T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
Fen Bilimleri Enstitüsü

YARI KURAK İKLİM ŞARTLARINDA VOLKANİK MATERYAL ÜZERİNDE OLUŞAN TOPRAKLARIN FİZİKSEL, KİMYASAL, MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU

SIDIKA ALP

Yüksek Lisans Tezi

Toprak Anabilim Dalı
Konya-2009

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

YARI KURAK İKLİM ŞARTLARINDA VOLKANİK MATERYAL ÜZERİNDE OLUŞAN TOPRAKLARIN FİZİKSEL, KİMYASAL, MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU

Sıdıka Alp

Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Toprak Anabilim Dalı

Danışman :Yrd. Doç. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN
2009, 100 Sayfa
Jüri :
Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN
Prof. Dr. Cevdet ŞEKER
Yrd. Doç. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN

Volkanik ana materyal üzerinde oluşan topraklar benzersiz fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptirler ve yağışlı iklimlerde oluşanları çoğu kez andisol olarak sınıflandırılır. Yağışlı iklimlerde bulunan volkanik toprakların ayrışma prosesleri ve mineral oluşumları üzerine çok miktarda çalışma olmasına rağmen kurak ve yarı kurak bölgelerde oluşanlarla ilgili olarak az sayıda veri bulunmaktadır. Türkiye'de de volkanik materyal üzerinde oluşan topraklar ile ilgili çalışmalar, dağılımlarıyla karşılaştırıldığında yetersizdir. Sunulan bu çalışmanın hedefleri andezitik ana materyal üzerinde oluşan 5 toprak profilinin fiziksel, kimyasal ve mineralojik karakteristikleri ile toprak genesisi ve toprak sınıflandırmasından sorumlu pedolojik prosesler üzerine iklim ve diğer toprak oluşum faktörlerinin etkisinin araştırılmasıdır. Bu çalışmanın ana amacı, Konya'da yarı kurak iklim şartlarında volkanik materyal üzerinde oluşan toprakların andisol olarak sınıflandırılabilmesi için gerekli kriterleri sağlayıp

sağlamadığını belirlemektir. Bu amaçla her profilde makromorfolojik tanımlamalardan sonra horizon esasına göre toprak örnekleri alınmış, fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikler belirlenmiştir. Söz konusu topraklar orta ve ince tekstür, düşük organik madde içeriği, düşük katyon değişim kapasitesi ve su tutma kapasitesi göstermişlerdir. Sonuçlar göstermiştir ki tüm topraklarda kum ve kaba silt fraksiyonu % 30 'dan fazladır. Hacim ağırlığı tüm profillerde % 0.90 $gr.cm^{-3}$ 'den yüksektir. Genel olarak düşük fosfor fiksasyonu bulunmuştur. Fosfor fiksasyonu sadece 3 ve 4 nolu profillerde % 25 'in üzerindedir. Fakat tüm profillerde % 85 'in altındadır. Amonyum oksalatta ekstrakte edilen Al+1/2 Fe yüzdesi bütün profillerde % 2 'nin altındadır. NaF deki pH değerleri 9.5 in altındadır. Seçici ekstraksiyon ile tüm horizonlarda $Fe_d>Fe_o>Fe_p$ ve çoğu horizonda $Al_p>Al_o>Al_d$ şeklinde bir ilişki saptanmıştır. Sodyum ditiyonit-sitrat, asit amonyum oksalat ve sodyum pyrofosfat ile ekstraksiyonlar göstermiştir ki Dünya'da yer alan volkanik materyal üzerinde oluşan toprakların tersine, çalışılan topraklarda allofan, imogolit ve Fe-humus kompleksleri gibi amorf mineraller saptanmamıştır. Amorf mineral olarak sadece önemli miktarda Al-humus kompleksi ve çok az miktarda da ferrihidrit bulunmuştur. Kristalize demir mineralleri, diğer demir minerallerinden daha fazladır. Seçici çözelti analizine ait bazı indeks değerler 3 nolu profilde eseri miktarda amorf materyalin bulunabileceğini göstermektedir. Feldspat (plajiyoklaz) , kristobalit ve kuvars en yaygın primer minerallerdir. Bazı profillerde hematit, cummingtonit ve maghemit de bulunmuştur. X ışını kırınımları kaolinit ve illitin kil fraksiyonunda dominant kil minerali olduğunu göstermektedir. Ayrıca kil fraksiyonunda klorit-smektit ara tabakalı mineraller de oluşmuştur. Kısa yağışlı sezon, uzun kurak periyot ile karakterize edilebilecek lokal iklim, düşük yıkanma oranı hızlı toprak oluşumunu engellemiş bu durum toprak çözeltisinde Si konsantrasyonunun artmasına neden olarak kaolinit ve illit gibi kristalize kil minerallerinin oluşumunu teşvik etmiş, böylece ana materyalin ayrışmasıyla ortama salınan Si ve Al 'nin tüketilmesi sonucu allofan gibi amorf minerallerin oluşumu engellenmiştir. Erenler Dağı üzerinde toprak genesisini etkileyen temel faktörler, yıkanma rejimi ve ayrışma oranını belirleyen iklim, topoğrafya ve ana materyalin tabiatı olarak saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Andisoller, Volkanik materyal, Toprak Oluşumu, Toprak sınıflandırması, Konya Erenler Dağı

ABSTRACT

Masters Thesis

PHYSICAL, CHEMICAL, MINERALOGICAL PROPERTIES AND FORMATION OF THE SOILS DEVELOPED ON VOLCANIC MATERIAL UNDER SEMI -ARID CONDITIONS

Sıdıka Alp

Selçuk University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Soil Science

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN
2009, 100 Page

Jury:
Prof. Dr. Saim KARAKAPLAN
Prof. Dr. Cevdet ŞEKER
Assoc. Prof. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN

Soils that are forming on volcanic parent materials have unique physical and chemical properties and in most cases on wet and humid climates are classified as andisols. Weathering processes and neoformation of minerals in volcanic soils have been studied extensively in humid climates but little data are available on these soils in arid and semi arid regions. Also studies on soils developed on volcanic materials are insufficient in Turkey compared to their distribution. The objectives of the present work were to asses the influence of climate and other soil forming factors on physical, chemical and mineralogical characteristics and pedolojical processes responsible for soil genesis and soil classification of five volcanic soil profiles derived andesitic parent material. The main purpose of this study is to examine of the soils that are forming on volcanic materials under semi arid climate in Konya (Turkey) meet the requirements to be

classified as andisols. For this purpose samples were taken from the horizons after their macromorphological identifications completed in all profiles and analysis for physical, chemical and mineralogical properties carried out. These soils are characterized a medium and fine texture, low organic matter content, low cation exchange capacity (CEC) and soil moisture retention. The results revealed the amount of sand and coarse silt fractions were higher than 30% in all soils. The bulk density is higher than 0.90 $gr.cm^{-3}$ in all profiles. In general phosphate retention is low. It is higher than 25 % in the profile 3 and profile 4. But it is lower than 85% in all profiles. The Al + ½ Fe percentages (by ammonium oxalate) are lower than 2 % in all profiles. pH values in NaF are lower than 9.5 in studied soils. Selective extraction give in all horizons the following relationships $Fe_d>Fe_o>Fe_p$ and in most horizons $Al_p>Al_o>Al_d$. Extraction with sodium dithionite – citrate, acid ammonium oxalate and sodium pyrophosphate showed that in contrast to soils usually forming on volcanic material world wide soils lack noncrystalline minerals like allophone, imogolite an iron humus complexes. The only noncrystalline minerals are present and in great quantities Al-humus complexes and in little quantities Ferrihydrite. Crystallized Fe minerals were higher than the other Fe minerals. Some selective dissolution analyses index results showed that traces amount amorphous material should be present in profile 3. Feldspar, cristoballite and quarts were more common primer minerals. Hematite, cummingtonite and maghemite were also found in some profiles. X-ray diffraction indicates kaolinite and illite were dominant minerals in clay fraction. Furthermore considerable amount of chlorite-smectite interstrafied was occur in clay fraction. The local climate which due to its short wet season and extended dry season, lower degree of leaching prevent rapid soil genesis and caused an increase in Si concentrations in the soil solution and favorite neogenesis of crystalline clays such as kaolinite and illite, consuming a large amount of Al and Si derived from the parent material as opposite to poorly crystalline colloidal constituents such as allophone. The major factors determining soil genesis on the Mt. Erenler would appear to be climate, topography and nature of parent material by affected leaching regime and weathering rates.

Key Words: Andisols, Volcanic Material. Soil Formation, Soil Classification, Mountains Erenler, Konya

ÖNSÖZ

Volkanik topraklar dünyada özellikle tektonik yönden aktif birçok noktaya dağılmıştır ve önemli alanlar kaplamaktadır. Sahip oldukları özellikleri itibariyle bilim insanlarının özel dikkatlerini çekmişlerdir. Bu nedenle Andisollerin oluşumu ve özellikleri ile ilgili olarak çok miktarda araştırma yapılmıştır.

Ülkemizde de önemli miktarda volkanik alan bulunmaktadır. Bazı bölgelerde volkanik materyaller üzerinde oluşan topraklar önemli alanlar kaplamaktadır. Ancak ülkemizde volkanik topraklarla ilgili yeterli çalışma bulunmamaktadır. Ülkemizin sahip olduğu iklimsel özelliklerde dikkate alındığında, dünyada daha çok yüksek yağış alan bölgelerde oluşan volkanik topraklarla ülkemizde oluşanlar arasında genesisleri ve özellikleri açısından önemli farklar bulunmaktadır. Ancak ülkemiz şartlarında volkanik materyallerin ayrışma ürünleri, miktarları ve oluşumları konusunda yeterli çalışmalar yapılmamıştır. Bu çalışma ile, bu alandaki bilgi eksikliğinin giderilmesi konusunda katkılar sağlanmış ve özellikle sınırlı sayıda araştırmanın bulunduğu Orta Anadolu volkanizmasının bir parçası olan Erenler Dağı volkanik materyali üzerinde oluşan toprakların oluşumları aydınlatılmıştır.

Bu çalışmanın planlanması, projelendirilmesi ve yürütülmesi aşamalarında değerli katkılarını esirgemeyen Yrd Doç Dr Hasan Hüseyin Özaytekin'e, bölüm laboratuarlarından yararlanmama imkan sağlayan Prof Dr Saim Karakaplan'a ve tüm öğretim hayatım boyunca maddi ve manevi olarak beni her zaman destekleyen aileme şükranlarımı sunarım.

Son olarak tez çalışmamı finansal olarak destekleyen S.Ü. BAP Koordinatörlüğü ve TÜBİTAK'a teşekkür ederim

TABLO LİSTESİ

Tablo No **Sayfa**

3.1. Çalışma Alanına Ait İklim Verileri 27

4.1. Örnek Toprak Profillerinin Açıldığı Noktaların Arazi Özellikleri 33

4.2. Örnek Toprak Profillerine Ait Morfolojik Görünümler 34

4.3. Çalışma Alanındaki Profillere Ait Bazı Kimyasal Özellikler 38

4.4. Çalışma alanındaki Profillere Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikler 39

4.5. Çalışılan Profillerde Andik Özelliklere Ait İndeks Değerler 40

4.6. Çalışılan Profillerin Seçici Çözelti Analiz Sonuçları 42

4.7. İncelenen Profillerdeki Bazı Majör ve Minör Elementlerin Dağılımı 44

5.1. Seçici Çözelti Analiz Sonuçlarına Ait İndeks Değerleri 68

5.2. Seçici Çözelti Analiz Sonuçlarına Göre Hesaplanan Ferrihidrit ve Fe Hidroksit Miktarları 72

5.3. Profillere Ait Bazı Genetik Oranlar 74

5.4. Profillerde Majör Elementlere Ait Zenginleşme Faktörü 75

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil No : **Sayfa**

3.1 Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası ve Profil Noktaları 25

3.2. Çalışma Alanı Topraklarının Nem Ve Sıcaklık Rejimi 26

4.1. İncelenen Profillerin Bazı Horizonlarında Kil Fraksiyonu X- Işını Kırınımları 49

4.2. İncelenen Profillerin Bazı Horizonlarında Birincil Minerallere Ait X -Işını Kırınımları 54

4.3. İncelenen Profillerde Bazı Horizonların İnfrared Spektroskopisi 59

5.1. Andik Özelliklere Ait Ölçütlerden 3. Maddenin b, c, d, Bentlerinde Belirtilen Şartların Diyagramda Gösterilişi 83

İÇİNDEKİLER

1. GİRİŞ 1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI 3
3. MATERYAL VE METOT 25
3.1. Materyal 25
3.1.1. Coğrafik Durum 25
3.1.2. İklim 26
3.1.3. Jeoloji 28
3.1.4. Bitki Örtüsü 29
3.2. Metot 29
3.2.1. Toprak Profillerinin Belirlenmesi 29
3.2.2. Profillerin Tanımlanması Ve Örneklerin Alınması 29
3.2.3. Fiziksel Ve Kimyasal Analiz Metotları 30
4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI 32
4.1. Morfolojik Özellikler 32
4.2. Fiziksel ve Kimyasal Özellikler 32
4.3. Seçici Çözeltilerde Fe, Al ve Si Dağılımı 41
4.4. Jeokimyasal Özellikler 43
4.5. Mineralojik Özellikler 47
5.TARTIŞMA 62
5.1. Morfolojik özelikler 62
5.2. Fiziksel Özellikler 62
5.3. Kimyasal Özellikler 63
5.4. Seçici Çözeltilerde Fe, Al ve Si Dağılımı 65
5.5. Jeokimyasal Özellikler 73
5.6. Mineralojik Özellikler 76
5.7. Andik Özellikler ve Sınıflandırma 80
6. SONUÇ VE ÖNERİLER 84
7. KAYNAK LİSTESİ 86

1.GİRİŞ

Andisollar ilk olarak toprak taksonomisinde İnceptisol olarak sınıflandırılmış, daha sonra 1990 yılındaki baskıda farklı bir ordo olarak tanımlanmıştır. Andisollerin oluştuğu ana materyal volkanik püskürüklerden oluşur. Volkanik materyal üzerinde oluşan bu topraklar Al, Fe – humus kompleksleri, allofan, imogolit ve ferrihidrit gibi amorf minerallerin ve volkanik camın varlığı ile karakterize edilirler. Bu koloidal materyaller toprağa, andik özellikler olarak tanımlanan düşük hacim ağırlığı, değişken yük özelliği, yüksek su ve fosfor tutma kapasitesi gibi benzersiz özellikler kazandırırlar (Arnolds, 2004).

Volkanik topraklar dünya üzerinde geniş bir yayılım alanına sahiptirler. Dağılımları hakkında elde yeteli bilgi bulunmasa da tarımsal alanların % 0,84 'ünü kaplamaktadırlar. Genellikle, Kuzey ve Güney Amerika kıtalarının volkanik alanlarında, Japon ve Filipin adalarında, Pasifik adalarında, Yeni Zelanda, Hawaii, İtalya'nın batı bölgelerinde Kanarya adaları ve Afrika'daki Rift vadisinde yoğun olarak bulunmaktadırlar (Soil Survey Staff, 1999).

Bu topraklar oldukça çeşitli iklim şartları altında oluşmuşlardır ve dünya çapında oldukça yoğun çalışmaların yapıldığı topraklardır. Bu çalışmaların önemli bölümü yağışlı veya tropikal iklim bölgelerinde oluşan Andisollar üzerinde yoğunlaşmıştır. Özellikle Japonya, Endonezya, Yeni Zelanda, gibi ülkelerden bu konuda çok sayıda çalışma rapor edilmiştir (Shoji ve ark., 1982; Parfitt ve Wilson, 1985; Wada, 1985, Wada ve ark., 1986).

Volkanik topraklar üzerindeki çalışmaların çoğu yıllık yağışı 1000 mm'nin üzerinde olan ve andik özelliklerin çok net olarak bulunduğu alanlarda yapılmıştır. Yağışlı bölgelerle karşılaştırıldığında, kurak alanlarda oluşan volkanik topraklarla ilgili oldukça az sayıda çalışma bulunmaktadır. Bu konuda Kaliforniya (Southard ve Southard, 1989), İtalya (Quantin ve ark, 1985) Yunanistan (Moustakes ve Georgoulias, 2005, Drouza ve ark., 2007, ve Türkiye'de (Dingil, 2003) bazı çalışmalar rapor edilmiştir.

Daha önceki çalışmalar açıkça göstermiştir ki ana materyale ek olarak iklim faktörleri de, volkanik materyalin ayrışma ürünlerinin miktarını ve oluşumunu belirlediği için oldukça önemli bir faktördür. Bu şartlarda, toprağın yaşı ve kurak bir sezonun olup olmadığı Andisollerde mineral oluşumunu belirleyen en önemli faktördür. Bu açıdan bakıldığında amorf mineral oluşumu daha çok toprak solüsyonundaki Al, Si, ve Fe gibi katyonların miktarına bağlıdır. Toprak

solüsyonundaki bu katyonların miktarı ise iklim tarafından belirlenmektedir. Bu durum volkanik toprakların özellikleri üzerine iklimin etkisinin kolayca anlaşılmasını sağlamaktadır.

Türkiye ‘de volkanik ana materyalle kaplı alanlar oldukça geniş bir dağılıma sahiptirler. Türkiye’de bulunan volkanlar günümüzde inaktif durumdadırlar. Volkanik ana materyal özellikle Doğu Anadolu’da Ağrı, Süphan, Nemrut, Tendürek; Kuzey Anadolu’da Kısırdağ, Aladağ; Orta Anadolu’da Hasan, Melendiz, Erciyes ve Konya Ovasının doğusunda bulunan Karadağ etrafında yaygın olarak bulunmaktadır. Ayrıca Ege bölgesinde Uşak ve Manisa arasında yer alan Kula’da ve Akdeniz bölgesinde çeşitli alanlarda volkanik materyaller bulunmaktadır.

Türkiye’deki volkanik ana materyal üzerinde oluşan topraklar hakkında daha çok bilgiye ihtiyaç duyulmaktadır. Ancak bu konuda çok az sayıda çalışma bulunmaktadır (Kapur, 1980; Özaytekin, 2002; Dingil, 2003). Bu nedenle, toprak bilimciler araştırmalarında bu konu üzerinde de durmalıdırlar. Türkiye’nin değişik bölgelerine dağılmış ve volkanik ana materyal üzerinde oluşan toprakların özellikleri bölgesel kontrollerle aydınlatılmalıdır. Bu bağlamda Konya ilinde volkanik ana materyal üzerinde oluşan topraklar da çalışılmalıdır.

Orta Anadolu’da yarı kurak iklim şartlarında oluşan volkanik materyalin ayrışma ürünleri yağışlı alanlarda oluşanlardan daha farklıdır ve toprak oluşumu söz konusu ortamlarda tam olarak ortaya konmamıştır. Bu çalışmada Konya Erenler Dağı volkanik materyali üzerinde oluşan toprakların fiziksel, kimyasal özellikleri, ayrışma ürünleri ve pedogenesisi araştırılarak aynı zamanda söz konusu toprakların Andisol olarak sınıflandırılıp sınıflandırılamayacağı belirlenmiştir.

2.KAYNAK ARAŞTIRMASI

Volkanik materyal üzerinde oluşan topraklar birkaç özelliğin bulunması ile karakterize edilirler. Bunlar kısaca andik toprak özellikleri olarak ifade edilebilir. Andik toprak özellikleri toprakta yeterince Al- humus komplekslerinin , allofan ve imogolit gibi kısa kırınımlı minerallerin, ferrihydrite ve volkanik camın bulunmasıdır. Bu oluşumlar toprağa düşük hacim ağırlığı, yüksek su tutma kapasitesi, yüksek fosfor fiksasyon kapasitesi, değişken yük kapasitesi sağlamaktadırlar (Soil Survey Staff, 1999).

Andisoller yeryüzünde 124 milyon hektarla % 0,8 lik alan kaplamaktadırlar. Genellikle Güney ve Kuzey Amerika kıtalarının batı kıyılarındaki fay hatlarını etkileyen volkanik alanlarda, Japonya, ve Filipin adalarında, Yeni Zelanda'nın Pasifik adasında, Hawaii adalarında, İtalya'nın batı kıyılarında, Kanarya Adalarında, Afrika Rift vadisinde, Rusya'nın Komçatka Yarımadasında ve İzlanda'nın büyük bir kısmında bulunmaktadırlar. (Soil Survey Staff, 1999).

İlk olarak toprak taksonomisinde İnceptisol ordosunun andept alt ordosunda sınıflandırılan ve volkanik ana materyal üzerinde oluşmuş toprakların, Andisol ordosu olarak farklı bir alt ordo içinde sınıflandırılması gerektiği 1989 yılında belirtilmiş ve 1990 yılında toprak taksonomisinde 4. baskıda yer almıştır. Bir toprağın Andisol ordosu içinde sınıflandırılabilmesi için gerekli karakteristikler aşağıda verilmiştir:

Andik toprak özelliğine sahip olan toprak materyalleri ağırlık olarak %25'den daha az organik karbon içermeli ve aşağıdaki karakteristiklerden birini ya da ikisini de karşılamalıdır

1-Toprağın 2 mm den küçük olan kısmında aşağıdaki koşullar bulunan topraklar;

a)Amonyum oksalat ile belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyumun toplamı %2 veya daha fazla olan ve

b)33 kPa'da tutulan su içeren toprağın hacim ağırlığı 0,90 $gr.cm^{-3}$ veya daha az olan ve

c)Fosfor tutulma kapasitesi %85 veya daha fazla olanlar veya

2.Toprağın 2 mm'den küçük olan kısmının fosfor tutulma kapasitesi %25 veya daha fazla, 0,02-2 mm büyüklüğündeki taneciklerin (kaba silt ve kum boyutu) miktarı % 30 veya daha fazla ve aşağıdaki özelliklerden birine sahip olan topraklar;

a) 0,02-2,00 mm büyüklüğündeki taneciklerin % 30 veya daha fazlası volkanik cam olan ve amonyum oksalatla belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyumun toplamı % 0,4 veya daha fazla olan topraklar veya

b) 0,02-2,00 mm büyüklüğündeki taneciklerin % 5 veya daha fazlası volkanik cam olan ve amonyum oksalatla belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyumun toplamı % 2 veya daha fazla olan topraklar veya

c)Amonyum oksalatla belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyum toplamı % 0,4 ile %2 arasında olup kum ve kaba silt boyutunda (0,02-2,00 mm büyüklüğündeki fraksiyonun) yeterli miktarda volkanik cam içeriğine sahip olması koşulları Andisoller için ölçüt olarak getirilmiştir.

Dingil (2003), Türkiye'de yayılım gösteren piryoklastik materyal üzerinde oluşan toprakların fiziko-kimyasal ve mineralojik özelliklerini ortaya koymak ve toprak taksonomisine göre sınıflandırmak için İç Anadolu bölgesinden 4, Doğu Anadolu bölgesinden 2 ve Akdeniz bölgesinden 1 profil olmak üzere 7 profili incelemiş, çalışılan profillerden sadece Delihalil profilini Andisol ordosunda sınıflandırmış diğer profilleri ise Entisol, İnceptisol ve Mollisol ordolarında sınıflandırarak Türkiye'deki Andisoller hakkında daha fazla bilgiye sahip olmak için diğer alanlarda volkanik materyal üzerinde gelişen toprakların da incelenmesinin gerektiğini bildirmiştir.

Ping ve ark (1989), Alaska'da volkan külü kökenli toprakların karakteristikleri ve sınıflandırılması üzerine çalışmalar yapmışlar, inceledikleri 20 profilden birinde andik ve 19'unda spodik özellikler belirlemişlerdir.

Van Ranst ve ark (2002), Endonezya'da Java Adaları'ndaki volkan külü üzerinde gelişen Andisollerle ilgili yaptıkları çalışmada, asit oksalatla ekstrakte edilebilen Si, Al ve Fe'nin artmasına rağmen, aşırı yıkanmayla Al ve Fe'nin aktif formlarının gelişimini görmüşlerdir.

Moustakas ve Georgoulias (2005), Yunanistan'ın Thera Adası'nda volkanik materyal üzerinde gelişen topraklarda yaptıkları çalışmada, allofan ve imogolit gibi amorf mineraller tespit edememişler, yalnızca bol miktarda amorf silika bulmuşlardır.

Mora ve ark. (1999), bir Şili Andisolünün fiziksel-kimyasal özellikleri üzerine kalsitin ve dolomitik kirecin etkisini araştırmışlardır. Topraklara uygulanan kalsit ve dolomitik kireç uygulamaları sonunda daimi asitlik azalmış, ve sonuç olarak fosfor adsorpsiyon kapasitesi de azalmıştır.

Ishiguro ve Nakajima (2000), asit solüsyonuyla yıkanmış bir allofanik Andisol'ün hidrolik iletkenliğini incelemişlerdir. Çalışmada pH ya bağlı yüklerin önemli miktarlarına sahip olan allofanik Andisollerin (volkan külü toprakları) doymuş hidrolik iletkenliklerindeki (K) değişimler açıklanmaya çalışılmıştır. Asit solüsyon olarak HNO_3 ve H_2SO_4 solusyonları kullanılmıştır. Sonuç olarak; K, HNO_3 yıkanması boyunca azalmış, ancak H_2SO_4 yıkanması boyunca artmıştır. Toprak strüktürü üzerine asit yıkanmasının etkisi, toprağın tamponlama kapasitesinden dolayı sadece toprak yüzeyinde etkili olmuştur. Toprak dispersiyonu yalnızca HNO_3 çözeltisi uygulamasında gözlenmiştir. H_2SO_4 çözeltisi uygulamasında sülfat kökünün çok güçlü adsorbsiyonundan dolayı toprakta herhangi bir dispersiyon gözlenmemiştir.

Arbestian ve ark (2001), Kuzey-Batı İspanya'nın andik toprak özelliklerine sahip topraklarında sülfat tutulmasını ve Al içeriği ile ilişkisini araştırmışlardır. Çeşitli volkanik ana materyaller üzerinde oluşmuş 19 toprak profilinin örneklendiği çalışmada toprağa 0,4 M sülfat çözeltisi ilave edilmiştir. Yüzey horizonlarında sülfat tutulması NaOH'da, oksalatta ve phyrofosfatta ekstrakte edilebilir Al ile pozitif ($P< 0,01$) ilişkili bulunmuştur. Bütün horizonlardan alınan veriler dikkate alındığında, sülfat tutulmasıyla oksalatta ekstrakte edilebilir Al arasındaki ilişki belirgin şekilde azalmıştır.

Poulenard ve ark (2001), Ekvator bölgesinden Paromo Andisollerinde iki farklı alanda uygulanan toprakların hidrodinamik özellikleri üzerine arazi kullanımının etkisini araştırmışlardır. Doğal hali bozulmamış topraklarda infiltrasyon oranı yüksek ve toprak kaybının az olduğu bulunmuştur. Sonuç olarak arazi kullanımlarının değişmesi doymuş hidrolik iletkenliği azaltmış, yüzey akışını önemli ölçüde arttırmıştır. Yeni işlenmiş topraklarda yağmur damlasının kabuk oluşumuna neden olduğu belirlenmiştir.

Parfitt ve ark (1980), volkan külü toprakları ve tefradan meydana gelmiş iki çeşit allofanın yapısını ve tanımlamasını araştırmışlardır. Bunun için kızılötesi spektrokopi, X ışını floresans ve fosfat adsorbsiyon yöntemleriyle allofan içeren örnekler incelenmiştir. Al/Si oranları 2'ye yakın olanlar allofanların kızılötesi spektraları, allofan küreciklerinin duvarlarının içinde imogolite benzer bir şekilde oluştuğu saptanmıştır. Sonuçlar, Al'nin yapısal iskeletinde bir Al oktahedral tabakanın bulunabileceğini ortaya koymuştur. Al/Si oranı 1'e yakın olanlar allofanlarda sıkıştırılmış silika birimleri, Al oktahedral tabakaların dışında hallosite

benzer bir yapı gösterirken, iç yüzeyde imogolit benzeri bir yapı göstermiştir. Al/Si oranı 1 ile 2 arasında olan allofanların proto imogolit ile allofan (Al/Si =1) yapılarının karışımından olduğu saptanmıştır.

Parfitt ve Saigusa (1985), Yeni Zelenda'da aynı volkan külü kaynağından oluşmuş Spodosol ve Andept olarak sınıflanmış topraklarda allofan ve humus-alüminyumu araştırmışlardır. Sonuçlar toprak örneklerinde organik maddenin, humus-Al komplekslerinin baskın form olmasından dolayı, Si ve Al'nin çökelmesini yavaşlattığını göstermiştir. Bununla beraber,organik maddenin allofan oluşumunu engellediği ve bunda humus-Al kompleks oluşumunun önemli rol oynadığı belirlenmiştir.

Dubroeucq ve ark. (2002), Meksika'da volkanik yüksek arazilerde Andisollerin biyolojik ve mineralojik özelliklerini araştırmışlardır. Meksika'nın dağlık otlaklarında, çok yıllık otlar ve siyah Andisoller hem biogenik hem de mineral ürünleri karşılıklı etkileyen toprak oluşum mekanizması yapısı içinde bulunmaktadır. Bu ekosistem içinde, tipik volkanik yüksek arazileri, bir katena halinde profiller boyunca; toprak örneklerinin makro ve mikro morfolojisi tarama ve geçirimli elektron mikroskop (TEM), infra-red yansıtması ve humik asit ekstrakları, radyoaktif karbon ömürleri ve polen kayıtları, toprak nemi ve mevcut su belirlenmesi ve toprak su analizleri çalışılmıştır. Toprak yaşı Andisollerde ilerledikçe mineral oluşumu da imogolit ve gibsit gibi Al ca zengin minerallerden daha çok allofan ve hallosite doğrudur. Ayrıca toprak çözeltisinde yüksek miktarda Si içeriği dikkat çekmektedir. Meksika'nın dağlık alanlarında bulunan siyah Andisoller yüksek su ve karbon biriktirme kapasitesine sahiptir. Sonuç olarak bu bölgedeki patates tarımı için tahrip edilen otlak alanlarında bulunan siyah Andisoller, bu tahripten etkilenerek su rezervlerinin gelecekte azalacağına dikkat çekilmiştir.

Kapur ve ark (1980), Adana-Osmaniye Üçtepeler, bazalt tüfleri üzerinde yer alan ando benzeri toprakların genesislerini ve sınıflandırılmasını araştırmışladır. İncelenen ando benzeri iki profilde sadece A ve C horizonlarının tınlı tekstürlü olduğu ve baskın mineral fraksiyonun kum olduğu belirlenmiştir. Polarizan mikroskop ve X-ışını çalışmaları sonucunda bu topraklardaki kil oluşumu ve ayrışma dizinimi saptanmıştır. Çalışmada incelenen her iki profil USDA (1975)'e göre Typic Vitrandept olarak sınıflandırılmıştır.

Çavuşgil ve ark (1986), Ürgüp andezit tüfleri ile Osmaniye bazalt tüflerinin fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerini araştırmışlardır. Yapılan analizler sonucunda; andezit ve bazalt tüflerinin polarizan mikroskopla yapılan mineralojik sayımları sonunda andezit tüfünde %71, bazalt tüfünde %84 oranında volkan camı gözlenmiştir. Hava kuru toprakta hacim ağırlığı ölçümleri, andezit tüfünde 0,77 gr/cm^3, bazalt tüfüne 0,90 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. Andezit tüfünün porozitesi %57,22, bazalt tüfünün porozitesi % 41,22 olarak hesaplanmıştır. Buna bağlı olarak andezit tüfünün yararlı su miktarı %32, bazalt tüfünün yararlı su miktarı %11 olarak belirlenmiştir. Araştırıcılar 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, ortoklaz, albit-anortit, andezit tüfünde ise; kaolinit, smektit, illit, hallosit, kuvars ve feldispat minerallerini bulmuşlardır. Analiz sonuçları, bazalt tüfünün andezit tüfüne göre daha fazla ayrıştığını göstermektedir. Bu çalışmada sonuç olarak özellikle andezit tüflerinin tarımsal kullanım bakımından çok uygun bir materyal olduğu belirlenmiştir.

Chen ve ark (2001), tarafından Taiwan'da volkanik araziler üzerinde oluşmuş, daha önceleri Andisol olarak sınıflandırılmış toprakların fiziksel, kimyasal ve mineralojik özellikleri belirlenmiş ve oluşları açıklanmıştır. Orta düzeyde profil gelişimi gösteren topraklar, A-BA-Bw-BC horizon dizilimine, kil, kili tın tekstüre, sıkı yarı köşeli blok strüktüre, düşük hacim ağırlığına ve yüksek fosfor tutma kapasitesine sahiptir. Kum fraksiyonunda jipsit ve kuvars baskınken, kil fraksiyonunda jipsit, kaolinit ve 2:1 tipi minerallerin baskın olduğu saptanmıştır. Yağışlı iklim, iyi drenaj ve ayrışabilir piroklastik materyallerin varlığı nedeniyle toprak oluşumunun oldukça hızlı olduğu saptanmıştır. Birçok andik toprak görünümlerine sahip olan bu İnceptisollerin Andisollerden oluştuğu öne sürülmüştür. Buna bağlı olarak toprak oluşum sırası Entisol, Andisol, İnceptisol şeklinde olduğu sonucuna varılmıştır.

Chertini ve ark (2001), İtalya'da Etna Dağı'nda volkanik toprakların fiziksel, kimyasal özellikleri üzerine çalı (Genista aetnensis (Biv) DC) ve çamın (Pimus nigra Arn. Ssp. Laricio Maire) etkilerini araştırmışlardır. Çalılık alanda yer alan topraklarda yüzeyde, ormanlık alanlara göre daha fazla organik madde birikimi

olduğu belirlenmiştir. Bitki örtüsü çam olan topraklarda birincil minerallerin ayrışmasının daha ileri düzeyde olduğu, bazik katyonların daha az olduğu gözlenmiştir.

