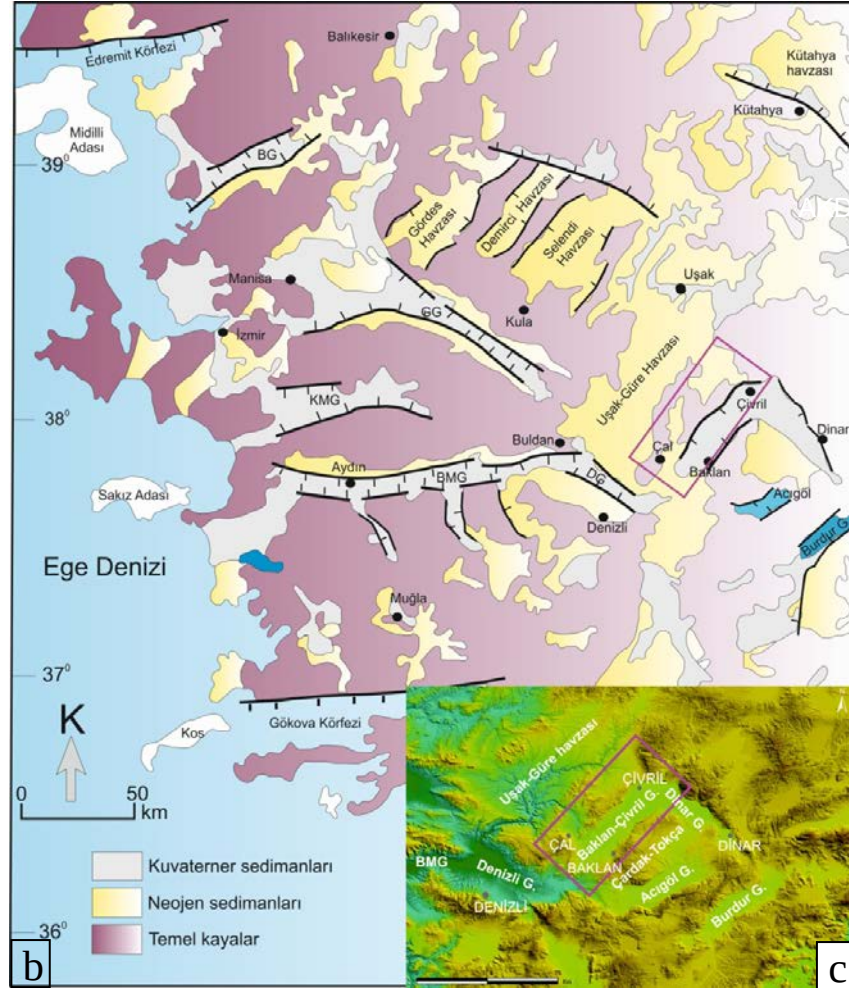
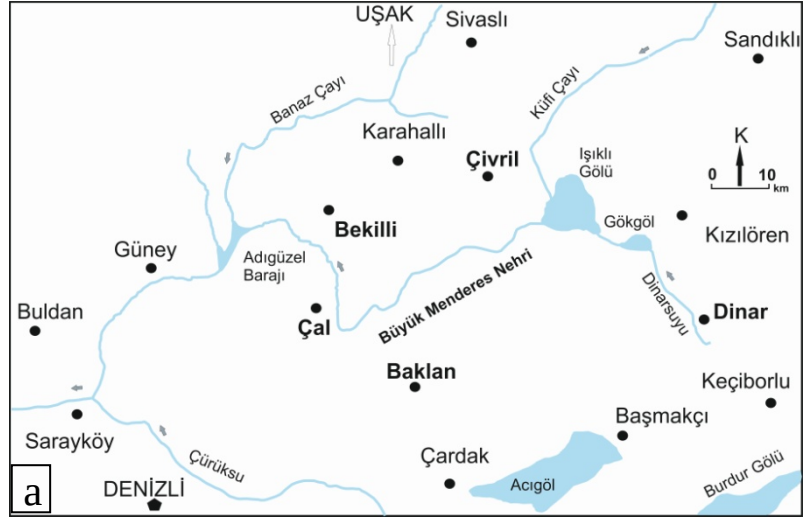


1. GİRİŞ

1.1 Çalışma Yeri

Çalışma alanı GB Anadolu'da Denizli, Uşak sınırları içinde, Türkiye 1/100.000 ölçekli topoğrafik haritalarında Uşak L22-23, Denizli M22-23 paftaları arasında, Denizli'nin yaklaşık 65 km kuzeydoğusundaki Çal ilçesi ve çevresi ile Baklan-Çivril ilçelerini kapsamaktadır (Şekil 1.1.a). Baklan ilçesi Denizli'ye 60 km, Çivril ise 93 km uzaklıkta olup, bugünkü Çivril ovasını oluşturan çöküntü alanı Baklan-Çivril Grabeni olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1.1.b,c).

Ege Bölgesi ve Batı Anadolu genişlemeli tektoniğin dünyada en iyi şekilde geliştiği yerdir (Dewey ve Şengör 1979). Bu tektonik olay sonucunda bölgede yaygın şekilde KD-GB, KB-GD, D-B ve K-G gidişli graben havzaları gelişmiştir (Şekil 1.1.b,c). Çalışma alanının B-KB'de D-B gidişli Büyük Menderes Grabeni, Küçük Menderes Grabeni; KB-GD gidişli Gördes Grabeni; GB'de KB-GD gidişli Denizli Grabeni, K-KB'de Uşak-Güre havzası ile G-GD'de ise KD-GB uzanımlı Baklan-Çivril Grabenine paralel halde gelişmiş Acıgöl ve Burdur Grabenleri yer almaktadır. Baklan-Çivril Grabeninin doğu sınırında Çardak-Tokça-Oligosen havzası ile Baklan-Çivril Grabeniyle çapraz Graben niteliğinde olan Dinar Grabeni bulunur (Şekil 1.1.b,c) Dinar Grabeni KB-GD uzanımlı olup, çöküntünün kuzey ucunda Işıklı Gölü yer almaktadır. Çalışma alanının bir bölümünü de kapsayan alanda yer alan Işıklı Gölü tortulları üzerinde detaylı çalışmalar yapılmıştır (Ismael 2009, Ismael vd. 2009).



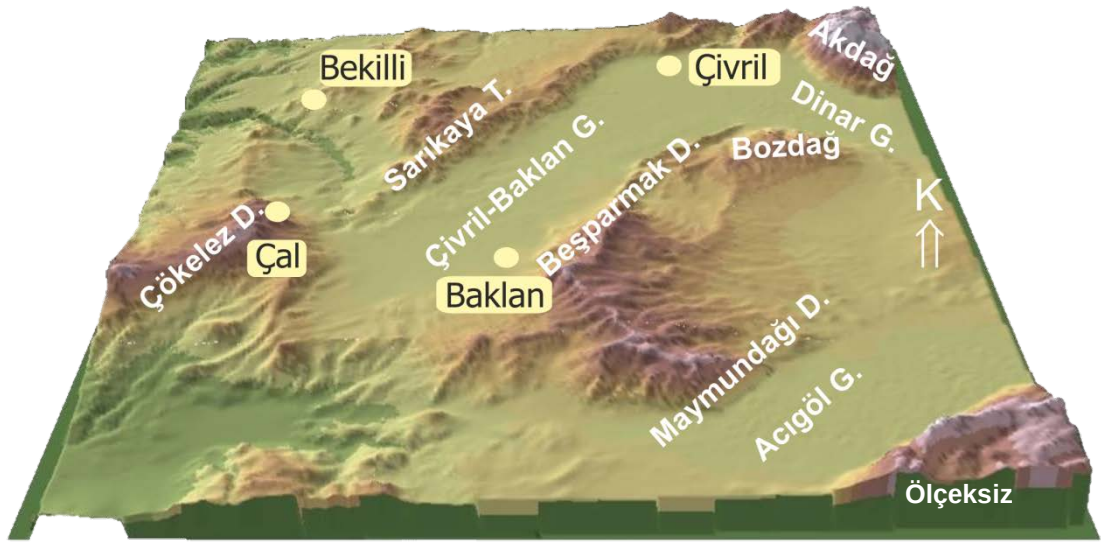
Şekil 1.1 Çalışma alanı ve yakın çevresinin haritası

a. Yer buldurur haritası

b.c. Çalışma alanı ve Batı Anadolu'daki havzaların konumu gösterir harita (Bozkurt 2003) (BMG: Büyük Menderes Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, GG: Gördes Grabeni)

Çal ilçesinin batısındaki Çökelez Dağı (1840 m); Çivril ilçesinin KD'de bulunan ve Ege Bölgesinin ikinci yüksek dağı olan Akdağ (2450 m); KB'de Burkaz Dağı (1990 m); GD'de ise Bozdağ (1329 m) ile Baklan ilçesinin de eteklerinde kurulduğu Beşparmak Dağları (1600 m) çalışma alanı ve çevresinin önemli yükseltileri olup grabenleri sınırlamaktadırlar (Şekil 1.1.b,c-1.2).

Ülkemizin önemli nehirlerinden olan Büyük Menderes Nehri çalışma alanından geçmektedir. Afyon'un Dinar ilçesi yakınlarındaki Suçikan mevkiinden doğan nehir, Akdağ'ın güneyindeki Işıklı kaynağından beslenir ve Işıklı gölünün batı ucundan çıkarak, menderesler yaparak Baklan-Çivril ovasını KD-GB doğrultusunda kateder. Çal'ın hemen doğusunda akış yönünü KB-GD doğrultusunda değiştiren nehir, Bekilli ve Güney İlçesi'ne doğru derin bir yatakta akarak yoluna devam eder. Nehrin jeolojisi üzerine ayrıntılı çalışma Kazancı vd. (2011) tarafından yapılmıştır. Nehrin yatağını derine kazması sonucu, çalışma konusunu oluşturan paleosol seviyelerinin en iyi yüzlekleri bu derin vadilerde izlenmektedir.



Şekil 1.2 Çalışma alanı ve çevresinin üç boyutlu görüntüsü

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Çalışma, Geç Neojen-Kuvaterner döneminde Batı Anadolu'da gelişmiş paleosollerin sedimantolojik ve paleopedolojik incelenmesini konu eder. Çalışma alanı Çal-Çivril yöresidir. Paleosol gelişimini kontrol eden süreçler olarak, çalışma alanındaki sedimanter birimler de ayrıntılı olarak çalışılmıştır.

Paleosoller, iklim hakkında bilgi vermeleri yanında sedimantasyon oranı ve flüvyal-alüvyal taşkın ilişkilerinin belirlenmesi yönünde veriler oluşturmaktadır. Bu nedenle bu seviyeler stratigrafi, sedimantoloji, paleoklimatoloji, paleoekoloji, jeomorfoloji ve jeoarkeolojik çalışmalarda önemli yer tutmaktadır.

Paleoklimatoloji ve paleo-ortamsal çalışmalarda iklimsel ve ortamsal parametreler litolojik/mineralojik, jeokimyasal, jeofiziksel ve paleontolojik olmak üzere 4 grupta toplanabilir (Gornitz 2009). Karasal alanların en önemli belirteçlerinden olan paleosoller, içerdiği tanıtman yapılarla (toprak yapıları, sekonder oluşumlar, toprak horizonları) jeolojik ve iklimsel süreçler hakkında bilgiler elde edilmesini sağlar. Paleosollerle beraber göl sedimanları, mağara çökelleri (speleotem), bataklık çökelleri, buzul çökelleri ve evaporitler de önemli karasal paleo-iklim ve paleo-ortam belirteçleridir.

İklim; günlenme, toprak oluşumu, erozyon, aşınma, taşınma ve depolanma koşullarına etki ederek dolaylı yoldan stratigrafik gelişimi denetler. Örneğin stratigrafik bir istifte gelişmiş paleosol seviyesi, depolanmanın olmadığı veya çok yavaş ilerlediği anlamına gelmektedir. Yani depolanmada kesiklik söz konusudur. Dolayısıyla uyumsuzluk yüzeylerini gösterirler. Aynı zamanda bölgede aşınma (erozyon) etkileri göreceli olarak zayıflamıştır. Dolayısı ile tortul birimler geçmiş iklim koşullarına ait özellikleri bünyelerinde saklarlar.

Güneybatı Anadolu'da Geç Miyosen döneminde bölgesel yükselimler meydana gelmiş, volkanik faaliyetler etkinleşmiş ve tüm Akdeniz kuşağını etkileyen Mesiniyen kuraklığı görülmüştür. Bütün bu olayların izleri Geç Miyosen çökellerinde mevcuttur. Bölge paleocoğrafyasında önemli değişikliğe yol açan bu olayların ardından, Pliyosen'de

günümüz coğrafyası şekillenmeye başlamıştır. Pliyosen döneminde jeolojik olaylar ile birlikte ikliminde önceki dönemlerden farklı olduğu literatürden bilinmektedir (Bering 1971). GB Anadolu'daki graben tipi havzalarda, bu dönemde ve sonrasında depolanmış gölsel tortullar ile alüvyal, flüvyal veya birikinti konileri gibi ortamlarda depolanan tortullar ve bunların üzerinde gelişmiş olan paleosol seviyelerinden bu iklimin izlerinin aranması ve belgelenmesi de çalışma hedeflerinden birisidir.

Güneybatı Anadolu, iklim bakımından Akdeniz ve Ege Denizi'nden geçmişten günümüze kadar sürekli etkilenmiştir. Yine bu bölgenin mevcut coğrafik çatısı Neojen'de kurulmuş olup sismik faaliyet hala devam etmektedir. Özetle, bölge coğrafyası Neojen'den bu yana bir yandan kurulurken bir yandan da aşınma nedeniyle değişmektedir. Örneğin Toroslari dikine kesen kanyonlar, karstik çöküntüler ve yanal devamlı mağaralar, aşınmaya ve aşınmayı yönlendiren iklime bağıli önemli yapılardır. Buna karşın GB Anadolu'nun Neojen ve Kuvaterner'deki iklimi hakkında sadece yerşekillerine dayalı yorumlar yapılmıştır (Erinç 1960, Güldalı 1972, Erol 1983). İklime ait verilerin en iyi kaynağı paleosollerdir. Bu çalışmada Denizli Çalı ilçesi ve çevresindeki paleosollerin sedimantolojik incelemesi yapılarak GB Anadolu'nun Geç Neojen ve Kuvaterner'deki iklim durumu hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır.

1.3 Materyal ve Metod

Yukarda belirtildiğı gibi, çalışma alanı, Denizli-Uşak illerindeki Çalı, Bekilli, Baklan ve Çivril ilçeleri arasında yüzeyleyen paleosol seviyelerini kapsamaktadır. İncelemeler arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere 3 aşamada yürütülmüştür.

1.3.1 Arazi çalışmaları

Arazi çalışlarında bölge ve çevresinin 1/25.000 ve 1/100.000 ölçekli jeoloji ve topoğrafik haritalarından yararlanılmıştır. Arazide 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar üzerine litolojik birimler önceki çalışmalardan da yararlanılmış ve gerektiğinde revize edilmiştir.

Paleosol bulunduran istiflerden ayrıntılı ölçülü stratigrafik kesitler alınmış ve bu seviyelerinin pedolojik özellikleri ayrıntılı incelenmiştir. Kesitler boyunca örneklemeler her 10 veya 20 cm’de sistematik olarak alınmıştır. Manyetik duyarlılık (süseptibilite) ölçümleri yapılacak örneklemelerde ölçümü etkilememesi için plastik ya da ağaç yapımı materyaller kullanılmıştır. Ölçülü kesitler ve örneklemeler esnasında kaya türü, kalınlık, sedimanter yapının varlığı/yokluğu ya da yapının bozulması, doku, paleosol seviyelerine ait tüm özellikler ayrıntısıyla not edilmiştir. Örneklemeler en az 1 kg olacak şekilde alınmış, yarısı analizlerde kullanılmış, geri kalanı ise tanık numune olarak saklanmıştır.

1.3.2 Laboratuvar çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları araziden alınan paleosol, pedojenik karbonat ve bunların ana kayası konumunda olan çamurtaşları-silttaşlarından petrografik (optik mikroskop, taramalı elektron mikroskobu-SEM), mineralojik (X-ışınları analizi-XRD, ağır mineral analizi), jeokimyasal analizler- XRF (majör ve iz elementler), duraylı izotop jeokimyası çalışmaları ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), manyetik duyarlılık ve paleosol seviyelerindeki renk değişimlerini belirlemek amacıyla Hunterlab Miniscan aleti kullanılmıştır.

İnce kesitler Texas Üniversitesi (ABD) ince kesit laboratuvarlarında, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında epoksi ve aralditle hazırlanmış ve Leitz marka polarizan mikroskopta incelenmişlerdir.

Ağır mineral analizi, örneklerdeki ağır minerallerin varlığını ortaya koymak ve kökene yönelik yorumlamalarda bulunmak amacıyla Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sedimentoloji laboratuvarında yapılmıştır.

Örneklerin mineralojik bileşimleri X-ışınları Difraktometresi (XRD) kullanılarak belirlenmiştir. XRD tüm kayaç ve kil çekimleri Illinois Jeolojik Araştırma Merkezindeki (Illinois State Geological Survey-ISGS) kil mineraloji laboratuvarında; Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (MTA) laboratuvarlarında, Türkiye Petrolleri

Anonim Ortaklığı (TPAO) laboratuvarlarında ve Gebze Yüksek Teknoloji Enstitüsü Malzeme Bilimi ve Mühendisliği laboratuvarlarında yapılmıştır. Böylelikle dört farklı cihazdan elde edilen grafiklerin korele edilebilme şansı olmuştur. Detay kil çekimlerinde, kil mineral tiplerini belirlemek amacıyla normal (N), etilen glikollü (EG) ve fırınlamış (F) olmak üzere kil fraksiyonu çekimi gerçekleştirilmiştir. Difraktogramların değerlendirilmesinde American Standart for Testing Material (ASTM 1972) kartoteksi esas alınmıştır.

Paleosollerdeki bileşenlerin ve yapıların kristal şekli, mikro dokusu, morfolojisi ve kökenine yönelik araştırmalar için Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) çalışmaları yapılmıştır. Bununla beraber, sisteme bağlı olan enerji yayımlı X-Işınları analizi (EDS) ile bu örneklerin kimyasal bileşimleri de belirlenebilmiştir. SEM incelemeleri Texas Üniversitesi-Mineraloji-Mikroişın (Microbeam) Laboratuvarında bulunan GEOL JSM-6490 LV model cihaz ile Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) laboratuvarlarında GEOL JSM-6490 LV model cihazda yapılmıştır.

Ölçülü kesitlerde alınan örneklerde, mineralojik ve elementel değişimi belirlemek üzere Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Araştırma Merkez (YEBİM) Laboratuvarlarında X-Lab 2000 Spectro Polarize XRF cihazı ile major oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. Kurutulup toz haline getirilmiş olan örneklerden yaklaşık 4 g kadar alınarak, 0.9 g wachs ($C_{38}H_{76}N_2O_2$) ile 15 ton basınç altında sıkıştırılarak pelletler hazırlanmıştır.

Paleo-ortamsal yorumlar için duraylı izotop ($^{18}O, ^{13}C$) çalışmaları Illinois Jeolojik Araştırma Merkezindeki (ISGS) İzotop Jeokimyası laboratuvarlarında yapılmıştır.

İnceleme alanındaki paleosol içeren istiflerde manyetik minerallerin varlığını ortaya koymak amacıyla manyetik suseptibilite ölçümleri, araziden özel olarak alınmış örnekler üzerinde İstanbul Üniversitesi-Mühendislik Fakültesi-Jeofizik Mühendisliği Bölümü-Paleomanyetizma laboratuvarında Bartington MS2 aleti kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Paleosol seviyeleri, ana kaya ve pedojenik karbonat seviyelerindeki renk değişimlerini aletsel olarak belirlemek amacıyla Hunterlab Miniscan™ EZ Plus spektrotometresi Illinois Jeolojik Araştırma Merkezi-Mineraloji laboratuvarında özel olarak hazırlanmış cam kesitler üzerinde uygulanmıştır.

1.3.3 Büro çalışmalar

Büro çalışmalar, arazi, laboratuvar çalışmalar sonucunda elde edilen bilgilerin değerlendirilmesi, yorumlanmasından oluşmaktadır.

1.4 Önceki Çalışmalar

Çalışma alanının içinde bulunduğu güneybatı Anadolu, genişlemeli tektonik rejimin ve bunun sonucunda graben tipi havzaların en güzel şekilde geliştiği bölgedir. Bu sebeple yerli yabancı pek çok araştırıcının ilgi odağı olmuş, farklı görüşler ve modeller ortaya atılmıştır. Temel kayaçları oluşturan Menderes Masifi kayaları, halende üzerinde en yoğun çalışmaların bulunduğu kayaçlardır. Ayrıca Denizli ili ve çevresi, yoğun jeotermal enerji, traverten oluşumları ve endüstriyel hammadde yatakları bulundurmasından dolayı birçok çalışmanın konusu olmuştur. Aşağıda genel jeoloji konulu olanlarının adları verilecektir.

Menderes Masifinde yapılan ilk çalışmalar Strickland ve Hamilton (1841) ile Hamilton (1842)' nun gezi notlarıdır (Becker-Platen 1970, 1971). Sonraki yıllarda Tchihatcheff (1868), '*Asie Mineure*' adlı kitabının jeolojiye ait 4. Bölümünde masifin gnays, granolit, mikaşist, kalkşist gibi kayalarından bahseder (Dora 2007).

Bukowski (1891) Çal civarındaki Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçları ve Çökelez dağındaki rekristalize kireçtaşlarını incelemiştir (Konak vd.1986).

Philippson (1915), 1910-1915 yılları arasında çalışmış, Batı Anadolu'nun ilk ayrıntılı jeolojik haritasını yapmış; Çal civarındaki şistlerinde petrografisinden bahsetmiştir (Konak vd. 1986).

Holzer (1953), Alaşehir, Buldan-Çökelez Dağ-Çal-Çivril-Karahallı dolayının 1/100 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, temel birimleri ayırt etmiştir. Bölgede düşük dereceli metamorfizma sunan şistleri 'menderes masifinin kenar zonu olarak' tanımlamıştır Neojen birimlerini tatlı su kalker fasiyesi ve iri klastik karasal fluviyal fasiyeste gelişmiş kırmızı renkli klastikleri; konglomera, kum, gre ve bol toprak-kum şeklinde ayırmıştır.

Nebert (1956) Denizli-Acıgöl arasındaki bölgenin 1/100.000 ölçekli jeolojik haritasını yaparak Neojen birimlerinin ayırımını fosillere dayalı anlatmıştır.

Çelik (1967a, 1967b), Uşak ilindeki ve Çal yöresindeki asbest oluşumlarını incelemiş ve ekonomik değerleri üzerinde durmuştur. Bölgedeki Neojen birimlerini tatlı su kalker fasiyesi ve iri klastik-flüvyal fasiyesi olarak ikiye ayırmıştır.

Becker-Platen (1967) Çivril Bölgesindeki Neojen sahası linyit araştırmaları konulu çalışmasında Neojen sedimentleri Tu serisi adı altında, bu serinin tabanındaki çoğunlukla beyaz, sarımsı killi, kalkerler ve kaba taneli killeri ise M-serisi altında incelemiş ve sonuçta Neojen birimlerinde linyit kömürü içeren seviyelerin mevcut olmadığını belirtmiştir.

Konyalı (1970) çalışmasında Çivril-Tokça-Karahacılı bölgesinin (çalışma alanının GD) detaylı jeolojik incelemesini yapmış ve linyit olanakları hakkında incelemelerde bulunmuştur. Bölgedeki kömür tabakalarının orta Miyosen yaşlı somatr formasyonlar içerisinde geliştiğinden bahseder.

Lebküchner (1970) Acıgöl-Afyon-Dinar'in kuzeyinde yer yaptığı çalışmasında Acıgöl havzasının jeolojisini; subasman, genç Tersiyer (Yatağan serisi ve limnik serili iki fasiyesli) ve kuvaterner şeklinde ayırmış ve bu birimler içerisinde işletmeye elverişli olmayan kömürlü seviyelere rastlamıştır.

Taner (1974a,b, 1975), Denizli bölgesindeki Pliyosen birimlerini paleontolojik ve stratigrafik olarak detaylı bir şekilde incelemiştir.

Dubertret ve Kalafatçıoğlu (1973), Burgazdağ ve Çal'ın batısında yer alan karbonatların altındaki konglomeraların varlığına değinmişlerdir.

Gürsoytrak (1974)'de Çivril bölgesindeki linyit oluşumlarını çalışmış ve linyit oluşumlarını orta Miyosende oluştuğunu belirtmiştir.

İncesu (1975), Çivril yakınındaki mermer ve traverten oluşumlarını çalışarak Neojen çökellerinden de bahsetmiştir.

Ercan vd. (1978), inceleme alanının K-KB'de Uşak yöresinde yaptıkları detaylı çalışmada Neojen yaşlı birimlerin stratigrafisini, karasal havzaların fasiyes ve paleocoğrafyasını ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar göre temel birimler, Menderes Masifinin Paleozoyik yaşlı granitik gnayslardan oluşan Güneyköyü formasyonu, bunlarla yanal geçişli gözlü gnays ve şistlerden oluşan Eşme formasyonu ve Musadağ mermerlerinden ibarettir. Mesozoyik yaşlı birimleri ise, Jura yaşlı dolomitik kireçtaşlarından oluşan Kızılcasöğüt formasyonu ve yerleşme yaşı Geç Kretase olan Vezirler melanji olarak tanımlamışlardır. Neojeni ise Miyosen birimlerini içeren Hacıbekir grubu adı altında incelemişlerdir. Bölgede alt Miyosen yaşlı alüvyon yelpazesi ortamının ürünü olan Kürtköyü formasyonu ile başlar. Üste gelen Orta-Geç Miyosen yaşlı Yeniköy formasyonu bir akarsu ortamında çökelmiştir. Bölgede Yeniköy formasyonu ile eş yaşlı ve buna malzeme sağlayan riyolit, riyodasit lav ve tüflerden Dikendere volkanitleri yer alır. Yeniköy formasyonunu Geç Miyosen yaşlı gölsel oluşuklu Küçükderbent formasyonu uyumlu olarak izler ve Miyosen Karaboldere volkanitleri ile son bulur. Pliyosen'in ise değişik tortul ve volkanik kayalardan oluşan İnay grubu ile Payamtepe volkaniklerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. İnay grubu Ahmetler formasyonu (Merdivenlikuyu üyesi-yamaç molozu; Balçıkdere üyesi-konglomera, kumtaşı, tüfit, kil, bol omurgalı fosilli, Gedikler üyesi-silttaşı-kiltaşı-marn, kireçtaşı), Beydağı volkanitleri ve kireçtaşlarından oluşan Ulubey formasyonunu içerir. Beydağı volkanitleri Pliyosen boyunca gelişir. Ulubey formasyonunun ise Ahmetler formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiğini belirtmişlerdir. Pliyosen, Payamtepe volkanitleri ile son bulur. Bölgede Kuvaterner ise kırmızı, turuncu renkli, konglomera-

kumtaşı ardalı Asarteppe formasyonu ve Kula volkanitler, taraça ve birikinti konilerinden oluşmuştur.

Öztürk (1981), Homa-Akdağ (Denizli) bölgesinin stratigrafisini incelemiş ve çoğunlukla temel birimler üzerine detay çalışma yapmıştır. Temel birimleri Paleozoyik yaşlı Ortadağ formasyonu Kocayayla metamorfikleri şeklinde ayırt etmiştir. Akdağ (Homa) grubu verdiği çoğunluğu Mezozoyik yaşlı kumtaşı, silttaşı, dolomit, pelajik-neritik kireçtaşlarından oluşan birimleri ayrıntılı şekilde çalışmıştır. Bölgede kırmızı renkli, konglomera, siltli-killi birimleri Pliyosen yaşlı Çağlayan formasyonu olarak adlandırmış ve bunları Uşak Neojen havzasının GD'ye doğru uzantısı olarak yorumlamıştır.

