minerallerinin smektit, klorit, smektit-klorit ve illit olduğunu belirtmişler ve ayrıca kil fraksiyonunda bu minerallerin bulunmasının, kimyasal bozunmanın egemen olmadığı kurak ve yarı kurak bir iklim dönemine işaret ettiğini, bunlardan illit, klorit ve smektit-klorit bölgede zaman zaman etkili olan sıkışma tektoniği sonucu yükselen ve buna bağlı olarak şiddetli erozyona uğrayan kristalen masiflerden kaynaklandığını, smektitin ise batıda hakim olan andezitik ve bazaltik lavlar ile piroklastik malzemenin kurak iklimde pedojenik süreçlerde bozunmasıyla oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Kapur ve ark. (1995), Çukurova Mesiniyen çökellerinin stratigrafisi ve kil minerallerini belirledikleri çalışmalarında Akdeniz'in kurduğu Mesiniyende bölgede gelişen sığ deniz ve geçiş ortamlarında (lagün, kıyı, gel-git düzlüğü) evaporasyon sonucu kiltası, marn, siltası, tuz ve anhidritlerin çökeldiğini, pliyosende süregiden benzer koşullarda ve menderesli ırmak ortamlarında geçişli olarak kiltası, marn ve siltası, kumtaşı ve konglemera gibi birimlerin çökeldiğini belirterek Handere formasyonunda değişik seviyelerden alınan sondaj örneklerinde yaptıkları X-ışını kırınım analizleri sonucu başatlık sırasına göre smektit, paligorskit ve kaolinit kil minerallerini saptamışlardır. Araştırmacılar ortamdaki buharlaşmanın pH ve tuz düzeyinin yükselmesine neden olduğunu buna bağlı olarak da paligorskitin oluştuğunu belirtmişlerdir.

Karaman ve ark. (1995), Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde Karacadağ eteklerinde, Karacadağ'ın farklı lav akıntıları üzerinde oluşan vertikal özellikteki topraklarda mikro yapının görüntü işleme teknikleri ile sınıflandırılması üzerine yaptıkları çalışmada mineralojik analizler yapmışlar, tüm profilde smektiti başat kil minerali olarak saptamışlar, bunu sırasıyla kaolinit ve yaklaşık aynı düzeylerde

paligorskit ve illitin izlediğini, tüm profilde smektitin derinlikle azalırken paligorskit ve kaolinitin 3. ve 4. profilde derinlikle artma eğilimi gösterdiğini belirlemişlerdir.

Ölmez (1996), Polatlı tarım işletmesi topraklarının önemli fiziksel, kimyasal mineralojik özelliklerini araştırmış ve işletme alanında etkin toprak oluşum olayının kalsifikasyon olması nedeniyle, kalsiyum ve magnezyum iyonlarının bulunması ve pH'nın nötr ve hafif alkali olması sebebiyle hakim kil tipinin smektit olduğunu, bunu paligorskit ve kaolinitin izlediğini belirtmiş, ancak taşınmış materyaller üzerinde oluşmuş topraklarda bu sıralamanın bulunmadığını ifade etmiştir.

Delibacak (1996), Aydın ili Germencik ovası topraklarının fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerini belirlemek için yaptığı çalışmada, analiz sonuçlarına göre Germencik ovası topraklarında illit ve kaolin grubu minerallerin başat olduğunu, düşük nicelikte de vermikulit kil mineralinin bulunduğunu belirtmiştir.

Karaman ve ark. (1997), bazaltik bir katena üzerinde yer alan toprakların kil mineralojisi ve mikroyapısal özelliklerini araştırmışlar, söz konusu topraklarda smektit kil mineralini başat olarak belirlemişler, bunu sırasıyla kaolinit, illit ve paligorskitin izlediğini, birincil minerallerden ise piroksenler, feldispat ve indingizitin yaygın olarak bulunduğunu, katena boyunca derinlikle organik maddenin azaldığını, serbest Fe-Al oksitlerin, kireç ve kil-kalsit kütanlarının arttığını, araştırma profillerinde kalsifikasyon, translokasyon, pedoturbasyon ve neoformasyon olaylarının cereyan ettiğini, benzer anamateryalden aynı iklim koşullarında farklı topoğrafya ve zaman faktörlerinin etkisinde kalarak farklı ayırt edici horizonların bulunduğunu belirterek söz konusu toprakları katena boyunca Entisol, Aridisol ve Vertisol olarak sınıflandırmışlardır.

Durak ve ark. (1997), Tokat yöresinde şist ve marn anamateryalleri üzerinde farklı topoğrafik koşullar gelişmiş argillik horizonlu iki toprak profilinde profil oluşumu ve mineralojisini araştırmışlar ve her iki profilin kil minerallerini smektit başat olmak üzere illit, klorit ve kaolinit olarak tespit etmişlerdir.

Cangir ve ark. (1997), Oligosen denizel çökellerin oluşturduğu toprakların kil mineralojisi ve mühendislik yorumları üzerine yaptıkları çalışmada, 13 profilde 101 toprak horizonunda incelemeler yapmışlar, bölgede entisol, inceptisol, mollisol ve alfisol ordosuna sahip topraklar saptamışlar, tüm profillerde 2:1 tipi genişleyen kafes yapıli kil minerallerinin başat olduğunu, bu mineralleri sırasıyla kaolinit, paligorskit ve illitin takip ettiğini bildirmişlerdir.

Gürel ve ark. (1997), killi şist ve diabaz kayaçları üzerinde oluşan topraklarda iki farklı lokalite de toprağın üst horizonlarında kuvars minerallerinin miktarının arttığını, buna karşılık feldispat, klorit, illit-montmorillonit ve kaolinit minerali miktarlarının azaldığını belirlemişler, çalışmalarında klorit tespit edemediklerini bildirmişlerdir.

Sayarslan ve ark. (1997), Adana-Güvenç formasyonundaki killi seviyelerden aldıkları sediment örneklerinin mineral ve element miktarlarını nicel ve nitel olarak XRD, IR, AAS ile belirlemişler, incelenen örneklerde mineralojik olarak bolluk sırasına göre kalsit, kil minerallerinden smektit, paligorskit, kaolinit, kuvars ve dolomit minerallerini tespit etmişler ve bu tortulları mineralojik içeriğine göre marn olarak sınıflandırmışlardır.

Durak ve ark. (1997), Orta Karadeniz’de andezit anamateryali üzerinde orman vejetasyonu altında podzollerin oluşumu ve mineralojik özelliklerini belirlemişler, profilde smektit ve kaolinit, az miktarlarda da illit belirlemişler ve smektitin başat kil minerali olmasına profilin üst horizonunda oluşan ve aşağılara doğru yıkanarak biriken organik asit-metal katyon komplekslerinin neden olduğunu iddia etmişlerdir.

Kibar ve ark. (1998), evaporotik tuzlu göl baseni topraklarının jeogenesisini araştırmışlar, ana kayaçların yapılan mikroskobik incelemelerinde serpantin, bazalt, gabro ve diabaz türünde mağmatik kayaçlar tespit etmişler, serpantinlerde epidotlaşma ve killeşmenin yanında lisvenitleşme sonucu kırık ve çatlaklar boyunca karbonat minerallerinin oluştuğunu gözlemişlerdir. Araştırmacılar gabro ve bazaltlarda plajioklasların sossüritleşmesi nedeniyle albit, epidot, kalsit, serizit ve kuvarstan müteşekkil sekonder minerallerin oluştuğunu, bunun dışında diğer bütün mağmatik kayaçlarda plajioklasların serizitleşmiş ve killeşmiş, ojitlerin ise serpantinleşerek silis ve karbonat grubu mineralleri oluşturduğunu, XRD tekniği ile yapılan tüm mineral analizlerinde 2 numaralı profilde 1 numaralı profilden farklı olarak magnezite ve dolomit mineralleşmesinin olduğunu belirlemişlerdir.

Akhavan ve ark. (1998), orta İran’da rüzgarlarla taşınmış depozitler üzerinde oluşan topraklardaki kil minerallerini belirledikleri çalışmalarında, gömülü ve bugünkü kil fraksiyonunda % 39-55 oranında mika-illit, % 17-41 oranında paligorskit, % 7-15 oranında klorit % 5-11 oranında kaolinit ve % 0.2-10.5 oranında smektit minerallerini belirlemişler ve paligorskit miktarının gömülü horizonlardan yukarı mevcut horizonlara doğru çıktıkça azaldığını tespit etmişlerdir.

3.MATERYAL VE METOD

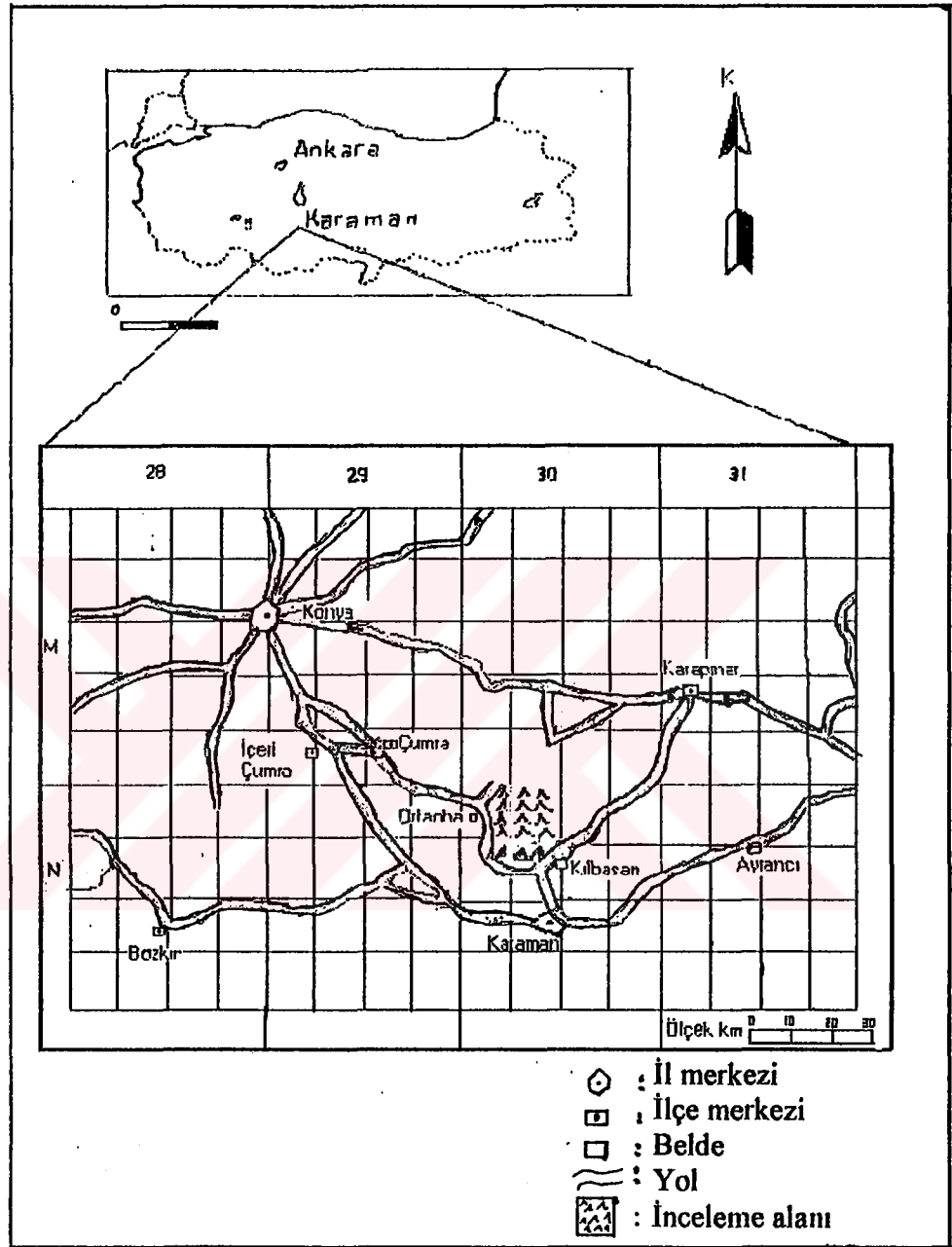
3.1.Materyal

3.1.1. Coğrafi Durum

Çalışma alanı Karamanın kuzey batısında Toros iç kuşağında Toros'lara paralel bir zincir oluşturan volkanitlerde yer almakta olup Kılbasan, Madenşehir, Eminler, Süleymanhacı, Ortaoba, Kaşoba, Kisecik, Mandosun köyleri arasında yer almaktadır (Şekil 3.1). Çalışma alanına ulaşım Konya-Karaman-Kılbasan, Karaman- Karapınar yada Konya-Çumra- Ortaoba istikametlerinden sağlanmaktadır. Bölgeye ulaşım ana hatlar üzerinde asfalt yoldan sağlanmakla beraber Karadağ etrafındaki yerleşim birimlerinin birbirleriyle bağlantıları stabilize yollardan olmaktadır. Bölge 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada Karaman N 30-a 1, Karaman N 30-a 2, Karaman N 30-a 3 ve Karaman N 30-a 4 paftalarında bulunmaktadır. İnceleme alanında topografya düzgün olmasına rağmen Karadağ volkaniti bu yapıyı bozmakta 2228 m. ile yörenin en yüksek noktasını oluşturmaktadır. Bölgedeki önemli yükseltiler sırasıyla Yellibel Tepe (2126m.), Şimşirik Tepe (2094m.), Başdağ Tepe (2014m.), Sızak Tepe (1998m.) ve Yapılı Tepe (1898m.) dir. Yörenin en düşük kota sahip kısmını ise 999,6 m. ile Acı göl oluşturmaktadır.

3.1.2. İklim

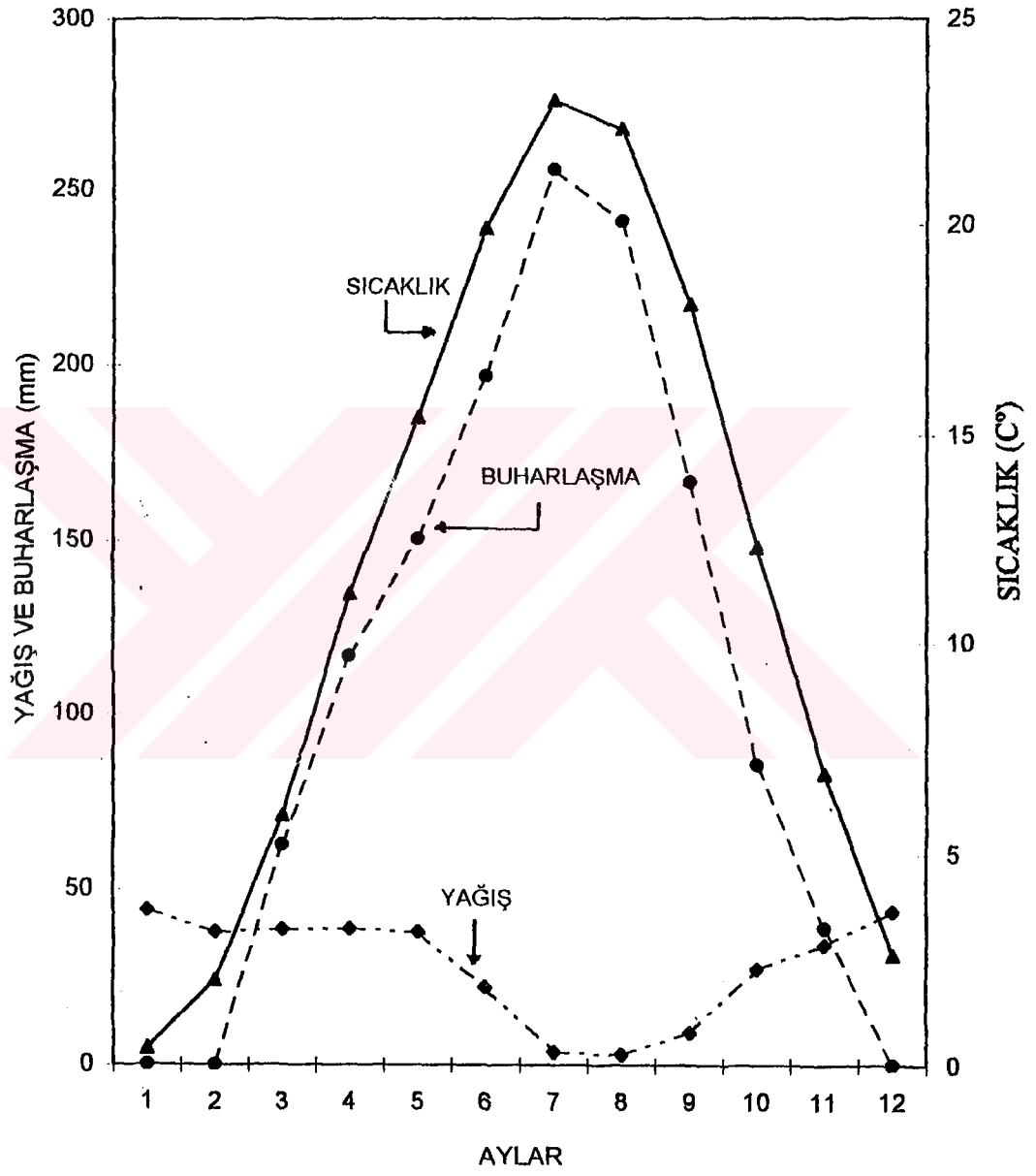
Bölge Orta Anadolu'nun tipik karasal iklimine sahiptir. Yazlar kurak, kışlar soğuk geçmesine rağmen, oransal rutubet ve yıllık yağış yine benzer iklime sahip Konya'dan daha yüksektir. Çizelge 3.1 deki verilerden de anlaşıldığı gibi bölgede ortalama sıcaklık 11.2 C°, yıllık yağış ortalaması 340.1 mm., yıllık buharlaşma ise 1312.8 mm. dir. Yağışın büyük çoğunluğu kışın düşmektedir ve yıl içindeki dağılımı düzensizdir. Ortalama nispi nem % 62, 50 dir. Ortalama toprak sıcaklığı 5. 10, 20 ve 50 cm derinliklerde 14.2 C°, 13.7 C°, 13.7 C° ve 13.8 C° dir. Bu iklim verilerinin ışığında Soil Taxonomy'e (1999) göre çalışma alanının toprak nem rejimi Dry Xeric, toprak sıcaklık rejimi ise Mesic dir.



Şekil:3.1. İnceleme Alanının Yer Bulduru haritası

Çizelge: 3.1 Çalışma Alanının İklim verileri (Anonim, 1994)

Meteorolojik Elemanlar	AYLAR												
	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	YILLIK
Ortalama Buharlaşma (mm.)	-	-	62,4	116,3	150,2	196,7	255,7	240,7	166,4	85,3	39,1	-	1312,8
Ortalama Yağış (mm.)	44,1	38,0	38,6	38,8	38	22	3,6	3,9	9,1	27,2	34,2	43,6	340,1
Ortalama Sıcaklık(C°)	0,4	2	5,9	11,2	15,4	19,9	23	22,3	18,1	12,3	6,9	2,6	11,2
Ortalama Nispi Nem (%)	77	75	68	61	59	52	46	46	51	63	71	78	62
Ort. Toprak Sıcaklığı (5 cm)	1,1	2,9	7,4	13,6	19,4	24,5	28,5	27,9	22,7	14,1	6,1	2,2	14,2
Ort. Toprak Sıcaklığı (10 cm)	1,1	2,6	7,0	12,7	18,6	23,2	26,7	26,5	22,5	14,5	6,4	2,4	13,7
Ort. Toprak Sıcaklığı (20 cm)	1,8	2,8	6,7	12,6	17,9	22,4	25,8	25,7	22,2	15,1	7,5	3,4	13,7
Ort. Toprak Sıcaklığı (50cm)	3,7	3,7	6,5	11,5	16,3	20,8	24,2	24,9	22,2	16,4	9,8	5,6	13,8



Şekil: 3.2. Çalışma Alanının Nem Ve Sıcaklık Rejimi

3.1.3 Jeoloji

Karadağ volkanitleri Toros iç kuşağında Toroslara paralel olarak uzanan neojen-kuvaterner yaşlı Orta Anadolu volkanitleri içinde yer alır. Orta miyosenden başlayarak kuvaterner sonlarına kadar etkili olan bu volkanizma gölssel ve alivyal çökellerle birlikte bulunur ve sedimanter çökelleri uyumsuz olarak örter. Bu volkanitler Karacadağ çevresinde 300 km² lik bir alanı kapsar. Karadağ genellikle volkanik kubbe ve bunun yanında volkanik kubbe akıntıları, tuf, pele tipindeki lav birikintileri ve volkanik çamur akıntılarından meydana gelmiştir.

Bu volkanitlerin Afrika levhası ile Anadolu levhacığı arasında meydana gelen çarpışma zonunda kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak litosfer incelmesinin oluşturduğu genleşme kuvvetlerinin etkisiyle basınç boşalımı ve sıkı mantoda gerçekleşen kısmi ergimelerin meydana gelmesi ve bir kıta kıta çarpışması sonucu kuzeye doğru olan çarpışmanın karşısı olarak gelişen ters yönlü tansiyon çatlaklarından volkanik ürünlerin yeryüzüne çıkarak yayılmasıyla oluştukları belirtilmiştir (Keller ve ark. 1977).

Schleicher ve Schwarz (1977), Karadağ volkanitlerinin beş evrede oluştuğunu, volkanitleri oluşturan mağmanın yüksek basınç altında meydana geldiğini ve bu özelliğin kabuksal bir tabakanın çökmesiyle açıklanabileceğini öne sürmüştür.

Karadağ volkanitlerinin temelini Permiyen yaşta olduğu kabul edilen ve Kızılören formasyonu olarak adlandırılan hafif bitüm kokulu kristalize kireç taşları oluşturur (Görmüş 1984). Bölgedeki ilk mağmatik etkinlik üst piyosende kendini gösterir ve kuvaternere kadar devam eder. En yaşlı mağmatik oluşum Mercik köyünde bulunmaktadır. Bu birimin yaşı 3.2 milyon yıl olarak tespit edilmiştir. Mercik andezitlerinin meydana getirdiği volkan konisi etrafında atmosferik alterasyon sonucu oluşmuş andezitik kum örtüsü yer alır.

Bunu mağmatik etkinliğinin ikinci safhasını oluşturan Milizli Kayaları bölgesinin piroklastikleri izlemiştir. Yörede neojen kireç taşları üzerine gelen tuf ve volkanik breş tabakaları hep birlikte kabarıp yukarı doğru itilerek bir dom yapısı oluşturmuştur. Daha sonraları erozyon etkisiyle aşınarak alttaki neojen kireç taşları ortaya çıkmıştır.

Mağmatik etkinliğinin üçüncü safhasını oluşturan Kartallık –Sızak andezitleri Karadağ volkan sisteminin doğu kesimini oluştururlar. Tipik olarak Kartallık- Sızak Tepede görülen bu yapı, volkanik bir dom yapısı meydana getirmiştir. Mercik

bölgesindeki ojitli andezitik kayalara benzeyen Kartallık-Sızak andezitleri batı ve kuzey kesimlerinde Karadağ aktivitesi ile oluşan piroklastikleri izlemektedir. Birim Karadağ andezitik lavları ile örtülü durumdadır.

Merkez bölgesi aktivitesi ile oluşan ve mağmatik etkinliğinin dördüncü safhasını oluşturan andezitlerin çıkış merkezi Karadağdır. Volkanik aktivite sonucu ortaya çıkan malzeme geniş bir alana yayılmıştır. Karadağ volkanitleri yaklaşık 2 km. uzunluğunda, 1.5 km. genişliğinde büyükçe bir kaldera ile çevresindeki birkaç volkanik domdan oluşmaktadır. Karadağ volkanik faaliyetinin ilk safhasında bir lav çıkışı olmuş ve lavların çıkış merkezini kapatmasıyla artan gaz basıncı şiddetli bir patlamaya neden olmuştur. Kaldera oluşumunu sağlayan bu patlamanın açtığı bacadan lav cürufu, kül ve kayaç parçaları mağma haznesinden gelen basınçlı gazlarla fırlatılmıştır. Karadağ aktivitesi ile oluşan andezitik lavlar biyotit, hornblend, andezit ve hornblend andezit tipindedir. Karadağ volkanitlerinin aktivitesi kaldera oluşumuyla son bulmuştur. Kalderanın oluşum yaşı 1.1 milyon yıl dır (Besang ve ark. 1977). Oluşan büyük çukurluğu dolduran tüfler kolayca aşınabildiğinden kaldera bugünkü şeklini almıştır.

Son olarak Karadağ bölgesinde volkanik aktivite Değleadağ ve Bozdağ ile devam etmiştir. Stratigrafik olarak (şekil 3.3) üst seviyeleri oluşturan Değleadağ-Bozdağ andezitleri petrografik özellikleri itibariyle Kartallık-Sızak mevkiindeki ojitli andezitlere benzemekte olup, olivin-piroksen, hornblend andezit şeklindedir. Değleadağ-Bozdağ volkanitleri de ufak çaplı bir çıkış merkezine bağlıdır. Bunlardan tek volkan kubbesi ve ufak çaplı kaldera oluşumları gerçekleşmiştir. Bunların faaliyetleri uzun süreli olmamış, ilk aktivite ile bir lav çıkışı olmuş çıkan bu lavlar açılan bacayı kapatmıştır. Ancak gaz basıncının az olması nedeniyle bir patlama olmamıştır. Böylece Karadağ bölgesinin volkanik faaliyeti son evresini tamamlamıştır. Bu volkanitlerin oluşum yaşı üst pleyistosen'dir (Işık ve Baş 1995).

Kuvaternerde bölgedeki birimlerin her birinden çakılları bünyesine almış ve tane destekli, yarı tutturulmuş yamaç molozları oluşmuştur. Daha sonraki evrede günümüze kadar dere yataklarında ve düzlüklerde tutturulmamış kil, kum ve çakıllardan oluşan alivyonlar oluşmuştur (Işık 1994).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON ADI	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	FOSİLLER
SENZOYİK	KUVATERNER	PLEYİSTOSEN			Alüvyon, tutturulmuş çakıl, kum, kil. Yamaç molozu: yan tutturulmuş blok çakıl, kum, kil	
					Volkaniklere ait çaspları 1-2 m. olan izi bloklar	
			Değir Dağ Bozdağ Andezitleri		Pembemsi boz, beyazmsı gri renklerde SiO ₂ ca zengin, sert yapılı andezitik kayalar	
			Karadağ Andeziti		Beyazmsı gri renkli volkanik küller, açık gri gevşek, tabakalı pomza taşı Açık gri, beyazmsı gri tüfler ve açık gri andezit çakıllar içeren tüfler	
			Kartalık Sızak Andeziti		Koyu gri beyazmsı gri renkli ince malzemeden yoğunlaşmış andezitik lavlar	
	TERSİYER NEOJEN	PLİYÖSEN	Müziği Prokistlikleri		Pembemsi gri, kırmızımsı gri ve boz renklerde oldukça sert yapıda ojitli andezitik lavlar	Planorbis cornu Ostrea crassissima
			Merik Andeziti		Kızgın biriktirilmiş ve klastik tortular, blok tüf ve kalker içeren volkanik breş	
			Üçboğ Formasyonu		Siyahımsı boz, beyazmsı gri renklerde, sert ve dayanıklı bir yapıya sahip, K ca zengin bazaltik nitelikte andezitik lavlar	
			Sileynnamı Hacı kireç taşı		Açık krem renkli, çimentosu kil ve kalsitten oluşmuş, tamamen mikritik kireç taşı. 2-3 cm kalınlığında kuvars, feldispat, epidot, klorit ve kayaç parçalarından oluşmuş kumtaşı. Altta kırmızı renkli, tarafları 0,2-15 cm. arasında taban konglomeraları.	
			Karamanğa Formasyonu		Beyazmsı gri, grimsi kahve ve beyaz renkte, bol çatlaklı, sert fakat dağulgan karakterde kristalize kireç taşları.	
PALÖZOYİK	KRETASE	ÜST KRETASE	Kamandıra Formasyonu		Diabaz parçaları, radyolarit ve kireç taşı parçaları içeren filiş	
PERMİYEN			Kamandıra Formasyonu		Boz siyahımsı renkli yer yer kırmızı ve karbonat breşi şeklinde, hafif bitümlü kokulu, hafif kristalize kireç taşları	

Şekil : 3.3. Çalışma Alanının Stratigrafisi

3.1.4. Bitki Örtüsü

Karadağ, irili ufaklı 14 tepe ile bu tepeler arasında oluşmuş derin vadilerden teşekküldür. Ayrıca ovada bir koni gibi ani yükselme yaptığından iklimi de homejen değildir. Söz konusu bölge, bitki örtüsü sayısı bakımından pek zengin sayılmasa da, türün bireyleri açısından oldukça zengindir. Bu durum tamamen Karadağ'ın sahip olduğu jeomorfolojik yapıya bağımlı ekolojik özelliklerden kaynaklanmaktadır. Karadağ sahip olduğu ekolojik özelliklere rağmen tamamen İran-Turan floristik sahasında yer aldığı için daha çok İç Anadolu dağ florasına benzemektedir. Ancak İç Anadolu-Akdeniz geçit sahasına yakın olduğu için Akdeniz elementlerinin oranı da yüksektir. Karadağ, çok engebeli olup birçok kuytu alanlar ve buna bağlı olarak farklı mikro klima özelliği gösteren kesimler ihtiva ettiğinden endemiklerin sayısı da yüksektir. Bölgede devamlı su bulunduran alanların olmamasından dolayı su habitatu da mevcut değildir (Ünalın ve Ocakverdi, 1991).

Bölge çok kuvvetli biyotik faktörlerin etkisi altında kalmıştır ve buna bağlı olarak meydana gelen regresiv gelişme bölgede orman alanlarının gittikçe azalmasına, step alanlarının ise artmasına neden olmuştur.

Çevresi tamamen tarım alanları ile kaplı olan Karadağ'da aşırı otlatma ve kesim yapıldığından kuvvetli bir erozyon meydana gelmiş, bu yüzden hem bitki türlerini oluşturan dominant türler arasında dağın yüksek kısımlarından aşağıya doğru bir transgresivite başlamış, hem de bitki birlikleri floristik kompozisyon bakımından fakir kalmıştır. Arazi devamlı eğim gösterdiğinden rüzgar ve su erozyonu yoluyla mevcut eko sistemler daima etkileşim halinde kalmıştır. Bu olaylardan dolayı Karadağ geniş bir step vejetasyonuna sahiptir. Step vejetasyonu 1026-1050 metreler arasında yayılım gösteren ova stepi, 1200-1550 metreler arası yayılım gösteren alçak dağ stepi ve 1550-2288 metreler arasında yayılan yüksek dağ stepi şeklinde üç kısma ayrılır. Orman vejetasyonu ise 1500-2000 metrelerde yayılış yapan çeşitli quercus (meşe) türlerinden meydana gelmiştir.

Bölgede iklim floravejetasyon üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Arazide yüksekliğin artmasıyla bitki örtüsünde de bariz bir değişiklik görülmektedir. Karadağ'da güney ve doğu yamaçlar ile kısmen rüzgar alan vadilerin kuzey eteklerinde farklı türden quercus ormanları vardır. Dağın geri kalan kısımları steple kaplıdır. Quercus ormanlarının alt sınırı kuzeyde 1200 m. den itibaren başlamasına rağmen diğer kısımlarda 1600 m. den başlar. Ova stepinden yüksek dağ stepine

doğru gidildikçe arazi rakımının artmasına bağlı olarak tür sayısında belli bir azalma olmaktadır. Bunun nedeni ova ve alçak dağ steplerinde yayılabilen çoğu tek yıllık bitkilerin ekolojik tolerans ve vejetasyon devrelerinin yüksek dağ stepi şartlarına yetersizliğidir. Çalışma alanındaki dominant bitki türleri step ve orman vejetasyonuna ait bitki birlikleri şeklinde aşağıda belirtilmiştir (Ocakverdi ve Ünal, 1991).