Baumler ve ark (2002), volkanik olmayan ana materyal üzerine oluşmuş topraklarda andik toprak özelliklerini araştırmışlardır. Bu tür toprakların bazıları aynı zamanda tipik podzol yıkanma ve birikme horizonlarına sahip olmayan podzolik özellikler de içermektedirler. Himalayaların güney eğiminde Bhutan'da son zamanlardaki toprak araştırmaları bu toprakların genellikle deniz seviyesinden 2200 - 3500 m arasındaki yüksekliklerde geniş yayılıma sahip olduklarını göstermiştir. Bhutan'da iyi drenajlı orman topraklarından alınan toprak örneklerinin analiz sonuçları; topraklarda yüksek miktarda oksidik Fe ve Al bileşiklerinin, çok belirgin düşük hacim ağırlığının (<0,5 gr/cm^3), % 85 den daha fazla fosfor tutulmasının varlığını göstermiştir. Bu topraklar toprak sınıflandırma ölçütlerine göre ne Andisol ne de Podzol olarak değerlendirilmektedir. Bu çalışma sonucunda bu tür toprakların dünyada geniş yayılım gösterdikleri ve özel olarak incelenmeleri gerektikleri belirtilmiştir.

Asio ve ark (1999), orman kullanımından diğer arazi kullanımlarına olan değişime bağlı olarak Leyte'de bir volkanik toprağın (Andisol) özelliklerindeki değişmeleri incelemişlerdir. Çalışma alanı sıcak nemli tropikal iklime, yağmur ormanı doğal bitki örtüsüne ve volkanik toprağa sahip Leyte'de yürütülmüştür. Ormanların tahrip edilerek ikincil arazi kullanımlarına dönüşmeleri, topraktaki organik karbonda, toplam azotta, gözeneklilikte, agregat stabilitesinde, yarayışlı suyun ve erozyon artışına bağlı olarak strüktür ve toprak yoğunluğunun niteliğinin azaldığı sonuçlarını ortaya çıkarmaktadır. Buna karşın ormanların ikincil kullanımlara dönüşümü, topraklarda alınabilir N, K, Ca, Mg'nin kısa bir periyot için arttığını göstermektedir. Burada N'nin artışı mineralizasyona bağlı iken K, Ca ve Mg'nin artışı ise toprak erozyonunun toprağı gençleştirici (yüzey toprağının uzaklaştırılması) etkisine ve kayalardaki artan ayrışma düzeyine bağlı olduğu belirtilmektedir. Buna rağmen ormanların ikincil kullanımlara, özellikle tarımsal kullanımlara açılmaması gerektiği öne sürülmüştür.

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.

Craig ve Loughman (1964), bazaltlarda olivin, piroksen ve plajiyoklazların ayrışarak montmorillonit kil minerallerini oluşturduklarını, Yeni Güney Galler'de yaptıkları çalışmalarda, bazı profillerde yüzeye doğru bu kil minerallerinin mikro kristalli kaolinite ve hallosite dönüştüğünü bildirmişlerdir.

Bisdom (1967), İspanya'nın kuzey batısında oldukça humid koşullarda granitlerden oluşan topraklarda çalışmalar yapmış ve toprakların nispeten iyi gelişmiş profile sahip olduklarını, ayrıca kaolinit ve metahallositin başlıca ikincil 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.

Hocaoğlu (1970), farklı iklim şartlarında benzer ana materyal 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 hornblent bazaltları üzerinde oluşan Rize bazaltik topraklarında başat olarak hallosit bulunduğunu, halbuki Diyarbakır bazaltik topraklarında sırasıyla montmorillonit, vermikulit, kaolinit ve karışık tabakalı killerin bulunduğunu belirtmiştir.

Munsuz ve Nouri (1970), benzer iklim şartlarında farklı ana materyaller üzerinde gelişen toprakların kil mineralojileri üzerine yaptıkları çalışmada dasit üzerinde oluşan toprağın kaba kil fraksiyonunda illit, kaolinit ve montmorillonit, ince kil fraksiyonunda vermikulit, illit, kaolinit; kireçli ana materyallerden 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.

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

Esweran ve Conik (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. Araştırıcılar 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 etütleri ile belirledikleri 4 adet profilden horizon esasına göre aldıkları örneklerde yaptıkları analizlerle granit ve andezitten toprak oluşum süreçlerini açıklamaya çalışmışlardır. Araştırıcılar 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 sınıflandırmışlardır.

Singer (1973), vesiküler ve saprolitik ayrışmayı incelemiş ve vesiküler ayrışmanın yıkanmayı önlediğini, bunun sonucunda alkali katyonların, silisyum ve oluşum sürecinde silisyumu izleyen kaolinit, hallosit, smektit ve demir oksitlerin oluşumlarını engellediğini ileri sürmüştür. Araştırıcı 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 yıkanan ayrışma ürünlerinin taban arazide smektit oluşumuna neden olduğunu belirtmişlerdir.

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 hornblende, indizgite dönüşüm işlemlerini tespit etmişlerdir.

Altınbaş (1976), İzmir- Çeşme civarında üç büyük toprak grubunun kum ve mil fraksiyonlarının mineralojik bileşimlerini araştırmış, andezit, andezit tüfü, aglomera ve dasitler 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 belirlemiştir.

Rode ve Myagkova (1968), Ermenistan'ın Gejam yaylalarındaki andezit, bazalt kayaçları üzerinde oluşan toprakların mineralojik özelliklerini incelemişler ve klorit, biyotit, hornblent, hipersten, epidot, rutil, zirkon, götit, pirit, magnetit, kuvars, volkanik cam, plajiyoklaz, maden filizleri, ile kaya parçalarının varlığını saptamışlardır.

Jenny (1941), toprak minerallerini ayrışma ve parçalanma durumlarına göre 4 grupta toplamış, 1. en dayanıklı mineral olarak kuvarsı göstermiş, özellikle bazik tipli plajiyoklazların ortaklastan, biyotitin muskovitten, hornblendin ise ojitten daha kolay parçalanmaya uğradığını ve ayrıştığını belirtmiştir.

Singer ve Navrot (1977), yağışlı Akdeniz ikliminde bazik volkanik kayaçlarda 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.

Murray ve ark. (1977), volkanik kökenli ana materyallerdeki feldspatların öncelikle amorf oksitleri, amorf oksitlerin de allofan ve demir oksitleri oluşturduğunu, bu ayrışma sürecindeki ara tabakaları, β allofan$\rightarrow$ α allofan,$\rightarrow$hallosit$\rightarrow$kaolinit olarak bildirmişlerdir.

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

Güzel (1978), Akdeniz iklim koşullarında biyotitli andezit kayası üzerinde bulunan ana matreyalden oluşan toprak profilinde, feldispatlardan (plajiyoklas) doğrudan doğruya dioktaheder smektitin başat kil minerali olarak oluştuğunu, bununla birlikte aynı birincil 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 gibsit olduğunu, bunlara ilaveten Al-hematit bulunduğunu belirlemişlerdir. Araştırıcılar 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.

Schaffer 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 montmorillonit'in, 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 kayaçlardan kalıtımla geçmesi olasılığına bağlamışlardır.

Güzel (1980), Marmara bölgesinde granit üzerinde oluşan üç toprak profilinde mineral ayrışım ve oluşumuna bitki örtüsü ve topografyanın etkisini belirlemek üzere yaptığı çalışmada, aldığı örneklerde fiziksel, kimyasal analizler yapmış, elde ettiği analiz verileriyle X- ışını ve polarize mikroskop tekniğini de kullanarak birincil ve ikincil minerallerin değişim ve oluşumlarını belirlemiştir. Araştırıcı bitki örtüsü ve eğimdeki farklılıkların hem profil hem de ikincil mineral oluşumunu etkilediğini, orman-çayır geçit bölgesinde, 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. Araştırıcı bu mineralin, plajiyoklaz feldspatların 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 feldspatların ve indizgit minerallerinin farklı ayrışma evrelerinde olduklarını, özellikle feldspatların kaolinite değin doğrudan doğruya ayrıştıklarını, kalsit mineraline özellikle 4 nolu profilde farklı kristalizasyonu biçimlerinde yaygın olarak rastladığını, bazı horizonlarda hiperstenin hematite dönüştüğünü, baydellit-montmorillonit parçacıklarının toprak oluşumunun ilk evrelerinde klorit mineralini oluşturduklarını bildirmiştir.

Dhar ve Banerjee (1981), asit volkanik ve metamorfik kayaçlardan 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. Araştırıcılar bu durumu toprak oluşumundan önce yada toprak oluşumu sırasında yoğun ayrışmanın olmasıyla açıklamışlardır.

Cangir ve Kapur (1985), Polatlı'da marn ve Viranşehir'de kireçli bazaltlar üzerinde oluşan iki toprak profilinin kil mineralojilerini incelemişler ve 1 numaralı profilde ana materyalde 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 ana materyalde az düzeyde bulunurken geçit horizonlarında orta bol ve üst horizonlarda bol düzeyde bulunarak profilde başat kil minerali olduğunu, illitin baskın olarak ortaya çıkmasına, smektitin illite dönüşmesinin neden olduğunu, kaolinit ve kloritin ana materyalde bulunmazken üst horizonlarda az düzeyde bulunduğunu, kaolinitin smektitin dönüşmesiyle, kloritin ise daha çok kalevi reaksiyonlu ortamda birincil minerallerden ikincil olarak oluştuğunu belirlemişlerdir. Araştırıcılar 2 numaralı profilde ise bütün horizonlarda smektiti bol düzeyde, illiti ana materyalde orta bol, solumda az, kaoliniti A horizonlarında orta bol, daha aşağılarda yer alan

horizonlarda ise az düzeyde belirlemişler ve solumda illitin smektite dönüşme ihtimalini gözlemlemişlerdir.

Altınbaş (1985), bazalt ve mikaşist ana materyalleri 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, hallosit ile düzenli ara tabakalı ve rastgele karışımlı 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 ana materyalleri üzerinde oluşan asidik kahverengi orman topraklarında ise, ana materyalleri 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.

İnce ve Kapur (1985), Karacadağ bazalt kayası üzerinde oluşan vertik topraklarda mikro strüktür 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, profillerin mikro morfolojilerinin iklim değişimine paralel olarak şişme ve büzülmelere neden olan yüksek orandaki smektit kil minerallerinden kaynaklanan kama biçimindeki yapısal birimler olduğunu, bu oluşumda ilk safhanın da argilikompaksiyon olarak gerçekleştiğini bildirmişlerdir.

Alexander ve ark. (1986), ultra bazik kayaçlar üzerinde oluşan topraklarda yaptıkları kum mineralojisi çalışmalarında, bu tip kayaçlarda 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

Rutherford (1987), Orta Amerika'da Belize'de granit üzerinde gelişen iki Ultisol profilinde yaptığı çalışmalar sonucu, her iki profilin de 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 ve feldspat içeriğinin nispeten düşük olduğunu, her iki profilde de götit ve hematit içeriğinin yukarıya doğru arttığını belirtmiştir.

Yoshinaga (1988), volkanik küllerin birincil minerallerini ilk olarak ağır ve hafif mineraller olarak iki kategoride karakterize etmiş ve volkanik küllerde hafif

minerallerin baskın olduğunu (%70-95), hafif mineraller içinde bolluk sırasına göre renksiz volkanik cam, plajiyoklaz feldspat, silika mineralleri (kuvars, kristobalit, tridimit) ve mikanın bulunduğunu, ağır minerallerin ise daha küçük bir fraksiyon oluşturduğunu ve muhtevasında bolluk sırasına göre hipersten, opak mineraller, augite ve hornblent bulunduğunu belirtmiştir.

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

Gürel (1992), Ceylanpınar ovası bazalt akıntıları üzerinde oluşan toprakların üzerinde bulundukları ana materyalden oluştuklarını, profillerin ana kayalarının aynı volkanik kökenli olmasına rağmen farklı katılaşma fazlarına sahip olmaları nedeniyle farklı yaşta petrografik ve mineralojik özellikte kayaçların oluştuğunu ve sonuçta farklı toprakların genesislerini oluşturduğunu belirlemiştir. Araştırıcı 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 kırınımlarına göre tüm profilde yaygın olarak kalsit, kuvars, Viranşehir'de ise kuvars ve kalsit bulunduğunu tespit etmiştir.

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

Karaman ve ark. (1995), Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde Karacadağ eteklerinde, Karacadağ'ın farklı lav akıntıları üzerinde oluşan vertik 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.

Karaman ve ark. (1997), bazaltik bir katena üzerinde yer alan toprakların kil mineralojisi ve mikro yapısal özelliklerini araştırmışlar, söz konusu topraklarda smektit kil mineralini başat olarak belirlemişler, bunu sırasıyla kaolinit, illit ve paligorskitin izlediğini, birincil minerallerden ise piroksenler, feldspat 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 ana materyalden 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.

Kleber ve ark, (2004), Almanya'daki Andosollerin oluşumlarını ve özelliklerini incelemişler ve Windsborn bölgesi topraklarını silic Andosol olarak sınıflandırmışlar ve % 10 civarında allofan bulmuşlardır.

Shoji (1986), Japonya'daki Andosollerin mineralojik özelliklerini incelediği çalışmada, oluşan amorf mineral miktarı ve kil fraksiyonundaki oranın iklim , ana materyal ve ayrışma derecesine bağlı olduğunu bildirmiştir.

Parfitt ve Kimble (1989), allofan oluşumunu araştırdıkları çalışmalarda ustic, xeric ve aridic toprak rutubet rejimlerinde silikanın yıkanmasının sınırlandırılması nedeniyle allofan oluşumunun nadiren gerçekleştiğini tespit etmişler, alüminyumca zengin Allofanın, (Al/Si=2) yıkanma şartlarına diğer allofan türlerine göre daha dayanıklı olduğu için, volkanik topraklarda daha sık görüldüğünü belirtmiştir.

Garcia-Rodeja ve ark (2004), İzlanda Azorlar, Tenerife (İspanya) ve İtalya'da volkanik materyal üzerinde gelişen 12 toprakta çeşitli seçici metotlar kullanarak Al formlarını tespit etmişler. Al_p/Al_o ve Al_p/Al_{Cu} oranlarının andik horizonlarda organik maddenin artışına bağlı olarak arttığını , fosfor fiksasyonu ve NaF'de pH'nin Al_o ve Al_p ile ilişkili olduğunu bulmuşlardır.

Buytaert ve ark (2005), Güney Ecuadorian Paramo Bölgesi toraklarının kil mineralojisini incelemişler ve açtıkları 10 profilin iklim ve ana materyal özelliklerine göre 3 farklı bölge için de gruplandırmışlar ve Paramo bölgesi topraklarının kil mineralojisi üzerine majör etkinin yeni volkanik küllerden kaynaklandığını belirlemişlerdir.

Sanjurjo ve ark. (2003) İtalya'da Etna Yanardağı üzerinde farklı yüksekliklerde bazaltik piroklastik materyal üzerinde oluşan torakların oluşumunda bitki örtüsünün etkisini incelemişler ve bitki kök bölgesinde ikincil mineraller ve kolay indirgenen Fe- oksihidroksitlerin biriktiğini bulmuşlardır.

Shoji ve ark. (1993), volkanik toprakların oluşumları, özellikleri ve kullanımları ile ilgili yaptığı çalışmada bitkilerin volkanik topraklar üzerine çeşitli substratlarla başka topraklarda görülmeyecek kadar hızlı etkili olduğunu ve nispi olarak daha kısa zamanda yeni minerallerin oluşumuna neden olabildiklerini bildirmişlerdir.

Lilienfein ve ark. (2003), Kaliforniya Shosta Dağı'nda farklı yaşlardaki genç andezitik materyaller üzerinde toprak oluşumunu ve organik materyal katılımını inceledikleri çalışmada allofan miktarının daha yaşlı topraklarda genç olanlardan 68 kat daha fazla olduğunu, aynı zaman sürecinde ferrihidrit konsantrasyonunun 2.3 kat arttığını, karbon ve N miktarının toprak yaşı ile lineer bir artış gösterdiğini belirtmişlerdir.

Wada (1989), Allofanın Si-Al'un spesifik karışımından ibaret olan ve özellikle genç volkanik topraklarda tipik olarak oluşan , bir grup amorf mineral olduğunu belirtmiştir.

Meijer ve Buurman (2003), Kosta Rika'da Turrialba Volkanında katenasal toprak ilişkilerini araştırmışlar ve majör, minör ve nadir toprak elementlerinde genel eğilime uygun yıkanma ve zenginleşme tespit etmişler. Ayrışmada üç farklı yıkanma paterni bulmuşlardır.

Pillans (1997), Avustralya Kuzey Queensland'da farklı yaşlardaki bazalt akıntıları üzerindeki toprak oluşumunu incelemiş ve toprak oluşumunun çok yavaş olduğunu (0,30 m/ma) bu nedenle söz konusu alanların erozyona karşı korunması gerektiğini bildirmiştir.

Nieuwenhuyse ve ark. (2000), Kosta Rica'da Andezitik lav üzerinde gelişen topraklarda kronolojik araştırmalar yapmışlar ve 1m. derinlikte 2000 yıllık topraklarda birincil minerallerin opak mineraller piroksenler – plajiyoklaz ve volkanik cam sırasıyla ayrışma ile arttığını, ikincil mineral olarak ise Al ve Fe humus kompleksleri halinde amorf mineraller bulunduğunu, 18190 yıllık Fulvudands topraklarda volkanik camın bulunmadığını, 450 bin yıllık Haploquoxlarda ise gibsit, kaolin ve götitin baskın ikincil mineraller olduğunu bildirmişlerdir.

Delvaux ve ark. (2004) , Bohemian masifinde granit üzerinde gelişen topraklarda topografik faktörlere bağlı olarak toprak gelişimini incelemişler ve ayrışma ile andik özelliklerinin arttığını , önemli miktarda metal-humus kompleksi ve oksit humus bileşikleri şeklinde Fe ve Al salındığını allofanik olmayan Andosollerin soğuk ve yağışlı iklimde yüksek oranda organik maddenin akümülasyonu , yüksek infiltrasyon ve bol ayrışabilen minerallerin eşliğinde oluştuğunu saptamışladır.

Abayneh ve ark. (2006), Etiyopya'nın yarı yağışlı yüksek arazilerinde volkanik kayalardan oluşan topraklarda seskioksit dağılımını incelemişler ve topraktan neoformasyonla oluşmuş kaolinit , Fe ve Al oksitlerin residuyal birikimi ve o saprolitte, hallosit oluşumunun bulunmasıyla karakterize etmişlerdir. Bazalttan gelişen ve udic rejimde yer alan toprakları oxisol ustic rejimde gelişenleri ise ultisol-alfisol olarak sınıflandırmışlardır.

Hepper ve ark (2006), farklı miktarda volkanik kil içeren topraklarda kil mineralojisi, KDK ve özgül yüzey alanını incelemişler ve montmorilloniti baskın olarak bulmuşlar, ancak montmorillonitin kristalizasyonu ve şişme-büzülme özelliği üzerine kil miktarının etkili olmadığını saptamışlardır.

Parfitt ve Henmi (1982), kil fraksiyonunda allofan belirlemek için oksalat ekstraksiyon metodu ve infrared spektroskopisi metotlarını karşılaştırmışlar ve her iki metodunda sayısal değerler verdiğini belirlemişlerdir.

Childs ve ark. (1991), Japonya'daki volkanik kül topraklarında ferrihidrit oluşumunu araştırdıkları çalışmada 11 örnekten 6'sında ferrihidrit bulmuşlardır. FeO miktarının volkanik topraklarda bolca bulunan ferrihidrit'i belirlemede ve miktarını tayin etmede kullanabileceğini belirtmişlerdir.

Drouza ve ark. (2007), Yunanistan'da Nisyros Adası'nda volkanik materyaller üzerinde gelişen topraklarda çalışmışlar ve topraklarda allofan, imogolit ve ferrihidrit gibi amorf minerallerin henüz oluşmadığını bunun sebebinin de düşük ayrışma oranı, yıkanmanın sınırlanması uzun kurak sezon varlığı ve yüksek pH olduğunu bildirmişlerdir.

Dubroeucq ve ark. (1998), yarı-kurak şartlarda volkanik kül üzerinde oluşan iki toprağın ayrışmasını ve oluşum proseslerini incelemişlerdir. Toprakların oluşum süreçlerini; kaba materyallerin 50-200 mikrona parçalanması, amorf minerallerin oluşumu, hallosit oluşumu ve mikro agregatlarda amorf minerallerin

korunumu, kristalize ve amorf minerallerin yüzey katmanında birikmesi ve kuruması olarak 4 safhaya ayırmışlardır.

Becquer ve ark (2001), volkanik püskürük küller ile ultramafik kayaçlar üzerinde oluşan toprakların mineralojik, kimyasal ve yük özelliklerini incelemişler ve çok düşük miktarda oksalatta çözünebilir Fe ve Al tespit etmişler, bunun sonucunda da Fe ve Al oksitlerin kristalin tabiatta olduğunu ifade etmişlerdir.

Ezzaim ve ark (1999), Fransa'da tüf üzerinde oluşan asit kahverengi topraklarda ayrışmanın sayısallaştırılması üzerine çalışmışlar ve mass balance oranlarını tespit etmişlerdir. Araştırıcılar ayrışma ile kütlesel olarak %18 kayıp olduğunu CaO , Na_2O , Sr , P_2O_5 , Al_2O_3 , SiO_2'nin sırasıyla % 74 , 62 , 51 , 42 , 17 ve 25 oranında deplase olduğunu saptamışlardır.

Lu ve ark (2007), Güney Çin'de bazalt üzerinde oluşan topraklarda minerallerin manyetik özellikleri ile ayrışma dereceleri arasında ilişkiyi araştırmışlar ve bazı manyetik parametrelerin (x fd) yaş ve pedogenetik gelişimi karşılaştırılmasında kullanılabileceğini bildirmişlerdir.

Tonneijck ve ark (2007), Kuzey Ekvator'da volkanik küllerin meydana getirdiği stratigrafide toprak oluşumunu incelemişler ve toprakların üç farklı tüf stratifikasyonda oluştuklarını saptamışlardır.

Barbera ve ark. (2008) , Akdeniz volkanik topraklarında hareketli ve stabil organik madde üzerine ayrışma proseslerinin etkisini araştırmışlar ve mineralojiye dayanarak toprakların uzun zaman periyodu içinde ayrıştıklarını, Na, Mg ve Ca' nın yoğun olarak yıkandığını , mineral ayrışma sırasının amfibol- mika- volkanik cam, smektit- smektit-kaolinit – ara tabakalı- kaolinit şeklinde geliştiğini bildirmişlerdir.

Shoji ve Fujiwara (1984), Kuzeydoğu Japonya'da Andosollerin humus horizonlarında aktif Al ve Fe'nin özelliklerini ve kil oluşumundaki rollerini araştırmışlar ve ikincil Al ve Fe'nin organik maddenin stabilizasyonunu sağlayarak A horizonunda biriktiğini bunun sonucunda da koyu renkli tipik bir A horizonu oluştuğunu bildirmişlerdir.

Nierop ve ark (2005), Azor Adaları'nda iki allofanik volkanik toprakta NaOH ve $Na_4P_2O_7$ ile ekstrakte edilebilir organik madde üzerine araştırma yapmışlar ve profillerde melanik horizon bulunmadığını , sodyum pyrofosfatla ekstrakte edilebilir lignin , protein ve lipidlerin nispi olarak yüksek olduğunu lignin miktarındaki dağılımın bitki örtüsüyle ilişkili olduğunu, organik maddenin çoğunluğunun polisakkaritlerden meydana geldiğini bildirmişlerdir.

Doelsch ve ark (2007) , toprak horizonunda karbon miktarının mineral kontrolü üzerine çalışmışlar ve organik maddenin %82.6 gibi büyük bir kısmının organo-mineral kompleksler şeklinde mineral fraksiyonla ilişkili olduğunu ve organik maddenin minerallerin tabiatına göre birkaç ayrı fraksiyona ayrılabileceğini tespit etmişlerdir.

Nanzyo ve ark (1993 a), zayıf kristalize olmuş minerallerle özellikle çok zayıf polimerize olmuş alimino silikatların volkanik topraklarda C tutulmasında anahtar rol oynadıklarını ifade etmişlerdir.

Egli ve ark (2008), İtalya'da Etna bölgesinde bazalt ana materyal üzerinde yer alan 100-115.000 yıllık teraslar üzerinde gelişen topraklarda yaşla birlikte ayrışmayı incelemişlerdir. Genç materyallerde majör bazik katyonların yıkandığını, volkanik cam ve minerallerin parçalanması nedeniyle Fe ve Al'da pasif zenginleşme olduğunu, zamanın artışıyla birlikte ayrışma indeksinin asiytotik bir değer gösterdiğini, A ve B horizonunda kimyasal değişimin az olduğunu , ana mineral dönüşümünün volkanik cam – imogolite-kaolinit olduğunu, en fazla ayrışmış horizonda çok az miktarda 2:1 tipi killer bulunduğunu belirtmişlerdir.

Broquen ve ark (2005), Arjantin'de volkanik kül üzerinde ve farklı bitki türleri altında gelişen topraklarda allofan, alüminyum ve organik madde birikimini incelemişler ve organik maddenin imogolit ve allofanla çok güçlü ilişkisi olduğunu, organik maddenin stabilizasyonunda bu iki mineralin önemli etkisi olduğunu ve özellikle A horizonunda Al-humus kompleksleri şeklinde organik maddenin stabilize olduğunu gözlemlemişler, topraklarda hem yüksek oranda allofan hem de yüksek oranda organik C bulmuşlar ve bu durumun yüksek organik maddenin allofan oluşumunu engellemesini açıklayan, anti-allofanik etkinin söz konusu topraklara uygulanamayacağını bildirmişlerdir.

Stefanson ve Gislason (2001), İzlanda'da bazalt üzerinde gelişen topraklarda kimyasal ayrışmayı incelemişler ve kuraktan yağışlıya doğru iyi drenajlı şartlarda ana mineral dönüşüm mekanizmasının volkanik cam, imogolit benzeri allofan, hallosit kaolinit şeklinde olduğunu bulmuşlardır.

Prado ve ark. (2007), Meksiko'da farklı kullanım altındaki iki volkanik toprak profilinin özeliklerini belirlemişler ve sınıflandırmışlardır. Toprakların morfolojileri üzerine topografyanın etkili olduğunu bildirmişler, profillerden yüksek rakımda olanı İnceptisol, daha aşağı rakımda olanı Andosol olarak sınıflandırmışlardır.

Batjes ve Sombrock (1997), tropik ve subtropik bölgelerde karbon tutulmasını inceledikleri çalışmada Andosollerde ilk 15 cm'de organik C miktarının çok yüksek olduğunu , 40 cm içerisinde yarıya azaldığını, 40-200 cm arasında ise fazla bir değişikliğe uğramadığını bildirmişlerdir.

Nezeyimana (1997), Ruanda'da volkanik materyal üzerinde farklı fizyografik üniteler üzerinde gelişen topraklarda fiziksel ve kimyasal özellikleri incelemiş ve Andosollerde C birikiminde birçok mekanizma olduğunu, ana mekanizmalardan birinin humik bileşenlerle Fe , Al ve amorf minerallerin arasında mikrobiyal bozunmaya karşı dayanıklı komplekslerin oluşması olduğunu açıklamıştır.

Wada (1987), volkanik küllerden ayrışma ile mineral oluşumunu incelemiş ve Hawai'de iyi ayrışmış volkanik kül üzerinde maghemite veya hematit ve magnetit ve gibsit arasındaki ilişkiye dikkat çekmiştir.

Ndayiragije ve Delvaux (2003), Batı Hindistan'da Guadeloupe'de bir perudic Andosolde mineralojik yapıyı incelemişler ve gibsit, allofan kaolinit ve hidroksi Al ara tabakalı smektit / vermikulit minerallerinin bir arada oluştuğunu plajiyoklaz ve piroksen gibi birincil minerallerin tayin edilebilir seviyede oluştuğunu yüksek desilikasyon nedeniyle yukarda sayılan mineraller oluşurken bu durumun hallosit oluşumunu engellediğini , Fe oksitler ve allofan nedeniyle düşük KDK oluştuğunu tespit etmişlerdir.

Parfitt ve Wilson (1985), Yeni Zelanda'da farklı yaşlardaki üç volkanik toprakta allofan ve hallosit miktarlarının tahmini üzerine çalışmışlar, yüksek yağış alan bölgelerde allofanın baskın ikincil mineral olduğunu halbuki daha düşük yağış rejimine sahip alanlarda daha düşük silika kaybı nedeniyle hallositin daha fazla oluştuğunu belirtmişlerdir.

Van Ranst ve ark. (2008) , Endonezya'da Jawa'da bir perudic Andosolün mineralojik özelliklerini incelemişler, az miktarda allofan ve gibsit yanında kil minerallerinin çoğunluğunu dioktahedral smektitten oluştuğunu , Al ara tabakalı minerallerin kaolinit ve pirofillit olduğunu , 2:1 tipi kil minerallerinin , kaolinit ve Al-Klorit gibi hidrotermal kökenli olduğunu saptamışlardır.

Qafoku ve ark (2004), değişken yüklü toprakların mineralojileri, kimyasal özellikleri ve yönetmenlerini irdeledikleri çalışmalarında, volkanik topraklarda andik özellikler ve allofan ile imogolit gibi minerallerin bulunduğunu ancak bunun yanında çok az allofan içeren veya hiç allofan içermeyen, mineral

kompozisyonunda 2:1 veya 2:1:1 tipi tabakalı fillosilikatlerin bulunduğu, buna rağmen andik özellikler gösteren Andosollerin de var olduğunu bildirmişlerdir.

Buytaert ve ark (2007), Güney Ekvator'da ana materyal, iklim ve arazi kullanımının volkanik toprakların bölgesel dağılımı üzerine etkilerini incelemişler ve çalışmalarında, bölgedeki toprakların çok koyu renkli , çok az miktarda volkanik kül büyük miktarda organik C ' den müteşekkil olduğunu, yüksek rakımda soğuk iklimde organik madde birikiminin organa-metalik komplekslerin oluşumuna neden olduğunu , yüksek organik madde içeriğinin , yüksek porozite ve yüksek su tutma kapasitesine neden olduğunu , bölgedeki topraklar arasında çok belirgin bir farklılığın bulunmadığını, toprakların henüz az işlenmesi nedeniyle bozunmaya uğramadığını belirtmişler ve çalışma konusu toprakları Histik Andosol ve Dystrik Histosol olarak sınıflandırmışlardır.

Arnalds (2004), İzlanda'daki volkanik toprakları incelemiş ve araştırıcı , İzlanda'da yer alan ana materyallerin tamamının volkanik orijinli olduğunu , topraklarında büyük bir kısmının Andosol olarak sınıflandırıldığını , Andosollerin tipik andik özelliklere sahip olduğunu % 30 'dan fazla allofan içerdiğini , %5-15 ferrihidrit bulunduğunu, horizonların organik karbon içeriği arttıkça allofan ve ferrihidrit miktarının genellikle azaldığını, İzlanda topraklarının Histosol , Histik Andosol, Gleyic Andosol , Kahverengi Andosol , Vitrisol ve Leptosol olarak sınıflandırılabileceğini Gleyic ve kahverengi Andosollerin İzlanda topraklarının %54 ünü kapladığını ifade etmiştir.

Quantin (2004), Fransa'daki volkanik toprakları incelediği çalışmasında Fransa'da andik toprakların Massif Central Vasges ve Morvan Hereynran masiflerinde oluştuğunu, udic ve perudic rutubet rejiminin bu toprakların oluşumunda başlıca rolü oynadığını ana kayanın kimyasal kompozisyonunun toprakların genesisini önemli ölçüde etkilediğini saptamıştır.

Sigfusson ve ark. (2008), İzlanda'da Histik Andosollerin oluşumu ve ayrışma oranlarını araştırmışlar ve toprak solüsyonunun kimyasal kompozisyonu, bazaltik camın bozunması ve allofan ile imogolit arasındaki reaksiyonların belirlendiğini, Al-humus komplekslerinin, yine kimyasal kompozisyon üzerine önemli etkisinin olduğunu, ancak yeterince termodinamik veriler olmadığından bu etkinin yeterince sayısallaştırılmadığını, toprakta allofan miktarının %2-22 ve organik C içeriğinin %11-42 arasında değiştiğini saptamışlardır.

Wada ve ark. (1992), İzlanda'da tüf ve Atmosferik depozitler üzerinde oluşan dört toprağın kil minerallerini belirlemişler ve İzlanda Andosollerinde allofan, imogolit ve zayıf kristalleşmiş ferrihidritin baskın ikincil mineraller olduğunu saptamışlardır.

Thanachit ve ark. (2006), Tayland'da tropical iklimde Khon Buri bazaltik katena üzerinde oluşan 4 profilde jeokimyasal özellikler araştırmış ve Al, Si, Fe ve Ti'nin topraklarda majör elementler olduğunu, toprakların çok düşük miktarda Ca, Mg ve K ihtiva ettiğini bu durumun kaolin, demir oksitler, anataz ve kuvars minerallerinin bolluğunu yansıttığını, element konsantrasyonlarındaki değişimin farklı fizyoğraflar arasında değişim gösterdiğini bunun ana kayadaki farklılık ve farklı ayrışma koşullarından kaynaklandığını saptamışlardır.

Chiozzi ve ark. (2007), bir volkanik alanda hidrotermal ayrışmanın radyometrik yöntemlerle etüt edilebilirliğini araştırmışlar ve radyometrik ölçümlerin volkanik alanlarda litojik ünitelerin haritalanmasında ve hidrotermal proseslerle oluşmuş alterasyon bölgelerinin belirlenmesinde kullanılabileceğini göstermişlerdir.

Martinez Cortizas ve ark. (2003), İtalya'da Guuro ve Vico volkanları depozitleri üzerinde oluşan 4 toprak profilinde bazı major ve iz elementlerin dağılımını incelemişler ve bu topraklarda element dağılımını, 5 ana faktörün etkilediğini bu faktörlerin ise ana materyal kompozisyonu ve stratigrafisi, organik madde içeriği, yaş ve ayrışma durumu, iklim şartları ve insan aktivitesi olduğunu bildirmişlerdir. Organik madde içeriğinin element konsantrasyonlarının dağılımında en önemli rolü oynadığını saptamışlardır.

Poudel ve West (1999), Filipinlerde Mindanao volkanında farklı fizyografik ünitelerde oluşan toprakların verimlilik durumlarını ve karakteristiklerini araştırmışlar, profillerde allofan ve imogolit gibi amorf mineraller saptamışlar, hallosit, gibsit, götit, hematit ve kristobalit'i en yaygın mineraller olarak saptamışlar, derinlikle artan asidik pH bulmuşlar, morfolojik ve fiziksel özellikleri nedeniyle iyi bir bitki yetiştirme ortamı olan söz konusu topraklarda yüksek fosfor fiksasyon kapasitesi ve düşük K yarayışlılığından dolayı kimyasal gübreleme gerektiğini bildirmişlerdir.