Ünal (1981)'de Denizli-Çivril-Tokça kömürlü Neojen havzasını kapsayan çalışmasında Konyalı (1970)'den yararlanmıştır ve benzer sonuçları bulmuştur.

Şimşek (1984), Denizli, Kızıldere-Buldan-Yenice bölgesi ve çevresinin jeolojisi ve jeotermal olanakları konulu çalışmasında Paleozoyik yaşlı birimler üzerine gelen havza çökellerini Erken-Geç Pliyosen yaşlı Kızılburun, Sazak ve Kolonkaya formasyonları olarak tanımlamıştır.

Konak vd. (1986), inceleme alanındaki temel kayaçları detaylı şekilde çalışmışlar ve Neojen öncesi temelini oluşturan bu kayaçları stratigrafik, yapısal ve metamorfizma gibi özellikleri gözönüne alarak 2 ana gruba ayırmışlardır. Menderes masifinin örtü metamorfitlerine benzetilen litoloji topluluğunu altı formasyondan oluşan (Ortaköy, Paşapınar, Karahallı, Bükrüce, Gömce ve Şalvan formasyonu) Bekilli grubu; üzerine bindirmeli olarak allokton Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarını ise dört formasyondan (Sazak, Yayla, Çökelez kireçtaşı, Karatepe formasyonu) oluşan Çökelez grubu olarak ayırtetmiştir. Çökelez grubu Likya naplarının bir bölümünü oluşturur. Tüm bu birimlerin üzerine Tersiyer yaşlı kayaçlar gelir.

Göktaş vd. (1989), Çivril-Çardak arasının jeolojisini ayrıntılı olarak incelemişler ve formasyonları ilk kez adlandırmışlardır. Eosen yaşlı Başçeşme formasyonu, Oligosen yaşlı birimleri Acıgöl grubu (Armutalanı, Çardak, Hayrettin, Tokça, Bozdağ formasyonları);

Neojen yaşı birimleri Hasandede Grubu altında alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş Üst Miyosen yaşı Kızılören formasyonu ile gölsel ortamda çökelmiş Pliyosen yaşı Akarca formasyonu olarak ayırt etmiştir. Bu birimler birbirleriyle yanal ve dereceli geçiş içerisinde olduğunu belirtmiştir.

Bayraktar (1990)'da, Çivril-İğdir ve yakın civarında bulunan alanlardaki birimlerin mermer yatağı olabilme durumu hakkında çalışmalarda bulunmuştur.

Çakmakoglu (1990), Denizli M22-a2 ve M22-b4 paftaları ile M22-b3 paftası Güney yarısının jeolojisini incelemiştir. Neojen öncesi temel kayalar Bekilli, Çökelez, Ultrabazik kayalar ve Akçay grubu olarak, Neojen yaşı kayalar Denizli grubu (Kızılburun, çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı birimi, Killik ve Kolonkaya formasyonları) adı altında incelemiştir. Kuvaterner yaşı çökellere ise Asartepe formasyonu ve genç Kuvaterner çökelleri olarak incelemiştir.

Sun (1990), Denizli-Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları üzerine araştırma yapmış ve litostratigrafi tanımlarını Şimşek (1984)'den almıştır. Denizli grubu olarak tanımlanan Neojen çökeliğini, Kızılburun formasyonu, Sazak formasyonu ve birbirlerinin eşleniği olan Kolankaya ve Sakızcılar formasyonundan oluştuğunu, Ulubey formasyonunun ise Neojen çökeliğinin en son ürünü olduğunu belirtmiştir.

Kiremitçioğlu (1993), Denizli-Çivril-Işıklı civarındaki ovalarda yaptığı jeofizik etüdünde rezistivitenin 230 m derinliğe devam ettiğini, Kuvaterner'in bu kadar kalınlıkta olamayacağını ve dolayısıyla litolojik benzerlikten dolayı Neojen yaşı killi kumlu seviyelerin varlığından bahseder.

Sözbilir (1997), Denizli'nin kuzeydoğundaki Tersiyer birimlerinin stratigrafisi ve sedimantolojisi konulu çalışmasında, tüm birimleri ayrıntılı olarak incelemiş ve bölgedeki Neojen yaşı birimleri Kızılburun, Killik ve Kolonkaya Formasyonları olarak ayırt edip, Belevi Grubu adı altında toplamıştır. Geç Miyosen-Pliyosen yaşını verdiği Belevi Grubu çalışma konusunun bir kısım materyalini içermektedir.

Temiz vd. (1997), Burdur-Dinar apraz fay sisteminin kinematiği üzerine yaptığı çalışmasında KD-GB uzanımlı Burdur, Acıgöl ve ivril Grabenlerini sınırlayan fay sistemleri ile bunları kesen KB-GD uzanımlı Dinar fayından bahseder ve iki aşamalı bir model önerirler. Birinci evre boyunca KD-GB genişlemeli tektonik Dinar fayının tavan bloğu ayrılmış ve 2. evrede ise hem KD-GB hem de KB-GD yönünde genişleme oluşmuştur.

Akkiraz ve Akgün (2005), alışma alanının G-GD’de, Acıgöl grubu içerisindeki Hayrettin ve Toka formasyonlarında yer alan kömürlü seviyelerin palinolojik incelemesi yapmışlar ve Erken Oligosen yaşı vermişlerdir.

Akkiraz vd. (2006), yine ardak-Toka Havzasındaki Orta-Geç Eosen (Bartoniye-Priyaboniye) yaşlı Başeşe formasyonundaki fosil fauna ve floralardan stratigrafik ve paleo-ortamsal yorumlar yapmışlardır.

İslamoğlu vd. (2006), Denizli ve çevresinde yer alan Oligosen yaşlı lagüner ve denizel çökelleri incelemiş ve fosil bulgularına dayanarak ayrıntılı yaşlar elde etmiştir.

Alek (2007), Denizli Havzası (Sarayköy-Buldan bölgesi-GB Türkiye) Neojen kellerinin ayrıntılı sedimantolojik incelemesini yapmış ve Neojen birimlerini Sun (1990)’dan yararlanıp ve formasyonların yaşlarında memeli faunasına dayandırarak bazı değişiklikler yapmıştır.

Toker (2008)’de Acıgöl-ardak Grabeninin kuzeyindeki Tersiyer kellerinin tektonik ve sedimanter gelişimini konu eden çalışmasında, ardak-Dazkırı havzasındaki Eosen-Oligosen ve Pliyosen yaşlı sedimanlarının detaylı incelemesini yaparak fasiyes ayırımına gitmiştir.

Karadenizli vd. (2009), Batı ve Orta Anadolu’da yüzlek veren Oligosen istiflerinde ayrıntılı (tektonik, stratigrafi, sedimantoloji, paleontoloji ve radyometrik yaşlandırma) bir çalışma yaparak, paleocoğrafik gelişimlerinden bahsetmiştir. Çalışma alanının G-

GD’de yer alan Çardak-Tokça Oligosen birimlerini de bu kapsamda detaylı incelenmiştir.

Akkiraz vd. (2010), Çivril doğusunda (Denizli) yüzlek veren Oligosen yaşlı Tokça Formasyonundan önceki çalışmalarında elde ettiği palinolojik ve foraminifer verilerin yararlanarak paleoiklimsel, paleo-ortamsal ve paleoekolojik yorumlamalar yapmış ve sayısal olarak iklimsel karşılaştırmalarda bulunmuştur.

Ersoy vd. (2010)’da Selendi havzasının (GB Anadolu) tektonostratigrafik gelişimini konu eden çalışmasında Erken-Orta Miyosen’de Menderes masifinin yüzeylemesini sağlayan sıyrılma faylarının etkisiyle, metamorfik antiklinaller olarak nitelenebilecek birtakım KD-GB gidişli havza içi yükselimlerin geliştiğinden bahsederler.

Gürbüz vd. (2012)’da Baklan-Dinar Grabeninin Pliyo-Kuvaterner’deki gelişimi üzerine çalışma yapmışlar ve grabendeki bütün morfolojik, yapısal, sondaj ve jeofiziksel bulgulardan çapraz-graben yapısını gösterdiğini belirtmişlerdir. Çalışmaya göre, bölgenin bugünkü morfolojisi, esasen Kuvaterner’in en başında gelişen bu tektonizmanın neticesinde şekillenmiştir.

Çalışma konusu oluşturan paleosoller üzerine bölgede herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Paleosollerin içinde bulunduğu sedimanter birimler önceki çalışmalarda tutturulmamış konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı gibi flüvyal çökeller şeklinde tanımlanmıştır (Konak vd.1986, Sözbilir 1997).

Ülkemizde paleosoller üzerine sınırlı sayıda çalışmalar bulunur. Lepetit vd. (2006), Gürel vd. (2008)’de Kapadokya bölgesindeki Neojen yaşlı paleosollerin paleo-ortamsal, sedimentolojik ve mineralojik özelliklerini; Küçükuysal vd. (2010, 2011)’de Ankara-Bala çevresindeki paleosoller içerisindeki kalışların mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini incelemişler ve ESR yöntemi ile yaşlandırma yapmışlardır.

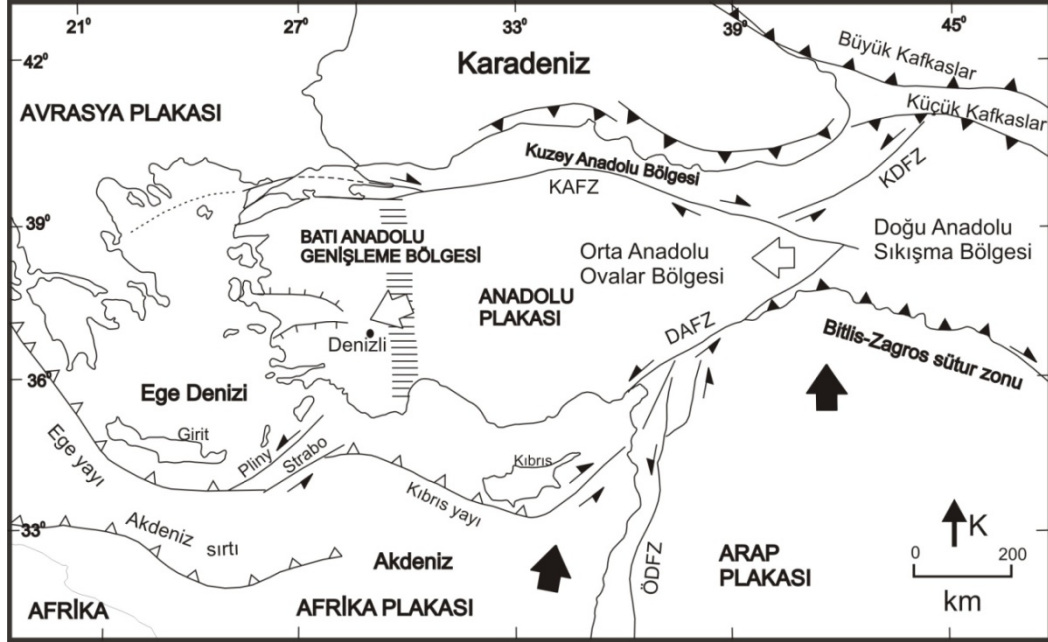
2. GENEL JEOLJİ

2.1 Batı Anadolu'nun Genel Tektonik Özellikleri

Güneybatı Anadolu ve yakın dolayında tektonik gelişim üç döneme ayrılır (Koçyiğit 1984). Bunlar; Eski tektonik dönem (Paleotektonik- Geç Kretase-Geç Oligosen), Geçiş Dönemi ve Yeni Tektonik Dönem (Neotektonik) olarak yorumlanır. Geçiş dönemi, molas istifleriyle karakterize edilir. Neotektonik dönem ise, Anadolu levhası ile Arabistan levhasının Orta Miyosen'de çarpışması ile başlatılır. Neotektonik dönemle beraber çekme tektoniği denetiminde gelişen karasal tortullaşma, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanmalar belirginlik kazanmıştır (Koçyiğit 1984).

Palinspastik yorumlara göre, Anadolu'nun bulunduğu bölge, Tetis okyanusunda K'de Lavrazya, G'de Gondwana-Land kıtalarının arasında yer almaktadır. Bu iki kıta Geç Kretase'den (70-68 my) sonra genel olarak birbirine yaklaşmışlar ve Tetis okyanusunu K-G yönlü daraltırlar (Şengör 1980). Geç Kretase'de Pontidler güneye bakan Pasifik tipi bir kıta kenarı özelliği taşıırken, Anatolid ve Toridler ise Neotetis'in kuzey ve güney kollarını birbirinden ayıran bir karbonat platformu özelliğindeydi (Şengör 1980). Tetis'in daralması sırasında oluşan bu yitim kuşağı, Orta Eosen sonunda Anatolid ve Toridlerin Pontid ada yayı ile çarpışarak kuzey Tetis kolunun kapanmasını sağlamıştır ve bu hareket Orta Oligosen'e kadar devam etmiştir (Şengör 1980, Platzman vd. 1994). Kuzeyindeki bu denizin kapanmasının ardından ofiyolit ve ofiyolit karışığı kütlelerin çoğunlukla kuzeyden güneye itildiği genel olarak kabul görür (Şengör vd. 1984, Zanchi vd. 1993, Yılmaz 1997). Sıkışma ve yaygın nap yerleşimlerin izlendiği paleotektonik dönemi, kısa süreli geçiş dönemleri izler (Koçyiğit 1984). Geçiş döneminin en önemli kanıtları yaklaşık 1-3 km kalınlığında, yer yer kömür düzeyleri içeren, sık denizel-karasal ortamda oluşmuş, değişik yaşlı (Lütesiyen, Oligosen ve Tortoniyen) post-orojenik molaslardır. Paleotektonik dönemde genel olarak sıkışma rejimi hakimken, geçiş döneminde hem sıkışma hem de çekme tektoniğinin yaşandığı öngörülür (Koçyiğit 1984). Neotektonik dönem, Anadolu levhası ile Arabistan levhasının çarpışmasının ardından gerçekleşen kabuk kalınlaşması ve Anadolu levhasının oluşan

Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca, Karlıova ekleminden batıya hareketini başlatır (Şengör 1980, Şengör ve Yılmaz 1981, Dewey vd. 1986) (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Çalışma alanını da kapsayan Batı Anadolu ve Türkiye'nin 3 ana Neotektonik Bölgesini gösterir harita (KAFZ:Kuzey Anadolu fay Zonu, DAFZ:Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖFZ: Ölüdeniz fay Zonu,) (Bozkurt 2003'den alınmıştır)

Anadolu levhası ile Arabistan levhasının Orta Eosen'de Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmasının ardından kıta kabuğu (doğu Anadolu'da ada yayları, fliş ve melanj kamalarından oluşan yığılma karmaşığı) bu yaklaşmayı kısalmaya kalınlaşarak (kıvrım, bindirme tektoniği) cevap vermiş ve artan kabuk kalınlığı ve buna paralel yükselen litostatik basınç yamulmayı zorlaştırmıştır (Şengör 1980). Orta ve Batı Anadolu'yu kaplayan Anadolu levhası, oluşan Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca, bu fayların birleştiği Karlıova ekleminden itibaren batıya doğru itilmiştir. Saros körfezinin batısında Kuzey Anadolu fayının (KAF) GB-KD doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi, Anadolu levhasının batıya doğru hareketine engel olmuş bütün Ege ve Doğu Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma ve bunun da K-G yönlü bir gerilme rejimi ile karşılanması Ege Graben sistemlerini oluşturmuştur (Şengör 1979, 1980, Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör vd. 1985, Zanchi vd. 1993, Yılmaz 1997). Bu sonuç Ege graben sistemlerinin gelişiminin açıklanmasında tektonik kaçma modeliyle öngörülür (Şengör 1979, Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör vd. 1985).

Batı Anadolu'daki grabenlerin başlangıç zamanları hakkında farklı görüşler önerilmiş olup bunlar arasında Ege Bölgesi tektonik modellemesi için dört savunudan sözedilebilir.

- Tektonik kaçma modeli
- Yayardı açılma modeli (Dalma-batma sistemi)
- Orojenik çökme modeli
- İki evreli grabenleşme-episodik model

a) Dewey ve Şengör (1979) ve Dewey vd. (1986)'nın savunduğu tektonik kaçma (*tectonic escape*) modeline göre; yukarıda da bahsedildiği üzere Neotektonik dönemin başlangıcı kabul edilen Anadolu-Arap levhalarının Doğu Anadolu'da Bitlis suture zoneu boyunca çarpışması ve Anadolu'nun batıya hareketini kapsar (Geç Serravaliyen-Orta Miyosen-12 my). Anadolu levhası bu çarpışmanın ardından meydana gelen sıkışma sonucunda önce kalınlaşmış, daha sonra Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket etmiştir. Anadolu'nun batıya doğru hareketi Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının birer doğrultu atımlı fay halinde olmaları ile gerçekleşmiştir. Orta Miyosen sonu-Geç Miyosen başında meydana gelen bu hareket Yunan makaslama zonunda engellenmiş ve Ege Denizi ile Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma, buna karşılık K-G yönlü bir genişleme meydana gelmiştir (Şengör 1979, 1982, Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör vd. 1985).

b) Le Pichon ve Angelier (1979), Jackson ve Mckenzie (1984), Kissel ve Laj (1988) ve Meulenkamp vd. (1988), Avigad vd. (1997), Thomson vd. (1998) tarafından savunulan yayardı (*backarc spreading*) modeline göre, Afrika-Arap kıtasının Anadolu levhası ile çarpışması ile Ege Yayı'nın güney-güneybatıya göçü sonucu gelişen yay-ardı açılma sebep olmaktadır.

c) Dewey (1988), Seyitoğlu ve Scott (1991, 1994, 1996a,b), Seyitoğlu vd. (1992), McClusky vd. (2000), tarafından önerilen orojenik çökme (*orogenic collapse*) modeline göre, aşırı kalınlaşan kabuğun incilmesi ve yayılması sonucu genişlemeli neotektonik rejim başlamıştır. Bu rejimin Batı Anadolu'daki yerleşimi, Paleojen çarpışması ile İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis sutureu boyunca kalınlaşan kabuğun incilmesi ve

orojenik çökmesi sonucunda Batı Anadolu'da Geç Oligosen-Erken Miyosen'de genişlemenin başladığını belirtmişlerdir.

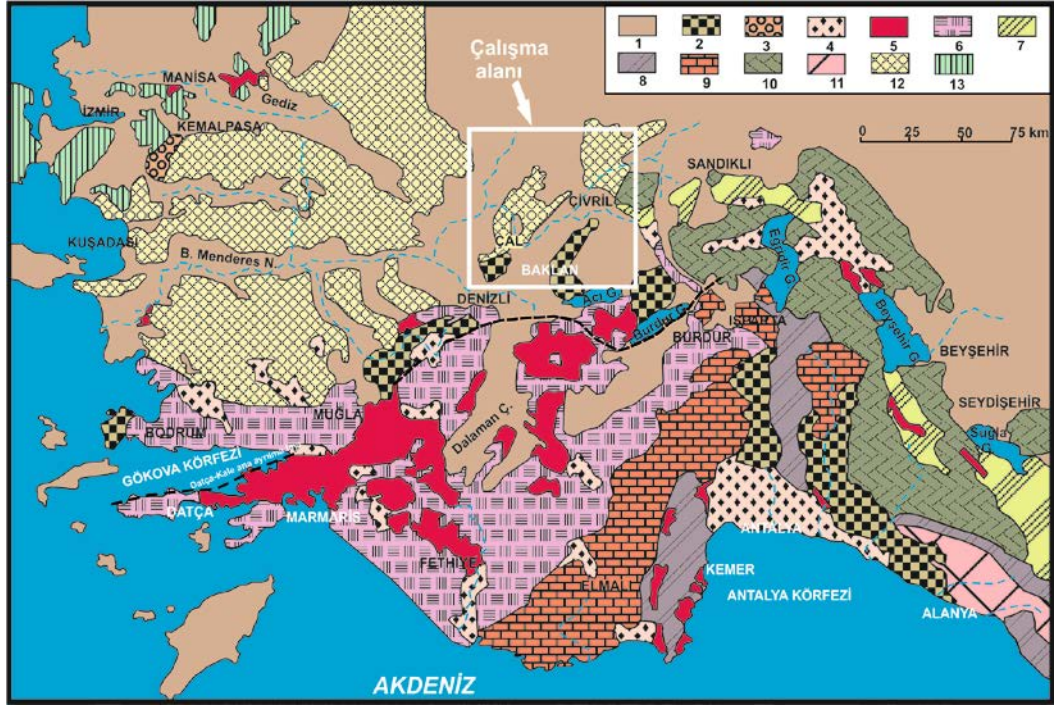
d) Koçyiğit vd. (2000) ve Bozkurt (2000) tarafından önerilen ve yukarıdaki anlatılan mekanizmaların iki veya daha fazlasının birleşmesiyle oluşturulmuş iki evreli graben-episodik (two stage graben-episodic) modeline göre, ilk aşama Miyosen-Erken Pliyosen döneminde orojenik çökme sonucunda gelişmiş ve Pliyo-Kuvaterner döneminde ikinci aşama ise, Anadolu bloğunun batıya hareketiyle ilişkili K-G yönlü açılma fazının meydana gelmiştir. Araştırmacılar sonraki çalışmalarında Avrasya ve Afrika plakalarının kinematiklerinin değişmesi sonucunda Geç Serravaliyen-Geç erken Pliyosen zamanları boyunca kısa süreli sıkışma fazını önerirler (Bozkurt 2003). İki evreli graben oluşumu için Bozkurt ve Mittwede (2005)'deki çalışmasında birincil evre gelişiminde orojenik çökme ve yay gerisi genişlemenin, ikinci evre içinse yay gerisi genişleme ve tektonik kaçma süreçlerinin etkili olduğunu belirtirler.

Bu tartışmalara ek olarak Afrika kıtası ile Anadolu plakası arasında yakınlaşmanın oranlarının farklı olmasından dolayı, Ege ve Batı Anadolu'da bir genişleme rejimi olduğu ve bu yakınlaşmanın Anadolu'ya nispeten Ege'de daha hızlı olmasından dolayı genişlemenin olduğunu savunulur (Doglioni vd. 2002, Bozkurt ve Mittwede 2005).

Grabenleşme üzerine farklı görüşler olması yanı sıra grabenlerin oluşum yaşları hakkında da değişik görüşler vardır. Birincisi, Geç Miyosen döneminde graben havzaların oluşmaya başladığıdır (McKenzie 1972, Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör vd. 1985, Şengör 1987). İkinci görüş, Seyitoğlu vd. (1992), Şen ve Seyitoğlu (2009) Demircioğlu vd. (2010)'a göre ise grabenler Geç Oligosen-Erken Miyosen'de oluşmaya başladığıdır. Üçüncü görüş ise grabenler Pliyo-Kuvaterner'de gelişmiştir (Koçyiğit vd. 1999, Bozkurt 2000, Yılmaz vd. 2000, Gürer ve Yılmaz 2002, Gürer vd. 2001, 2006, 2009, Gürbüz vd. 2012).

2.2 Stratigrafi

Genelde Batı ve Güneybatı Anadolu, özelde ise çalışma alanımız Menderes masifi, Likya napları, ofiyolit birimleri ve yaygın Neojen ve Kuvaterner tortullarını bünyesinde bulundurur (Şekil 2.2-2.3).



Şekil 2.2 GB Anadolu'daki yapısal birlikler (Şenel 1997 a,b'den alınmıştır)

1-Pliyo-Kuvaterner, 2-Antalya Miyosen havzası, 3-Torbalı-Kemalpaşa post tektonik molas havzası, 4-Tavas-Burdur post-tektonik molas havzası, 5-Ofiyolit napları, 6-Likya napları, 7-Beyşehir-Hoyran-Hadım napları, 8-Antalya napları, 9- Beydağları otoktonu, 10-Anamas-Akseki otoktonu, 11-Alanya napı, 12-Menderes masifi, 13-Menderes masifi kuzeyi metamorfik olmayan seri

Çalışma alanı ve çevresinde Menderes masifi ve Likya naplarından oluşan temel kayalar; molas nitelikli olan Oligosen yaşlı kayalar; gölsel ve kıvrıntılı tortullardan oluşan Neojen ile Kuvaterner birimleri yaygın şekilde bulunmaktadır. Bu çalışmada Oligosen öncesi birimler, haritada temel kayalar şeklinde bütün gösterilmiş olup ayrıntılarına girilmeden bahsedilmiştir (Şekil 2.3-2.4). Neojen ve Kuvaterner birimleri Sedimentoloji bölümünde ayrıca ele alınacağından bu bölümde isim olarak verilmiştir. Çalışma alanına yakın alanlarındaki Neojen birimlerinde farklı formasyon adlamaları

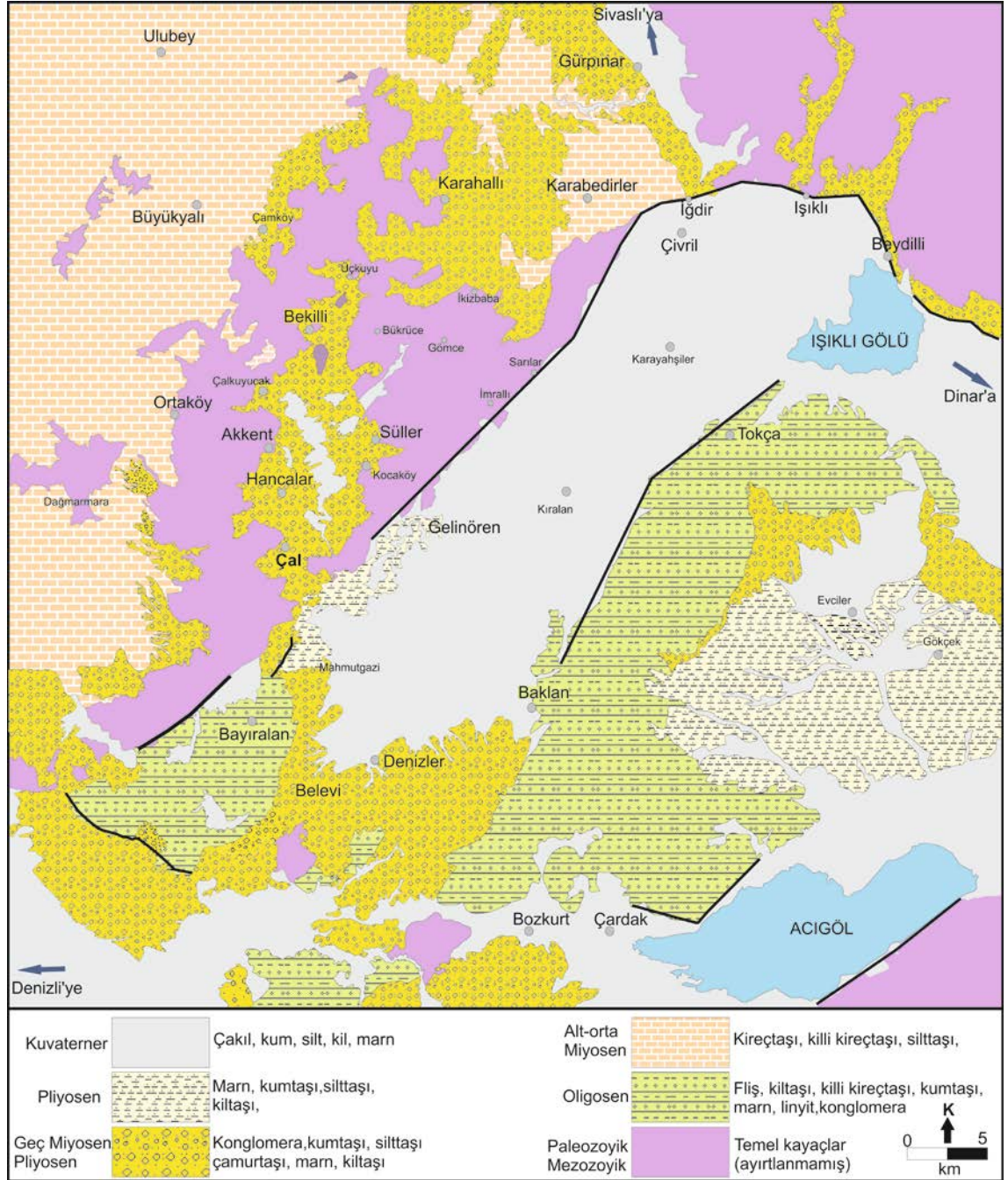
kullanılmış (Şekil 2.5), ancak bölge stratigrafisi bulgular ışığında tarafımızdan yeniden düzenlenmiştir (Şekil 2.4).