A-Ova Stepı Bitki Birlikleri

-Hohenackerio-kochietum prostrati Ass.

Kochia prostrata, *Hohenackeria excapa*

-Cousinio-artemisetum santonici Ass.

Artemisia santonicum, *Cousinia birandiana*, *Koelpina linaris*

-Verbascum-tanacetum aucheri Ass.

Tanacetum aucheri, *Verbascum sphnanro ides*

B-Alçak Dağ Stepı Bitki Birlikleri

-Bugleuro-thymetum sipylei Ass.

Thymussipyleus ssp.rosulans, *buplerum sulphureum*, *Consolida hellespontica*, *allium stmireum*, *thymus sipyleu ssp.*

-Bromo-astragelummicrocephali Ass.

Astragalus microcephalus, *bromus cappa docicus*

-Diantho-festucetum valesici Ass.

Festuca valasiaca, *dianthus cinnamomeus*

C-Yüksek Dağ Stepı Bitki Birlikleri

-Geranio-marrubietum globosi Ass.

Marrubium globosum ssp., *Geranium cinerum*

-Geranio-marrubietum astracani Ass.

Marrubium astracanicum ssp. Astracanicum, *Geranium lasiopus*

-Acantholimo-astragelum angustifolium Ass.

Acantholimonulicunum ssp.lycaonicum

-Marrubio-acantholimetum ulicini Ass.

Acantholimon ulicunum ssp-lycaonicum

D-Orman Vejetasyonu Bitki Birklikleri

-Allio-quercetum pubescenti Ass.

Quercus pubescens, allium calyptratum

-Piptathero-quercetum pubescenti x infectoria Ass.

Quercus pubescens x infectoria, piptatherum coerulescens

-Homalothecio-quercetum vulcanici Ass.

Quercus vulcanica



3.2. Metot

3.2.1. Çalışma Alanında Toprak Profillerinin Belirlenmesi

Çalışma alanı; 1/100.000 ölçekli toprak haritaları, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası (Anonim, 1962) ve bölgeyle ilgili diğer çalışmalar kullanılarak incelenmiş, daha sonra 1/25.000 ölçekli topoğrafik harita paftaları ile bölge dolaşmış, elde edilen veriler eşliğinde farklı fizyografyalarda 4 adet profil açılmıştır.

3.2.2. Profillerin Tanımlanması ve Örneklerin Alınması

Profillerin morfolojik incelemesinde; % 10 luk HCL çözeltisi, geniş yüzeyli bıçak, saf su, Japon tipi Munsell renk skalası (Oyama ve Takehara 1967) ve profil tanımlama kartları kullanılmıştır. Toprakların morfolojik tanımlamaları için açılan her profil (Soil Survey Manual 1960) ve (Mermut 1975) tarafından belirtilen usuller esas alınarak incelenmiştir. Horizonların tanım ve adlandırılması ise (Soil Survey Staff 1999)'a göre yapılmıştır. Arazi çalışmalarının detaylı laboratuvar analizleri ile doğrulanması için açılan profillerden horizon esasına göre bozulmuş ve bozulmamış toprak örnekleri alınmış, alınan örnekler plastik ve bez torbalar içinde laboratuara taşınmıştır. Laboratuara getirilen örnekler plastik örtüler üzerine serilerek gölgede kurutulmuş, daha sonra tahta merdane ile ezilerek 2 mm. lik elekten elenmiştir. Elek altında kalan kısım analizlerde kullanılmak üzere plastik saklama kaplarına konularak korunmuştur (Kapur, 1975).

3.2.3. Fiziksel ve Kimyasal Analiz Metotları

Havada kurutulup 2 mm. lik elekten elenen toprak örneklerinde; mekanik analiz, Bouyoucous hidrometre metodu (Bouyoucous, 1951), Elektriksel İletkenlik 1:2.5 toprak-saf su süspansiyonunda EC aleti (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954), pH 1:2.5 toprak-saf su süspansiyonunda cam elektrotla sayısal pH metre (Akalan, 1966), organik madde miktarı Smith-Weldon metodu (Hocaoğlu, 1966), kalsiyum karbonat yüzdesi Scheibler kalsimetresi ile (Hızalan ve Ünal, 1966) belirlenmiştir. Katyon değişim kapasitesinin (KDK) belirlenmesinde sodyum asetat, değişebilir katyonlar için ise amonyum asetat yöntemleri kullanılmıştır (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954). K.D.K. ve değişebilir Na ve K değerlerinin okumaları Jenway dijital alev fotometresi ile yapılmıştır. Değişebilir Ca ve Mg değerleri ise kireç içermeyen horizonlarda versanat metoduna göre saptanmıştır (Hızalan ve Ünal, 1966). Kireç içeren horizonlarda ise değişebilir Ca+Mg katyon değişim kapasitesinden değişebilir

katyonlar toplamı çıkarılarak bulunmuştur. Zira kireçli topraklarda kalsiyum karbonatın çözünürlüğünün pH sı 7 olan amonyum asetat içerisinde yüksek olması nedeniyle Ca+Mg değeri gerçek değerinden yüksek çıkabileceğinden, böyle topraklarda değişebilir Ca+Mg un, diğer katyonlar toplamının katyon değişim kapasitesinden çıkarılarak hesaplanması uygun görülmektedir (U.S Salinity Lab. Staff, 1954.), (Kelley, 1951). Baz doygunluğu yüzdesi (Richards, 1954)'e göre bulunmuştur. Serbest demir miktarı, 5 gr toprak örneğinin Na-sitrat, Na-Dithionite, Na-Bikarbonat çözeltileri ile işleme sokulması ve elde edilen ekstrakta serbest demir miktarının atomik absorpsiyon spektrometresi ile okunmasıyla bulunmuştur (Jackson, 1979). Total element analizlerinde ise, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P ve Cr toprak örneklerinin lityum meteborat (LiBO_2) ile füzyonu ve daha sonra eriyinceye kadar ısıtılıp soğutulan örneklerin % 5 lik HNO_3 ile diğessiyonu sonucu elde edilen ekstraktın ICP de okunması ve elde edilen sonuçların elementlerin % oksitlerine çevrilmesiyle bulunmuştur. C, S, Ba, Ni, Sr, Zr, Y, Nb, Sc ise örneklerin $1650\text{ }^\circ\text{C}$ ye kadar ısıtılıp ortaya çıkan buharın infrared spektrometrik hücreden geçirilerek, absorbe olan spesifik infrared dalga boyunun miktarının tespitiyle belirlenmiştir. Ayrıca örneklerde yüksek sıcaklıkta yanma kayıpları ölçülerek % olarak belirlenmiştir (Acme Analytic Laboratories Ltd., 2000)

3.2.4. Mineralojik Analiz Metotları

3.2.4.1. Kil Minerallerinin Analizi

Topraktaki kil minerallerinin analizi X-ışını kırınımı (XRD) tekniğiyle yapılmıştır. Kil preparatlarının hazırlanmasında giderme, kil ayırma, kilin doyurulması ve kilin serilmesi işlemleri sırasıyla uygulanmıştır.

Karbonatların parçalanması ve değişebilir katyonların uzaklaştırılması için 1 N NaOAC (pH=5) tampon çözeltisi, organik maddenin parçalanması için % 30 luk H_2O_2 , serbest demir oksitlerin uzaklaştırılması için sodyum dithionite ($\text{Na}_2\text{SO}_2\text{O}_4$), sodyum sitrat ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7.2\text{H}_2\text{O}_2$) ve sodyum bikarbonat (NaHCO_3), serbest silisyum ve aliminyum oksitlerin ayrılması için de % 2 lik Na_2CO_3 (pH=9) kullanılmıştır (Jackson, 1979). Topraktaki bağlayıcı maddeler uzaklaştırıldıktan sonra kil fraksiyonu sedimentasyon, dekantasyon ve santrifüjleme işlemleriyle ayrılmış, ayrılan kil örneklerinin yarısı 1 N Mg-Klorür ve Mg-Asetat tuzlarıyla, diğer yarısı da 1N K-Klorür ve K-Asetat tuzlarıyla üç kez doyurulmuştur. Daha sonra Mg ve K ile doyurulan örnekler pipet yardımıyla lam üzerine serilerek kurutulmuş ve oda

sıcaklığında 3-13° 2θ kırınimleri elde edilmiştir. K ile doyurulan örnekler ise 550 C° de ısıtılarak ayrıca 3-13° 2θ aralığında kırınimleri elde edilmiştir (Jackson, 1979). Smektitlerin Mg-kil örneklerinde kolayca belirlenebilmesi nedeniyle, Mg ile doyurulan örnekler ayrıca gliserol uygulanarak kırınimleri alınmamıştır (Ç.Ü. Ziraat Fak. Toprak Böl. Mineraloji Lab. 2001). Kırınimler yorumlanarak, kil mineralleri nitel olarak tanımlanmış ve doruk boyutları kullanılarak yarı nicel olarak da oransal düzeyleri saptanmıştır.

3.2.4.2. İnce Kum Boyutlarındaki (50-100 µ) Minerallerin Analizi

Tartılan 100 gr. toprak örnekleri 1000 ml. lik beherlere aktararak bir miktar saf su ve % 15 lik kalgondan 20 ml. ilave edilip 1 gece bekletilmiştir. Ertesi gün 10 cm. su yüksekliği oluşturacak şekilde saf su ilave edilen örnekler bagetle karıştırılıp ince kumun dibe çökmesi için beklenmiştir. Üstte kalan kısım sifonla çekilerek kalan kısım 50-100 mikronluk eleklerde ıslak elemeye tabi tutularak ince kum fraksiyonu diğer fraksiyonlardan ayrılmıştır (Tinsley, 1974 , Jackson, 1979). Ayrılan ince kum fraksiyonu 105 C° de etüvde kurutulduktan sonra bir kısmı saydam plastik tüplere aktararak özgül ağırlığı 2.9 gr/cm³ olan bromoformla santrifüjde ağır ve hafif minerallere ayrılmıştır. Bu işlemin sonunda plastik tüpün tamamı dondurulmuş, donan tüpler ağır ve hafif mineraller ayrılacak şekilde kesilerek ayrı ayrı filtre kağıtlarının üzerine aktarılmış ve donan örnekler tekrar sıvı hale geçtikten sonra da süzölmüştür. Filtre kağıtlarının üzerinde kalan ağır ve hafif mineraller alkol ve saf su ile yıkanarak beherlere aktarılmış, kurutularak ağırlıkları tespit edilmiş ve ağır ve hafif minerallerin ağırlık yüzdeleri bulunmuştur. Ayrılan ağır ve hafif mineraller ayrı ayrı kanada balzamu ile lam üzerine sabitlenerek üzerleri lamelle örtülmüş ve polarize mikroskopta incelenmiştir. İnce kum boyutlarındaki mineral parçacıklarının optik özelliklerinin saptanmasında (Kapur ve ark.,1985), (Erkan, 1994), (Kerr, 1977) ve (Tinsley, 1974) de belirtilen ölçütler kullanılmıştır. Her mineral preparatında 500 mineral sayılmıştır. Polarize mikroskopta yapılan mineral sayımında, ökülerde görülen çapraz kılda döner tabla şaryosuyla preperat aşağı yukarı doğru hareket ettirildiğinde, çapraz kılların kesiştiği noktaya isabet eden mineraller sayılmıştır.

İnce kum boyutundaki minerallerin X-ışını kırınımlarını belirlemek için, polarize mikroskopta incelenmek üzere ıslak eleme ile ayrılan 50-100 µ boyutundaki parçacıklardan geriye kalan kısmı kullanılmış, yeterli ve belirgin X-ışını kırınımlarını elde edebilmek için örnekler agat havanda 38 mikrondan küçük olacak şekilde

ezilerek holdurlara doldurulmuş, $2-40^\circ 2\theta$ aralığında bakır tüplü X-ışınımı kırınım aletinde nikel filtre kullanılarak okumaları yapılmıştır. X-ışını difraktometresi 40 kv., ve 35 mA.'e gonyometre hızı $2^\circ/\text{dk.}$ ve kağıt hızı 2 cm/dk. hıza ayarlanmıştır.



4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Profil Tanımlamaları ve Makromorfolojik Özellikler

4.1.1. Profil 1

Profil 1 Karadağ eski yanardağı'nın oluşturduğu ana patlama merkezine en yakın ve merkez bölgesi aktivitesi ile oluşan andezitik lav akıntıları ve eğimli topografya üzerinde oluşan topraklardır. Bölgenin tarım altında olmaması ve bitki örtüsü nedeniyle üst horizonlar organik maddece zengindir. Toprak yüzeyi yoğun olarak kayalarla kaplıdır. Ayrıca toprak sığlığı da önemli bir kısıtlayıcı faktör olarak gözlenmiştir. Profilin makromorfolojik özellikleri aşağıdaki gibidir.

Mevkii	: Topakkaya Tepe güneyi
Yeri	: Değle Köyü'nün 1.5 km. güney batısı, Topakkaya tepe'nin 500 m. güneyi
Yükseklik	: 1320 m.
Fizyografya	: Dik eğimli, yüksek yamaç arazi
Eğim	: % 20 (tepelik)
Vejetasyon	: Zayıf meşe ormanı ve step bitkileri
Drenaj	: İyi
Yüzey Kayalılığı	: Aşırı taşlı, yüzeyin % 70-80 i 0.3-2 m. çapında andezit kayaç blokları ile kaplı
Anamateryal	: Yerli anamateryal (andezit ana kaya)
Arazi Kullanımı	: Bakir, zayıf orman
Ayırt Edici Horizonlar:	Ochric
Sınıflama	: Lithic Xerorthent

<u>Horizon</u>	<u>Derinlik</u>	<u>Morfolojik Özellikler</u>
A11	0-16	Kuru iken kahverengimsi siyah (10YR 2/2), yaş iken çok koyu kırmızımsı kahverengi (10R 2/2), killi tın, orta küçük granüler strüktür, yapışkan ve az plastik, nemli iken sıkı, kuru iken sert, köpürme yok, 0.2-1 cm. çapında ayrıışmış andezit kayaç parçaları, az orta ve büyük porlar, belirgin düz sınırlı.

- A12 16-48 Kuru iken çok koyu kırmızımsı kahverengi (2.5 Yr 2/3),
nemli iken çok koyu kırmızımsı kahverengi (2.5 YR 2/2),
killi tın kuvvetli çok küçük blok strüktür, yapışkan ve
plastik,nemli iken sıkı, kuru iken çok sert, köpürme yok,
0.5-1.5 cm. çapında andezit kayaç parçaları, ayrılmış kayaç
parçaları arasında toprak materyali, az orta ve büyük
porlar,belirgin düz sınırlı.
- R +48 Ayrışmamış sert andezit kayacı



Çizelge: 4.1. 1 Nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz sonuçları

[illegible]



Şekil: 4.1. 1 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü

4.1.2. Profil 2

Hafif eğimli etek arazi üzerinde değişik boyutlardaki volkanik malzemeden oluşan topraktır. Tüm profil kumlu tekstürde olup toprak yüzeyi volkan bombaları ile kaplıdır. Profilde 45 cm. den itibaren yumuşak ve hafif sert kireç nodülleri bulunmaktadır. Ohric A horizonundan başka ayırt edici horizonla rastlanmamıştır. Profilin makromorfolojik tanımlaması aşağıda verilmiştir.

Mevkii	: Başkışla öreni kuzey doğusu
Yeri	: Ortaoba'nın 5 km. doğusu, Ortaoba-Güney ağrıları mevkii yolunun 5. km.sinde , yolun 250 m. kuzeyinde
Yükseklik	:1240 m.
Fizyografya	:Dalgalı, kolivyal arazi
Eğim	: % 13 iç bükey
Vejetasyon	:Step bitkileri
Drenaj	: İyi
Yüzey Kayalılığı	:Aşırı taşlı, yüzeyin % 30-40 ı, 20-150 cm çapında volkan bombaları ve kayaç parçaları ile kaplı
Anamateryal	: Gevşek kolivyal volkanik malzeme
Arazi Kullanımı	: Zayıf doğal mera
Ayırt Edici Horizonlar:	Ochric
Sınıflama	: Typic Xeropsamment

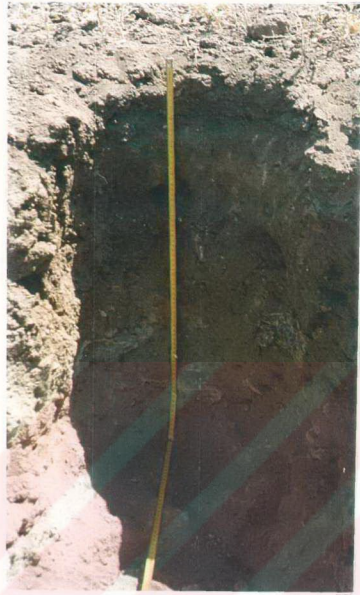
<u>Horizon</u>	<u>Derinlik</u>	<u>Morfolojik Özellikler</u>
A1	0-14	Kuru iken kahverengi (7.5YR 4/3), nemli iken koyu kahverengi (7.5YR 3/3), kumlu teksel strüktür, yapışkan değil, plastik değil,nemli iken gevşek, kuru iken sert, köpürme yok, 1-3 cm. çapında kayaç parçaları, az ince saçak kök, belirgin düz sınırlı.
C1	14-45	Kuru iken donuk kırmızımsı kahverengi (5YR 4/4), nemli iken koyu kırmızımsı kahverengi (5YR 3/3), killi kum, masiv, az yapışkan, plastik değil, nemli iken sıkı, kuru

iken hafif sert, çok hafif köpürme, 1-3 cm. çapında kayaç parçaları, belirgin dalgalı sınırlı.

- C2 45-76 Kuru iken donuk kırmızımsı kahverengi (5YR 4/3), nemli iken kahverengi (7.5YR 4/3), killi kum, masiv, az yapışkan, plastik değil, nemli iken sıkı, kuru iken hafif sert, şiddetli köpürme, yumuşak karbonat nódülleri, belirgin dalgalı sınırlı.
- C3 76+ Kuru iken açık kahverengimsi gri (5 YR 7/1), nemli iken kahverengimsi gri (5YR 6/1), killi kum, masiv, az yapışkan, plastik değil, nemli iken sıkı, kuru iken hafif sert, şiddetli köpürme, hafif sert karbonat nodülleri.

Çizelge: 4.2. 2 Nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz sonuçları

Hor.	pH	EC. mhos/cm	Kireç (%)	% Org. Madde	KDK me/100 gr	Ser. Fe (%)	Baz Doy. (%)	Tekstür (%)			Değişebilir Katyonlar (me/100 gr)		
								Kum	Silt	Kil	Ca+Mg	Na	K
A1	7,45	80	-	0,90	15,90	0,50	37,3	76,3	8,1	15,6	5,35	0,02	0,56
C1	7,44	87	0,47	0,68	23,15	0,53	51,5	64,0	13,4	22,6	16,93	0,05	0,65
C2	7,53	115	18,57	0,77	22,99	0,37	100,0	64,2	13,9	21,9	22,44	0,09	0,46
C3	7,63	150	31,74	0,77	17,29	0,26	100,0	68,7	10,4	20,9	15,77	1,08	0,44



Şekil: 4.2. 2 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü

4.1.3. Profil 3

Hafif eğimli kolivyal etek arazi üzerinde gevşek tutturulmuş değişik boyutlardaki volkanik materyalden yamaç molozları üzerinde gelişen topraklardır. Profil kaba bünyeli olup, yine toprak yüzeyi değişik çapta kayaç ve volkan bombaları ile kaplı bulunmaktadır. Profilde ohric A horizonundan başka tanımlayıcı horizon bulunmamaktadır. Profilin makromorfolojik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Mevkii	: Başkışla Öreni batısı
Yeri	: Ortaoba'nın 3 km. güney doğusunda, Ortaoba –Ağzi büyük öreni yolunun 3. km. sinde, yolun 500 m. kuzeyi
Yükseklik	: 1120 m.
Fizyografya	: Hafif dalgalı kolivyal etek arazi
Eğim	: % 9 homejen eğim
Vejetasyon	: Step bitkileri
Drenaj	: İyi
Yüzey Kayalılığı	: Aşırı taşlı, yüzeyin % 50-60 ı 5-80 cm. çapında yuvarlak ve köşeli volkan bombaları ve kayaç parçaları ile kaplı
Anamateryal	: Gevşek kolivyal volkanik malzeme
Arazi Kullanımı	: Zayıf doğal mera
Ayırt Edici Horizonlar:	Ochric
Sınıflama	: Typic Xeropsamment

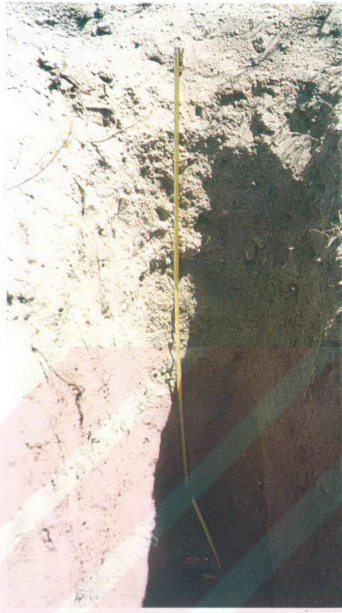
<u>Horizon</u>	<u>Derinlik</u>	<u>Makromorfolojik Özellikler</u>
A1	0-22	Kuru iken donuk kahverengi (5YR 5/3), nemli iken koyu kahverengi (7.5YR 3/3), kumlu, zayıf çok küçük granüler strüktür, plastik değil, yapışkan değil, nemli iken çok gevşek, kuru iken yumuşak, köpürme yok, az ince saçak ve çok az orta kazık kök, belirgin düz sınırlı.
C1	22-51	Kuru iken kahverengi (7.5 YR 7/3), nemli iken koyu kahverengi (7.5YR 3/4), killi kum, tekssel strüktür, yapışkan değil, plastik değil, nemli iken gevşek, kuru iken yumuşak, zayıf köpürme, 0.5-1.5 cm. çaplı ayrılmış çakıl parçaları, belirgin düz sınırlı.

C2 51+ Kuru iken açık kahverengimsi gri (7.5YR 7/2), nemli iken koyu kahverengi (7.5YR 3/3), killi kum, masiv, yapışkan değil, plastik değil, nemli iken çok gevşek, kuru iken çözükle, hafif köpürme, 0.5-1.5 cm. çaplı ayrılmış çakıl parçaları.



Çizelge: 4.3. 3 Nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz sonuçları

Hor.	pH	EC. mhos/cm	Kireç (%)	% Org. Madde	KDK me/100 gr	Ser. Fe (%)	Baz Doy. (%)	Tekstür (%)			Değişebilir Katyonlar (me/100 gr)		
								Kum	Silt	Kil	Ca+Mg	Na	K
A1	7,7	51	-	0,57	9,25	0,44	45,5	80,0	6,9	13,1	4,48	0,02	0,33
C1	7,75	62	1,48	0,34	9,70	0,40	54,5	78,0	8,3	13,7	4,97	0,05	0,27
C2	7,85	85	2,32	0,20	7,50	0,37	100,0	80,5	6,6	12,9	7,33	0,03	0,14



Şekil: 4.3. 3 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü

4.1.4. Profil 4

Düz ovalık bölgede, çalışma alanının en genç jeolojik birimi üzerinde, volkanik ve sedimenter alivyal materyaller üzerinde oluşan topraklardır. Tüm profil kumlu bünyededir. Ancak kil miktarı 2 ve 3 numaralı profilden daha yüksektir. Profilde 42 cm. den sonra miseller halinde kireç konkresyonları bulunmaktadır. Yüzeyde ochric A ve solumda kambik ve kalsik horizonlar tespit edilmiştir. Açılan profilde tanımlanan makromorfolojik özellikler aşağıda belirtilmiştir.

Mevkii	: Ortaoba Köyü civarı
Yeri	: Ortaoba'nın 750 m. kuzey batısı, Ortaoba –Süleyman Hacı stabilize yolunun 250 m. doğusu.
Yükseklik	:1015 m.
Fizyografya	:Düz ova
Eğim	: % 1
Vejetasyon	: Buğday anızı
Drenaj	: İyi
Yüzey Kayalılığı	: Çok az taşlı
Anamateryal	: Çeşitli büyüklükte kil kum ve çakıllardan oluşan volkanik ve neojen kireç taşlarından oluşan materyal
Arazi Kullanımı	: Kuru tarım
Ayırt Edici Horizonlar:	Ochric, kambik, kalsik
Sınıflama	: Calcic Haploxerept

<u>Horizon</u>	<u>Derinlik</u>	<u>Makromorfolojik Özellikler</u>
Ap	0-17	Kuru iken donuk sarımsı turuncu (10YR 6/3), nemli iken koyu kahverengi (10YR 3/3), killi kum, orta küçük granüler strüktür, yapışkan, az plastik, nemli iken sıkı, kuru iken sert, çok az köpürme, yoğun ince saçak kök, belirgin düz sınırlı.
A12	17-26	Kuru iken donuk sarımsı turuncu (10YR 6/3), nemli iken koyu kahverengi (10YR 3/3), killi kum, orta çok küçük granüler strüktür, az yapışkan, az plastik, nemli iken sıkı, kuru iken hafif sert, hafif köpürme, orta ince saçak kök, belirgin düz sınırlı.

B/A	26-42	Kuru iken donuk sarımsı kahverengi (10YR 5/3), nemli iken koyu kahverengi (10YR 3/4), killi kum, kuvvetli çok küçük blok strüktür, az yapışkan, plastik, nemli iken sıkı, kuru iken hafif sert, orta köpürme, belirgin düz sınırlı.
Bw1	42-72	Kuru iken kahverengi (7.5 YR 4/3), nemli iken koyu kahverengi (7.5YR 3/4), killi kum, kuvvetli çok küçük blok strüktür, az yapışkan, plastik, nemli iken sıkı, kuru iken hafif sert, şiddetli köpürme, yoğun miseller halinde kireç konkresyonları, belirgin düz sınırlı.
Bwk2	72-106	Kuru iken donuk kahverengi (7.5YR 6/3), nemli iken kahverengi (7.5YR 4/4), killi kum, kuvvetli çok küçük blok strüktür, az yapışkan, plastik, nemli iken sıkı, kuru iken sert, şiddetli köpürme, 0.5-1.5 cm. çaplı çakıl parçaları, miseller halinde yoğun yumuşak kireç konkresyonları, belirgin düz sınırlı.
C1	106-131	Kuru iken donuk sarımsı turuncu (10YR 7/3), nemli iken donuk kahverengi (7.5YR 5/4), killi kum, masiv, yapışkan değil, plastik değil, nemli iken gevşek, kuru iken sert, şiddetli köpürme, miseller halinde yumuşak kireç dolguları, belirgin düz sınırlı.
Ck2	131+	Kuru iken donuk sarımsı turuncu (10YR 7/3), nemli iken donuk sarımsı kahverengi (10YR 5/4), killi kum, masiv, yapışkan değil, plastik değil, nemli iken gevşek, kuru iken hafif sert, şiddetli köpürme, miseller halinde pudramsı karbonat dolguları

Çizelge: 4.4. 4 Nolu Profile Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları

Hor.	pH	EC. mhos/cm	Kireç (%)	% Org. Madde	KDK me/100 gr	Ser. Fe (%)	Baz Doy. (%)	Tekstür (%)			Değişebilir Katyonlar (me/100 gr)		
								Kum	Silt	Kil	Ca+Mg	Na	K
AP	7,83	117	0,95	1,01	22,25	0,59	76,9	64,4	12,4	23,2	16,16	0,07	0,88
A12	7,80	107	1048	0,89	19,03	0,55	88,0	65,9	11,6	22,5	15,81	0,04	0,90
B/A	7,77	122	3,38	0,59	24,42	0,64	100,0	59,8	13,1	27,1	23,18	0,04	1,20
Bw1	7,79	139	6,75	0,74	27,64	0,63	100,0	51,5	21,2	27,3	26,72	0,03	0,89
Bwk2	7,89	152	17,31	0,31	23,20	0,59	100,0	52,0	13,7	34,3	22,77	0,08	0,35
C1	8,03	146	11,82	0,40	24,33	0,53	100,0	63,6	16,7	19,7	24,00	0,15	0,18
Ck2	8,09	169	26,60	0,28	20,16	0,40	100,0	66,2	16,0	17,8	19,82	0,21	0,13



Şekil: 4.4. 4 Numaralı Profil ve Profile Ait Arazi Görünümü

4.2. Laboratuvar Analiz Sonuçları

4.2.1. Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları

Çalışma alanından alınan toprak örneklerinin bazı fiziksel ve kimyasal analiz sonuçları çizelge 4.1., 4.2., 4.3., 4.4.te ayrı ayrı, 4.5. de ise toplu halde, tam analiz sonuçları ise çizelge 4.6. da verilmiştir.