Egawa (1977), volkanik Kül üzerinde gelişen topraklarda yaptığı çalışmada özellikle asit şartlarda Andisol olarak bilinen topraklarda yüksek P fiksasyon kapasitesinin oluştuğunu bildirmiştir.

Redel ve ark. (2008), farklı orman ekosistemlerinde oluşan Andisollerde fosfor fraksiyonlarını ve fosfat aktivitesini araştırmışlar, çeşitli mevsimlerde dökülen orman altı örtüsünün söz konusu topraklarda P döngüsünü önemli ölçüde etkilemediğini, ancak çalışılan ekosistemde P'nin muhafazasında organik katmanların çok önemli role sahip olduğunu saptamışlardır.

Matus ve ark. (2006), Şili volkanik topraklarında organik C'un alüminyum stabilizasyonu ile kontrolünü çalışmışlar ve bölgesel ölçekte asit amonyum oksalatta ekstrakte edilebilir Al içeriğinin organik maddenin stabilizasyonunda kil içeriği ve iklimsel faktörlerden daha etkili olduğunu saptamışlardır.

Matus ve ark (2008), Şili'deki volkanik topraklarda ekstrakte edilebilir Al ve Organik C arasındaki ilişkiyi araştırmışlar ve allofan içeriğinin silt+kil fraksiyonunda organik C ile güçlü bir korelasyon (R^2=0,82) olduğunu, çalışılan topraklarda Al-Humus bileşikleri ile C'nin ince fraksiyonun en büyük kısmını oluşturduğunu saptamışlardır.

Dümig ve ark. (2008), Brezilya'da yüksek arazilerde oluşan Andosol , umbisol ve cambisol topraklar üzerine çalışmalar yapmışlar ve 27 toprak profilini inceleyerek sınıflandırmışlardır. Çalışılan toprakların 21 tanesinin andik özellikler gösterdiğini bulmuşlardır.

Tematio ve ark. (2004), Orta Afrika'da Bambouto volkanik dağı üzerinde oluşan toprakları ve dağılımlarını araştırmışlar ve bölgede Entisol, oksisol, Andisol olmak üzere 7 farklı alt grup bulmuşlardır. Özellikle yüksek kısımlarda oluşan toprakların Andisol ordosuna girdiğini belirtmişlerdir.

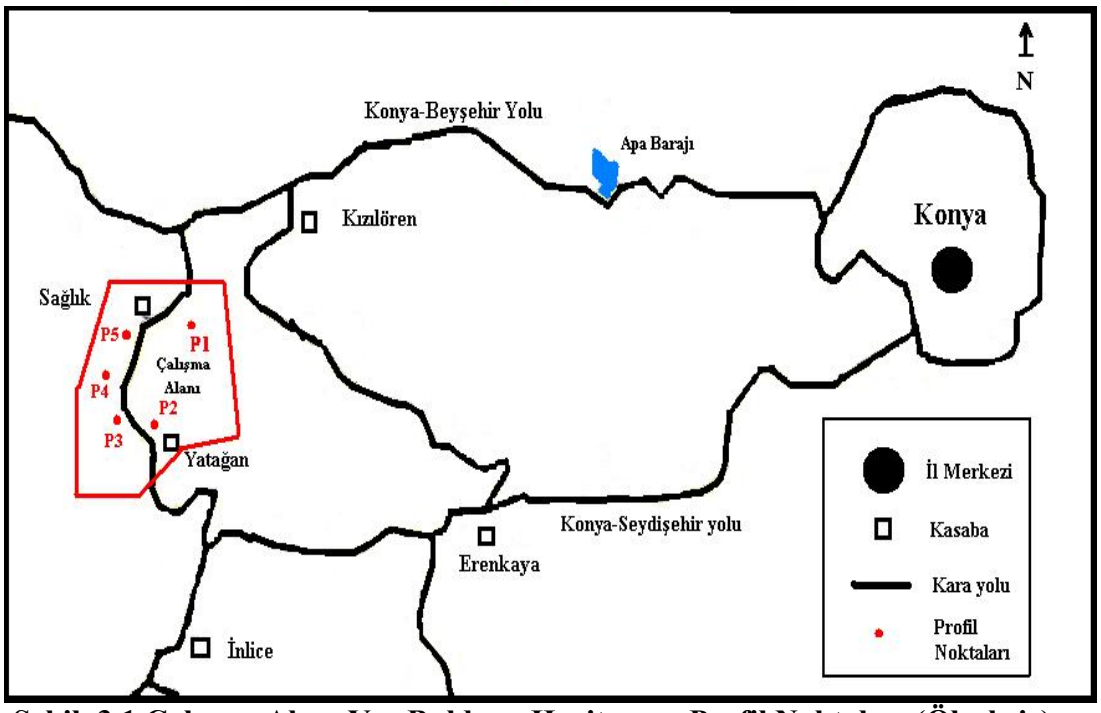
3. MATERYAL VE METOT

3.1 Materyal

3.1.1. Coğrafik durum

Çalışma alanı Orta Toroslar kuşağı üzerinde ve söz konusu kuşağın kuzey kesiminde, Konya İli'nin güneybatısında yer almaktadır. Çalışma, Orta Toroslar'ın İç Anadolu'ya bakan kesimlerinde yürütülmüştür (Şekil 3.1). Çalışma alanı 37° 54' 56''-37° 33' 22'' kuzey enlemleri ve 32° 11' 06''-31° 51' 16'' doğu boylamları arasında bulunmaktadır. Araştırma bölgesi Konya ili ve Beyşehir ilçesi arasında yer almakta olup Konya'ya 55 km uzaklıkta, dağlık ve oldukça dik eğimlere sahip engebeli bir alanı kapsamaktadır. Bölgenin denizden yüksekliği ortalama 1500 m olup en yüksek noktası 2319 m.dir

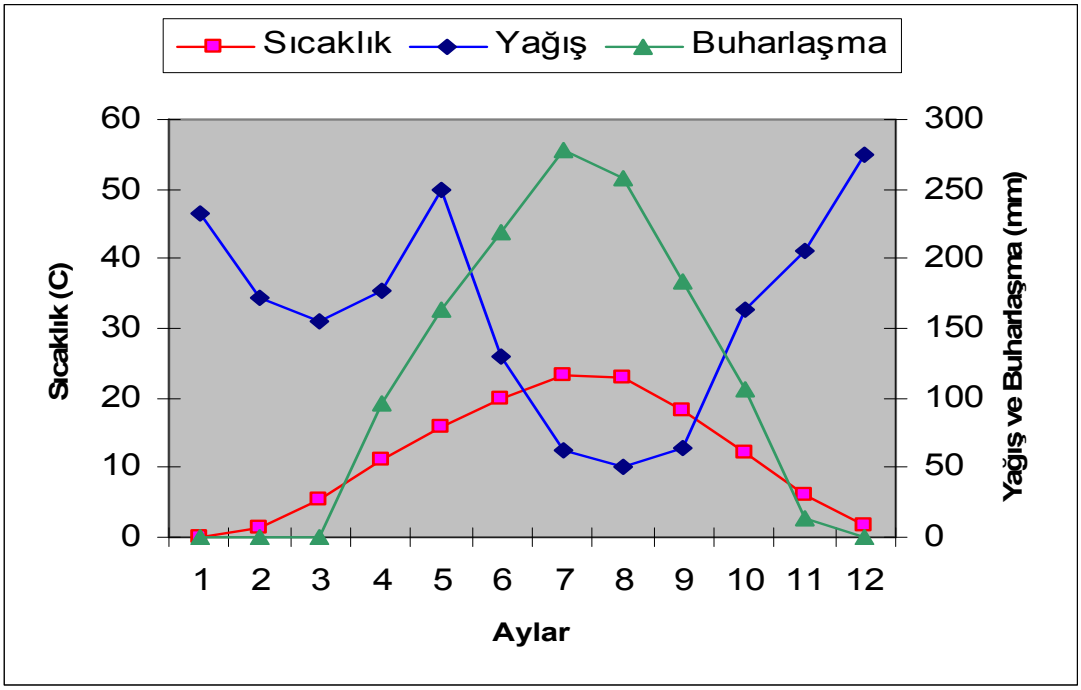




Şekil. 3.1 Çalışma Alanı Yer Bulduru Haritası ve Profil Noktaları (Ölçeksiz)

3.1.2 İklim

Orta Toroslar'ın üzerinde bulunan çalışma alanı İç Anadolu ile Akdeniz Bölge'leri arasında bir geçiş sahasında yer alır. Dolayısıyla hem Akdeniz ikliminin hem de karasal iklimin etkisi altında kalmaktadır. Çalışma alanı yakınında bulunan Altınapa Barajında yer alan DSİ meteoroloji istasyonu verilerine göre, bölgede yıllık ortalama yağış 379.38 mm, yıllık buharlaşma ise 1226.4 mm'dir (Bulduk, 2006). Konya meteoroloji istasyonu verilerine göre yıllık ortalama sıcaklık 11,5 ºC, 50 cm'deki ortalama toprak sıcaklığı 13.59 ºC dir (Anonim, 1994). Yağışın önemli bir kısmı kış aylarında düşmekte, Haziran, Temmuz, Ağustos aylarında kuraklık görülmektedir (Tablo 3.1.). Bölgenin iklim verilerine De Martonne-Bottman kuraklık indis formülü uygulandığında bölgede yarı kurak-az nemli Akdeniz ikliminin hakim olduğu görülmektedir (Akman,1990). Bu verilerin ışığında hazırlanan yağış-buharlaşma-sıcaklık diyagramlarına (Şekil 3.2) göre bölgenin sıcaklık rejimi mesic, rutubet rejimi ise xeric'dir (Soil Survey Staff, 1999).



Şekil 3.2. Çalışma Alanı Topraklarının Nem ve Sıcaklık Rejimi

Tablo 3.1. Çalışma Alanına Ait İklim Verileri (Anonim, 1994)

Meteorolojik Elemanlar	AYLAR												
	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Yıllık
Ortalama Sıcaklık (C^o)	-0,2	1,5	5,4	11,1	15,8	19,9	23,2	22,8	18,2	12,3	6,2	1,8	11,5
Ortalama Yağış (mm)	46,4	34,45	30,93	35,31	49,73	26,10	12,34	10,03	12,86	32,76	41,08	55,06	379,38
Buharlaşma (mm)	-	-	-	96,6	162,8	218,9	277,5	258,1	182,9	106,3	14,3	0,1	1317,5
Ortalama Toprak Sıcaklığı (50 cm)	3,6	3,5	6,3	10,9	15,5	20,1	23,8	24,7	22,0	17,0	10,2	5,5	13,59

3.1.3. Jeoloji

İnceleme alanı Orta Anadolu'da Orta Toros kuşağının kuzey kesiminde Konya İli'nin güneybatısında yer alır. Orta Toroslar kuzeyde Anadolu masifi, güneyde Akdeniz çukurluğu, batıda Kırkkavak fayı, doğuda Ercemiş fayı ile sınırlıdır. Bölgede otokton temel üzerine yerleşmiş allokton birimler bulunmakta ve tüm bu allokton ve otokton birimler post tektonik kırıntılarla örtülmektedir.

Çalışma sahasında birbirinden stratigrafik ve yapısal açıdan farklı birimler yüzeylenmektedir. Çalışma alanı içinde, dolomit, dolomitli kireçtaşı özellikli geç Trias- erken Jura yaşlı Kızılören formasyonu, uyumlu olarak kireçtaşlarından oluşan, Jura-Kretase yaşlı Loras dağı formasyonuna geçer. Bu istifin üzerinde ise bu çalışmanın konusunu oluşturan Geç Miyosen- Erken Pliyosen yaşlı Erenler-Alacadağ volkanitleri yer alır. Geniş yayılıma sahip bu volkanitler yer yer yatay ve yataya yakın tabakalanma sunan grimsi, beyazımsı, yeşilimsi renkli, elipsoidal ve yuvarlağımsı pomza parçaları içeren, az kaynaşmış, yaygın poroziteye sahip, yer yer hidrotermal alterasyona bağlı killeşmeler gösteren Kızılören ignimbiritleri ile başlar, tüflerle ardalanmalı değişik boyutlu volkanik ve sedimanter malzemelerden oluşmuş aglomeralarla devam eder. Piroklastikler üste doğru dasit, andezit, iki piroksen andezit, traki andezit gibi volkanitlere geçerler. Dasitler mostrada beyazımsı, grimsi, kahvemsi bir renk sunarlar. İnceleme alanında en fazla yüzeyleyen birim olan andezitler mostrada gri, koyu gri, pembemsi, taze yüzeylerinde ise koyu grimsi siyah renklidirler. Makroskopik olarak hornblent ve feldspat kristalleri birim içerisinde gözlenmektedir. Lavların soğumasına bağlı olarak kayaçlar, iyi gelişmiş soğuma çatlakları ve soğan kabuğu yapısı göstermektedir. İki piroksenli andezitler mostrada kahverengimsi siyah, taze yüzeyleri siyah renkli, oldukça sert, dayanıklı ve yer yer az gözeneklidirler. Traki andezitler kahverengimsi, kırmızımsı, taze yüzeylerinde ise pembemsi olup, makro olarak feldispat ve amfibol kristalleri içerirler. Erenkaya İgnimbiritleri kahvemsi, grimsi, pembemsi renkli olup andezit, dasitik kayaç parçaları içermektedir. Makroskopik olarak hornblent ve biyotit kristalleri içerir. Birimin altında piroklastik surge çökelleri bulunur. Ayrıca bu birim içerisinde bol miktarda, yassılaşmış pomza parçaları (fiamme) ve cam parçacıkları bulunmaktadır. Bu volkanizmanın yaşı K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayininde Geç Miyosen'de (11.9 M.Y) başlamış ve Pliyosene (3.35 M.Y)'a kadar devam etmiştir (Keller ve ark, 1977). Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çamur ve moloz akmaları şeklinde alüviyal karmaşık

niteliğindeki Topraklı formasyonu ve güncel alüvyonların oluşturduğu birimler tarafından tüm birimler açılı uyumsuzluklarla örtülmektedir (Kurt ve Ark., 2005).

3.1.4. Bitki örtüsü

İnceleme alanı Akdeniz ve İran-Turan fitocoğrafik bölgeler arasında geçiş kuşağında yer almaktadır. Çalışma alanı Toros Dağlarının kuzey kısmında kaldığı için İran-Turan fitocoğrafik bölgesinin etkisi daha fazladır. Çalışma alanında 1000 m'ye kadar olan alanlarda kızılçam (Pinus binti) ormanları yer almaktadır. Bu ormanların çalı katını kerman meşesi (Quercus occifera) oluşturmaktadır. 1000 m'nin üzerindeki alanlarda, karaçam (Pinus nigra), mazı meşesi (Quercus infectoria), saçlı meşe (Quercus cerris) ve Lübnan meşesi (Quercus libani) sedir (Cedrus libani), Toros köknarı (Abies cilicica) saf ve karışık toplulukları bulunmaktadır. Ayrıca söz konusu alanda Galium verum, Coronilla varua, Briza spicata, Festuca ovina, Silen italica, Trifolium speciosum, Briza spicata, Trifolium campestre, Galium peplidifolium, Alliforia petiolata gibi Compositae, Lobratae, Leguminosae, Gramineae, Curuciferae, Caryophyllaceae ve Liliaceae familyalarına sahip otsu türler ve cotoneaster nummularia, Juniperus oxycedrus, Juniperus excetsa, Polupulus tremula, Acer platunoides gibi çalı türleri de bulunmaktadır. (Özkan ve Kantarcı, 2008)

3.2. Metot

3.2.1. Toprak profillerinin belirlenmesi

Çalışma alanı 1/100.000 ölçekli toprak haritaları (Anonim, 1992), 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (Anonim, 1962) ve diğer çalışmalar kullanılarak incelenmiş daha sonra 1/25.000 ölçekli topografik harita paftaları ile bölge dolaşılmış, elde edilen veriler ışığında, çalışma alanında toplam 5 adet profil açılmıştır. Her profilin coğrafi koordinatları ve yükseklikleri GPS aleti ile ölçülmüştür.

3.2.2. Profillerin tanımlanması ve örneklerin alınması

Profillerin morfolojik incelemesinde %10'luk HCl çözeltisi, geniş yüzeyli bıçak, saf su, Japon tipi renk skalası (Oyama ve Takehara, 1967) ve profil tanımlama kartı kullanılmıştır. Toprakların morfolojik tanımlamaları için açılan her profil Soil Survey Manual (1993) tarafından belirtilen usuller esas alınarak incelenmiştir. Horizonların tanımı ve adlandırılması ise Soil Survey Staff (1999)'a göre yapılmıştır. Laboratuar analizleri için açılan profillerden horizon esasına göre bozulmuş ve bozulmamış toprak örnekleri alınmış, örneklere iz element bulaşması olmaması için plastik malzeme kullanılarak toplanmış ve temiz plastik torbalarda laboratuara

taşınmıştır. Laboratuara getirilen örnekler kurutularak 2 mm'lik elekten elenmiş ve analizlerde kullanılmak üzere plastik saklama kaplarında depolanmıştır.

3.2.3. Fiziksel ve kimyasal analiz metotları

Havada kurutulup 2mm'lik elekten elenmiş toprak örneklerinde parça büyüklüğü dağılımı hidrometre metodu ile (Bouyoucous, 1951), Elektriksel iletkenlik, 1:2,5 toprak saf su süspansiyonunda EC aleti ile (U.S.Salinity Lab. Staff, 1954), pH: 1:2,5'luk toprak-saf su süspansiyonunda, 1:2,5'luk toprak-1N KCL süspansiyonunda, ve 1:50'lik toprak-1N NaF süspansiyonunda cam elektrotlu dijital pH metre ile (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004), organik madde, Smith-Weldon yaş yakma metodu ile (Hocaoğlu, 1966), Kalsiyum karbonat, Scheibler kalsimetresi ile (Hızalan ve Ünal, 1966), KDK sodyum asetat yöntemiyle (Hızalan ve Ünal, 1966), Değişebilir Katyonlar 1N amonyum asetat yöntemleri ile (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954), Hacim ağırlığı, 100 cm^3 lük metal silindirler içine alınan örneklerin 105 C°'de kurutularak silindir hacmine bölünmesi ile (Blake ve Hartge, 1986), Na –Pyrofosfattta ekstrakte edilebilir Al ve Fe (Bertsch ve Bloom, 1999), Amonyum Oksalatta ekstrakte edilebilir Al , Fe ve Si, (Blakemore ve ark., 1987), Na–Ditiyonitte ekstrakte edilebilir Al ve Fe (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004), Fosfor Fiksasyon Kapasitesi (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004)., Tarla Kapasitesi 33 kPa ve solma noktası ise 1500 kPa basınç altında basınçlı plaka aleti kullanılarak, (Peters, 1965)'e göre yapılmıştır.

Örneklerin total element analizleri, kurutulmuş, öğütülmüş ve homojenize edilmiş 2 mm'den küçük toprak örneklerinde, ana materyalde ise, yaklaşık 10 g lık parçanın öğütülmesi ile sağlanan örneklerde $LiBO_2$ / nitrik asitte yakma yöntemiyle elde edilen ekstraklarda yapılmıştır. Majör ve minör elementler ICP AES de, nadir toprak elementleri ise ICP MS'de okunmuştur. Majör elementler % oksitler şeklinde, minör ve nadir toprak elementleri ise ppb ve ppm olarak belirlenmiştir. Ayrıca örneklerde yüksek sıcaklıkta yanma kayıpları ölçülerek % olarak belirlenmiştir (Chao ve Sanzolone, 1992).

Örneklerin mineralojik kompozisyonlarının belirlenmesi amacıyla birincil mineraller için, 2 mm'den küçük toprak örnekleri agat havanda 38 mikrondan geçecek şekilde öğütülmüş ve 2-40 2θ aralığında X-Ray difraksiyonları çekilmiştir. Kil mineralleri için ise giderme, kil ayırma, kilin doyurulması ve kilin serilmesi işlemleri yapılmış, bu amaçla NaOAC, H_2O_2, sodyum sitrat, sodyum dithionite işlemleri uygulanmış, daha sonra kil fraksiyonu sedimantasyon, dekantasyon ve

santrifüjleme ile ayrılmış, Mg ve K ile doyurularak cam slaytlara serilmiştir. Kurutulan preparatların 2-15 2θ aralığında X-Ray difraksiyonları çekilmiştir. Ayrıca Mg ile doyurulan örnekler gliserol ile muamele edilerek, K ile doyurulan örnekler 550 ºC 'de ısıtılarak aynı aralıkta difraktomları alınmıştır (Jackson, 1979). X ışınları kırınımları Shimadzu XRD-6000 cihazı ile Cu tüp kullanılarak yapılmıştır. Ayrıca örneklerin KBr ile hazırlanan peletlerinin infrared spektrumları alınmıştır.

4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI

4.1. Morfolojik Özellikler

Çalışmada açılan profillerin arazi tanımlamaları tablo 4.1. ve 4.2. de özetlenmiştir. Tablolardan da görüldüğü gibi profillerin tümü eğimli yamaç ve etek arazi fizyografyada, andezit ana materyal üzerinde, xeric rutubet ve mesic sıcaklık rejiminde gelişmiştir. 1 nolu profilde A horizonu, 2 nolu profilde Ah horizonundan başka tanımlayıcı horizon bulunmamaktadır. 3, 4 ve 5 numaralı profillerde ise A horizonuna ilaveten kambik B horizonu saptanmıştır. Horizon farklılaşmasının üst seviyede olmaması ve ana materyalin düşük ayrışma oranları, toprak gelişiminin başlangıç aşamalarında olduğunu göstermektedir. Profillerden 1, 2 ve 5 nolu profiller kumlu kil, 3 ve 4 nolu profiller ise killi yapıdadır. Tüm profillerde yüzey horizonları hariç strüktür gelişimi zayıf veya strüktürsüzdür. Yüzeyde ise granüler strüktür saptanmıştır. Profillerde renk 5YR ile 10 YR arasında değişmekte olup genelde yüksek value değerlerine sahiptir. C horizonları ise daha yüksek value değerleri göstermiştir. Profillerin açıldığı bölgenin meşe ve çam ormanlarından oluşmuş olması ve yüzeyde organik maddenin alt katmanlara göre yüksek seviyelere çıkması nedeniyle yüzey horizonları ile yüzey altı horizonlarında anlamlı farklılıklar gözlenmiştir. Bu farklılıklar organik madde, kök ve biyolojik aktivite seviyelerindeki farklılıklardan kaynaklanmıştır. Profillerde HCl ile yüzey horizonlarında çok zayıf reaksiyon tespit edilirken, yüzey altı horizonlarında tepkime gözlenmemiştir. Yüzeydeki tepkime de çevrede bulunan kireçli materyallerden atmosferik katılımla gelen kireçli tozlardan kaynaklanmış, yani dış katılım olmuş, düşük yağış nedeniyle de profilden uzaklaştırılamamıştır.

4.2. Fiziksel ve Kimyasal Özellikler

Çalışılan profillere ait fiziksel ve kimyasal özellikler ile andik özelliklere ait değerler Tablo 4.3, 4.4, ve 4.5'de belirtilmiştir. Profillerde organik madde içeriği tespit alt limiti ile % 5.95 arasında değişmiş, Cr horizonlarında ve 5 nolu profilin Bw_2 horizonunda da ölçülememiştir. Tüm profillerde organik madde içeriği yüzeyden derine doğru azalma göstermiş, özellikle de 2 ve 3 nolu profillerde yüzey horizonunda oransal olarak yüksek değerlere çıkmıştır(% 4.97- 5.95). Diğer horizonlarda organik madde içeriği düşüktür.

Tablo 4.1. Örnek Toprak Profillerinin Açıldığı noktaların Arazi Özellikleri

Pedon	Koordinatlar		Ana Materyal	Yükseklik	Arazi Pozisyonu	Eğim (%)	Vejetasyon
	Kuzey	Doğu					
I	37° 49’44’’	32° 09’40’’	Andezit	1453	Dik Yamaç	25	Mera
II	37° 47’44’’	32° 01’19’’	Andezit	1729	Dik Yamaç	15	Orman
III	37° 48’00’’	32° 01’15’’	Andezit	1740	Tepe	30	Orman
IV	37° 48’57’’	32° 09’16’’	Andezit	1608	Etek	15	Orman
V	37° 49’52’’	32° 02’24’’	Andezit	1448	Etek	10	Mera

Tablo 4.2. Örnek Toprak Profillerine Ait Morfolojik Görünümler

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	Renk		Strüktür	Kıvam	Arazi Tekstürü	Kök dağılımı	Horizon Sınır Özellikleri	Biyolojik Aktivite
			Kuru	Nemli						
I	A1	0-12	7,5YR3/3	7,5YR3/2	Zayıf, Orta, Gr	Y, G, PD	SC	3o	Geçişli, Düz	Yoğun
	A2	12-32	7,5YR4/3	10YR 3/3	Orta, Orta, Gr	Y, Sk, Az P	SC	3o	Kesin , Düz	Orta
	Cr1	31-47	10YR8/3	10YR 8/4	Masiv	-	SC	2i	Geçişli, Düzensiz	Yok
	Cr2	+47	10YR8/3	10YR 8/4	Masiv	-	SC	1	-	Yok
II	Ah	0-3	7,5YR5/3	10YR3/2	Zayıf, Küçük, Gr	Y,Sk, P	SC	4o	Belirgin, Düz	Orta
	A	3-15	10YR6/3	10YR3/2	Orta, Küçük, Gr	HF, Sk, ÇP	SC	3o	Belirgin, Düz	Orta
	AC	15-20	10YR5/3	7,5YR4/3	Orta, Orta KB	Sr, Sk, PD	SC	2i	Kesin Dalgalı	
	Cr	+20	10YR8/4	10YR8/3	Masiv	Sr, ÇSk, PD	SC	1	-	Yok
III	Ah	0-10	5YR5/3	5YR3/3	Zayıf, küçük Gr	Y, Sk, Az P	C	4k	Geçişli, Düz	Yoğun
	A	10-29	7,5YR4/3	7,5YR3/3	Zayıf Orta, Gr	HF, G, P	C	4k	Belirgin, Düz	Yoğun
	Bw1	29-57	5YR4/3	5YR3/3	Kuvvetli, İri, KB	Sr, ÇSk, P	C	2i	Geçişli, Düz	Orta
	Bw2	57-79	5YR5/3	5YR3/3	Kuvvetli, İri, KB	ÇSr, ÇSk, P	C	2i	Kesin , Düz	Az
	Cr1	79-116	7,5YR8/3	7,5YR8/3	Masiv	-	C	2i	Geçişli, Düz	Az
	Cr2	116-179	7,5YR8/2	7,5YR8/2	Masiv	-	C	1	Geçişli, Düz	Yok
	Cr3	+179	7,5YR8/3	7,5YR8/3	Masiv	-	C	1	-	Yok

Gr: Granüler, Pri:Prizmatik, KB: Köşeli Blok, Y: Yumuşak, HF. Hafif Sert , Sr:Sert, ÇSr: Çok Sert, Sk: Sıkı, ÇSk: Çok Sıkı, G: Gevşek, ÇG: Çok gevşek, , P: Plastik, ÇP. Çok Plastik PD: Plastik Değil, , , Kök Yoğunlu; 1: yok, 2:, Az, 3: Orta, 4: Bol, Kök Kalınlığı; i: ince (<2mm), o: Orta (2-5 mm), k: Kalın (>5 mm)

Tablo 4.2. Devam

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	Renk		Strüktür	Kıvam	Arazi Tekstürü	Kök dağılımı	Horizon Sınır Özellikleri	Biyolojik Aktivite
			Kuru	Nemli						
IV	A1	0-15	7,5YR5/4	7,5YR4/4	Orta, Küçük, Gr	Sr, ÇSk,Çok P	C	4k	Geçişli, Düz	Orta
	A2	15-37	7,5YR4/4	7,5YR3/4	Kuvvetli,, orta, Gr	ÇSr, ÇSk, Çok P	C	4k	Belirgin, Düz	Orta
	Bw1	37-52	7,5YR5/6	7,5YR4/4	Kuvvetli, İri, Pri	ÇSr , ÇSk, Çok P	C	2i	Kesin , Düz	Orta
	Bw2	52-79	7,5YR5/4	7,5YR4/4	Kuvvetli, Çok İri, Pri	SDs , ÇSk, Çok P	C	2i	Kesin , Dalgalı	Az
	Cr1	79-94	7,5YR8/3	7,5YR8/3	Masiv	-	C	1	Belirgin, Düz	Yok
	Cr2	+94	7,5YR8/3	7,5YR8/3	Masiv	-	C	1	-	Yok
V	A1	0-16	10YR5/4	10YR3/3	Zayıf, Çok Küçük, Gr	Y, G, PD	SC	3i	Geçişli, Düz	Orta
	A2	16-40	10YR6/4	10YR3/2	Zayıf, Küçük, Gr	HF, G, Az P	SC	3i	Belirgin, Düz	Orta
	Bw1	40-70	10YR6/3	10YR4/4	Masiv	Hf, ÇG, PD	SC	2i	Belirgin, Düz	Az
	Bw2	70-102	10YR6/3	10YR4/4	Masiv	Y,G,P	SC	2i	Kesin , Düz	Yok
	Cr1	102-130	7,5YR8/3	7,5YR8/3	Masiv	-	SC	1	Geçişli, Düz	Yok
	Cr2	+130	7,5YR8/3	7,5YR8/3	Masiv	-	SC	1	-	Yok

Gr: Granüler, Pri:Prizmatik, KB: Köşeli Blok, Y: Yumuşak, HF. Hafif Sert , Sr:Sert, ÇSr: Çok Sert, Sk: Sıkı, ÇSk: Çok Sıkı, G: Gevşek, ÇG: Çok gevşek, , P: Plastik, ÇP. Çok Plastik PD: Plastik Değil, , , Kök Yoğunlu; 1: yok, 2:, Az, 3: Orta, 4: Bol, Kök Kalınlığı; i: ince (<2mm), o: Orta (2-5 mm), k: Kalın (>5 mm)

Kireç miktarı tespit alt limiti ile % 0.6 arasında değişmiştir. Profillerde kireç yüzey horizonlarında görülmüş ancak bazı profillerde (P_3, P_4 ve P_5) çok az miktarda yüzey altı horizonlarında da rastlanmıştır.

Toprakların elektriksel iletkenlikleri 14.2 ile 416.5 $\mu S.cm^{-1}$ arasında değişmiştir. Tüm profiller tuzsuzdur.

Saf suda pH 4.17 ile 7.24 arasında değişmiştir.Tüm profillerde pH asidiktir ve 4 nolu profilin ana materyali hariç tüm horizonlarda 7'nin altındadır. KCl'de pH ise 2.86 ile 6.85 arasında dağılım göstermiştir. Tüm horizonlarda pH ($pH_{KCl} - pH_{H2O}$) negatiftir. Bu durum tüm horizonlar için net negatif yük varlığına işaret etmektedir. pH_{NaF} ise 7.62 ile 8.85 arasında değişmiş hiç bir horizonda 9.5'in üzerine çıkmamıştır.

Topraklarda KDK 11.6-33 me 100 g^{-1} arasında dağılım göstermiştir. KDK horizonların kil ve organik madde miktarı ile ilişkili olarak değişmiştir.

Topraklarda değişebilir katyonlar yüzey horizonlarda Ca>Mg>K>Na iken, yüzey altı horizonlarda Ca>Mg>Na>K olarak gerçekleşmiştir. Bu dağılım 3 numaralı profilde bozulmuş ve bu profilde Na; Cr_2 ve Cr_3 horizonlarında en yaygın bulunan değişebilir katyon olarak saptanmıştır. Profillerde Ca 1.8-24.3 me 100 g^{-1}, Mg 1.56-6.17 me 100 g^{-1}, Na 0.06-3.21 me 100 g^{-1} ve K 0.08-1.12 me 100 g^{-1} arasında değişmiştir. Değişebilir katyonların miktarı genelde derinlikle artmıştır. Halbuki 3 numaralı profilde ise Na hariç derinlikle azalma söz konusudur. Bu durum değişebilir katyonların bitkilerin alımı ile döngüsünün sınırlı olduğunu göstermektedir. Buna bağlı olarak baz doygunluğu % 33.3-93.5 arasında dağılım göstermiştir. Bu durum Al ve Fe'in aktif formlarının toprakta birikmediğini göstermektedir..

Toprakların fosfor fiksasyon kapasiteleri % 6.3 ile % 42.7 arasında değişmiştir. Tüm horizonlarda fosfor fiksasyon kapasiteleri Andisoller için gerekli limitlerin altında kalmıştır. Bu durum Al ve Fe'in aktif formlarının toprakta birikmediğini gösteren başka bir delildir.

Hacim ağırlığı değerleri 1.23 – 2.11 g cm^{-3} arasında değişim göstermiştir. Genelde hacim ağırlığı değerleri toprakların sahip olduğu yüksek kum içeriği nedeniyle yüksektir. Cr horizonlarında ise 2'ye yakın hatta üzerinde değerler elde edilmiştir. Bu durum ayrışmış ana materyalde toprak oluşumunun çok sınırlı oluşu nedeniyle gerçekleşmiştir. Topraklarda çok küçük parça büyüklüğüne sahip

allofan ve imogolit miktarlarının da çok düşük olması yüksek hacim ağırlığından sorumlu bir faktör olarak ortaya çıkmıştır (Wada, 1989).

Toprakların tekstürü 1, 2 ve 5 numaralı profillerde kaba olup kumlu killi tın tekstürdedir. 3 ve 4 numaralı profillerde ise önemli miktarda kum olmasına rağmen killidir. Toprakların kil içeriği % 20.6 ile % 69.5 arasında değişmiştir. En yüksek kil içeriğine 3 ve 4 nolu profillerde rastlanmıştır. Kum içeriği % 16.8 ile 70.9 arasında değişmiştir. Silt içerikleri ise % 5.7 -31.7 arasında dağılım göstermiştir. 3 ve 4 nolu profillerde B horizonlarındaki nispeten yüksek kil içeriği, birincil minerallerin kil minerallerine dönüşümünün bir sonucu olarak ortaya çıkmıştır (Beckman ve ark., 1974). Bununla beraber 1, 2 ve 5 nolu profillerde yüksek kum içeriği düşük ayrışma oranına işaret etmektedir. 3 ve 4 nolu profillerde yüzeyin yoğun bitki örtüsü ile kaplı olması, bu alanlarda infiltrasyonu artırarak suyun toprağa girişini artırmış ve bu durum da birincil minerallerden neoformasyonla kil minerallerinin oluşum ihtimalini göstermektedir. Oluşan kil mineraller de ana materyalden kalıtımla toprağa geçmiştir.