2.2.1 Temel kayalar

A- Menderes Masifi

Güneybatı Anadolu'da geniş bir alanda yüzeyleyen ve çekirdek kompleks (core complex) niteliğindeki Menderes Masifi, Pan-Afrikan yaşlı bir temel ve bunu bir kılıf gibi saran metamorfik şist örtüsünden oluşmaktadır (Dürr 1975, Akdeniz ve Konak 1979, Şengör vd. 1984, Konak vd. 1986, Dora vd. 2001, Konak 2002, Konak ve Şenel 2002). Masifin en altında Prekambriyen-Kambriyen yaşlı gözlü gnays, granitik gnays ve migmatitik bir çekirdek ve bunları açılı uyumsuzlukla, granatlı mikaşist, turmalinli gnays, mermer, kuvarsit, epidot-kloritoyid şist ve kalk şist aralanmasından oluşan Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü serileri üzerler.

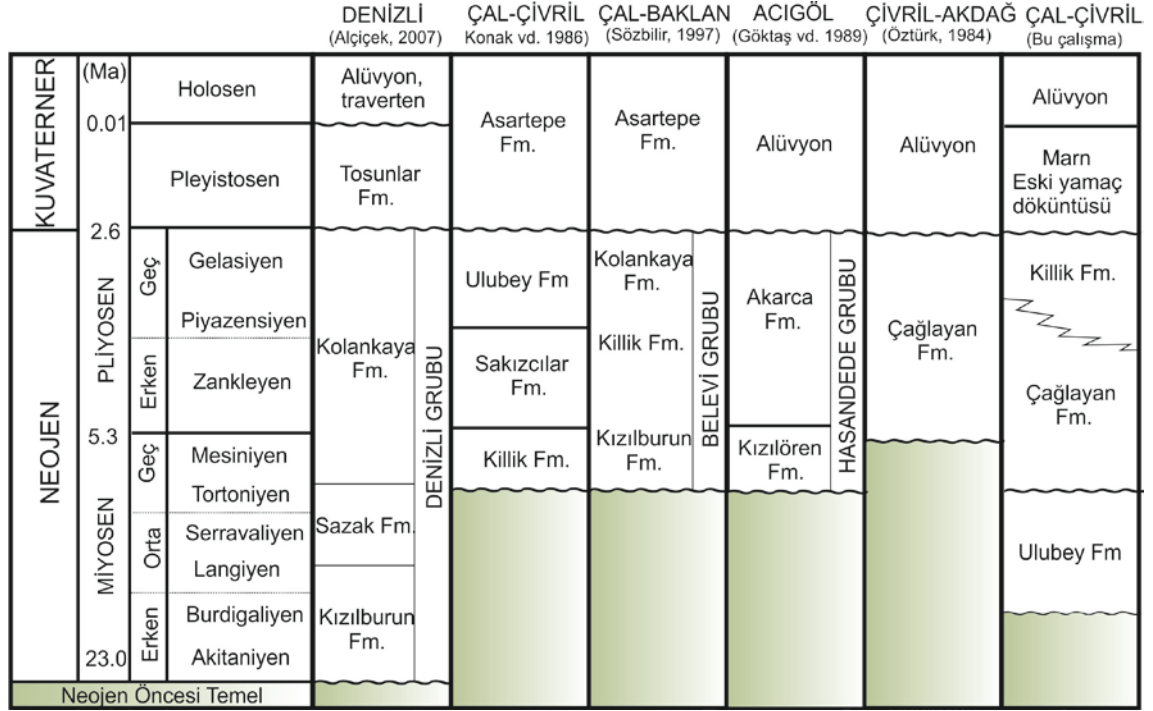
Menderes Masifini oluşturan kayaçların kökeni, temel-örtü ilişkisi ve metamorfizması konusunda literatürde çok fazla ayrıntılı çalışma ve farklı görüşler bulunmaktadır (Flügel ve Metz 1954, Ketin 1959, Tokay ve Erentöz 1959, Akartuna 1965, Graciansky 1965, Abdüsselamoğlu 1965, Brinkmann 1966, Dora 1969, 1972, 1975, 1981, Ayan 1973, Bingöl 1974, Öztürk ve Koçyiğit 1976, Şengör vd. 1984, Dora vd. 1990, Candan vd. 1997, 2001, Okay 2001, Koralay vd. 2001, 2004).



Şekil 2.3 Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası (MTA 1/100.00 ölçekli jeoloji haritalarından Neojen birimleri değiştirilerek alınmıştır)

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Holosen			BMN alüvyonları,yamaç döküntüsü, yelpaze
Pleyistosen			Eski alüvyon düzlükleri(taraçalar) Marn(göl-bataklık tortulları) Eski yamaç döküntüleri
Pliyosen	Killik Formasyonu		Killi kireçtaşı,marn,kumtaşı,kiltaşı (<i>Planorbis -Tropidiscus-</i> , <i>Corbicula fluminalis</i> , <i>Pisidium sp.</i> , <i>Pyrgula sp.</i> , <i>Monodacna</i>)
Geç	Çağlayan Formasyonu		Konglomera, silttaşı, çamurtaşı paleosol
Orta	Ulubey Formasyonu		Kiltaşı,marn Konglomera,kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı MN 11-12
Erken			
Oligosen	Bayıralan Formasyonu		Kireçtaşı, killi kireçtaşı, kiltası, silttaşı
Mezozoyik	Likya Napları		Fliş,kiltaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı, marn, linyit, konglomera
Mezozoyik- Paleozoyik-	Menderes Masifi		Metaçakıltası, metakumtaşı, metasilttaşı algli-kumlu kireçtaşı,rekristalize kireçtaşı, dolomit, fliş, ofiyolit Tektonik Dokanak
			Mermer, granat şist, biyotit şist, kuvarsit, çörtlü mermer, çörtlü kristalize kireçtaşı, serizit, klorit şist

Şekil 2.4 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (ölçeksiz)



Şekil 2.5 Çalışma alanı ve yakın çevresinde yapılmış önceki çalışmalara ait korelasyon

1990'lı yılların başından itibaren masif için *Metamorfik çekirdek kompleksi* olduğuna yönelik çalışmalar mevcuttur (Bozkurt ve Park 1994, Hetzel ve Reischmann 1996, Emre ve Sözbilir 1997, Işık ve Tekeli 2001, Gessner vd. 2001a,b). Bu görüşe karşı olan çalışmalarda vardır (Erdoğan ve Güngör 2004, Westaway 2006). Bununla beraber masifin yüzeylemesinin simetrik ve asimetrik özellikte olabileceği de belirtilmiştir (Malavieille 1993). Bundan sonraki çalışmalar ise masifin simetrik/asimetrik olup olmayacağı üzerinedir. Ring vd. (2003)'de masifin iki evreli simetrik bir çekirdek kompleks niteliğinde olduğunu belirtirken, Seyitoğlu vd. (2004)'te masifin yüzeylemesinin önce asimetrik, sonra simetrik olduğunu savunurlar. Araştırmacılar masifin bu yüzeylemesinin ilk evresinin Oligosen-Erken Miyosen zamanında olduğunu, ikinci evrenin ise Pliyosen olduğunu belirtirler.

Çalışma alanı ve çevresinde Menderes masifinin sadece örtü metamorfikleri yer almaktadır ve bunların ayrıntılı özellikleri Öztürk (1981) ve Konak vd. (1986) tarafından yapılan çalışmalarda ortaya konulmuştur. Konak vd. (1986), Menderes masifinin örtü kayalarını Bekilli Grubu adı altında altı formasyona ayırarak incelemişlerdir. Bu formasyonlar alttan üste doğru, Ortaköy formasyonu, Paşapınar

formasyonu, Karahallı formasyonu, Bükrüce formasyonu, Gömce formasyonu ve Şalvan Formasyonu'dur (Metamorfik kayaçların 'formasyon' olarak haritalanması tartışmalıdır. Burada önceki çalışmalar anlatılmaktadır).

Ortaköy Formasyonu; Çalışma alanında Akkent-(L22c2)-Bahattinler (L22c1) civarında gözlenen birimler düşük dereceli metamorfizma özellikleri gösterir. Alt düzeyleri granatlı şistlerden oluşan formasyon üste doğru şist, kuvars şist ve kuvarsitlere geçer (Şekil 2.6).



Şekil 2.6 Ortaköy formasyonuna ait kayaçların arazi görüntüleri

- a. Şist ve kuvarsit
- b. Granatlı şistlerin yakından görünümü

Ortaköy formasyonun granatlı şist, iki mikalı şistler pelitik, kuvars ve kuvarşşistler ise kumtaşı kökeni yansıtır. Ortaköy formasyonun yaşı çevre alanlarla denştirildiğinde (Karadağ formasyonu, Denizli; Göktepe-Muğla, Pamukkale kuzeyi şistleri) Siluriyo-Devoniyen ile Permo-Karbonifer arası bir yaş aralığı kabul edilmiştir (Konak vd. 1986).

Paşapınar formasyonu; Formasyon, Çalkuyucak batısı (L22c1), Bekilli (L22c2) - Çamköy (L22-b3) çevresinde bej-grimsi-mavimsi renkli çörtlü mermer, kalkşist ve kuvarsitten oluşan litolojiye sahiptir. Ortam olarak mermerlerin alt düzeyi kuvarsit, kuvarşşistten giderek karbonatlara geçmesi şelf tipi bir çökelme ortamını düşündürür. Yaşı alttaki formasyon dikkate alındığında Permiyen'dir (Konak vd.1986).

Karahallı formasyonu; Bekilli-Karahallı (L23a4) arasında yüzeyleyen formasyon kuvarsit, kuvarsit şist, kalkışit ve çört bantlı mermer aralanmalı bir litolojiye sahiptir. Karahallı formasyonun yaşı alt ve üstündeki formasyonların yaşına göre Geç Permien-Erken Triyas olacağı Konak vd. (1986) tarafından düşünülmüştür. Birimlerin ilksel litolojisi kumtaşı, silttaşı, kiltası, marn ve yer yer kireçtaşı aralanmasından oluşmuştur. Ayrıca bu formasyon arasında mercekler şeklinde tremolit-aktinolit şist ve asbest oluşumları Akkent'in yaklaşık 2 km B-KB'sinde ve Üçkuyu köyü çevresinde mostra verir. Yöredeki asbestlerin ayrıntılı çalışması ve rezerv durumu Çelik (1967a) tarafından ortaya konulmuştur.

Bükrüce formasyonu; Formasyon, adını Bekilli doğusunda yer alan Bükrüce (L22c2) köyünden alır. Bükrüce ve Karahallı'nın güneyinde mermer, çörtlü mermer ve kuvarsitten oluşur. Formasyonun alt ve üst ilişkisine dayanarak giderek derinleşen bir ortamı yansıtır. Yaş için veri olmamasından dolayı, önceki formasyonla ilişkisinden dolayı Triyas-Jura zaman aralığında çökelmiş olabileceği ileri sürülmüştür (Konak vd. 1986).

Gömce formasyonu; Çalışma alanının orta kısmında mostra veren, gri renkli çörtlü kristalize kireçtaşlarından oluşan formasyon kıvrımlı bir yapı sunar. Süller'in KD'deki Gömce köyü (L23d1) - İkizbaba köyünde (L23a4) yaygın mostra verir (Şekil 2.7). Yaşı olasılıkla Kretase'dir (Konak vd. 1986). Formasyonun alt düzeylerinde türbiditik çökellerin varlığı ve üste doğru kırıntılı kayalara ve metaflaş kayalara geçmesi ortamın değiştiğini ve derinleştiğini gösterir. Holzer (1953)'de Paşapınar formasyonunu, Bükrüce formasyonu ve Gömce formasyonu altında tanımlanmış olan birimlerin Paleozoyik yaşında olabileceğini belirtmiştir. Öztürk (1981) ise Gömce formasyonunun, çalışma alanının K-KD'de Akdağ-Homa-Burgazdağ'daki devamını oluşturan ve gri renkli, iri kristalli, süt beyazı renkli, çok küçük kristalli, ince katmanlı ve çok kırılğan mermerlerden oluşan birimleri, Ortadağ formasyonu olarak adlandırmış ve Devonien yaşını vermiştir.



Şekil 2.7 Gümce formasyonun oluşturan rekristalize, çörtlü kireçtaşlarının arazi görüntüsü

Şalvan formasyonu; Üstte Çökelez Grubu kayaları ile tektonik sınırlı, altta Gümce formasyonu ile geçişli olan formasyon, yeşilden kırmızı tonlara doğru mermer, serizit-klorit şist, kalkışitlerden oluşmaktadır. Çal-Çivril yolu üzerinde, İmrallı-Sarılar köyü arasında (L23d1) (Çivril-Baklan grabeninin KB sınırı) izlenmiştir (Şekil 2.8). Altta Gümce formasyonu ile birlikte kıvrılmıştır. Şalvan formasyonun yaşı altta Gümce formasyonu ile ilişkine bakılarak Geç Kretase-Paleosen-Alt Eosen olabileceği Konak vd. (1986) tarafından belirtilmiştir.



Şekil 2.8 Şalvan formasyonunu oluşturan şistlerin arazi görüntüsü

B- Likya Napları

Güneybatı Anadolu'da Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında GB-KD uzanımlı ve Erken Langiyen'de Beydağları otoktonu üzerine yerleşmiş olan allokton konumlu kütleler Likya Napları olarak tanımlanırlar (Şenel 1997 a,b, 2007) ve Anadolu-Torid platformunun kuzey kenarından yani İzmir-Ankara-Erzincan zonundan türemişlerdir (Şekil 2.2). Likya napları birbirlerinden farklı ortam koşullarında gelişmiş ve birbiri üzerine binik yapılar oluşturmuş kıta yamacı çökelleri, okyanus dibi çökelleri ve ofiyolitlere kadar uzanan farklı istifler ve tektonik birimleri kapsarlar (Graciansky 1972, Erakman vd. 1986).

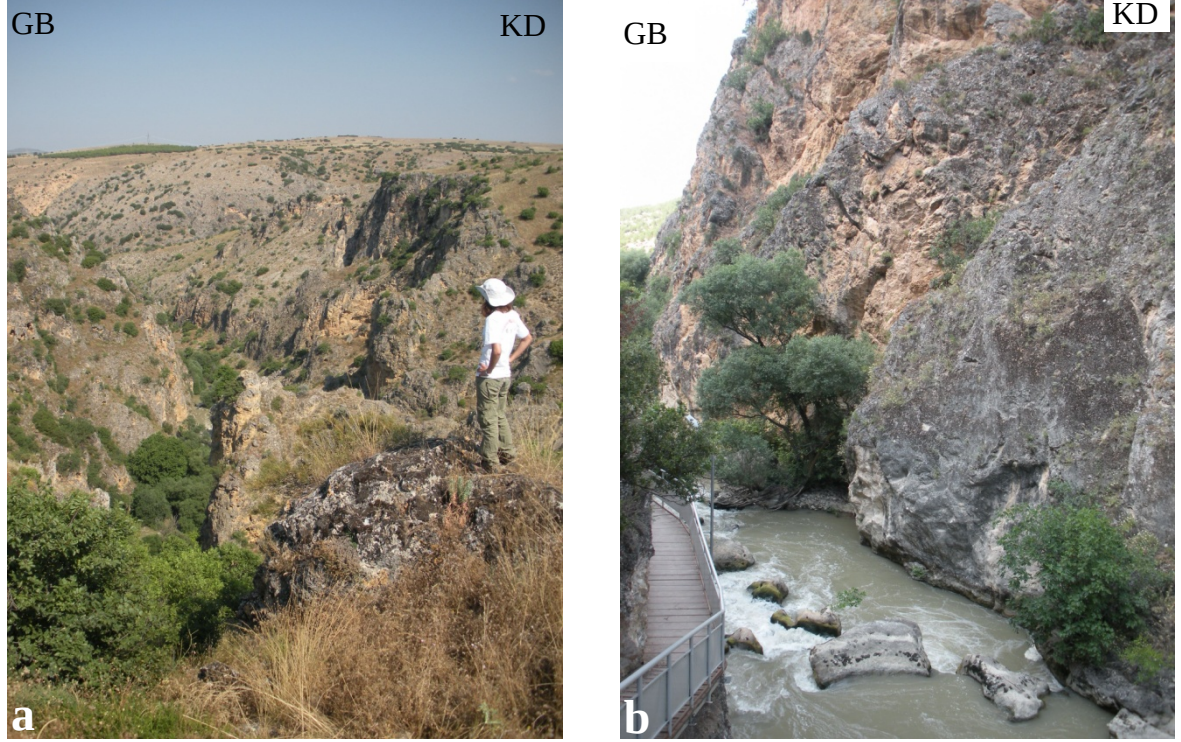
Menderes masifinin örtü kayaları olan Bekilli Grubu kayaları üzerine bindirmeli bir dokanakla gelen Çökelez grubu kayaları Konak vd. (1986) tarafından dört formasyona ayırt edilerek incelenmiş ve Konak (1993)'teki çalışmasında da Çökelez grubu kayalarının Menderes metamorfikleri üzerine yitilen Likya napları olduğu belirtilmiştir (Likya Napları Gürbüz vd. (2012) çalışmalarında Muğla Napları olarak tanıtılmaktadır).

Sazak formasyonu; Çal ilçesinin B-GB'de ve Süller civarında izlenen formasyon, kirli sarı, kahverenkli metaçakıltası, metakumtaşı, metasilttaşından oluşur. Birim Philippson (1915)'de Karaova formasyonu adı altında incelenmiştir. Formasyon içerdiği litofasiyeslerden karaya yakın sığ denizel bir ortamı yansıttığı düşünülmüştür. Yaş ise Triyas'tır (Philippson 1915, Konak vd. 1986)

Yayla formasyonu; Altta Sazak formasyonu üstte Çökelez kireçtaşı ile geçiş gösteren Yayla formasyonu algli kumlu kireçtaşından oluşur. Çökelez dağının KB'de (L22c3-c4), Kocaköy güneyinde (L22c2) izlenen birimlere Liyas-Malm (Alt-Orta Jura) yaşı verilmiştir (Konak vd. 1986). Alttan kırıntılılarla, üstten ise Çökelez kireçtaşlarına geçiş gösteren formasyon kırıntılı sahil çizgisi ile sığ deniz karbonat ortamı arasında çökeleceği aynı araştırmacılar tarafından benimsenmiştir.

Çökelez kireçtaşı; Çalışma alanındaki önemli yükseltisi Çökelez dağını oluşturan çoğunluğu kristalize, açık-gri renkli çörtlü, dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Bölgede

Çivril-Baklan grabeninin KB kanadı, Çal güneyinde ve Çal regülatörünün bulunduğu yerde Kısık kanyonunun üzerinde geliştiği kayalardır (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Çökelez kireçtaşının Büyük Menderes Nehri boyunca görünümü

- a. Aşağıseyit –Yukarıseyit köyleri arasındaki vadide
- b. Çal-Kısık kanyonun yamaçlarındaki

Çökelez kireçtaşları genelde kırıklı, çatlaklı ve yer yer sık kıvrımlıdır. Özellikle Çökelez dağını oluşturan kısımlarda bu özellikler belirgindir. Yayvan ve aşınmış bir topoğrafik görünüm sunduğu kesimlerde büyük karstik çukurluklar (kokurdan ve dolin) varlığı Konak vd. (1986) tarafından belirlenmiştir. Çökelez kireçtaşları içerdiği *Trocholina sp.*, *Lituolidae*, *Ekinoideae* ve alg kalıntılarından dolayı Jura-Kretase yaşı araştırmacılar tarafından verilmiştir. Holzer (1953)'deki çalışmasında büyük Çökelez silsilesinin oluşturan bu yarı kristalin kalkerler ve hafif mermerleşmiş kalker şistleri *Çökelez kalker ve yarı mermerleri* olarak incelemiş ve Akdağ kütesine benzerliğinden dolayı Mesozoyik yaşta olabileceğinden bahsetmiştir. Çökelez kireçtaşlarının genel istif durumu sık karbonat şelfinde çökelmiş olabileceğini düşündürür.

Karatepe formasyonu; Bayıralan ilçesinin (M22b1-b2) kuzeyinde, Çökelez dağının güneyinde yüzeyleyen fliş ve ofiyolit kayalarından oluşan formasyon ilk kez Erişen (1971) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon, Konak vd. (1986) tarafından ise melanaj karakterli olarak tanımlanmıştır. Karatepe formasyonunun türbiditik özellikli fliş seviyeleri, karadan taşınan kırıntılılarla beraber pelajik foraminifer kalıntıları içermesi kıta yamacında, radyolarit, çört, tüfit ve çörtlü kireçtaşları ise volkanik aktivitesi olan okyanusal bir havzada çökelmeyi yansıtır (Konak vd. 1986).

2.2.2 Oligosen birimleri

Oligosen dönemi, Afrika-Arap kıtalarının Avrasya kıtasıyla çarpıştığı ve bunun sonucunda ofiyolit naplarının yerleştiği ve bindirme tektoniğinin gerçekleştiği, denizelden karasala geçiş dönemini yansıtır. Hem denizel hem de karasal özellikler gösteren bu post-orojenik molas havzalar kalın ve kaba kırıntılı çökel kaya istiflerinden oluşurlar. Likya napları ile olan tektonostratigrafik ilişkileri açık değildir. Napların en genç bölümleri olarak alınmasının uygun olacağı görüşü çalışma konusunun dışında kalması sebebiyle burada tartışılmayacaktır.

Batı Anadolu'daki Kale-Tavas, Denizli (Bayıralan-Sağdere), Çardak-Dazkırı havzası, Burdur havzası, Dinar-Afyon Oligosen yaşlı havzalardan en önemlileridir (Sözbilir 2005, Karadenizli vd. 2009). GB Anadolu'daki bu havzaların, molas havza (Şengör ve Yılmaz 1981, Sözbilir 1997, Yılmaz vd. 2000, Akgün ve Sözbilir 2001, Sözbilir 2005) veya piggy-back -domuz sırtı- havzalar olarak (Yılmaz vd. 2000, Gürer ve Yılmaz 2002) da tanımlanmışlardır.

Batı Anadolu'daki önceleri büyük birleşik tek bir havza olan bu havzalar Kale-Datça ana ayrılma fayınının doğuya doğru hareketi sonucu, Erken Oligosen döneminde Datça-Kale-Denizli-Acıgöl-Burdur alt havzaları oluşmuştur (Seyitoğlu vd. 2004, Karadenizli vd. 2009). Yani Denizli (Bayıralan-Sağdere) ve Çardak-Dazkırı havzaları Kale-Tavas havzasının devamıdır. Buradaki Oligosen yaşlı kayalar Bayıralan formasyonu adı ile haritalanmıştır (Konak vd. 1986).

Bayıralan Formasyonu

Tanım; Çalışma alanının GGB’de izlenen tortullara Bayıralan formasyonu adı ilk kez Konak vd. (1986) tarafından verilmiştir. En iyi gözlemlendiği yer Çal-Bayıralan yolunda ve devamında Sağdere yarmasındadır (Şekil 2.3). Aynı birimler Sözbilir (1997) tarafından Sağdere formasyon olarak tanımlanmıştır. Bu formasyonun eşleniği Kale-Tavas havzasındaki Mortuma formasyonudur (Hakyemez 1989).

Litolojisi; Bayıralan formasyonun ana litolojisi masif çapraz tabakalı konglomera, kumtaşlarıdır (Şekil 2.10). Bununla beraber biyoturbasyonlu-fosilli çamurtaşları, kömürlü şeyl ve resif kireçtaşı mercekleri içerir. Konglomeraların çakılları genelde temel kayalara ait kireçtaşı, ofiyolit, fliş ve metamorfiklerden kaynaklıdır.



Şekil 2.10 Bayıralan formasyonun oluşturan deltayık kumtaşları (Bayıralan köyü üzeri)

Yaş; Formasyon içerdiği foraminifer, gastrapod, mercan, bivalvia ve polen içeriklerinden Oligosen-Erken Miyosen yaşı verilmiştir (Konak vd. 1986, Sözbilir 1997) (Şekil 2.4).

Çalışma alanında Baklan-Çivril grabeninin doğu sınırını oluşturan Oligosen yaşlı birimler Göktaş vd. (1989) tarafından Acıgöl grubu olarak tanımlanmıştır. Araştırmacılar Acıgöl grubunu alttan üste doğru Armutalanı formasyonu (çakıltası, kumtaşı), Çardak formasyonu (çakıltası, kömür batlı kumtaşları), Hayrettin formasyonu (çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı, alt kısımları resifal kireçtaşı), Tokça formasyonu (kumtaşı, çamurtaşı, yer yer kömür bantlı ve resifal kireçtaşları) ve Bozdağ formasyonu (çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı) şeklinde beş ayrı formasyona ayırmışlardır. İslamoğlu vd. (2006)'da bu Oligosen yaşlı birimlerin ayrıntılı paleontolojik çalışmasını yaparak kat mertebesinde yaşlar vermiştir. Ayrıntısından bahsedilmeyecek olan bu formasyonlardaki kömürlü seviyeler üzerinde yaygın palinolojik çalışmalar bulunmaktadır (Şekil 2.11) (Akkiraz ve Akgün 2005, Akkiraz vd. 2006, 2010).



Şekil 2.11 Çardak-Tokça Oligosen yaşlı kömürlerin işletildiği ocaktan görünüm

2.2.3 Neojen birimleri

Çalışma alanında ve genelde Güneybatı Anadolu'da Neojen çökelleri çok yaygın olarak bulunur (Şekil 2.2). Bir kısmı havza ölçeğinde, bir kısmı da birden çok havzayı içine alacak şekilde oluşmuştur. Bu çökellerin litostratigrafik olarak sınıflamaları ve adlamalarında farklı yaklaşımlarda bulunulmuştur (Şekil 2.5). Adlama çeşitliliğine bakılmaksızın bölgedeki Neojen çökelleri yaşlıdan gence doğru Ulubey formasyonu

(Orta Miyosen), Çağlayan formasyonu (Geç Miyosen-Pliyosen) ve Killik formasyonu (Pliyosen) olarak üç birim altında toplanmıştır. Bu litostratigrafik birimlerin stratigrafik durumu ve fasiyes özellikleri Sedimentoloji başlığı altında tanıtılmıştır. Bölgedeki Kuvaterner çökelleri litostratigrafik bir birim olarak ayrılmamış, sadece haritalarda gösterilmiştir (Şekil 2.2-2.3). Bunlar çoğunlukla yamaç döküntüleri ve alüvyonlardır.

2.3 Sedimentoloji

Bu bölümde çalışma alanındaki Neojen birimlerinin birbirleriyle çökme ilişkilerinden ve fasiyes özelliklerinden bahsedilecektir. Asıl çalışma konusu paleosol olmakla beraber paleosol bulunduran birimlerin tortul özelliklerinin bilinmesi, paleosollerin anlaşılmasına yardımcı olacaktır. Birimlerin tanıtımı sırasında yer yer stratigrafik konumlarına değinilecek ve bölgesel jeolojik duruma, aynı birimlerin farklı araştırmacılar tarafından kullanılan adlarından da bahsedilecektir.