Çizelgelerden de görüldüğü gibi pH 7.44 ile 8.09 arasında değişmekte olup, profil 3 ve 4 de derinlikle birlikte artarken 1 nolu profilde derinlikle azalmakta, 2 nolu profilde ise azalma-artma deseni göstermektedir. 4 nolu profilin C horizonunda 8 in üzerine çıkmaktadır. CaCO_3 , 1 nolu profilin tamamında, 2 ve 3 nolu profillerin ise yüzey horizonlarında hiç bulunmazken 4 nolu profilin yüzey horizonlarında çok az miktarlarda bulunmaktadır. 4 nolu profilde C1 horizonuna kadar artan CaCO_3 üstteki horizonla göre daha kumlu ve siltli, daha az killi olan ve kirecin bir alt horizonla yıkandığı düşünülen bu horizonla düşmekte, takip eden horizonla ise tekrar artmaktadır. CaCO_3 miktarı % 0 ile 31.74 arasında değişmekte olup özellikle 2 ve 4 nolu profillerin alt horizonlarında yüksek miktarlara çıkmaktadır. Toprakların organik madde miktarları düşük olup, % 0.28-1.93 arasında değişmektedir. Organik madde miktarı 1 ve 3 nolu profillerde derinlikle azalırken 2 ve 4 nolu profillerde hafif bir azalma-artma eğilimindedir. Örneklerin elektriki iletkenlikleri düzensiz bir dağılım göstermekte ve 51 ile 169 mmhos/ cm arasında değişmekte ve genel olarak yüzeyden alt horizonlara doğru artma eğilimi göstermektedir. Serbest demir miktarları tüm horizonlarda düşük olup % 0.26 ile 1.43 arasında değişmektedir. Serbest demir miktarı 1 nolu profilde derinlikle artarken 3 nolu profilde derinlikle azalmakta, 2 ve 4 nolu profillerde ise hafif bir artma-azalma deseni göstermektedir. En yüksek serbest demir miktarlarına 1 nolu profilde rastlanmıştır. KDK değerleri yine 1 nolu profilde diğer profillerden daha yüksek çıkmıştır. En düşük KDK değerlerine 3 nolu profilde rastlanmıştır. 3 nolu profilde 7,50 me/100 gr a kadar düşen KDK değerleri, 1 nolu profilde ise 40,43 me/100 gr a kadar çıkmıştır. Değişebilir Na^+ , 2 nolu profilde derinlikle artmakta, 1 nolu profilde ise azalmakta iken diğer profillerde düzensiz bir dağılım göstermektedir. En yüksek değişebilir Na^+ 2 nolu profilin C3 horizonunda görülmektedir. Değişebilir K^+ değerleri de 1 ve 3 nolu profillerde derinlikle azalmakta, 2 ve 4 nolu profillerde ise artma-azalma eğilimi göstermektedir. Değişebilir $\text{Ca}+\text{Mg}$ değerleri ise 4,48 ile 26,72 me/100 gr

Çizelge: 4.5. Topraklarının Bazı Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları

Profil	Horizon	pH	EC mmhos/cm	% Kireç	% Org. Madde	KDK me/100 gr	%serbest Fe	Tekstür				Değişebilir Katyonlar				% Baz Doygunluğu
								% Kum	% Silt	% Kil	Ca+Mg	Na	K			
I	A11	7,65	53	-	1,93	36,20	1,34	44,2	12,9	42,9	7,80	0,25	0,66	24,1		
	A12	7,61	63	-	1,38	40,43	1,43	42,3	10,2	47,5	10,07	0,12	0,62	26,7		
	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
II	A1	7,45	80	-	0,90	15,90	0,50	76,3	8,1	15,6	5,35	0,02	0,56	37,3		
	C1	7,44	87	0,47	0,68	23,15	0,53	64,0	13,4	22,6	16,93	0,05	0,65	51,5		
	C2	7,53	115	18,57	0,77	22,99	0,37	64,2	13,9	21,9	22,44	0,09	0,46	100,0		
	C3	7,63	150	31,74	0,77	17,29	0,26	68,7	10,4	20,9	15,77	1,08	0,44	100,0		
III	A1	7,7	51	-	0,57	9,25	0,44	80,0	6,9	13,1	4,48	0,02	0,33	45,5		
	C1	7,75	62	1,48	0,34	9,70	0,40	78,0	8,3	13,7	4,97	0,05	0,27	54,5		
	C2	7,85	85	2,32	0,20	7,50	0,37	80,5	6,6	12,9	7,33	0,03	0,14	100,0		
IV	Ap	7,83	117	0,95	1,01	22,25	0,59	64,4	12,4	23,2	16,16	0,07	0,88	76,9		
	A12	7,8	107	1,48	0,89	19,03	0,55	65,9	11,6	22,5	15,81	0,04	0,90	88,0		
	B/A	7,77	122	3,38	0,59	24,42	0,64	59,8	13,1	27,1	23,18	0,04	1,20	100,0		
	Bw1	7,79	139	6,75	0,74	27,64	0,63	51,5	21,2	27,3	26,72	0,03	0,89	100,0		
	Bwk2	7,89	152	17,31	0,31	23,20	0,59	52,0	13,7	34,3	22,77	0,08	0,35	100,0		
	C1	8,03	146	11,82	0,40	24,33	0,53	63,6	16,7	19,7	24,00	0,15	0,18	100,0		
	Ck2	8,09	169	26,60	0,28	20,16	0,40	66,2	16,0	17,8	19,82	0,21	0,13	100,0		

arasında değişmekte olup 1 ve 3 nolu profillerde derinlikle artarken diğer iki profilde düzensiz bir dağılım göstermektedir. Baz doygunluğu 1 nolu profilde % 50 nin altında iken, 4 nolu profilin tüm horizonlarında % 50 nin üzerinde, 2 ve 3 nolu profillerde ise yüzeyde % 50 nin altında iken derinlikle birlikte % 50 nin üzerine çıkmaktadır. Tekstür analiz sonuçları profillerde farklılık göstermekte, 1 nolu profilde kil değerleri yüksek çıkarken diğer profillerde özellikle de 3 nolu profilde kum değerleri yüksek çıkmaktadır. Tekstür 1 nolu profilde kumlu kil çıkarken, 3 nolu profilin tüm horizonlarında ve 2 nolu profilin A, 4 nolu profilin de C1 ve C2k horizonlarında kumlu tın çıkmakta, 2 ve 4 nolu profillerin diğer horizonlarında killi tın çıkmaktadır.

Toplam kimyasal analiz, toprak gövdesinde mineral madde kayıp ve kazançlarını belirterek toprak oluşumunun derece ve yönünün saptanmasında ve olası kil tiplerinin oluşum ve değişimlerinin tahmininde yardımcı olabilmektedir. Bu nedenle profillerde total element analizleri yapılmıştır. 1 nolu profilde SiO_2 miktarı andezit ana kayada % 58,5 iken A12 horizonunda % 65,3 olarak tespit edilmiştir. 2 ve 3 nolu profillerde SiO_2 miktarları derinlikle azalmakta ve sırasıyla % 53,0-61,1 ve % 59,7-60,6 arasında değişmektedir. 4 nolu profilde ise A12 horizonundan itibaren derinlikle birlikte azalmakta C1 de yükseldikten sonra Ck2 detekrar düşmektedir. Al_2O_3 ise 1 nolu profilde ana kayada % 17,58 iken A12 horizonunda yine A11 den yüksek çıkmıştır. Ancak değişim çok az olup değerler birbirine çok yakındır. Diğer profillerde Al_2O_3 genel olarak yüzey katmanlarında alt horizonlara göre daha yüksektir ancak düzensiz bir dağılım göstermektedir. Fe_2O_3 e en yüksek miktarlarda 1 nolu profilde rastlanmış, bu profilde ana kayada solumdan daha yüksek Fe_2O_3 bulunmuştur. Diğer profillerde Fe_2O_3 derinlikle birlikte düzensiz de olsa genel olarak bir azalma göstermiştir. CaO özellikle 2 ve 4 nolu profillerde alt katmanlara doğru artan kireç içeriğine bağlı olarak yüksek düzeylere çıkmış, 1 nolu profilde ana kayada solumdan daha yüksek düzeyde bulunmuş, diğer profillerde horizonlar arasında düzensiz bir dağılım gösterdiği tespit edilmiştir. Yanma kayıplarına bakıldığında 1 nolu profilde ana kayada % 2 olan değer A12 de % 8,7 ye çıkmakta , 3 nolu profilde birbirine yakın değerlerde artma azalma deseni göstermektedir. 2 ve 4 nolu profillerde ise yanma kayıpları genel olarak yüzey horizonlarında alt katmanlara göre daha düşük çıkmıştır ancak düzensiz bir dağılım göstermiştir. Diğer değerlerin değişimi çizelge 4.6. da görülmektedir.

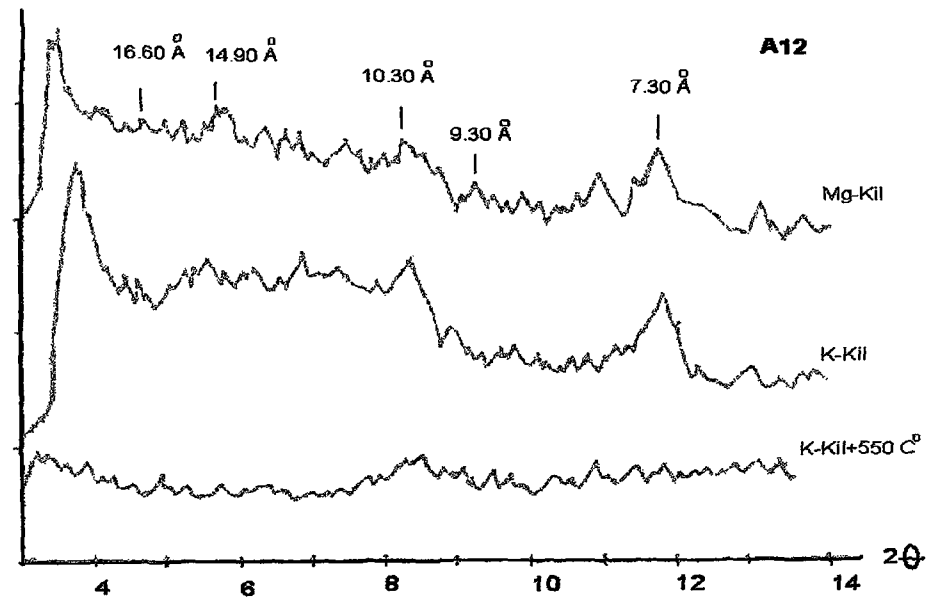
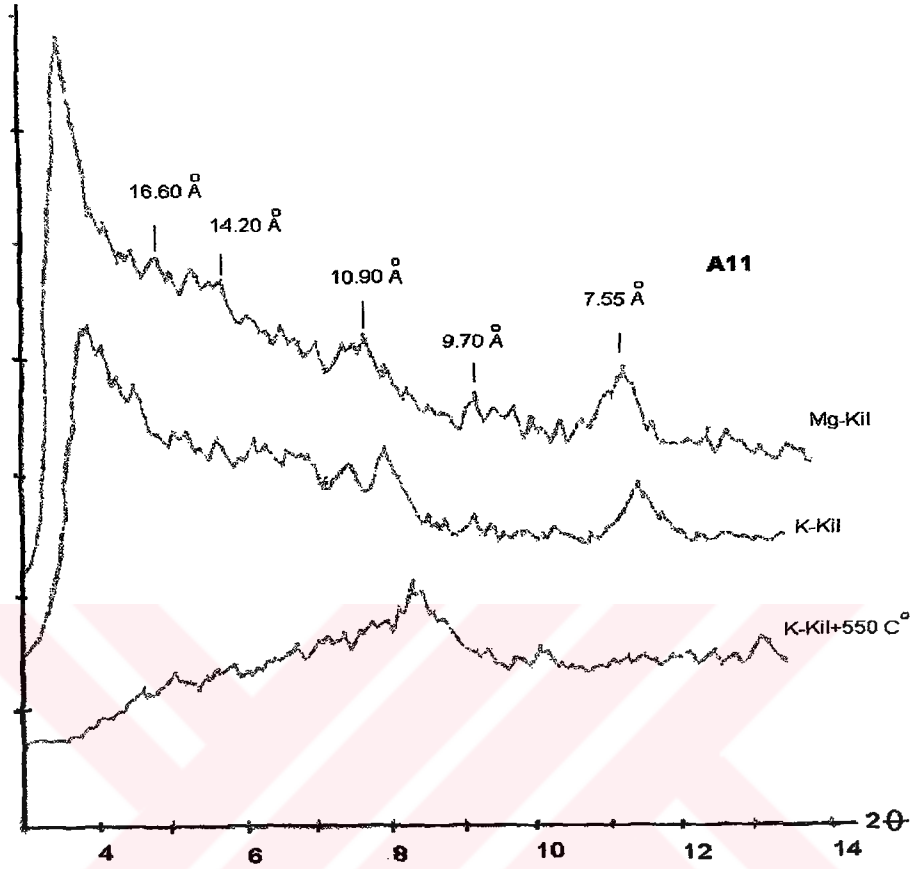
Çizelge: 4.6. Topraklarının Tam Analiz Sonuçları

Profil	Horizon	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	MnO %	Cr ₂ O ₃ %	Ba ppm	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm	Sc ppm	Yanma Kaybı %
I	A11	57,6	18,05	5,53	1,83	4,26	2,5	1,75	0,68	0,12	0,11	0,025	633	49	706	185	22	<10	13	7,3
	A12	65,3	19,92	5,49	1,79	3,84	2,23	1,62	0,66	0,11	0,11	0,025	618	56	639	204	22	<10	14	8,7
	R	58,5	17,58	5,83	3,39	5,85	3,18	2,24	0,61	0,3	0,11	0,019	1279	24	742	131	18	<10	14	2,0
II	A1	61,1	16,88	4,65	2,78	5,32	2,96	1,92	0,55	0,16	0,1	0,022	672	40	759	162	18	<10	13	3,2
	C1	59,2	17,12	4,91	2,72	5,13	2,8	1,77	0,59	0,17	0,95	0,021	634	47	716	158	19	<10	13	5,3
	C2	55,5	15,07	4,28	2,53	9,1	2,54	1,69	0,51	0,19	0,08	0,019	653	43	731	176	17	<10	12	8,2
	C3	53	13,65	3,69	2,39	12,1	2,54	1,35	0,44	0,19	0,07	0,016	675	36	775	130	14	<10	10	10,2
III	A1	60,6	17,49	4,71	2,69	5,65	3,12	1,97	0,54	0,2	0,1	0,18	670	39	830	172	17	<10	13	2,5
	C1	60,2	17,54	4,61	2,56	5,67	3,35	1,96	0,53	0,18	0,09	0,24	685	48	805	146	16	<10	12	3,0
	C2	59,7	17,38	4,77	2,79	6,41	3,42	1,74	0,53	0,18	0,1	0,2	663	33	833	170	16	<10	13	2,7
IV	Ap	59,1	17,12	4,69	2,46	5,45	2,98	1,8	0,52	0,19	0,1	0,26	605	43	767	166	18	<10	12	5,3
	A12	59,5	17,07	4,57	2,45	5,43	3,06	1,89	0,53	0,18	0,1	0,27	618	42	768	210	19	<10	12	4,9
	B/A	57,7	17,08	4,82	2,43	5,33	2,86	1,89	0,56	0,13	0,1	0,25	608	48	700	217	19	<10	12	6,8
	Bw1	57,1	17,05	4,89	2,4	5,82	2,56	1,59	0,58	0,08	0,09	0,28	584	51	694	168	19	<10	13	7,6
	Bwk2	54	16,07	4,61	2,3	8,54	2,63	1,56	0,53	0,09	0,08	0,26	559	41	725	156	18	<10	12	9,4
	C1	56,8	16,15	4,46	2,4	7,32	2,7	1,75	0,52	0,08	0,08	0,27	576	50	767	173	18	<10	12	7,5
	CK2	53,2	14,72	3,97	2,29	10,9	2,76	1,52	0,46	0,1	0,07	0,18	553	40	782	156	16	<10	11	9,8

4.2.2. Mineralojik Analiz Sonuçları

4.2.2.1. X-Işınları ile Kil Boyutundaki Minerallerin Saptanması

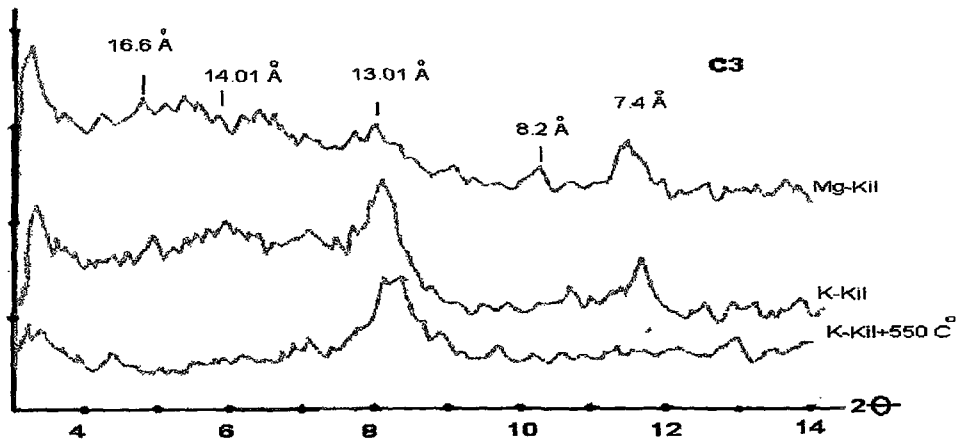
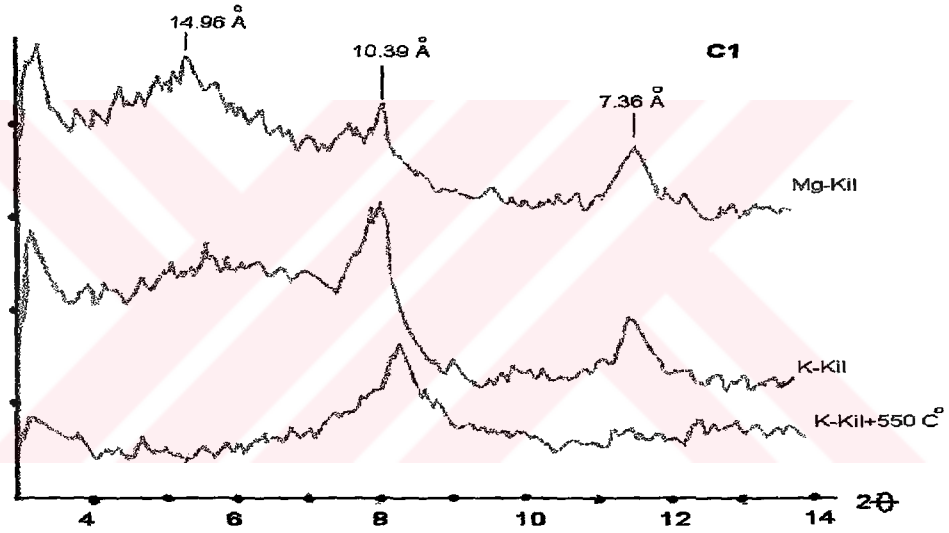
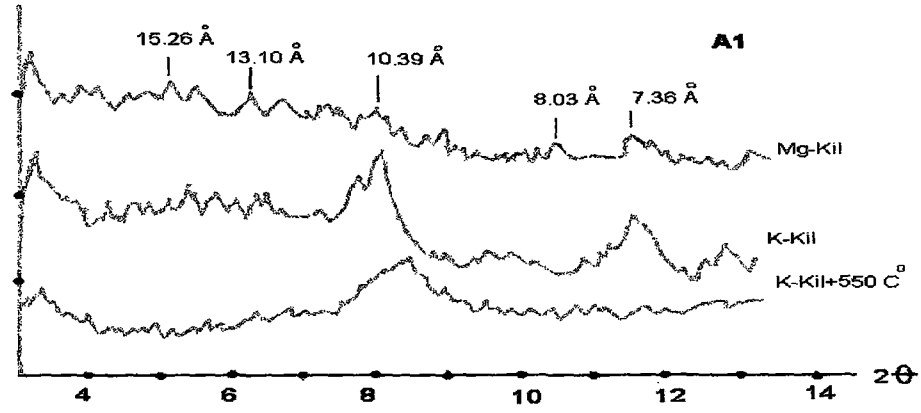
1 nolu profilin toplam kil fraksiyonunun x- ışını difraksiyonu diyagramında çok belirgin doruklar elde edilememiştir. Profilin A11 horizonunda Mg ile doyurulan örneklerde sırasıyla çok belirgin olmayan 16.6, 16.05, 14.9, 14.2, 11.7, 11.1, 10.9, 9.1, 8.4, 8.1, 7.5, 7.2, 6.8 Å luk doruklar görülmüştür. Bir plato şeklinde görülen ve iyi kristallenmemiş 16.6, 16.05 ve 14.9 Å luk bu doruklar elde edilen difraktogramlardan içinde iyi kristallenmemiş smektit ve klorit-smektit ara katmanlı mineraller bulunduğu anlaşılan ve genel olarak amorf materyal diyebileceğimiz minerallere aittir. Zira bu doruklar K ile doyurulan örneklerde fazla (10 Å) kapanmamıştır. Bu durum smektit içinde bazı karışık katmanlı minerallerin özellikle klorit-smektit karışık katmanlı minerallerin bulunduğunu göstermektedir. Mg ile doyurulan örneklerde görülen 14.2 ve 6.85 Å luk pikler kloritin 1. ve 2. ordolarına aittir. Bu dorukların K ve K+550 C° uygulamalarında da görülmesi bunu desteklemektedir. 10.9 Å da görülen doruk ise illite aittir. Mg-kil örneğinde görülen 7.55 ve 7.2 Å luk doruklar K+550 C° uygulamasında kaybolmuştur. Bu durum bu dorukların sırasıyla metahalloysit ve kaolinite ait olduğunu göstermektedir. Elde edilen dorukların çok belirgin olmaması kantitatif analizi güçleştirmektedir. Ancak bu horizonta metahalloysit, klorit-smektit ve smektitten oluşan amorf materyaller, illit, klorit ve kaolinit bulunmaktadır. dorukların çok belirgin olmaması özellikle smektit ve kloritin zayıf kristalli olduğunu, metahalloysitin daha iyi kristallendiğini göstermektedir. Bu profilin A12 horizonunda Mg-kil örneklerinde belli belirsiz 16.6, 16.05, 14.9, 14.2, 13.3 biraz daha belirgin 11.47, 10.7, 10.3 ve belirgin 7.9 ve 7.3 Å luk doruklar ile 6.6 Å luk doruklar elde edilmiştir. Bir plato halinde görülen 16.6 , 16.05, 14.9 ve 14.2 Å luk pikler yine iyi kristallenmemiş smektit ve klorit-smektit ara katmanlı minerallerine aittir. Bu dorukların K- kil örneklerinde 10 Å a doğru yeterince kapanmaması yine ara katmanlı minerallerin (klorit-smektit) smektile birlikte bulunduğunu desteklemektedir. 13.3 ve 6.6 Å luk pikler K-kil ve K-kil+550 C° uygulamaları yapılan örneklerde de bulunmaktadır. Bu doruklar kloritin 1. ve 2. ordo doruklarıdır. Mg-kil örneklerinde 10.3 ile 9.9 Å arasında görülen doruk hem K-kil hem de K-kil+550 C° örneklerinde de yer almaktadır. Bu özellikleri ile bu doruk illite aittir.



Şekil: 4.5. 1 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınimleri

Bu horizontda 7.3 Å luk doruk A11'e göre daha belirgin hale gelmiş ve daha büyümüştür. Bu doruğun K-550 C° uygulamasında kaybolması kaolinit olduğunu göstermektedir. A11 de 7.55 olarak görülen doruk, bu horizontda 8.03 olarak ortaya çıkmakta ve yine K+550 C° de kaybolmaktadır. Bu doruk da metahalloysite aittir ve A11 e göre daha küçüktür. Bu horizontda başatlık sırasına göre kaolinit, metahalloysit, illit ve iyi oluşmamış smektit ile klorit-smektit ara katmanlı minerallerden oluşan ve amorf materyaller olarak tanımladığımız mineraller bulunmaktadır. Kristallenme durumu ise kaolinit ve metahalloysitte orta iken diğer minerallerde zayıftır. Profilde kaolinit derinlikle artmakta diğer minerallerde ise önemli bir değişiklik olmamaktadır.

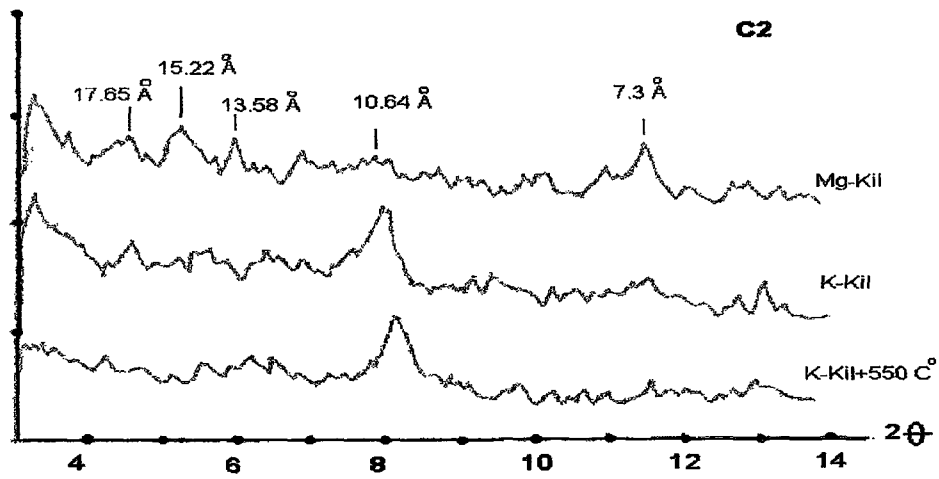
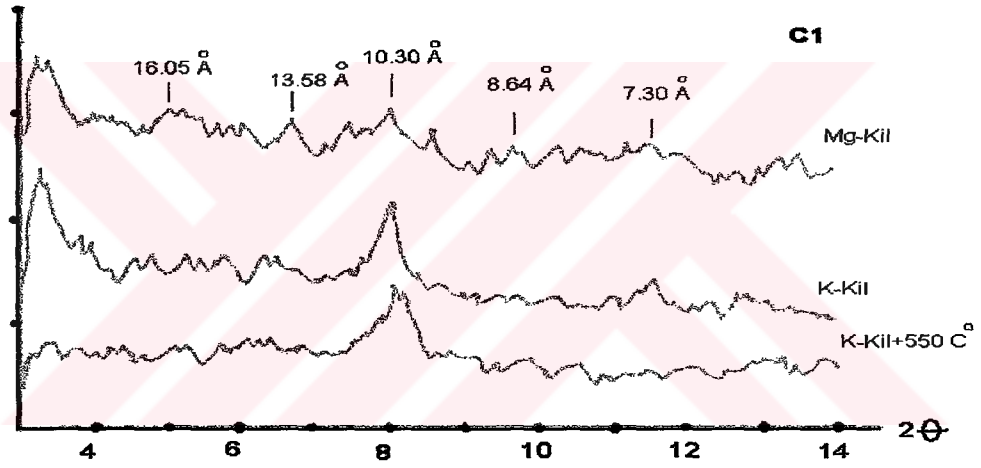
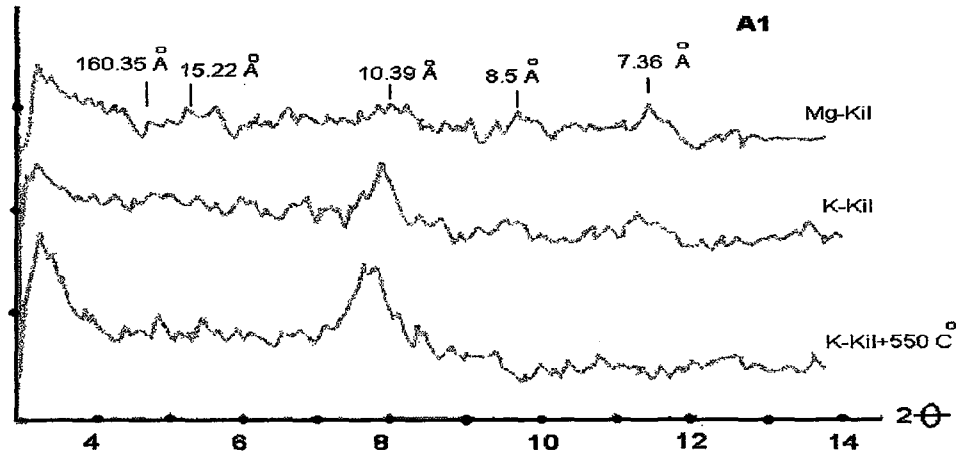
Profil 2 de A1 horizonunda belirgin pikler elde edilememiştir. Bu horizonun Mg-kil örneklerinde belli belirsiz bir plato oluşturacak şekilde 16.6, 15.7, ve 14.7 Å luk pikler, biraz daha belirgin 13.1, 11.4, 10.3, 8.03 ve 7.3 Å luk doruklar elde edilmiştir. Plato halinde görülen 16.6, 15.7 ve 14.7 Å luk doruk iyi kristallenmedikleri için genel olarak amorf materyal olarak tanımladığımız smektit, klorit-smektit ara katmanlı minerallerine aittir. Zira bu doruklar K-kil örneklerinde sadece 14.4 Å a kapanmışlar, K+550 C° de uygulaması yapılan örneklerde ise önemli bir kapanma göstermemiştir. Tüm bunlar klorit-smektit karışık katmanlı minerallerinin bulunduğunu göstermektedir. Mg kil örneklerinde gözlenen 13.1 Å luk pik kloritin 1. Sıradan 6.5 Å luk pik ise 2. sıradan piklerine aittir. Bu horizontda görülen 12.2 Å luk pik bir olasılıkla sepiyolite aittir. Mg-kil örneklerinde görülen 10.39 Å luk pik, K-kil ve K-kil+550 C° uygulamalarında da bulunmakta ve daha belirginleşmektedir. Bu doruk bu oluşumu nedeniyle illite aittir. 8.03 ve 7.36 Å luk doruklar K-kil+550 C° de kaybolmuşlardır. Bu durum kaolinit grubu killer için belirgindir ve bu doruklar sırasıyla metahalloysit ve kaolinite aittir. Bu horizontda kaolinit ve illit başat durumda iken smektit, klorit-smektit arakatmanlı ve metahalloysit bunları izlemektedir. Benzer doruklar C1 ve C3 horizonlarında da görülmektedir. C1 horizonunda Mg-kil örneklerinde yine plato halinde 16.3 ve 14.9 Å luk doruklar ve 14.01, 10.39, 7.82, 7.36 ve 6.60 Å luk doruklar elde edilmiştir. Bu horizontda 16.3 ve 14.9 Å da görülen dorukların K-kil örneklerinde kapanmaması yukarıda belirtildiği gibi iyi kristallenme göstermedikleri verdikleri doruklardan da anlaşılan ve bu nedenle amorf materyal olarak nitelendirdiğimiz smektit ve klorit-



Şekil : 4.6. 2 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınimleri

smektit ara katmanlı minerallerinin birlikte bulunduğunu göstermektedir. Ancak bu horizontaki plato halindeki smektit ve klorit-smektit ara katmanlı minerallere ait doruklar A1 ve 1 nolu profile göre daha büyük ve belirgindir. Bu durum C1 horizonunda kireç miktarının artması buna bağlı olarak baz doygunluğunun yükselmesi ve bu nedenle smektit oluşumunun daha ileri olmasından kaynaklanmaktadır. Mg-kil örneklerinde belirgin bir şekilde görülen 10.39 Å luk doruk K-kil ve K-kil+550 C° de bulunmaktadır. Bu durum illit mineralinin tipik özelliklerini yansıtmaktadır. 7.36 Å luk pik örneğin 550 C° de iki saat ısıtılması ile kaybolmuştur. Bu durum kaolinitin bulunduğunun kanıtıdır. Benzer durum 7.82 Å da çok küçük bir doruk veren metahalloysit için de geçerlidir. Bu horizonta da yine başatlık sırasına göre kaolinit ve illit başta gelmekte bunu amorf materyal olarak nitelendirdiğimiz smektit, klorit smektit ara katmanlı ve metahalloysit izlemektedir. Bu horizonta smektit miktarı biraz artmış, kristallenme derecesi de daha ileridir. Benzer oluşum C3 horizonunda da bulunmaktadır. Ancak bu horizonta smektit ve klorit-smektit ara katmanlı mineralleri simgeleyen doruklar daha yaygın bir plato üzerinde bulunmakta ve kristallenme düzeyleri de düşük bulunmaktadır.