Daimi solma noktasında (-1500 kpa) tutulan su miktarı oldukça düşük olup % 5.25 ile % 31.30 arasında değişim göstermiştir. Bu değer Dünya'daki Andisollerle kıyaslandığında beklenilen değerlerden oldukça düşüktür. Toprakların sahip olduğu yüksek kum içeriği ve düşük organik madde bu dağılım üzerinde etkili olmuştur. Benzer düşük oranlara -33 kpa da tutulan suda da rastlanmıştır. Bu basınçta tutulan su % 12.5 – 49.4 arasındadır.

Araştırılan profillerde su tutma kapasitesinde bulunan rakamların diğer Andisollerle kıyaslandığında düşük kalması allofan ve allofan benzeri materyallerin bulunmamasından ya da miktarının çok düşük olmasından kaynaklanmıştır. Zira allofan ve imogolit gibi materyaller volkanik topraklarda su tutma kapasitesini, çok düşük parçacık irilikleri ve içi boş sferikal yapıları nedeniyle artırmaktadır (Wilson ve ark., 1996)

Tablo 4.3. Çalışma Alanındaki Profillere Ait Bazı Kimyasal Özellikler

Pedon	Horizon	Derinlik	$pH_{(Saf\ Su)}$ (1/2,5)	$pH_{(KCL)}$ (1/2,5)	ΔpH KCl-H_2O	$pH_{(NaF)}$ (1/50)	EC (µS/cm)	Organik Madde (%)	$CaCO_3$ (%)
I	A1	0-12	6.44	5.81	-0.63	7.62	43.1	2.87	0.3
	A2	12-32	6.34	5.75	-0.59	7.66	28.3	2.31	0.6
	Cr1	21-47	6.21	5.54	-0.67	7.95	30.9	0.77	nd
	Cr2	+47	6.70	5.49	-1.21	7.99	22.6	nd	nd
II	Ah	0-3	6.15	5.94	-0.21	8.07	65.4	4.97	0.5
	A	3-15	6.13	5.48	-0.65	8.22	37.5	1.93	0.2
	AC	15-20	5.99	5.42	-0.57	8.29	32.2	1.43	0.3
	Cr	+20	6.18	5.38	-0.80	8.09	30.1	nd	nd
III	Ah	0-10	6.13	5.97	-0.16	7.70	76.5	5.95	0.3
	A	10-29	6.08	5.71	-0.37	7.95	54.9	3.06	0.2
	Bw1	29-57	5.90	5.06	-0.84	8.41	28.7	0.44	0.2
	Bw2	57-79	5.70	4.80	-0.90	8.80	18.6	0.24	0.2
	Cr1	79-116	5.08	4.24	-0.84	8.85	29.6	0.26	nd
	Cr2	116-179	4.17	3.17	-1.00	8.13	416.5	nd	nd
	Cr3	+179	4.65	2.86	-1.79	7.92	32nd	nd	nd
IV	A1	0-15	5.05	4.59	-0.46	7.64	39.8	3.09	0.1
	A2	15-37	5.16	4.50	-0.66	7.66	18.7	0.80	0.2
	Bw1	37-52	5.40	4.68	-0.72	7.78	21.3	0.84	0.2
	Bw2	52-79	6.30	5.49	-0.81	7.99	43.25	nd6	0.1
	Cr1	79-94	7.05	6.85	-0.20	8.83	120.1	nd	nd
	Cr2	+94	7.24	6.76	-0.48	8.01	136.4	nd	nd
V	A1	0-16	6.19	5.96	-0.23	7.66	68.5	1.41	0.3
	A2	16-40	6.28	5.65	-0.63	7.65	20.6	0.81	0.1
	Bw1	40-70	6.17	5.84	-0.33	7.75	20.1	nd	0.2
	Bw2	70-102	6.23	5.54	-0.69	7.79	14.2	nd	nd
	Cr1	102-130	6.35	5.51	-0.84	7.93	24.1	nd	nd
	Cr2	+130	6.07	5.49	-0.58	7.77	26.0	nd	nd

nd: tespit edilemedi

Tablo 4.4. Çalışma Alanındaki Profillere Ait Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikler

Profil	Horizon	K.D.K. (me.100gr^{-1})	Baz Doy. (%)	Parçacık Büyüklüğü Dağ. (%)			Değişebilir Katyonlar (me.100g^{-1})			
				Kum	Kil	Silt	Ca	Mg	Na	K
I	A1	12.6	87.6	60.8	22.6	16.6	8.91	1.80	0.08	0.25
	A2	13.6	80.0	68.8	20.6	10.6	8.73	1.93	0.10	0.13
	Cr1	21.1	78.9	65.0	25.4	9.6	12.09	2.77	1.63	0.16
	Cr2	20.8	71.3	70.9	23.4	5.7	10.76	2.35	1.63	0.09
II	Ah	19.4	83.9	48.8	24.6	26.6	12.80	2.81	0.09	0.59
	A	16.3	76.8	48.8	32.6	18.6	9.69	2.48	0.08	0.27
	AC	22.1	71.0	44.8	36.6	18.6	12.06	3.19	0.17	0.26
	Cr	27.6	72.7	52.9	27.4	19.7	14.10	3.96	1.84	0.18
III	Ah	20.1	81.0	35.4	42.9	21.7	12.6	2.48	0.09	1.11
	A	17.4	72.4	33.4	48.6	18.0	9.16	2.48	0.08	0.88
	Bw1	19.1	65.0	28.4	50.6	21.0	7.97	3.46	0.07	0.91
	Bw2	17.7	55.5	34.8	42.6	22.6	5.82	2.81	0.08	1.12
	Cr1	23.5	46.1	20.9	55.4	23.7	5.25	3.00	1.65	0.93
	Cr2	18.7	33.3	40.9	27.4	31.7	1.83	1.56	2.73	0.11
	Cr3	20.1	35.2	24.9	51.5	23.6	2.04	1.70	3.21	0.12
IV	A1	18.4	62.3	47.1	34.6	18.3	8.81	2.32	0.10	0.35
	A2	20.1	68.7	35.8	46.6	17.6	10.42	2.97	0.11	0.32
	Bw1	20.1	69.7	40.8	42.6	16.6	10.66	2.99	0.12	0.24
	Bw2	30.6	88.3	16.8	69.6	13.6	20.92	5.51	0.30	0.30
	Cr1	33.0	91.6	18.5	63.5	18.0	24.30	5.97	0.85	0.24
	Cr2	31,5	90.9	30.7	63.4	5.9	20.20	6.17	2.12	0.17
V	A1	11.6	87.9	65.1	21.6	13.3	8.05	1.73	0.06	0.36
	A2	14.3	83.3	59.4	23.6	17.0	9.15	2.33	0.07	0.36
	Bw1	13.3	80.1	68.4	23.6	8.0	7.88	2.31	0.08	0.38
	Bw2	12.6	93.5	69.4	22.6	8.0	8.99	2.58	0.09	0.12
	Cr1	23.5	88.1	60.6	29.4	10.0	14.77	4.23	1.62	0.09
	Cr2	17.4	81.9	68.7	23.5	7.8	9.95	2.62	1.60	0.08

Tablo 4.5. Çalışılan Profillerde Andik Özelliklere Ait İndeks Değerler

Pedon	Horizon	Derinlik	Fosfor Fiksasyon Kapasitesi (%)	$Al_o+1/2Fe_o$	Hacim Ağırlığı ($gr.cm^{-3}$)	Su Tutma Kapasitesi (% w/w)		2-0.02 mm Fraksiyon (%)
						-33 kPa	-1500 kPa	
I	A1	0-12	6.3	0.173	1.49	14.8	7.19	72.0
	A2	12-32	7.8	0.182	1.44	13.9	7.70	76.4
	Cr1	21-47	9.9	0.213	2.01	16.3	9.08	69.2
	Cr2	+47	9.5	0.152	1.86	15.1	8.40	75.7
II	Ah	0-3	17.2	0.286	1.37	26.4	12.37	72.1
	A	3-15	20.7	0.358	1.37	20.4	9.52	62.5
	AC	15-20	26.1	0.342	1.28	29.6	14.25	59.9
	Cr	+20	23.8	0.203	1.80	31.7	19.30	70.8
III	Ah	0-10	21.2	0.479	1.36	33.3	18.80	40.8
	A	10-29	28.8	0.653	1.40	26.9	16.60	37.3
	Bw1	29-57	40.3	0.796	1.43	28.1	18.40	33.8
	Bw2	57-79	39.0	0.733	1.23	32.3	21.55	43.3
	Cr1	79-116	42.7	0.451	1.47	47.3	31.30	27.3
	Cr2	116-179	34.3	0.326	1.31	49.4	27.03	57.1
	Cr3	+179	34.1	0.347	1.53	41.2	19.65	32.4
IV	A1	0-15	25.8	0.303	1.43	22.7	11.98	56.6
	A2	15-37	27.0	0.318	1.46	21.4	12.94	49.2
	Bw1	37-52	26.4	0.301	1.79	22.5	12.99	52.2
	Bw2	52-79	29.8	0.213	1.81	36.0	20.31	27.4
	Cr1	79-94	26.4	0.189	1.94	32.6	15.77	29.8
	Cr2	+94	20.8	0.182	1.97	23.5	12.96	33.1
V	A1	0-16	11.3	0.245	1.53	13.1	6.31	75.4
	A2	16-40	14.8	0.175	1.59	15.6	6.36	67.9
	Bw1	40-70	16.1	0.136	1.50	12.8	6.48	73.8
	Bw2	70-102	15.4	0.173	1.55	12.5	6.21	74.5
	Cr1	102-130	14.2	0.182	1.82	23.2	9.45	66.9
	Cr2	+130	16.3	0.213	2.11	14.2	5.25	75.3

4.3. Seçici Çözeltilerde Fe, Al ve Si Dağılımı

Wada (1989)'ya a göre asit oksalat; 1-allofan, imogolit, allofan benzeri mineralleri ve Al-humus komplekslerindeki alüminyumu (Al_o), 2-ferrihidrit ve Fe-humus komplekslerindeki demiri (Fe_o), 3-allofan ve imogolitteki silisyumu (Si_o) ekstrakte etmektedir. Sodyum ditiyonit-sitrat ise; 1-Allofan, Al-humus komplekslerindeki ve amorf oksitlerdeki alüminyumu (Al_d), 2-Ferrihidrit, kristalin oksitler ve Fe-humus komplekslerindeki demiri (Fe_d), sodyum pyrofosfat ise organik komplekslerdeki alüminyum (Al_p) ve demiri (Fe_p) ekstrakte etmektedir. Seçici çözeltilerde yapılan analiz sonuçları Tablo 4.6'de verilmiştir. Si_o içeriği tüm profillerde % 0.2'den küçüktür ve % 0.0379-0.1886 arasında değişmiştir. Si_o 1 numaralı profilde derinlikle artarken, diğer profillerde yüzey ve yüzey altı horizonlarda belirgin bir dağılım trendi göstermemiştir. Dahlagren (1994) Si_o miktarının % 0.2'den küçük olduğu durumlarda allofanın dikkate alınmaması gerektiğini, zira asit oksalatın, özel şartlar nedeniyle kristalin minerallerin yüzeyinden de çok az O_2 ve Si alabileceğini bildirmiştir. Al_o içeriği % 0.0891 ile % 0.4776 arasında değişmiş ve özellikle 3 numaralı profilin yüzey altı horizonlarında yüksek seviyelere çıkmıştır. Fe_o ise % 0.050 -0.648 arasında dağılım göstermiş yine 3 numaralı profilde, yüzey altı horizonlarda en yüksek değerler elde edilmiştir. Çalışılan profillerde Fe_p ve Al_p değerleri oldukça düşük olup sırasıyla % 0.0010-0.3732 ve % 0.8154-1.4664 arasında değişim göstermiştir. Değerlerin bu kadar küçük olması, dünyadaki yağışlı bölgelerde oluşan volkanik alanlara göre düşük organik madde içeriğinden kaynaklanmıştır. Ditiyonit-citrat-bikarbonat da humus kompleksleri, allofan benzeri bileşikler ve hidros-oksitlerdeki Fe ve Al'u ekstrakte etme yeteneğine sahiptir Wada (1977). Ancak diğer çözücülerin aksine kristalin formdaki bileşikler üzerine daha etkilidir. Profillerde Fe_d % 0.420 ile % 2.519, Al_d ise 0.0757- 0.3251 arasında dağılmıştır. Fe_d derinlikle azalma eğilimindedir. Al_d ise yüzeyden yüzey altına doğru artmış sonra tekrar azalma eğilimi göstermiştir.

Tablo 4.6.Çalışılan Profillerin Seçici Çözelti Analiz Sonuçları (% ağırlık)

Pedon	Horizon	Fe_d	Fe_o	Fe_p	Al_d	Al_o	Al_p	Si_o
I	A1	1.227	0.167	0.0390	0.1485	0.0891	0.8379	0.0498
	A2	1.074	0.089	0.0611	0.1025	0.1371	0.8748	0.0520
	Cr1	1.198	0.077	0.0309	0.1546	0.1741	0.8388	0.0507
	Cr2	1.213	0.050	0.0319	0.1498	0.127	0.9306	0.0610
II	Ah	1.406	0.165	0.0402	0.1643	0.2036	1.2207	0.1017
	A	1.664	0.214	0.0391	0.2056	0.2514	1.0356	0.0664
	AC	1.140	0.157	0.0316	0.1573	0.2631	1.4664	0.0773
	Cr	1.422	0.084	0.0201	0.1580	0.1609	1.1586	0.0963
III	Ah	1.689	0.449	0.0890	0.1706	0.2542	0.8592	0.0981
	A	1.973	0.599	0.1045	0.2387	0.3531	0.8997	0.1135
	Bw1	1.964	0.636	0.0630	0.2237	0.4776	0.9387	0.1737
	Bw2	1.739	0.530	0.0709	0.1678	0.4677	1.0263	0.0894
	Crt1	1.378	0.194	0.0010	0.1541	0.3542	0.8208	0.0640
	Crt2	1.352	0.123	0.0588	0.1147	0.2644	0.9231	0.0641
	Crt3	1.399	0.191	0.0026	0.1953	0.2513	0.8154	0.0645
IV	A1	2.156	0.470	0.3192	0.2231	0.1486	0.9297	0.0669
	A2	2.519	0.648	0.3714	0.2587	0.1655	1.1841	0.0792
	Bw1	2.162	0.404	0.3732	0.2151	0.1522	1.3599	0.0579
	Bw2	2.384	0.291	0.1469	0.3251	0.1573	0.9993	0.1123
	Crt1	2.186	0.323	0.0999	0.2266	0.1568	0.9165	0.1351
	Crt2	2.033	0.363	0.0398	0.1566	0.1196	0.8913	0.1886
V	A1	1.053	0.091	0.0377	0.0757	0.1675	0.8424	0.0459
	A2	1.275	0.127	0.0405	0.1190	0.1257	1.0182	0.0558
	Bw1	1.162	0.128	0.0514	0.1022	0.1179	0.9003	0.0582
	Bw2	0.983	0.178	0.0207	0.1368	0.1562	0.8895	0.0379
	Cr1	0.420	0.101	0.0360	0.0894	0.1244	0.9123	0.0461
	Cr2	0.661	0.051	0.0296	0.1212	0.1108	1.0263	0.0496

4.4. Jeokimyasal Özellikler

Çalışılan toprak profilleri kendi içinde jeokimyasal olarak benzer özellikler göstermiştir. Topraklardaki majör, minör elementlerin dağılımı Tablo 4.7 de verilmiştir. SiO_2 içeriği 1, 4 ve 5 nolu profillerde % 68'lere kadar çıkmış 2 ve 3 nolu profillerde % 57 lere yaklaşmıştır. Al_2O_3 içeriği % 27.84'e kadar çıkmış ve genellikle derinlikle artma trendi göstermiştir. Fe_2O_3 en yüksek 3 nolu profilde görülmüş ve yüzeyde % 10 yaklaşmıştır. % CaO ise genelde yüzeyde daha yüksek olup derinlikle azalma trendi göstermektedir. % CaO 0.11 ile 3.31 arasında dağılım göstermiştir. Mg değerleri ise 3 nolu profil dışında horizonlar arası dağılımında büyük değişiklikler göstermemiş ve konsantrasyonu % 0.50 ile 0.98 arasında tespit edilmiştir. MgO değerlerinin bu kadar küçük olması biyotitin düşük olmasından kaynaklanmıştır. Birincil mineral çözümlemelerinde de biyotite rastlanmamıştır.

Toprakta bulunan Al doğrudan kil dağılımı ile ilgilidir ve olgun topraklarda Al_2O_3 miktarı artmaktadır. Araştırılan topraklarda Al_2O_3 miktarı düşük ayrışma oranı nedeniyle solumda ana materyale yakın değerler göstermiştir. Profillerde Si ve Al değerleri profillerde kum ve kil içeriğine bağlı olarak sırasıyla % 50.49 - 68.68 ve % 13.63 – 27.84 arasında değişim göstermiştir.

% K_2O, %Na_2O değerleri ise sırasıyla %0.65-3.63, % 0.18-3.28 arasında değişim göstermiştir. Bu durum andezitte bol miktarda bulunan feldspatların dağılımıyla yakından ilişkilidir.

Titanyum ayrışmaya dayanıklı bir mineral olup kimyasal değişimin belirlenmesinde kullanılan bir elementtir. Toprakların TiO_2 içerikleri % 0.43-1.38, MnO_2 % 0.02-0.25, P_2O_5 ise % 0.07-0.23 arasında dağılım göstermiştir. Diğer minör elementlerin dağılımında ise horizonlar arasında düzenli bir değişim trendi gözlenmemiştir.

Tablo 4.7. İncelenen Profillerdeki Bazı Majör ve Minör Elementlerin Dağılımı (Total Element Analiz Sonuçları)

Pedon	Horizon	Derinlik	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO
I	A1	0-12	68.09	15.02	3.48	0.57	2.23	2.64	3.63	0.45	0.13	0.07
	A2	12-32	65.58	15.49	4.76	0.83	1.81	2.12	3.33	0.62	0.22	0.09
	Cr1	21-47	65.62	16.67	4.43	0.85	2.39	2.50	3.10	0.50	0.15	0.05
	Cr2	+47	66.92	15.80	4.26	0.85	2.40	2.68	3.34	0.50	0.15	0.05
II	Ah	0-3	55.95	18.62	7.19	0.89	2.19	2.00	2.63	1.01	0.23	0.11
	A	3-15	57.02	19.51	7.73	0.89	2.12	2.03	2.61	1.08	0.20	0.12
	AC	15-20	56.21	21.10	7.34	0.86	1.64	1.63	2.37	0.98	0.18	0.10
	Cr	+20	57.11	21.34	6.65	0.75	1.64	1.72	2.56	0.93	0.22	0.10
III	Ah	0-10	54.28	17.70	9.79	0.86	1.03	0.87	1.99	1.38	0.15	0.25
	A	10-29	54.88	19.63	9.92	0.98	0.98	0.95	2.09	1.32	0.13	0.18
	Bw1	29-57	53.86	21.94	9.06	0.97	0.78	0.79	1.87	1.17	0.13	0.10
	Bw2	57-79	52.47	23.65	9.27	0.86	0.52	0.52	1.32	1.17	0.12	0.12
	Cr1	79-116	50.49	27.84	7.61	0.63	0.18	0.18	0.65	1.00	0.13	0.10
	Cr2	116-179	52.07	26.11	8.19	0.54	0.11	0.29	0.81	1.07	0.12	0.09
	Cr3	+179	54.12	24.00	8.34	0.56	0.13	0.47	1.42	1.13	0.07	0.09
IV	A1	0-15	68.68	13.63	4.93	0.50	0.55	0.58	2.50	0.68	0.17	0.06
	A2	15-37	67.29	15.46	5.20	0.59	0.56	0.58	2.58	0.73	0.18	0.06
	Bw1	37-52	66.29	16.05	5.41	0.63	0.62	0.62	2.53	0.73	0.15	0.08
	Bw2	52-79	62.15	18.97	6.22	0.83	0.77	0.43	1.82	0.70	0.11	0.03
	Cr1	79-94	63.28	18.00	5.77	0.79	1.24	0.57	2.16	0.71	0.14	0.02
	Cr2	+94	65.55	16.75	5.55	0.75	0.89	0.75	2.33	0.81	0.17	0.06
V	A1	0-16	67.18	15.40	3.44	0.52	2.61	2.68	3.22	0.47	0.16	0.08
	A2	16-40	67.03	15.82	4.10	0.60	2.37	2.52	3.25	0.54	0.19	0.09
	Bw1	40-70	67.74	15.84	3.89	0.56	2.34	2.57	3.27	0.47	0.11	0.08
	Bw2	70-102	67.27	16.13	4.21	0.60	2.29	2.58	3.22	0.49	0.12	0.08
	Cr1	102-130	65.73	16.97	4.34	0.73	2.36	2.60	3.02	0.49	0.10	0.09
	Cr2	+130	66.45	16.85	3.54	0.63	3.31	3.28	2.86	0.43	0.14	0.07

Majör elementler, Cr_2O_3, Cu, Ni, Co, LOI(yanma kaybı) ve toplam değerleri % , Ba, Sr. Zr, Y, Nb, Sc değerleri ppm olarak verilmiştir.

Tablo 4.7. Devam

Pedon	Horizon	Derinlik	Cr_2O_3	Ba	Cu	Ni	Co	Sr
I	A1	0-12	0.003	964	0.001	0.001	0.001	356
	A2	12-32	0.003	1038	0.001	0.002	0.001	280
	Cr1	21-47	0.003	927	0.001	0.001	0.001	371
	Cr2	+47	0.002	977	0.001	0.001	0.001	367
II	Ah	0-3	0.004	1149	0.001	0.002	0.001	487
	A	3-15	0.003	1165	0.002	0.002	0.002	485
	AC	15-20	0.003	1177	0.001	0.001	0.002	387
	Cr	+20	0.003	1330	0.002	0.002	0.002	432
III	Ah	0-10	0.007	1058	0.002	0.004	0.002	276
	A	10-29	0.007	1004	0.002	0.003	0.002	306
	Bw1	29-57	0.007	901	0.002	0.003	0.002	267
	Bw2	57-79	0.005	902	0.003	0.002	0.002	193
	Cr1	79-116	0.003	793	0.001	0.002	0.002	122
	Cr2	116-179	0.002	835	0.002	0.001	0.002	102
	Cr3	+179	0.003	1421	0.002	0.001	0.002	128
IV	A1	0-15	0.006	901	0.002	0.001	0.001	368
	A2	15-37	0.007	992	0.002	0.001	0.001	483
	Bw1	37-52	0.006	1014	0.002	0.001	0.001	545
	Bw2	52-79	0.008	924	0.002	0.001	0.001	554
	Cr1	79-94	0.007	1185	0.002	0.001	0.001	685
	Cr2	+94	0.006	1154	0.002	0.001	0.001	804
V	A1	0-16	0.001	954	0.001	0.001	0.001	403
	A2	16-40	0.003	988	0.001	0.001	0.001	372
	Bw1	40-70	0.003	904	0.001	0.001	0.001	401
	Bw2	70-102	0.005	911	0.001	0.001	0.001	404
	Cr1	102-130	0.003	912	0.001	0.001	0.001	383
	Cr2	+130	0.002	918	0.001	0.001	0.001	519

Majör elementler ,Cr_2O_3, Cu, Ni, Co, LOI (yanma kaybı) ve toplam değerleri % , Ba, Sr. Zr, Y, Nb, Sc değerleri ppm olarak verilmiştir.

Tablo . 4.7 Devam

Pedon	Horizon	Derinlik	Zr	Y	Nb	Sc	LOI	Toplam
I	A1	0-12	173	19	12	6	3.55	100.05
	A2	12-32	224	25	21	10	4.87	99.91
	Cr1	21-47	172	21	15	9	3.60	100.04
	Cr2	+47	170	20	15	8	2.78	99.92
II	Ah	0-3	231	30	17	16	8.85	99.91
	A	3-15	258	30	23	16	6.35	99.90
	AC	15-20	230	28	23	18	7.27	99.91
	Cr	+20	198	33	18	18	6.65	99.91
III	Ah	0-10	377	23	22	15	11.50	100.03
	A	10-29	333	22	27	16	8.64	99.92
	Bw1	29-57	280	27	25	18	9.03	99.89
	Bw2	57-79	279	30	21	21	9.70	99.89
	Cr1	79-116	247	34	13	26	10.95	99.91
	Cr2	116-179	254	23	18	26	10.35	99.92
	Cr3	+179	244	31	15	24	9.35	99.91
IV	A1	0-15	272	23	20	9	7.57	100.05
	A2	15-37	279	25	23	10	6.59	100.05
	Bw1	37-52	296	22	19	10	6.71	100.05
	Bw2	52-79	294	20	32	12	7.79	100.05
	Cr1	79-94	252	16	23	11	7.10	100.04
	Cr2	+94	372	21	28	11	6.14	100.04
V	A1	0-16	200	20	17	6	4.10	100.05
	A2	16-40	199	22	20	8	3.35	100.05
	Bw1	40-70	163	19	13	7	3.01	100.06
	Bw2	70-102	169	20	21	7	2.86	100.04
	Cr1	102-130	158	22	19	10	3.43	100.04
	Cr2	+130	146	17	12	7	2.31	100.06

Majör elementler ,Cr_2O_3, Cu, Ni, Co, LOI (yanma kaybı) ve toplam değerleri % , Ba, Sr. Zr, Y, Nb, Sc değerleri ppm olarak verilmiştir.

4.5. Mineralojik Özellikler

Çalışma alanında açılan profillerin mineralojik özelliklerini belirlemek için kil fraksiyonu ve tüm toprak gövdesinde çekilen X-ray difraktomları şekil 4.1, şekil 4.2 ve infrared spektroskopisi grafikleri şekil 4.3 de verilmiştir. Şekillerden de görüleceği gibi profillerde değişik miktar ve kristalizasyon derecelerinde farklı filo silikatlar oluşmuştur. Ancak amorf fazın azlığına ve yüksek kil içeriğine rağmen 2-15 2θ bölgesinde zayıf ve temiz olmayan sinyaller alınmıştır.

1 numaralı profilde A1 de Mg ile doyurulan örnekte 5,58-6,3 2θ aralığında iyi kristalize olmamış ve plato şeklinde görülen doruklar Mg+Gl(gliserol) uygulamasında 4,9 2θ ya açılmıştır. Aynı doruklar Cr1 de 5,75 2θ da gözlenmiştir. K' la doyurmada ise bu pikler 6,15, 6,17 ve 7,65 K' la doyurulan örneklerin ısıtılması ile de 8,28 2θ ya kapanmıştır. Doruklar plato şeklindedir ve iyi kristalli değildir. Dolayısıyla söz konusu doruklar smektit ve klorit-smektit ara tabakalı killerin varlığını göstermektedir. Tüm işlemlerde 8,82-8,86 aralığında görülen doruklar ise illite aittir. Mg, Mg+Gl ve K ile doyurulan örneklerde 12,29-12,35 2θ aralığında görülen doruklar 550 C^o de ısıtılınca kaybolmuştur. Bu durum söz konusu dorukların kaolinite ait olduğunu göstermektedir. Profilde horizonlar arasında killerin dağılımında anlamlı farklar saptanmamıştır. Yüzeyde illit miktarı biraz daha fazladır ve oransal olarak daha iyi kristallidir. En bol bulunan kil minerali illittir. Bunu kaolinit, klorit-smektit ara tabakalı ve çok az miktarlarda smektit takip etmektedir.

2 numaralı profilde A1 horizonunda Mg ile doyurulan örnekte 5,05-6,18 2θ da görülen doruklar Mg+Gl de 5,53-6,28 2θ aralığına tespit edilmiş tabakalar arasında bir genişleme olmamıştır. Ancak diğer horizonlarda söz konusu genişlemenin olması, K' la doyuma ve ısıtma işleminden sonra bazal mesafenin 6,19-7,46 ve 8,21 2θ ya kapanması klorit – smektit ara tabakalı killerin varlığını göstermektedir. Bazal mesafenin Mg+Gl ile doyurmada yeterince açılmamasının sebebi ileriki bölümlerde açıklanmıştır. Bu horizonda da tüm işlemlerde 8,85-8,89 2θ aralığında illit ve 12,08-12,14 2θ aralığında 550 C^o de ısıtma ile kaybolan kaolinit dorukları gözlenmiştir. Bu profilde diğer horizonlarda da benzer dağılım görülmüştür. Profilde killerin bolluk sırası kaolinit- illit- klorit-smektit ara tabakalı şeklinde bulunmuştur. İllit yüzey altı horizonlarda daha fazladır.

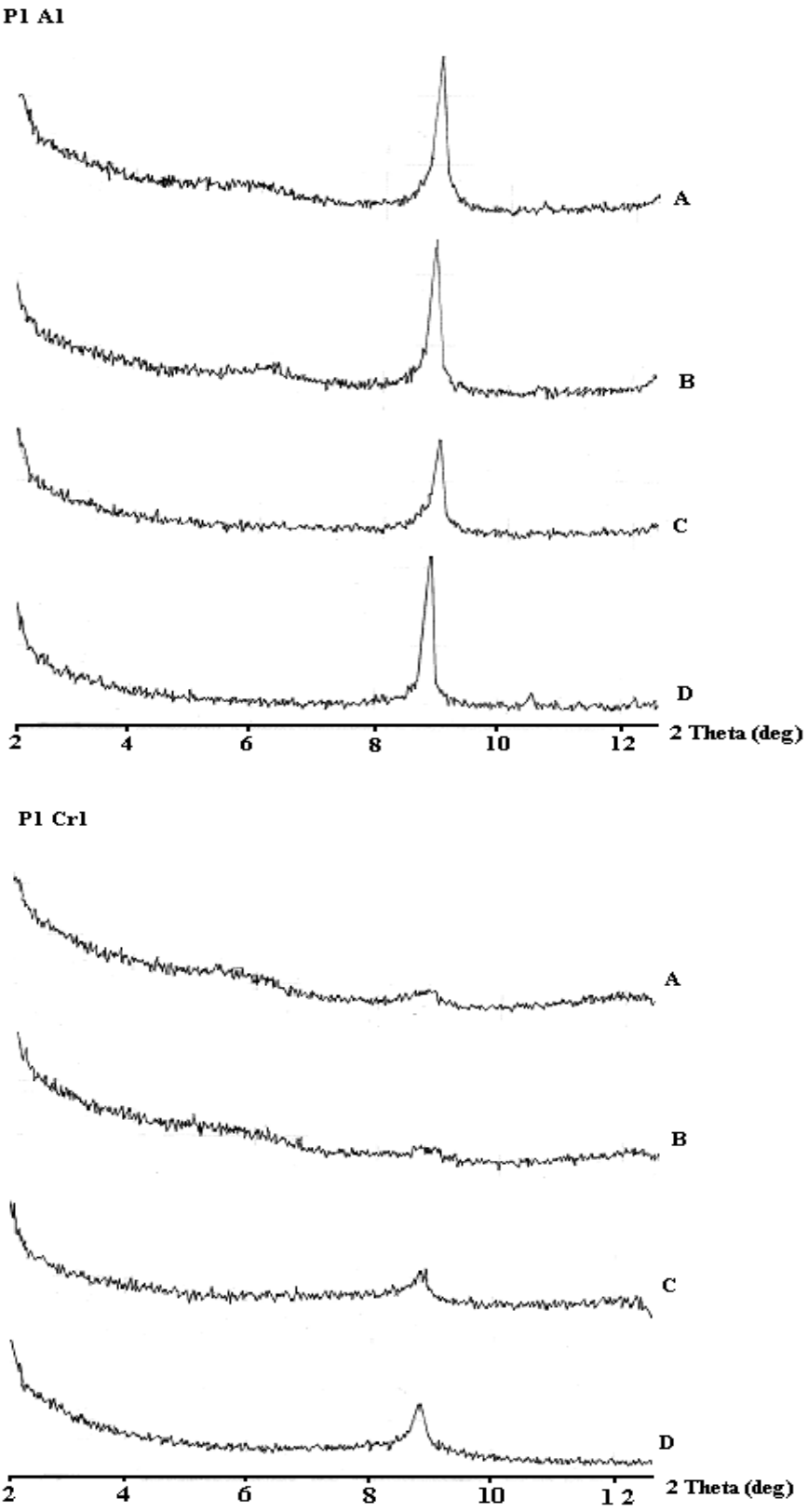
Benzer dağılım 3 ve 4 numaralı profillerde de saptanmış, Mg ile doyurulan örneklerde 14-15 Å civarında elde edilen doruklar gliserolla doyurulunca 16-17 Å

şişmiş, K' la doyurma ve 550 C^o de ısıtma işlemlerinden sonra 13 ve 10 Å a kapanmıştır. Tüm horizonlarda yaklaşık 10,1 Å da illit ve yine 7,2 Å da ısıtıldığında kaybolan kaolinit dorukları elde edilmiştir. 3 numaralı profilde Ah de illit-kaolinit-klorit smektit ara tabakalı şeklinde bulunan kil dağılımı Bw1 ve Cr1 de kaolinit-illit-klorit smektit ara tabakalı şeklinde değişmiştir. 4 numaralı profilde ise tüm horizonlarda bolluk sırası kaolinit-illit-klorit smektit ara tabakalı kil mineralleri şeklinde gözlenmiştir.

5 numaralı profilde yüzeyde 5,91 2θ da görülen doruk gliserolla doyurmada 5,84 2θ ya genişlemiş K' la doyurma işlemlerinden sonra ise sadece 7,24 2θ ya kadar kapanmış, ısıtma işlemlerinden sonra 8,18 2θ ya daralmıştır. Bu durum yüzeyde smektit varlığını göstermektedir. Bw1 ve Cr1 de ise K' la doyurmada daha geniş bazal aralıklar elde edilmiştir. Bu sonuç yüzey altı horizonlarında ara tabakalı killerin varlığını göstermektedir. Yine bu profilde 10,1 Å ve 12,2 Å civarında elde edilen doruklar sırasıyla illit ve kaoliniti göstermektedir. Profilde killerin bolluk sırası kaolinit- illit-klorit smektit ara tabakalı- smektit şeklinde belirlenmiştir.