2.3.1 Ulubey formasyonu fasiyesleri ve oluşum ortamları

Tanım: Uşak-Ulubey ilçesinden adını alan formasyon ilk kez Ercan vd. (1978) tarafından yer yer killi, marnlı düzeyler de içeren gri, bej renkli gölge kireçtaşlarından oluşan kayaçlar için kullanılmıştır. Çalışma alanının B-KB’de çok geniş bir alanda karbonat kaya düzlüğü oluşturan bu birimlerde, Banaz ve Bulkaz çayının vadilerinde derin kazması sonucu Ulubey kanyonu oluşmuştur (Şekil 2.12). İğdir’in KB’de Karabedirler (L23a3), Delihıdırlı (L23a4), Budaklar (L23a1) yöresinde Pliyosen yaşlı kırıntılı birimler bu kireçtaşlarını örterler (Şekil 2.13).



Şekil 2.12 Ulubey kireçtaşlarının derine kazılması sonucu oluşmuş Ulubey kanyonu



Şekil 2.13 Delihıdırlı yolu üzerinde Ulubey kireçtaşları üzerine gelen kırmızı renkli çamurtaşlarının arazi görüntüsü

Litoloji; Alt seviyeleri silttaşı, kiltası, marn, killi kireçtaşları ve aralarda konglomera seviyeleriyle başlayan formasyon üste doğru açık pembe ve en üst seviyelerde ise grimsi-beyazımsı renkli kireçtaşlarına geçer (Ercan vd. 1978). En iyi gözlemlendiği yerler çalışma alanında Karabedirler beldesinden başlayıp batıya Ulubey ilçesine doğru uzanır (Şekil 2.3). Kalınlıkları çalışma alanına yakın yerlerde 150-200 m arasında değişirken Ulubey ilçesine yakın kesimlerinde 250 m olmaktadır (Ercan vd. 1978). Kireçtaşları çoğunlukla orta-kalın tabakalı, yataya yakın ya da çok az eğimlenmişlerdir (Şekil 2.14).

Gri beyaz, krem renkli ve açık pembe renklere olan Ulubey kireçtaşları gözenekli, erime boşluklu, breşik görünümlü (Şekil 2.14.d), yer yer silisli ve tuf ara katkılı seviyeler de içerir. Kireçtaşlarında görsel lamellibrans ostrakod ve gastrapod kavrıkları da yer yer izlenmiştir.



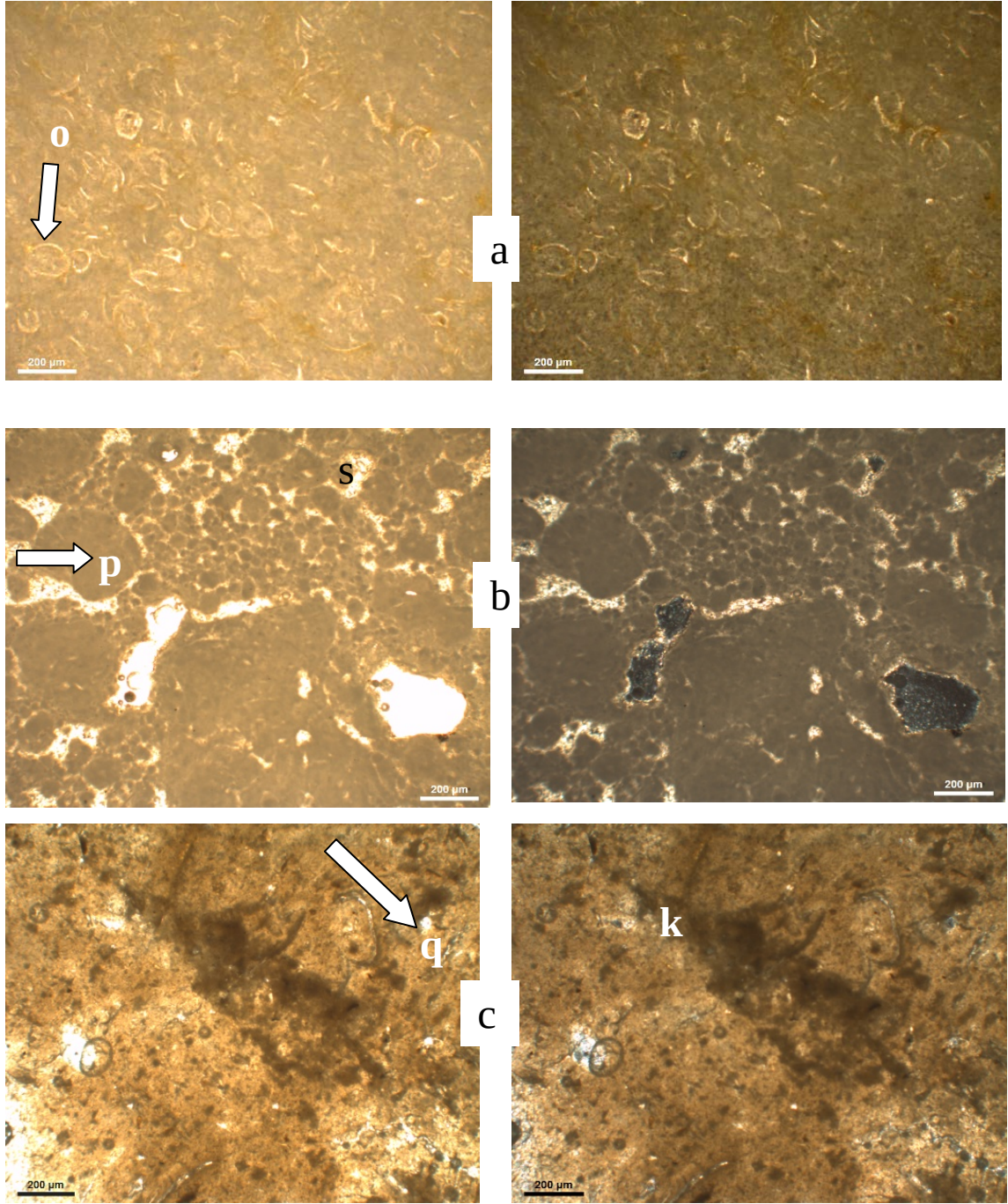
Şekil 2.14 Ulubey formasyonunu oluşturan kireçtaşlarının arazi görüntüsü

- a. Delihıdırlı yolu üzerinde marn ve kireçtaşlarının görünümü
- b. Kutlubey'in batısında yatay tabakalı marn ve kireçtaşları
- c. Çalışma alanı kuzeyinde Budaklar köyü civarında kireçtaşlarının görüldüğü yol yarması
- d. Delihıdırlı yolunda breşik, kırıklı, çatlaklı kireçtaşları

Ulubey kireçtaşlarından farklı yörelerden alınmış örneklerden 10 adet ince kesit yapılmış ve Folk (1959) sınıflamasına göre adlandırılmıştır. Bu kireçtaşları genelde ostrakod kavkılı, az gastropod kavkılı, mikrit ve sparitten oluşmuştur. Şekil 2.15.a örneğinde %50 den fazla ostrakod kavkısı gözlenmiştir, matriksi mikrittir. Ostrakodların çoğunun içi sparitle dolmuştur. Kayacın adı sık paketlenmiş biyomikrit olarak adlanmıştır. Bazı örneklerde ise pelloidal bileşenler hakimdir, çimentosu sparit olup, pelsparit olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.15.b), Ulubey kireçtaşlarının bazılarında ise kök izleri oldukça belirgindir (Şekil 2.15.c).

Yaş; Ercan vd. (1978)'deki fosil bulgularına göre formasyonun yaşını Erken-Orta Pliyosen olarak tanımlamıştır.

Diğer taraftan, daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalarda bu yaş irdelenmiş ve Ulubey formasyonun yaşının daha yaşlı olabileceği savunulmuştur. Şöyleki, Seyitoğlu (1997), Seyitoğlu ve Benda (1998) Uşak-Güre havzasının kuzeyinde ve Selendi havzasındaki sedimanter birimlerle yanal ve düşey geçişli olan volkanik kayaçların radyometrik yaş verileri (K-Ar) ve palinolojik analizlere dayanarak, Ahmetler formasyonu ve Ulubey formasyonundan oluşan İnay Grubuna ait kayaçların Erken-Orta Miyosen zaman aralığında çökelmiş olduğunu öngörmüşlerdir. İlaveten, Seyitoğlu vd. (2007, 2009) Kemiklitepe fosil lokalitesini, İnay Grubunun en genç formasyonu olan Ulubey formasyonunu uyumsuzlukla örten Asartepe formasyonu içinde bulmuşlardır. Şen vd. (1994)'de Kemiklitepe fosil lokalitesinin yaşını biyostratigrafik/manyetostatigrafik yöntemlerle Geç Miyosen (~7 my) olarak yaşlandırmış ancak bu lokaliteyi Ulubey formasyonunun altındaki Ahmetler formasyonuna dahil etmiştir. Seyitoğlu vd. (2007, 2009)'de arazi gözlemleri sırasında kırıntılı çökellerden kurulu Asartepe formasyonu içerisinde Ulubey formasyonuna ait çakıllar saptamışlardır. Bu duruma göre araştırmacılar İnay Grubunun yaşının kesinlikle Erken-Orta Miyosen, Ulubey formasyonunun yaşının ise Orta Miyosen olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu yaş yorumu inceleme alanımızdaki stratigrafiyi desteklemekte olup doğru kabul edilmiş ve kullanılmıştır (Şekil 2.4).



Şekil 2.15 Ulubey kireçtaşlarının tek nikol ve çift nikol görüntüleri

- a. Sık paketlenmiş biyomikrit (o:ostrakod)
- b. Pelsparit (s:sparit, p:pellet)
- c. Ekstraklastlı mikrit (k:bitki kök izi, q:kuvars)

Ortam; Sedimentolojik ve paleontolojik veriler kireçtaşlarının çok derin olmayan, tatlı bir göl ortamında çökeldiğini öngörmektedir. Kireçtaşlarında yer yer izlenen silişleşmelerin kökeni ise çevredeki Beydağı volkanik kayaları olmalıdır (Ercan vd. 1978).

Fosil kapsamı, Ulubey formasyonu kireçtaşlarının gölsel ortamda çökeldiğini işaret eder. Mikritik dokunun yaygın oluşu da dikkate alınarak sık ve yer yer durgun bir ortam ve ılıman iklim koşullarında çökelmiş olabileceğini gösterir (Reading 1996).

2.3.2 Çağlayan formasyonu fasiyesleri ve oluşum ortamları

Çalışma alanı ve yakın çevresinde Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kumtaşı, silttaşı, kiltası, tüfit, marn, gölsel kireçtaşı aralanmasından oluşan litolojik birim Konak vd. (1986) Killik formasyonu adını vermişlerdir. Sözbilir (1997)'de ise aynı tortulları Belevi Grubu adı altında toplamış ve üç formasyon tanımlamıştır. En altta Geç Miyosen yaşlı alüvyal yelpaze tortullarından kurulu Kızılburun formasyonu bulunur ve Pliyosen yaşlı gölsel oluşuklu Killik formasyonuna geçer. En üstte ise yine Pliyosen yaşlı, iraksak yelpaze tortullarından oluşan Kolankaya formasyonu yer alır (Şekil 2.5).

Çalışma alanının GGD'de Bozdağ (L23c4) yöresinde yer alan ve Hasandede Grubunun altında incelenmiş çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı birimleri Göktaş vd. (1989) tarafından Geç Miyosen yaşlı Kızılören formasyonu olarak adlanmıştır (Şekil 2.5,2.16). Bu formasyon, Güneybatı Anadolu'nun graben tipi havzalarda geniş yayılımlar sunan '*Yatağan formasyonu*'nun stratigrafik eşdeğeri olduğu düşünülmektedir (Göktaş vd. 1989). Bu formasyonlar Çivril-Baklan havzasındaki Geç Miyosen yaşlı Çağlayan formasyonunun çökellerinin eşdeğeri olmalıdırlar.



Şekil 2.16 Bozdağ yöresinde Kızılören formasyonunun alüvyal/flüvyal çökellerine ait konglomera, kumtaşı, çamurtaşlarının arazi görüntüsü

Çalışma alanının GB’de yer alan Denizli havzasında, Denizli grubu adı altında önceleri Erken-Geç Pliyosen olarak yaşılandırılmış (Şimşek 1984, Sun 1990) Neojen birimleri daha sonra yaşları düzeltilerek Kızılburun formasyonu (Erken-Orta Miyosen), Sazak formasyonu (Orta-Geç Miyosen) ve Kolankaya formasyonu (Geç Miyosen-Geç Pliyosen) adlamalarıyla tanımlanmıştır (Alçıçek 2007).

Formasyon adlarının Denizli havzasında memeli fosil bulgularına dayandırılarak kullanımından dolayı bu çalışmada Kızılburun, Kolankaya adları tercih edilmemiştir.

Bunların yerine Öztürk (1981)'in Homa-Akdağ bölgesinde Pliyosen yaşlı kırıntılı-gölsel birimlere verdiği Çağlayan formasyonu, bu çalışma Geç Miyosen-Pliyosen tortulları için kullanılmıştır (Şekil 2.4).

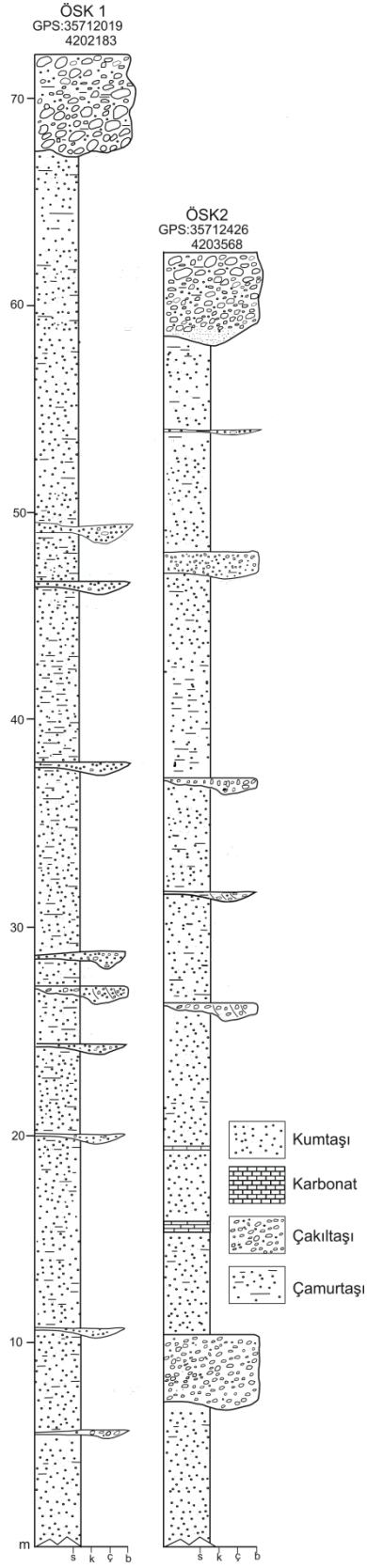
Tanım ve litoloji; Geç Miyosen tortulları çalışma alanında Çivril-İğdir'in kuzeyinde, Mahmutgazi, Belevi yöresinde konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve marnlardan oluşur. Belevi'nin GD'de kırmızımsı kahverenkli kötü boyanmalı konglomeralar, dereceli olarak kumtaşları, çamurtaşları ve killi kireçtaşlarına geçerler. Mahmutgazi ve Belevi yöresinde altta sarımsı, bej renkli kumtaşı, çamurtaşı, silttaşlarıyla başlayan istif dereceli olarak marn ve killi kireçtaşlarına geçer. Üste doğru da tekrar konglomera, kumtaşı, çamurtaşlarından oluşan kırıntılı bir birim yer alır (Şekil 2.17). Bu kesimde kalınlık değişmekle beraber 250-300 m arasındadır.

Belevi Tavşan Tepe'de ölçülü stratigrafik kesitler (ÖSK) alınmıştır. İstif ince-orta taneli kumtaşı, çakıllı kumtaşı, silttaşı-çamurtaşları ve aralarında 50 cm'ye kadar karbonat birikimleri ve en üstte ise tane boyu 100 cm'ye kadar ulaşan, kabaca tabakalı döküntü-konglomeralardan oluşur (Şekil 2.18). İstifteki kumtaşları epsilon çapraz tabakalanma gösterir. Kanal dolgularını oluşturan çakılların bileşimi genellikle ofiyolitik kayalardan türemedir. Yer yer tane ve matriks destekli olan kanallardaki çakılların ortalama tane boyu 5 cm'dir.



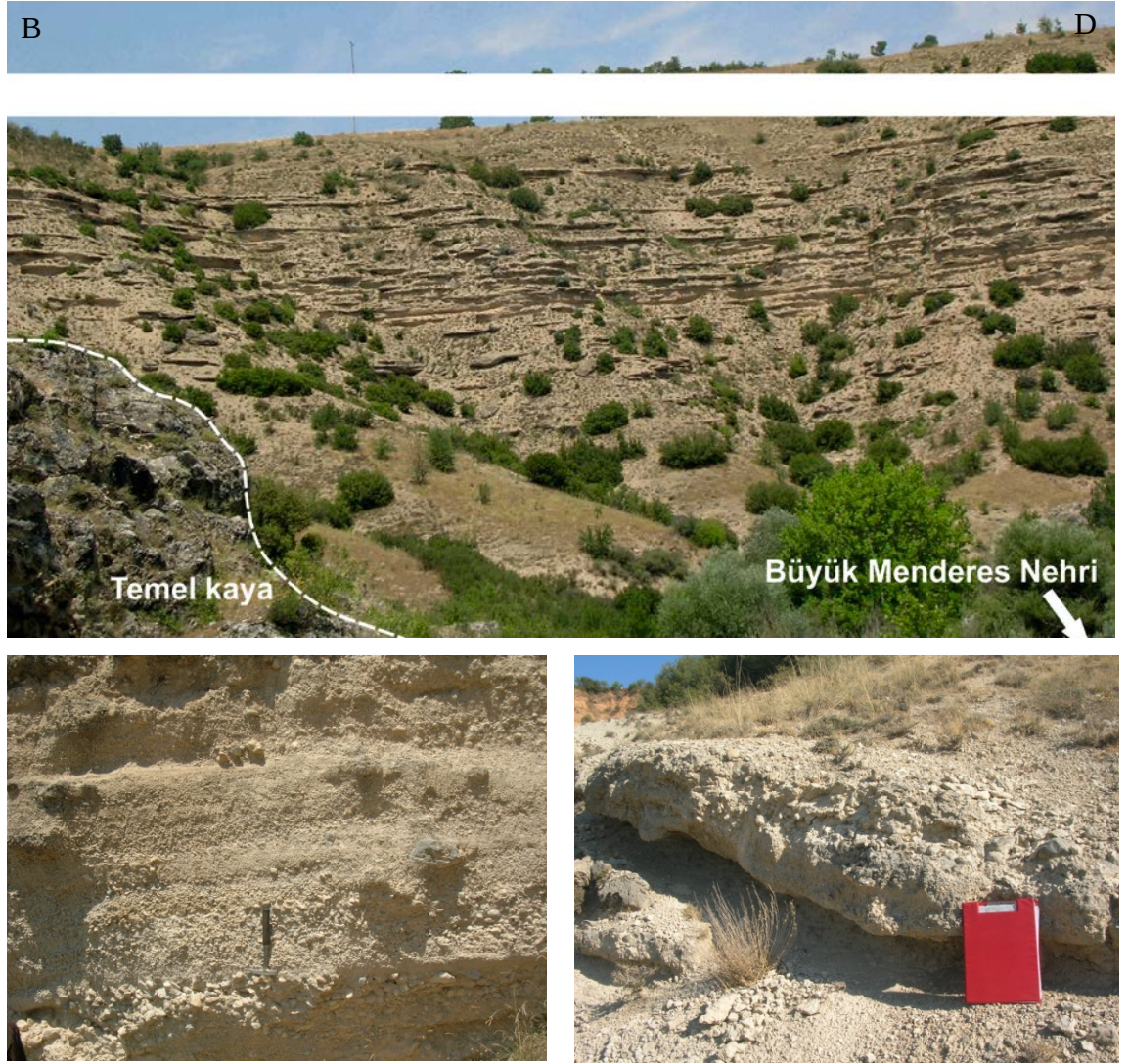
Şekil 2.17 Çağlayan formasyonunun Geç Miyosen'e ait tortullarının arazi görünümü

- a. Belevi çevresindeki tortulların görünümü
- b. Mahmutgazi yöresinin alüvyal, flüvyal ve gölsel çökellerinin uzaktan görünümü (ok: Memeli fosil yatağının -Geç Miyosen- yerini gösteriyor, Sickenberg vd. 1975, Saraç 2003)



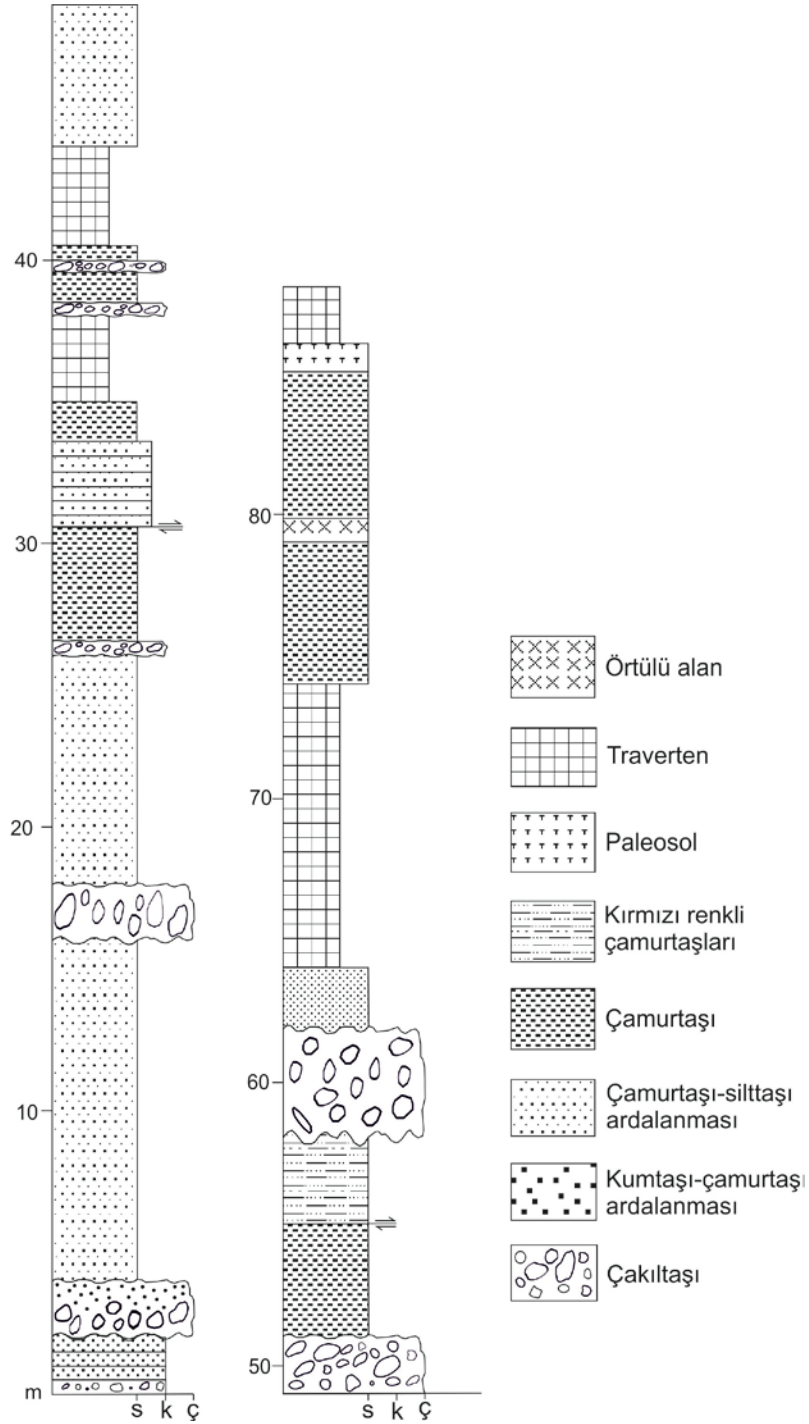
Şekil 2.18 Belevi lokalitesinde Çağlayan formasyonunun ölçülü kesiti ve saha görüntüleri

Çalışma alanında Yukarıseyit-Aşağıseyit köyleri arasında Büyük Menderes Nehrinin (BMN) aktığı vadide temel üzerine direk olarak yerleşmiş konglomeratik seviyeler bulunmaktadır (Şekil 2.19). İstifin üst kesimden itibaren yaklaşık 15-20 m'si matriks destekli konglomeralardan oluşur. Karbonat çimentolu, çakılların maksimum tane boyu 20 cm olup, ortalama tane boyu ise 0.2 cm kadardır. Çakıl bileşenlerinin çoğu temeli oluşturan Çökelez kireçtaşından türemiştir (Şekil 2.19).



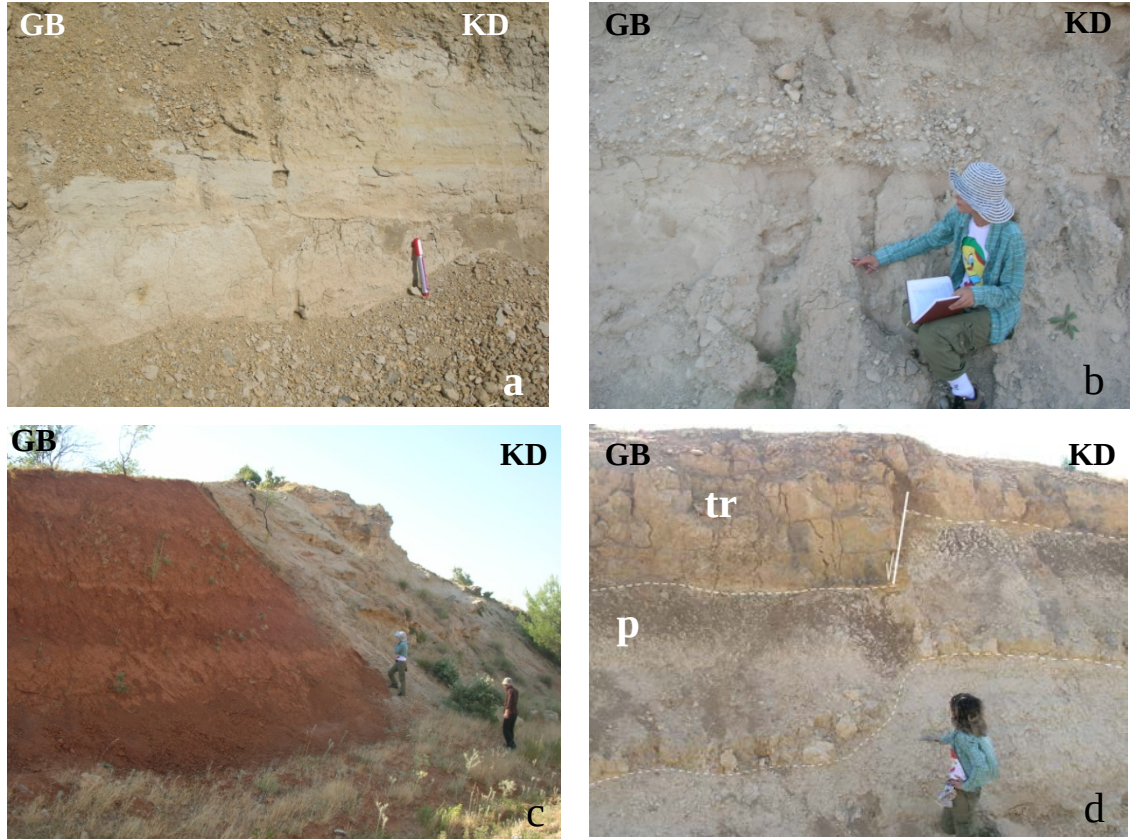
Şekil 2.19 BMN vadisinde temel üzerine gelen Çağlayan formasyonuna ait çakıltaşlarının görüntüleri

Çalışma alanının K-KD'de Çivril-İğdir yöresindeki bir yol yarmasında tabanı görülmeyen istif; silttaşı-çamurtaşı kumtaşları, çakıllı kanal dolguları, yer yer traverten oluşumları içerir. İstif, 55. m'den sonra kırmızı renkli çamurtaşlarına geçer (Şekil 2.20).