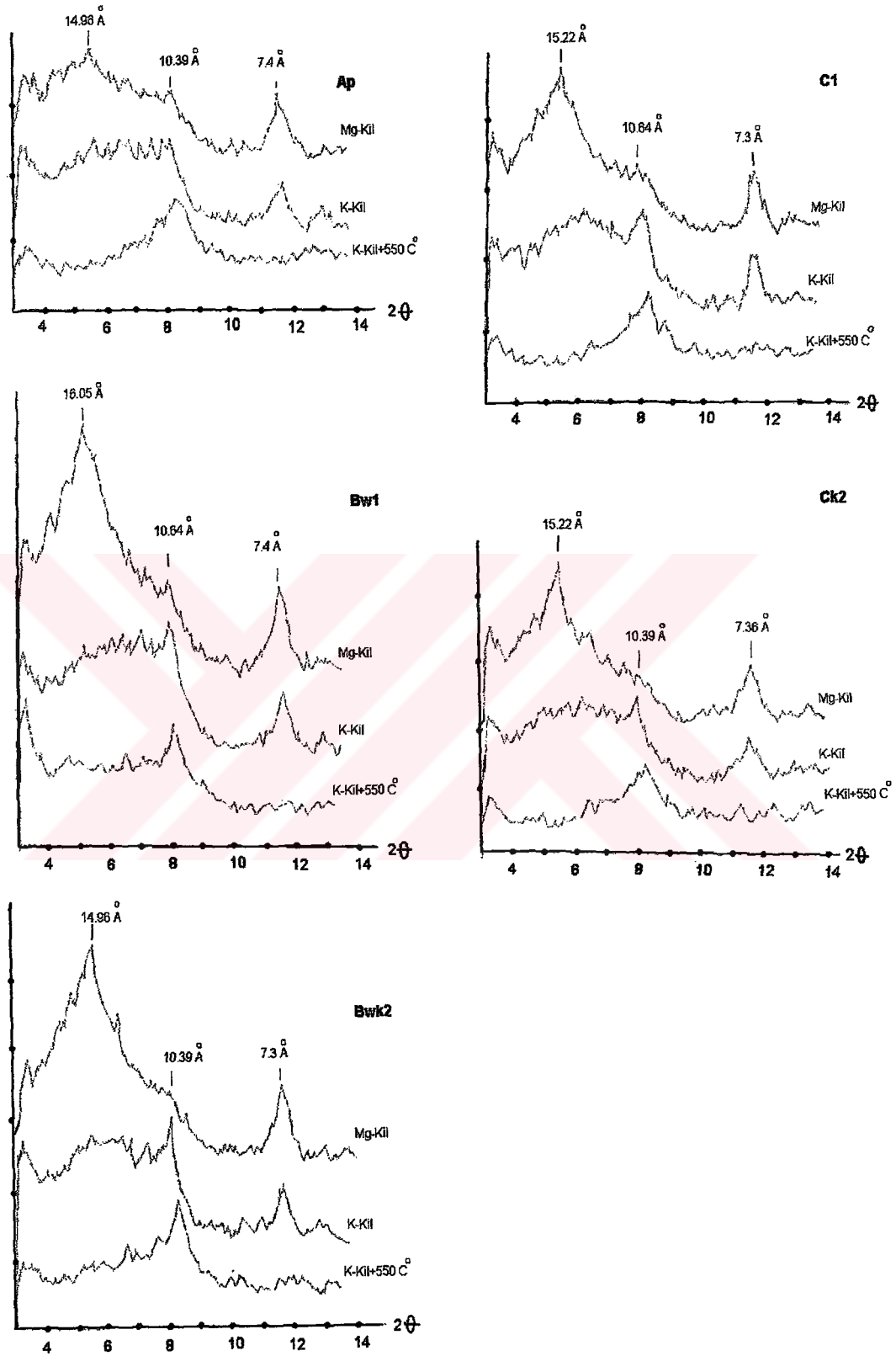
3 nolu profilde yine belirgin doruklar elde edilememiştir. Bu profilin Mg-kil örneklerinde plato oluşturacak şekilde 16.35 ve 15.22 Å luk doruklar ile 13.18, 12.26, 10.9, 10.39, 8.64, 8.18, 7.55, 7.36 ve 6.8 Å luk doruklar görülmüştür. 16.35 ve 15.22 Å luk doruklar üç horizonta da belirgin değildir ve özellikle K-kil+550C° örneklerinde belli belirsiz hale gelmiştir. Bu pikler K-kil örneklerinde 1 ve 2 nolu profillerdekine benzer şekilde fazla kapanmamışlardır. Bu durum dorukların smektit, klorit-smektit ara katmanlı minerallerden oluşan ve daha önce amorf materyal olarak nitelendirilen minerallere ait olduğunu göstermektedir. Her üç horizonta da klorite ait 13.18 Å luk 1. ordo ve 6.8 Å luk 2. ordo pikleri bulunmaktadır. 7.36 Å da görülen doruğun K-kil +550C° örneklerinde kaybolması bu doruğun kaolinite ait olduğunu göstermektedir. Mg-kil örneklerinde bulunan ve belli belirsiz olarak horizonlar arasında 8.03 ile 7.55 Å arasında değişim gösteren doruk K-kil+550 C° örneklerinde kaybolmaktadır. Bu durum metahalloysitin özelliklerini yansıtmaktadır. A1 ve C1 horizonlarında 10.39, C2 de ise 10.64 Å da bulunan doruk her üç muamelede de bulunmakta ve ısıyla kaybolmamakta ya da kapanım göstermemektedir. Bu özellik illit için tipiktir. 12.09 Å luk doruk ise büyük



Şekil: 4.7. 3 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınimleri

olasılıkla sepiyolite aittir. Profilde dorukların çok belirgin olmaması kil minerallerinin özellikle miktar ve kristallenme dereceleri hakkında fikir yürütmeyi zorlaştırmaktadır. Ancak eldeki veriler ışığında profilin üst horizonunda başatlık sırasına göre kaolonit, illit, amorf mineraller ve metahalloysit gelmektedir. Kristallenme durumu kaolinit ve illite orta iken diğer minerallerde zayıftır. C1 de ise illit başat hale geçmekte kaolinit miktarı düşmektedir. Smektit ve klorit smektit ara katmanlı mineraller ise artmaktadır. C2 de smektit ve klorit-smektit ara katmanlı minerallerine ait plato şeklindeki doruk daha da büyümüşür. Özellikle C2 de bu doruğun kristallenme durumu daha da iyidir. Diğer minerallerin kristallenme seviyeleri ise düşüktür. C1 deki başatlık sırası burada da devam etmiştir.

4 nolu profilde daha belirgin doruk elde edilmiştir. Bu profilin yüzey horizonunda Mg-kil örneklerinde görülen 16.6 ve 14.9 Å luk doruk K-kil ve K-kil+550 C° de 17.3 ve 16.3 Å şeklinde görülmüştür. Bu durum bu dorukların klorit-smektit ara katmanlı minerallere ait olduğunu göstermektedir. 10.39 Å da görülen doruk K-kil ve K-kil+550 C° de de görülmekte ve sıcaklıkla kaybolmamaktadır. Bu özellik illite aittir. 7.43 Å da görülen pik K-kil+550 C° örneklerinde kaybolmuştur. Dolayısıyla bundan bu doruğun kaolinite ait olduğu anlaşılmaktadır. Mg-kil örneklerinde görülen 13.1 ve 6.55 Å luk doruklar diğer işlemlerde kapanmamış ve kaybolmamıştır ve bu özelliği ile klorite aittir. Sırasıyla kloritin 1. ve 2. sıradan pikleridir. Bu horizada kaolinit başat iken bunu smektitle birlikte bulunan klorit-smektit ara katmanlı mineraller ve illit izlemektedir. Kaolinit nispeten iyi kristallenmiş iken diğer minerallerin kristallenme düzeyleri zayıftır. Profilin Bw1 horizonunda 16.05 Å da görülen ve oldukça büyük olan doruk K-kil örneklerinde 15.49 Å a kapanmıştır. Elde edilen bu veri smektit mineralinin özelliklerini yansıtmaktadır. Mg-kil örneklerinde görülen 6.85 Å da görülen doruk, K-kil örneğinde 7.3 Å'a kaymış ve K-kil+550 C° de kaybolmuştur. Bu özellik kaolinit mineralinin özelliklerini yansıtmaktadır. Mg-kil örneklerinde 10.64 Å da görülen doruk K-kil ve K-kil+550C° de sırasıyla 10.5 ve 10.39 Å'a kaymıştır. Bu veriler bu doruğun illite ait olduğunu göstermektedir. Bu horizada smektit başat durumdadır ve iyi kristallenmiştir. Bu minerali kaolinit ve illit takip etmektedir. Profilin Bwk2 horizonunda Bw1 horizonuna benzer doruklar elde edilmiştir. 15.22 Å luk oldukça büyük bir doruk K-kil ve K-kil+550C° örneklerinde belli belirsiz bir hale gelmiştir. Bu doruğun K-kil örneklerinde kapanmaması smektitle bereber klorit-smektit ara



Şekil: 4.8. 4 Numaralı Profilde Horizonların Kil Fraksiyonlarına Ait X- Işını Kırınimleri

katmanlı minerallerinin bulunduğunu göstermektedir. 7.3 Å luk doruğun K-kil+550 C° de kaybolması kaolinitin varlığını göstermektedir. Her üç muamelede de görülen ve 10.15 ile 10.64 Å arısında değişim gösteren doruk illitin özelliklerini taşımaktadır. Bu horizonta klorit-smektit ara katmanlı başat durumdadır. Bunu kaolinit takip etmekte, az miktarda da illit bulunmaktadır. Smektit ve kaolinit iyi kristallenmiş, illit ise orta derecede kristallenmiştir. Profilin C1 ve Ck2 horizonlarında da benzer histogramlar elde edilmiştir. Bu horizonlarda 15.2, 10.64, 10.39, 8.03, 7.82, 7.36 ve 6.80 Å luk doruklar alınmıştır. 15.2 Å luk doruklar oldukça keskindir. Bu doruklar K-kil ve K-kil+550 C° örneklerinde belli belirsiz bir hale gelmişler ancak 10-12 Å'a kapanmamışlardır. Bu durum yine diğer horizonlarda olduğu gibi smektitin kloritle rasgele ara katmanlaştığını göstermektedir. 10.39 Å luk doruk her üç muamele de bulunmakta ve K-kil+550 C° uygulamasında iyice belirgin hale gelmektedir. Bu özellik illite aittir. 7.36 Å luk doruğun K-kil örneklerinde de yer alması ve K-kil+550 C° de kaybolması horizonlarda kaolinit bulunduğunu göstermektedir. Horizonta klorit-smektit ara katmanlı killer baskındır. Bunu kaolinit ve illit izlemektedir. Kristallenme durumu ise iyidir. Profilde klorit-smektit miktarı derinlikle C1 horizonuna kadar artmakta bu horizontan itibaren bir miktar düşmesine rağmen yine de C1 ve C2k da yüzey horizonuna göre daha fazla bulunmaktadır.

4.2.2.2. X-Işınları ile İnce Kum Boyutundaki Minerallerin Saptanması

X- ışını difraktometresi ile ince kum boyutlarındaki minerallerin kırınımları karışık biçimde bulunan (ağır ve hafif mineraller bir arada) toz örneklerde elde edilmiştir. Daha önce kil fraksiyonu için 3-13° 2θ aralığında kırınımlar alındığı için toz örneklerde 18-40° 2θ kırınımlar alınmıştır. (Kapur , 2001 Ç.Ü Mineraloji Lab.)*. İnce kum boyutundaki minerallerin x-ışınlar ile tsaptanmasında kil minerallerinin aksine tüm profil ve horizonlarda daha belirgin doruklar elde edilmiştir.

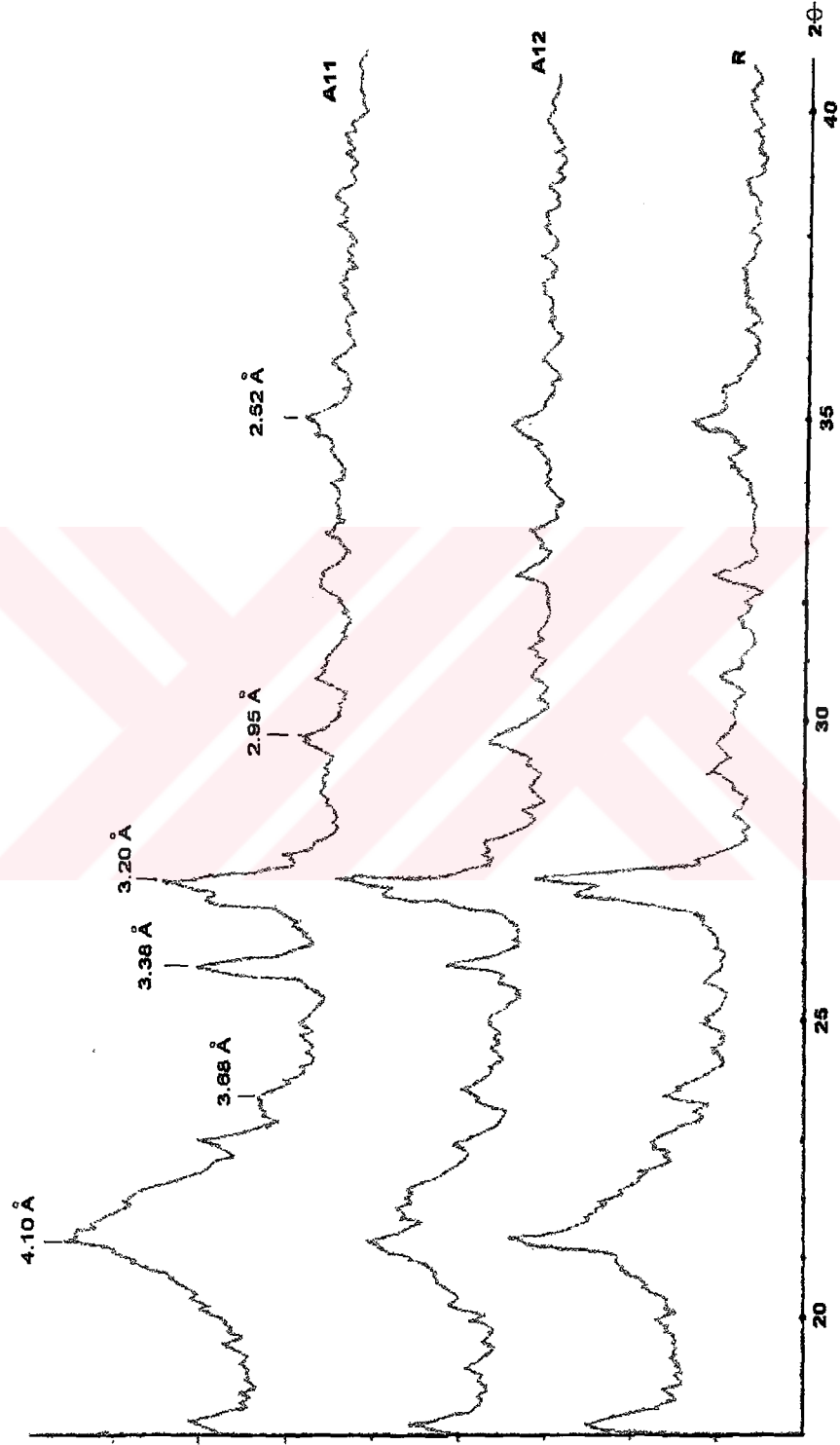
1 nolu profilin A11 horizonunda birincil minerallerden 4.1 Å kuvars, 3.38Å da biyotit, 3.2 Å da plajiyoklas, 3.79 Å da ortaklas, 2.66 Å da hornblend, 3.04 Å da kalsit, 3,29 Å da zirkon, 2.53 Å da demirli bileşiklerden hematit minerallerinin dorukları görülmüştür. Bu horizonta 4.45 Å da klorit smektit ara tabakalı, 3.70 Å da metahalloysit (4. ordo) ve 2.60 Å da klorit (6. ordo) piklerinin varlığı tespit edilmiştir. A12 horizonunda ise benzer şekilde 4.09 Å da kuvars, 3.2 Å da

* Sözlü görüşme

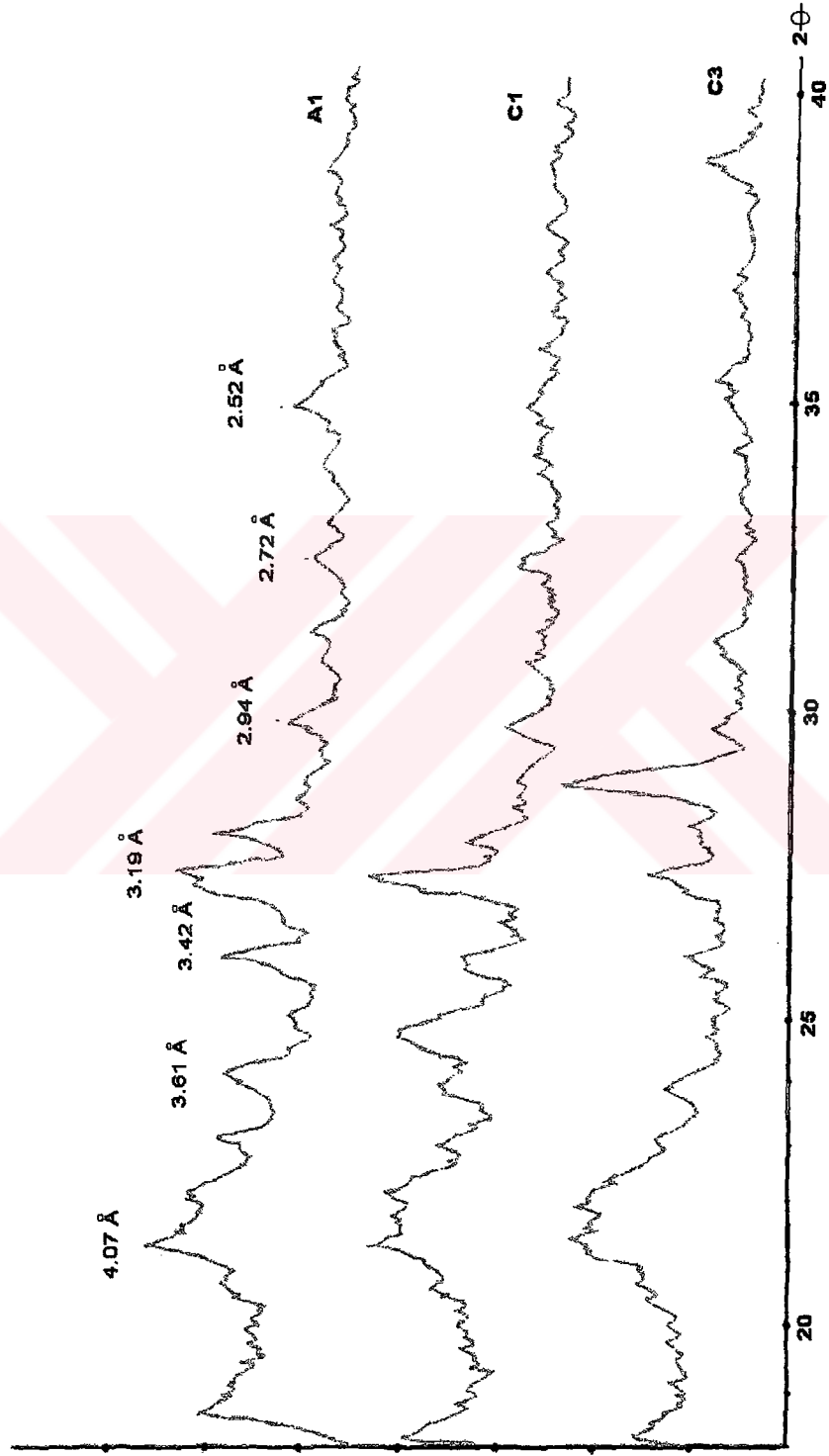
plajiyoklas, 3.37 Å da biyotit, 2.53 Å da hematit, 3.79 Å da ortaklas, 2.66 Å da hornblend ve 3.04 Å da kalsit minerallerine ait doruklar elde edilmiştir. Ayrıca bu horizonta ikincil minerallerden 4.52 Å da klorit-smektit ara katmanlı, 3.65 Å da metahalloysit ve 3.49 Å da klorit minerallerine ait doruklar belirlenmiştir. 1 nolu profile ait ana kaya toz örneklerinde 4.07 Å da kuvars, 3.2 Å da plajiyoklas, 3.39 Å da biyotit 2.53 Å da hematit, 3.79 Å da ortaklas, 3.01 Å da kalsit, sekonder mineraller olarak da 3.5 Å da klorit tespit edilmiştir. 4.45-4.52 Å arasında görülen klorit-smektit ara katmanlı minerallere ait doruklara bu katmanda rastlanmamıştır.

Profil 2 de A1 horizonunda 4.07-3.93 Å lar arasında kuvars, 3.19 Å da plajiyoklas, 3.42 Å da biyotit, 3.78 Å da ortaklas, 2.52 Å da hematit, 2.66 Å da hornblend ve 3.06 Å da kalsit minerallerine ait kırınımlar elde edilmiştir. Ayrıca 4.45 Å da klorit-smektit ara katmanlı minerallerine ait yapısal kırınımlara yine 1 nolu profildekine benzer şekilde bu profilde de rastlanmıştır. ikincil minerallere ek olarak 3.61 Å da metahalloysit ve 2.59 Å da klorite ait doruklar belirlenmiştir. Bu profilin C1 horizonunda A1 e benzer şekilde 4.09 Å da kuvars, 3.20 Å da plajiyoklas, 3.36 Å da biyotit, 3.79 Å da ortaklas, 2.53 Å da hematit, 2.67 Å da hornblend, 3.93 Å da turmalin, 3.29 Å da zirkon minerallerine ait doruklar görülmüştür. Bu horizonta da 4.41 Å da klorit-smektit ara katmanlı mineraline ait yapısal doruğa yine rastlanmıştır. Bu pik tabakalar arası hidrasyonla ilgili olmayıp yalnızca yapısal yani 110 yüzey kırınımıdır. Profil 2' nin C3 horizonunda kalsit miktarında kimyasal analizlere de uygun olarak ani bir artış meydana gelmiş ve çok belirgin büyük bir doruk verdiği gözlenmiştir. Bu horizonta 4.06-3.96 Å lar arasında kuvars, 3.04 Å da kalsit, 3.2 Å da plajiyoklas, 3.36 Å da biyotit, 3.78 Å da ortaklas, 2.52 Å da hematit, 2.71 Å da hornblend minerallerine ait doruklar elde edilmiştir. Ayrıca 4.54 Å da klorit-smektit karışık ara katmanlı, 3.65 Å da metahalloysit, 3.54 Å da klorit minerallerinin kırınımları belirlenmiştir.

Profil 3 te 4.45-4.54 Å lar arasında klorit-smektit karışık ara katmanlı minerallerine A1, C1 ve C 2 horizonlarında aynı düzeylerde rastlanmıştır. Her üç horizonta da 3.68-3.67 Å da metahalloysit, 3.54-3.43 Å da klorit mineralleri dorukları elde edilmiştir. A1 de primer minerallerden 4.05-4.09 Å larda kuvars, 3.19 Å da plajiyoklas, 3.36 Å da biyotit, 3.76 Å da ortaklas, 2.53 Å da hematit, 2.65 Å da hornblend, 3.02 Å da kalsit, mineralleri saptanmıştır. C1 ve C2 horizonlarında



Şekil: 4.9. 1 Numaralı Profilde Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınimleri

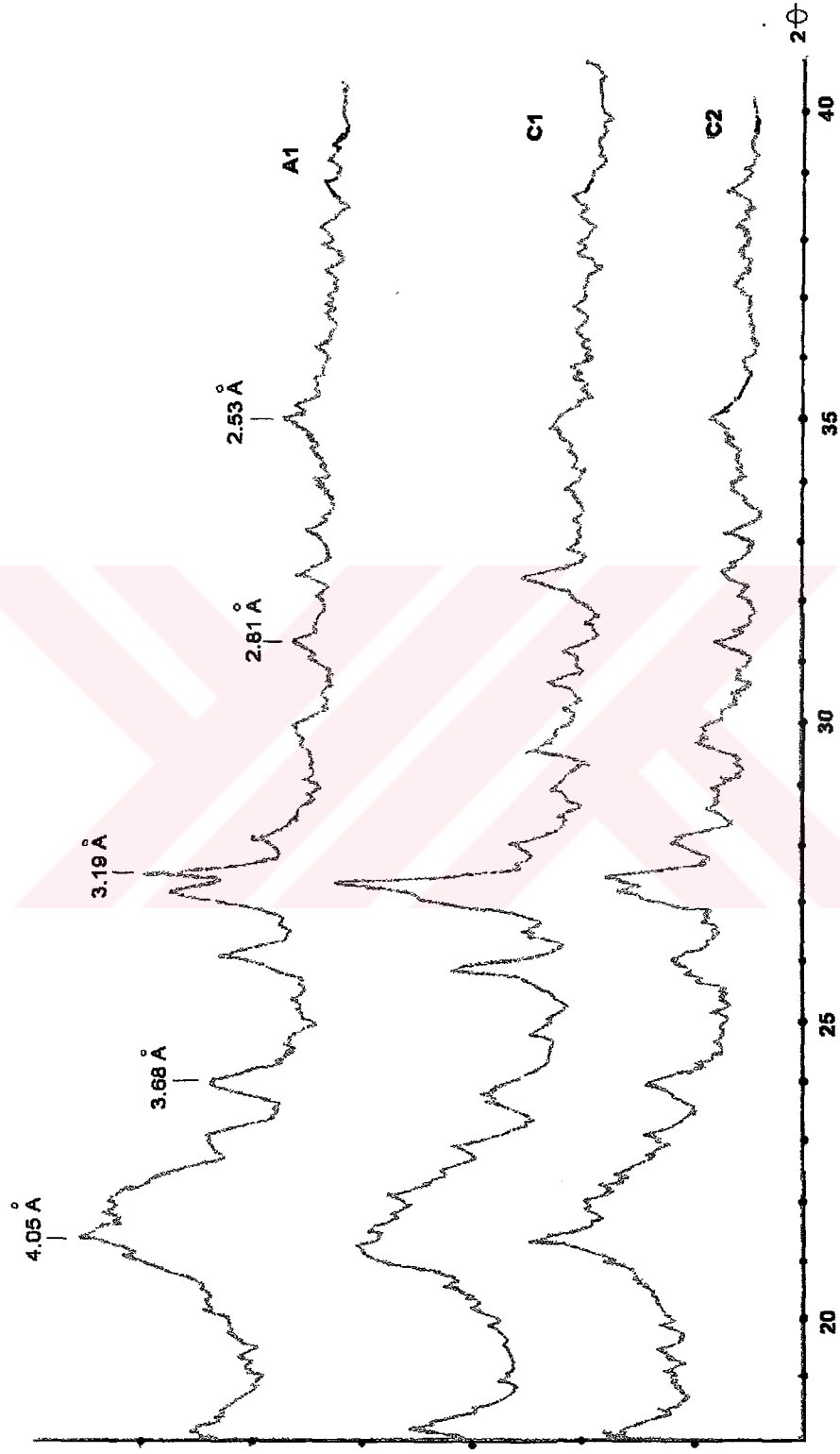


Şekil: 4.10. 2 Numaralı Profilde Horizonların İnce kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınimleri

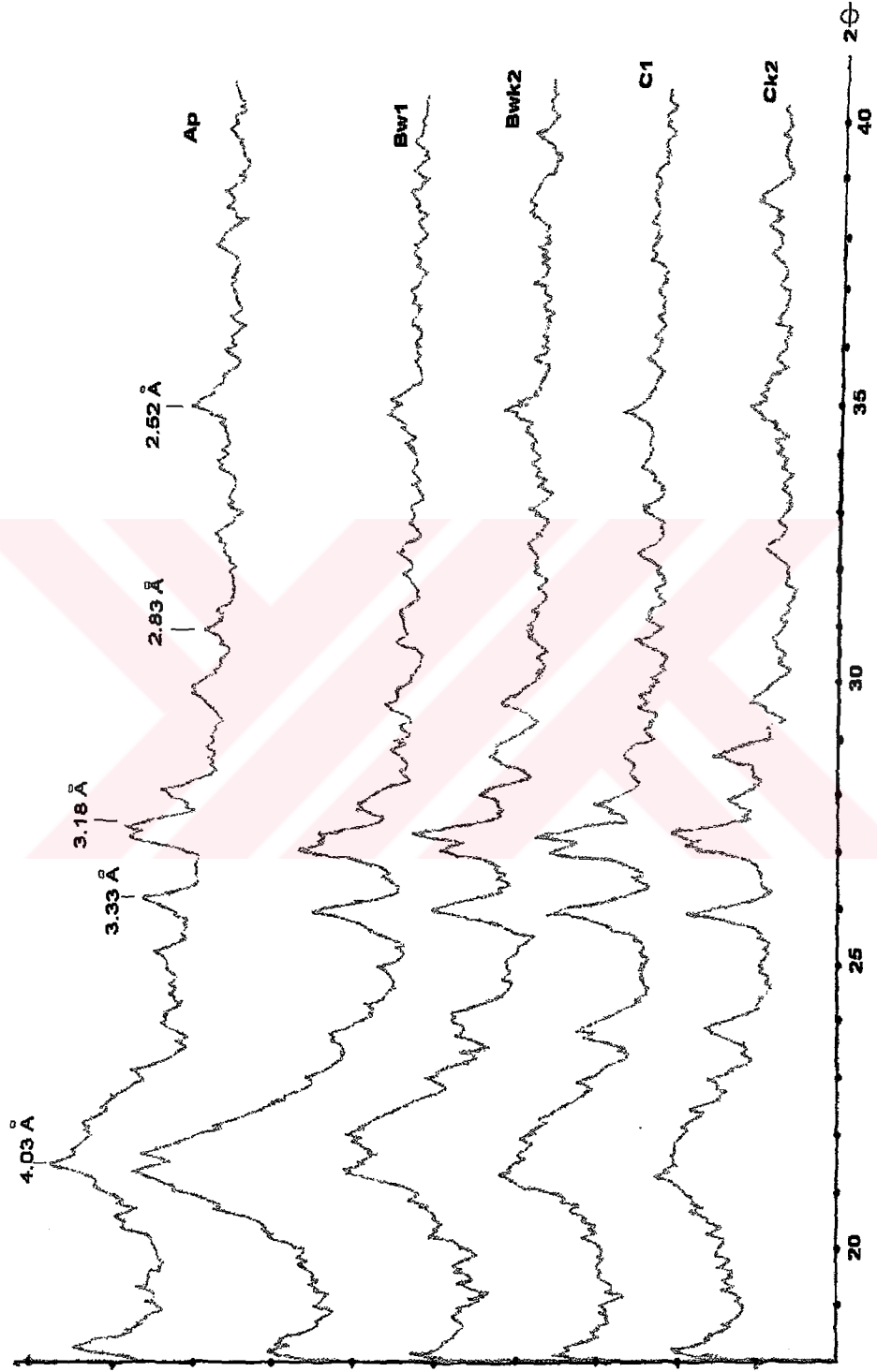
ise yine A1'e benzer şekilde 4.09-4.07 Å da kuvars, 3.20-3.19 Å da plajiyoklas, 3.38-3.36 Å da biyotit, 3.79-3.78 Å da ortaklas, 2.54-2.52 Å da hematit, 2.65-2.64 Å da hornblend, 3.03 Å da kalsit, 3.29 Å da zirkon minerallerine ait doruklar belirlenmiştir.

Profil 4 de incelenen horizonlarda diğer profillerde saptandığı gibi 4.59-4.45 Å da yapısal kırınım gösteren ara katmanlı klorit-smektit grubu kil minerallerine ait doruklar, 3.49-3.47 Å da klorit, 3.67-3.63 Å da metahalloysit'e ait doruklar gözlenmiştir. Birincil minerallerden 4.07 Å da kuvars, 3.19-3.36 Å da plajiyoklas, 3.73-3.33 Å da biyotit, 3.78-3.76 Å da ortaklas, 2.53-2.51 Å da demirli bileşiklerden hematit, 2.68-2.66 Å da hornblend, ve 3.05-3.02 Å da kalsit mineralleri saptanmıştır.





Şekil: 4.11. 3 Numaralı Profile Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınimleri



Şekil: 4.12 4 Numaralı Profilde Horizonların İnce Kum Fraksiyonlarına Ait X-Işını Kırınımaları

4.2.2.3. Polarize Mikroskopla İnce Kum Boyutundaki Minerallerin Saptanması

Polarize mikroskop tekniği ile yapılan çalışmada çizelge 4.3 de görüldüğü gibi gravimetrik olarak saptanan daha önce ayırt edilmiş ince kum (50-100 μ) boyutlarındaki parçacıkların çoğunluğunu hafif mineraller oluşturmaktadır. Hafif mineraller 1 ve 3 nolu profilde derinlikle azalmakta 2 nolu profilde derinlikle artmakta, 4 nolu profilde ise Bwk2 horizonuna kadar azalmakta bundan sonra tekrar artışa geçmektedir. 1 nolu profilin % 80 den fazlasını hafif mineraller oluştururken 2 nolu profilin A1 horizonunda % 75 e kadar düşen hafif mineraller miktarı profilin C3 horizonunda % 98.5 e kadar yükselmiştir. Profil 3 de A1 de % 95 olan hafif mineral miktarı C2 de % 76.6 ya düşmüştür. 4 nolu profilde ise Bwk2 horizonuna kadar hemen hemen tekdüze olan hafif mineral oranı bu horizonta % 76.8 e düşmüş, Ck2 de ise % 92 ye yükselmiştir. Ağır mineraller ise hafif minerallerin tersine bir dağılım göstermiş, özellikle 2 nolu profilin C3 horizonunda % 1.5 e kadar düşmüştür. Özellikle 2, 3 ve 4 nolu profillerde gerek toplam ağır mineraller gerekse teksele ağır ve hafif mineraller yüzdelерinin derinlik içinde gösterdikleri düzensiz dağılım ana maddenin tekdüze bir mineralojik bileşimi olmadığını göstermektedir.