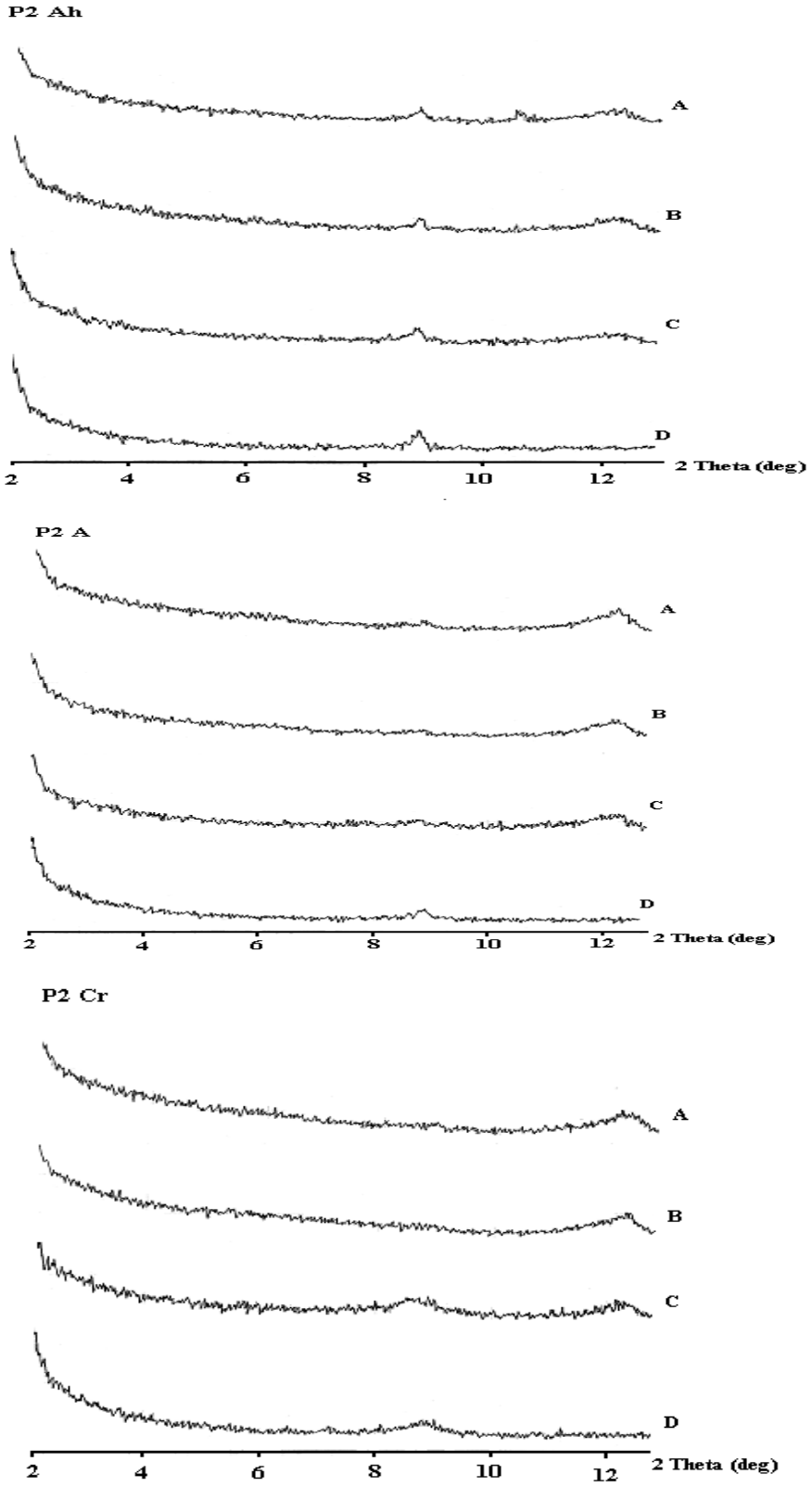
Tüm toprak gövdesinde birincil mineralleri belirlemek için çekilen difraktomlarda ise 1 numaralı profilde feldspat (anortit ve albit), kristobalit ve kuvars belirlenmiştir. Cr1 horizonunda ise bunlara ilaveten cummingtonit saptanmıştır. 2 numaralı profilde yüzeyde plajiyoklazlar en bol mineral iken bunu kristobalit, kuvars, hematit ve cummingtonit izlemiştir. Diğer horizonlarda da aynı mineraller saptanmıştır. 3, 4 ve 5 numaralı profillerde kuvars ve kristobalit en yaygın mineraller olup bunları plajiyoklaz, hematit, cummingtonit izlemiştir. Ancak 4 nolu profilin yüzey altı katmanlarında ve 5 nolu profilinde hematit ve cummingtonite rastlanmazken 5 nolu profilin Bw1 horizonunda magnetit bulunmuştur. Saptanan farklı minerallere rağmen birincil minerallerin büyük çoğunluğunu plajiyoklaz, kristobalit ve kuvars oluşturmuştur.

Örneklerde allofan gibi amorf yapıların varlığının saptanması için bazı horizonlarda IR spektrumları alınmış ve şekil 4.3 de belirtilmiştir. Spektrumlardan da görüleceği gibi tekli, ikili ve üçlü bağ bölgelerinde pikler görülmüştür. Profilde 779-791, 1032-1034, 1614-1638, 2360-2363 3623-3627, 3699- 3702 cm^{-1} bölgesinde doruklar elde edilmiştir.



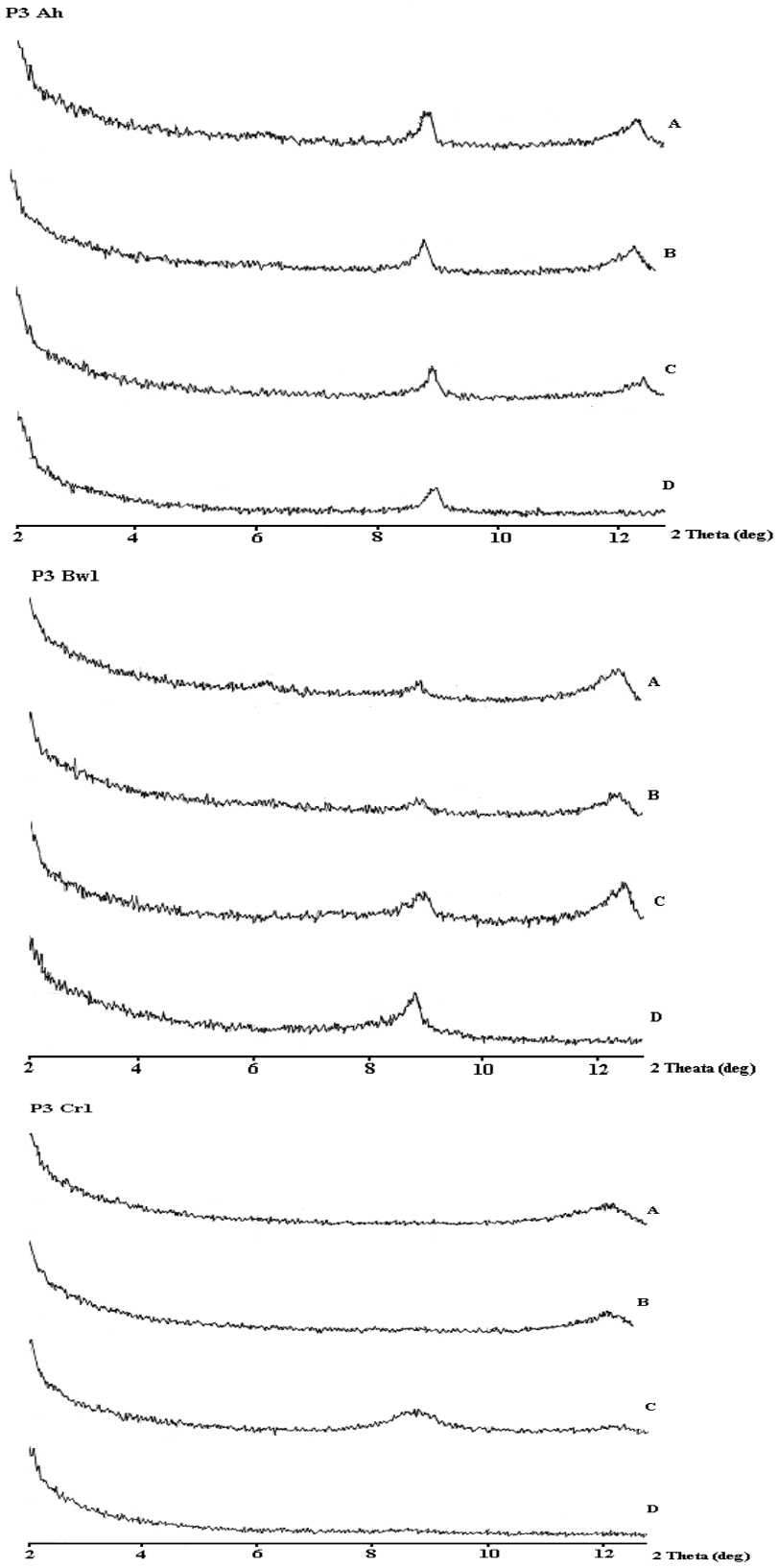
A: Mg, B: Mg+Gliserol, C: K, D: K + 550C^{o}

Şekil 4.1. İncelenen Profillerin Bazı Horizonlarında Kil Fraksiyonu X Işını Kırınımları



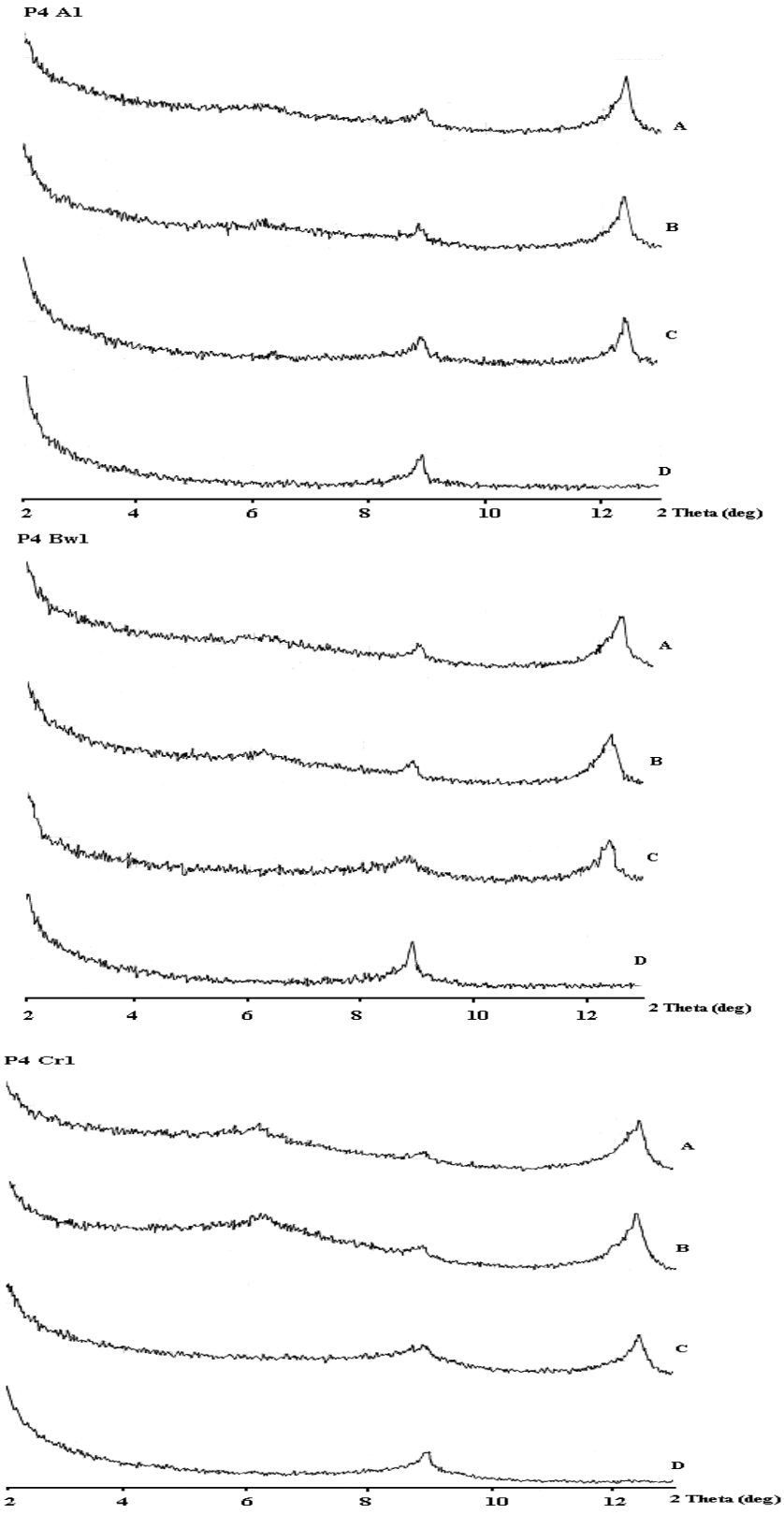
A: Mg, B: Mg+Gliserol, C: K, D: K + 550C^{o}

Şekil 4.1. Devam



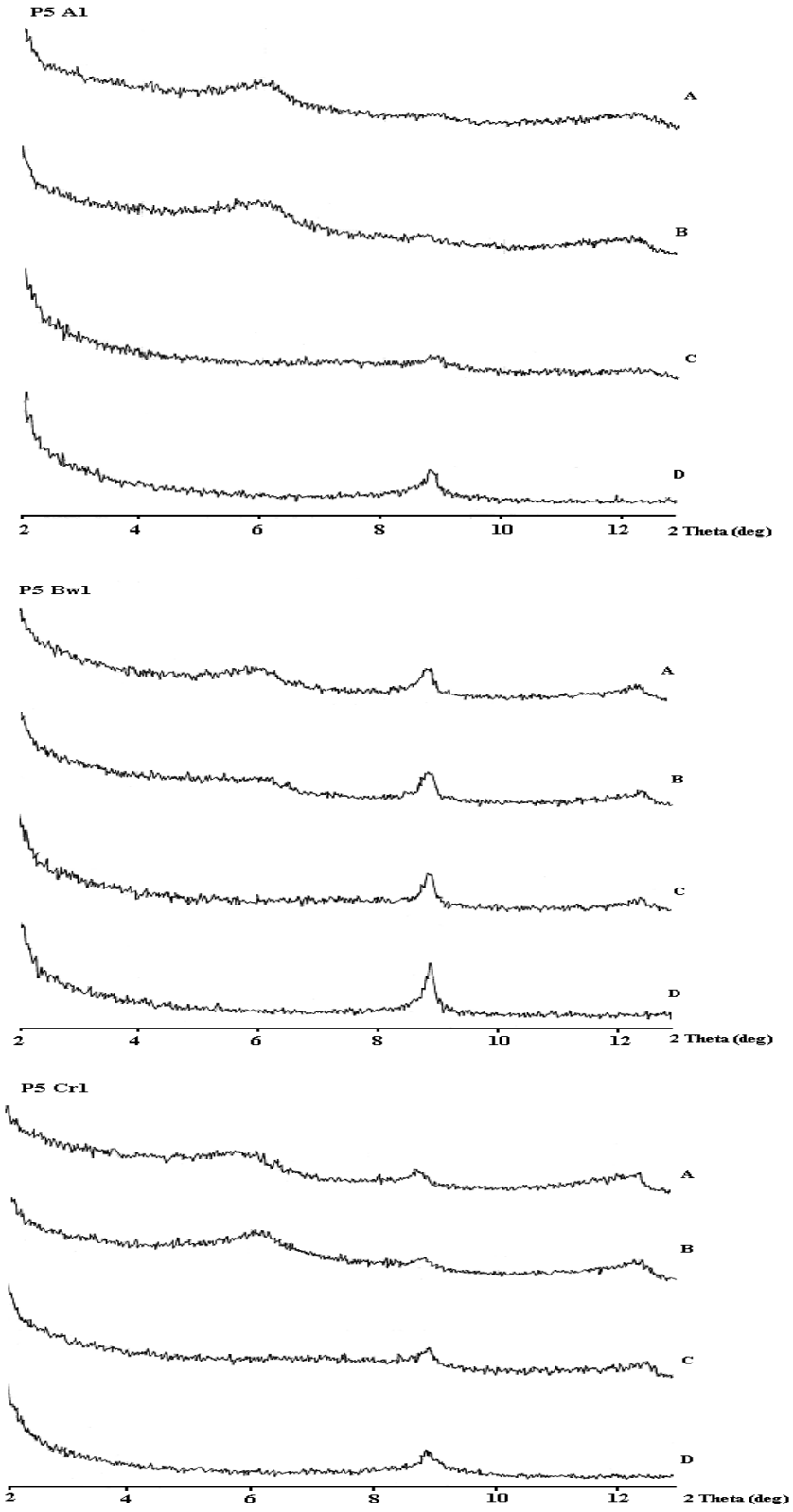
A: Mg, B: Mg+Gliserol, C: K, D: K + 550C^{o}

Şekil 4.1. Devam



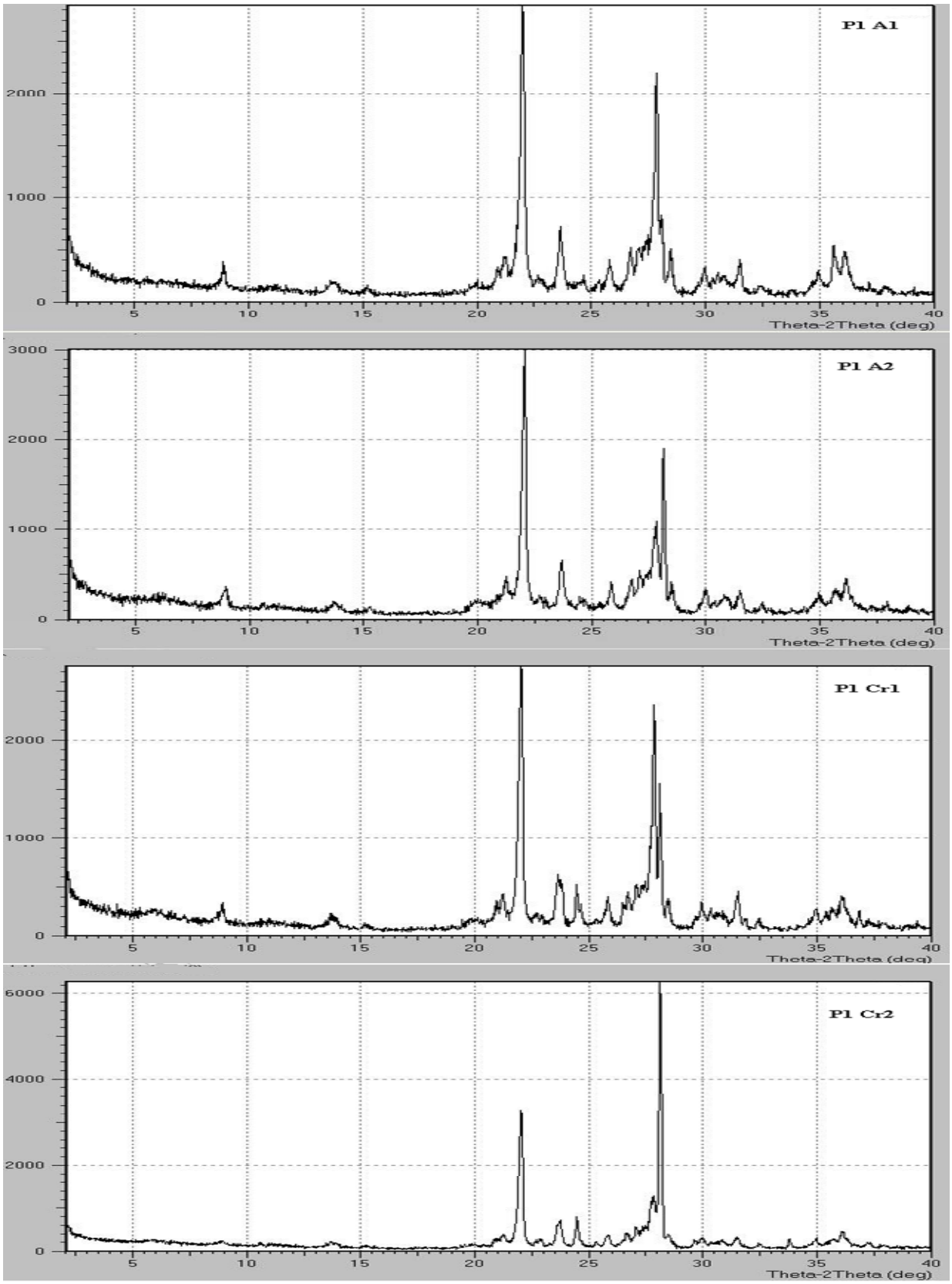
A: Mg, B: Mg+Gliserol, C: K, D: K + 550C^{o}

Şekil 4.1. Devam

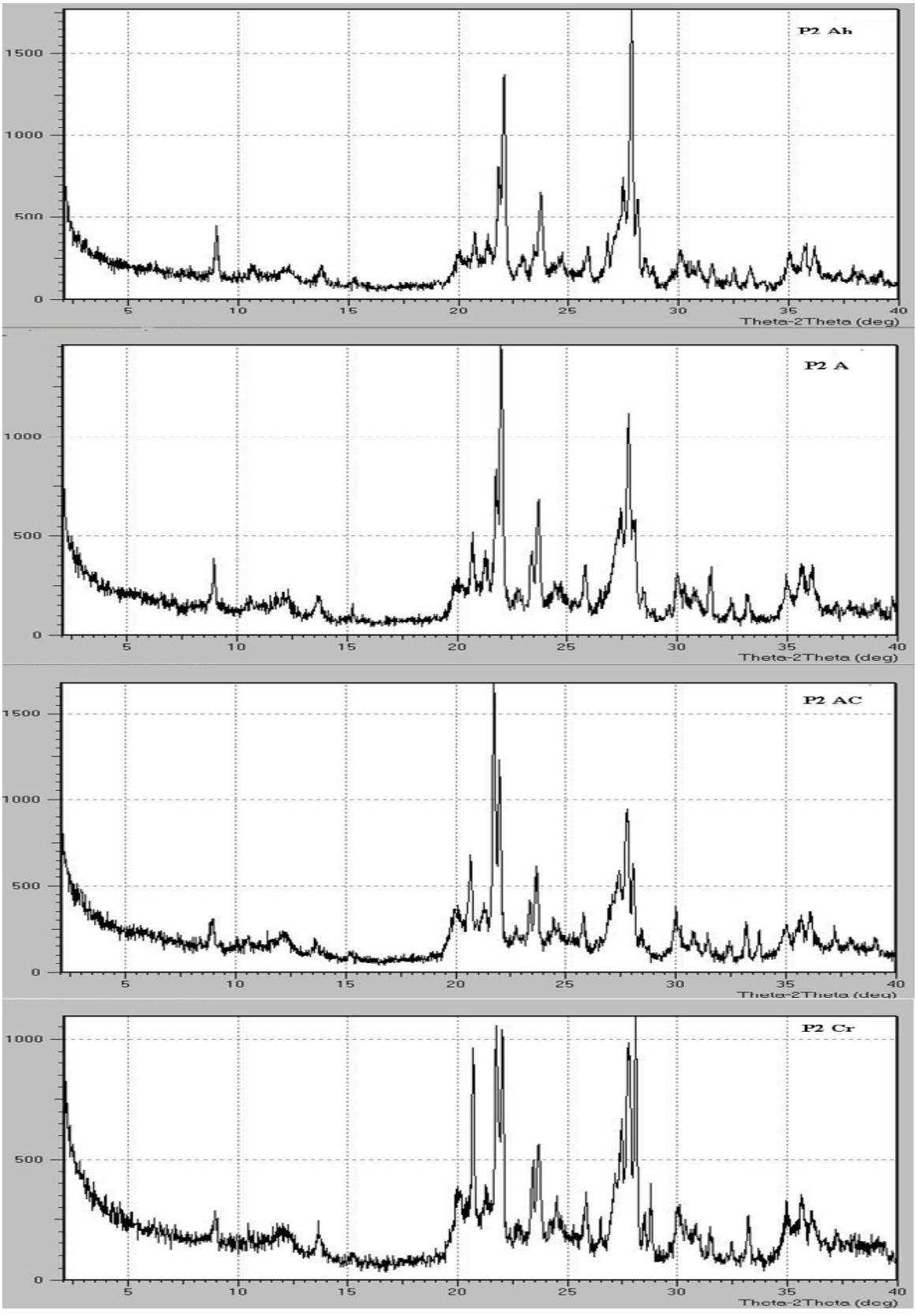


A: Mg, B: Mg+Gliserol, C: K, D: K + 550C^{o}

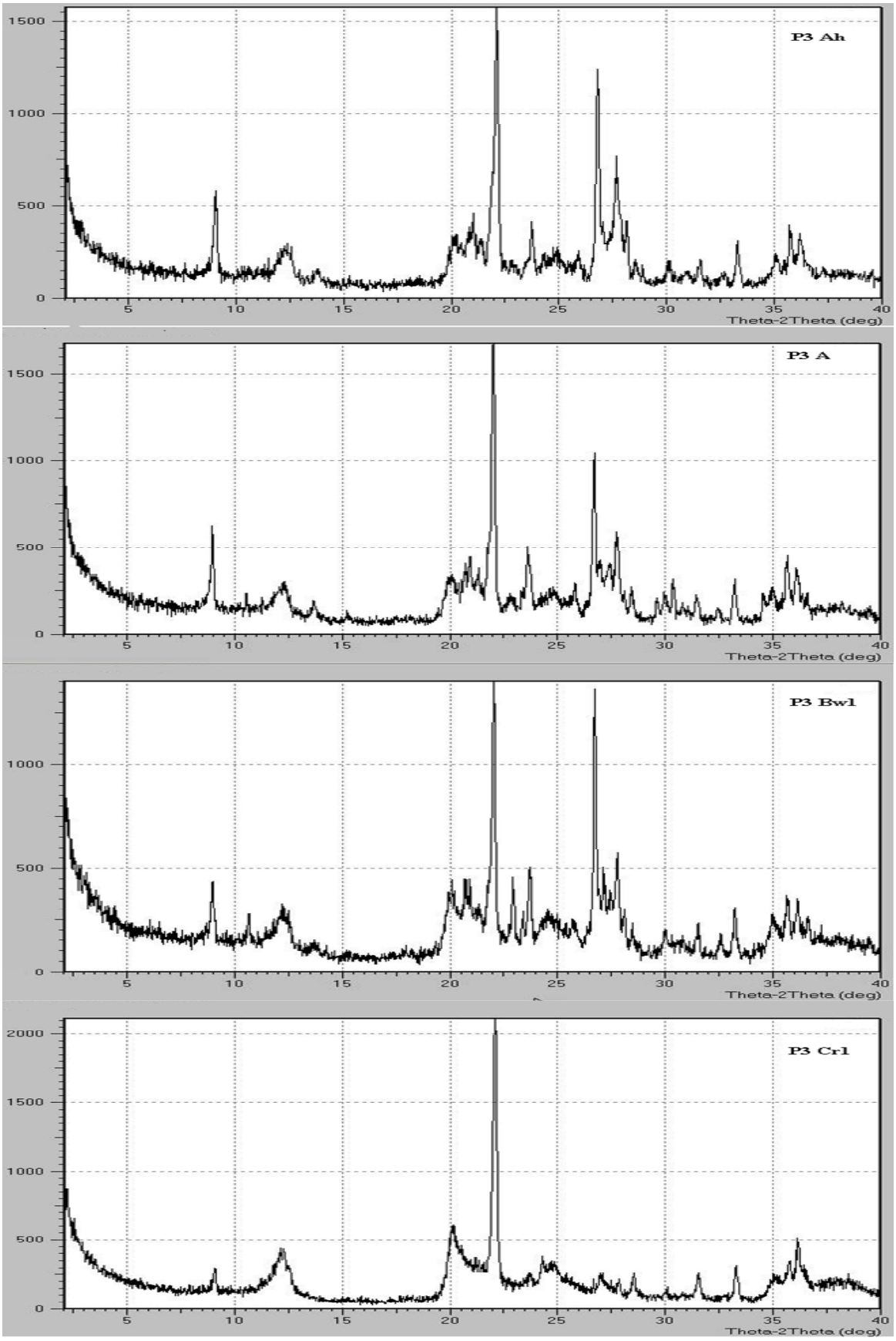
Şekil 4.1. Devam



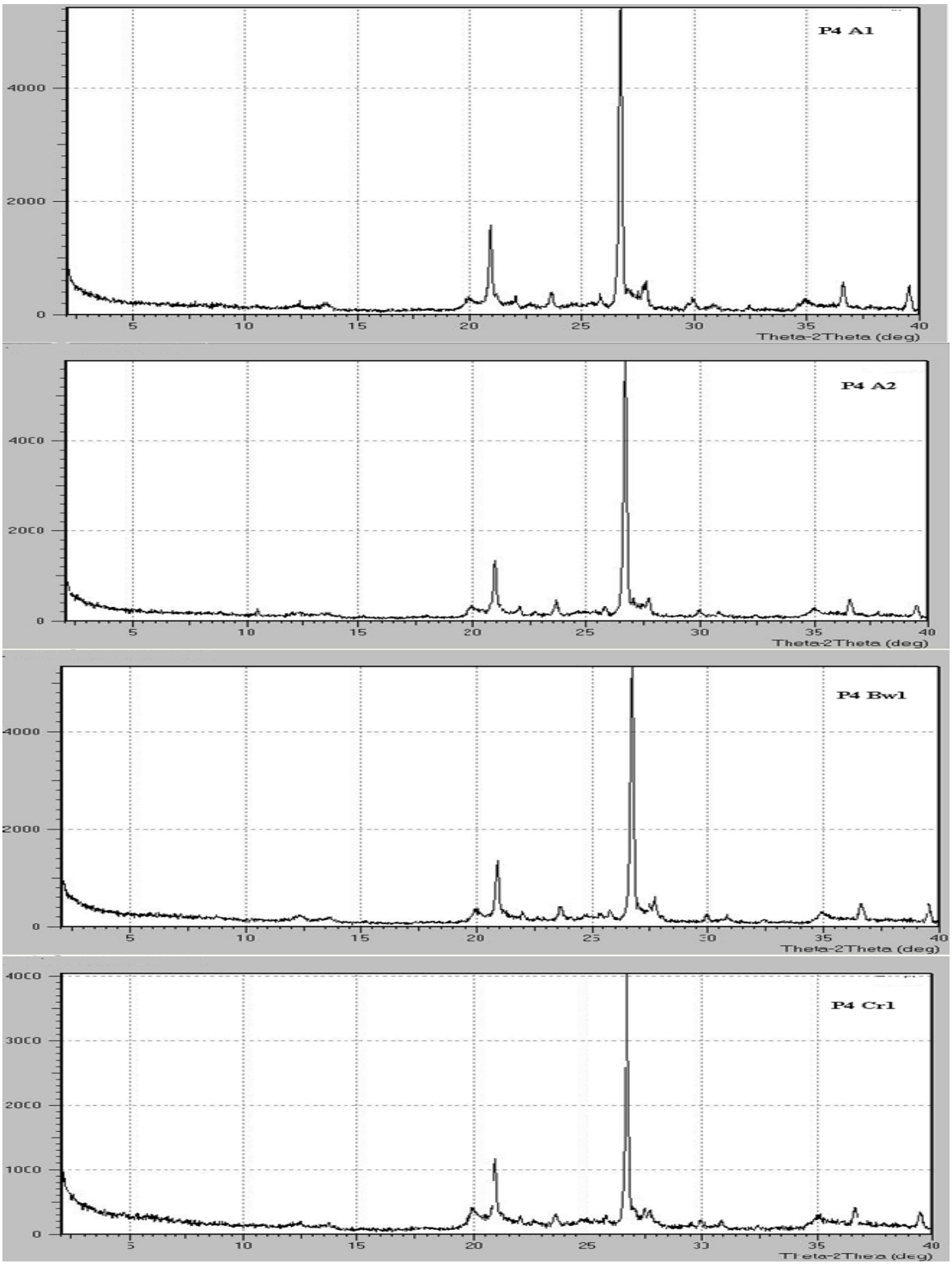
Şekil 4.2. İncelenen Profillerin Bazı Horizonlarında Birincil Minerallere Ait X -Işını Kırınımları