Şekil 2.20 Çivril-İğdir yol yarması Çağlayan formasyonuna ait çökellerin özellikleri

Bu kırmızı renkli çamurtaşlarının (Çağlayan formasyonu üst kesimleri) yaşının Pliyosen olduğu düşünülmektedir. Kırmızı birimler içerisinde 10 m kalınlığa kadar ulaşan travertenler oluşmuştur. Bu ölçülü kesitte istif, kalın bir traverten seviyesi ile son bulur (Şekil 2.21). Traverten oluşumları da dahil birimler arası izlenen keskin geçişler tümüyle lokal olup, grabenin aktivitesine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır.



Şekil 2.21 Çivril-İğdir K’de izlenen Çağlayan formasyonunu oluşturan kırıntılı birimler

- a. İstifin tabanındaki paralel laminalı silttaşları
- b. Çamurtaşı ve kanal dolgusu çakıllı seviye
- c. Kırmızı renkli çamurtaşları
- d. İstifin üst seviyesine doğru paleosol seviyesi (p) ve üzerine faylanma sonucu oluşmuş traverten (tr)

Yaş; Çağlayan formasyonu ve/veya batı Anadolu’da geniş alanlar kaplayan bu alacalı tortulların yaşı tartışmalıdır. Temel neden farklı bölgelerde benzer kayaların bulunmasına karşılık, bunların farklı havzalara ait olması gösterilebilir. Her havzanın dolgusu ayrıca haritalanmalı ve yaşlandırılmalıdır.

Karasal birimlerin stratigrafisi için radyometrik yaşların yanısıra güvenilir diğer bulgu memeli hayvan fosilleridir. İnceleme alanında uluslararası yayınlarda kabul görmüş bu tür memeli fosil yataklar bilinmekte olup aşağıda bunlardan bahsedilmiştir.

Saraç (2003), Mahmutgazi-Çal memeli fosil bulgu yerinde akarsu tortullarında ilk fosil bulguların Sickenberg vd. (1975) tarafından sözedildiğine değinir. Daha sonra kendisinin yaptığı araştırmada da benzer sonuçları elde etmiştir. İki araştırmacının memeli fosil bulgularından yaş Geç Miyosen (MN 11-12)'dir. Sickenberg vd. (1975) (K38°01'27.0"- D 29°24'34.9") tarafından elde edilen fosiller aşağıdaki şekilde verilmiştir (Şekil 2.17.b).

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora		Erinaceinae		
Rodentia		Murinae	Parapodemus	
Rodentia		Murinae	Huerzelerimus/Castromys	
Carnivora	Hyaenidae		Ictitherium	robustum
Carnivora	Hyaenidae		Ictitherium	cf. tauricum
Carnivora	Hyaenidae		Percrocuta	eximiya
Carnivora	Felidae		Machairodus	aphanistus
Tubulidentata	Orycteropodidae		Orycteropus	
Perissodactyla	Equidae		Hipparion	
Perissodactyla	Chalicotheriidae		? Ancylotherium	
Perissodactyla	Rhinocerotidae		Ceratotherium	neumayri
Perissodactyla	Rhinocerotidae		Chilotherium	schlosseri
Artiodactyla	Suidae		Dicoryphochoerus	
Artiodactyla	Giraffidae		Samotherium	boissieri
Artiodactyla	Giraffidae		Palaeotragus	cf. coelophrys
Artiodactyla	Giraffidae		? Helladotherium	
Artiodactyla	Bovidae		Gazella	cf. capricornis
Artiodactyla	Bovidae		Gazella	aff. gaudryi
Artiodactyla	Bovidae		Oioceros	wegneri
Artiodactyla	Bovidae		? Palaeoras	
Artiodactyla	Bovidae		? Palaeoryx	
Artiodactyla	Bovidae		? Tragocerus	
Proboscidea	Gomphotheriidae		Choerolophodon	pentelici

Saraç (2003)'de ise (K 38°01' 23.1"-D 29°24'30.0")

Fauna

Takım	Aile	Cins
Perissodactyla	Equidae	Hipparion
Artiodactyla	Bovidae	

Çalışma alanındaki bir diğer fosil lokalitesi Ağustos 2006'da yapılan kapsamlı arazi çalışmaları sonucunda, Çal-Şapçılar ilçesinin batısında (GPS: 35 712161 D, 42 21506 K) akarsu çökellerinde tarafımızdan saptanmıştır (Şekil 2.22). Bunlar akarsu çökelleridir. Arazideki Geç Miyosen yaş tanımlaması, fosilin sonra *Samotherium sp.*, *Gazella sp.*, tanımlanmasıyla kesinleşmiştir. Daha sonraki kapsamlı araştırma 2007-2008 yıllarında Ege Üniversitesi-Tabiat Tarihi Müze araştırmacıları tarafından yapılmış ve Geç Miyosen (Turoliyen-MN12) fauna listesi Kaya vd. (2008)'de ARTIODACTYLA-Suiade, *Microstonyx sp.*, Giraffidae, *Paleotragus sp.*, *Samotherium sp.*, Bovidae, *Palaeoreas cf. Elegans*, *Gazella sp.*, *Palaeoryx pallasii*, PERISSODACTYLA-Chalicotheriidae, *Ancylotherium pentelici*, Equidae, *Hipparion sp. I.*, *Hipparion sp. II.* olarak verilmiştir.

Bu fosil bulguları paleosol içeren Çağlayan formasyonunun alt seviyelerinin Geç Miyosen, üst seviyelerinin de Pliyosen olduğunu kesinleştirmiştir.



Şekil 2.22 Çal-Şapçılar B'de çamurtaşlarında bulunan Geç Miyosen yaşlı fosil bulgu yerinin arazi görüntüsü

Ortam; Çalışma alanında, Geç Miyosen yaşlı tortulların litolojik, sedimentolojik özelliklerinden iki farklı ortamda oluştukları söylenebilir. Birincisi ince taneli konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşlarından kurulu kısım olup iraksak alüvyal yelpaze ortamını yansıtır. Bu birimleri üzerleyen killi kireçtaşı-marnlı seviyeler ise sığ bir göl ortamını temsil etmektedir. Aşağıseyit-Yukarıseyit köyleri arasındaki BMN'in oluşturduğu vadide temel üzerine doğrudan gelen çakıllı seviyeler, alüvyal yelpazenin dağıtım kanallarının göle boşaldığı alanlardır (Şekil 2.19).

Geç Miyosen depolanması Pliyosen sonuna kadar devam eder. Pliyosen döneminde asıl çalışma konusunu oluşturan paleosol seviyeleri ile marn, kumtaşı, killi kireçtaşlarından oluşan Killik formasyonu yer alır. Çağlayan formasyonunun üst kesimlerinde Çal-Bekilli arasında depolanmış bu paleosol içeren birimler ayrıntılı olarak Bölüm 3'te sunulmuştur.

2.3.3 Killik Formasyonu fasiyesleri ve oluşum ortamı

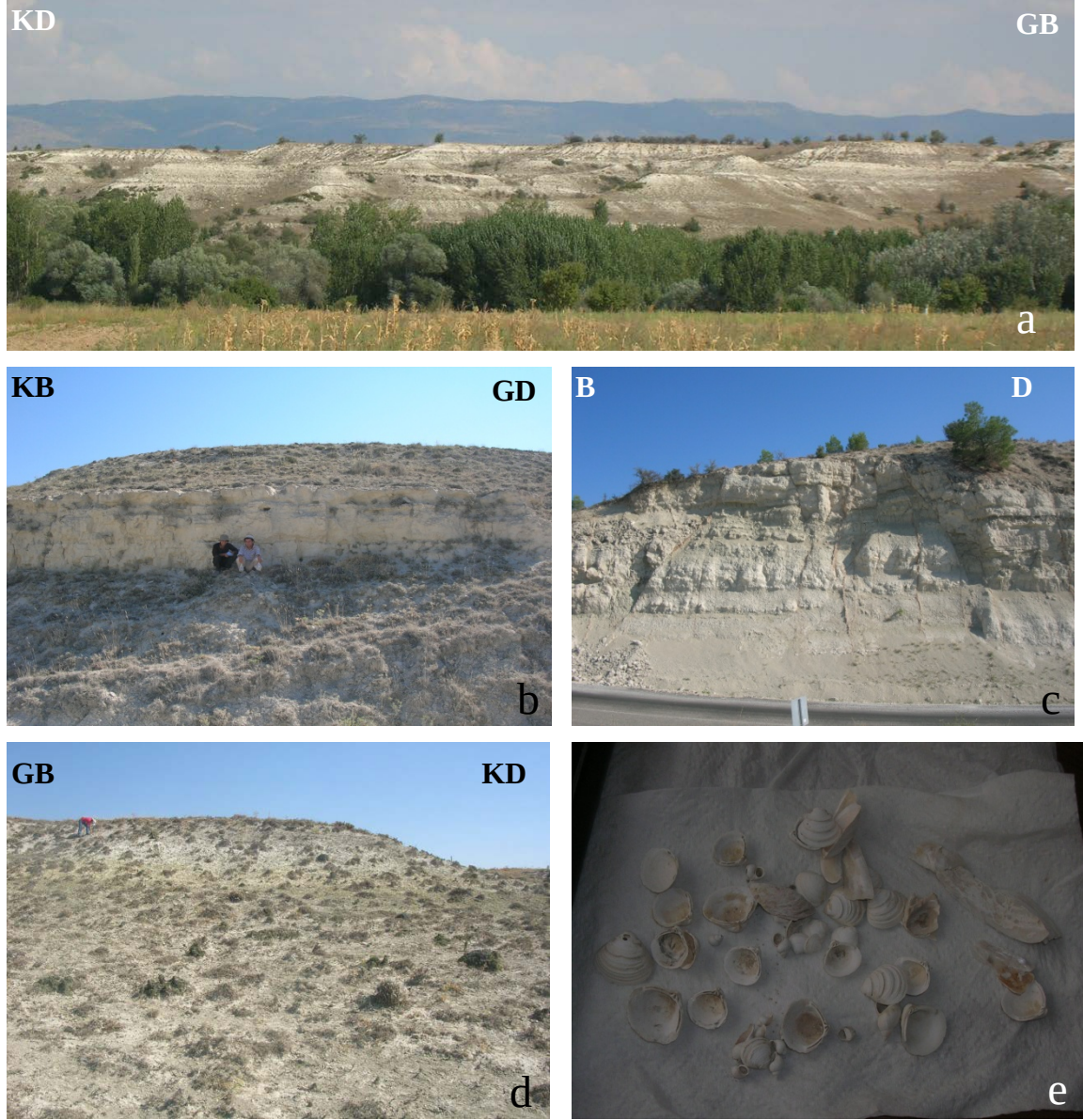
Tanım-litoloji-yaş; Geç Miyosen birimleri üzerine uyumlu olarak gelen bu formasyon İsabey, M.gazi, Yukarıseyit (L22c3) köyünden başlayıp Aşağıseyit (L22c3), Gelinören ve Dayılar köyüne (L23d4) kadar yayılım gösterir. Formasyon, marn, kumtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.3-2.4,2.23).

Formasyon ilk kez Konak vd. (1986) tarafından Çal-Denizli yolu üzerindeki Killik mevkiinde (L22c3), Çökelez Dağı doğusunda ve Sakızcılar (L22c4) yöresindeki kumtaşı, açık yeşil renkli marn, killi kireçtaşı ve tuf katkılı birimler için kullanmış ve yaşını stratigrafik konum ve bölgesel deneştirmelerden Geç Miyosen olarak önerilmiştir (Şekil 2.5).

Sözbilir (1997) Belevi grubunun orta kısmına koyduğu ve içerdiği *Planorbis sp'* ye göre yaşının Erken Pliyosen olabileceğini belirtmektedir.

Eylül 2006 döneminde Gelinören köyünden toplanan fosiller (*Planorbis (Tropidiscus) skhiadicus* Bukowski, *Corbicula fluminalis* (O.F. Müller), *Valvata greria bukowski*,

Pisidium sp., *Pyrgula sp.*, *Bulimus sp.*) bölümümüz öğretim üyesi G. Taner (Ankara Üniversitesi) tarafından tanımlanmış ve stratigrafik düzeyinin Pliyosen ve akarsu ortamı olduğu belirtilmiştir. Aynı bölgede Wesselingh ve Alçiçek (2010) *Monodacna imrei sp.* ile formasyonun yaşının Pliyosen olduğunu belirtirler.



Şekil 2.23 Killik formasyonu oluşturan marn, killi kireçtaşlarının arazi görünümü

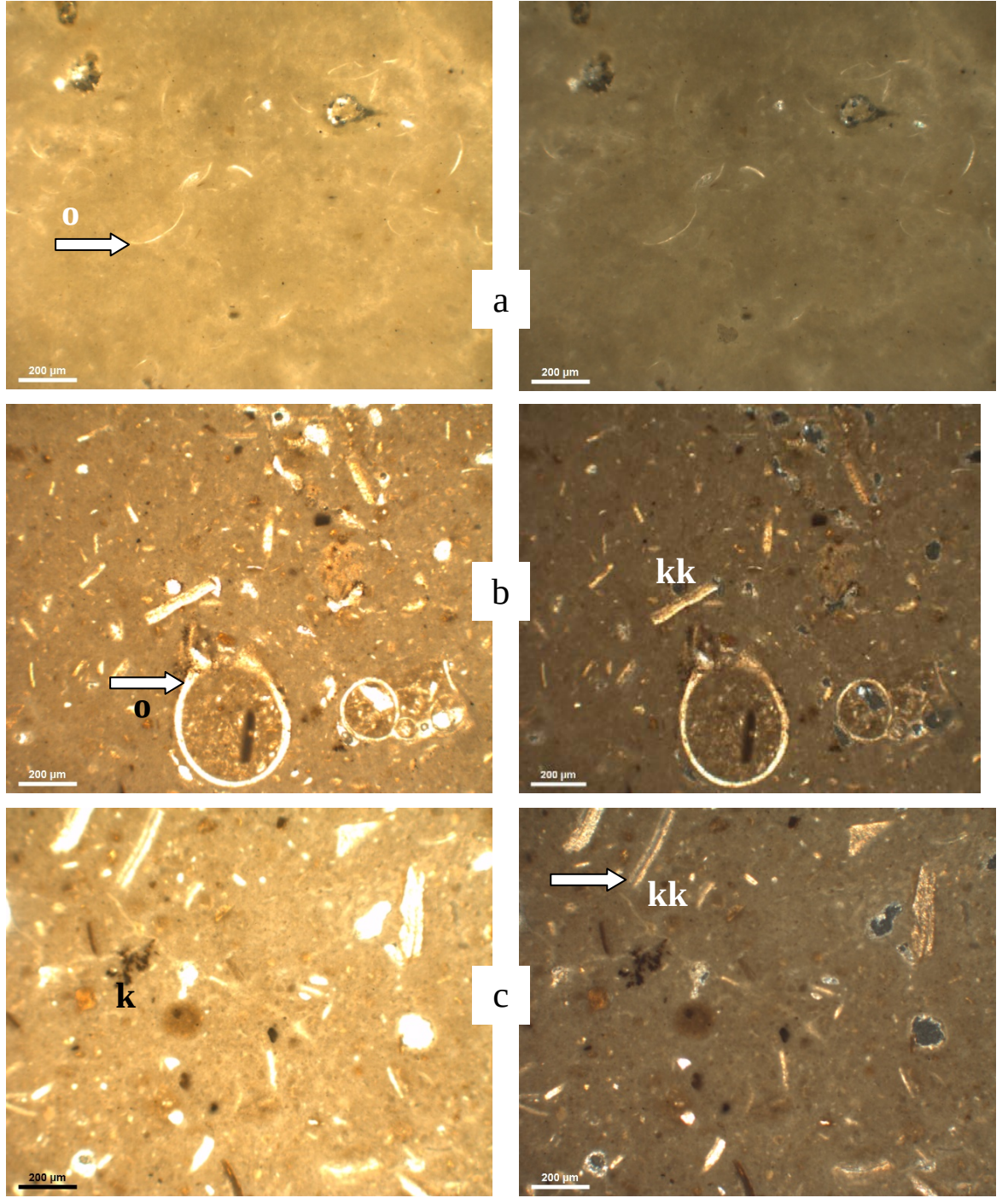
- a. Formasyonun panoramik görüntüsü (Aşağıseyit köyü yol üzeri).
- b. Aşağıseyit köyü çevresi.
- c. Yukarıseyit köyü girişi
- d. Gelinören köyündeki tortullar
- e. Gelinören köyü çevresinden toplanan fosiller

Formasyonun tabanı izlenememekle beraber görünür kalınlığı 50 m'yi geçmez. Litolojisi açık yeşil-beyaz renkli marn, bunlarla yer yer ardalı killi kireçtaşı, kumtaşlarından oluşur (Şekil 2.23). Killi kireçtaşlarının tabaka kalınlıkları 10-30 cm arasındadır (Şekil 2.23.b). İçerisinde ostrakod, gastrapod kavkıları, kuruma çatlakları ve kök izleri vardır. Kumtaşlarının kalınlıkları 5-15 cm, tane boyları inceden kabaya doğru artar.

Killi kireçtaşı ve marnlardan yapılan ince kesitlerde tipik olarak çoğunlukla mikrit ve düşük oranda sparit egemen olup ostrakod, gastrapod, kök izleri de gözlenir (Şekil 2.24). Aşağıseyit köyünden alınan örnekler de makrofosil parçaları ve seyrek olarak ekstraklast içerir. Kayacın genel bileşimi mikrit olup çatlaklar sparit ile doldurulmuştur (Şekil 2.24.a). Gelinören köyü örneklerinde ise genelde mikrit bağlayıcı hakim olup sparit azdır. Diğer taraftan bu örnekler, makrokavkılar, ostrakod, çok az gastrapod kavkıları da içermektedir. Mangan sıvımalı kök izleri, detritik taneler kayaçtaki diğer bileşenlerdir. Birimin karbonatlı kısımları Folk (1959) sınıflamasına göre biyomikrit ve Dunham (1962)'a göre de vaketaşıdır.

Ortam; Killik formasyonunu oluşturan tortulların sedimantolojik özellikleri gölsel bir ortamı; killi kireçtaşı ve marnlarda bulunan organizmalar da tatlı su ve ortamın sığ bir ortamında depolanmayı işaret eder (Tucker ve Wright 1990, Platt ve Wright 1991). Killi kireçtaşlarındaki kök izleri ve kuruma yapıları göl tabanının atmosferle kısa süreli de olsa temas ettiğini gösterir. Detritik bileşenlerin varlığı akarsuların göle kavuştuğu göl kıyısı ortamlarını göstermektedir (Reading 1996).

Çalışma alanının GGD'de Göktaş vd. (1989) Hasandede Grubunun Pliyosen yaşlı çökellerini Akarca formasyonu olarak adlandırmıştır. Başlıca marn ve killi kireçtaşlarından oluşan birimler formasyona adını verdiği Akarca köyü (Denizli M23b1) ile Gökçek-Evciler (Uşak L23c3) yöresinde izlenir (Şekil 2.25) ve GB Anadolu'da yaygın olarak gelişmiş '*Milet formasyonunun*' stratigrafik eşdeğeri olduğu düşünülür (Göktaş vd. 1989). Önceki bölümde Üst Miyosen çökellerinde anlatılan ve Kızılören formasyonu olarak tanımlanan kırıntılı birimlerle yanal ve düşey geçişli olan Akarca formasyonu, Killik formasyonu ile benzer özelliktedir.



Şekil 2.24 Killik formasyonunu oluşturan kayaçların tek nikol ve çift nikol görüntüleri

- a. Aşağıseyit köyünden alınan kötü yıkanmış biyosparit.
b. Gelinören köyünden alınan biyomikrit
c. Kötü yıkanmış biyosparit (o:ostrakod, kk:kavkı ve k: kök izleri)

Ortam; Killik formasyonunu oluşturan tortulların sedimentolojik özellikleri görsel bir ortamı; killi kireçtaşı ve marnlarda bulunan organizmalar da tatlı su ve ortamın sıg bir

ortamında depolanmayı işaret eder (Tucker ve Wright 1990, Platt ve Wright 1991). Killi kireçtaşlarındaki kök izleri ve kuruma yapıları göl tabanının atmosferle kısa süreli de olsa temas ettiğini gösterir. Detritik bileşenlerin varlığı akarsuların göle kavuştuğu göl kıyısı ortamlarını göstermektedir (Reading 1996).

Denizli ve Acıgöl havzaları inceleme bölgesinden ayrı ayrı bir depolanma alanları oldukları düşünülürse, benzerliğe karşın, bunları aynı havzaya ait olduklarını düşünmek yanıltıcı olabilir. Eş yaşlı oldukları ise açıktır (Şekil 2.5).



Şekil 2.25 Killik formasyonunun eşdeğeri olan Akarca formasyonuna ait kayaçların arazi görüntüsü

2.3.4 Kuvaterner tortulları

İnceleme alanında Kuvaterner yaşlı tortullar başlıca Çivril-Baklan Grabeni içerisindeki eski yamaç döküntüleri, eski bataklık-göl tortulları, BMN'nin alüvyonları, yelpaze çökelleri ve yamaç döküntülerinden oluşur (Şekil 2.3-2.4). Yukarı yatağı Çivril-Baklan Grabeni içerisinde akan BMN'nin taşıdığı/bıraktığı alüvyonlarla Holosen yaşlı birimlerin gelişimi günümüzde de devam etmektedir (Şekil 2.26.d).

Çivril-Baklan Grabenini sınırlayan fayların önünde birleşik büyükçe veya tek olarak alüvyon yelpazeleri ile yamaç molozları ve döküntüleri oluşmuştur (Şekil 2.26.a). Bunların en büyüğü Beşparmak Dağı önündeki birleşik alüvyon yelpazeleri ile Işıklı Gölün hemen KD'deki yelpazelerdir. Graben içerisinde yapılmış sondajların ilk 60

m’de bu tortullar kesilmiştir. Ancak genel olarak Çivril-Baklan-Dinar Grabeninde 90 m’ye ulaşan Kuvaterner çökellerinin varlığı bilinmektedir (Şekil 2.4, 2.28).

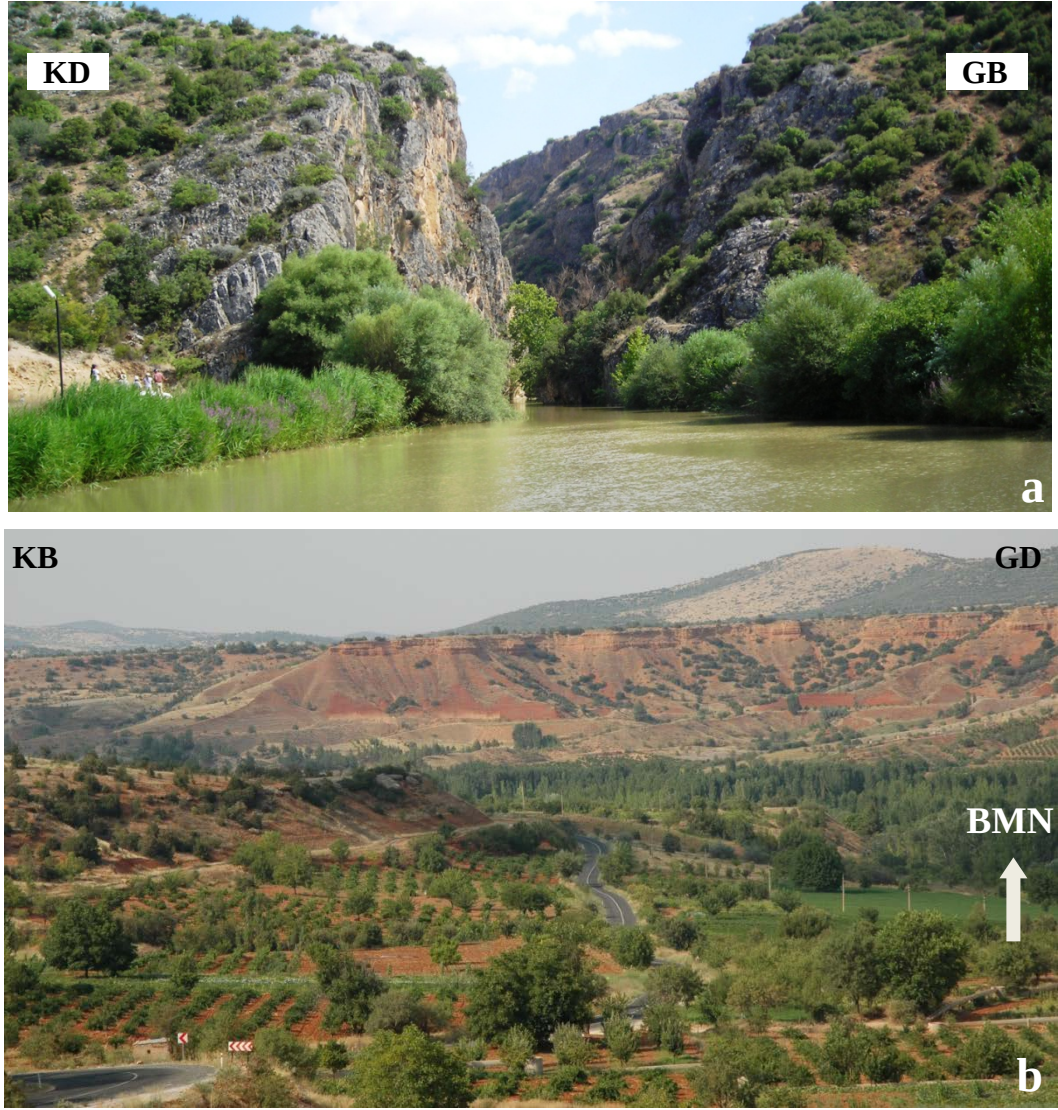
Kuvaterner tortullarının oluşum alanı ve yayılımlarına, bu devir öncesinde meydana gelen Çivril-Baklan Grabeni kenarındaki blok faylanmalar neden olmuş olabilir. BMN Dinar-Suçikan mevkiinden çıkıp önce Gökgöl’e sonra Işıklı Gölü’ne ulaşır. Işıklı Gölü 65 km²’lik yüzey alanına sahip, Işıklı su kaynağının önündeki bataklığa kurulan setle oluşturulmuş ve derinleştirilmiştir (Ismael 2009). Işıklı Gölü’nün çıkış ayağı olan BMN Çivril ovasında KD-GB yönünde menderesler çizerek akar. Nehir, Çal ilçesinin GD’de akış yönünü değiştirerek, graben tabanındaki önceki bölümde anlatılan beyaz-açık yeşil renkli marn ve killi kireçtaşlarından oluşan Pliyosen yaşlı Killik formasyonundaki tortulları aşar. Benzer şekilde yine grabenin tabanında, BMN dirseğinin GGB kesiminde oldukça geniş bir alanda önceki bütün jeoloji haritalarında alüvyon olarak işaret edilmesine karşın, mavi renkli, bol organik maddeli marnların varlığı saptanmıştır (Kazancı vd. 2011) (Şekil 2.26.b). Killik formasyonunun beyaz renkli, bol kırıntılı, killi marnlarını uyumsuzlukla örten bu sığ göl-bataklık çökellerinden alınmış örneklerde *Monodacna didacnoides* Andrussow Pleyistosen olarak yorumlanmıştır (G. Taner, sözlü görüşme). Bu tortullar ayrıca tatlı su gastropodları da içerir. Bu tortulların kalınlığı DSİ sondaj loglarında 30 m’dir. İstife ait mostralar ovadaki drenaj kanallarında kolayca izlenebilir (Şekil 2.26.c).