Profil 1 de ana kayada mikroskopik incelemelerde mineral sayımları kayanın ezilerek toz haline getirilmesi ve 50-100 μ luk elekten elenmesi ile elde edilen ince kum fraksiyonu büyüklüğündeki kısmında yapılmış, buna karşın ince kesit hazırlanamamıştır. Çalışma alanında daha önce çalışmalar yapan Işık (1994), söz konusu alanda araştırılan profilde karşılaşılan kayaç örneklerinde hazırladığı ince kesitlerde yaptığı incelemelerde kayacın biyotit-hornblend andezit olduğunu belirtmektedir. Makroskopik olarak ana kaya boz, pembemsi boz, kırmızımsı gri ve beyazımsı gri renktedir. Kristallenme düzeyi ve parçacık büyüklüğüne göre hipokristalin-porfirik doku, yaygın olarak da hiyaloporfirik dokuya sahiptir. Kayaçtaki hakim mineral plajiyoklas (% 60), hornblend-oksihornblend (%13), biyotit-oksihiyotit (% 6), daha az oranda da piroksen, kuvars, opak mineraller ve aksesuar mineral olarak da apatit yer almaktadır. Ana kayada polarize mikroskopta yapılan mineral sayımlarında da benzer sonuçlara ulaşılmıştır. 1 nolu profilde solum ve ana kayadaki ağır ve hafif mineraller çizelge 4.4 de görülmektedir. Çizelgeden de görüldüğü gibi ana kayada hafif minerallerden feldispatlar baskın iken solumda kuvars hakim mineral olarak görülmektedir. 2 nolu profilde ise A1 ve C1 horizonlarında yine kuvars hakim mineral iken C2 ve C3 de kalsit oranı

Çizelge: 4.7. Ağır Ve Hafif Minerallerin Profillerde % Dağılımı

Profil	Horizon	Ağır mineraller (%)	Hafif Mineraller (%)
I	A11	14,5	85,5
	A12	18,5	81,5
	R	20,8	79,2
II	A1	24,5	75,5
	C1	26,2	73,8
	C2	2,6	97,4
	C3	1,5	98,5
III	A1	5,0	95,0
	C1	8,6	91,4
	C2	23,4	76,6
IV	Ap	14,6	85,4
	A12	13,7	86,3
	B/A	16,5	83,5
	Bw1	23,2	76,8
	Bwk2	16,9	83,1
	C1	11,6	88,4
	Ck2	8,0	92,0

hızla artmakta ve hakim mineral olarak bulunmaktadır (çizelge 4.5). 3 nolu profilde ise çizelge 4.6 dan da görüldüğü gibi tüm horizonlarda feldispatlar hakim mineraldir ve bunu kuvars izlemektedir. C1 ve C2 de az miktarda kalsit bulunmaktadır. 4 nolu profilde C1 horizonuna kadar feldispatlar hakim mineral iken C1 ve Ck2 de artan karbonat içeriğine uygun olarak kalsit hafif mineraller içinde başat duruma geçmiştir. Hafif mineraller içinde saptanan feldispatlar plajiyoklaslardır ve bunlar kırılma indisleriyle kuvars ve ortaklastan ayrılmışlardır. Renksiz minerallerdir ve çok renklilik göstermezler. 1 nolu profilde ana kayada görülen pembeleşme

plajioklasların kısmen kil minerallerine dönüşüm göstermenin bir sonucudur. Bu durum kil fraksiyonunda saptanan minerallerin oluşum mekanizmalarına da uygunluk göstermektedir. Sönme açlarına göre plajiyoklasların anortit oranı % 52-62 arasındadır. Buna göre plajiojkasların cinsi labro sınıfına girmektedir. Araştırılan profillerde polarize mikroskopla yapılan çalışmalarda volkanik cama rastlanmamıştır. Ayırışmış mineraller ise farklı ayrışma düzeylerinde ve çoğunlukla feldispatlardan oluşan minerallerdir.

Profillerde ağır minerallerin derinlikle değişimleri düzensizdir ve çok anlamlı değişimler görülmemektedir. Araştırılan tüm profillerde hornblend ağır mineraller içinde en yoğun bulunan mineraldir. Mikroskopik incelemelerde genelde yeşil ve kahverengimsi yeşil renklerde, prizmatik parçalar ve şekilsiz formlarda gözlenmiştir. Bazı hornblendlerde Fe zenginleşmesinden dolayı oksihornblende dönüşüm bulunmaktadır. Benzer oluşum biyotitlerde de bulunmaktadır ve oksid biyotitler oluşmuştur. Biyotitler ağır mineraller içinde opak minerallerle birlikte hornblendden sonra en yaygın görülen mineraldir. Mikroskopik incelemede kahverengimsi yeşil ve kırmızımsı kahverenginde gözlenmiştir. Hornblend iki yöndeki dilinimi ve eğik sönme göstermesi ile biyotitden ayrılmıştır. Mafik minerallerden hornblend ve biyotitlerin kenar ve dilinimlerinde opaklaşmalar bulunmaktadır. Özellikle 1 nolu profilin A12 horizonunda biyotitlerde kaolinitleşme saptanmıştır. Opak mineraller her türlü ışığa geçirimsiz olan ve ince kesitlerde tek ve çift nikolde siyah görünen minerallerdir. Yapılan çalışmalarda opak mineraller siyah ve siyahımsı kahverenginde saptanmışlar ve üstten yansıtmalı mikroskopta tanımlamaları yapılmayıp genel olarak opak mineraller adı altında toplanmıştır. Bütün profillerde solum, anamateryal ve ana kayada az miktarda koyu yeşil ve kahverengimsi yeşil renkte klorite rastlanmıştır. Kloritler, biyotitden biyotit mineralinin zayıf çift kırınım göstermesi ve düşük rölyefe sahip olması ile ayrılmıştır. Profillerde hornblendin yanısıra az miktarda amfibol grubu minerallerden aktinolit rastlanmıştır. Fazla miktarda Fe içeren aktinolit daha açık renkte ve daha saydam olması ile hornblendten ayırt edilmiştir. Profillerde piroksen grubu minerallerden ojit, enstatit, hipersten ve az miktarda da diopsid belirlenmiştir. Bu grup minerallerin en yaygın olanı ojittir ve şekilsiz dilinimli parçacıklar şeklinde gözlenmiştir. Hipersten ise keskin kenarlı formu, belirgin pleokroizma göstermesi ve mavimsi yeşilden pempeye dönen rengiyle tespit edilmiştir. Dilininim düzlemleri boyunca ayrışma alanlarında

muhtemelen kil mineralleri oluşumları bulunmaktadır. Enstatit ise yüksek rölyef ve prizmatik şekil göstermesi ile tanımlanmıştır. Pleokroizmanın bulunmaması ile hiperstenden, paralel sönme göstermesi ile diopsitten (monoklinik piroksen) ayırt edilmiştir. Genel olarak piroksenlerde uralitleşme tespit edilmiştir. 1 nolu profilin ana kayasında tespit edilen apatite solumda rastlanmamıştır. 2 ve 3 nolu profillerin anamateryallerinde de iz miktarlarda apatit belirlenmiştir. Profillerde ayrıışmış ağır mineraller renk, mineral rölyefi, karanlık alan açısı ve biçim ölçütlerine göre belirlenmeye çalışılmış ancak kesin teşhisler yapılamamıştır. Genel olarak ayrıışmış mineraller ojit, hornblend, biyotit ve hipersten minerallerinden oluşmaktadır. Az miktarda görülen sfen maviden sarı ve kırmızı tonlarına değışen renk, şekilsiz form ve çok renklilik göstermemesi ile tanımlanmıştır. Profil 1, 2 ve 3 te çok az görülen zirkon ile araştırılan tüm profillerde yine çok az miktarda rastlanılan rutil çok yüksek rölyef ve prizmatik şekilleri ile ayırt edilmiştir.

Çizelge : 4.8. 1 nolu Profilde Ağır Ve Hafif Minerallerin % Dağılımı

	Mineraller	Horizonlar		
		A11	A12	R
Ağır Mineraller	Hornblend	36	34	41
	Aktinolit	3	2	2
	Biyotit	13	11	19
	Klorit	3	5	2
	Sfen	1	2	-
	Epidot	1	-	-
	Zirkon	1	-	-
	Hipersten	4	3	5
	Ojit	3	4	7
	Diopsid	2	3	3
	Enstatit	3	4	6
	Rutil	1	-	-
	Apatit	-	-	2
	Opak	16	15	13
	Ayrışmış Mineraller	13	17	-
Hafif Mineraller	Kuvars	47	45	15
	Feldispat	36	26	85
	Kalsit	-	-	-
	Ayrışmış Mineraller	17	26	-

Çizelge : 4.9. 2 nolu Profilde Ağır ve Hafif Minerallerin % Dağılımı

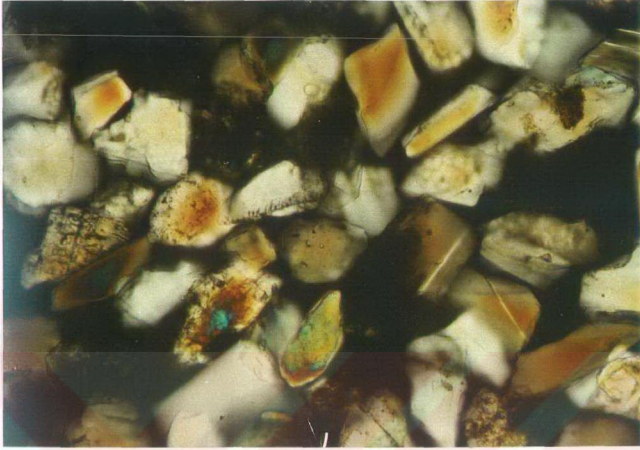
	Mineraller	Horizonlar			
		A1	C1	C2	C3
Ağır Mineraller	Hornblend	40	41	39	40
	Aktinolit	3	3	2	3
	Biyotit	14	14	16	15
	Klorit	4	3	4	3
	Sfen	1	-	1	-
	Epidot	2	-	2	2
	Zirkon	1	-	-	-
	Hipersten	3	4	4	3
	Ojit	5	5	6	6
	Diopsid	2	2	1	2
	Enstatit	4	4	5	5
	Rutil	-	2	-	1
	Apatit	-	-	-	2
	Opak	15	18	15	15
	Ayrışmış Mineraller	6	4	5	3
Hafif Mineraller	Kuvars	53	62	20	17
	Feldispat	39	26	12	10
	Kalsit	2	3	68	73
	Ayrışmış Mineraller	6	9	-	-

Çizelge : 4.10. 3 nolu Profilde Ağır ve Hafif Minerallerin % Dağılımı

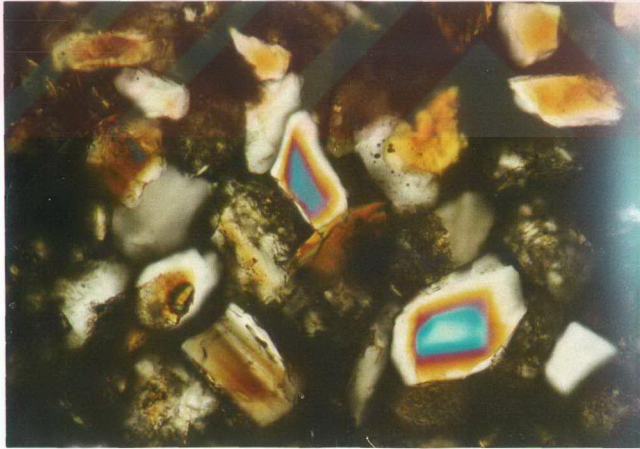
	Mineraller	Horizonlar		
		A1	C1	C2
Ağır Mineraller	Hornblend	42	40	41
	Aktinolit	3	2	4
	Biyotit	13	15	17
	Klorit	3	4	4
	Sfen	-	-	-
	Epidot	1	3	2
	Zirkon	1	-	-
	Hipersten	5	3	3
	Ojit	5	6	5
	Diopsid	4	3	3
	Enstatit	3	5	6
	Rutil	1	2	-
	Apatit	-	1	-
	Opak	15	16	15
	Ayrışmış Mineraller	4	-	-
Hafif Mineraller	Kuvars	36	32	31
	Feldispat	64	60	66
	Kalsit	-	8	3
	Ayrışmış Mineraller	-	-	-

Çizelge : 4.11. 4 nolu Profilde Ağır ve Hafif Minerallerin % Dağılımı

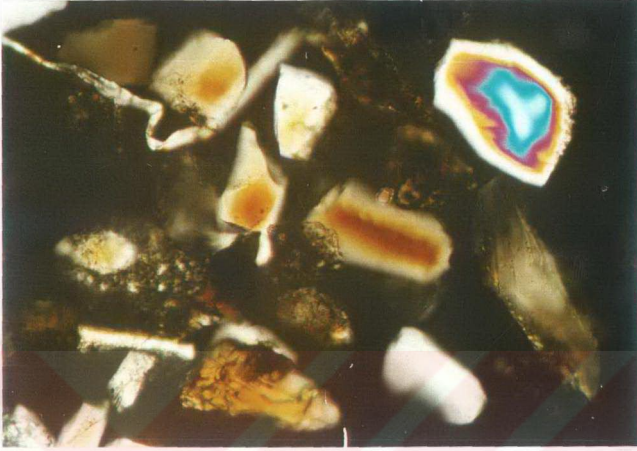
	Mineraller	Horizonlar						
		Ap	A12	B\A	Bw1	Bwk2	C1	Ck2
Ağır Mineraller	Hornblend	38	36	38	39	38	41	39
	Aktinolit	-	4	3	3	2	-	3
	Biyotit	15	14	12	11	12	15	12
	Klorit	4	4	5	4	5	4	4
	Sfen	-	-	-	1	2	2	2
	Epidot	2	3	2	1	2	-	2
	Zirkon	-	-	-	-	-	-	-
	Hipersten	4	3	4	4	5	4	4
	Ojit	5	4	2	4	3	3	4
	Diopsid	3	4	3	3	3	2	2
	Enstatit	3	4	5	4	6	6	7
	Rutil	1	-	-	-	-	2	-
	Apatit	-	-	-	-	-	-	-
	Opak	15	12	15	14	12	16	15
	Ayrışmış Mineraller	10	12	11	12	10	5	6
Hafif Mineraller	Kuvars	31	34	29	35	30	32	20
	Feldispat	57	61	58	50	59	27	19
	Kalsit	-	-	5	8	11	41	61
	Ayrışmış Mineraller	12	5	8	7	-	-	-



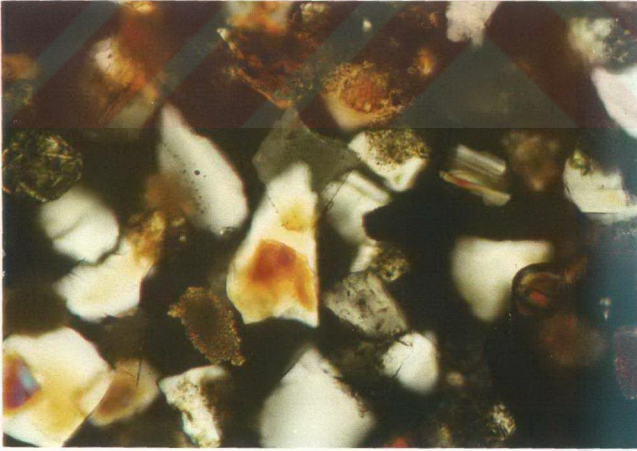
Şekil: 4.13. 1 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol x 100 Büyültme)



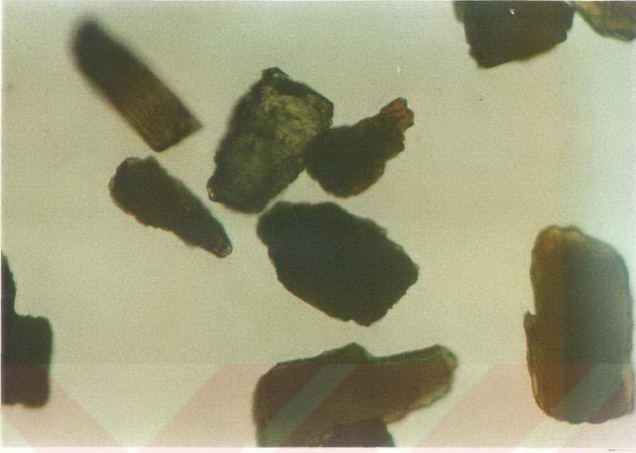
Şekil: 4.14. 2 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol x100 Büyültme)



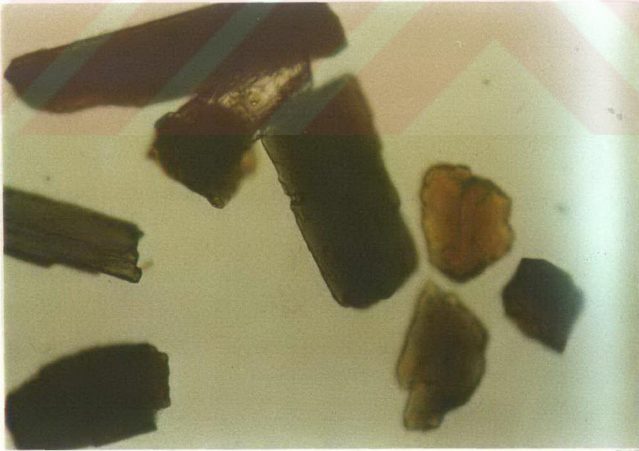
Şekil : 4.15,3 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol x100 Büyütme)



Şekil : 4.16,4 Nolu Profilde Hafif Mineraller (Çift Nikol x 100 Büyütme)



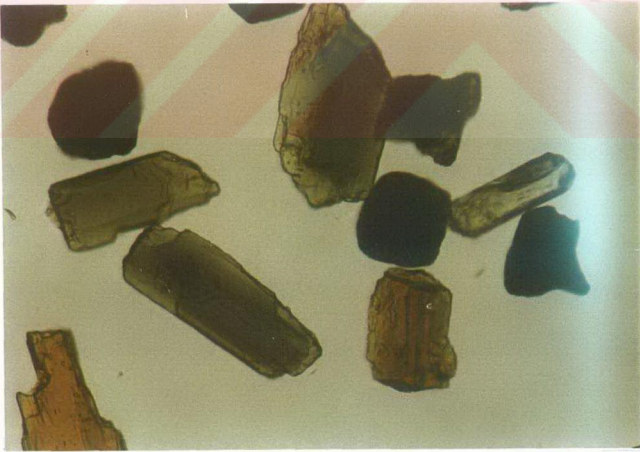
Şekil : 4.17. 1 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol x100 Büyütme)



Şekil : 4.18. 2 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol x100 Büyütme)



Şekil : 4.19. 3 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol x100 Büyütme)



Şekil : 4.20. 4 Nolu Profilde Ağır Mineraller (Tek Nikol x100 Büyütme)

5. TARTIŞMALAR

5.1. Araştırılan Profillerin Fiziksel, Kimyasal, Mineralojik Özellikleri ve Profillerin Oluşumu

Araştırılan profiller üç farklı fizyografik ünite üzerinde arid iklim koşullarında ana materyal ve topografyanın etkisi altında oluşmuşlardır. Söz konusu profillerden 1 nolu profil Karadağ eski yanardağının oluşturduğu ana patlama merkezine en yakın ve merkez bölgesi aktivitesi ile oluşan andezitik lav akıntıları üzerinde, oldukça eğimli bir topografya üzerinde oluşmuştur. 2 ve 3 nolu profiller hafif eğimli etek arazi üzerinde, 4 nolu profil ise düz ovalık alan üzerinde, çalışma alanının en genç jeolojik birimi üzerinde oluşmuştur. Çalışma alanına en yakın meteorolojik istasyona ait iklim verilerine göre yıllık yağış 340.1 mm dir. Ancak özellikle 1 nolu profilin bulunduğu alanın kotunun diğer profillere göre daha yüksek olması ve bu alandaki bitki örtüsüne bakarak, 1 nolu profilin yıllık ortalama yağış miktarından daha fazla yağış alması söz konusu olabilir.

Profillerin fiziksel ve kimyasal analiz sonuçları incelendiğinde gerek topografik gerekse iklimsel etkenlerden dolayı profiller arasında farklılıklar gözlenmiştir. Analiz sonuçlarına bakıldığında organik maddenin 1 ve 3 nolu profillerde derinlikle düzenli azaldığı, 2 ve 4 nolu profillerde ise düzensiz bir dağılım gösterdiği görülmektedir. 1 nolu profilde kirece rastlanmazken 2 ve 3 nolu profillerin yüzey horizonlarında kireç bulunmamakta, C horizonlarında ise derinlikle artmaktadır. 4 nolu profilde ise kireç miktarı derinlikle artmaktadır. Organik maddenin derinlikle düzenli azalması, kirecin ise derinlikle birlikte muntazam artması yerinde oluşmuş bir profilin işareti sayılmaktadır. Bu nedenle 1 nolu profil dışındaki diğer üç profilde bu şart sağlanamadığından 2, 3 ve 4 nolu profillerin yerinde oluştuğunu söylemek söz konusu değildir. 1 nolu profilde organik madde diğer profillerden daha yüksektir. Bunun nedeni 1 nolu profilin bulunduğu bölgede bulunan yoğun bitki örtüsüdür. 4 nolu profilin Ap horizonunda da organik madde diğer profiller göre daha yüksektir. Bu durum söz konusu alanda yapılan tahıl tarımı nedeniyle toprakta kalan anızların organik madde miktarını yüksek çıkarmasından kaynaklanmaktadır. Genel olarak tüm profillerde organik madde düşüktür ve derinlikle birlikte daha da düşmektedir. Zira arid iklim şartları yeterince organik madde üretimini sınırlandırmakta ve özellikle yaz peryodundaki yüksek sıcaklık organik maddenin parçalanmasını artırmaktadır. Araştırılan profillerden 1 nolu profil kirecsiz, 3 nolu profil kirecsiz

denebilecek kadar az kireç ihtiva ettiği halde 2 ve 4 nolu profillerde özellikle C horizonlarında oldukça yüksek düzeylere çıkmaktadır. Bu duruma benzer verileri elde eden Aksoy (1991), Gaziantep kayacık ovalarında geniş yayılım alanına sahip bazaltlar üzerinde oluşan topraklarda bazalt anamateryalden oluşmalarına rağmen % 2-26 kireç saptamıştır. Benzer sonuçlara Şanlıurfa –Suruç ovalarında Pleistosen bazalt platoları üzerinde oluşan topraklarda da rastlanmıştır (Köy Hizmetleri Gen. Müd. 1991). Bazaltik anamateryalde bulunan kirecin 4 kaynağı olduğu bilinmektedir. Bunlar; 1. Bazaltik lavların akarken altında bulunan kireçli materyalden bünyesine parça alması, 2. Bazalta bulunan Ca'lu minerallerin uygun ortamlarda CaCO_3 oluşturması, 3. Bazaltik lavların akmasından sonra kireççe zengin hidrotermal suların gözeneklerde kristalizasyonu, 4. Kireç içeren rüzgar materyalleri ile rekalsifikasyondur (Kapur, 1980, Gürel, 1992; Karaman 1995). Andezitlerin bazaltlara benzer mineralojik özellikleri ve oluşum mekanizmaları nedeniyle yukarıda sözü edilen kabulleri çalışma bölgesindeki profillere de uygulamak söz konusudur. Bölgenin jeolojisi de göz önünde bulundurulduğunda bölgede volkanizma öncesi oluşan Neojen kireç taşlarının lav akıntısı sırasında andezitik lavların bünyesine karışması ve ayrıca volkanizmanın 1. ve 2. aşamaları sonunda meydana gelen erozyon sonucu yüzeye çıkan Neojen kireç taşlarının volkanizmanın 3. ve 4. aşamalarında ortaya çıkan volkanik materyalle birlikte yine erozyonla eğim boyunca taşınarak 2, 3 ve 4 nolu profillerin bulunduğu alanlarda çeşitli boyutlardaki gevşek tutturulmuş volkanik kolivyal materyalin üzerine taşınarak yüzeyde depolanması ve çözünerek alt horizonlara yıkanması seçeneği daha kuvvetli bir ihtimal olarak görülmektedir. 1, 2 ve 3 nolu profillerin sahip olduğu topografya ve toprakların tekstür içerikleri ve özellikle CaCO_3 içeren 4 nolu profilin düz ve düze yakın bir topografyada bulunması bu fikri güçlendirmektedir. Araştırma konusu profillerde toprak reaksiyonu özellikle anamateryalin özelliklerine bağlı olarak değişmektedir. Toprak reaksiyonu tüm profillerde kalevidir. Özellikle 4 nolu profilin C horizonunda kireç miktarı ve değişebilir sodyum içeriğine bağlı olarak 8'in üzerine çıkmıştır.

Araştırılan profillerin kasyon değişim kapasiteleri (K.D.K.) kil ve organik madde miktarlarına bağlı olarak farklılık göstermektedir. KDK'nın araştırılan profillerin tümü göz önüne alındığında 7,50-40,43 me/100 gr arasında değiştiği görülmektedir. En yüksek KDK değerlerine 40,43 me/100 gr ile andezit üzerinde

oluşmuş 1 nolu profilin A12 horizonunda rastlanmıştır. En düşük KDK ise 7,50 me/100 gr ile 3 nolu profilin C2 horizonunda rastlanmıştır. KDK, 1 nolu profilde kil miktarının A12 ye doğru artışına paralel A12 de yüzeye göre daha yüksek bulunmaktadır. 2 nolu profilde ise C1 horizonundaki kil miktarına bağlı olarak KDK en yüksek değere bu horizonta ulaşmaktadır. Profil 3 de pofilde kil ve organik madde miktarlarının hemen hemen tekdüze bir dağılım göstermesi, KDK'nın da tekdüze bir dağılım göstermesine neden olmuştur. Profil 4 de Bw1 ve Bwk2 horizonlarında artan kil içeriğiyle beraber profil içindeki en yüksek KDK değerlerine bu horizontlarda ulaşılmıştır. KDK'nın özellikle 3, 2 ve 4 nolu profillerde düşük çıkmasının nedeni, solumun oldukça kaba tekstürlü olması ve ileriki bölümlerde de belirtileceği gibi toprak oluşumunun çok az olmasıdır. 1 nolu profilde ise kil içeriği ve organik madde miktarları göz önüne alındığında özellikle amorf materyallerin de KDK ya etki yaptığı anlaşılmaktadır.

Araştırılan profillerin baz doygunlukları, özellikle anamateryalde kireç varlığına ve yüksekliğin artışına bağlı olarak muhtemelen artan yağışın etkisiyle % 24,1 ile % 100 arsında değişmektedir. En düşük baz doygunluğuna andezit ana kaya üzerinde oluşan ve çalışılan profiller içinde en fazla yükseltiyeye sahip olan ve buna bağlı olarak da en fazla yağış aldığı düşünülen 1 nolu profil sahiptir. En yüksek baz doygunluğuna ise kireç içeriği yüksek olan 2 ve 3 nolu profillerin sırasıyla C2, C3 ve C2 horizonları ile 4 nolu profilin alt horizonlarında saptanmıştır.

Örnek profillerin tekstürleri incelendiğinde 1 nolu profilin dışında diğer tüm profillerin oldukça kaba bünyeli ve kum miktarlarının oldukça yüksek olduğu saptanmıştır. Profillerde kum miktarlarının yüksek olması, profillerin erozyonla üst kesimlerden taşınan kolüvyal materyalden oluşması ve ayrışmanın çok az olması nedeniyledir. 1 nolu profilde ise yerinde oluşum ve nispeten daha yoğun ayrışma nedeniyle kil miktarları yüksektir. Özellikle 3 nolu profilde kum miktarı tüm horizontlarda % 75 in üzerinde iken 4 nolu profilin Bw1 ve Bwk2 horizonlarında kil miktarı yüzeydeki Ap ve A12 ve altındaki C1 ve Ck2 horizonlarından az da olsa daha yüksektir. Bu durum 4 nolu profilde bir miktar kil hareketinin varlığını göstermektedir. Ancak bu bir argilic horizon oluşturacak düzeyde değildir. Ayrıca morfolojik gözlemler sırasında kil iluviyasyonunun izleri saptanamamıştır.

Araştırılan profillerin tamamı tuzsuz olup tuz içerikleri 51-169 $\mu\text{mhos/cm}$ arasında değişmekte olup 1, 2 ve 3 nolu profillerde derinlikle birlikte artmaktadır.

Benzer şekilde fakat düzenli olmayan artışa 4 nolu profilde de rastlanmıştır. Tuz miktarının derinlikle artması çok az da olsa bir miktar yıkanmanın var olduğunu göstermektedir. Çalışma konusu profillerden 1 nolu profil dışında diğer profillerde Ca ve Mg baskın değişebilir katyonlardır. Na ve K ise az miktarlarda bulunmaktadır.

Herhangi bir topraktaki kil fraksiyonu çeşitli tip minerallerin karışımından meydana gelmiştir. Bu karışımların bir toprak profilindeki horizonlar arasında değişim gösterebileceği ve bu olaya kilin toprak oluş faktörleri, özellikle de ana materyalin etkisi altında kalmasının neden olacağı belirtilmiştir (Akalan ve Başkaya, 1973). Kil mineralleri iki ana tarzda oluşmaktadır. Bunlardan ilki hidrotermal olaylar sonucu değişme ürünü olarak, ikinci olarak ise ayrışma işlemleriyledir. Ayrışma ile ortaya çıkan kil mineralleri ana kaya, iklim, topografya, bitki örtüsü ve sürenin uzunluğu tarafından belirlenmektedir (Dizdar, 1979). Toprakların kil fraksiyonu içerisinde bir veya birkaç kil minerali bulunabilir. Ancak genellikle bunlardan biri başattır ve karakteristikleriyle toprağın özellikleri üzerinde etkili olmaktadır. Kil mineralleri doğrudan ana kayadan oluşabileceği gibi, toprak içinde de oluşmuş olabilir ve o ortamda bir tipten diğerine dönüşüm gösterebilmektedirler.

Çalışma alanında açılan toprak profillerinin kil mineralojileri x-ışını kırınım (XRD) spektrometresi ile belirlenmiştir. Bu amaçla 1 nolu profilin A11, A12, 2 nolu profilin A1, C1, C2, 3 nolu profilin A1, C1, C2 ve 4 nolu profilin Ap, Bw1, Bw2 C1 ve C2 horizonlarının toplam kil fraksiyonlarının x-ışını kırınımları çekilmiştir.