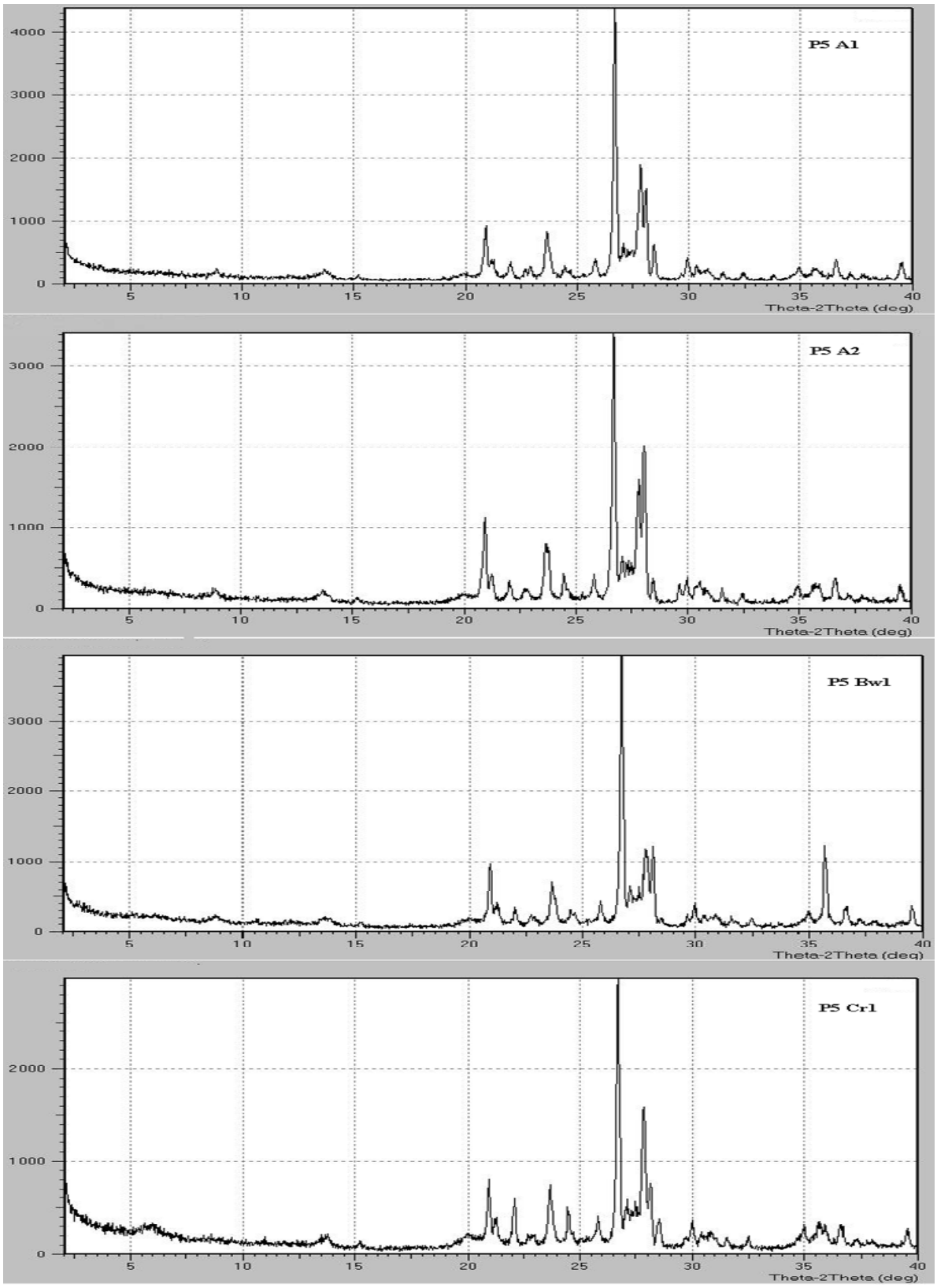
Şekil 4.2. Devam



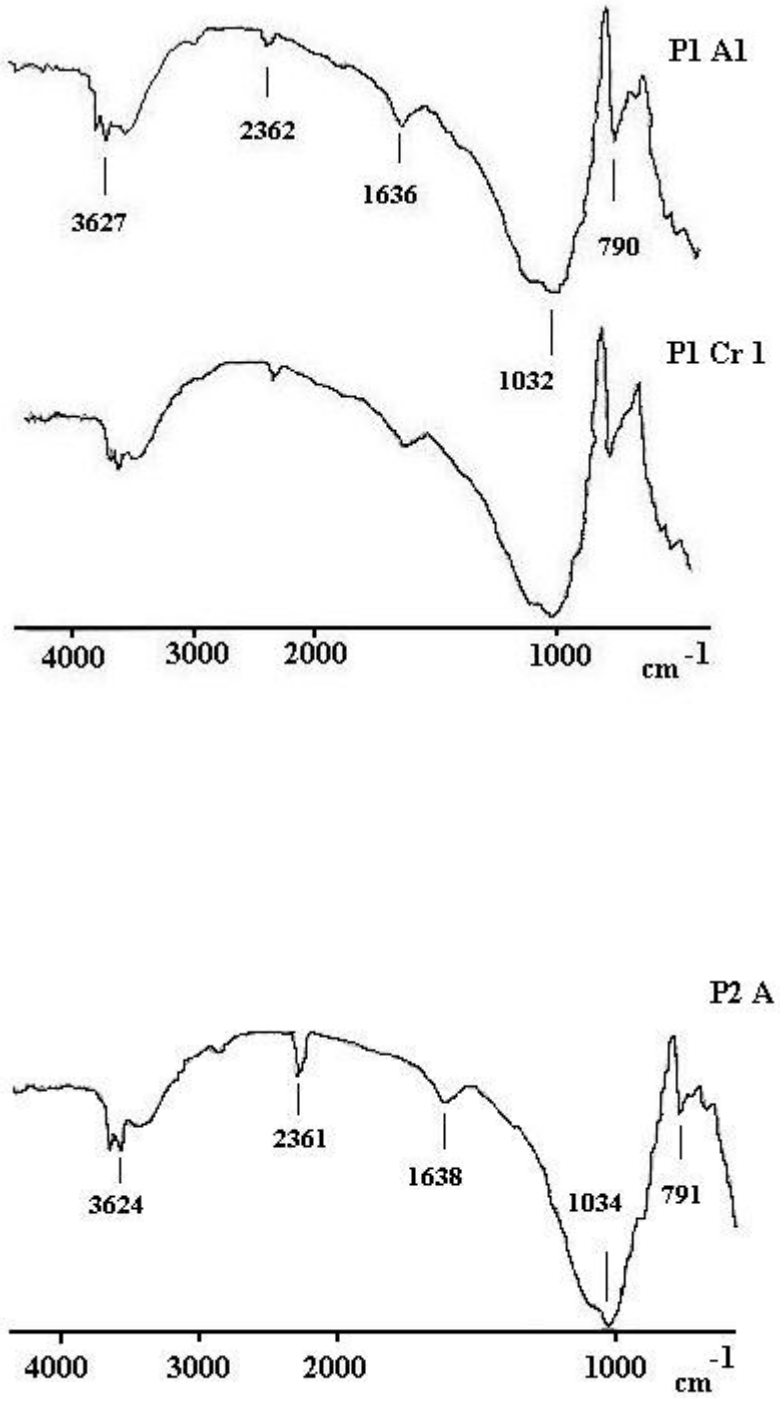
Şekil 4.2. Devam



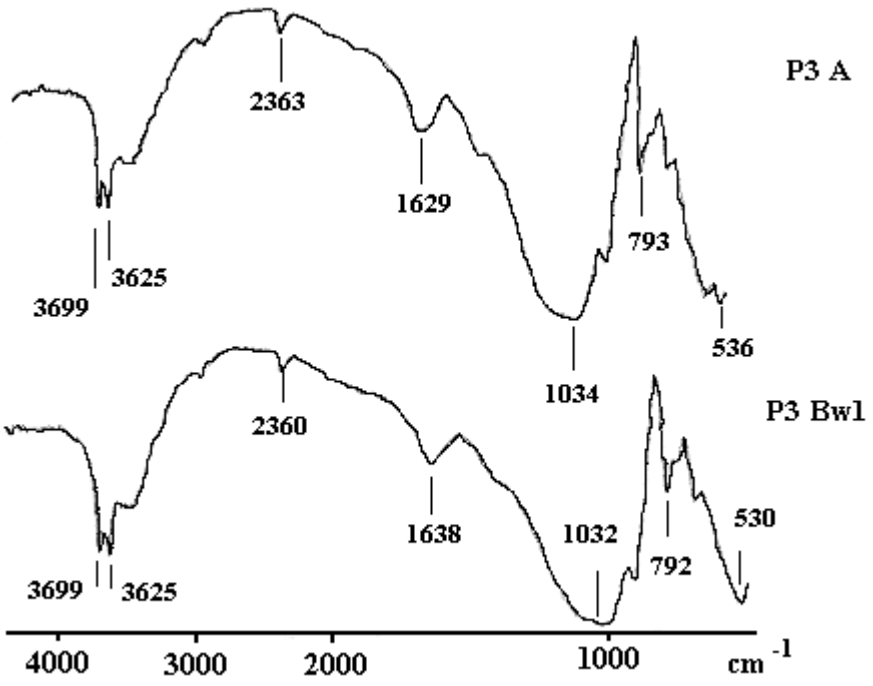
Şekil 4.2. Devam

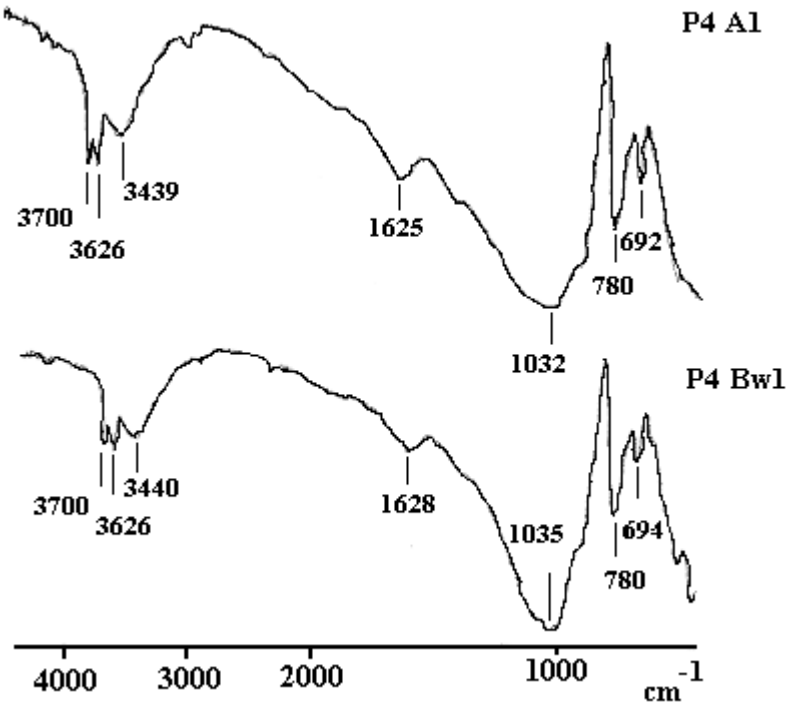


Şekil 4.2. Devam

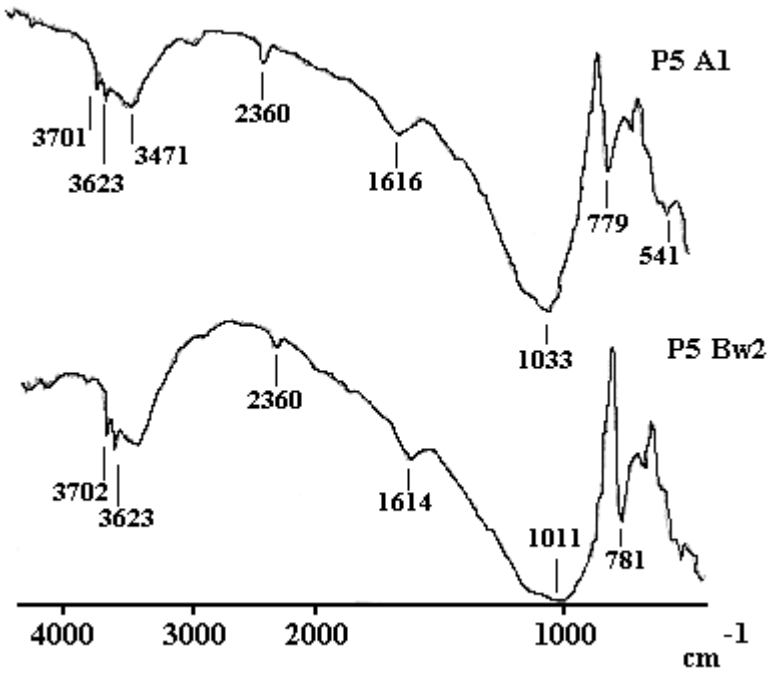


Şekil 4.3. İncelenen Profillerde Bazı Horizonların İnfrared Spektroskopisi





Şekil 4.3. Devam



Şekil 4.3. Devam

5. TARTIŞMA

5.1. Morfolojik özelikler

Profil tanımlamalarından da anlaşıldığı gibi 1 ve 2 numaralı profillerde A horizonu hariç tanımlayıcı horizon bulunmazken 3, 4 ve 5 numaralı profillerde A horizonuna ilaveten zayıf gelişmiş kambik B horizonu yer almıştır. Önemli bir farklılaşmanın bulunmayışı ana materyalin yavaş ayrıştığını, bu da bölgedeki toprakların toprak oluşumunun başlangıç aşamasında olduğunu göstermektedir. 1, 2 ve 5 nolu profiller Kumlu killi tın tekstürlü, 3 ve 4 nolu profiller ise killi tekstürde olup A horizonlarında granül, kambik B horizonlarında ise blok ve prizmatik strüktür görülmüştür. C horizonları ise masivdir. Tüm profillerde yüzeyde HCl ile çok zayıf reaksiyon gözlenmiş, alt horizonlarda ise reaksiyon gözlenmemiştir. Profillerde yüzeyde rastlanılan HCl ile reaksiyon, dolayısıyla $CaCO_3$ varlığı çevredeki kireç taşlarından oluşan materyallerden su erozyonu ve atmosferik tozlarla yüzeye katılan karbonatlı materyaller nedeniyle oluşmuştur. Düşük yağış da dış katılımla gelen $CaCO_3$'ün yıkanmasına yetmemiştir.

5.2. Fiziksel Özellikler

Toprakların genelde kum içeriklerinin yüksek oluşu ve tekstür sınıflarının kumlu kil tın olması ve kil tekstürlü profillerde görülen yüksek kum içeriği, topraklardaki düşük ayrışmayı göstermektedir. Ancak özellikle 3 ve 4 nolu profillerde gerek kambik horizonlarda gerekse C horizonlarında kil minerallerinin artması bu katmanlarda neoformasyon minerallerinden olan killerin ana materyalden katılımla geçtiği olasılığını göstermektedir. Nitekim C horizonlarından alınan XRD sonuçlarında, bu horizonlarda önemli miktarda kil mineralinin bulunduğu ortaya konmuştur. Söz konusu kil mineralleri feldspatlarca zengin andezitlerde, feldspatların kil minerallerine alterasyonu sonucu ortaya çıkmış ve ayrışmaya bağlı olarak soluma da geçmiştir. Ayrışmanın bu kadar düşük olmasının nedeni iklimsel faktörlerdir. Düşük yağış, yüksek buharlaşma, uzun kurak periyot ayrışma proseslerini sınırlandırmıştır. Dünya'da volkanik topraklar üzerinde yağışlı bölgelerde birçok çalışma yapılmıştır. Japonya'da yağışlı iklim bölgelerinde A ve C horizonlarının oluşumu için 100-500 yıla, A, B, C horizonlarının oluşumu için ise en az 1000 yıla ihtiyaç duyulduğu bildirilirken (Yamada, 1968), Nieuwenhuyse ve ark., (1993) Costa Rica'da volkanik orijinli kum üzerinde 2000 yılda Andisol oluştuğunu bildirmiştir. Çalışma alanındaki topraklar ise pliyosene kadar

dayanmaktadır. Buna rağmen toprak oluşumunun bu kadar sınırlı olmasında, iklim ve erozyon ana sınırlayıcı faktör olarak etki yapmıştır.

Toprakların hacim ağırlığı yüzeyde daha düşük olup yüzey altı horizonlarda yükselmiştir. Bu durum yüzeyde organik maddenin varlığından kaynaklanmıştır. Ayrıca hacim ağırlığı değerleri üzerine, horizonların sahip olduğu kil miktarı da etkili olmuştur. Nitekim 3 numaralı profilde artan kil içeriği, hacim ağırlığının yüzey altı horizonlarda da düşmesine neden olmuştur.

Andisollar sahip oldukları yoğun miktardaki makro ve mikro porlar nedeniyle yüksek su tutma kapasitesine sahip topraklardır (Shoji ve ark., 1993). Bunun nedeni allofan ve allofan benzeri materyallerin çok küçük parçacık iriliğine ve içi boş sferikal yapıya sahip olmalarıdır (Wada, 1989; Nanzyo ve ark., 1993 b). Çalışma alanındaki topraklarda hem -1500 kpa da tutulan su miktarları hem de -33 kpa da tutulan su miktarı Dünya'daki diğer Andisollarla karşılaştırıldığında 1, 2 ve 5 nolu profillerde, beklenenden çok düşük değerler göstermiştir. -1500 kpa da tutulan su miktarı yüksek kil içeriğine sahip horizonlar hariç % 20'nin altındadır. Bazı horizonlarda görülen yüksek su tutma kapasitesi ise allofan ve benzeri materyaller bulunmadığından diğer kil minerallerinden kaynaklanmıştır.

5.3. Kimyasal Özellikler

Toprak organik maddesi, bitki kökleri ve mikroorganizmaların organik kalıntıları parçalamaları sonucu oluşur ve mineral alterasyonunda son derece önemli bir faktördür. Toprak organik maddesindeki düşük molekül ağırlıklı organik asitler, mineral yüzeyinde birçok kompleksler ve ligandlar oluşturarak ayrışmada ve dolayısıyla toprak genesisinde önemli bir role sahiptir (Fox, 1995). Çalışma alanındaki topraklarda organik madde özellikle yüzey horizonlarında % 5.95 gibi, ülkemiz kurak alanları için yüksek bir değere çıkmış da olsa, genel olarak Andisollardaki oranlardan daha düşüktür. Düşük yağış, uzun ve kurak yaz periyodu organik maddenin yüksek değerlere çıkmasına engel olmuştur. Ayrıca organik madde içeriği derinlikle ciddi miktarda azalmış ve ilk 20 cm den sonra çok düşük değerlere inmiştir. Organik maddenin bu kadar düşük olmasının sebebi, çoğu horizonda kil miktarının düşük olması ve Al_p ve Fe_p değerlerinden de anlaşılacağı gibi humus-metal komplekslerinin azlığıdır. Zira metal-humus kompleksleri ve ince fraksiyonların, organik maddeyi mikrobiyal parçalanmaya karşı koruyarak stabilitesini artırdığı ortaya konmuştur. Nitekim birçok araştırıcı Christensen (1985), Leinweber (1993), Hassink (1995), Ahmed ve Oades (1984) bu konuya

işaret etmiştir. Parfitt ve Saigusa.(1985) Andisollerde yaygın olarak bulunan allofan ve demir oksitlerin organik maddenin stabilizasyonunda son derece etkili olduğunu bildirmişlerdir. Benzer görüşleri Wada ve Aomine (1973), Tate ve Theng (1980), Saito (1990) gibi araştırıcılarda ifade etmiştir. Ancak organik maddenin düşük olması, Al ve Fe'nin organik maddece bağlanmasını engellediği için anti-allofanik etkinin de sınırlı olmasına neden olmuştur. Fakat buna rağmen söz konusu topraklarda allofan oluşumu söz konusu değildir. Bunun nedeni ileriki bölümlerde açıklanmıştır.

Topraklarda sudaki pH, ana materyalin tabiatı ve karbonatların bulunmaması nedeniyle iki horizon hariç 7'nin altındadır. Tüm horizonlarda KCl deki pH ise saf sudan daha düşüktür. ΔpH ($pH_{KCl} - pH_{H2O}$) tüm horizonlarda (-) negatiftir ve bu durum tüm horizonlarda net negatif yükün varlığını göstermektedir. Bir başka deyişle pozitif yük hakimiyeti bulunmamaktadır. Ayrıca NaF deki pH değerleri 8.85 kadar çıkmış olmasına rağmen hiçbir horizonda 9.5'in üzerine çıkmamıştır. NaF deki pH değeri Andisollar için hızlı test olup amorf materyal varlığını gösterir (Wada 1989). Zira florid ve fosfat gibi anyonlar allofan ve imogolitte spesifik anyon adsorbsiyonuna uğrarlar ve bu mineraller NaF ile reaksiyona sokulduğunda ortama büyük miktarlarda OH^- bırakırlar.

Çalışma alanındaki topraklarda net negatif yükün bulunması, $pH_{NaF} < 9,5$ olması, incelenen topraklarda allofan ve imogolitin bulunmadığını göstermektedir. Ancak unutulmamalıdır ki NaF testi her zaman geçerli değildir. Zira allofan bulunmayan bazı andeptlerde de pH_{NaF} 9.5'in üzerine çıkmıştır. Bu durum organik maddeye bağlı Al nedeniyledir. Ancak çalışma alanındaki topraklarda organik maddenin düşük olması Al_o değerlerinin çok düşük bulunması NaF testinin geçerliliğini artırmaktadır.

Çalışma alanındaki toprakların KDK'ları 11.6 ile 33.0 me 100 g^{-1} arasında değişmiş ve bazı horizonlarda düşük organik maddeye rağmen yüksek değerlere çıkmıştır. KDK'nın bu kadar yüksek değerlere çıkması yüksek yük yoğunluklu tabakalı alimino silikatlerin (smektit) varlığını göstermektedir. Nitekim örneklerin kil fraksiyonlarının XRD lerinde, Mg doygun örneklerde 14Å nm yansımaları, gliserol uygulamalarında 16-17 Å'a doğru genişlemiştir. Bu da klorit –smektit ara tabakalı killerin bulunduğunu göstermektedir.

Topraklardaki bazik katyonlar bolluk sırasına göre yüzeyde Ca>Mg>K>Na şeklinde iken derinlikte Ca>Mg>Na>K şeklinde sıralanmıştır. Bu durum ana

materyalde bulunan feldspatların Ca ve Na'ca zengin olduğunu göstermektedir. Nitekim tüm toprak gövdesindeki XRD sonuçları feldspatların plajiyoklazlar olduğunu göstermektedir. K'nın yüzeyde daha yüksek değerler göstermesi ise bitkisel döngü nedeniyle yüzeye taşınması sonucu oluşmuştur.

Toprakların baz doygunluğu ise pH ile orantılı olarak değişmiştir. 3 numaralı profil hariç tüm profillerde % 50'nin üzerindedir. 3 numaralı profilde ise C horizonlarında pH'ya bağlı olarak %50'nin altına düşmüştür.

KDK'nın genel olarak %50 nin üzerinde olması, düşük yağışın bazların yıkanmasına yetmediğini göstermektedir.

5.4. Seçici Çözeltilerde Fe, Al ve Si Dağılımı

Seçici çözelti analizi ile belirlenen Al, Fe ve Si değerleri volkanik topraklarda oluşacak minerallerin kompozisyonunu ve miktarını aydınlatmada önemli veriler sağlamaktadır. Özellikle bu veriler kullanılarak bulunan indeks değerler allofan, imogolit ve ferrihidrit gibi amorf materyallerin bulunup bulunmayacağı konusunda fikir vermektedir. Asit oksalatta ekstrakte edilen Al_o, Fe_o ve Si_o topraklardaki allofan, imogolit ve imogolit tip mineraller gibi amorf materyallerin varlığının belirlenmesinde kullanılan indikatörlerdir.

Çalışma alanında Asit oksalatta tespit edilen Fe_o, Al_o ve Si_o değerleri bazı horizonlarda yüksek değerlere ulaşmış olsa da söz konusu değerler allofanca zengin Andisollerde görülen değerlerin altındadır. Dolayısıyla bu düşük değerler amorf bileşiklerin miktarının çok az olduğunu veya hiç bulunmadığını yansıtmaktadır.

Pyrofosfatta ekstrakte edilen Al_p ve Fe_p organik maddeye bağlı Al ve Fe hakkında önemli bilgiler vermektedir. Bu değer Andisollerde yüksek değerlere çıkarken çalışma alanındaki topraklarda oldukça düşük bulunmuştur. Çalışma alanındaki düşük yağış, uzun ve kurak yaz dönemi organik maddenin yüksek değerlere çıkmasına engel olduğu için Fe_p, Al_p değerleri de düşük çıkmıştır. Bu olayda 5.5 üzerindeki pH'larda Fe ve Al'un çözünürlüğünün düşük olmasının da etkisi büyüktür (Lindsay, 1999) 1. Parfitt ve Saigusa, (1985); Shoji ve ark., (1985), allofan ve imogolitin, orta asitle nötr pH arasında baskın olduğunu, halbuki Al-humus komplekslerinin daha asit şartlarda pH<5.5) var olabileceğini bildirmişlerdir. Ayrıca yine Shoji ve ark., (1982), pH 5-7 arasında Al ve Fe'in kısmen allofan, imogolit ve kristalin fillosilikatler halinde bulunduğunu, Al ve Fe-humus komplekslerinin oluşmadığını; asidik şartlarda Al-Fe humus komplekslerinin oluşumunun söz konusu katyonların monomerik formlarıyla

yüksek derecede ilişkili olduğunu, bu katyonların +3 değerlikli formlarının, diğer bütün değerliklerinden daha fazla organik kompleks oluşturma kapasitesine sahip olduğunu belirtmişlerdir. Dolayısıyla çalışma alanındaki topraklarda düşük organik madde, yüksek pH, Fe-Al-humus komplekslerinin, Andisollarla karşılaştırıldığında büyük oranda oluşumunu engellemiştir. Ancak çalışma alanında Al_p değerleri Al_o ve Al_d den daha yüksek çıkmıştır. Bu durum, profillerde allofan veya kristalize Al bileşiklerine göre Al- humus komplekslerinin daha yüksek miktarda bulunduğunu göstermektedir.

Çalışılan profillerde yapılan seçici çözelti analiz sonuçları ile üretilmiş bazı indeks değerler Tablo 5.1 de verilmiştir. Fe_p/Fe_o oranının 0.9- 1.6 arasında olması metal-humus komplekslerini gösterir. Düşük Fe_p/Fe_o oranları da Fe metal-humus komplekslerinin sınırlı olduğunu, yoğun bir şekilde oluşmadığını göstermektedir. Bu oran tüm horizonlarda 0.9 altında olup metal-humus komplekslerine bağlı Fe'nin sınırlı miktarda varlığını göstermektedir. Ancak özellikle 3 numaralı profilde 0.42 nin altındaki rakamlar da bu profilde bir miktar ferrihidrit varlığını göstermektedir.

Çalışılan profillerde Fe_d oranları diğer ekstraktlara göre daha yüksek çıkmıştır. Al_d değerleri de 1 nolu profilin bazı horizonları ile 4 nolu profilin Al_o değerlerinden daha yüksektir. Diğer profillerde ise Al_o değerleri çok az da olsa yüksek olmasına rağmen Al_d ' ye yakın dağılım göstermiştir. Bu durum Fe 'nin ferrihidritten daha çok kristalize bileşikler halinde bulunduğunu; Al 'nin ise genellikle Al-humus kompleksleri şeklinde bulunduğunu, bazı profillerde ise (özellikle 3 nolu profil) çok düşük miktarda amorf materyalin var olabileceğini göstermektedir. Fe_o/Fe_d oranlarının da düşük olması bu durumu desteklemektedir. Ferrihidrit amorf demir formlarından biri olup varlığı, yüksek ve sürekli yağış ile kristalize demir dağılımını etkileyen organik madde içeriği ve asit şartlarda yüksek Al aktivitesinin ortak etkisi altındadır.

Dahlgren ve ark., (1993)'e göre Fe_d ye oranla düşük Fe_o miktarı metastabil ferrihidritin termodinamik olarak götit ve hematit gibi stabil Fe-oksitlere dönüştüğünü göstermektedir. Nitekim çalışma alanındaki profillerde Fe_o, Fe_d ile karşılaştırıldığında düşüktür. Ayrıca tüm toprak mineralojisinde bazı profillerde hematit varlığı Fe oksitlerin varlığını doğrulamaktadır. Fe_o/Fe_d değerlerinin yüzey horizonlarında yüksek olması, yüzeyde artan baz konsantrasyonu, üst tabakalarda daha yoğun ayrışma nedeniyle, birincil minerallerin aktif olarak varlığını

göstermektedir. Fe_o/Fe_d değerleri demir oksitlerin, kristalizasyon derecesi ve yaşı hakkında bilgi verdiği gibi aynı zamanda Andisoller için bir karakteristik olarak da kullanılır. Çoğu Andisolda bu değer, >0.75 dir ve yaşla azalır (Mizota ve Van Reeuwijk, 1989). Çalışma alanımdaki topraklarda bu değer oldukça düşük olup 0.75 'in çok altındadır. Ancak özellikle 3 numaralı profilin A, B_{W1} ve B_{W2} horizonlarına bu oranın kısmen yüksek oluşu, yine 3 numaralı profil ve diğer profillerin bazı horizonlarında Al_o/Al_d oranının 2'nin üzerine çıkması çok azda olsa amorf veya zayıf kristalleşmiş Al varlığını göstermektedir.

Çok küçük Al_o ve Si_o ve nispeten yüksek Fe_d değerleri, ana materyalin ayrışmasından ortaya çıkan Al ve Fe'nin kullanılarak, neoformasyonla kristalin alimino silikatların meydana gelmiş olabilceğini göstermektedir.

$(Al_o\text{-}Alp)/Si_o$ oranı volkanik topraklardaki allofan ve imogolit oluşumunun belirlenmesinde kullanılabilir. Bu oran bir çok volkanik toprakta 1-2.5 arasında değişir ve 1'e yakınsa allofana, 2' ye yakınsa imogolite işaret eder (Parfitt ve Wilson, 1985). Çalışılan profillerde bu oran hiçbir profilde allofan veya imogolit varlığını ortaya koyacak sınırlar içinde değildir ve tüm horizonlarda negatif (-) çıkmıştır (Tablo 5.1).

Topraklardaki allofan ve Fe'li bileşiklerin miktarı Parfitt ve Wilson (1985) 'un belirttiği Mizota ve Van Reeuwijk (1989)'un modifiye ettiği ve aşağıda belirtilen formül ile hesaplanabilir.

$$\textbf{\% Allofan= 100 } Si_o \textbf{ / 23.4 – [5.1(}Al_o\text{-}Al_p\textbf{)}Si_o\textbf{]}$$

Birçok çalışma göstermiştir ki asit oksalatta ekstrakte edilebilir Fe_o topraklardaki ferrihidrit miktarı için oldukça iyi bir parametredir. Aynı şekilde Fe-humus komplekslerinde tutulan Fe_p ve Fe_o'dan ferrihidrit miktarı (Kassim ve ark., 1984; Childs ve ark., 1991 ve Dahlgren ve ark., 1997) 'nin belirttiği şekilde hesaplamak mümkündür. $Fe_o\text{-}Fe_p$ değerleri 1.7 faktörü ile çarpılarak ferrrihidrit'e dönüştürülebilir.

$$\textbf{\% Ferrihidrit = 1.7 (} Fe_o\text{-}Fe_p\textbf{)}$$

Benzer biçimde götit ve hematit gibi Fe-oksit bileşiklerin miktarı da;

$$\textbf{\% Fe-hidroksit = 1.5 (}Fe_d\text{-}Fe_o\textbf{)}$$

formülüyle hesaplanabilir. Söz konusu formüller kullanılarak yapılan hesaplamalarla belirlenen Fe'li minerallerin dağılımı Tablo.5.2. belirtilmiştir. Ancak seçici çözeltilere ait indeks değerler allofan oluşumunu göstermediği için

allofan miktarları hesaplanmamıştır. Tablolardan da görüleceği gibi topraklarda kristalize Fe bileşikleri baskın durumdadır.

Tablo 5.1 Seçici Çözelti Analiz Sonuçlarına Ait İndeks Değerleri

Pedon	Horizon	$(Fe_d-Fe_o)*100/Fe_d$	Fe_o/Fe_d	Fe_d/Fe_t	Fe_p / Fe_o	Fe_p / Fe_d
I	A1	86.4	0.136	0.503	0.23	0.03
	A2	91.7	0.083	0.321	0.69	0.06
	Cr1	93.6	0.064	0.386	0.40	0.03
	Cr2	95.9	0.041	0.406	0.64	0.03
II	Ah	88.3	0.117	0.280	0.24	0.03
	A	87.1	0.129	0.307	0.18	0.02
	AC	86.2	0.138	0.221	0.20	0.03
	Cr	94.1	0.059	0.305	0.24	0.01
III	Ah	73.4	0.266	0.246	0.20	0.05
	A	69.6	0.304	0.283	0.17	0.05
	Bw1	67.6	0.324	0.309	0.10	0.03
	Bw2	69.5	0.305	0.268	0.13	0.04
	Cr1	85.9	0.141	0.258	0.01	0.00
	Cr2	90.9	0.091	0.236	0.48	0.04
	Cr3	86.3	0.137	0.239	0.01	0.00
IV	A1	78.2	0.218	0.623	0.68	0.15
	A2	74.3	0.257	0.690	0.57	0.15
	Bw1	81.3	0.187	0.569	0.92	0.17
	Bw2	87.8	0.122	0.547	0.50	0.06
	Cr1	85.2	0.148	0.541	0.31	0.05
	Cr2	82.1	0.179	0.523	0.11	0.02
V	A1	91.4	0.086	0.436	0.41	0.04
	A2	90.0	0.100	0.444	0.32	0.03
	Bw1	89.0	0.110	0.424	0.40	0.04
	Bw2	81.9	0.181	0.333	0.12	0.02
	Cr1	76.0	0.240	0.136	0.36	0.09
	Cr2	92.3	0.077	0.266	0.58	0.04

Tablo 5.1 Devam

Pedon	Horizon	$(Al_o-Al_p)/Si_o$	Al_p/Al_d	Al_o/Al_d	Al_p/Al_o
I	A1	-15.0	5.64	0.60	9.4
	A2	-14.2	8.53	1.34	6.4
	Cr1	-13.1	5.43	1.13	4.8
	Cr2	-13.2	6.21	0.85	7.3
II	Ah	-10.0	7.43	1.24	6.0
	A	-11.8	5.04	1.22	4.1
	AC	-15.6	9.32	1.67	5.6
	Cr	-10.4	7.33	1.02	7.2
III	Ah	-6.2	5.04	1.49	3.4
	A	-4.8	3.77	1.48	2.5
	Bw1	-2.7	4.20	2.14	2.0
	Bw2	-6.2	6.12	2.79	2.2
	Cr1	-7.3	5.33	2.30	2.3
	Cr2	-10.3	8.05	2.31	3.5
	Cr3	-8.7	4.18	1.29	3.2
IV	A1	-11.7	4.17	0.67	6.3
	A2	-12.9	4.58	0.64	7.2
	Bw1	-20.9	6.32	0.71	8.9
	Bw2	-7.5	3.07	0.48	6.4
	Cr1	-5.6	4.04	0.69	5.8
	Cr2	-4.1	5.69	0.76	7.5
V	A1	-14.7	11.13	2.21	5.0
	A2	-16.0	8.56	1.06	8.1
	Bw1	-13.4	8.81	1.15	7.6
	Bw2	-19.3	6.50	1.14	5.7
	Cr1	-17.1	10.20	1.39	7.3
	Cr2	-18.5	8.47	0.75	9.3

Topraklarda Al_p/Al_d değerleri de Andisollar için bir ölçüt olarak kullanılır ve bu değer Andisollerde 0.9 un üzerindedir. Profillerde Al_p/Al_d değerlerinin tümü 0.9 dan yüksek çıkmıştır. Ancak diğer indeks değerler allofan varlığını doğrulamadığından, bu değer tek başına bir anlam ifade etmemektedir. Sadece Al 'un önemli miktarda organik maddeye bağlı olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde Al_p/Al_o değerleri de Andisollar için tanımlayıcıdır ve bu değerin 0.1 in altında olması kesin olarak allofanı işaret eder. İncelenen profillerde Al_p/Al_o değerleri ise tüm profillerde 0.1'in çok üzerinde gerçekleşmiştir. Bu değerin 0,1'in üzerinde çıkması, allofan bulunmadığını, alüminyumun önemli bir kısmının Al-humus kompleksleri tarından tutulduğunu gösteren diğer bir sonuçtur. Ancak bazı profillerde (Profil 3) bu değerin 2 'lere kadar düşmesi eseri miktar da olsa zayıf kristalleşmiş Al oluşumunun söz konusu olabileceğini göstermektedir. NaF de ölçülen pH değerlerinin de bu profilde 8.85 'lere kadar çıkması eseri miktarda amorf materyal oluşumunu destekler görülmektedir. Nitekim Al_o/Al_d değerleri tüm horizonlarda 0.5 in üzerindedir. Bu değerin 0.5 in üzerinde olması zayıf kristalize olmuş Al varlığına işaret etmektedir.