Çivril-Baklan grabeninin GB ucunda dirsek yapıp akış yönünü değiştiren nehir killi marnlı birimlerden sonra Çökelez kireçtaşlarını aşar ve Kısık Kanyonunu oluşturur (Şekil 2.27.a). Bu kısımda KB-GD doğrultusunda akan nehrin yatağını derine kazması sonucu çalışma konusunu oluşturan paleosol seviyelerinin en iyi mostraları açığa çıkmıştır (Şekil 2.27.b). Yaklaşık 60-65 m derinlikli bu gömülü vadide akan nehir, bu vadiden batı yönünde akarak Adıgüzel barajına ulaşır.



Şekil 2.26 Çivril-Baklan Grabeni ve tortullarının arazi görünümü

- a. Çivril-Baklan grabeninin Karabedirler-Çivril yolundan görünümü
- b. Graben içerisindeki Kavakköy yakınındaki tortulları
- c. Konak-Hadım köyleri arasındaki Kuvaterner göl tortulları
- d. BMN'nin akarsu tortullarının arazi görüntüleri

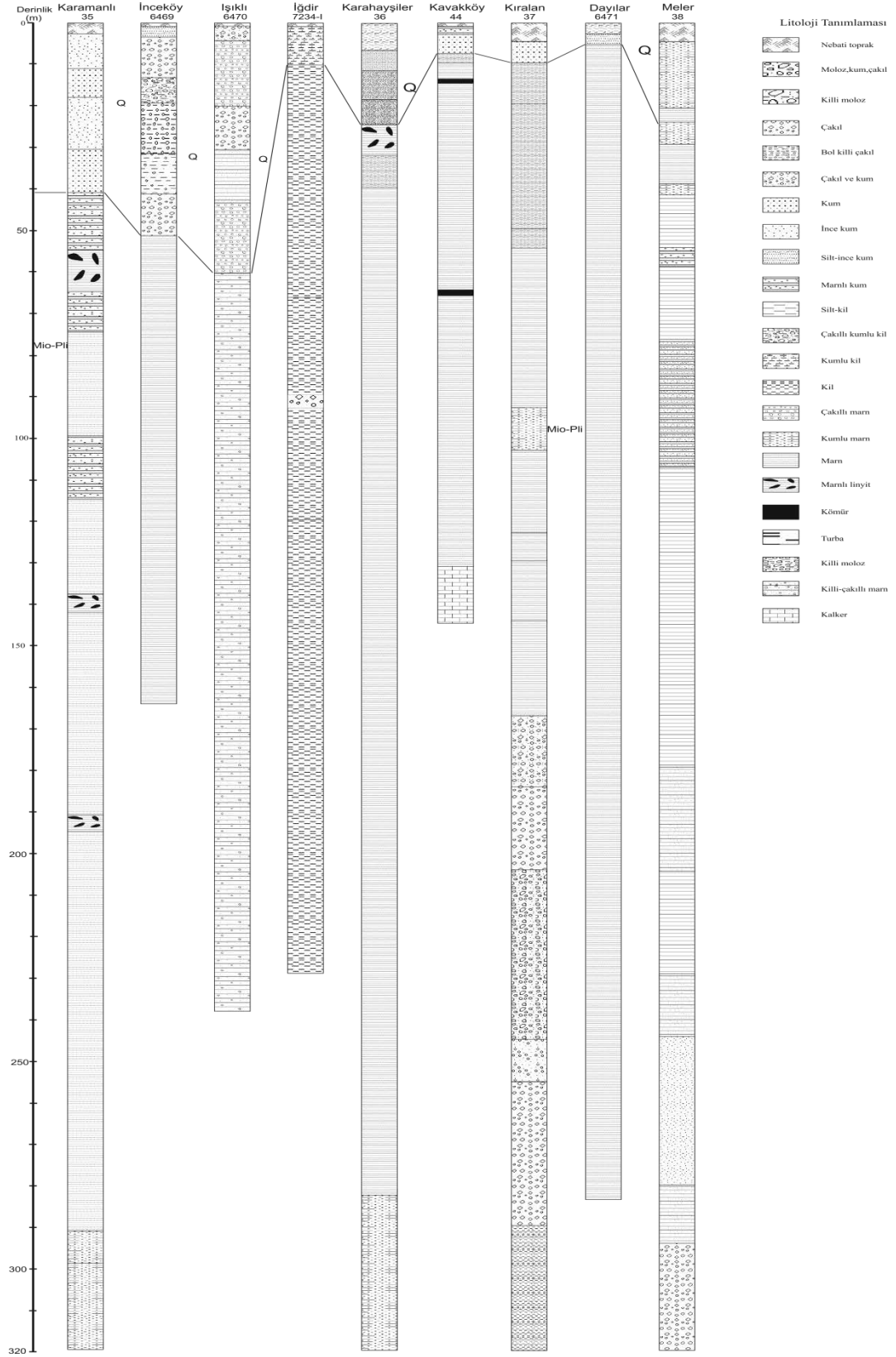


Şekil 2.27 BMN'nin Çal havzasındaki görünümü

- a. BMN'nin Çökelez kireçtaşlarında oluşturduğu Kısık kanyonu ile
- b. Çal yöresinde yatağını derine kazması sonucu açığa çıkan paleosol seviyelerinin görünümü

2.3.5 Yeraltı jeolojisi verileri

Bu bölümde DSİ tarafından 1986, 1990'lı yıllarda açılmış sondajlardan elde edilen veriler değerlendirilmiş ve arazide gözlenen birimler ile korele edilmiştir. Çalışma alanında Çivril-Baklan Grabeni içerisinde ve grabenin GB ucu ile Çal-Bekilli arasında yapılmış sondajlar ayrı ayrı ele alınmıştır (Şekil 2.28- 2.29-2.30, Ek 1, 2).



Şekil 2.29 Çivril-Baklan grabeni içerisindeki sondaj logları (DSİ 1958, 1965)

Çalışma alanında yüzeyde mostra veren Geç Miyosen tortulları genelde sarımsı-bej, beyaz renklerde, Pliyosen yaşlı tortullar ise kırıntılı olanları kırmızı, gölsel olanları (Killik formasyonu) açık yeşil-beyaz renklidir. Sondaj logunda kesilen bu birimler İğdir köyünün hemen kuzeyinde Çivril-Sivaslı yol yarmasında ÖSK'ı alınan birimlerin eşdeğeri olarak düşünülmüştür (Şekil 2.20).

Karamanlı köyü sondaj kuyusunda (sondaj no:35) 42.m'ye kadar Kuvaterner'e ait dağılgan kumlar geçilmiştir. Sondajda 45-55 ve 138-145.m'lerde marnlı linyit, 192-195. m'de ise linyit kesilmiştir. Kuyu tabanı 320 m olup, 42-320 m arası tümü Neojen tortullarıdır (Şekil 2.29, Ek 1).

Karamanlı köyünün hemen 3-3.5 km batısında İnceköy sondajında (sondaj no: 6469) ise ilk 52 m.'lik Kuvaterner'e ait kumlu, sonraki killi, çakıllı seviyeden 164.8. m olan kuyu tabanına kadar Neojen'e ait koyu gri-yeşil renkli plastik yapılı, kokulu, gazlı marn seviyesi izlenmiştir (Şekil 2.29, Ek 1).

Grabenin merkezinde 3 adet sondaj bulunmaktadır. Bunlardan Karayahşiler köyü kuyusunda (sondaj no: 36) ilk 25 m'ye kadar kumlu, killi, yer yer marnlı Kuvaterner tortulları izlenmiştir. 25-35. m'de marnlı linyit seviyesinden 192. m'ye kadar marn, 192-320 m arasında ise kumlu marnlı Neojen tortulları kesilmiştir (Şekil 2.29, Ek 1).

Kavakköy sondajı ise 145 m derinliktedir. Kuvaterner'e ait ilk 8 m'si killi, kumludur. Bu seviyeden itibaren 131. m'ye kadar marn geçilmiş olup 14-15. m'de kömürlü marn, 64.5-66 m'de kömür içermektedir. 131-145 m ise grimsi beyaz renkli, boşluklu kalker bulunur (Şekil 2.29, Ek 1).

Havza merkezindeki Kırılan köyüne yakın açılan kuyuda (sondaj no:37) ilk 10 m'lik kumlu-killi alüvyondan sonra 55. m'ye kadar kumlu, marnlı seviye gelir. 55-168. m arası mavimsi-gri renkli plastik marn'dan sonra 168-185. m arası konglomera, kum, çakıl, killerden oluşan kırıntılı seviye izlenir. 55.m'deki marnlar graben içerisindeki Kuvaterner gölünün tortullarıdır (Kazancı vd. 2011). Bu seviyeden sonra geçilen

mavimsi renkli marnlar Pliyosen ile daha alttaki kırıntılı seviye ise Geç Miyosen'e ait tortullardır.

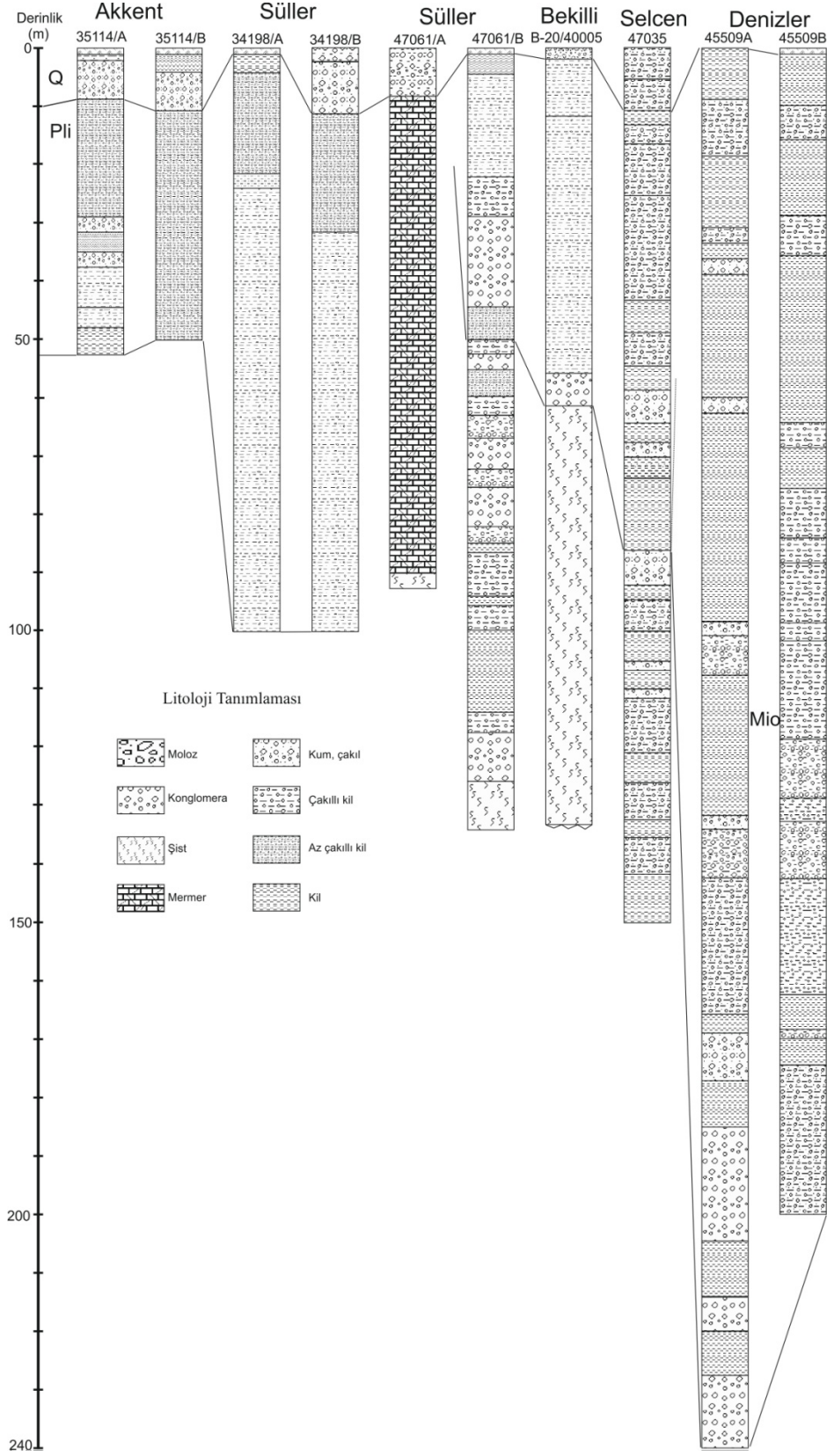
Çivril-Baklan grabeninin GB kısmına yakın olan Dayılar köyü sondajının (sondaj no: B-20/6471) 6 m'lik killi, siltli, ince kumlu seviyesinden sonra 283 m'lik kuyu tabanı kadar yeşil renkli marn kesilmiştir (Şekil 2.29, Ek 1). Kuvaterner gölü bu kısımları kapladığından dolayı bu tortullar Pliyo-Kuvaterner olmalıdır. Marn, killi kireçtaşından oluşan Killik formasyonu bu alanda yaygın şekilde mostra verir (Şekil 2.3).

Grabenin GB ucunda yapılmış İsabey'in 6 km doğusunda yer alan Meler köyü sondajında ise (sondaj no: 38) ilk 25 m'ye kadar kumlu, marnlı birimler kesilmiştir. Bu seviyeden 320 m'lik kuyu tabanı kadar mavimsi gri renkli plastik yapışkan marn, kumlu marn, gre'den oluşan Neojen yaşlı tortullar belirlenmiştir (Şekil 2.29, Ek 1).

Çalışma alanının GB ucunu oluşturan Denizler-Çal yoluna yakın yapılan 200 ve 240. m'ye kadar inen iki adet sondajda (sondaj no: 45509 A/B) tümüyle bej, açık renkli kil, killi-çakıllı seviyeler kesilmiştir. Bu seviyelerin arazide açık pembe, bej renkli kırıntılı yer yer gölsel seviyeler bulunduran Üst Miyosen birimlerinin sondajlarında kesilen bölümü olarak düşünülmüştür (Şekil 2.29, Ek 1).

B- Çal-Bekilli ilçeleri sondajları

Çal-Bekilli-Süller-Denizler bölgelerinde yapılmış 10 adet sondaj bulunmaktadır (Şekil 2.28, 2.30, Ek 2). Bu sondajlardan Çal-Akkent'te açılan 50 ve 52 m'lik iki kuyunun (35114 A/B) yaklaşık ilk 10 m'si tutturulmamış güncel toprak, kum, çakıl, kil gibi Kuvaterner'e ait olan birimler izlenmiştir. 10. m'den kuyu derinliği kadar (52 m) az çakıllı kırmızı renkli killer kesilmiştir. Pliyosen yaşlı olabileceği düşünülen bu birimler arazide de yaklaşık 50-100 m arasında değişen kalınlıkta bulunurlar (Şekil 2.30, Ek 2).



Şekil 2.30 Çal-Bekilli çevresindeki sondaj logları (DSİ 1958, 1986, 1994)

Süller bölgesinde açılmış iki adet sondajlarda (34198 A/B) yine yaklaşık ilk 10 m'lik Kuvaterner birimlerinden itibaren 50.m'ye kadar kırmızı killi ve az çakıllı Pliyosen yaşlı kırıntılılar bulunurlar. Yine aynı bölgede Bekilli-Süller ilçeleri arasında açılmış 47061-A nolu sondajda ilk 8 m'lik Kuvaterner moloz biriminden sonra temel birimlere geçilmiştir (Gömce formasyonu). Süller-Bekilli arasında yapılmış 47061-B no'lu sondajın ilk 1 m'lik Kuvaterner birimlerinden itibaren 50.m arası kırmızı killi, çakıllı Pliyosen yaşlı devamında kuyu derinliği kadar olan 125.m'ye kadar açık, bej renkli siltli, killi çakıllı Geç Miyosen yaşlı tortullar izlenmiştir (Şekil 2.30, Ek 2).

Bekilli ilçe merkezine yakın sondaj kuyusunda (B-20/40005) ilk 2 m'lik gevşek tutturulmamış seviyeden 61. m'ye kadar Pliyosen yaşlı çakıllı kırmızı killi seviyeler izlenmiş ve bu seviyeden kuyu derinliğine (253 m) kadar olan kısımda ise temel ait şist, mermer birimleri bulunur (Şekil 2.30, Ek 2).

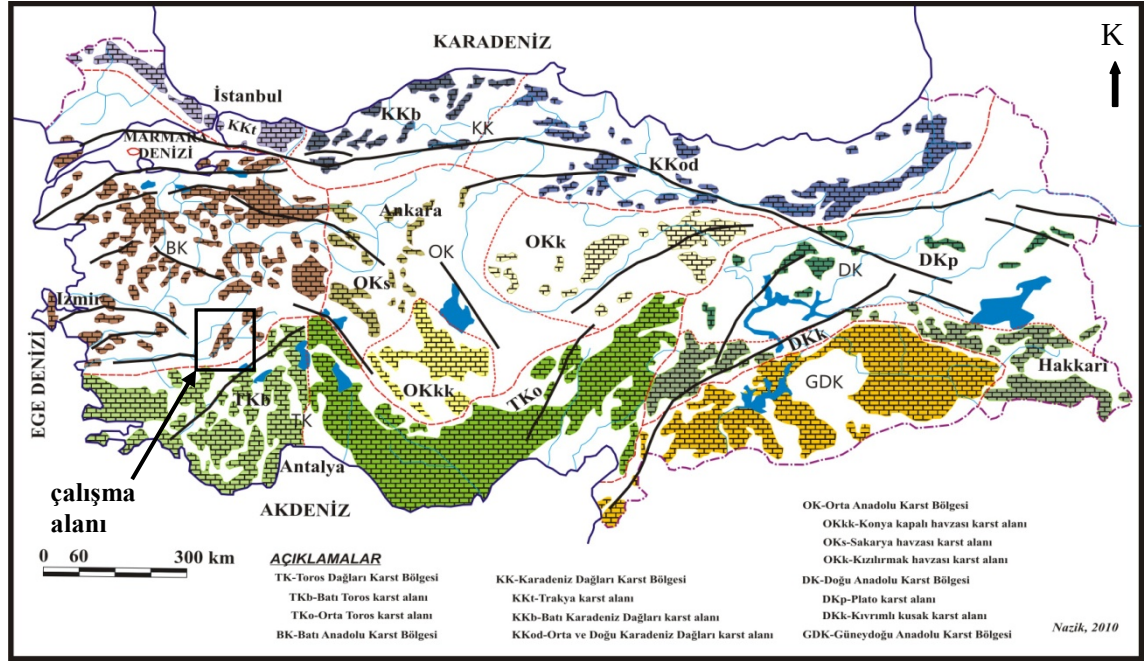
Çal ilçesi-Selcen beldesi sondajında ise 10.m'ye kadar kil, kum, çakıllı seviyeden sonra 86.m'ye kadar yine kırmızı renkli kil ile yer yer kum-çakıl birimleri izlenmiş (Pliyosen), bu seviyeden kuyu derinliğine (150 m) kadar da killi, kumlu, çakıllı birimler (Üst Miyosen) yer almaktadır (Şekil 2.30, Ek 2).

2.4 Çal Bölgesinde Karstlaşma Olayları ve Karst Yapıları

Geçmiş dönemlerde hidrolojik sistem etkisiyle gelişmiş karstik oluşumlar ‘paleokarst’ olarak tanımlanmıştır (Wright 1991). Çoğu karstik oluşumlar çok küçük ölçekten başlayıp, ikincil porozitelerin artmasıyla çok büyük ölçeklerde boyutlara ulaşabilir. Sedimanter kayıtlardaki çoğu paleokarstik alanlar, meteorik suyla ilişkilidir ve bunların çoğu günümüz meteorik karst oluşumlarına benzerdir (Ford ve Williams 1989). Paleokarstik oluşumlar hem karasal hem de denizel ortamlarda gelişebilir. Paleokarstlaşma zaman, tektonik östatik, paleoklimatoloji ve paleohidrolojik gibi etkenlere bağlı olarak gelişir. Karstlaşma ile oluşan çukurluklar sonraki zamanlarda taşınan malzeme ile doldurulmuşlardır.

Anadolu’da Paleotektonik dönem sonu, Neotektonik dönem başlangıcında karstlaşma yönünde önemli değişiklikler meydana gelmiştir. Sıkışmayla yaygın nap ve ofiyolit yerleşimlerinin hakim olduğu Paleotektonik dönem sonu, Batı Anadolu’da yaygın karstik süreçlerin başladığı döneme karşılık gelir. Bu döneme ait karst yapılarının bir kısmı, Neojen serilerinin altında örtü olarak korunurlar. Neotektonik dönem, hızlı yükselimler ve hızlı aşınımları da beraberinde getirmiştir. Miyosen dönemi, aynı zamanda Anadolu’da çarpışma rejimi sonrasındaki karstik havzaların dolmaya başladığı dönem olarak bilinir. Dolayısıyla Anadolu’nun morfolojik ana çatısı da büyük ölçüde bu dönemle birlikte belirmeye başlamıştır (Türk vd. 2008).

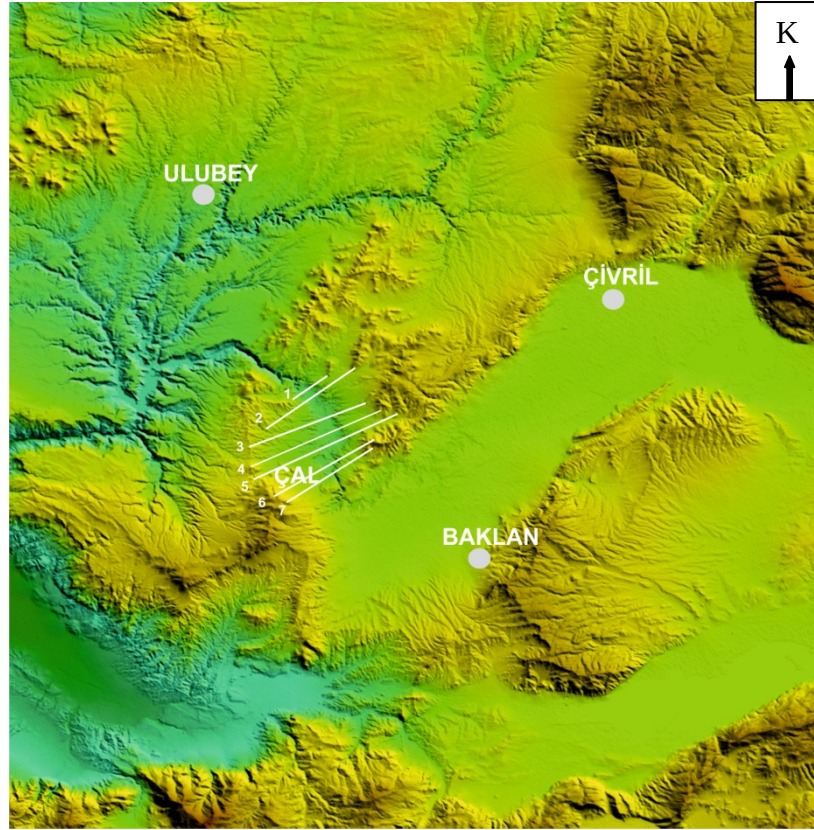
Ülkemizin karstik alanları, karstlaşmayı gerçekleştiren jeomorfoloji, paleocoğrafya, iklim, bitki örtüsü, zaman ve yeraltı su kaynakları gibi faktörlere göre altı karst bölgesi ve dokuz karst alanına ayrılmıştır (Nazik 2004) (Nazik ve Tuncer 2010, Şekil 2.31).



Şekil 2. 31 Türkiye karstik bölgeler haritası (Nazik ve Tuncer 2010'dan alınmıştır)

Batı Anadolu Karst bölgesine düşen Çal havzasının bölge morfolojisi, temel kayaların litolojisi, harita görünüşleri ve arazi yapısı paleokarstik bir çukur olabileceğini gösterir. Paleotektonik dönem sonu (Erken-orta Miyosen) Batı Anadolu ve yakın çevresinde (Toros dağları kuşağı) yaygın olarak gelişen karstlaşmanın ürünü olan bu çukurluk, sonraki dönemde (Pliyosen) çevre kayalardan aşınan ve akarsularla taşınan bu tortullar ile doldurulmuştur. Bu karstik çukurun kenar kısımlarından itibaren başlayan hafif eğimli, kaba kırıntılı malzeme havza ortasına doğru yer yer merceksi kum-çakıl kanallardan oluşmuş silttaşları ve çamurtaşlarına geçer. Akarsuların taşkın düzlüğünde depolanan bu tortullar üzerinde ardalı paleosol seviyeleri gelişmiştir. Yatay ve deformasyondan az ya da hiç etkilenmemiş olan bu seviyeleri, sonraki dönemde (Kuvaterner) gelişen kaba kırıntılı malzemelerden kurulu alüvyal, moloz malzemesi üzerlemiştir. Böylelikle paleosol seviyeleri aşınma süreçlerinden kısmen korunmuşlardır. Kuvaterner aşınım yüzeyleri ile düz bir plato görünümü kazanmış olan bu tortullar, Geç Pleyistosen-Holosen'de Büyük Menderes Nehrinin bu tortulları deşerek yatağını derinleştirmesi sonucu bugünkü görünümünü kazanmışlardır.

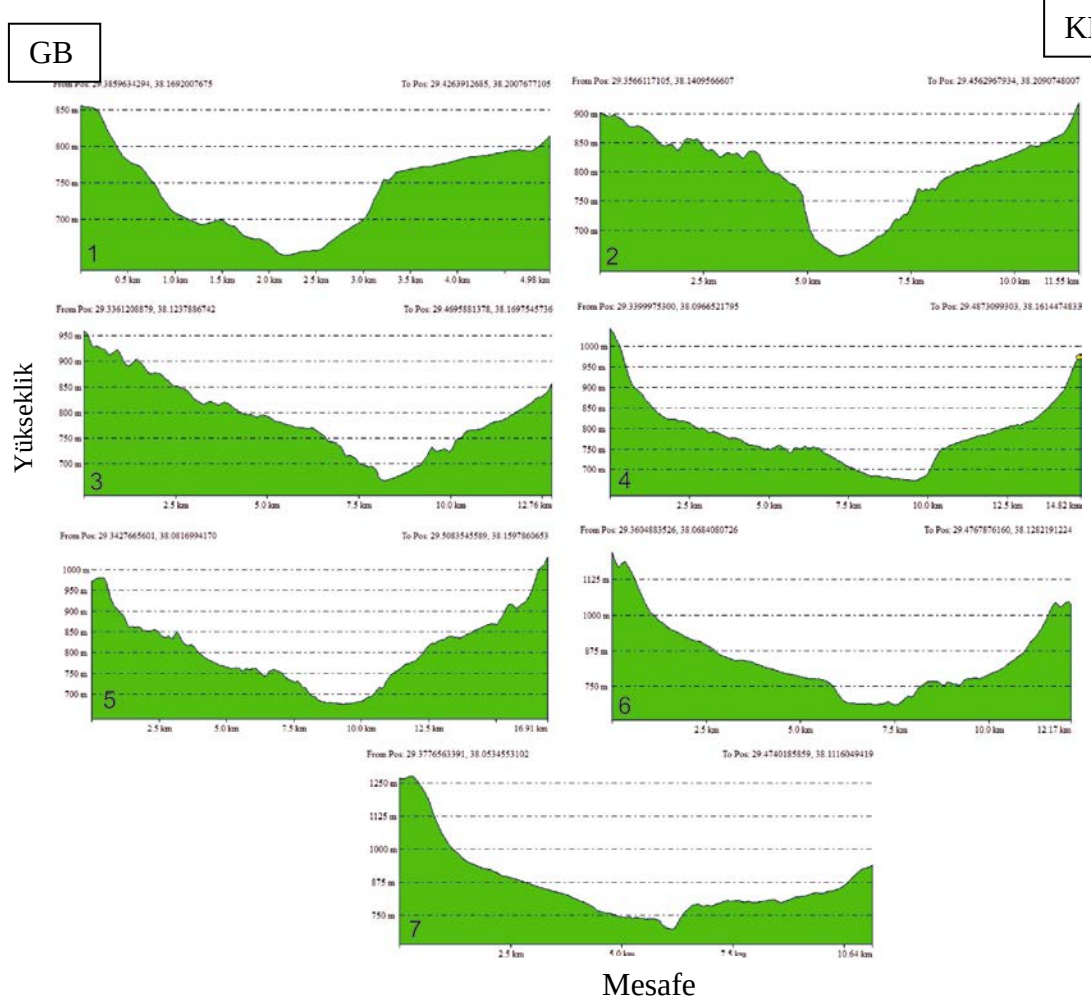
Çal havzasının aşınma yüzeylerini belirlemek amacıyla kuzeybatıdan güneydoğuya doğru 7 adet kesit profilleri alınmıştır (Şekil 2.32-2.33). Bu profillerde Pliyosen dönemine ait aşınma yüzeyleri belirgin şekilde izlenmektedir.