Araştırılan profillerin horizonlarının kil minerallerinin x-ışını kırınımları incelendiğinde 1 nolu profilde A11 de kil fraksiyonu içerisinde saptanan kil minerali grupları ve tipleri metahalloysit, amorf materyal (klorit-smektit ara katmanlı ,smektit), illit, klorit ve kaolinitir. A12 de ise kaolinit, metahalloysit, illit, amorf materyal (klorit-smektit ara katmanlı, smektit) ve klorittir. Derinlikle minerallerin miktarlarında önemli bir değişiklik olmamıştır. Ancak A11 de metahalloysit kaolinitten daha fazla miktarda iken A12 de kaolinit daha yüksektir. Kaolinit derinlikle artarken iyi kristalize olmamış ve bir plato şeklinde kırınım veren smektit ve klorit-smektitten oluşan ve amorf materyal olarak nitelendirdiğimiz minerallerin miktarı artmıştır. Bu durum derinlikle artan ayrılmış hafif minerallerle ilgili görülmektedir. Profilde ayrılmış hafif minerallerin çoğunluğunu oluşturan feldispatların bir kısmı toprak oluşumundan önce ve doğrudan hidrotermal etkilerle,

bir kısmı da günümüze kadar süren hidrotermal etkilerle veya kimyasal ayrışmanın hızını artıran yüksek yağışlı iklim salınımlarının etkisi ile kaolinite dönüşmüştür. Polarize mikroskopla ince kum fraksiyonunda yapılan mikroskopik çalışmalarda da bu durum doğrulanmakta, A12 de ayrıışmış hafif minerallerin miktarı artmaktadır. Feldispatların miktarı da ayrıışmaya bağlı olarak ana kayada % 85 iken solumda düşmekte A12 de ise % 26 ya kadar inmekte ve ayrıışmış hafif ve ağır minerallerin miktarları ise artmaktadır. Bu da mineralojik yönden toprağın gelişme düzeyinde olduğunu gösterir. Elde edilen verilere göre mevcut kil minerallerinin kristallenme dereceleri genel olarak iyi değildir. Bu özellik anamateryalin volkanik camca zengin volkanik andezit curufları, külleri ve lavlardan ibaret olması yanında çevre koşullarından kaynaklanmaktadır. X – ışını kırınımından özellikle şişebilen killerin kötü dizilimleriyle iyi bir doruk oluşumu göstermedikleri görülmektedir. Bu minerallerin iyi doruklar vermemesi ve kırınımının bir plato oluşturması nedeniyle bunlar amorf materyaller olarak nitelendirilmiştir. Bu durum büyük olasılıkla bu minerallerin volkanik küller ve amorf materyalin sentezi olarak oluştuklarını göstermektedir. Bölgedeki volkanizmanın birkaç evrede meydana gelmesi 1. aşamada ortaya çıkan andezitik lav akıntıları üzerini sonraki aşamalarda çıkan tüflerin örtmesi ve bunlardan oluşan materyalin varlığı bunu desteklemektedir.

Volkanik küllerden oluşan topraklarda allofana sık rastlanmaktadır. Allofan minerali yapısına Si alarak halloysite dönüşmektedir. Profilde kaolinit, metahalloysit ve illitin bulunması büyük olasılıkla mineral ayrışma nedeniyle feldispatların doğrudan doğruya kaolinit ve illite (hirdomika) dönüştüğünü göstermektedir. Metahalloysit ise periyodik yüksek nem gerilimlerinden oluşabilir. Solumda en iyi kristal dorukları kaolinit, metahalloysit ve illit vermektedir. Pofilde solumda kaolinit bulunmasına karşın ince kum fraksiyonu x-ışını kırınımında kaolinite ait doruklar gözlenmemiştir. Bunun nedeni kil minerallerini oluşturan feldispatların birbirlerini maskelemeleri olabilir.

Uygun iklim koşullarında volkanik lavlar ve curufların ayrışma ürünleri olarak allofan ve halloysit oluşmaktadır. Bu işlem sırasında anamateryal içindeki feldispatlar da allofan,halloysit ve az miktarlarda kaolinite dönüşmektedir. Murray ve ark. (1977), volkanik kökenli materyallerde feldispatların öncelikle amorf oksitlere, amorf oksitlerin de allofan ve demir oksitleri oluşturacağını belirtirken bu ayrışma sürecinde ara tabakaları β -allofan, α -allofan, halloysit, kaolinit olarak

belirtmişlerdir. FitzPatrick (1974), plajiyoklasların ılıman koşullarda hidromikaya ve allofana ve aynı zamanda oluşan allofan ve halloysitin de volkanik küllü toprakalarda kaolinite dönüşebileceğini saptamıştır. Kapur ve ark. (1980), da bazalt tüflerinin ince kum fraksiyonlarındaki halloysitin olası kaynağının allofana benzer materyal olduğunu belirtmektedir. Wilson ve ark.(1971), mineral değişim ve oluşum sırasında granit kayasında mikroklin dışında tüm feldispatların doğrudan doğruya demir içeriği yönünden fakir bir çeşit smektite dönüştüğünü ve bu oluşum sırasında herhangi bir mineral ve amorf maddenin bulunmadığını veya oluşmadığını bildirmektedirler. Buna karşılık ekstrem ayrışma koşullarında herhangi bir kristal mineral veya ara ürün oluşmaksızın feldispatlardan doğrudan doğruya kaolinit hatta gibsit oluştuğu ileri sürülmektedir. Ayrıca feldispatlardan doğrudan kaolinit oluşumu için organik asitlerin bulunmasının zorunlu olduğu ve derin ayrışan bir volkanik kayada birincil minerallerden her bir ikincil mineralin kendine özgü bir mikro çevrede oluştuğu ve bu nedenle feldispatlardan ve biyotitten bir noktada kaolinit oluşurken daha değişik bir ortamda halloysit hatta götit oluşabileceği bildirilmiştir (Eswaran ve ark., 1978). Her ne kadar toprak yüzeyine yaklaştıkça toprak gelişiminin ilerlemesiyle biyotitten kaolinleşmenin derecesinin artacağı düşünülse de profil 1 de A12 horizonunda kaolinitin metahalloysitten daha fazla olmasının olası nedenlerinden biri de yukarıda belirtilenler ışığında, yüzey horizonunda organik maddenin ayrışması sonucu ortaya çıkan organik asitlerin A12 ye yıkanarak feldispatlardan kaolinit oluşumunu artırması olabilir.

Gilkes ve Suddhiprakarn (1979), granit kayasında bulunan biyotit mineralinin hidrobiyotite, vermikulite ve karışık tabakalı kil minearallerine benzer bir faza girdiğini, bundan sonrada kaolinit ve diğer ürünlere dönüştüğünü, kaolinit ve gibsitin de ayrışmanın son ürünleri olduğundan bunların oluşumuna dek ortamda görülen ikincil minerallerin ara ürünler olduğunu bildirmişlerdir. Genç volkanik topraklarda volkanik cam ve feldispatlardan oluşan halloysit kaolinitten daha çözünür olup uzun ayrışma sürecinde kaolinite dönüşmektedir. Bu bakımdan allofan gibi yarı kararlı bir geçiş mineralidir.

Benzer görüşleri Quantin (1972), de ileri sürmüş, andosollerde kriptokristalin veya amorf (allofan) killer bulunabileceğini, bunların yanında halloysit, metahalloysit ve kaolinitin yer aldığını saptamıştır. Benzer şekilde Calhoun ve ark. (1972), Kolombiyada andezit külleri üzerinde oluşan topraklarda hornblendin ağır

mineraller içinde başat olduğunu, volkanik camın derinlikle azaldığını ve profilde IR, XRD yöntemleri ile farklı miktarlarda vermikulit, hidrohalloysit, metahalloysit, kristobalit ve allofan bulunduğunu belirtmişlerdir. Fieldes (1955), de riolitik ve andezitik tüflerin ayrışma sürecinde allofanın ilk ürün olduğunu, allofanın ayrışma sürecinde allofan B→ allofan AB→ allofan A→ metahalloysit→ kaolinit şeklinde ayrıştığını belirtmişlerdir.

Kata (1964), 1500 mm yağış alan ve 10 C° sıcaklık koşullarında biyotitin vermikulite, plajioloklasın smektit ve kaolinite, buna karşılık humit tropikal bölge şartlarında ise doğrudan kaolinite dönüştüğünü bildirmektedir. Ekstrem ayrışma koşullarında biyotit doğrudan kaolinit mineraline dönüşmekte ve bu mineral mikalarda önce adacıklar halinde oluşmakta ve sonradan esas mineralden ayrılma sonucu toprağa geçerek ayrışma sürecinde yeniden oluşacak kaolinit minerallerinin çekirdeğini oluşturduğunu belirtmiştir. Mikalardan kaolinit oluşumu için reaksiyonda zorunlu olan alüminyum ve silisyumun büyük olasılıkla ana kayanın sahip olduğu feldispatlardan (plajioloklas) ileri gelebileceği öne sürülmektedir (Wilson , 1967).

Horizonların ve ana kayanın ince kum mineralojisinden de anlaşılacağı gibi plajioloklas ve biyotitce zengin olan söz konusu profilde biyotitin her iki katmanda da hidrobiyotite (illit) dönüştüğü, x-ışını kırınımından anlaşılmaktadır. Ayrıca A12 horizonunda serbest Fe miktarının nispeten yüksek olması biyotitin ayrıştığını ve kaolinitin bir kısmının da biyotitten oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca her ne kadar profil derinliği sığ olsa da serbest demir miktarının bu profilde diğer profillere göre yüksek çıkması, yine profil içinde serbest demir miktarının A12 de A11 e göre yüksek olması bu horizonta ayrışmanın nispeten daha yüksek olduğunu göstermekte, buna bağlı olarak da bu horizonta oluşan ikincil minerallerin kaolinite dönüşümünün daha fazla olduğu dolayısıyla kaolinitin nispi miktarının arttığı görülmektedir. Polarize mikroskopla yapılan incelemelerde de ayrılmış ağır mineraller 1 nolu profilde A12 de daha fazladır. Yukarıda belirtildiği gibi A12 de ayrışma yüzeydeki horizonta göre daha fazladır. Bu durum kimyasal analiz sonuçlarıyla da doğrulanmaktadır. Bu sonuç genelde beklenmeyen bir sonuç gibi görülebilir. Zira yüzey horizonta ayrışmanın derecesi çoğu zaman en büyüktür ve derinlikle azalır. Ancak özellikle kimyasal ayrışmanın yoğun olduğu alt horizonlarda da ayrışmanın düzeyi artabilir. Bu durum 1 nolu profilin muhtemelen daha fazla yağış alması ve yüzey sularının profil yüzeyinin sahip olduğu taşlılık ve kayalılıktan

dolayı profile sızma imkanı bulması ve üzerinde bulunan zayıf meşe ormanının meydana getirdiği organik örtüden kaynaklanan organik asitlerin alt kata sızarak kimyasal ayrışmayı artırması ile ilgilidir. Buna bağlı olarak da ikincil minerallerin oluşumu artmaktadır. Profilde ana kayada apatite rastlanırken solumda bulunmaması da kolay ayrışabilir olan apatitin muhtemelen bu yoğun kimyasal ayrışma ortamında çözünerek ortamdan uzaklaşmasından kaynaklanmaktadır. Polarize mikroskopla ince kum fraksiyonunda yapılan incelemelerde de feldispatların, hornblend ve biyotit miktarının ana kayaya göre solumda düşük çıkması oluşan kaolinitin feldispatlardan ve bir kısmının da biyotitden oluştuğunu göstermektedir. Mikroskopik incelemelerde biyotitlerin ayrışma yüzeylerinde tespit edilen kaolinleşmede bunu desteklemektedir.

Profilde gerek ana kayada gerekse solumda klorite rastlanmıştır. Dixon ve Weed (1989), kloritlerin genellikle metamorfik ve volkanik kayalarda bulunan birincil minerallerden ya da hornblend, biyotit ve diğer bazı ferromagnezyumlu minerallerin değişim ürünlerinden oluştuğunu bildirmektedir. Çelik ve Karakaya (1998), kloritlerin amigdülleri doldurur şekilde epidott, alkali feldispatlar, kuvars, serisit, karbonat ve piritte birlikte andezitlerin ve kısmen de bazaltların yoğun hidrototermal alterasyonunun (pirofillitleşme) ürünü olarak oluştuğunu bildirmektedir. Klorit diğer bazı kil mineralleri gibi toprakta çok bulunmamasına rağmen bulunduğu zaman kimyasal ortamda önemli roller oynar. Toprakta oluşan klorite, anamateryalden gelen kloritten farklı olarak pedogenik klorit denir. Pedogenik klorit fazla asit ve alkali topraklarda görülmekte, kireçli topraklarda ise litolojik karakterde bulunmaktadır. Ortamda pedogenik klorit varsa bir miktar ara tabakalı mineral ortamda bulunur. Araştırılan tüm profillerde olduğu gibi 1 nolu profile de ağır minerallerden hornblend ve biyotit, hafif minerallerden ise feldispatlar başat durumdadır. Solumda görülen kil fraksiyonundaki kloritin söz konusu minerallerin bozunmasıyla oluştuğu görülmektedir. Profil 1 de A11 ve A12 de Mg ile doyurulan örneklerde görülen 14.9 ve 14.2 Å luk pikler K-kil+550 C° uygulamalarında da hemen hemen bulunması ve bu piklerin 10 Å a doğru kapanmaması, aynı zamanda bu dorukların bulunduğu aralığın plato şeklinde olması klorit-smektit ara katmanlı minerallerinin bulunduğunu göstermektedir. Dorukların 14 Å a daha yakın olması ise kloritleşmenin yüksek olduğunu göstermektedir (Sayın, 1985). Bu oluşum pedojenik bir oluşumdur. Benzer oluşum araştırılan diğer profillerde de tespit edilmiştir. Ghabru ve Ghoss da (1983), Hindistanda Entisol grubuna ait bir profile nemli iklim

koşulları altında mikadan pedojenik klorit ve ara tabakalı minerallerin oluştuğunu, mikanın ayrışmasının profil derinliğine inildikçe yavaşladığını ve feldispatlar ile mikanın bu topraklarda zayıf ayrışmaya uğradıklarını tahmin ettiklerini bildirmişlerdir.

Profilin sık olması, solumda minerallerin birbirine benzemesi ve miktarlarında çok önemli değişikliklerin olması, metahalloysit gibi geçiş minerallerinin olması bu toprakların genç olduğunu gösterse de solumda ara tabakalı kil minerallerinin bulunması bu toprağın ayrışma yoğunluğunu göstermektedir. Buna göre toprak yüzeyinde çok olmamakla birlikte ayrışmanın ara katmanlı killeri oluşturabilecek düzeyde olduğu görülmektedir. A12 de kil miktarı ve serbest Fe içeriğinin daha yüksek olması, A11 de rengin 10 YR iken A12 de 2.5 YR olması ayrışmanın A12 de daha yoğun olduğunu göstermektedir. Profilde Fe_2O_3 miktarının yüzeye doğru azalması ise kloritlerin ayrıştığını ve alterasyonunu göstermektedir.

Ancak toplam demir oksite oranla ayrılarak serbest hale geçen serbest demir oksit oranı iyi gelişmiş topraklara göre düşüktür. Bu durum Entisollerde olağan bir durumdur. Zira topraklar genç olduğu için serbest demir oksitin oluşması için yeterli süre geçmemiştir.

Profilde her iki horizonta da rastlanılan ve artan düzeyde bulunan illit muhtemelen kimyasal reaksiyonların oluştuğu ortamda K içeren minerallerin dönüşümüyle oluşmuştur. İllitin profilde yaklaşık tekdüze olması andezitlerde yaygın olarak bulunan feldispatlardan ayrılarak oluştuğunu desteklemektedir. FizPatrick (1975) ve Millot (1970), da feldispatların çalışma alanına benzer koşullarda illit oluşturacağını belirtmektedir. Temelde illit mineralinin oluşumu yıkanma koşullarına bağlı olmayıp, ortamda bulunan yüksek miktardaki K elementinden kaynaklanmaktadır. Ana kayada toz örneklerde $2-18^\circ 2\theta$ aralığında kırınım alınmaması nedeniyle bu katmandaki illit miktarını tespiti mümkün olmamıştır. XRD de elde edilen veriler ışığında profilde klorit ve illitin bulunması, biyotitin yeni yeni kloritleştiğini ve ana kayanın yavaş ayrılmakta olduğunu göstermektedir. Bu durumda ana kayada illit miktarının üst horizonlardan daha fazla olması olasılığı oldukça yüksektir.

Profil 2 de de 1 nolu profile benzer kil mineralleri bulunmuştur. X-ışını kırınımalarında Mg ile doyurulan örneklerde özellikle A1 horizonunda çok belirgin doruklar elde edilememiştir. Bu profilde tespit edilen kil minerali ve grupları

kaolinit, illit, klorit ve amorf materyal olarak nitelendirilen klorit-smektit ara katmanlı ve smektittir. Profilde derinlikle birlikte illit miktarı az da olsa artmıştır. Bu durum profilde ayrışmanın çok yavaş olduğunu göstermektedir. Değişebilir K ve toplam K un derinlikle birlikte azalması ve C3 de en az seviyede olması, illitin fiziksel parçalanmasının derinlikle azalması nedeniyle açığa çıkan K katyonlarının düşük miktarlarda kalmasından kaynaklanmaktadır ve bu durum da yavaş ayrışmayı destekleyen başka bir veri olarak dikkat çekmektedir. Profilde derinlikle birlikte kireç miktarının artması, özellikle C3 de % 31,74 e çıkması bu horizonlarda smektit miktarının çok az da olsa artmasına neden olmuştur. Kaolinit ise derinlikle birlikte kısmen azalmakta ve yüzey horizonlarında daha yüksek miktarlarda bulunmaktadır. Bu durum profilde yüzey ayrışmasının biraz daha fazla olmasından kaynaklanmaktadır. Profilde C2 horizonundan itibaren ağır minerallerin miktarındaki ani azalma ve kireç miktarındaki artış profilde bir litolojik kesikliğin varlığını düşündürmektedir. Zira litolojik kesintinin önemli bir göstergesi de ağır minerallerin ani değişimi veya katlar arasındaki minerallerin çok farklı karakterde dağılım göstermesidir (Kapur ve Cangir, 1986). Ancak mineralojik analizlerde litolojik kesiklik belirgin bir şekilde saptanamamıştır. Bunun nedeni volkanizmanın 3. ve 4. safhasında oluşan ve erozyonla getirilen volkanik materyalin söz konusu profilin anamateryalini oluşturmasıdır. Profildeki kil tipi ve miktarlarının 1 nolu profile çok benzer olması da bunu göstermektedir. Bu nedenle çok genç olan ve ayrışmanın çok az olduğu serbest Fe, kil, KDK ve toplam K değerlerinden de anlaşılan bu profilde oluşum hakkında yargılara varmada mineral bileşim ve ayrışma derecesinin ölçüt olarak kullanılmasında dikkatli olunmalıdır. Bu nedenle litolojik kesikliği farklı morfoloji ve fiziksel ve kimyasal analiz sonuçlarına göre değerlendirmek gerekmektedir. Profilin kimyasal analizleri incelendiğinde, kireç miktarı dışında horizonlar arasında çok önemli anlamlı farklılıklar gözlenmemektedir. Kireç miktarı ise ani olarak önemli miktarda artmaktadır. Bölgenin iklimi de göz önüne alındığında bu artış yıkanma ile oluşacak miktarlarda görünmemesine rağmen, profilin sahip olduğu topoğrafya ve bünye bu olasılığın gerçekleşebileceğini göstermektedir. Ayrıca profilde C2 ve C3 de % ağır mineral miktarındaki ani azalma bu horizonlardaki kalsit miktarındaki artıştan kaynaklanmaktadır. Bütün bunlara ek olarak polarize mikroskopta yapılan mineralojik incelemelerde C1, C2 ve C3 horizonları arasında ağır minerallerin karakteristiğinde anlamlı farklılıklar

belirlenememiştir. Fiziksel ve kimyasal analiz sonuçlarında da belirgin farklılıklar bulunmamaktadır. Bu durumda litolojik kesiklikten bahsetmek anlamlı görülmemektedir.

Profil 3 de elde edilen x-ışını kırınımalarında dorukların belli belirsiz olması kalitatif ve kantitatif analizi güçleştirmektedir. Profilde bulunan kil mineralleri illit, kaolinit, çok az miktarlarda da klorit-smektit ve smektitten oluşan amorf materyaller bulunmaktadır. Profilde kil mineralleri yönünden çok belirgin farklılıklar gözlenmemiştir. Profilin volkanik kolüvyal materyal üzerinde oluşması kil minerallerinin yine 1 nolu profile benzer olmasına neden olmuştur. Ancak yükseklikle birlikte olası yağışın azalması, erozyonla taşınan oldukça kaba materyalin üzerinde oluşması ve toprak oluşumu için yeterli zamanın geçmemesi nedeniyle profile toprak oluşum olayları minimum düzeyde gelişmiştir. Serbest Fe miktarının tüm profile çok düşük olması kaolinit ve illit miktarının profile neredeyse homojen dağılımı profile pedojenik gelişimin çok düşük olduğunu göstermektedir. Tüm profile Fe_2O_3 içeriğinin hemen hemen aynı olması 1 nolu profilin tersine herhangi bir klorit ayrışmasının bulunmadığını göstermektedir. Bu da profile pedojenik gelişimin çok az olduğunu destekleyen bir başka veridir. Ayrıca polarize mikroskopla yapılan çalışmada hafif mineraller içinde en yüksek feldispat oranı 3 nolu profile bulunmaktadır. Ayrışmış hafif minerallere ise rastlanmamıştır. Bu da kimyasal ve mineralojik analizlerle ortaya konan zayıf ayrışmayı desteklemektedir. Bu profile serbest Fe içeriğinin çok düşük olmasının olası nedeni hornblendin zayıf ayrışmasıdır. Polarize mikroskopla ince kum fraksiyonunda yapılan incelemelerde de hornblend yüzdesi bu profile yüksektir ve özellikle ayrışmış ağır minerallere yüzey horizonunun dışında rastlanmamıştır. Bütün bu veriler ışığında topraktaki kaolinitin profile pedojenik süreçlerle değil, ayrışmanın daha ileri olduğu 1 nolu profil ve daha yüksek kesimlerden taşınarak gelen materyalden veya ana kayadan kalıtımla geçtiğini, trioktahedral mikaların (biyotit grubu) az miktardaki değişimle illit kil minerali şeklinde ortaya çıktığını ve buna bağlı olarak anamateryalde bulunan minerallerin tamamen ayrışarak başka karakterdeki kil minerallerine dönüşmesi için yeterli zamanın geçmediği söylenebilir.

Profil 4 de ise diğer profillerden daha belirgin pikler elde edilmiştir. Profilin Ap horizonunda kaolinit, klorit-smektit ara katmanlı, illit ve az miktarda da klorit mineralleri görülmüştür. Kaolinit yüzeyde baskın iken derinlikle miktarında azalma

olmakta, klorit-smektit ara katmanlı mineraller baskın hale geçmektedir. İllit miktarı tüm profil boyunca çok fazla değişim göstermemekle birlikte yüzey altı horizonlarında oransal olarak daha fazladır. İllitin üst horizonlarda daha az bulunmasının nedeni, derinlikle ayrışmanın azalması ihtimali olması yanında bu profilde muhtemelen illit $\rightarrow^{-K}\rightarrow$ smektit dönüşümü şeklinde bir oluşumla açıklanabilir. Profilin x-ışını kırınımından da bu anlaşılmaktadır. Murray ve Leiningen de (1956), montmorillonit kil mineralinin illit ve kloritten oluştuğunu belirterek, bu değişim mekanizmasını; oksidasyona bağlı olarak illit ve klorit kil minerallerinin oktahedral tabakalarında bulunan ferro demirin okside olmasının elektriki yükte değişiklik meydana getirmesi sonucu tabakalar arası bağların zayıflamasına ve tabakalar arasına suyun girmesiyle illitte K, kloritte ise Fe ve Mg iyon ve hidroksitlerine ayrılmasıyla açıklamışlardır. İllitin alt horizonlarda çok az da olsa fazla bulunması, serbest Fe miktarının tüm profilde toplam demire göre düşük bulunması bu profilde de ayrışmanın yavaş olduğunu ve toprağın genç olduğunu göstermektedir. Ancak araştırılan profiller içerisinde pedogenik gelişimin en fazla olduğu profil 4 nolu profildir. Zira kaolinit miktarı yüzeyde fazla iken derinlikle azalmaktadır. Ayrıca Fe_2O_3 yüzey horizonlarında anamateryalden daha fazladır. Serbest demir miktarı 1 nolu profilden sonra en yüksek değerlere profil 4 te ulaşmıştır. Serbest Fe miktarı özellikle B/A ve Bw1 de diğer horizonlara göre daha yüksektir. Profilde Bwk2 ve Ck2 de yumuşak miseller şeklinde görülen karbonat konkresyonları bulunmaktadır. Kireç miktarı derinlikle birlikte artmaktadır ve bu da dekalsifikasyon olayını göstermektedir. Bw1 ve Bwk2 horizonlarında kil miktarı en yüksektir. Söz konusu değerler bir argillic horizon oluşturacak düzeyde değilse de kambik B horizonu (renk B, strüktür B) oluşumunu sağlamıştır. Ayrıca ayrışmış ağır minerallerin miktarı kimyasal ayrışmanın yoğun olduğu 1 nolu profilden sonra en yüksek değerlere bu profilde ulaşmıştır. Bütün bunlar profil gelişiminin profilde nispeten yüksek olduğunu göstermektedir. Profilde smektit oluşumu diğer profillere göre daha yüksektir. Smektit baz doygunluğunun ve özellikle Mg içeriğinin yüksek bulunduğu ortamlarda oluşur ve burada kalıcı bir mineral olarak bulunur. Birçok araştırmacıya göre toprak çözeltisinde Si/Al oranının 2 den büyük olması halinde, nötr-zayıf pH, yüksek Ca+Mg ve Na derişimlerinde smektit oluşmaktadır. Arid bölgelerde ortamdaki önemli miktardaki kalsiyumun smektit kil mineralinin oluşumunu artıracığı, kaolinit oluşumunu ise engelleyeceği birçok araştırmacı tarafından ileri

sürülmektedir (Yeşilsoy ve ark., 1991). Tardy ve ark. (1973), smektit ve kaolinitin topografik duruma göre bir dağılım gösterdiğini belirtmişlerdir. Buna göre genel bir kural olarak yüksek arazilerde kaolinit oluşur ve yüksek arazilerden yıkanan ayrışma ürünleri taban arazilerde smektit oluşumuna neden olur. Buna benzer bir durum bir profilin üst bölümü ile alt bölümü için de geçerlidir. 4 nolu profilde solumda kil minerallerinin dağılımı bu görüşü destekler niteliktedir. Ayrıca çalışılan 4 profilin kil mineralleri incelendiğinde yüksek kesimlerde bulunan 1, 2 ve 3 nolu profillerde kaolinit grubu mineraller baskın iken düz ovada oluşan 4 nolu profilde klorit-smektit ara tabakalı mineraller baskın duruma gelmiştir. Bunun nedeni büyük olasılıkla 4 nolu profilin diğerlerine oranla daha yüksek pH ya sahip olması, bazik katyonların daha bol olması ve solumun daha yüksek kesimlerden taşınan kolivyal materyallerin katkısıyla oluşmasıdır. Sahu ve ark. (1986), da Hindistanda bazı Entisollerin mineraloji ve genesislerini araştırdıkları çalışmalarında düz ova toprağında feldispat, epidot ve smektiti, dağ arazi toprağında ise smektit, mika, illit ve kaolinit bulmuşlardır.

Bütün bu veriler ışığında araştırılan topraklardaki kil minerallerinin, anamateryalden köken alan ve andezitik materyallerde oldukça yoğun olarak saptanan feldispat ve başta biyotit ve hornblend olmak üzere diğer ağır minerallerin dönüşüm ve ayrışma ürünleri olarak oluştukları görülmektedir.

Çalışma alanındaki örnek toprak profillerinin ayrışma düzeyini belirlemek için serbest demir oksit ve total kimyasal analizleri yapılmış ve genetiksel oranlar belirlenmiştir. Total kimyasal analiz toprak gövdesinde mineral madde kayıp ve kazançlarını belirterek, toprak oluşumunun derece ve yönünün saptanmasında, ayrıca olası kil tiplerinin oluşum ve değişimlerinin tahmininde yardımcı olmaktadır. Genetik oranlar ise elementlerin oransal yer değişimlerinin saptanmasında bir araçtır ve aynı zamanda maddelerin gerçek kayıplarına karşılık hatalı yargılar için kontrol görevi görmektedir (Jeny, 1941). Örnek profillere ait toplam element analiz sonuçları çizelge 4.6 de genetik oranlar ise çizelge 5.1 de verilmiştir.

Toplam kimyasal analiz sonuçlarına göre toplam SiO_2 miktarı oldukça yüksek bulunmaktadır. Toprakta bulunan aliminyum doğrudan kil dağılımıyla ilgili bulunmakta ve olgun topraklarda Al_2O_3 miktarı artmaktadır. Araştırma topraklarında toplam Al_2O_3 miktarı az yoğun ayrışmayı destekleyecek şekilde ana kaya ve anamateryaldeki değerlere çok yakın miktarlarda bulunmaktadır. Bu kriterler göz

önüne alındığında toprak oluşumunda ayrışmanın yavaş seyrettiği, toprağa katılmaların, kayıpların ve ayrılmaların ve değişimlerin çok az olduğu görülmektedir. Araştırma topraklarında toplam Fe_2O_3 miktarlarına karşılık serbest demir oksit oranları çok düşüktür ve bu ayrışmanın düşük olduğunu göstermektedir. Bu durum hornblendin zayıf ayrışmasından kaynaklanmaktadır. Geriye kalan demirin killerin kristal yapılarında bulunma olasılığı yüksektir. Biyotitler içinde önemli miktarda demirin bulunması, araştırma konusu topraklarda kloritlerin demirli olması ihtimalini düşündürmektedir. Ayrıca toprakların sahip oldukları kil tipleri ve serbest Fe_2O_3 ile toplam Fe_2O_3 miktarları, daha önce de belirtildiği gibi klorit ayrışmasını göstermektedir. Toprakların ana kaya ve anamateryallerinin sahip oldukları toplam Fe_2O_3 ana kayanın ve anamateryalin toprağın ve toprağın genetiksel gelişimi üzerindeki etkisini ortaya koymaktadır. Profil 1 de ana kayada % 3,18 oranında Na bulunmasına rağmen A11 ve A12 horizonlarında bu değer % 2,23 e kadar düşmüştür. Bu da sodyumun yıkandığını göstermektedir. 3 nolu profilde ise solumda Na değerinin 1 nolu profilin ana kayasında bulunan seviyeye yakın bulunması, üst kesimlerden taşınarak biriken kolivyal materyal üzerinde oluşan bu profilde ayrışmanın bulunmaması ve buna bağlı olarak alkali katyonların yıkanmadığını göstermektedir. Kimyasal analizi yapılan andezit kayasında toplam TiO_2 % 0,61 dolayındadır. Bu elementin çalışılan 4 profilde de solumdaki dağılımları birbirine çok yakındır ve miktar olarak çok düşüktür. Dayanıklı bir element olan TiO_2 nin % miktarları toprağın ayrışma düzeyini ortaya koymaktadır. Toprak gelişiminin artmasıyla miktarı artan bu element araştırma bölgesi topraklarında pedojenik gelişimin zayıflığına paralel olarak düşük değerler göstermektedir. CaO miktarı 1 nolu profilde ana kayada % 5,85 iken A11 de % 4,26, A12 de ise % 3,84 olarak belirlenmiştir. Bu durum CaCO_3 ün kısmen yıkandığını göstermektedir. Yüzeyde CaCO_3 miktarını az da olsa A12 den yüksek çıkması atmosferik tozlardan CaCO_3 kalıtımıyla ilgili olabilir. 2 ve 4 nolu profillerde ise derinlikle birlikte CaCO_3 ün artmasına bağlı olarak % CaO miktarları da artmıştır. Profil 1 de ana kayada MgO miktarı % 3,39 iken solumda bu değer % 1,79 a kadar düşmüştür. Bu durum smektit oluşumunu etkilemiştir. Toplam kimyasal analizde % 2,24 K_2O bulunmuştur. İdeal mikada % K_2O = % 10 mikaya karşılık gelmektedir. Buna göre andezit kayacında % 22-23 civarında mikanın bulunduğu, ince kum fraksiyonunda görülen 3,41-3,37 Å luk doruklardan ve polarize mikroskopta yapılan incelemelerden mikanın biyotit

olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca biyotitin varlığı total element analizinde tespit edilen ve genel olarak % 4-6 arasında değişen Fe ve yine % 2,3-3,5 arasında değişen Mg varlığıyla doğrulanmaktadır.