Topraklarda Fe_p/Fe_d değerleri oldukça düşüktür. Bu değerin düşük olması kristalize Fe bileşiklerinin varlığını ispatlayan başka bir delildir. Ayrıca Fe_o/Fe_d değerleri de oldukça düşük olup amorf materyalin eksikliğini göstermektedir. Ancak yukarıda belirtildiği gibi 3 numaralı profilde oransal olarak yüksek Fe_o/Fe_d değerleri horizonlarda eseri miktarda ferrihidrit varlığını desteklemektedir.

Topraklardaki $(Fe_d-Fe_o)*100/Fe_d$ değerleri Fe oksitlerin kristalizasyon derecesini göstermektedir (Schwertman ve Taylor, 1989). Bu oran (Tablo 5.1) oldukça yüksek olup ayrışma ile salınan Fe'in çoğunun kristalize Fe oksitler şeklinde bulunduğunu gösteren bir başka işarettir. En düşük kristalizasyon derecesine 3 numaralı profilde rastlanmıştır.

Fe_d/Fe_t ise topraklarda ayrışma oranı hakkında fikir vermektedir. Ayrışma oranları yüzeyden derine doğru azalma trendi göstermektedir. En düşük ayrışma oranlarına diğer profillerle kıyaslandığında 3 numaralı profilde rastlanmıştır. Bu durum 3 numaralı profillerde eseri miktarda da olsa amorf materyalin bulunmasını açıklamaktadır. Zira bu mineral 3 nolu profilde ana materyalin başlangıç parçalanması sonucu oluşan taze minerallerin ürünü olarak ortaya çıkmıştır.

Sonuç olarak Fe_d ile kıyaslandığında çok düşük Al_o ve Si_o oranları büyük olasılıkla neoformasyonla alimino silikat minerallerinin oluşumuna neden olmuş, bu durum toprak çözeltisinde ayrışmayla ortama salınan Al ve Si'un tüketilmesine sebeb olmuştur. Düşük Al_o ve Si_o miktarları, düşük fosfor fiksasyonu dikkate alındığında, allofan oluşumunun engellenmiş olduğu görülmektedir. Ancak 3 numaralı profilde bazı oranlar eseri miktarda da olsa bir miktar zayıf kristalize olmuş Al varlığını göstermektedir. Shoji ve Fujiwara (1984) 'da allofanın toprak pH sına önemli ölçüde bağlı olduğunu, özellikle pH 5-7 arasında oluştuğunu bildirmişlerdir. Özellikle yüksek organik madde, düşük pH (< 5), düşük yağış nedeniyle silika kaybının azalması, Al'un organik maddece sorbsiyonu (anti allofanik etki) allofan oluşumunu azaltmaktadır. Çalışma alanında da düşük yağış, uzun kurak sezon Si kaybının düşük olmasına neden olmuş, düşük ayrışma nedeniyle yeterli Al açığa çıkmaması, ayrıca muhtemelen neoformasyonla ikincil Alimino-silikat kil minerallerinin oluşması sonucu Si ve Al'nin yoğun kullanımı ve özellikle yüzey horizonlarda % 2'nin üzerindeki organik madde, önemli miktarda Al- humus komplekslerinin oluşumuna neden olarak allofan oluşumunu engellemiştir. Parfitt ve Kimble (1989) de ustic, xeric ve aridic rutubet rejimlerinde silika kaybının sınırlanması nedeniyle allofanın nadiren bulunabileceğini bildirmiştir.

Tablo 5.2 Seçici Çözelti Analiz Sonuçlarına Göre Hesaplanan Ferrihidrit ve Fe hidroksit miktarları

Pedon	Horizon	% Ferrihidrit	% Fe hidroksit
I	A1	0.22	1.59
	A2	0.05	1.48
	Cr1	0.08	1.68
	Cr2	0.03	1.74
II	Ah	0.21	1.86
	A	0.30	2.18
	AC	0.21	1.47
	Cr	0.11	2.01
III	Ah	0.61	1.86
	A	0.84	2.06
	Bw1	0.97	1.99
	Bw2	0.78	1.81
	Cr1	0.33	1.78
	Cr2	0.11	1.84
	Cr3	0.32	1.81
IV	A1	0.26	2.53
	A2	0.47	2.81
	Bw1	0.05	2.64
	Bw2	0.24	3.14
	Cr1	0.38	2.79
	Cr2	0.55	2.51
V	A1	0.09	1.44
	A2	0.15	1.72
	Bw1	0.13	1.55
	Bw2	0,27	1,21
	Cr1	0,11	0,48
	Cr2	0,04	0,92

5.5. Jeokimyasal Özellikler

Toplam kimyasal analiz sonuçlarına göre toplam SiO_2 miktarı oldukça yüksek bulunmaktadır. Toprakta bulunan alüminyum 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 materyaldeki değerlere yakın miktarlarda bulunmaktadır. Bu ölçütler 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. Profillerde ana materyaldeki Na oranları ile yüzey horizonlarındaki Na miktarları arasında önemli bir farklılaşma görülmemiştir. Bu trend diğer alkali katyonlar için de geçerlidir. Bu da ayrışmanın çok az olduğunu buna bağlı olarak alkali katyonların yıkanmadığını göstermektedir. Profillerdeki ana materyaldeki toplam TiO_2 % 0.43-1.38. Bu elementin çalışılan 5 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.

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 5.3 de verilmiştir. Bu oranlar incelendiğinde tüm profillerde önemli bir seski oksit birikiminin olmadığı, toplam Al_2O_3 ve Fe_2O_3 oranlarının solumda, ana materyal ve ana kayadan çok büyük farklılıklar göstermediği, SiO_2, CaO ve MgO oranlarının da solumla, ana

materyal ve ana kaya arasında çok büyük farklılıkların olmadığı ve profilden kayıpların önemli miktarlara ulaşmadığı görülmektedir.

Pedon	Horizon	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O+CaO}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{CaO+MgO}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$
I	A1	4.53	19.57	3.68	4.32	3.91	0.57	0.42	0.19	1.38

	A2	4.23	13.78	3.24	3.25	2.18	0.47	0.35	0.17	1.57
	Cr1	3.94	14.81	3.11	3.76	2.81	0.48	0.34	0.19	1.24
	Cr2	4.24	15.71	3.34	3.71	2.82	0.53	0.38	0.21	1.25
II	Ah	3.00	7.78	2.17	2.59	2.46	0.37	0.25	0.17	1.32
	A	2.92	7.38	2.09	2.52	2.38	0.35	0.24	0.15	1.29
	AC	2.66	7.66	1.98	2.87	1.91	0.27	0.19	0.12	1.45
	Cr	2.68	8.59	2.04	3.21	2.19	0.28	0.20	0.11	1.49
III	Ah	3.07	5.54	1.97	1.81	1.20	0.22	0.16	0.11	2.29
	A	2.80	5.53	1.86	1.98	1.00	0.20	0.15	0.10	2.20
	Bw1	2.45	5.94	1.74	2.42	0.80	0.16	0.12	0.08	2.37
	Bw2	2.22	5.66	1.59	2.55	0.60	0.10	0.08	0.06	2.54
	Cr1	1.81	6.63	1.42	3.66	0.29	0.04	0.03	0.03	3.61
	Cr2	1.99	6.36	1.52	3.19	0.20	0.05	0.04	0.02	2.79
	Cr3	2.26	6.49	1.67	2.88	0.23	0.08	0.08	0.03	3.02
IV	A1	5.04	13.93	3.70	2.76	1.10	0.27	0.23	0.08	4.31
	A2	4.35	12.94	3.26	2.97	0.95	0.24	0.20	0.07	4.45
	Bw1	4.13	12.25	3.09	2.97	0.98	0.23	0.20	0.08	4.08
	Bw2	3.28	9.99	2.47	3.05	0.93	0.16	0.12	0.08	4.23
	Cr1	3.52	10.97	2.66	3.12	1.57	0.22	0.15	0.11	3.79
	Cr2	3.91	11.81	2.94	3.02	1.19	0.24	0.18	0.10	3.11
V	A1	4.36	19.53	3.57	4.48	5.02	0.55	0.38	0.20	1.20
	A2	4.24	16.35	3.36	3.86	3.95	0.51	0.36	0.19	1.29
	Bw1	4.28	17.41	3.43	4.07	4.18	0.52	0.37	0.18	1.27
	Bw2	4.17	15.98	3.31	3.83	3.82	0.50	0.36	0.18	1.25
	Cr1	3.87	15.15	3.08	3.91	3.23	0.47	0.33	0.18	1.16
	Cr2	3.94	18.77	3.26	4.76	5.25	0.56	0.36	0.23	0.87

Tablo 5.3 Profillere Ait Bazı Genetik Oranlar

Bu durumu daha anlaşılır hale getirmek için profillerde majör elementlere ait zenginleşme faktörleri hesaplanmış ve tablo 5.4 de belirtilmiştir. Söz konusu değerlerin genel olarak 1'in üzerinde olması veya 1'e çok yakın bir dağılım trendinde bulunması da, yıkanmanın düşük olduğunu göstermektedir.

Tablo 5. 4 Profillerde Majör Elementlere Ait Zenginleşme Faktörü

Pedon	Horizon	Derinlik	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO
I	A1	0-12	1.14	1.03	0.89	0.75	1.03	1.13	1.25	0.96	1.56
	A2	12-32	0.80	0.77	0.88	0.79	0.61	0.66	0.83	1.18	1.45
II	Ah	0-3	0.90	0.80	1.00	1.10	1.23	1.08	0.95	0.99	1.09
	A	3-15	0.86	0.79	1.00	1.03	1.12	1.02	0.88	0.81	1.11
	AC	15-20	0.93	0.94	1.05	1.10	0.95	0.90	0.88	0.80	1.02
III	Ah	0-10	0.80	0.52	0.94	1.18	5.74	2.17	1.60	1.21	2.26
	A	10-29	0.84	0.61	0.99	1.40	5.71	2.48	1.76	1.09	1.70
	Bw1	29-57	0.93	0.77	1.02	1.56	5.13	2.33	1.78	1.23	1.07
	Bw2	57-79	0.91	0.83	1.05	1.39	3.42	1.53	1.25	1.14	1.28
IV	A1	0-15	1.19	0.88	0.97	0.73	0.58	0.99	1.25	1.32	1.76
	A2	15-37	1.09	0.93	0.96	0.80	0.55	0.92	1.20	1.30	1.64
	Bw1	37-52	1.07	0.96	1.00	0.85	0.61	0.99	1.18	1.08	2.19
	Bw2	52-79	1.05	1.19	1.19	1.17	0.79	0.71	0.88	0.83	0.86
V	A1	0-16	0.99	0.89	0.76	0.75	0.90	0.89	1.07	1.31	1.00
	A2	16-40	0.86	0.80	0.79	0.76	0.71	0.73	0.94	1.35	0.98
	Bw1	40-70	1.00	0.92	0.86	0.81	0.81	0.86	1.09	0.90	1.00
	Bw2	70-102	0.96	0.90	0.89	0.83	0.76	0.82	1.03	0.94	0.96

5.6. Mineralojik Özellikler

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.

Volkanik materyalden oluşan topraklarda allofana sık rastlanmaktadır. Uygun iklim koşullarında volkanik lavlar ve cürufların ayrışma ürünleri olarak allofan ve hallosit oluşmaktadır. Allofan minerali yapısına Si alarak hallosite dönüşmektedir. Bu işlem sırasında ana materyal içindeki feldspatlar da allofan, hallosit ve az miktarlarda kaolinite dönüşmektedir. Murray ve ark. (1977), volkanik kökenli materyallerde feldspatların öncelikle amorf oksitlere, amorf oksitlerin de allofan ve demir oksitleri oluşturacağını belirtirken bu ayrışma sürecinde ara tabakaları β-allofan, α-allofan, hallosit, kaolinit olarak belirtmişlerdir. FitzPatrick (1974), plajiyoklazların ılıman koşullarda hidromikaya ve allofana ve aynı zamanda oluşan allofan ve hallositin de volkanik küllü topraklarda kaolinite dönüşebileceğini saptamıştır. Wilson ve ark., (1971), mineral değişim ve oluşum sırasında granit kayasında mikroklin dışında tüm feldspatların 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 feldspatlardan doğrudan doğruya kaolinit hatta gibsit oluştuğu ileri sürülmektedir. Ayrıca feldspatlardan doğrudan kaolinit oluşumu için organik asitlerin bulunmasının zorunlu olduğu ve derin ayrışan bir volkanik kayaçta birincil minerallerden her bir ikincil mineralin kendine özgü bir mikro çevrede oluştuğu ve bu nedenle feldspatlardan ve biyotitten bir noktada kaolinit oluşurken daha değişik bir ortamda hallosit hatta götit oluşabileceği bildirilmiştir (Eswaran ve ark., 1978).

Bölüm 4.5 de verilen tanımlamalar ışığında incelenen topraklarda da yukarıda belirtilen açıklamalardan da çıkartılacağı gibi kil fraksiyonunda kaolinit ve illit baskın kil tipidir. Örneklerde ayrıca klorit-smektit ara tabakalı ve çok az da olsa smektit tipi killer bulunmuştur. Ancak allofan ve imogolit gibi amorf killer ve

hallosite rastlanmamıştır. Benzer sonuçları Poulenard ve ark. (2003) da ve çalıştığı 5 Andosol profilinde 2:1 ve 2:1:1 tipinde smektit ve klorit gibi kil mineralleri belirlerken allofan veya hallosit tespit etmediğini bildirmiştir. Profilde hafif minerallerin çoğunluğunu oluşturan feldspatların bir kısmı toprak oluşumundan önce ve doğrudan hidrotermal etkilerle, bir kısmı da günümüze kadar süren hidrotermal etkilerle veya kimyasal ayrışma ile kaolinite dönüşmüştür. Profilde kaolinit ve illitin bulunması büyük olasılıkla mineral ayrışma nedeniyle feldspatların doğrudan doğruya kaolinit ve illite (hirdomika) dönüştüğünü göstermektedir.

Derinlikle minerallerin miktarlarında önemli bir değişiklik olmamıştır. Ancak bazı horizonlarda kaolinit derinlikle artarken iyi kristalize olmamış ve bir plato şeklinde kırınım veren klorit-smektit ara tabakalı killerin miktarı çok az olsa da artmıştır. Bu durum derinlikle artan ayrışmış hafif minerallerle ilgili görülmektedir. Klorit-smektit ara tabakalı kil mineralleri toprakta ikinci derecede bol bulunan karışık tabakalı kil mineralidir. Klorit-smektit ara tabakalı kil minerallerinin en iyi tanımlaması gliserolla yapılır. Klorit- smektittin smektit bileşeni bu işlemle 17,7 Å genişlerken klorit vermikulitte 14 Å da kalır. Bazı klorit-smektit örnekleri etilen glikol veya gliserolu çok yavaş absorbe ettiğinden doygunlaştırma için çok uzun zaman ihtiyaç gösterir. Bu da tanımlamada güçlükler çıkarmaktadır. Çalışılan örneklerde de bazı horizonlarda gliserol ile doyurulan örneklerde 17 Å a doğru genişleme olurken, bazı örneklerde ise bu genişleme daha sınırlı kalmıştır. Başka bir ifade ile genişleme 15 Å civarında kalmıştır. Bu durum tanımlamada zorluklara neden olsa da sebebi gliserolun tabakalar arasına yeterince girmemesinden kaynaklanmıştır.

Profilleri çok derin olmaması, solumda minerallerin birbirine benzemesi ve miktarlarında çok önemli değişikliklerin olmaması, bu toprakların genç olduğunu gösterse de solumda ara tabakalı kil minerallerinin bulunması incelen profillerin ayrışma yoğunluğunu göstermektedir. Ancak toplam demir oksite oranla ayrışarak serbest hale geçen serbest demir oksit oranı iyi gelişmiş topraklara göre düşüktür.

Profilde tüm horizonda da rastlanılan illit muhtemelen kimyasal reaksiyonların oluştuğu ortamda K içeren minerallerin dönüşümüyle oluşmuştur. İllitin profilde yaklaşık tekdüze olması andezitlerde yaygın olarak bulunan feldspatlardan ayrışarak oluştuğunu desteklemektedir. FiztPatrick (1975) ve Millot

(1970), da feldspatların çalışma alanına benzer koşullarda illit oluşturacağını belirtmektedir. Bazı profillerde derinlikle birlikte illit miktarı az da olsa artmıştır. Bu durum profilde ayrışmanın çok yavaş olduğunu göstermektedir. 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. 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. Değişebilir K un derinlikle birlikte azalması 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.

Smektit baz doygunluğunun ve özellikle Mg içeriğinin yüksek bulunduğu ortamlarda oluşur ve burada kalıcı bir mineral olarak bulunur. Birçok araştırıcıya 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 artıracağı, kaolinit oluşumunu ise engelleyeceği birçok araştırıcı tarafından ileri sürülmektedir (Yeşilsoy ve Kapur., 1982). Volkanik topraklarda 2:1 tipi kil minerallerinin oluşumu ile ilgili çeşitli tartışmalar vardır. Bu konuda 3 hipotez ileri sürülmüştür. 1- Tüf veya pumisdeki birincil minerallerden oluşan kil minerallerinin toprağa katılımı, 2-Atmosferik depozitler veya bunların ayrışma ürünlerinden, 3-toprakta pedojenik oluşum. Çalışma alanında 2.1 tipi kil oluşumu çok düşüktür. Bunun sebebi düşük yağış nedeniyle ayrışma oranın düşük kalmasıdır. Chadwick ve ark. (2003), 150.000-400.000 yıllık alkali karakterdeki lav akıntılarında kil oluşumunun ancak 1400 mm üzerindeki yıllık yağışlarda gerçekleşebileceğini bildirmişlerdir. Çalışma alanındaki düşük 2:1 tipi veya klorit-smektit ara tabakalı kil içeriği bu düşük yağış oranıyla açıklanabilir. Ancak çalışma alanında en düşük koda sahip 5 numaralı profilde smektit oluşumunun daha ileri olduğu tespit edilmiştir. Bu düşük yağışa rağmen üst arazilerden yıkanan silisyumun aşağı arazilerde birikerek smektit oluşumunu teşvik etmesinden kaynaklanmıştır. Nitekim 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. Benzer sonuçları Sahu ve ark. (1986), da belirtmiş, Hindistan'da bazı Entisollerin mineraloji ve genesislerini araştırdıkları çalışmalarında düz ova toprağında feldspat, epidot ve smektitti, dağ arazi toprağında ise smektit, mika, illit ve kaolinit bulmuşlardır.

Bütün bu veriler ışığında araştırılan topraklardaki kil minerallerinin, ana materyalden köken alan ve andezitik materyallerde oldukça yoğun olarak saptanan feldspat minerallerinin dönüşüm ve ayrışma ürünleri olarak oluştukları görülmektedir.

Topraklarda birincil mineral olarak feldspat, kristobalit ve kuvars en yaygın birincil mineraller olarak tespit edilmiştir. Yapılan çözümlemelerde feldspatların plajiyoklazlar olduğu saptanmıştır. Plajiyoklazlar andezitik materyallerde en bol bulunan minerallerdendir. Kristobalit volkanik kökenli yaşlı kayaçlarda ve taze volkanik küllerde bolca bulunan ve Andosollerde de karakteristik birincil mineral olarak bulunan kuvarsın yüksek sıcaklık polimorfudur (Mizota ve Van Reeuwick, 1989; Prado ve ark., 2007). Bazı profillerde hematit ve cummingtonit ve magnetit gibi demirli mineraller saptanmıştır. Wada (1987), ve Bigham ve ark. (2002), hematitin magnetit ve maghemit ile ilişkili olduğunu, magnetittin orman vejetasyonu altında ve organik madde varlığında maghemitten kolayca oluşabileceğini, söz konusu mineraller ve gibsitin Hawaii' de iyi ayrışmış volkanik kül topraklarında bulunduğunu bildirmişlerdir. Hematit volkanik külden oluşan topraklarda çok yaygın bir mineraldir ve demirli bileşiklerin çok sıcak patlama ortamında oksidasyonu sonucu ortaya çıkmaktadır. Çalışma alanında da ana materyalde hematite rastlanması bu durumu açıklamaktadır. Ayrıca 2, 3 ve 4 numaralı profillerde görülen kırmızı renk hematit varlığını göstermektedir.

Örneklerin IR spektrumlarında 3100 -3500 cm^{-1} aralığında H bağına ait geniş bir bant şeklinde yapısal OH' le ait gerilim dorukları elde edilmiştir.1636 cm^{-1} civarında H' e ait eğilme titreşimleri elde edilmiştir. 790 cm^{-1} de ise Si-C tek bağına ait titreşimler bulunmuştur. Topraklarda allofan gibi minerallere 4 bölgede rastlanır. 2800-3800, 1630-1640, 975-1020 ve 800-400 cm^{-1} bölgelerinde titreşimler alınır. Çalışılan bölgelerde söz konusu titreşimler bulunmamıştır. Ancak 790 cm^{-1}

bölgesinde Si-C tekli bağlarının bulunması ve yine 1636 cm^{-1} amorf silika için karakteristik piklerdir.

Profil derinliklerinin sığ olması, 2, 3 ve 5 nolu profiller başta olmak üzere topraklarda kum fraksiyonlarının oldukça yüksek olması, profillerin A-C veya A-kambik B- C horizonlarına sahip olması toprak oluşumunda mevcut ayrışma koşullarında geçen zamanın az olduğunu ortaya koymakta, profillerde ayrışmanın yavaş olduğunu ve ana materyalin etkisinin güçlü olduğunu göstermektedir. Düşük yağış ve kurak yaz periyodunun bulunması topraklarda Si kaybını sınırladığı için allofan ve imogolit oluşumu meydana gelmemiştir. Özellikle profillerin horizonlarında kil fraksiyonlarında kil mineralleri tiplerinin aynı kalarak sadece başat kil mineralinin değişmesi, profilde horizonlar arasında kil mineral tip ve miktarlarının da çok az değişikliliğin bulunması, birincil minerallerin miktar ve çeşidinin benzer olması pedojenik farklılaşmanın çok yavaş olduğunu göstermektedir.

Araştırılan profillerde toprak derinliklerinin az olması da toprakların oluşumun başlangıç safhasında bulunduğunu ve ana materyal-toprak etkileşiminin fazla olduğunu ortaya koyan diğer bir özelliktir

5.7. Andik Özellikler ve Sınıflandırma

Andik toprak özellikleri toprakta önemli miktarda var olan allofan, imogolit, ferrihidrit ve alüminyum-humus komplekslerinden kaynaklanan toprak özellikleridir. Bu materyallerin tümünün orijinal ismi amorf materyallerdir. Amorf materyaller başta tüf olmak üzere önemli miktarda volkanik cam içeren diğer materyallerin ayrışması sonucu oluşur. Volkanik cam birçok Andisolde yaygın bir fraksiyon olmasına rağmen toprakların Andisol olarak sınıflandırılmasında gerekli bir şart değildir.

Bir toprağın Andisol olarak sınıflandırılabilmesi için gerekli şartlar Keys to Soil Taxonomy (2006) de aşağıdaki gibi tanımlanmıştır.

1-Andik toprak özelliğine sahip olan toprak materyalleri ağırlık olarak %25'den daha az organik madde ihtiva etmeli ve aşağıdaki şartlardan en az birini sağlamalıdır ;

2-Toprağın 2mm den küçük olan kısmında aşağıdaki koşullar bulunan topraklar;

a)Amonyum oksalat ile belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyumun toplamı %2 veya daha fazla olan ve

b)33 kPa'da tutulan su içeren toprağın hacim ağırlığı 0,90 gr/cm^3 veya daha az olan ve

c)Fosfor tutulma kapasitesi %85 veya daha fazla olanlar veya

3-0,02-2 mm büyüklüğündeki taneciklerin (kaba silt ve kum boyutu) miktarı %30 veya daha fazla ve aşağıdaki özelliklerden birine sahip olan topraklar;

a) Toprağın 2 mm'den küçük olan kısmının fosfor tutulma kapasitesi %25 veya daha fazla

b)Amonyum oksalatla belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyumun toplamı % 0,4 veya daha fazla olan topraklar ve

c)0,02-2,00 mm büyüklüğündeki taneciklerin % 5 veya daha fazlası volkanik cam olan topraklar ve

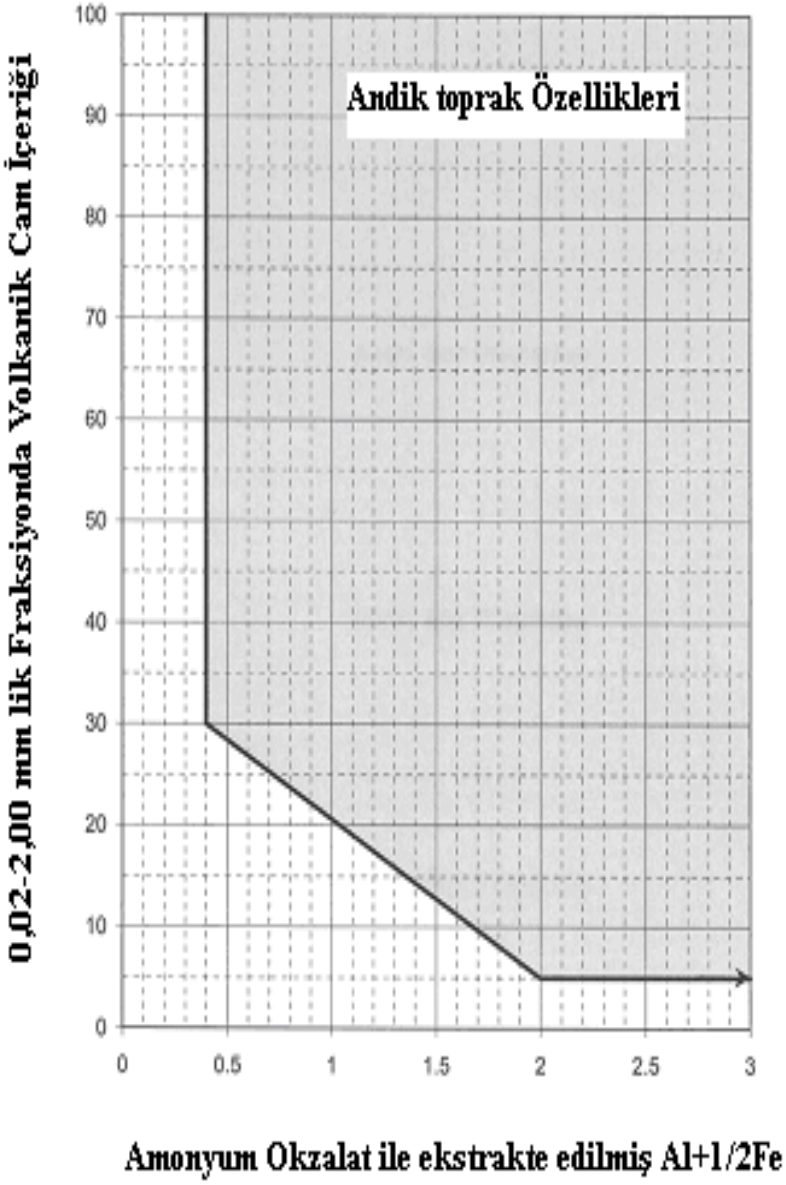
d)Amonyum oksalatla belirlenen demir yüzdesinin yarısı ile alüminyum toplamı % 0,4 ile %2 arasında olup kum ve kaba silt boyutunda (0,02-2,00 mm büyüklüğündeki fraksiyonun) cam içeriği aşağıda verilen eşitlikte belirtilen şartı sağlayan veya şekil 5.1 de verilen diyagramda koyulaştırılmış bölge içine düşen topraklar andik özelliğe sahip topraklardır.

[% (Al + ½ Fe) *(15.625)] +[% volkanik Cam] = 36.25 veya daha fazla.

Çalışma alanındaki profillerde volkanik cam analizi yapılmamıştır. Zira Kurt ve ark (2005) çalışma alanında yer alan volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini inceledikleri çalışmada, bölgede yer alan andezitlerde opak mineral ve volkanik cam içeriğinin % 2-3 arasında değiştiğini ve hamur fazında hiyalopolitik bir doku oluşturacak şekilde bulunduğunu belirtmişlerdir. Bu değer diğer ordolarda vitrik alt gruplar için gerekli olan volkanik cam içeriğini bile karşılamaktan uzak olduğu için volkanik cam tayini yapma ihtiyacı duyulmamıştır. Tablo 4.5.de çalışılan topraklar için andik özelliklere ait indeks değerler görülmektedir. Tüm profillerde Al_o+1/2 Fe_o değerleri oldukça düşük olup tüm horizonlarda % 0,8 in altındadır. Bazı horizonlarda bu değer tek başına yukarıda belirtilen şartların bazı maddelerini tek başına karşılasa bile, diğer özelliklerle birlikte değerlendirildiğinde andik özellikler için yetersiz kalmaktadır. Topraklarda fosfor fiksasyon kapasitesi % 85 den az olup aktif Al ve Fe formlarının toprakta birikmediğini göstermektedir. Kuru hacim ağırlığı bütün horizonlarda 0,9 gr/cm^{-1} den yüksektir. Dolayısıyla çalışılan profiller 2. maddede belirtilen ölçütleri karşılamamaktadır. 3. maddede belirtilen ölçütler sadece volkanik depozitler üzerinde gelişen değil aynı zamanda andik özellikler gösteren ve volkanik olmayan

diğer depozitler üzerinde gelişen toprakların sınıflandırılmasında da kullanılmaktadır. Çalışılan profillerden 1, 2, ve 5 nolu profillerin tüm horizonlarında, 3 ve 4 nolu profillerin ise bazı horizonlarında kum+kaba silt fraksiyonu (0,02-2mm) % 30 un üzerinde ve 2 , 3, 4 nolu profillerin bazı horizonlarında fosfor fiksasyon kapasitesi de % 25 den fazla olmasına rağmen, tüm profillerde toprakların Al_o +1/2 Fe_o ve volkanik cam içerikleri 3. maddenin a, b, c ve d bentlerinde belirtilen şartları sağlayamamıştır. Bu nedenle çalışılan profillerin hiçbiri Andisol olarak sınıflandırılamamıştır.

Bu veriler ışığında incelene profillerden 1 ve 2 numaralı profiller ochrik epipedondan başka tanımlayıcı horizon içermemeleri nedeniyle Entisol ordosunun Orthent alt ordosuna sokulmuşlardır. Xeric rutubet rejiminde bulunmaları ve yüzeyden itibaren 50 cm içinde lithik kontak içermeleri nedeniylede Lithic Xerorthent alt grubu olarak sınıflandırılmışlardır. 3 ve 5 numaralı profillerde yüzeyde mollik, 4 numaralı profilde ise yüzeyde ochrik epipedona ilaveten her üç profilde de kambik horizon bulunması nedeniyle İnceptisol, nemli şartların, plagen ve antropik epipedeon içermemeleri ve xeric rutubet rejiminde bulunmaları nedeniyle Xerept, duripan, kalsik yada petrokalsik horizon ve fragipana sahip olmamları ve baz doygunluğunun % 60 dan fazla olması nedeniyle de Haploxerept büyük grubuna dahil edilmişlerdir. Alt grup seviyesinde ise profil 3 ve 5 mollik epipedon nedeniyle humic haploxerept, profil 4 ise Typic haploxerept olarak sınıflandırılmışlardır.



Şekil. 5.1 Andik Özelliklere Ait Ölçütlerden 3. Maddenin b,c,d Bentlerinde Belirtilen Şartların Diyagramda Gösterilişi

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Orta Anadolu'da yarı kurak iklim şartlarında volkanik ana materyal üzerinde oluşan 5 profil tanımlanmış ve profillerin fiziksel, kimyasal ve

mineralojik özellikleri saptanmıştır. Andisollerin oluşumu üzerine iklimin ana materyalden daha etkili olduğu hipotezi sınanmış ve çalışma alanında oluşan toprakların Andisol olarak sınıflandırılıp sınıflandırılamayacağı belirlenmiştir.

Çalışma alanındaki topraklar henüz oluşumun başlangıç aşamasındadır. Çalışılan profillerden 1 ve 2 numaralı profillerde ochrik epipedon 3, 4 ve 5 numaralı profillerde ise mollik ve ochrik epipedona ilaveten kambik B dışında başka tanımlayıcı horizon saptanmamıştır. Çalışma alanındaki düşük yağış, uzun ve kurak yaz periyodu, organik maddenin birikimini sınırlandırmış, ayrışmayı olumsuz etkilemiş, Si yıkanmasını geciktirerek allofan ve imogolit gibi amorf materyaller ile Fe- humus komplekslerinin oluşumunu engellemiştir. Ancak yine de profillerde alüminyumun önemli bir kısmı organik maddeye bağlı bulunmaktadır. 2, 4 ve 5 numaralı profillerde tabakalı silikatlardan kaolinit ve illit, 1 ve 3 numaralı profillerde illit ve kaolinit başat durumdadır. Tüm profillerde klorit –smektit ara tabakalı killer belirlenmiştir. Topraklarda başat birincil mineraller ise plajiyoklaz, kristobalit ve kuvarstır.