Şekil 2.32 Çal havzasından alınan kesit yerlerinin harita görüntüsü (ölçeksiz)

Şekil 2.33’de gözlemlendiği üzere, kesit 1’de 750-800 m arasında Pliyosen’e ait ilk aşınım yüzeyi bulunmaktadır. 700 m’de izlenen asimetrik taraça, menderes taraça yüzeyi olarak yorumlanmıştır. 2. Kesitte izlenen V-şekli, kapılma ve aşınmanın en fazla olduğu alan olup, alt Pleyistosen aşınım yüzeylerindendir (700 m kotu). Kesitte orta kısımdaki basamaklanmalar ise taraçaları gösterir. 3. kesitte ise; doğu kısımda daha sade bir görünüm izlenmektedir. 750-800 m’lerde Pliyosen yüzeyinin Pleyistosen aşındırması gelişmiştir. Vadinin her iki tarafında yine asimetrik bir taraça sistemi izlenmektedir. Bunlar menderes yeniği yapıları olmalıdır. Bu durum, alçalan taban düzeyine yaklaşıldığını gösterir. 4. kesitte alt Pleyistosen yüzeyleri oldukça belirgindir. Vadi tabanında yine asimetrik taraça sistemi gelişmiştir. Sağ yamaçta 700-750 m’lerde izlenen sarplık, bu kısmın hafifçe yükseldiği (Erken Pleyistosen’den sonra) ve bunun

günümüzde de devam ettiği görülmektedir. Sağ yamacın yükselmesi akarsuyun bu tarafa doğru kaymasına da yol açacaktır. 5. kesitte yine 750 m’lerde Pleyistosen aşınım yüzeyleri izlenmekle beraber asimetrik aşınımlarda belirgindir. 6. ve 7. kesitler ise paleotopoğrafyaya yaklaşımın tipik örneğini gösterirler. Kesitlerde izlenen geniş tabanlı vadi plüvyal dönemin karakterisitik örneğidir. 750 m seviyesi diğer kesitlerde de olduğu gibi en belirgin aşınım yüzeyidir.



Şekil 2.33 Paleosol seviyelerinin yaygın şekilde bulunduğu Çal havzasından alınmış profil görüntüleri

3. PALEOSOL ve PALEOPEDOLOJİ

3.1 Karasal İklim Belirteçleri

Karasal ortamlarda (akarsular ve taşkın düzlükleri, alüvyal yelpazeler, çöller, göller, buzullar) oluşan kayaçlar, atmosferle direk temas halinde olduklarından dolayı iklime karşı son derece duyarlıdırlar ve bu nedenle bir çoğu eski iklim (Paleo-iklim) belirteçleri arasında yer alır. Paleoklimatoloji (eski iklim bilimi) yorumlamalarında oldukça önemli olan karasal kökenli belirteçleri tanımlamak, denizel ortamlardakilerle karşılaştırıldıklarında daha da zordur. Çünkü karasal ortamlarda depolanma anında ya da sonrasında meydana gelen (biyoturbasyon veya diyajenez) değişiklikler ve erozyon gibi etkiler bu yapıları deforme edebilir.

Yaygın şekilde kullanılan paleoklimatik ve paleo-ortamsal belirteçler ve bunların izleri Gornitz (2009)'da çeşitli araştırmacıların çalışmalarından derleyerek litolojik/mineralojik, jeofiziksel, jeokimyasal ve paleontolojik olarak vermiştir. Bu tablo sadeleştirilerek aşağıdaki şekilde hazırlanmıştır (Çizelge 3.1). Çal yöresi paleosollerini daha iyi anlayabilmek için oluşturuvcu ve tanıtıcı süreçlerden özet olarak bahsedilecektir.

Sedimanter/litolojik belirteçler

Sedimanter çökelleri veya paleosollerini oluşturan litolojik belirteçler, belirli bir iklim rejimi ve ortamsal koşullar altında karasal ortamlarda oluşmuşlardır. Paleosollerin farklı tipleri ise farklı iklim ve oluşum koşullarını yansıtır. Bununla beraber doğrudan iklimsel süreçleri yansıtan pek çok karasal kökenli oluşuklar sözkonusudur. Örneğin, till ve tillitler, morenler buzullaşmayı; eoliyen kumulları ve evaporitler kuraklığı; lateritler ve boksitler ılık, nemli iklimleri yansıtır (Parrish 1998, Gornitz 2009). Dünya literatüründe bu iklim belirteçleri üzerine pek çok çalışma bulunur (Bknz. Gornitz 2009).

Çizelge 3.1 Yaygın paleoklimatolojik belirteçler (Gornitz 2009)

Paleoiklim Belirteci	İklim Değişiklik Göstergesi	İzler
A. Sedimanter Fasiyes		
1. Denizel karbonatlar, resifler	Okyanus su sıcaklığı	Tropikal/subtropikal sular, fakat daha soğuk sularda oluşan bazı karbonat çökelleri
2. Karbonatlardaki oksijen İzotopları	Tahmini okyanus eski sıcaklığı	Karbonatların diyejenetik değişikliği
3. Evaporitler	Sıcaklık, nem	Ilık, kurak iklim önerilir
4. Buzul çökeller	Sıcaklık, buz akış yönelimi	Soğuk, nemli iklimi gösterir; buz akış yönünü gösterir
5. Fırtına çökelleri	Global fırtınalı durum	Kasırga ve/veya ciddi kış fırtına olaylarını gösterir
6. Kömürler ve linyit	Sıcaklık, nem	Nemli şartları gösterir; ya ılık ya da soğuk iklimler
7. Paleosoller	Sıcaklık, nem	Palesol tipleri iklimsel şartları yansıtır
8. Eoliyen çökelleri	Eski rüzgar yönleri, nem?	Genelde arid bölgelerde oluşur ama daha nemli alanlarda oluşabilir; eski rüzgar belirteçleri gibi çok yararlıdır.
9. Laminallı sedimanlar	Paleoiklim devirleri; sudaki eskioksitletme seviyesi	Gölsel ve denizel sedimanlardaki laminalana çalışmasına dayanır.
10. Kırmızı renkli tabakalar	Ilık/mevsimsel olarak ıslak/kurak iklimler	Demirin serbest hale geçtiği durumları yansıtır
B. Fosil flora ve fauna		
1. Kalker ve silis bileşimli mikrop plankton türleri	Okyanus su sıcaklığı	Soğuk ve ılık su türlerini tanımaya dayanır
2. Ağaç halkaları	Sıcaklık, nem	Halkaların kalınlığına dayandırılır; çok yakın jeolojik zaman için kullanılır.
3. Polen ve bitki Makrofosilleri	Sıcaklık, nem	En yakın yaşam ilişkileri iklimsel gereksinimlere dayandırılır
4. Fosil hayvanlar (sürüngenler, amfibialar, memeliler)	Sıcaklık, nem	En yakın yaşam ilişkileri iklimsel gereksinimlere dayandırılır.

Ülkemizde de özellikle karasal kurak iklim koşullarının ürünü olan Oligo-Miyosen ve Miyo-Pliyosen yaşlı evaporitik kayalar üzerine (ör: Tekin 2001, Varol vd. 2002, Tekin vd. 2003, Helvacı 2002, Helvacı 2004); Kuvaterner dönemi buzul çökelleri (ör: Çiner vd. 1999, Çiner 2003, Sarıkaya vd. 2003), lateritler (ör Küpeli vd. 1999, Öncel ve Söğüt 2008) ve kolüvyonlar (Nemec ve Kazancı 1999), üzerine çalışmalar bulunur. Bunlara ilaveten çok sayıda çalışmaların yapıldığı flüvyal, deltayık, gölsel, eoliyen, yakın kıyusal alanlar, derin deniz oluşumları gibi sedimanter depolanma alanları da dolaylı yoldan iklimsel yorumlamalarda kullanılır (Fairbridge ve Bourgeois 1978).

Mineralojik belirteçler

Mineraller, paleoklimatolojik belirteçler olarak farklı şekillerde kullanılırlar (Gornitz 2009). Evaporit mineralleri (jips, anhidrit, halit, silvin) kurak ve aşırı kurak ortamların ürünüdürler (McLane 1995). Biyogenik kökenli sedimanter kayalardan olan çört, kalker ve fosforitler olduğu ortamın sıcaklığını, verimliliğini ve okyanus dolaşımı hakkında önemli bilgiler sağlarlar (Parrish 1998). Kayaların bozulmasıyla oluşan kil mineralleri hem iklimsel süreçler hem de paleo-ortamsal yorumlamalarda önemli belirteçlerdir. Bununla ilgili pek çok çalışma bulunmaktadır (örn; Thiry vd. 1977, Singer 1979, Chamley 1989, Thiry 2000, Süzen ve Türkmenoğlu 2000, Gürel ve Kadir 2006, Karakaş vd. 2007, Küçükuysal vd. 2009). Örneğin, topraklarda yaygın olarak bulunan kaolinit minerali tropik iklimlerdeki bozulmayı, klorit ise, daha soğuk bir iklimi ve fiziksel bozulmayı yansıtır.

Mineraller içerisinde bulunan duraylı izotoplar ve iz elementler kantitatif olarak paleoklimatolojik çalışmalarda yararlı bilgiler sağlarlar. Kalsit veya aragonit bileşimli kavkıdan elde edilen oksijen izotop oranlarının, deniz suyu sıcaklığı ve tuzluluğu hakkında bilgiler verirler (Urey 1947, McCrea 1950, Emiliani 1955, Epstein ve Lowenstom 1953, Spero vd. 1997, Varol 2004). Mağaralarda oluşmuş kalsitlerde ya da pedojenik karbonattaki oksijen ve karbon izotop oranları yine eski iklimler, atmosferdeki dalgalanmalar, meteorik suyun bileşimi ve bitki örtüsü hakkında yorum olanağı sağlar bilgiler verirler (Cerling 1984, Quade vd. 1989b).

Paleontolojik belirteçler

Fosiller, paleo-ortamsal/paleoklimatolojik çalışmalarda oldukça önemlidirler. Çünkü bitkiler ve hayvanlar bulundukları ortama ve iklime karşı son derece duraylıdır. Örneğin, yaprak morfolojisi bu tarz çalışmalarda kullanılır (Parrish 1998). Yaprğa ait bir takım özelliklerinin (kalınlık, büyüklük, şekil, gözenek yoğunluğu gibi) günümüzde yaşayan türleri ile karşılaştırılması paleobotanik çalışmalarda önemli yer tutar.

Diğer bir yöntem ise, Neojen ve daha genç sedimanlarda uygulanabilen ‘yaşayan en yakın akraba’ (nearest living relative-NLR) yöntemidir (Mosbrugger ve Utescher 1997). Yöntemin esası, o dönemde yaşamış bitkilerin iklimsel yaşamsal gereksinimlerinin günümüzde yaşayan en yakın akrabalarınınkine benzemesine dayanır. Sedimanter kayalarda korunabilmiş spor ve polenler çalışılması ise paleoklimatolojik ve paleoekolojik çalışmalarda diğer bir veri kaynağıdır. Polen tanelerinin dış tabakası dokusu ve şekli aile, cins ve bazı özel türler için önemlidir. Polen miktarındaki artış ya da azalış vejetasyondaki değişiklikleri ve dolayısıyla ortamsal değişikliği yansıtır (Traverse 1988).

Ağaç halkaları yani dendrokronoloji ise başka bir çalışma alanıdır (Fritts 1976, Stokes ve Smiley 1996). Ağaç halkalarının gelişmesi yağış, sıcaklık gibi ortamsal parametrelere bağlıdır.

3.2 Paleopedolojinin Kısa Tarihçesi

Paleopedoloji, jeolojik süreçlerin ürünü olan paleosollerini inceleyen bilimin adıdır. Oluştugu, yani jeolojik dönemlerdeki toprağı oluşturan süreçler hakkında da bilgiler verir. Geçmişte oluşmuş bu topraklar, ya sedimanter istif içerisinde gömülmüştür ya da değişen yüzey koşulları altında oluşumuna devam etmiştir. Retallack (2001)'de paleosoller üzerine araştırma yapan ilk araştırmacıları tanıtmıştır. Orada verilen bilgilere göre, Bu terimi ilk kez İskoçlu bilim adamı James Hutton (1795)'nin '*Şimdiki zaman geçmişin anahtarıdır*' düşüncesiyle yola çıkarak, Edinburg'un GD'da Jed nehri boyunca açığa çıkan alttaki şistik kayaçları uyumsuzlukla örten kırmızı renkli kumtaşlarını gördüğünde, günümüz yüzey toprakları ve sedimanlarının bunlarla karşılaştırılabilir nitelikte olduğunu düşündüğünü belirtir. Sonraları Jura kireçtaşları üzerinde gelişen ve '*dirt beds*' olarak tanımlanmış sıkışmış sedimanter kayaçlar ve fosil ağaç gövdelerini önce Webster (1826), sonra daha ayrıntılı şekilde Buckland (1837)'de '*Bridgewater Treatise*' adlı meşhur kitabında yayınlamıştır. Daha sonra 19. yy'a doğru fosil ağaçların tanımlanmasıyla (Yellowstone Milli Parkı-USA, Eosen sequa ormanları; Clayton-Yorkshire ve Victoria Park'daki fosil ağaçlar) Kuvaterner öncesi dönemlere ait bu bulgular, Albert C. Seward'ın '*Fossil Plants*' (1898) isimli kitabıyla da daha da önem kazanmıştır. 19.yy'ın sonlarına doğru gömülü topraklar lös ve buzul çökeller arasında da bulunmuştur. Paleopedolojinin ayrı bir bilim olarak ortaya çıkışı ise 19.yy'nın sonlarında doğru gerçekleşmiştir (Retallack, 2001). Modern toprak bilimi ise Dokuchaev (1883) ve Jenny (1941) tarafından yapılmıştır. Kuvaterner yaşlı paleosoller üzerindeki çalışmalar, Kuvaterner-öncesi paleosollere göre daha fazladır. Kuvaterner öncesi paleosoller çoğunlukla tanınmakta güçlük çekildiğinden dolayı birkaç araştırmacının dikkatini çekebilmiştir (Barrel 1913, Collins 1925, Allen 1947, Thord ve Reed 1949). Daha sonraları (Retallack 1997) tarafından karasal kökenli sedimanter birimlerde paleosol seviyeleri belirlenmiştir. Ford (1987) ve Holmes (1992)'in çalışmasında derin deniz sondajlarında da varlığı ortaya konulan paleosoller, bu gözlemlerin ardından sedimantoloji, sedimanter jeoloji ve eski ortamlardaki ayrışma süreçleri ile pek çok çalışmada anahtar seviyeler olarak kullanılmıştır (Esteban and Klappa 1983, Wright 1986, Martini ve Chesworth 1992, Olliver ve Pain 1996, Kraus ve Aslan 1999).

Paleosoller, paleontolojik çalışmalarda da jeolojik dönemlerdeki ekosistemler (özellikle iz fosillerin bulunduğu ortamlar) (Retallack 1975, 1976, 1977) ve jeokimyasal çalışmalar da da eski atmosferik koşullar, eski ayrışma süreçleri (ör: Sharp 1940, Siderenko 1963, Reinhardt ve Sigleo 1988) hakkında önemli bilgiler verirler.

3.3 Toprak, Paleosol ve Genel Özellikleri

Bu çalışmada paleosoller ele alınacaktır. Ancak bunların bir dönem olağan topraklar şeklinde oluşmuştur. Paleosollerin daha iyi anlaşılması için çok iyi bilinen güncel toprakların özelliklerine kısaca değinilecektir. Paleosollerin incelenmesi ve yorumunda da güncel topraklar için olan terminoloji kullanılmaktadır.

Toprak, yerkabuğunun üst kısımlarında kayaç, mineral ve organik maddelerin fiziksel, kimyasal ve biyolojik etmenlerle ayrışması ile oluşmuş doğal, dinamik bir yapıdır. Dokuchaev (1883) ve Jenny (1941)'e göre toprak 'iklim (esasen sıcaklık ve yağış), organizma (vejetasyon, hayvanlar ve insanlar), röliyef (eğim), ana kaya ve zamanın (pedojenezin oluşabilmesi için) bir fonksiyonu'dur. Ayrışma ürünü olan topraklar, yerkabuğunun birçok alanlarında jeolojik dönemlerde de oluşmuşlardır. Bunlar aynı zamanda kırmızı tabakalar ve lateritlerdir. Paleosol ya da fosil topraklar (eski toprak), esasen oluştuğu dönemin yeryüzü topraklarıdır (Ruhe 1965). Bu tanımlama INQUA Paleopedoloji Komisyonu tarafından da kabul edilmiştir (Yaalon 1971). Özellikle alüvyon yelpazesi, akarsu taşkın ovası veya birikinti konileri şeklinde depolanan ve üzerlerinde toprak oluşan tortulların varlığı bilinmektedir. Daha sonraki dönemlerde, bunların üzerleri kendilerinden daha genç olan birimlerle örtülmüş olabildikleri gibi, yeryüzünde oluşmuş ama üzeri örtülmemiş olarak da bulunabilirler.

Toprak oluşumu, ana kaya veya tortulların ayrışmasıyla başlar. Bu esnada depolanma yok ya da çok azdır. Bu nedenle paleosol seviyeleri stratigrafik kayıtlarda uyumsuzluk seviyelerini oluştururlar. Kalınlığı az ya da çok bütün paleosol seviyeleri depolanmanın çok az ya da olmadığını gösterir. Aynı bölgede aşınma (erozyon) etkileri de göreceli olarak zayıflamıştır.

Paleosoller, iklimle ilgili bilgi vermeleri, sedimantasyon oranı ve alüvyal taşkın düzlüğündeki gelişim ilişkileri hakkında bilgiler sunduğundan sedimentologlar, jeokimyacılar ve Kuvaterner jeologları tarafından oldukça merak edilmiş ve çalışılmıştır (Wright 1986, Retallack 1976, 1977, 1983a, 1983b, 1988, 1991 a,b, 2001, Reinhardt ve Sigleo 1988, Martini ve Chesworth 1992, Catt 1988, 1990, 1998, Kraus ve Aslan 1999).

3.3.1 Toprakların genel istif özellikleri

Herhangi bir değişikliğe uğramamış toprak, bir toprak matriksinin içindeki organik, inorganik partiküller ile boşluklarındaki toprak suyu ve havadan ibarettir. Toprak içerisinde suyun hareketine bağlı olarak önemli fiziksel ve kimyasal özellikler gelişir. Bu özellikler aynı zamanda toprakların arazide tanınmalarında yardımcı olur (Birkeland 1999).

Renk: Bir toprak seviyesini belirlemede renk önemli bir özelliktir. Güncel topraklar ya da paleosoller, üzerinde geliştiği kayalardan daha fazla renklidirler. Renklerin tanımlanması Munsell renk skalasına göre yapılır (Munsell soil color 2009). Bu skaladaki Y, R, G gibi büyük harfle yazılmış harfler, renklerin İngilizce adlarının ilk harflerini simgeler. Örneğin R, kırmızı (**Red**), Y sarı (**Yellow**), G yeşil (**Green**) anlamındadır. Baskın olan bu renklerin (kırmızı, sarı, yeşil vs.) bir değeri vardır (2.5YR sarımsı kırmızı; 10YR sarı ve kahverenginin değişik kombinasyonları ve 2.5Y esasen sarı) ve her ana renk bir sayfada yer alır. Toprakların yaşlandıkça renkleri sarı-kahverengi ve kırmızıya doğru gider (2.5 Y → 10YR → 7.5 YR → 5 YR). En yaygın renk koyu-esmer kırmızısıdır (10R). Her renk sayfasının üzerindeki renkler, renklerin göreceli açıklığına göre değer (value-V-) olarak adlandırılmış 1'den (koyu) 8'e (açık) e doğru düşey olarak düzenlenmiştir. Aynı renk sayfasında, renkler spektral rengin nisbi saflığına göre doygunluk (chroma-C-) olarak adlandırılan 1'den (canlı) 8'e (çok canlı) kadar değişen aralıkta yatay olarak bulunmaktadır. Sıfır doygunluk nötrdür. Böylelikle 7.5 YR 5/6 tanımlanmasında, 7.5 YR renk adı, 5 değer ve 6 ise doygunluktur (Soil Survey Staff 1975, 1990).

Yüzeye yakın kısımlardaki koyu kahverenkli-siyah renkler (düşük değer ve doygunluk) yüksek organik madde içeriği olan toprakların rengidir. Değer organik maddenin daha büyük konsantrasyonu ile azalır (Schulze vd. 1993) Koyu renkler MnO_2 birikiminden de kaynaklanabilir ama bunlar genellikle mavimsi kalıplar halindedir ve her zamanda yüzeye yakın oluşmazlar (Birkeland 1999).

Kahverenkli-kırmızı renkler genellikle pedojenik demir-oksitlerden dolayıdır. Demir oksit-hidroksitler topraklarda bol miktarda bulunurlar ve birincil minerallerden Fe'in serbestleşmesiyle oluşurlar (Schulze 1989). Bunlar, farklı iklimsel bölgelerin topraklarında, ince partiküller halinde ve değişik mineral formlarında olurlar. Altere olmamış kayaç ve minerallerde, Fe genelde +2 formundadır. Pedojenik oluşumlu demir oksit mineralleri toprak oluşturan süreçlerin (sıcaklık, nem, pH, Eh vs.) etkisi altında meydana gelir ve böylece oluştukları ortam koşullarını yansıtır. Fe-oksitler toprakta çok düşük konsantrasyonlarda olsa bile, yüksek boyama (pigment) etkisinden dolayı kolayca toprak rengi ayırt edilebilir. Böylece sarı, kahverengi ve kırmızı renkler, bir toprak profili içerisindeki Fe-oksitlerin dağılımı ve tipleri hakkında bilgi verir. Örneğin sarı ve kahverenkler götit-limonit gibi Fe-minerallerini, yoğun kırmızı renkler ise hematit mineralinin varlığını gösterir (Bridge 2003). Dolayısıyla Munsell renk skalasından götit (α -FeOOH) 7.5YR-2.5YR; hematit (Fe_2O_3) ise 7.5R-5YR renk adı ile karakterize edilirler. Ancak, kaba taneli hematit (birkaç mikrometre çapında) kırmızımsı pembe renklerde de (5RP-10RP) olabilirler (Schwertmann ve Taylor 1989). Topraklarda dönüşümlü olarak oluşmuş oksitlenme-redüksiyon şartları indirgeyici koşullarda Fe pigmentlerinin ortamdan uzaklaşmış olduğunu; oksitleyici koşullarda ise Fe pigmentinin çökelmiş olduğunu gösterir. Eğer bütün pigment ortadan kalkarsa, kalan toprağın rengi gri tonlardadır. Sonuçta, topraklarda izlenen yeşil-gri renk Fe'in indirgendiğini gösterir. Bununla beraber topraklardaki beneklenmeler ise su tablasının yüksek veya değişken olduğunun işaretidir (Parrish 1998).

Renklerin yoğunluğu malzemedeki pigment yoğunluğunun miktarının ölçüsüdür. Bunun nedeni tane boyu ile ilgilidir. Örneğin kaba taneli malzeme, ince taneli malzemeden birim hacminden daha düşük yüzey alanına sahiptir. Böylece, ince taneli topraklar daha fazla pigmente sahiptir. Bu etki organik madde ve değerinde açık şekilde

gözlenir, çünkü daha ince taneli topraklardaki organik madde içeriği kaba tanelilerden daha yüksek değere (daha açık renk) sahiptir (Schulze vd. 1993).

Doku (Tekstür): Toprak dokusu, 2 mm'den daha küçük olan inorganik toprak fraksiyonlarına (organik ve çimento malzemesi ortadan kalkmıştır) yani kum-silt-kil boyutunun oranına bağlıdır. Tane boyu sınıflaması pedolojide kullanılır. Tane boyundaki değişiklik birkaç nedene bağlıdır. *Birincisi*, ana kayadan kalıntı olarak, bütün tane boyutlarını içerebilir. *İkincisi*, mekanik günlenme/bozunma önceki daha büyük tane boyutundan farklı boyutlarda taneler türeyebilir (örneğin; kum, ince tane boyutundaki çakılın ufalanmasıyla; silt, kumun; kil ise siltin ufalanmasıyla oluşması gibi). *Üçüncüsü*, atmosferik etmenlerin toprağa yaptığı katkıdır. Kil ve silt gibi tane boyu küçük bileşenler yüzlerce binlerce km uzağa taşınmış ve toprak yüzeyine eklenmiş olabilirler. *Dördüncüsü*, yerinde oluşum veya neoformasyon, genelde kil boyutu malzeme bileşenlerin çökelişiyle oluşur. Kil terimi, hem tane boyutu (< 0.002 mm) olarak hem de kil mineralleri olarak kullanılır (Birkeland 1999).

Doku, bir toprak profilindeki önemli özelliklerden birisidir. Horizontan horizona tekstürün farklılığı, toprağın ve bununla ilişkili jeomorfik yüzeyin pedolojik ve jeolojik tarihçesini yorumlamak için kullanılır.

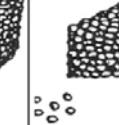
Organik madde: Organik madde, çeşitli şekillerde toprağa karışmış bitkisel ve hayvansal artıklarla, bunların ayrışma ürünlerinin çeşitli kimyasal reaksiyonlar sonucunda oluşturduğu bileşiklerin tümüdür (Usta 1995). Organik madde toprağın daha çok yüzey kısımlarında oluşur ve toprağa esmer-koyu rengi verir.

Toprağa düşen bitkisel ve hayvansal artıklar, mikroorganizmaların yaşama ve beslenme alanlarını oluştururlar (Akalın 1988). Topraktaki organik maddeler çeşitli ayrışma safhalarında bulunurlar. Ayrışmanın ileri safhalarında bulunan koyu renkli organik maddeler humus olarak kabul edilmektedir ve genellikle humus organik maddenin hacimce tamamını oluşturur. CO₂'in büyük miktarı humusun oluşumu sırasında gelişir. Organik karbon organik maddenin yarısından fazlasını oluşturur ve organik karbon içeriği çoğunlukla topraktaki organik madde miktarını karakterize edecek şekilde

kullanılır. Genellikle topraktaki organik madde yüzdesi, organik karbon yüzdesinden yaklaşık 1.724 katıdır. Toprağın C/N oranı orijinal organik maddesinin ayrışma miktarının ölçümünü kabaca verir (Birkeland 1999).