Araştırma sahası toprakları daha gelişme safhasında olduğu için genetik oranlar çok önemli veriler sağlamamaktadır. Ancak mevcut oranların bu gelişme düzeyindeki bir toprağın sahip olacağı genetik oranlar konusunda bir fikir oluşturması amacıyla profillere ait genetik oranlar çizelge 5.1 de yerilmiştir. Bu oranlar incelendiğinde tüm profillerde önemli bir seski oksit birikiminin olmadığı, toplam Al_2O_3 ve Fe_2O_3 oranlarının solumda, anamateryal ve ana kayada çok büyük farklılıklar göstermediği, SiO_2 , CaO ve MgO oranlarının da solumla, anamateryal ve ana kaya arasında çok büyük farklılıkların olmadığı ve profilden kayıpların önemli miktarlara ulaşmadığı görülmektedir. Yalnızca 2 ve 4 nolu profillerde ba_2 değerlerinin solumda sırasıyla 0,45 ve 0,46 civarında iken anamateryalde yaklaşık iki katına çıkarak 1,05 ve 0,89 a çıkmıştır. Tüm bunlardan toprak sisteminden önemli ölçüde kayıpların gerçekleşmediği, Dry Xeric iklim koşulları ve mesic toprak sıcaklık rejiminin toprak oluşumundaki zayıf etkisiyle, toprakların sahip olduğu genetik oranların da gösterdiği gibi toprak sisteminden taşınmaların çok az olduğu ve ayrışma koşullarının etkileriyle toprak sistemindeki değişimlerin çok az miktarlarda gerçekleştiği anlaşılmaktadır.

Araştırılan profillerden 1 nolu profil ana patlama merkezine en yakın andezitik lav akıntıları üzerinde dik eğimli yamaç arazide, 2 ve 3 nolu profiller ise hafif dalgalı kolüvyal etek arazi üzerinde, 4 nolu profil ise düz ovalık arazi üzerinde oluşmuşlardır. Topraklar, 4 nolu profil hariç A-C horizonludur. 4 nolu prifil ise A-B-C hrizonludur. Topraklar genç olduğu için horizonlara karakter kazandıran olaylar minimum seviyede gözlenmektedir. Topraklardaki organik maddenin azlığı Dry xeric toprak nem rejiminde bulunan topraklara yeterli yağışın düşmemesi ve buna bağlı olarak da bitki örtüsünün seyrekliği ve yarı kurak iklim nedeniyle yeterince organik madde birikiminin olmamasından kaynaklanmaktadır. Özellikle 2 ve 4 nolu profillerde görülen kireç birikmesi, üst formasyonlarda yer alan Neojen yaşlı kireç taşlarından toprak oluşum sürecinde erozyonla taşınma ve az miktarda da olsa ana materyalin yapısında bulunan plajioklasların ayrışmasından kaynaklanmaktadır. Toprak ne kadar genç ise anamateryalin etkisi ve onunla ilişkisi o oranda fazla olmakta, ayrışma ile toprak oluş süreci ilerlerken başlangıçtaki etkisi gittikçe

azalmaktadır (Tanju, 1986). Profillerde yüzey horizonları ile anamateryalleri arasında çok belirgin farklılaşmalar gözlenmemiştir. Profil derinliklerinin sığ olması, 2 ve 3 nolu profiller başta olmak üzere topraklarda kum fraksiyonlarının oldukça yüksek olması, profillerin A-R, A-C veya A-kambik B- C horizonlarına sahip olması toprak oluşumunda mevcut ayrışma koşullarında geçen zamanın az olduğunu ortaya koymakta, aynı zamanda özellikle 2 ve 3 nolu profiller başta olmak üzere profillerde ayrışmanın yavaş olduğunu ve anamateryalin etkisinin güçlü olduğunu göstermektedir. Özellikle profillerin horizonlarında kil fraksiyonlarında kil mineralleri tiplerinin aynı kalarak sadece başat kil mineralinin değişmesi, profilde horizonlar arasında kil mineral tip ve miktarlarında çok az değişiklikliğin bulunması, polarize mikroskopla yapılan incelemelerde de görüldüğü gibi ince kum fraksiyonunda da başta 3 nolu profil olmak üzere özellikle ağır minerallerin çok az ayrışması, ayrılmış ağır ve hafif mineral miktarının düşük olması, minerallerin miktar ve çeşidinin benzer olması pedogenik farklılaşmanın çok yavaş olduğunu göstermektedir. Her ne kadar 1 nolu profil başta olmak üzere kil minerallerinden ayrışmanın ara ürünlerini gösteren ara tabakalı kil minerallerinin ve metahalloysit gibi yüksek rutubet gerilimlerinde oluşan minerallerinin yer alması bu durumla çelişiyor gibi görünse de, oluşan bu minerallerin geçmişteki iklim koşullarında (Pleyistosen'deki iklim salınımları) oluşarak, erozyonla kolivyal materyalle alt kesimlere taşınıp profillerin anamateryalini oluşturması, çalışılan söz konusu profillerde bu minerallerin bulunmasını açıklayabilmektedir.

Profillerden 1 nolu profil yerinde ayrılarak oluşurken 2, 3 ve 4 nolu profiller kolüvyal materyalden oluşmuşlardır ve profillerin jeomorfolojik pozisyonları (bakı, eğim, yükseklik) toprakların oluşumunda anamateryalle birlikte güçlü bir etkiye sahiptir. Andezit ana kaya üzerinde oluşan 1 nolu profil 1320 m. yükseklikte yağışın nispeten fazla, sıcaklığın ise biraz daha düşük olduğu bir konumda oluşmuştur. Yağışın muhtemelen yükseklikle artması nedeniyle diğer profillere göre daha yoğun bir bitki örtüsüne sahiptir. 1 nolu profilde diğer profillere göre daha yoğun fiziksel ve kimyasal ayrışma nedeniyle daha yüksek kil içeriğine, nispeten yüksek yağış nedeniyle daha düşük baz doygunluğuna ve pH ya rastlanırken yüksekliğin azalmasıyla pH artmış, baz doygunluğu yükselmiştir. 1 nolu profilde ayrışma şartlarının diğer profiller göre nispeten yüksek olmasına rağmen profil derinliğinin az olması muhtemelen yüksek eğim nedeniyle meydana gelen erozyonun meydana

getirdiği toprak kaybıdır. Araştırılan profillerde toprak derinliklerinin az olması da toprakların oluşumun başlangıç safhasında bulunduğunu ve anamateryal-toprak etkileşiminin fazla olduğunu ortaya koyan diğer bir özelliktir.



Çizelge: 5.1. Profillere Ait Genetiksel Oranlar

	Horizon	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}+\text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$
I	A11	3,19	10,41	2,44	3,26	2,32	0,47	0,23	0,33	0,70
	A12	3,27	11,88	2,56	3,62	2,14	0,38	0,19	0,28	0,72
	R	3,32	10,03	2,49	3,01	1,72	0,64	0,30	0,52	0,70
II	A1	3,61	13,12	2,83	3,63	1,91	0,60	0,28	0,47	0,64
	C1	3,45	12,05	2,68	3,48	1,88	0,56	0,26	0,45	0,61
	C2	3,68	12,97	2,87	3,52	3,59	0,88	0,28	0,77	0,66
	C3	3,88	14,36	3,05	3,69	5,04	1,16	0,28	1,05	0,53
	A1	3,46	12,87	2,73	3,71	2,10	0,61	0,29	0,47	0,63
III	C1	3,43	13,06	2,71	3,80	2,21	0,62	0,30	0,46	0,58
	C2	3,43	12,50	2,69	3,64	2,29	0,66	0,29	0,52	0,50
	Ap	3,45	12,59	2,70	3,65	2,21	0,59	0,27	0,46	0,60
IV	A12	3,48	13,02	2,75	3,73	2,21	0,55	0,28	0,46	0,61
	B1A	3,37	11,97	2,63	3,54	2,19	0,59	0,27	0,45	0,66
	Bw1	3,34	11,67	2,60	3,48	2,42	0,58	0,24	0,48	0,62
	Bwk2	3,35	11,70	2,61	3,48	3,71	0,79	0,26	0,67	0,59
	C1	3,51	12,73	2,75	3,62	3,05	0,72	0,27	0,60	0,64
	Clk2	3,61	13,38	2,84	3,70	4,74	1,02	0,29	0,89	0,55

5.2. Araştırılan Toprak Profillerinin Sınıflandırılması

Araştırma yapılan toprak profilleri Toprak Taksonomisi'ne (Soil Survey Staff, 1999) göre ordo, alt ordo, büyük grup ve alt grup seviyesinde ve FAO (1990) sistemine göre sınıflandırılmıştır.

Yarı kurak iklim koşullarında andezit ana kaya ve kolivyal materyal üzerinde oluşan topraklar henüz gelişme safhasındadır. Çalışma sırasında elde edilen morfolojik, fiziksel, kimyasal mineralojik bulgular, toprakların genç olduklarını, ayrışmanın etkilerinin toprak oluşum sürecinde yavaş seyrettiğini, genel olarak anamateryale doğru ayrışmanın daha da azaldığını ve toprak genesislerinin zayıf olduğunu göstermektedir.

Araştırma bölgesi topraklarından 1 nolu profil andezit ana kaya, 2, 3 ve 4 nolu profiller ise eğim ve yüzey akışın etkisi ile yığılan kolivyal materyaller üzerinde, yarı kurak iklim koşullarında ancak Karadağın sahip olduğu jeomorfolojik yapı nedeniyle kısmen farklı iklimsel özelliklere sahip alanlar üzerinde oluşmuşlardır. Ayrıca farklı topografya nedeniyle farklı özellikler kazanmışlardır.

1 nolu profilde sadece ochric epipedon ayırt edilmiştir. Profilin yüzey horizonu organik maddece nispeten zengin olmasına rağmen kuru iken çok sert kıvama sahip olması ve baz doygunluğunun % 50 den az olması nedeniyle bu horizon mollic epipedeon olarak değerlendirilmemiştir. Profilde sadece tek bir tanımlayıcı horizon olması ve ochric epipedondan başka ayırt edici horizon olmaması nedeniyle çalışılan bu toprak Entisol ordosuna sokulmuştur. Söz konusu profilin oldukça dik bir eğimde ve erozyona açık bir yüzeyde oluşması nedeniyle orhent alt ordosuna, bölgenin iklim verilerinden de anlaşılacağı gibi Dry Xeric toprak rutubet rejiminde bulunması sebebiyle de Xerorthent büyük grubuna dahil edilmiştir. Profil yüzeyden itibaren 50 cm. içerisinde ayrışmamış iri andezit blokları tarafından kesildiği için alt grup seviyesinde ise Lithic Xerorthent alt grubuna girmektedir.

2 nolu profilde de sadece ochric epipedeon bulunması ve başka tanımlayıcı horizon içermemesi nedeniyle entisol ordosuna, alt grup seviyesinde ise kaba kolivyal materyal üzerinde oluşmaları ve bünyelerinin oldukça kumlu olmaları nedeniyle psamment alt ordosuna dahil edilmiştir. Profilin sahip olduğu toprak rutubet rejiminin Dry Xeric olması nedeniyle büyük grup seviyesinde Xerosamment, alt grup seviyesinde ise 50 cm den derin olması, herhangi bir durinod veya çimentolaşmış katman içermemesi, volkanik cam kapsamaması ve aquic şartların

bulunmaması nedeniyle Typic Xeropsamment olarak sınıflandırılmıştır. Profilde kireç miktarı derinlikle birlikte artması ve C3 te % 31.74 e ulaşmasına rağmen, bu katta sekonder karbonatların oranı calcic horizonun kurulması için yeterli düzeyde bulunmamaktadır. Bu nedenle calcic hrizon olarak tanımlanmamıştır.

3 nolu profil de 2 nolu profile benzer ayırt edici horizon ve özelliklere sahiptir. Bu profilde de sadece ochric epipedon tanımlanmış, başka ayırt edici horizon içermediği için Entisol ordosunda , profil çok kumlu ve gevşek tutturulmuş kolivyal materyal üzerinde oluşması nedeniyle psamment alt ordosunda sınıflandırılmıştır. Toprağın sahip olduğu rutubet rejiminin Dry Xeric olması nedeniyle Xeropsamment büyük grubuna ve 2 nolu profilde olduğu gibi yüzeyden itibaren 50 cm. içerisinde lithic contact bulunmaması, durinod veya çimentolaşmış bir katman içermemesi, volkanik cam kapsamaması ve aquic şartların bulunmaması nedeniyle Typic Xeropsamment alt grubuna dahil edilmiştir.

4 nolu profilde ise diğer profillerden farklı olarak birden fazla tanımlayıcı horizon bulunmaktadır. Bu profilde ochric epipedona ilave olarak cambic ve calcic horizonlarda tanımlanmıştır. Genellikle karbonatların profil içinde yeniden düzenlenmesi olayı calcic horizonun oluşumuyla sonuçlanır. Cambic horizon ise strüktür elementleri veya pedlerin oluşumu ve genellikle oksidasyonun varlığı halinde rengin biraz daha kırmızı veya kırmızımsı kahverengine dönüşmesiyle tanımlanır. Profilde ochric epipedondan başka tanımlayıcı horizonların bulunması ve toprak oluşumunun sınırlı olması bu profilin ordo seviyesinde inceptisol ordosuna dahil edilmesine neden olmuştur. Alt ordo seviyesinde ise toprak rutubet rejiminin Dry Xeric olması nedeniyle Xerept alt ordosuna sokulmuştur. Profilde duripan bulunmaması, fragipan karakterde bir oluşumun yer almaması, baz doygunluğunun tüm horizonlarda % 60 dan yüksek olması ve calcic horizonun üzerinde çok kalkerli karışık bir horizonun yer almaması nedeniyle büyük grup seviyesinde Haploxerept, alt grup seviyesinde ise 50 cm. den derin olması, vertic özelliklerin ve aquic koşulların bulunmaması, andic, gypsic ve fragic özelliklerin yer almaması humic veya mollic epipedon içermemesi ve bunlara ilave olarak 150 cm. içerisinde calcic horizon bulunması nedeniyle Calcic Haploxerept olarak sınıflandırılmıştır.

Araştırılan profiller FAO/UNESCO sınıflama sistemine göre değerlendirildiğin de ise 1 nolu profil sığ olduğu ve sert dip kayasının yüzeye yakın olması nedeniyle Lithic Leptosol olarak, 2 nolu profil gevşek kumlu kolivyal materyalden oluşması ve

yüzeyden itibaren 50 cm. içerisinde kireç içermesi nedeniyle Calcaric Regosol olarak, 3 nolu profil yine pekişmemiş, kumlu kolivyal materyal üzerinde olduğu ve baz doygunluğunun yüzeyden itibaren 50 cm. içerisinde % 50 den fazla olduğu için Eutric Regosol olarak, 4 nolu profil ise Dry Xeric rutubet rejiminde olduğu, ochric horizonla ek olarak cambic ve calcic horizonlar içermesi, ayrıca vertic özellikler göstermemesi nedeniyle Haplic Calcisol olarak sınıflandırılmıştır (FAO, 1990).

Çizelge.5.2 Araştırma Topraklarının Toprak Taksonomisi (Soil Survey Staff, 1999)
(FAO, 1990) Sistemine Göre sınıflandırılması

Profil	TOPRAK TAKSONOMİSİ				FAO/UNESCO
	Ordo	Alt Ordo	Büyük Grup	Alt Grup	
I	Entisol	Orthent	Xerorthent	Lithic Xerorthent	Lithic Leptosol
II	Entisol	Psamment	Xeropsamment	Typic Xeropsamment	Calcaric Regosol
III	Entisol	Psamment	Xeropsamment	Typic Xeropsamment	Eutric Regosol
IV	Inceptisol	Xerept	Haploxerept	Calcic Haploxerept	Haplic Calcisol

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada İç Anadolu'nun güneyinde oldukça yaygın bulunan Geç Senozoik yaşlı volkanizmanın bir parçası olan Karadağ volkanitleri üzerinde oluşan toprakların fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleri araştırılarak sınıflandırılmıştır.

Bu amaçla çalışma bölgesinde açılan 4 profilin morfolojik incelemeleri ve profillerden alınan toprak örneklerinin fiziksel, kimyasal ve mineralojik analizleri sonucu, toprakların ileri ayrışma düzeyinde olmadıkları, pedojenik süreçlerin zayıf seyrettiği, horizonlaşmanın sınırlı olduğu ve oluşumlarında anamateryal ve topografyanın etkili olduğu bulunmuştur.

Araştırılan profillerden 1 nolu profil ana patlama merkezine en yakın andezitik lav akıntıları üzerinde dik eğimli yamaç arazi üzerinde, 2 ve 3 nolu profiller hafif dalgalı kolüvyal etek arazi üzerinde, 4 nolu profil ise düz ovalık arazide oluşmuştur. Topraklar Dry Xeric nem ve mesic toprak sıcaklık rejiminde bulunmaktadır. Toprak gelişimindeki zayıf gelişmeye paralel olarak oluşan killerin miktarları ve kristallenme dereceleri genel olarak düşüktür. Profilde rastlanılan kil tipleri kaolinit, klorit-smektit ara katmanlı, illit, smektit ve klorittir. Pedojenik süreçlerin yavaş seyretmesine paralel olarak killerin tip ve miktarları profillerde horizonlar arasında çok az değişiklik göstermektedir. Toprakların ince kum mineralojilerinde hafif mineraller başat durumdadır. Feldispatların miktarı ayrışmaya paralel olarak solumda, ana kaya ve anamateryale göre düşmekte ve kuvarsın oransal miktarları artmaktadır. Hafif mineraller içinde feldispatlarla birlikte kuvars ve kalsit bulunmaktadır. Ağır minerallerden ise hornblend ve biyotit baskın durumdadır. Bu minerallere ek olarak piroksenler, opak mineraller ağır mineraller içinde yer alan diğer önemli minerallerdir. Pedojenik süreçlerin etkisinin yavaş seyretmesine paralel olarak ayrılmış ağır minerallerin miktarları da düşük seviyede bulunmaktadır. Kimyasal ayrışmanın göreceli olarak yüksek olduğu 1 nolu profilde ayrılmış ağır ve hafif minerallerin miktarı da buna bağlı olarak diğer profillere göre daha yüksek seviyede bulunmaktadır.

Topraklarda profillerin ayrışma düzeyini belirlemek için yapılan total element analizlerinde SiO_2 miktarı yüksek, Al_2O_3 miktarı ise az yoğun ayrışmayı destekleyecek şekilde ana kaya ve anamateryaldeki değerler yakın bulunmuştur.

Toplam element analiz sonuçlarına göre de toprak oluşumunda ayrışmanın yavaş seyrettiği, toprağa katılımların, kayıpların, ayrılmaların ve değişimlerin çok az olduğu tespit edilmiştir. Toprakların gelişme evresinde bulunmaları nedeniyle genetik oranların çok önemli veriler sağlamadığı görülmüştür.

Araştırılan profiller, edilen veriler ışığında Toprak Taksonomisi (1999) ve FAO (1990) sistemine göre sınıflandırılmıştır. 1, 2 ve 3 nolu profillerde yalnızca bir tane tanımlayıcı epipedon bulunurken 4 nolu profilde birden fazla tanımlayıcı horizon bulunmaktadır. Her 4 profilde de toprak rutubet ve sıcaklık rejimi büyük grup seviyesinde dikkate alınmıştır. Elde edilen veriler ışığında toprak taksonomisine göre 1 nolu profil Lithic Xerorthent, 2 ve 3 nolu profiller Typic Xeropsamment, 4 nolu profil ise Calcic Haploxerept olarak sınıflandırılmıştır. FAO/UNESCO sistemine göre ise 1 nolu profil Lithic Leptosol, 2 nolu profil Calcic Regosol, 3 nolu profil Eutric Regosol, 4 nolu profil ise Haplic Calcisol olarak sınıflandırılmıştır.

Ülkelerin en önemli doğal kaynaklarından olan toprakların tanınmasında ilk adım genesis ve morfolojik özelliklerinin belirlenmesidir. Bu sayede topraklar daha iyi tanımlanarak sınıflandırılabilir ve buna bağlı olarak da gerekli amenajman işlemleri daha uygun ve etkili bir biçimde kullanılabilir. Toprakların fiziksel ve kimyasal özelliklerinin yanında mineralojik özelliklerinin de belirlenmesi toprak oluşum seyrinin ve ayrışmanın gözlenmesine, yeni oluşan ikincil mineraller ile horizonlarının kökenlerinin belirlenmesi yanında paleoçevre koşullarının yorumlanmasına ve aynı zamanda rezerv bitki besin maddelerinin potansiyelinin belirlenmesine yardımcı olur. Bu nedenledir ki topraklar üzerinde yapılan bilimsel çalışmalarda kimyasal analizlerin yanında toprakların mineralojik ve mikromorfolojik özelliklerinin üzerinde yoğunlaşılmalı, toprakla ilgili daha ayrıntılı yorumlar yapılarak bu kaynağın kullanımı daha etkili ve verimli kılınmalıdır.

7. KAYNAKLAR

- Acme Analytical Laboratories, 2000. Acme Analytical Laboratories Ltd. 852 East Hasting St. Vancouver B.C. V6A 1R6 Canada
- Akalan, İ., 1960. Topraklarda Katyon Mübadelesi A.Ü. Ziraat Fakültesi No:167 A.Ü. Basımevi (Çeviri)
- Akalan, İ. 1966. Toprak Öğrencileri İçin Laboratuvar Kılavuzu A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No 260
- Akalan, İ. 1968. Comparison Of Clay Minerals Of The Sand, Silt Fractions Of Harran Reddish Brown Soils And The Mediterranean Grumusolik Lithosol. A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları. A.Ü. Basımevi Ankara 4-22
- Akalan, İ., 1969. Türkiye'nin Bazı Büyük Toprak Gruplarının Kil Ve Mil Mineralojisi Üzerine Bir Araştırma. A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No 321.
- Akalan, İ., Başer, S. 1972. Trakya'da Grumusol (Vertisol) Büyük Toprak Grubunun Kil Minerallerinin X-Işınları Yansıtma Tekniği İle Teşhisi. Tübitak Proje No 96.
- Akalan, İ., Başkaya, H., 1973 Trakyada Yaygın Kireçsiz Kahverengitoprakların Kil Mineralojileri Üzerine Bir Araştırma Tübitak Proje No:147 Yayın No.180
- Akalan, İ., Özkan, İ. 1975. Trakya'daki Tipik Kahverengi Orman Ve Rendzina Büyük Toprak Gruplarının Bazı Özellikleri Ve Kil Minerallerinin X-Işını Yansıtma Tekniği İle Tayini Tübitak Yayınları No 248 Toag 193
- Akça, E. 1995. Kuzey Adana Havzasındaki Neojen Çökellerin Kum Fraksiyonunun Mineralojik Ve Mikromorfolojik Özelliklerinin Araştırılması (Yüksek Lisans Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı
- Akhavan, M. Chizhikova, N.P., 1998. Clay Mineralogy, Physical And Chemical Properties Of Some Soils On The Eolian Depositions In Central Iran. M.Şefik Yeşilsoy International Symposium On Arid Region Soils. Bildiriler S:46-50 Menemen İzmir.
- Aksoy, E., 1991. Güney Doğu Anadolu Bölgesindeki Petrocalcik Horizonlu Toprakların Önemli Özellikleri Oluşu Ve Sınıflandırılması Toprak İlmi Derneği 12. Bilimsel Toplantısı.

- Aksoy, E., 1995. Amonos Dağlarında Toprak Yapan Faktörler İle Toprak Genesisi Arasındaki İlişkilerin Araştırılması. (Doktora Tezi) Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Anabilim Dalı Adana
- Alexander. E.B., Adamson, C., Graham, R.C. Ve Zinke, D.J., 1986. Mineralogy And Classification Of Soil On Serpentinized Peridotite Of The Tirinity Ophiolite California. Soil Sci. 149 S.138-143.
- Al-Rawi, A.H., Jackson, M.L., Hole, F.D. 1969. Mineralogy Of Some Arid And Semi Arid Land Soils Of Ira Q. Soil Science 107() 480-486.
- Altınbaş, Ü., 1972. Bornova Civarında Bulunan Büyük Toprak Gruplarını Yayıldığı Sahalar Ve Özellikleri Üzerinde Araştırmalar. E.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Kürsüsü (Doktora Tezi)
- Altınbaş, Ü., 1976. İzmir'in Çeşme Kazası Civarında Terra Rossa, Kireçsiz Kahverengi Ve Rendzina Büyük Toprak Gruplarındaki Kum Ve Mil Fraksiyonlarının Mineralojik Bileşimleri Üzerinde Araştırmalar. (Doçentlik Tezi) E.Ü Ziraat Fakültesi Toprak İlmi Kürsüsü. Bornova İzmir
- Altınbaş. Ü. 1985. Bazalt (Kula) Ve Mikaşist (Bozdağ-Ödemiş) Ana Özdekleri Üzerinde Oluşmuş Toprakların Kil Mineralleri Bileşimi. II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S:273-289
- Anonim, 1962 Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Türkiye Jeoloji Haritası
- Anonim, 1994. Meteoroloji Bülteni. Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Ortalama Ve Ekstrem Kıymetler.
- Bain, D.C. 1977. The Weathering Of Ferriqinous Cholorite İn A podzol From Argyilsshire Scotland. Geoderma 17:193-208
- Bain, D.C., 1977. The Weathering Of Cholorite Minerals In Some Scottish Soils. Journal Of Soil Science 28:144-166
- Bayhan, E. ,1985. Kırşehir Yöresi Alt Tersiyer Sedimanter Serilerinin Kil Mineralojisi. II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S:13-25 Ankara
- Besang, C.,Eckhard, F.J., Harre, W. Ve Diğ. 1977. Radiometrische Altershestimmungen An Nejenen Ereptivgesteiren Der Türkei. Geol. J.B., 23-26
- Bisdom, E.B.A., 1967. Micromorpholgy Of A Weathered Granite Near The Riode Arosa (N.W. Spain .Leidse Geolojiche Mededelingen Deel 37 B 12-3367

- Boswell, P.G.H., 1933. Mineralogy Of Sedimentary Rocks. Murby And Co. Londra (s: 393).
- Bouyoucos, G.J., 1951. A Recalibration Of The Hydrometer Method For Making Mechanical Analysis Of Soils. Agron S:43 434-438
- Cady, J.G., 1965. Method Of Soil Analysis No: 9 Part1 S: 604-630
- Cangir, C., Kapur, S., 1985. Polatlı'da Marn Ve Viranşehir'de Kireçli Bazaltlar Üzerinde Oluşmuş İki Toprak Profiline Kil Mineralojileri.II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 291-303 Ankara
- Cangir, C., Kapur, S.A., 1986. Bir Doğu Karadeniz Kırmızı Toprağında Sferoidal Ayrışma. Toprak İlmi Derneği 9. Bilimsel Toplantı Tebliği Yayın No: 4
- Cangir, C., Kapur, S., Ekinci, H., 1987 Tekirdağ Çevresinde Oligosen-Denizel Depozitler Üzerinde Oluşmuş Bir Alfisol Profiline Kil Mineralojisi Ve Erozyona Uğrayan Yamaçlardaki Taban Kayması. III. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 177-178
- Cangir, C., Kapur, S., Başkaya, H.S., 1991. Genesis Of Krasnozems (Ultisol) Of The Eastern Black Sea Region Turkey. Mahmut Sayın Kil Mineralleri Sempozyumu Bildiriler. S: 59-73 Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü Adana.
- Cangir, C., Kapur, S., Boyraz, D., 1997. Tekirdağ'da Oligosen Deniz Çökellerinin oluşturduğu Toprakların Kil Mineralojileri ve Mühendislik Yorumları. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler 22-27 Eylül D.P.Ü. Kütahya
- Cho, H.D., Mermut, A.R., 1992. Pedogenesis Of Two Forest Soils (Kandiustuls) Derived From Metamorphosed Granite In Korea. Soil Sci. Soc. Am. J. 56 (2): 517-525
- Craig, D.C., Loughman, F.C., 1964. Chemical And Mineralogical Transformations Accompanying The Weathering Of Basic Volcanic Rocks From N.S. Wales. Aust. J. Of Soil Res. 2: 218-234
- Curi, N. Franzmeier, D.P., 1987. Effect Of Parent Rocks On Chemical And Mineralogical Properties Of Some Oxisols In Brazil. Soil Sci. Soc. Am. J. S: 153-158

- Cwhoun, F.G., Carlie, V.W., Luna, C., 1972. Properties And Genesis Of Selected Colombian Andosols. SSSA Proceedings P. 480
- Çabuk, M., 1991. Trakya Bölgesinde Yaygın Grumusol Büyük Toprak Grubunun Fiziksel, Kimyasal Ve Mineralojik Özellikleri Üzerine Bir Araştırma (Yüksek Lisans Tezi). Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı.
- Çarkacı, D.A., 1996. Eski Fırat Teraslarında Yer Alan Konglemeralar Üzerinde Oluşan Toprakların Fiziksel, Kimyasal Ve Mineralojik Özelliklerinin Belirlenmesi Ve Toprak Taksonomisine Göre Sınıflandırılması (Yüksek Lisans Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.
- Çavuşgil, V.S., 1985. Adana Kurttepe Akarsu Sekilerinde Yer Alan Kaliş Ve Akdeniz Kırmızı Topraklarının Oluşumları Ve Birbirleriyle Olan İlişkileri Üzerine Bir Araştırma (Doktora Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana (204 S).
- Çavuşgil, V.S., Dinç, U., Kapur, S., 1986. Ürgüp Andezit Tüfleri İle Osmaniye Bazalt Tüflerinin Fiziksel, Kimyasal Ve Mineralojik Özellikleri. Toprak İlmi Derneği 9. Bilimsel Toplantı Tebliği Yayın No: 4.
- Çelik, M., Karakaya, N., 1998. Sistematik Mineraloji 1. Baskı ISBN: 975-96541-05
- Çözeli, F., 1992. Adıyaman Ve Gaziantep Bölgesinde Seçilen Altı Toprak Serisinin Kil Ve Kum Mineralojisi İle Mikromorfolojisi. (Yüksek Lisans Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Adana
- Dahlgren, R., Shoji, S., Nanzyo, M., 1993. Mineralogical Characteristic Of Volkanik Ash Soils. Volcanic Ash Soils: Genesis, Properties And Utilization . Chapter 5 Elsevier Science Pulishers B.V. Netherland.
- Delibacak, S., 1996. Aydın İli Germencik Ovası Topraklarının Fiziksel, Kimyasal Ve Mineralojik Özellikleri Üzerine Bir Araştırma (Doktora Tezi). E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Anabilim Dalı Bornova İzmir.
- Dhar, B.L., Banarjee, S.D., 1981.Sand Mineralogy Of Solis Under Natural Teak İn Maharasthra Vav-Vigyan 19.14-22
- Dinç, U., Yeşilsoy. Ş., Kapur, S., Berkman, A., Özbek, H., 1978. Doğu Akdeniz Kıyı Şeridinde Bulunan Kumulların Oluşları Ve Bazı Fiziksel, Kimyasal,