İncelenen profillerin hiçbiri, Andisoller için Keys to Soil Taksonomy (2006) da belirtilen şartları karşılayamamış ve profillerde andik özellikler saptanmamıştır. Düşük yağış kısa ıslak dönem, uzun ve kurak yaz periyodu ile özetlenebilecek yerel iklimsel özellikler ana materyalin özelliği ile birleşerek, organik madde birikimi ve ayrışmayı sınırlandırmıştır. İncelenen profiller volkanik ana materyal üzerinde oluşmalarına rağmen Andisol olarak sınıflandırılmamışlardır. Çalışma alanında açılan profillerden profil 1 ve profil 2 Lithic Xerorthent, profil 3 ve 5 humic haploxerept, profil 4 ise Typic haploxerept olarak sınıflandırılmışlardır.

Elde edilen bu veriler ışığında Soil Taxonoym'de belirtilen andik özelliklerin oluşumunda iklimin; organik madde birikimi ile, volkanik materyalin ayrışma ürünlerinin miktar ve oluşumunu etkileyerek toprak solüsyonundaki Al, Si, ve Fe gibi katyonların konsantrasyonunu belirlediği, böylece amorf mineral oluşumuna yön verdiği saptanmış, sonuç olarak Andisollerin oluşumunda iklimin ana materyalden daha etkili olduğu tespit edilmiştir.

Orta Anadolu'da çalışma alanı dışında geç senozoik yaşlı birçok volkanik alan daha bulunmaktadır. Önümüzdeki yıllarda söz konusu alanlarda yarı-kurak iklim şartlarında Andisollerin oluşup oluşamayacağı konusunda benzer çalışmaların yapılması, ülkemiz volkanik alanlarında oluşan toprakların özelliklerinin ortaya konması açısından önem taşımaktadır. Bu çalışmalar, üzerinde çok az incelemenin

bulunduğu Batı Anadolu ve Marmara Bölgesi volkanik alanlarında öncelikle yürütülmelidir.

7. KAYNAK LİSTESİ

Abayneh, E. , Zauyah , S. , Honafi , M.M. , Rosenani, A.B. , 2006. Genesis and Classification of Sesquroxidic Soils from Volcanic Rocks in Sub-Humid Tropical Highlands of Ethiopia. Geoderma 136.682-695.

Ahmed, M., Oades, J.M., 1984. Distribution of Organic Matter and Adenosine Triphosphate After Fractionation of Soils by Physical Procedures. Soil Biol. Biochem., 16; 465-470.

Akalan , İ., Başkaya, H.,1973 Trakyada Yaygın Kireçsiz Kahverengi Toprakların Kil Mineralojileri Üzerine Bir Araştırma TÜBİTAK Proje No:147 Yayın No.180

Akman,Y., 1990. İklim ve Biyo İklim, Palme Yayınları, Ankara, S. 319.

Alexander. E.B., adamson, C., Graham, R.C. ve Zinke, D.J., 1986. Mineralogy and Classification of Soil on Serpantinized Peridotite of the Tirinity Ophiolite California. Soil Sci. 149 S.138-143.

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, 1992. Konya İli Arazi Varlığı. T.K.B. Köy Hizm. Gen. Md.lüğü Yay. Rapor No: 42, Ankara.

Anonim, 1994. Meteoroloji Bülteni. Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Ortalama ve Ekstrem Kıymetler.

Arbestian, M. C., Barreal M. E., Macias, F., 2001. Sulfate Sorption in Non volcanic Andisols and Andic Soils from Galicia, NW Spain. Geoderma Elsevier Science BV, Amsterdam. Vol:104, No:1-2.

Arnolds, O., 2004. Volcanic Soils of Iceland. Catena 56, 3-20.

Asio, V. B., Jahn, R., Sthar, K., 1999. Changes in the Properties of a Volcanic Soils (Andisol) in Leyte Due to Conversion of Forest to Other Land Uses. PJS. Vol: 128, No: 1.

Barbera , V. , Raimondi , S. , Egli , M. , 2008 . The influence of Weathering Processes on Labile and Stable Organic Matter in Mediterranean Volcanic Soils. Geoderma 143. 191-205.

Batjes, N.H., Sombroek, W.G. 1997., Possibilities for Carbon Sequestration in Tropical and Subtropical Soils. Global Change Biology 3 (2),161-173

Baumler, R., Dorji, T., Caspari, T., Norbu, C. and Baillie, I., 2002. Andic Soil Properties in Non-Volcanic areas – a Variety of Andisols or a Separate Soil forming Process. 17th WCSS, Thailand. Symposium No: 27, Paper No: 730.

Beckman, G.G., Thompson,C.H., Hubble,G.D., 1974. Genesis of Red and Black Soil in Basalt on the Darling Down, Queensland, Australia. J.Soil Sci. 25, 265-281.

Becquer , T. , Petard, J. , Duwig , C. , Bourdon , E. , Moreau , R. , Herbillon, A. J. ,2001. Mineralogical, Chemical and Charge Properties of Geric Ferralsols from New Caledonia. Geoderma 103.291-306.

Bertsch, P. M., Bloom, P. R., 1999. Aluminum. in: Sparks, D.L. (Ed.), Methods of Soil Analysis: Part 3. Chemical Methods. ASA and SSSA, Madison, WI, Pp. 517-550.

Bigham, J. M. , Fitzpatrick, R. W. , Schulze, D. G. , 2002. Iron Oxides. In: Dixon, J. B. , Schulze, D. G. (Eds.). Soil Mineralogy with Environmental Applications. SSSA Book Ser. No. vol. 7. Soil Sci. Soc. Am. , Madison, WI, pp. 323-366.

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

Blake, G. R., Hartge, K. H., 1986. Bulk Density. in: Klute, A., (Ed.), Methods of Soil analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph No: 9. SSSA, Madison, WI, Pp. 363-375. (S: 393).

Blakemore, L. C., Searle, P. L., Daly, B. K., 1987. Methods for Chemical Analysis of Soils. N.Z. Soil Bureau Scientific Report. Vol: 80. N.Z. Soil Bureau, Lower Hutt, New Zeland.

Bouyoucous, G.J., 1951. a Recalibration of the Hydrometer Method for Making Mechanical Analysis of Soils. agron S:43 434-438

Broquen ,P. , Labartini, J.C., Candan , F.,Falbo, G., 2005. Allophone Aluminum , and Organic Matter Accumulation Across a Bioclimatic Sequence of Volcanic Ash Soils of Argentina. Geoderma 129.167-177

Bulduk, A., 2006. Konya Merkez Yer altı Suyu Raporu. Konya Büyükşehir Belediyesi KOSKİ Genel Müdürlüğü.

Buytaert, W. , Sevink , J. , De Leeuw , B. , Deckers , J. , 2005. Clay Mineralogy of the Soils in the South Ecuadorian Paramo Region. Geoderma. 127. 114-129.

Buytaert, W. , Deckers , J. , Wyseure , G. , 2007. Regional Variability of Volcanic Ash Soils in South Ecuador: the Relation With Parent Material , Climate and Land Use. Catena 70.143-154.

Cangir, C., Kapur, S., 1985. Polatlı'da Marn ve Viranşehir'de Kireçli Bazaltlar Üzerinde Oluşmuş İki Toprak Profilinin Kil Mineralojileri.II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 291-303 Ankara.

Chadwick, O. A. , Gavenda, R. T. , Kelly, E. F. , Ziegler, K. , Olson, C. G. , Elliott, W. C. , Hendricks, D. M. , 2003. The Impact of Climate on the Biogeochemical Functioning of Volcanic Soils. Chemical Geology, 202. 195-223.

Chao, T. T., Sanzolone, R.F., 1992, Decomposition Techniques. Journal of Geochemical Exploration. 44-65/106

Chen, Z. S., Tsou, T. C., Asio, V. B., Tsai, C. C., 2001. Genesis of Inceptisols on a Volcanic Landscape in Taiwan. Soil Science, Philadelphia. Vol: 166, No: 4, 255-266.

Chertini, G., Sanjurjo, M. J. F., Cortı, G., Ugolini, F. C., 2001. The Contrasting Effect of Brom and Pine on Pedogenic Processes in Volcanic Soils (Mt. Etna, Italy). Geoderma. Vol: 102, No: 3-4, 239-254. (2): 517-525

Childs, C. W. , Matsue , N. , Yoshinaga , N., 1991. Ferrihydrite in Volcanic Ash Soils in Japan. Soil Sci. Plant Nutr. , 37(21) , 299-311.

Chiozzi , P., Pasquoale , V. , Verdoya , M., 2007. Radiometric Survey for Exploration of Hydrothermal Alteration in a Volcanic Area. Journal of Geochemical Exploration 93.13-20

Christensen, B.T., 1985. Carbon and Nitrogen in Particle Size Fractions Isolated from Danish Arable Soils by Ultrasonic Dispersion and Gravity-Sedimentation. Acta Agric. Scand.,35; 175-187.

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

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.

Dahlgren , R. , Shoji , S. , Nanzyo , M. , 1993. Mineralogical Characteristic of Volcanic Ash Soils. in: Shoji , S. , Nanzyo , M. , Dahlgren , R. (Eds.) Volcanic Ash Soils. Developments in Soil Science. Elsvier , Amsterdam , Pp. 101-143.

Dahlgren, R.A., 1994. Quantification of Allophone and Imogolite. Proc. Symposium on Quantitative Methods in Soil Mineralogy. Soil Sci. Soc. am. ,Wisconsin, Pp.430-451.

Dahlgren, R.A., Dragoo, J.P., Ugolini, F.C., 1997. Mt. St. Helens Tephra Under a Cryic-Udic Climate Regime. Soil. Sci. Soc. am. J. 61, 1519-1525.

Delvaux , B. , Strebl , F. , Maes, E. , Herbillon, A.J. , Brahy , V. ,Gerzabek, M. , 2004. an Andosol - Cambisol Toposequence on Granite in the Austrion Bohemian Masif. Catena 56.31-43.

Dhar, B.L., Banarjee, S.D., 1981. Sand Mineralogy of Solis Under Natural Teak in Maharasthtra Vav-Vigyan 19.14-22

Dingil, M., 2003. Türkiye'de Andisol Ordosuna Girebilecek Bazı Toprakların Özellikleri, Genesisi ve Sınıflandırılması. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi.

Dizdar, M.Y., 1979. Kil Mineralleri (Çeviri). J.N. Holeman (Editör), Topraksu Genel Müd. Yayınları S:1-55 Ankara

Doelsch , B. , amundson, R. , Stone , W. E. E. , Borschneck, D. , Bottero , J.Y., Moustier, S. , Masin , F. , Colin , F. , 2007. Mineral Control of Carbon Pools in a Volcanic Soil Horizon. Geoderma 137.477-489.

Drouza, S. , Georgoulias, F.A. , Moustakes, N. K. , 2007. Investigation of Soils Developed on Volcanic Materials in Nisyros Island, Greece. Catena 70.340-349.

Dubroeucq, D. , Geissert, D. , Quantin, P., 1998. Weathering and Soil forming Processes Under Semi-arid Conditions in Two Mexican Volcanic Ash Soils. Geoderma 86.99-122.

Dubroeucq, D., Geissert, D., Barois, I., Lendru, M. P., 2002. Biological and Mineralogical Features of Andisols in the Mexican Volcanic Highlands. Catena. Vol:49, Issue:3, 183-202.

Dumig , A. , Schad , P. , Kohok , M. , Beyerlein , P. , Schwimmer , W. , Kögel – Knabner , I., 2008. Amosaic of Nonallophanic Andosols, Umbrisols and Combisols on Rhyodacite in the Southern Brazilian Highlands. Geoderma 145.158-173

Egawa, T., 1977. Properties of Soil Derived from Volcanic Ash. P 10-63 in I. Ishizuka and C.A. Black (Ed.) Soils Derived from Volcanic Ash in Japan. CIMMYT, Mexico City

Egli, M., Nater., Mirebella, A., Raimonds, S., Plotze, M., Alioth, L., 2008. Clay Minerals, Oxyhydroxide Formation, Element Leaching and Humus Development in Volcanic Soils. Geoderma 143-101-114

Esweran, H., 1970. Mere Morphological Indicators of Pedogenesis in Some Tropical Soils Derived from Basalts from Nicaragua Geoderma Els. Pup. Cu. S:15-31 Amsterdam

Esweran, H., De Conik, F., 1971. Clay Mineral Formation and Transformation in Basaltic Soil in Tropical Environments. Pedologie 21:131-210

Esweran, 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

Ezzaim , A. , Turpault , M. P., Ronger , J. , 1999. Quantification of Weathering Processes in an acid Brown Soil Developed from Tuff (Beaujolais , France) Part I. Formation of Weathered Rind. Geoderma 87.137-154.

Fiztpatrick, E.A., 1974. Introduction to Soil Science. Department of Soil Science. The Univesity of Aberdeen.

FitzPatrick, E.A., 1975. Description and Preparation of Thin Sections for Soils. Üni. Of Aberdeen Handout Aberdeen

Fox, T.R., 1995. The Influence of Low-Molecular-Weight Organic Acids on Properties and Processes in Forest Soils. in: Mcfee, W.W., Kelly, J.M.(Eds.), Carbon forms and Functions in Forest Soils. Soil Science Society of American, Madison, WI, Pp. 43-62.

Garcia – Rodeja , E. , Novoa, J.C. , Pontevedra , X. , Martinez- Cortizas, A. , Burman, P. , 2004. Aluminium Fractionation of European Volcanic Soils by Selective Dissolution Techniques. Catena 56. 155-183.

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.

Goncalves, N.M.M., arvolta, A.C., Melfi, A.J., 1978. Surfical 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

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.

Gürel, A.N., 1992. Ceylanpınar Ovasında Bazalt Akıntıları Üzerinde Oluşan Toprakların Genesisleri (Doktora Tezi). Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Ana Bilim Dalı Adana.

Güzel, N., 1978. Akdeniz İklim Koşullarında Andezit Kayası Üzerinde Oluşmuş Bir Kireçsiz Kahverengi Toprak Profilinde Mineral Değişim ve Oluşumu. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 9 Sayı 4 S: 286-299.

Güzel, N., 1980. Marmara Bölgesinde Granit Üzerinde Oluşan Üç Toprak Profilinde Mineral ayrışım ve Toprak Oluşumuna Bitki Örtüsü ve Topografyanın Etkisi. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No 140 Bilimsel araştırma ve inceleme Tezi 32 Ankara.

Hassink, J., 1995. Density Fractions of Soil Macro Organic Matter and Microbial Biomass as Predictors of C and N Mineralization. Soil Biol. Biochem., 27; 1099-1108.

Hepper , E.N. , Buschiazzo, D.E. , Hevia , G.G. , Urioste, A., Anton , L. , 2006. Clay Mineralogy, Cation Exchange Capacity and Specific Surface Area of Loess Soils With Different Volcanic Ash Contents. Geoderma 135.216-223.

Hızalan, E., Ünalan, 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 Genesisleri. TÜBİTAK 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 Zirai 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.

Irmak, A., Gülçür, F., Mitchell, W.A., 1967. Some Granitic and Andesitic Soils in North Western Turkey. II analytical and Mineralogical Studies Agroohimica Vol. N-3 Pp: 237-245.

Ishiguro, M., Nakajıma, T., 2000. Hydraulic Conductivity of an Allophonic Andisol Leached With Dilute Acid Solutions. Soil Science Society of America Journal. Vol: 64, No: 3.

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 Kayası Üzerindeki Vertik Topraklarda Mikro Strüktür Oluşumu. TÜBİTAK Doğa Bilim Dergisi Seri B Cilt 9 Sayı 1 S: 52-56.

Jackson, M.L., 1979. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. Department of Soil Science University of Wisconsin, Madison, Vis. 53706, 468-509.

Jenny, H., 1941 Factors of Soil Formation. McGraw-Hill, Newyork:281

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., 1980. Karacadağ Yöresi Bazalt Ana Kayaları Üzerinde Yer alan Toprakların Oluşumları ve Sınıflandırılması (Doçentlik Tezi) (S: 115) adana.

Kapur, S., Dinç, U., Göksu, Y., Özbek, H., 1980. Adana-Osmaniye Üç Tepeler Bazalt Tüfleri Üzerinde Yer Alan Ando Benzeri Toprakların Genesisi ve

Sınıflandırılması. Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yıllığı, adana. Sayı:11, No:1-4, 49-61

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., 1997. Şanlı Urfa'da Bir Bazaltik Katena Üzerinde Yer Alan Kil Mineralojileri ve Mikro Yapısal Özellikleri. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler S: 489-498 Dumlupınar Üniversitesi Kütahya.

Kassim, J.K., Gafoor,S.N., adams, W.A., 1984. Ferrihydrite in Pyrophosphate Extracts of Podzol B Horizons. Clay Miner. 19, 99-106.

Keller, J., Jung, D., Burckhart, K., Wolf. F., 1977. Geologie Und Petrologie Und Petrologie Des Neogenen Kulkalkali Vulkanismus Von Konya (Erenlerdağ-Alacadağ Mussiv). Geol. Jb. 25 37-317.

Keys to Soil Taxonomy, 2006. USDA Natural Resources Conservation Services 10. Baskı

Kleber, M. , Mikutto , C. , Jahn , R. , 2004. Andosols in Germany Pedogenesis and Properties. Catena 56.67-83.

Kurt, S., Bünyamin, A., Kurt, H., 2005. Sağlık Erenkaya (Konya Batısı) Yöresi Volkanik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri F. Ü. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 17(1) 190-204

Leinweber, P., Reuter, G. and Brozio, K., 1993. Cation Exchange Capacities of Organo-Mineral Particle-Size Fractions in Soils from Long-Term Experiments. J. Soil Sci., 44; 111-119.

Lilienfein , J. , Qualls , R. G. , Uselman, S.M. , Bridgham, S.D. , 2003. Soil Formation and Organic Matter Accretion in a Young Andesitic Chronosequence at Mt. Shasta , California. Geoderma 116. 249-264.

Linsday, W.L., 1999. Chemical Equilibria in Soils. John Wiley and Sons. Newyork. 449 Pp.

Lu, S.G. , Zue , Q. F. , Zhu , L. , Yu , J. Y. , 2007. Mineral Magnetic Properties of a Weathering Sequence of Soils Derived from Basalt in Eastern China . Catena 73, 1, 23-33

Martinez Cortizas , A., Gorcia – Rodeja Gayosa , E., Novoa Munoz, J. C. , Pontevedra Pombal, X., Burman , P., Terrible , F., 2003. Distribution of Some Selected Major and Trace Elements in Four Italian Soils Developed from the Deposits of the Gauro and Vico Volcanoes. Geoderma 117. 215-224

Matus, F. , amigo, X., Kristiansen, S.M., 2006. Aluminum Stabilization Controls Organic Carbon Levels in Chilean Soils. Geoderma 132, 158-168

Matus, F. , Garrido , E. , Sepulveda , N. , Carcamo , I. , Panichini , M. , Zagal, E. , 2008. Relationship Between Extractable Al and Organic C in Volcanic Soils of Chile. Geoderma 148.180-188.

Meijer, E.L. , Buurman , P. , 2003. Chemical Trends in a Per Humid Soil Catena on the Turrialba Volcano (Costarica). Geoderma 117.185-201.

Merwe, C.R., Vander Heystek, M., 1955. Clay Minerals of South African Soil Groups. II. Subtropical Black Clay Sand Related Soils. Soil Sci. 79: 147-158.

Mora, M. L., Baeza, G., Pizardo, C., Demanet, R., 1999. Effect of Calcitic and Dolomitic Lime on Physicochemical Properties of a Chilean Andisol. Communications in Soil Science and Plant Analysis, Marcel Dekker inc., New York. Vol: 30, No:3-4, 427-439.

Millot, G., 1970. Geology of Clays. Springer-Verlag. S : 84-133 Newyork.

Mizota, C., Van Reeuwijk, L.P., 1989. Clay Mineralogy and Chemistry of Soils Formed in Volcanic Material in Diverse Climatic Regions. International Soil Refence and Information Centre Soil Monograph, Vol. 2, ISRIC, Wageningen, the Netherlands.

Moustakes, N.K., Georgoulias, F., 2005. Soils Developed on Volcanic Materials in the Island of Thera, Greece. Geoderma 129 125-138

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 Yearbook of the Faculty Agriculture P 1-18 Ankara.

Murray, H.E., Leiningen, R.K., 1956. Effect of Weathering on Clay Minerals. Clay and Clay Minerals National Academiof Sciences National Research Concil 99.340-347 Washington D.C.

Muray, H.H., Harvey, C., Smith, J.M., 1977. Mineralogy and Jeology of the Maungaparerua Halloysite Deposit in New Zeland. Clays and Clay Minerals 25/1-1-5.

Nanzyo , M. , Dahlgren , R. , Shoji , S. , 1993a. Chemical Characteristics of Volcanic Ash Soils. in: Shoji , S. , Nanzyo , M. , Dahlgren , R. (Eds.) , Volcanic Ash Soils. Developments in Soil Science. Elsvier , Amsterdam, Pp. 145-187.

Nanzyo, M., Shoji, S., Dahlgren, R., 1993b. Physical Characteristics of Volcanic Ash Soils. P. 189-207. in: Shoji, S.(Ed.), Volcanic Ash Soils: Genesis, Properties and Utilization. Developments in Soil Science 21. Elsevier, Amsterdam.

Ndayiragije , S. , Delvaux , B. , 2003. Coexistence of Allophane , Gibbsite , Kaolinite and Hydroxy – Al – Interlayered 2:1 Clay Minerals in a Perudic Andosol. Geoderma 117.203-214

Nezeyimana, E., 1997. a Toposequence of Soils Derived from Volcanic Materials in Rwanda: Morphological , Chemical and Physical Properties. Soil Science 162, 351-360

Nierop , K. G. J. , Bergen , P.F.V. , Buurman , P. , Lagen , B. V. , 2005. NaOH $Na_2P_2O_7$ Extractable Organic Matter in Two Allophanic Volcanic Ash Soils of the Azores Islands – a Pyrolysis GC/MS Study . Geoderma 127.36-51.

Nieuwenhuyse, A., Jongmans, A.G., Van Breemen, N., 1993. Andisol Formation in a Holocene Beach Ridge Plain Under the Humid Tropical Cilmate of the Atlantic Coast of Costa Rica. Geoderma 57, 423-442.

Nieuwenhuyse , A. , Verburg , P.S.J. , Jongmons , A.G. , 2000. Mineralogy of a Soil Chronosequences on Andesitic Lava in Humid Tropical Costa Rica . Geoderma 98.61 82.

Oyama, M., Takehra, H., 1967. Revised Standard Soil Color Charts Japon.

Özaytekin,H.,H., 2002, Karaman (Karadağ) Volkanitleri Üzerinde Oluşan Toprakların Fiziksel, Kimyasal, Mineralojik Özellikleri ve Sınıflandırılması. Doktora Tezi. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Toprak Anabilim Dalı

Özkan, K. , Kantarcı M. D., 2008. Beyşehir Gölü Havzası'nın Orman Yetişme Ortamı Alt Bölgeleri ve Yöreleri Grupları Süleyman Demirel Üniversitesi

Orman Fakültesi Dergisi Seri: A, Sayı: 2, Yıl: 2008, Issn: 1302-7085, Sayfa: 123-135

Parfitt, R. L., Furkert, R. J., Henmı, T., 1980. Identification and Structure of Two Types of Allophane from Volcanic Ash Soils and Tephra. Clays and Clay Minerals. Vol:28, No:5, 328-334.

Parfitt, R.L. , Henmi , T. , 1982. Comparison of an Oxalate – Extraction Method and a infrared Spectroscopic Method for Determining Allophane in Soil Clays. Soil Sci. Plant Nutr., 28(2),183-190.

Parfitt, R. L., Saıgusa, M,. 1985. Allophane and Humus-aluminum in Spodosols and andept formed from the Same Volcanic Ash Beds in New Zealand. Soil Science, Usa. Vol: 139, No: 2.

Parrfitt , R.L. , Wilson, A.D., 1985. Estimation of Allophane and Halloysite in Three Sequences of Volcanic Soils, New Zelend in: Caldas , E.F., Yaalon , D.H. (Eds.), Volcanic Soils. Weathering and Landscape Relationships of on Tephras and Bazalt. Catena Suppl. Vol 7 Catena –Verlog Braunschweis, Pp1-8

Parrfitt , R.L. , Kimble , J.M. , 1989. Conditions for Formation of Allophane in Soils . Soc. am. J. 53.971-977.

Peters, D.B., 1965. Water Availability. in: C.A. Black (Editor), Methods of Soil Analysis Part I, American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, Usa, 279-285.

Ping, C. L., Shoji, H. T., TakahAshi, T., Moore, J. P., 1989. Characteristics and Classification of Volcanic Ash Derived Soils in Alaska. Soil Science, Usa. Vol: 148, No:1.

Pillians , B., 1997. Soil Development at Snail's Pace: Evidence from A 6 Ma Soil

Poudel , D. D, West , L. T 1999. Soil Development and Fertility Characteristics of a Volcanic Slope in Mindanao, the Philippines . Soil Sci. Soc. am. J. 63:1258-1273

Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, Jl., Collinet, J., 2001. Runoff and Soil Erosion under Rainfull Simulation of Andisols from the Ecuadorian Paramo; Effect of Tillage and Burning. Catena. Vol:45, No:3, 185-207.

Poulenard, J., Podwojewski, P., Herbillon, A.J., 2003. Characteristics of Non Allophanic Andisols with Hydric Properties from the Ecuadorian Paramos. Geoderma 117, 267-281

Prado , B. , Duwig , C., Hidalgo , C. , Gomez , D. , Yee, H. , Prat , C. , Esteves , M., Etchevers , J.D.,2007. Characterization Functioning and Classification of Two Volcanic Soil Profiles Under Different Land Uses in Central Mexico. Geoderma 139.300-313

Qafoku, N.P., Van Rast, E., Noble, A., Baert, G., 2004. Variable Charge Soils: their Mineralogy, Chemistry and Management. Advances in Agronomy 84, 157-213.

Quantin, P., Dabin, B., Boulean, A., Lallı, L., Bıdını, D., 1985. Characteristics and Genesis of Two Andosols in Central Italy . in: Fernandes Caldas ,E., Yaalon, D. H.(Eds). Volcanic Soils. Catena Supply 7, Pp 107-117

Quantin , P., 2004. Volcanic Soils of France. Catena 56.95-109.

Redel, Y., Rubio , R. , Goday , R., Borie , F. , 2008. Phosphorus Fractions and Phosphatase activity in on Andisol Under Different Forest Ecosystems. Geoderma 145.216-221.

Rode, O.D., Myagkova, A.D. 1968. Micromorphology and Mineralogy of Some Soils of the Gejam Highland 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.

Sahu, G.C., Danda, N., Nanda, S.K., 1986. Genesis and Mineralogy of Some Entisol in Orissa. Indian Agriculturist 30:1 21-28.

Saito, M., 1990. Nitrogen Mineralization Parameters and Its Availability Indices of Soils in Thoku District, Their Relationships. (in Japanese, With English abstract.) Jap. J. Soil Sci. Plant Nutr. 61: 265-272.

Sanjurjo, M. J. F. , Corti, G. , Certini , G. , Ugolini , F.C. , 2003. Pedogenesis Induced by Genista Aetnensis (Biv.) DC. on Basaltic Pyroclastic Deposits at Different Altitudes, Mt. Etna , Italy. Geoderma 115.223-243.

Schaffer, B., Mcgarity., 1980. Genesis of Red and Dark Brown Soils on Basaltic Parent Material Near Armidale N.S.W. Australia. Geoderma 23: 31-41.

Schwertman, U., Taylor, R.M., 1989. Iron Oxides. in Dixon, J.B., Weed, S.B.(Eds.), Minerals in Soil Environments 2nd Ed. Soil Science Society of America. Madison, WI. Pp. 379-438.

Shoji, S., Fujiware, Y., Yamada, I., Saigusa, M., 1982. Chemistry and Clay Mineralogy of Ando Soils, Brown Forest Soils and Podzolic Soils Formed from Recent Towanda Ashes. Northeastern Japan . Soil Sci 133-69-86

Shoji, S. , Fujiwara , Y. , 1984 . Active Aluminum and Iron the Humus Horizons of Andosols from Northeastern Japan : Their Forms , Properties , and Significance in Clay Weathering. Soil Science 137, 216- 226.

Shoji , S., Ito, T., Saigusa, M., Yamada, I., 1985. Properties of non Allophanic Andosols from Japan. Soil Science 140,264-277

Shoji , S., 1986. Mineralogical Characteristics : I. Primary Minerals. in: Wada, K. (Ed.) Ando Soils in Japon Kyushu University Pres, Fukuoka, Japan , Pp.21-40.

Shoji, S. , Dahlgren , R. , Nanzyo , M. , 1993. Genesis of Volcanic Ash Soils. in: Shoji, S., Nonzyo , M. , Dahlgren , R. (Eds.) , Volcanic Ash Soils. Genesis, Properties and Utilization. Elsevier , Amsterdam . Pp. 37-71.

Sigfusson , B. , Gislason, S. R., Paton , G. I., 2008. Pedogenesis and Weathering Rates of a Histic Andosol in Iceland : Field and Experimental Soil Solution Study. Geoderma 144.572-592.

Singer, A., 1973. Weathering Products of Basalt in the Galiee and Menasbe. 2. Vesicular and Saprolite Weathering Isr. J. of Earth Sci. 22: 229-242.

Singer, A., Navrot, J., 1977. Clay Formation from Basic Volcanic Rocks in a Humid Mediterranean Climate. Soil Sci. am .J. 41: 645-650.

Soil Survey Laboratory Methods Manual 2004. United States Department of AgricultureNatural Resources Conservation Service, Soil Survey Investigations ReportNo. 42.

Soil Survey Manual, 1993. Soil Survey Manual. USDA Handbokk No 18

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.

Southard, S.B., Southard, R.J., 1989. Mineralogy and Classification of Andic Soils in Northeastern California. Soil Sci am. J 53- 1784-1791.

Stefansson, A., Gislason, S.R., 2001. Chemical Weathering of Basalts SW Iceland : Effect of Rock Crystallinity and Secondary Minerals on Chemical Fluxes To the Ocean. American Journal of Science 301,513-556

Tardy, Y., Bocquier, G., Paquet, H., Vd., 1973. Formation of Clay from Granite and Its Distribution in Relation to Climate and Topography. Geoderma 10: 271-284.

Tate ,K.R., theng, B.K.G., 1980. Organic Matter and Its Interactions With Inorganic Soil Constituents. in Theng, B.K.G.(Ed.), Soil With Variable Charge. New Zealand Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand, Publ. 113.

Tematio , P., Kengni , L. , Bitom , D., Hodson , M. , Fopoussi, J.C. , Leumbe , D. , Mpakam , H.G. Tsozue , D. , 2004. Soil and Their Distribution on Bombouto Volcanic Mountain , West Cameroon Highland , Central Africa. Journal of African Earth Sciences 39.447-457

Thanachit, S., Suddhiprakarn, A. , Kheoru Enromne, I. , Gilkes, R.J. , 2006. The Geochemistry of Soils on a Catena on Basalt at Khon Buri , Northeast Thailand Geoderma 135.81-96

Tonneijck , F. H. , Hageman , J. A. , Sevink , J. , Verstraten , J. M. , 2007 Tephra Stratification of Volcanic Ash Soils in Northern Ecuador. Geoderma 144,1-2,231-247

U.S. Salinity Lab. Staff, 1954. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. Agricultural Handbook No 60 USDA.

Ugolini, F.C., Dahlgren, R., Lamanna, J., Vd., 1991. Mineralogy and Weathering Processes in Recent and Holocene Tephra Deposits on the Pacific Northwest USA. Geoderma 51 S: 227-299.

Van Rast, E., Utamı, S. R., Shamshuddın, J., 2002. Andisol on Volcanic Ash from Java Island, Indonesia; Physico-Chemical Properties and Classification. Soil Science, Philadelphia. Vol: 167, No: 1, 68-79.

Van Ranst , E. , Utami , S. R. ,Ver Doodt, A. , Qafoku , N.P. , 2008. Mineralogy of Perudic Andosol in Central Java , Indonesia Geoderma 144,1-2,379-386

Wada, K., Aomine, S., 1973. Soil Development on Volcanic Materials During the Quaternary. Soil Sci. 116: 170-177.

Wada, K., 1977. Allophane and Imogolite. in: Dixon, J.B., Weed, S.B.(Eds.), Minerals in Soil Environments. SSSA, Madison, WI, Pp. 603-638.

Wada, K., 1985. The Distinctive Properties of Andosol in Stewart: B.A. (Ed) Advances in Soil Science Vol.2 . Springer New York Pp: 173-229

Wada, K., Kakulo, Y., Ikawa 1986. Clay Minerals, Humus Complex and Classification of Four Andepts of Maui Hawaii. Soil Science Society of America Journal 50, 1007-1013.

Wada , K. , 1987. Minerals Formed and Mineral Formation from Volcanic Ash by Weathering. Chemical Geology 60,17-28

Wada , K. , 1989. Allophane and Imogolite. in : Dixon , J.B. , Weed, S.B. (Eds.), Minerals in Soil Environment. Soil Sci. Soc. of America, Madison, WI, Pp.1051-1087.

Wada , K., Arnolds, O. Kakuto, Y., Wilding, L.P. Halmark, C.T., 1992.Clay Minerals of Four Soils Formed in Eolianand Terhra Materials in Iceland. Gederma 52, 351-365

Wilson, M.J., Bain, D.C., Melterdy, W.M., 1971. Clay Mineral Formation in A Deeply Weathered Bolulder Conglemerate in Nort East Scotland. Clay Min. 19 : 344-352.

Wilson, M.A., Burt, R., Sobecki, T.M., Engel, R.J., Hipple, K., 1996. Soil Properties and Genesis of Pans in Till-Derived Andisols, Olympic Peninsula, WAshington. Soil Sci. Soc. am. J. 60: 206-218.

Yamada, S., 1968. Soil Genesis, Classification Survey and Their Application With Emphasis on Volcanic Ash Soils. Yokendo, Tokyo (in Japanese). Cited in: Wada, K., 1985. The Distinctive Properties of Andosols. in: Stewart, B.A. (Ed.), Advances in Soil Science, Vol. 2. Springer, Newyork, Pp. 173-229.

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.

Yoshinaga, N., 1988. Mineralogy of Andisols in D.T. Kinloch, S.Shoji, F.H. Bernroth ve H. Esweran (Editors), Prof- of the 9th int. Soil Classification Workshop, Japan. 20 July To 1 Agust 1987: Pupl. by Lap. Committee for 9th int. Soil Classification Workshop for the Soil Management Support Service Washington D.C. USA Pp 45-59.