- Mineralojik Özellikleri Üzerine Bir Araştırma. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı (Ayrı Baskı) Adana
- Dinç, U., 1980. Landsat 1 (ERST-1) Görüntülerinin Toprak Etüd Ve Haritalama Çalışmalarında Kullanılma Olanakları Üzerine Bir Araştırma. Ç. Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 136 Bilimsel Araştırma Ve İnceleme Tezleri 28 Adana
- Dinç, U., 1981. Toprak Etd Ve Haritalama Ders Notları Adana
- Dinç, U., Kapur, S., Özbek, H., Şenol, S., 1987. Toprak Genesisi Ve Sınıflandırması. Ç. Ü. Yayınları
- Dinç, U., Şenol, S., Yeşilsoy, Ş. Vd. 1992. Şanlıurfa Ovaları Suruç (II Kısım) Ve Baziki Sulama Proje Sahası Detaylı Temel Toprak Etüdları Cilt 1 T.C. Tarım Ve Köy İşleri Bakanlığı Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü Etüd Ve Proje Dairesi Başkanlığı Ankara.
- Dixon, J.B., Weed, S.B., (Editörs), 1989. Minerals İn Soil Environment. Second Edition S.S.S.A. Book Series No 1 Madison W1 USA 729-788
- Dizdar, M.Y., 1979. Kil Mineralleri (Çeviri). J.N. Holeman (Editör), Topraksu Genel Müd. Yayınları S:1-55 Ankara
- Durak, A., Kılıç, K., Kılıç, M., 1997. Orta Karadeniz Bölgesinde Orman Vejetasyonu Altında Gelişmiş Podzollerin Oluşumu Ve Kil Mineralojisi. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Dumlupınar Üniversitesi Kütahya
- Durak, A., Kılıç, K., Kılıç, M., 1997. Tokat Yöresinde Plato Ve Taban Arazide Yer Alan Argillik Horizonlu İki Büyük Toprak Grubunun Oluşumu Ve Kil Mineralojisi. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Dumlupınar Üniversitesi Kütahya
- Ergene, A., 1963. Fırat Nehri İle Amonos Dağları Arasındaki Bölgede Teşekkül Eden Kızıl Toraklar Üzerine Bir Araştırma (Doktora Tezi) A.Ü. Yayınları 33 Ankara Üniversitesi Basımevi, Ankara
- Ergene, A., 1963. Urfâ, Gaziantep Ve Hatay İllerinin Önemli Toprak Gruplarını Bazı Fiziki, Kimyevi Ve Mineralojik Özellikleri Ve Profil İnkişafı Üzerinde Araştırmalar. Atatürk Üniversitesi Yayınları No: 32 Ziraat Fakültesi Araştırmaları No:1 Erzurum.
- Erkan, Y., 1994. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmesi

- Eswaran, H., 1970. Mere Morphological Indicators Of Pedogenesis In Some Tropical Soils Derived From Basalts From Nicaragua Geoderma Els. Pup. Cu. S:15-31 Amsterdam
- Eswaran, H., De Conik, F., 1971. Clay Mineral Formation And Transformation In Basaltic Soil In Tropical Environments. Pedologie 21:131-210
- Eswaran, H., Bin, W.C., 1978. A Study Of Deep Weathering Profile On Granite In Peninsular, Malasia. III. Alteration Of Feldspar Soil Sci. Sec. Am. J. 42: 154-156
- FAO, 1990. FAO/UNESCO-Soil Map of the World. Revised Legend. World Soil Resources Report 60 FAO Rome. [Reprinted As Technical paper 20. ISRIC Wageningen 1994].
- Fields, M., 1955. Clay Mineralogy Of New Zealand Soils. II. Allophane And Related Mineral Colbids. N.Z.J.Sci. Technol 37:336-350.
- Fitzpatrick, E.A., 1974. Introduction to Soil Science. Department of Soil Science. The University of Aberdeen.
- FitzPatrick, E.A., 1975. Description and Preparation of Thin Sections for Soils. Uni. Of Aberdeen Handout Aberdeen.
- FitzPatrick, E.A., 1983. Soils. Their Formation, Classification And Distribution. Longman London (S 353).
- Garkabad, S.T., Pao, Y.S., Verma, H.K.G., 1974. Characteristic Of Catenary Soils Developed On Basalts Parent Rocks Of Maharashtra State. J. Ind. Soil Sci. 22:181-19.
- Genese, C., 1970. Preliminary Observations On The Weathering Of Some Rocks In The Highlands Of Madagascar Cad. Pedol. OSTROM 8: 451-467 Soils And Fertilizer Abstract Journal 1971 No: 4619.
- Ghabru, S.K., Ghoss, S.K., 1983. Soil Mineralogy And Clay Mineral Formation In Low Hill Zone Of Kangra, Himachal Pradesh. International Journal Of Tropical Agriculture 1:4 285-298.
- Gilkes, R.J., Suddhiprakarn, A., 1979. Biotite Alteration In Deeply Weathered Granite Clay And Clay Minerals 27: 349-360.
- Goncalves, N.M.M., Arvolta, A.C., Melfi, A.J., 1978. Surficial Cover Associated With Basaltic Rock Of The Parand Basin. Nature And Origin Of Clay

- Fraction And Its Distribution In The Landscape Proc. Of Sixth.Int. Clay Conf. Un. Of Oxford Clay Min. Soc. (S: 453) London
- Gökçen, L.S., Kelling, C., Floyd, A.P., Gökçen, N., 1985. Adana Baseni Misis Karmaşığı Karataş Formasyonu Turbitit Kum Taşlarının Kil Mineralojisi. II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S:93-104.
- Grahan, R.C., Herbert, B.E., Ervin, J.O., 1988. Mineralogy And Incipient Pedogenesis Of Entisol In Anorthosite Terrain Of The San Gabriel Mountains California. Soil Sci. Soc. Of Am. J. 52:3 738-746.
- Graham, R.C., Diallo, M.M., Lund, L.S. 1990. Soils And Mineral Weathering On Phyllite Colluvium And Serpentine In Northwestern California. Soil Sci.Soc. Of Am. J. 54: 1982-1690.
- Grim, R.E. 1953. Clay Mineralogy. Mcgraw-Hill Book Company Inc. P: 350-369 Newyork
- Gülçür, F., 1958. Rize Mıntıkasında Humid Şartlar Altında Gelişmiş Bazı Fakir Toprakların Kil Fraksiyonlarında Kimyasal Ve Mineralojik Özellikleri Üzerine Araştırmalar. İ.Ü. Orman Fakültesi Ders Seri A Sayı III 8: 35-104 İstanbul.
- Gülçür, F., 1964. Bazı Terra Rossa Topraklarının Toz Fraksiyonlarının Mineralojikal Tabiatı Ve Kimyasal Terkibi Üzerine Araştırmalar. İstanbul Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi Seri A Cilt 14 Sayı 1 S:102-110
- Gümüş, G., 1995. Gölbaşı (Ankara) Grovıklar Üzerinde Oluşan Toprakların Kil Mineralojileri Ve Genesileri (Yüksek Lisans Tezi). A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı (S 68).
- Görmüş, M., 1984. Kızılören (Konya) Dolayının Jeolojik İncelemesi (Yüksek Lisans Tezi). S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Konya.
- Gündoğdu, M.N., 1985. Bigadiç Gölsel Neojen Baseninde Karbonat Mineralleri İle Smektitlerin Dağılımı. II Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 123-140.
- Gürel, N., 1985. Çukurova Üniversitesi Yerleşim Alanında Yer Alan Akarsu Sekilerinde Jeomorfoloji-Toprak İlişkileri Üzerine Bir Araştırma. (Yüksek Lisans Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.

- Gürel, A.N., 1992. Ceylanpınar Ovasında Bazalt Akıntıları Üzerinde Oluşan Toprakların Genesisi (Doktora Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.
- Gürel, A., Özbayoğlu, F.U., Reçber, A., 1997. Harz Ormanlarında Killi Şist Ve Diabaz Kayaçları Üzerinde Oluşan Toprakların Kil Mineralojisi. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Dumlupınar Üniversitesi Kütahya.
- Güzel, N., 1978. Akdeniz İklim Koşullarında Andezit Kayası Üzerinde Oluşmuş Bir Kireçsiz Kahverengi Toprak Profiline Mineral Değişim Ve Oluşumu. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 9 Sayı 4 S: 286-299.
- Güzel, N., Kapur, S., Özbek, H., 1978. A Comparative Pedological Study Of Three Mediterranean Red Soils (Terra Rossa) From Southern Turkey. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 9 Sayı 3 S: 236-252.
- Güzel, N., 1980. Marmara Bölgesinde Granit Üzerinde Oluşan Üç Toprak Profiline Mineral Ayrışım Ve Toprak Oluşumuna Bitki Örtüsü Ve Topografyanın Etkisi. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No 140 Bilimsel Araştırma Ve İnceleme Tezi 32 Ankara.
- Hızalan, E., Ünal, H., 1966. Toprakta Önemli Kimyasal Analizler. A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 278.
- Hızalan, E., Mermut, A., 1972. Güney Marmara Bölgesinde Granit Ve Andezit Kayaları Üzerinde Oluşmuş Toprakların Morfolojileri Ve Genesisi. Tübitak Yayınları No 189 TOAG Araştırma Grubu Serisi No 26 Ankara.
- Hocaoğlu, Ö.L., 1966. Toprakta Organik Madde, Nitrojen Ve Nitrat Tayini. Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ziraat Araştırma Enstitüsü Teknik Bülten No 9.
- Hocaoğlu, Ö.L., 1970. Diyarbakır, Erzurum, Rize Bölgelerinde Bazalt Kayalarından Oluşan Topraklardaki Kil Mineralleri Üzerinde Bir Araştırma. Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi No 33 Erzurum.
- Hutton, J.T., Dixon, J.C., 1981. The Chemistry and Mineralogy of Some Australian Calcites and Associated Soft Carbonates and Their Dolomitization. Jour. Of the Geo. Soc. Of Aus. 28 71-79
- Irmak, A., Gülçür, F., Mitchell, W.A., 1967. Some Granitic And Andezitic Soils In North Western Turkey. II Analytical And Mineralogical Studies Agrochimica Vol. N-3 Pp: 237-245.

- Irmak, S., Dinç, U., Kapur, S., 1991. Ceylanpınar Ovası Topraklarının Kil Mineralojisi. Mahmut Sayın Kil Mineralleri Sempozyumu Bildiriler S: 19-25 Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü Adana Türkiye.
- Işık, F., 1994. Karadağ (Karaman) Civarının Jeolojisi Ve Mineralojik, Petrografik İncelemesi (Yüksek Lisans Tezi). S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Müh. Ana Bilim Dalı Konya.
- Işık, F. , Baş, H., 1995. Karadağ (Karaman) Volkanitlerinin Özellikleri S.Ü Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi C.10 S.2 S: 40-53
- İnce, F., 1979 Diyarbakır Yöresinde Yaygın Olan Bazı Büyük Toprak Gruplarının Kil Mineralleri Ve Bunların Oluşum Nedenleri Üzerine Bir Araştırma (Doçentlik Tezi) Erzurum.
- İnce, F., Kapur, S., 1985. Türkiye'nin Güney Doğusunda Karacadağ Yöresi Bazalt Ana Katası Üzerindeki Vertik Topraklarda Mikrostrüktür Oluşumu. Tübitak Doğa Bilim Dergisi Seri B Cilt 9 Sayı 1 S: 52-56.
- İnce, F., 1991. Diyarbakır Çevresinde Bulunan Kahverengi Ve Kahverengi Orman Topraklarının Kil Mineralojisi. Mahmut Sayın Kil Mineralleri Sempozyumu Bildiriler S. 38-58 Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü Adana Türkiye.
- Jackson, M.L., 1979. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. Department Of Soil Science University Of Wisconsin, Madison, Wis. 53706, 468-509.
- Jalalian, A., Southard, A.R., 1986. Genesis And Classification Of Some Paleoborolls And Cryoborolls In Northern Utah. Soil Sci. Soc. Am. J. 50: 668-672.
- Jeny, H., 1941. Factors Of Soil Formation. Mc Graw -Hill Newyork 281.
- Kapur, S.A., 1975. A Pedological Study Of Three Soils From Southern Turkey (Doktora Tezi). Department Of Soil Science Univesity Of Aberdeen.
- Kapur, S., Fizpatrickt, E.A., Özbek, H., 1975. Çukurova Bölgesinde Bulunan Üç Kırmızı Akdeniz Toprağı (Terra-Rossa) Üzerinde Pedolojik Bir Araştırma. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 6 Sayı 2 S : 73-98.
- Kapur, S., Özbek, H., Mermut. A., 1975. A Comparative Mineralogical Study On Two Basalts Rocks From Southern Turkey. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı (Ayrı Baskı) S: 156-163.
- Kapur, S., Dinç, U., Özbek, H., 1978. Doğu Akdeniz Bölgesi Bazalt Kayaçlarında Derin Ayrışma. Tübitak VII. Bilim Kongresi Tebliğler S: 81-87 Ankara.

- Kapur, S., Dinç, U., Özbek, H., 1979. Akdeniz Kırmızı Topraklarının Oluştığı Miosen Dolomitik Kireç Kayaları ve C Horizonlarının Kil Mineralojisi Arasındaki İlişkiler. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 10 Sayı 1-4 S: 67-75.
- Kapur, S., 1979. Adana İlinde Bulunan Bir Andosolün Mineralojisi Ve Ayrıntılı Sınıflandırılması. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı.
- Kapur, S., 1980. Karacadağ Yöresi Bazalt Ana Kayaları Üzerinde Yer Alan Toprakların Oluşumları Ve Sınıflandırılması (Doçentlik Tezi) (S: 115) Adana.
- Kapur, S., Dinç, U., Göksu, Y., Vd., 1980. Adana-Osmaniye Üçtepeler Bazalt Tüfleri Üzerinde Yer Alan Ando Benzeri Toprakların Genesisi Ve Sınıflandırılması. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 111 Sayı 3-4 S: 49-62.
- Kapur, S., İnce, F., Çavuşgil, V.S., 1985. Toprak Mikromorfolojisi. Dicle Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Yayınları No 9 Diyarbakır.
- Kapur, S., Cangir, C., 1986. Kireçli Materyaller Üzerinde Oluşmuş Bazı Büyük Toprak Gruplarının İnce Kum Mineralojileri Üzerinde Bir Araştırma. Toprak İlmi Derneği 9. Bilimsel Toplantı Tebliğleri Yayın No 4.
- Kapur, S., Cangir, C., 1986. Kireçli Materyaller Üzerinde Oluşmuş Bazı Büyük Toprak Gruplarının İnce Kum Mineralojileri Üzerinde Bir Araştırma. Toprak İlmi Derneği 9. Bilimsel Toplantı Tebliğleri Yayın No 4, 14-1, 14-11.
- Kapur, S., Sayın, M., Gülüt, K.Y., Vd., 1991. Mineralogical And Micromorphological Properties Of Widely Disturbed Soil Series In The Harran Plain. Soils of The Harran Plain Tübitak Tarım Ve Ormancılık Araştırma Grubu Proje No TOAG 534 Editör Selim Kapur Ankara.
- Kapur, S., Gülüt, K.Y., Karaman, C., Vd., 1993. Güneydoğu Anadolu Topraklarının Kil Mineralojisi. VI. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S:279-291.
- Kapur, S., Şenol, M., Karaman, C., Vd., 1995. Çokurova Mesiniyen Çökellerinin Stratigrafisi Ve Kil Mineralojisi. Toprak İlmi Derneği İlhan Akalan Toprak Ve Çevre Sempozyumu Bildiriler Cilt I S: 367-368

- Karaman, C., 1991. Akdeniz Otokton Terra Rossalarının Oluşumunda Ana Kayanın Etki Düzeyinin Araştırılması (Yüksek Lisans Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.
- Karaman, C., 1995. Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Yaygın Olarak Bulunan Bazaltik Topraklarda Mikro Yapı Birimleri (Doktora Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.
- Karaman, C., Kapur, S., Öztürk, N., 1995. Smektitik Topraklarda Mikro Yapının Görüntü İşleme Teknikleri İle Sınıflandırılması. Yeryüzü Ve Doğal Kaynakların İncelenmesinde Uzaktan Algılamanın Kullanımı Workshop I. Kil Bilimleri Türk Milli Komitesi. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü . Editörler: Cemil Cangir Asuman Türkmenoğlu S: 44-54 Adana.
- Karaman, C., Kapur, S., Seyrek, A., Vd., 1997. Şanlı Ufada Bir Bazaltik Katena Üzerinde Yer Alan Kil Mineralojileri Ve Mikro Yapısal Özellikleri. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 489-498 Dumlupınar Üniversitesi Kütahya.
- Kato, Y., 1964. Mineralogical Study Of Weathering Products Granodiorite At Shinshiro City. II. Soil Sci. Plant Nut. 10: 34-39.
- Keller, J., Jung, D., Burckhart, K., Vd., 1977. Geologie Und Petrologie Und Petrologie Des Neogenen Kalkaligen Vulkanismus Von Konya (Erenlerdağ-Alacadağ Massiv). Geol. Jb. 25 37-317.
- Kelley, W.P., 1951. Alkali Soils. Their Formation and Reclamation. Reinhold Publishing Corporation Newyork USA.
- Kerr, P.F., 1977. Optical Mineralogy.
- Kibar, M., Dengiz, O., Bayramin, İ., 1998. Evaporativ Tuzla Göl Baseni Topraklarının Jeogenesi. M. Şefik Yeşilsoy International Symposium On Arid Region Soil Bildiriler S: 67-72 Menemen İzmir.
- Kimpe, C., De Mires, N., De Kimpe, C., 1991. Formation Of Swelling Clay Minerals By Sulfide Oxidation In Some Metamorphic Rocks And Related To Soils of Ontario Canada. Canadian Journal Of Soil Science 72: 3 263-270.
- Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü, 1991. Şanlıurfa Ovaları Suruç Sulama Proje Sahası Detaylı Temel Toprak Etüdları (S 300) Ankara.

- Krumbein, W.C., Pettijohn, F.J., 1938. Manual of Sedimentary Petrography Appleton Century Co. Newyork (S: 549).
- Krynine, P.D., 1946. The Tourmaline Group In Sediments. Jour. Geol. 54 S:65-87.
- Kubilay, N.N., Saydam, A.C., Yemencioğlu, S., Vd., 1995. İçel Erdemli Kıyısından Toplanan Atmosferik Toz Parçacıklarının Kimyasal Ve Mineralojik Değişimleri. VII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Ankara.
- Mermut, A., 1975. Toprak Tasvir Rehberi. A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları Ankara.
- Merwe, C.R., Vander Heystek, M., 1955. Clay Minerals of South African Soil Groubs. II. Subtropical Black Claysand Related Soils. Soil Sci. 79: 147-158.
- Millot, G., 1970. Geology of Clays. Springer-Verlag. S : 84-133 Newyork.
- Milner, H.B., 1926. Supplement to Introduction of Sedimentary Petrography London (S 157).
- Mizota, C., Chapella, J., 1988. Characterization of Some Andepts And Andic Soils In Rwanda Central Africa. Geoderma 41: 193-209
- Mun, L.C., Spackman, L.K., 1991. Soil Genesis And Associated With Periglacial Ground Wedges Laramic Basin Wyoming. Soil Sci. Soc. Am.J. 55 (3): 772-777.
- Munsuz, N., Nouri, K., 1970. The Clay Mineralogy of Certain Soils That Have Been Formed From A Variety Of Parent Materials. Reprinted From Univ. of Ankara Yearbookof The Faculty Agriculture P 1-18 Ankara.
- Munsuz, N., 1974. İnfrared (Kızıl Ötesi) Absorbsiyon Spektroskopisi Metodu İle Türkiye'deki Bazı Büyük Toprak Gruplarının Kil Mineralleri Üzerinde Araştırmalar. A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 523 Bilimsel Araştırmalar Ve İncelemeler 305 Ankara.
- Munsuz, N., Erel, K., 1987. Kastomonu Şeker Fabrikası Topraklarının Kil Mineralleri Çeşitleri Ve Bunların K Kantite-İntensite Değerleri İle İlişkileri. Bitkisel Üretimde Azot-Potasyum İntreaksiyonu Uluslar Arası Gübre Sempozyumu Semineri 156-168 Ankara.
- Murray, H.H., Harvey, C., Smith, J.M., 1977. Mineralogy And Jeology of The Maungaparerua Hallysite Deposit In New Zeland. Clays And Clay Minerals 25/1-1-5.

- Murray, H.E., Le Ininger, R.K., 1956. Effect Of Weathering On Clay Minerals. Clay And Clay Minerals National Academi of Sciences National Research Concil 99.340-347 Washington D.C.
- Ocakverdi, H., Ünal, A., 1991. Karadağ'ın (Karaman) Bitki Sosyolojisi Ve Ekolojisi Yönünden İncelenmesi. Tübitak Doğa Türk Botanik Dergisi Cilt 15 Sayı 2 ISSN 1010-0887 S: 79-106.
- Oyama, M., Takehra, H., 1967. Revised Standart Soil Color Charts Japon.
- Ölmez, A., 1996. Polatlı Tarım İşletmesi Topraklarının Oluşu, Önemli Fiziksel, Kimyasal Ve Mineralojik Özellikleri Ve Sınıflandırılması (Yüksek Lisans Tezi). A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı.
- Önal, Y., Güçer, Ş., 1989. Malatya İli Killerinin Mineral İçeriklerinin Saptanması. IV. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirilers: 87-95.
- Özbek, H., Kapur, S., Dinç, U., 1974. Çukurova Üniversitesi Yerleşim Alanında Balcalı, Kızıltapır Ve Hurma Serilerinin Kil Ve Silt Mineralojisi Ne Jeomorfolojisi-Toprak İlişkileri Üzerine Bir Araştırma. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 77 (S: 53).
- Özbek, H., Kapur, S., Dinç, U., 1976. Mineralogical Variations Between Two Miocene Dolomitic Limenstones And The Overlying Weathered Materials Forming Terra-Rossain Adana ,Southern Turkey. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı (Ayrı Baskı) S: 144-155.
- Özenç, N., 1994. Gölbaşı'nda (Ankara) Metasmorfi Kayaçlar (Şistler) Üzerinde Oluşmuş Toprakların Kil Mineralojileri Ve Genesisleri (Yüksek Lisans Tezi). A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı.
- Özgörücü, Y., 1976. Torosların Tarsus Eteklerinde Çeşitli Jeolojik Formasyonlar İle Bunların Üzerinde Oluşan Toprakların Genetik İlişkileri (Doktora Tezi). A.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak İlmi Kürsüsü Ankara.
- Pal, D.K., Desphande, S.B., 1987. Characterstic And Genesis of Minerals of Some Benchmark Vertisol Of India. Pedologie 37 (3) : 259-275.
- Pettijohn, F.J., Polter, P.E., Slevor, R., 1973. Sand And Sand Stone. Springer Verlag Berlin (S: 618).
- Quantin, P., 1972. Les Andosols Revue Bibliographique Des Connaissance Actuelles. Cah. Orstom. Sef. Ped. Vol X.N 3 Pp 273-303.

- Reid, D.A., Graham, R.C., Edinger, S.B., Vd., 1988. Celadonite And Its Transformation To Smektite In An Entisol At The Red Rock Canyon Kern Country California. *Clay And Clay Minerals* 36: 5 425-431.
- Righi, D., Lordmelin, 1986. Weathering of Silt And Clay In Soils of A Toposequence In The Himayalas Nepal. *Geoderma* 39: 141-155.
- Richards, L.A., 1954. Diagnosis And Improvement Of Saline And Alkali Soils. USDA Agr. Handbook No 66.
- Rode, O.D., Myagova, A.D. 1968. Micromorphology and Mineralogy of Some Soils of the Gejam Higland of America. *Soviet Soil Science* , Vol :12 Soil Science Society of America Inc. ,677 South Segoe Road, Madison Wisconsin s 1695-1706.
- Rutherford, G.K., 1987. Pedogenesis Of Two Ultisol (Red Earth Soils) On Granite In Belize, Central America. *Geoderma Volume: 40 S. 225-236*.
- Saatçi, F., 1964. İzmir Bölgesine Ait Bazı Büyük Toprak Gruplarının Kil Mineralojileri Üzerine Araştırmalar. E.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No 71 E.Ü. Matbaası İzmir (S: 90).
- Saatçi, F., Altınbaş, Ü., 1977. Çeşme Kazası Civarında Mevcut Terra Rossa, Kireçsiz Kahverengi Ve Rendzina Büyük Toprak Gruplarındaki Toprakların Kil Fraksiyonlarının Kil Mineralleri Üzerine Araştırmalar. E.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No 315 Bornova İzmir.
- Sahu, G.C., Danda, N., Nanda, S.K., 1986. Genesis And Mineralogy Of Some Entisol In Orissa. *Indian Agriculturist* 30:1 21-28.
- Sarı, M., Dinç, U., Kapur, S., 1986. Palesollerin Oluşumu Ve Bazı Mineralojik Özellikleri. *Toprak İlmi Derneği 9. Bilimsel Toplantı Tebliğleri Yayın No 4*.
- Sarı, M., Dinç, U., Şenol, S., Vd., 1986. Karstik Toprakların Oluşu Önemli Fiziksel, Kimyasal Ve Mineralojik Özellikleri Ve Sınıflandırılması. *Toprak İlmi Derneği 9. Bilimsel Toplantı Tebliğleri Yayın No 4*.
- Sayarslan, M., Öner, F., Kapur, S., 1997. Adana Güvenç Formasyonundaki Sedimanların Mineralojik Ve Kimyasal Bileşimi. *Yer Bilimleri (Geosound) Sayı 30 ISSN 1019-1003 S: 717-724*.

- Sayın, M., 1985. Seyhan, Berdan Ve Göksu Ovaları Topraklarında Toplam Mineralojik Analiz Ve Kil Analiz Yöntemlerinin Karşılaştırılması. Tübitak Doğa Bilim Dergisi D2 9. 3 S: 331-342.
- Schaffer, B., Mc Garity., 1980. Genesis of Red And Dark Brown Soils On Basaltic Parent Material Near Armidale N.S.W. Australia. Geoderma 23: 31-41.
- Scheicher, H., Schwarz, g., 1977., Geologie und Petrographie des Karadağ Zentralanatolien: Geol., Jb., 25, 119-138.
- Seyrek, A., 1994. Bingöl Avnikyöresindeki Manyetit Ve Apatitçe Zengin Kayaçların Dağılımı Özellikleri Ve Derinlikle Birlikte Değişimleri Ayrışmaları (Doktora Tezi). Harran Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Anabilim Dalı Şanlıurfa.
- Sidhi, P.S., Gilkes, R.S., 1977. Mineralogy Of Soils Developed On Allivium In The Indo-Gangetic Plain (India). Soil Sci. Soc. Of Am. J. 41. 1194-1200.
- Simith, G., 1963. Objectives And Basic Assumption Of The New Classification System. Soil Sci. P 96
- Sing, O.P., Datta, B., Rao, C.N., 1991. Pedichemical Characterisation On Genesis of Soils In Relition To Altitude In Mizoram. J.Indian Soc.Soil.Sci. Vol 39 : 739-750.
- Singer, A., 1973. Weathering Products of Basalt In The Galiee And Menasbe. 2. Vesicular And Saprolite Weathering Isr. J. of Eart Sci. 22: 229-242.
- Singer, A., Navrot, J., 1977. Clay Formation From Basic Volkanic Rocks In A Humid Mediterranean Climate. Soil Sci. Am .J. 41: 645-650.
- Soil Survey Staff, 1960. A Comphensive System 7th Approximation. Soil Conservation Service USDA Washington D.C.
- Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy. A Basic System Of Soil Classification For Making And Interpreting Soil Survey. USDA Agriculture Handbook No 436 Washington D.C.
- Şahan, S., 1987. Şanlıurfa-Harran Ovası Topraklarının İnce Kum Mineralojisi Ve Bazı Yaygın Toprak Serilerinin Mikromorfolojisi (Yüksek Lisans Tezi).Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.
- Şenol, M., Kapur, S., 1987. Yumurtalık (Adana) Bölgesinde Volkanik Kayalar İçerisinde Kaliş-Toprak Oluşumu Ve Kil Mineralleri. III. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 189-194.

- Tanju, Ö., 1979. Ankara Bölgesinde Yaygın Bulunan Önemli Kayalardan Oluşmuş Toprakların Genesis Ve Morfolojikleri Üzerinde Biraraştırma. A.Ü. Zırrat Fakültesi Yayınları 703 Bilimsel Araştırma Ve İncelemeler 409 S: 1-69 Ankara.
- Tanju, Ö., 1986. Toprak Genesisi Ve Sınıflandırma. A.Ü. Ziraatfakültesi Teksir No 135 Ders Kitabı S.1-206 Ankara.
- Tardy, Y., Bocquier, G., Paquet, H., Vd., 1973. Formation of Clay From Granite And Its Distrubition İn Relation to Climate And Topography. Geoderma 10: 271-284.
- Tazaki, K., 1978. Micromorphology of Halloysite Produced By Weathering of Plagioclase İn Volcanic Ash Soils. Int. Clay Cont. Proceeding S : 130-145.
- Tinslet, J., 1974. A Manual Experiments For Student Of Soil Science, Univ. Of Aberdeen S: 96-128.
- Tinsley, J., 1970. A Manuel Of Experiments For Student Of Soil Science. Department Of Soil Science University Of Aberdeen (S.128).
- Türkmenoğlu, A., Koçyiğit, A., Özalp, T., 1995. Kalecik-Hasayaz Havzasındaki Tersiyer Göl Sedimanlarının Jeolojisi Ve Kil Mineralojisi. VII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 53-61.
- U.S. Salinity Lab. Staff, 1954. Diagnosis And İmprovement Of Saline And Alkali Soils. Agricultural Handbook No 60 USDA.
- Ugolini, F.C., Dahlgren, R., Lamanna, J., Vd., 1991. Mineralogy And Weathering Processes İn Recent And Halocene Tephra Deposits On The Pacific Northwest Usa. Geoderma 51 S: 227-299.
- Ünalan, A., Ocakverdi, H., 1991. Karadağ'ın (Karaman) Bitkileri. Tübitak Doğa Türk Botanik Dergisi. Cilt 15 Sayı 3 ISSN: 1011-0887 S: 380-399.
- Wilson, M.J., 1967. The Clay Mineralogy Of Some Soils Derived From Matsuska Central Japan. Min. J. (Tokyo) 5. 283-363.
- Wilson, M.J., Bain, D.C., Melterdy, W.M., 1971. Clay Mineral Formation İn A Deeply Weathered Bolulder Conglomerate İn Nort East Scotland. Clay Min. 19 : 344-352.

- Yeşilsoy, M.Ş., 1966. Trakya'da Yaygın Grumusol, Kireçsiz Kahverengi Ve Rendzina Topraklarının Kil Mineralojisi (Doktora Tezi). A.Ü. Ziraat Fakültesi.
- Yeşilsoy, M.Ş., Kapur, S., 1982. Mineralogy of Two Noncalcic Brown Solils Formed Subhumid Climate Region of Thrace Turkey. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı 13: 2 3-17.
- Yeşilsoy, M.Ş., 1993. Trakya'da Mevcut Grumusol, Kireçsiz Kahverengi Ve Rendzina Torakların Kil Mineralojisi, Katyon Değişim Karakteristikleri Ve Negatif Adsorbsiyon Özellikleri. VI. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S : 212-229.
- Yılmaz, K., 1990. Harran Ovası Topraklarının Mineralojik Karakterizasyonları (Doktora Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.
- Yoshinaga, N., 1988. Mineralogy Of Andisols in D.T. Kinloch, S.Shoji, F.H. Bernroth Ve H. Eswaran (Editors), Prof- of The 9th Int. Soil Classification Workshop, Japan. 20 July To 1 Agust 1987: Pupl. By Lap. Committe For 9th Int. Soil Classification Workshop For The Soil Management Support Service Washington D.C. Usa Pp 45-59.
- Zainal, Y.M. 1977. Mineralogy, Goechemistry And The Origin of Some Recently Discovered Tertiary Bentonites İn Iraq. Ph D. Univ. of Sheffiled Pup (S : 148).