Toprak Yapısı: Yapı, toprak partiküllerinin birbiri içine geçmiş agregat zincirlerini içerir. Ayrı-tek agregatlar (ped-kesek) şekle dayandırılarak birkaç tipte sınıflandırılırlar (Çizelge 3.2) ve keseklerin yüzeyleri ıslaklık-kuraklık dönemlerini yansıtır. Yapı tipleri belirgin toprak horizonları ile ilişkiye sahiptir. Organik madde sferoidal şekilli yapıların oluşumunda, kil içeriği ise toprak yapılarının bloklu, prizmatik ve sütunsal olarak gelişmesinde önemli rol oynar.

Çizelge 3.2 Farklı toprak yapılarının tanımlanması ve olası oluşum sebepleri (Retallack 1988)

TİP	LEVHAMSİ	PRİZMATİK	SÜTUNSA	AÇILI BLOKLU	YARI AÇILI BLOKLU	TANELİ	PARÇALI
ŞEKİLLER							
TANIMLAMA	tabuler ve yüzeyde yatay	üst kısma uzamış, düz ve yüzeye dik	üstte uzamış, kubbemsi ve yüzeye dik	keskin bağlantılı eni-boyu eşit köşeler	birbirine bağlı kenarlarda yuvarlatılmış	sferoidal, çok az birbirine bağlı kenarlar	yuvarlanmış, sferoidal ama bağlı değil
GENEL HORIZON	E, Bs, K, C	Bt	Bn	Bt	Bt	A	A
ESAS OLASI SEBEPLER	kalıntı tabakanın başlangıçta bozulması: çimento malzemesinin birikmesi	şişme ve büzülme ıslaklık-kuraklık sonucu	prizmatik için süzülen suyla daha fazla erozyon ve killerde daha fazla şişme	kökler ve oyuklar etrafında parçalanma ıslaklık ve kuraklıkta şişme ve çekilme	açılı bloklu için daha fazla erozyon ve kırıntılı materyalin depolanması	aktif biyotürbasyon, toprağın kil filmleri seskioksitler ve organik madde ile kuşatılması	taneli için; fekal pellet ve kalıntı toprak taneleri içermesi
TANE SINIFLAMASI	çok ince<1mm	çok ince<1 cm	çok ince<0.5 cm	çok ince<0.5 cm	çok ince<0.5 cm	çok ince<1 mm	çok ince<1 mm
	çok ince 1-2 mm	ince 1-2 cm	ince 1-2 cm	ince 0.5-1 cm	ince 0.5-1 cm	ince 1-2 mm	ince 1-2 mm
	orta 2-5 mm	orta 2-5 cm	orta 2-5 cm	orta 1-2 cm	orta 1-2 cm	orta 2-5 mm	orta 2-5 mm
	kalın 5-10 mm	kaba 5-10 cm	kaba 5-10 cm	kaba 2-5 cm	kaba 2-5 cm	kaba 5-10 mm	yok
	çok kalın>10mm	çok kaba>10cm	çok kaba>10cm	çok kaba>5 cm	çok kaba>5 cm	çok kaba>10 mm	yok

Toprak içerisinde gelişmiş bazı belirgin oluşumlar vardır (Retallack 1988). Bunlardan *kesekler (ped)* topraktaki en önemli doğal agregat oluşumlarıdır. Kesekler, çatlaklar, kökler, oyuklar veya diğer zayıflık düzlemleri arasında duraylı parça ve yumruları içerirler. Keseklerin farklı şekilleri hem güncel toprak hem de palesollerde farklı şekillerde, farklı ortamlarda ve farklı tane boylarında olabilirler (Çizelge 3.2). Paleosol seviyelerinde boşluklar sıkışmadan dolayı genellikle bozuşmuştur. Arazide ise, bunları çevreleyen kil kutanları ile kolayca tanınırlar (Retallack 1997). Keseklerin ve boşlukların sıkışması mikrokayma (slickenside) yüzeylerini oluşturabilir. Topraklarda

bolca, *kutanlar* (cutans) olarak adlandırılan düzensiz ağlar şeklinde, toprak içinde mineralleşmiş düzeyler vardır. Bunlar süzülmeyle oluşan eluviyasyon (toprağın üst horizonundan süspanse veya çözünmüş maddelerin alt horizona yıkanması) sonucu oluşabilir. En yaygın kutan oluşumlarını ise killer oluştururlar. Kutanlar, demirleşmiş düzeylerde, manganez kabuklaşmalarında veya klastik malzeme ile çatlak dolgularında da oluşabilirler. Topraklar kristalin kalsit, barit veya jips katmanları da içerebilir. Mineral konsantrasyonları *glaebules* (*mikrotopçuk*) olarak tanımlanmıştır ve topraklarda yaygındır. Bunlar tipik olarak kalkerli, demirli ve sideritik malzemeden oluşmuş nodüller veya konsantrik şekildedirler (Retallack 1988, 1997, Miall 1996).

Toprak yapıları özellikle drenaj ve kimyasal davranışları açısından paleosolleri yorumlamada oldukça önemlidir. Örneğin kil kabuk, yılın belli dönemlerinde su tablası yüzeyin altında olan topraklarda oluşur. İçi su dolu bataklık alanlarında oluşan topraklarda toprak yapısı gelişmeyip, bazı kök yapıları izlenebilir. Taneli ve parçalı yapılar, biyolojik aktivitenin fazla olduğu topraklarda gelişir. Toprakta oluşan kubbemsi sütünsal kesek yapılarında, killer sodyum iyonlarınca doygundurlar (Çizelge 3.2). Nodüller ve ilgili yapıların mineralojisi ise paleosollerin Eh ve pH koşullarını belirtir. Ferrik nodüller ve konkresyonlar iyi drene edilmiş, okside olmuş topraklarda tipik olarak izlenirler. Kalkerli nodüller ise iyi drene edilmiş alkalın topraklarda oluşurlar (Retallack 1988).

3.3.2 Toprak oluşturan süreçler

Yüzeyde meydana gelen ayrışma süreçleri ana kayadan çeşitli toprak oluşumlarına neden olur. Bu toprağın kalınlığı ve özellikleri, ana kayanın litolojisi (kolay altere olabilme özelliğine), iklim (sıcaklık ve yağışın ne kadar etkili olduğuna), yüzeyin ne kadar duraylı olduğu (depolanmanın miktarı veya yakın geçmişteki erozyon) gibi etkenlere bağlıdır (Catt 1988, Birkeland 1999). Bu faktörler ayrışmanın yoğunluğunu, hangi minerallerin alterasyona uğrayıp uğramadığını, ne tür minerallerin yeniden oluştuğuna dair bilgiler sunarlar. Eğimi fazla olan arazilerde çok az toprak birikimi olur. Kimyasal ve fiziksel ayrışma süreçlerine ilaveten ana kayanın toprak oluşturmaya

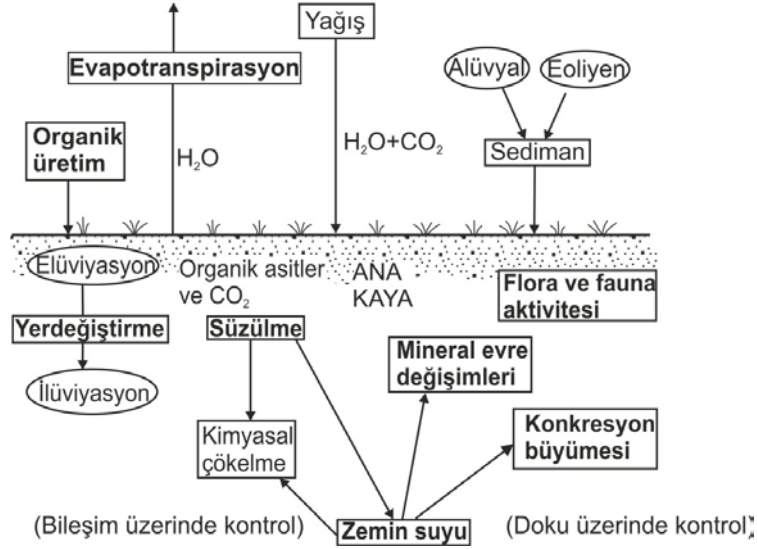
diğer biyolojik ve kimyasal süreçlerde etkili olur. Basitleştirilmiş toprak oluşturan süreçler Birkeland (1999), Boggs (2006) tarafından aşağıdaki şekilde verilmiştir.

1. *Zemin yüzeyine eklemeler*-yağmur suyu içindeki çözülü iyonların çökelişi. Rüzgarla taşınan tozların akışı, yüzey bitki örtüsünden organik maddenin ilavesi.
2. *Dönüşümler*- *a*-topraktaki organik maddenin bozunması ve organik bileşikler üretmesi, *b*-İlksel minerallerin ayrışması, Fe-oksit oluşumları da dahil ikincil minerallerin oluşumu.
3. *Transferler*-*a*-Yeraltısuyunun süzülmesiyle katı ve süspanse (asılı) malzemenin alt toprak horizonuna yıkanarak taşınması (elüviyasyon), *b*-Bu alt horizonunda elüviyasyon olayı sonucunda çözülebilen ve süspanse malzemenin birikimi (ilüviyasyon), *c*-Toprak profili içerisindeki iyonların çökelişi ve kapiler hareketle iyonların yukarıya doğru hareketi.
4. *Ortamdan uzaklaşma*, Yüzey veya zemin suyu içindeki çözülü bileşenlerin bir kısmının çözelti içerisinde uzaklaşması.
5. *Toprağın biyoturbasyonu*, Hayvanlar (karıncalar, termitler vs.) ve bitkilerin toprakta yarattığı tahribat.

Toprak oluşturan süreçlerin çok daha geniş şekilde tanımlanması Buol vd. (1997) tarafından yapılmıştır. Bir toprak profili içerisindeki farklı toprak horizonlarının gelişmesinde tüm bu süreçler etkili olurlar.

Toprak oluşum süreçleri ve erken diyajenez, taşkın düzlüğü, taraça, yelpaze gibi yüzeye yakın olan yan kayaların hem doku hem de mineralojisini değiştirir. Toprak oluşumu, fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerin karmaşık durumlarını içerir (Şekil 3.1) (Reading 1996). Bu süreçlerin denge ve doğal durumu ana kayanın, topoğrafyanın, drenaj alanının ve iklimin bir fonksiyonunun sonucudur. Jeolojik zamanlar boyunca, biyolojik süreçler toprağın floral, faunal ve mikrobiyal bileşenleri jeolojik yaşla beraber değişmiştir (Retallack 1981, 1986, 2001). Örneğin Paleozoyik dönemde damarlı bitkiler, Tersiyer'de ise çayırılık-çimen türü bitkiler ortaya çıkmıştır (Retallack 1981). Jeolojik dönemlerde gelişmiş topraklar muhtemelen farklı atmosferik koşullar altında

oluşmuşlardır. Paleosollerden yola çıkarak paleoatmosferik koşulların belirlenmesine yönelik çalışmalar bulunmaktadır (Cerling 1991, Driese vd. 1993).



Şekil 3.1 Toprak oluşum süreçlerinin bileşim ve doku üzerindeki ana kontrol eden mekanizmaların gösterimi (Reading 1996'dan alınmıştır)

Toprak oluşturan süreçlerin jeolojik önemi yüzeye yakın sediman içindeki suyun düşey hareketi, bitki kökleri de dahil olmak üzere organizmaların hareketini içerir. Bütün bu işlemler sonucunda sedimanların kimyasal özellikleri ve dokularında değişiklikler olur. Gelişimi devam eden bir toprak içerisindeki gözenek suyunun hareketi drenaj durumuna ve dolayısıyla topoğrafyaya bağlıdır. Su tablasının düşük olduğu durumlarda katmanlar iyi drene edilmişlerdir ve çoğunlukla yağış, yüzey akış suyunun hareketi aşağıya doğrudur. Bu hareket esnasında çözümlü iyonların ve ince partiküllerin genellikle de killerin üst kısımlardan taşınması (elüviyasyon) ve daha alt kısımlarda birikmesi (ilüviyasyon) sözkonusudur (Şekil 3.1) Suyun üst kısımlardan alt kısımlara doğru hareketi, üst kısımlardaki materyalleri çözer. Çözünmüş olan bu materyaller alt horizontda gözenek suyunun kimyasına göre kalsit, siderit, seskioksit veya sülfat olarak yeniden çökebilir. Hem yıkanmış kil hem de çözünmüş iyonlar ana kayanın ayrışma ürünleri olabilir. Nemli ortamlarda üst kısımlardaki çözümlü iyonlar, aşağıya doğru hareket eder. Bitkilerin artışı toprak gelişimini farklı şekillerde etkiler. Bunlardan ilki, bitkiler organikçe zengin toprak üst kısmına organik madde ekler ve bu katmanların içinden geçen su CO_2 ilavesiyle daha fazla asidik olmaya başlar. Sonuçta oluşan organik

asitler duraysız minerallerin ayrışmasını ve bazı alkali, toprak alkali iyonların çözünmesini hızlandırır. Bu ortamda çözünmeyen Fe ise organik komplekslerle birlikte hareket eder. İkinci neden ise, bitki köklerinin mevcut olan yapı ve dokuları bozmasıdır (Reading 1996).

Kurak ve yarı kurak ortamlarda terleme ve buharlaşmadan dolayı suyun aşağıya doğru süzülmesi ve zemin suyuna karışması sözkonusu değildir. Aynı zamanda bu ortamlarda bitkileri gelişmesi de zayıflamıştır ve oksidasyon çok hızlı gerçekleşir. Sonuçta mevcut organik madde oksidasyonla yok edilmiştir. Bu nedenle kurak-yarı kurak iklim topraklarında organik madde korunumu çok zordur. Bu ortamlarda başta kalsit olmak üzere jips, silika birikimleri yaygın şekilde izlenir.

3.3.3 Toprakların gelişim evreleri

İklim, bitki örtüsü, zemin suyunun bileşimi, ana kaya, depolanma oranı gibi faktörler, toprağın oluşumunda oldukça önemlidirler. Bu faktörlerin her birinin uygun koşulları ideal toprak horizonlarının oluşmasını sağlar. Horizon oluşumları ve horizonların gelişme derecesi toprakların sınıflandırılmasında oldukça önemlidir. Toprak horizonlarındaki farklılaşma paleosollerin görelî gelişim derecesini belirlemek için kullanılır (Çizelge 3.3) (Retallack (1988,1997)). Genellikle iyi gelişmiş topraklar, bunları oluşturan fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerin devamlı olduğu, düşük depolanma oranlarında ve uzun bir zaman diliminde meydana geldiklerini işaret eder (Çizelge 3.3).

Çizelge 3.3 Toprakların gelişim evreleri (Retallack 1988,1997)

1	Horizon yok, orjinal fabrikte çok az bozunma, bazı kök gelişimleri, toprak yapıları gelişmemiş ya da çok az gelişmiş, <i>çok zayıf toprak gelişimi</i> , 10^2 yıl
2	Horizonların başlangıcı, yüzey kökleşmiş zon, süzülme, renk beneklenmesi, ikincil minerallerin çökelimi, kil yerdeğiştirmesi ve kesek-ped oluşumları gibi başlangıç fiziksel ve kimyasal alterasyon <i>zayıf toprak gelişimi</i> , 10^3 yıl
3	Kimyasal ve fiziksel alterasyon ile iyi gelişmiş horizonlar: kesek-ped, kutan gibi toprak yapılar, <i>orta derecede toprak gelişimi</i> , 10^4 yıl
4	Kalın, kırmızı, killi B horizonu, iyi gelişmiş CaCO_3 nodülleri veya hidrate demir-aliminyum oksitler organik madde, O horizonu, <i>yoğun şekilde toprak gelişimi</i> , 10^5 yıl
5	Kalın, A, B ve O horizonu, laminalı kabuk ve pizolitli CaCO_3 horizonları, <i>çok güçlü toprak gelişimi</i> , 10^6 yıl

3.3.4 Toprak profilleri ve toprak sınıflaması

Toprağı oluşturan katmanlar pedolojide ‘horizon’ olarak tanımlanır. Bir toprak profili alttaki ana kayadan itibaren bütün toprak horizonlarının düşey yönde düzenlenmesinden oluşur. Profilde öncelikle ana kayanın tanımlanması ve orijinal özelliklerinin belirlenmesi gerekir. Devam eden alterasyon süreçleri ile (pedojenez süreçleri) ana kaya değişime uğrayıp üzerinde oluşan toprak ise ayrı bir katman halindedir. Çoğu pedojenetik süreçler yüzeyden aşağıya doğru olur (Birkeland 1999). Oluşan katmanlar (toprak horizonları) topoğrafik yüzeye paralel şekilde gelişecektir (Ruhe 1965). Dolayısıyla bir toprak horizonu yaklaşık olarak bir toprak yüzeyine paralel olan, toprak oluşturan süreçlerin kazandırdığı özelliklere sahip bir toprak katıdır. Toprak horizonlarının kalınlığı toprağı oluşturan süreçlere bağlıdır.

Toprak profillerinde farklı katmanlar büyük harf, küçük harf ve arabik sayılarla da ifade edilen üç farklı sembollerle gösterilir. Büyük harfler (O, A, E, B, C) ana horizonları gösterir. Bunlardan ‘O’ horizonu organik olan limnik katman dışındaki organik maddenin baskın olduğu kısımdır. ‘A’ horizonu ise ‘O’ horizonu altında organik maddenin birikiminden dolayı koyu renkli ve mineral karışımlarından oluşan horizondur. ‘E’ horizonu, silikat killeri, demir, alüminyum ve organik maddenin taşınmasından sonra geriye kalan açık renkli, kumlu-siltli kısımdır. ‘B’ horizonu, O, A, E horizonlarının altında kil, demir ve alüminyum hidroksit kolloidlerinin çökerek yoğunlaştığı (ilüviyasyon), blok veya prizmatik yapılı, organik maddece fakir olan seviyedir. ‘C’ horizonu ise, ana materyal olarak da tanımlanabilen bu horizonda toprak oluşturan süreçlerin etkisi az ya da hiç yoktur. ‘R’ horizonu ana maddenin altında bulunan henüz ayrışmamış kaya materyalidir (Soil Survey Staff 1975, 1990, Akalan 1988).

Toprak profillerindeki küçük harfler (a, b, c, f, h, k, w gibi) ise ana horizon ve katmanın içindeki alt bölümleri ve kesiklikleri gösterir (örneğin, Bk: B horizonundaki ikincil karbonat/pedojenetik karbonat birikimlerini gösterir). Sayılar ise horizon içerisinde belirli oluşumların gösterilmesinde kullanılır (örneğin, O1 horizonu, gevşek, az ayrışmış

organik madde birikimleri; O2 ise kısmen veya tamamen humuslaşmış organik horizonu temsil eder) (Soil Survey Staff 1975, 1990).

Toprak profillerinde bazı durumlarda geçiş horizonları da izlenebilir. Burada horizon ya kendi özellikleri yanında altındaki ve üstündeki horizonların özelliklerini taşır ya da altındaki ve üstündeki horizonun özelliklerinin bir kısmını bulundurabilir. Genelde B/C ya da BC olarak da gösterilirler.

3.3.5 Paleosollerdeki toprak özellikleri

Paleosollerin genelde üst horizonları aşınmış, gömülü ya da kalıntı olarak bulunabilirler (Ruhe 1965, Retallack 1997, 2001). Kuvaterner yaşlı topraklar buzul, alüvyal ve flüvyal sistemler üzerinde gelişmişlerdir (Catt 1986). Prekambriyen kayaçları da dahil yaşlı paleosoller jeolojik kayıtların ana uyumsuz lokalitelerini oluştururlar. Bu tip paleosoller, toprak oluşturan süreçlerin birçok özelliğini, erozyonla aşınmayı, toprak horizonlarının yeniden düzenlenmesini ve zemin suyundaki değişen akış gibi pek çok özelliklerin kontrolündedirler (Retallack 2001). Sedimanter istiflerde özellikle alüvyal, flüvyal ortamlarda ara tabakalı olarak da yaygın olarak bulunan paleosollerin birçoğu sedimanter veya sedimanter kayaçlara benzemelerinden dolayı tanınmaları oldukça güçtür. Hatta pek çok araştırmacı bu seviyeleri gri, kırmızı yeşil renkli çamurtaşları olarak tanımlamışlardır. Bu nedenle Retallack (1988, 1997, 2001)'de arazi çalışmalarında paleosol seviyelerini sedimanter kayaçtan ayırt edilebilen belirgin özelliklerini ortaya koymuştur. Bunlar, yaşam izleri (kök izleri), toprak horizonları ve toprak yapıları şeklinde olup şekil 3.2'de gösterilmiştir.

PALEOSOLLERİN BELİRGİN ÖZELLİKLERİ	PALEOSOLLERİN EGEMEN VE YAYGIN ÖZELLİKLERİ (ve başka oluşumlar)
KÖK İZLERİ  en üst kesim tıraşlanmış aşağıya doğru incelme aşağıya doğru dallanma	 ministromatolitler (okyanus, ırmak ve göl) endolitik mikrobial izler (okyanus, ırmak ve göl) denizel olmayan fosiller (okyanus, ırmak ve göl)  oyuklar (okyanus, ırmak ve göl)
TOPRAK HORIZONLARI  sedimanları üzerleyen parçalı taneler erozyonal keskin üst yüzey aşağıya doğru dereceli değişiklikler az altere olmuş ana kaya	 kömür ve karbonatlı şeyl (okyanus, ırmak ve göl) temel tüketim zonları (hidrotermal sistem) kuvarsa zengin rezidü (okyanus, ırmak ve göl) kil birikim zonları (okyanus, ırmak ve göl, derin gömülme veya hidrotermal sistem) karbonat birikim zonu (okyanus, ırmak ve göl) sıg veya derin gömülme, hidrotermal sistem) demir birikim zonu (okyanus, ırmak, göl ve hidrotermal sistem)
TOPRAK YAPILARI  kesek (ped) kutanlar (cutans) gilgai mikrotopoğrafya sepik plasmik fabrik  mukara yapısı kavisli kesekler kum kaması buz kaması	 nodüller ve konkresyonlar (okyanus, ırmak ve göl, sıg gömülme, volkanik kül veya hidrotermal sistem) "çöl gülleri" ve kristaller (playa gölü, sabka)  kalıntı tabaka (okyanus, ırmak veya göl) kalıntı kristal yapı (playa gölü, sabka, sıg veya derin gömülme, metamorfik, hidrotermal veya mağmatik) kalıntı foliyasyon (fay zonu veya metamorfik)

Şekil 3.2 Paleosollerin tanınmasında kullanılan yaygın ve karakteristik özellikler
Retallack (1988, 1997, 2001)

Kök izleri; Paleosoller içinde en önemli korunmuş yaşam izleridir. Paleosoller, bitkilerin birikmesi ve kayacın atmosferik şartlarda parçalanmasıyla oluşur. Paleosollerin en üst kısmında yüzeye çıkmış kök izleri bulunur. Kök izleri çok incedir, alt kısma doğru dallanır (Şekil 3.2) ve profil içinde bunları ayırt etmeye yardımcı olur. Diğer taraftan, bazı kök izleri topraktaki sert kısım üzerinde yanal olarak ayrılır ve bazı türlerinde dallar yukarıya doğru ve toprağın dışında bulunur. Köklerin değişik türleri, bunların organik maddesi korunduğunda çok kolay tanınabilir. Bu durum genellikle oksijenin çok az, ya da olmadığı, mikrobiyal bozucuların etkili olduğu su bakımından zengin kara ortamlarındaki paleosollerde gerçekleşir. Köklerin çoğu türü iyi drene edilmiş paleosollerde tanımlanır. Kırmızı ve alacalı renkli paleosollerdeki kök izlerinde organik madde çok nadir korunur. Bu paleosollerdeki kök izleri paleosol matriksin çevrelediği farklı materyaller ile dolmuş oluğumsu/tübümsü yapılardan oluşur.

Dolayısıyla kurak-yarı kurak ortamlardaki paleosollerdeki kök izlerindeki organik kısım tümüyle ayrılmış ve kalıbın içine genellikle inorganik (kil, silt ve çoğunlukla da karbonat) malzeme ile dolmuştur. Kök yapıları sadece paleosollerin varlığını göstermez aynı zamanda toprak koşulları hakkında da bilgiler sağlar. Paleosollerin kök izlerinden yararlanılarak tanımlanması Devoniyen dönemine kadar yapılabilir. Çünkü ilk büyük odunsu damarlı bitkiler bu dönemde görülmüştür (Retallack 1988). Ayrıca Geç Silüriyen yaşlı paleosollerde de küçük damarlı bitkilerin varlığı sözkonudur (Retallack 1985) ve Geç Ordovisiyen yaşlı paleosollerde ise muhtemel bitki ve organik madde izlerine rastlanılmıştır (Boucot vd. 1974).

Toprak horizonları; Toprak horizonlarının varlığı paleosollerin ikinci genel özelliğidir. Genellikle paleosol horizonlarının üst kısmı erozyonal yüzeyle keskin bir şekilde kesilmiştir. Alt kısımlarda ise bunun tersine horizonlar arası sınırlar geçişlidir. Toprak horizonları tipik olarak aşağı doğru yani ana materyale doğru doku, renk ve mineral içeriği bakımından dereceli şekilde değişiklik gösterirler. Günümüz toprak horizonları ile karşılaştırılması paleosollerin tanınmasına da yardımcı olabilir. Horizonlar arası farklılıklar paleosollerin görece gelişme derecesini anlamak için kullanılabilir (Çizelge 3.3).

Toprak yapıları; bu oluşumlar ana kayadaki tabakalanma, kristal yapı gibi ilkel depolanma özelliklerinin, bitki ve hayvanların biyoturbasyonu, iklimin ıslak-kuru olması ve diğer toprak oluşturan süreçlerin tesiriyle oluşurlar (Çizelge 3.2).

3.3.6 Güncel toprak ve paleosollerin oluşumunda jeomorfik yüzeyin etkisi

Eski ya da yeni olsun bütün topraklar belirli bir yeryüzü koşullarında oluşmuşlardır. Dolayısıyla geçmişin yeryüzü toprakları olan paleosoller olduğu jeolojik ortam hakkında bilgiler verirler. Ayrışma atmosfere açık olan hemen her ortamda gerçekleşir. Ayrışma ürünü olan topraklar Prekambriyen döneminden günümüz koşullarına kadar hemen her jeolojik ortamda uygun koşullar altında oluşmuşlardır. Toprak oluşumuna etki eden beş faktörden birisi olan rölyef (topoğrafya) diğer etkenlere göre biraz göz

ardı edilmiştir (Jenny 1992). Araştırmacılar rölyefi çoğunlukla toprak oluşumundan ziyade erozyona neden olan temel etken olarak düşünmüşlerdir.

Toprağın oluştuğu jeomorfik yüzeyin eğimi oldukça önemlidir. Eğimi yüksek olan bölgelerde toprak oluşumu sınırlıdır. Buralarda erozyon ve yüzey akış sularının fazla olması, toprağa süzülen suyun göreceli az olması gibi etkenlerden dolayı birikim oranı düşüktür. Az eğimli bölgelerde ise birikim daha fazla olacağından toprak profilleri daha derindir. Yatay veya göreceli çukur bölgelerde ise gerek yağış gerekse yeraltı suyunun etkisinden dolayı devamlı su aldıklarından bataklık-turba oluşumları gerçekleşir (Akalan 1988).

3.3.7 Pedojenik kalışın oluşumu ve kökeni

Kalış (ya da kalkret) genel bir terim olup, toprak oluşum süreçlerinin bir sonucu olarak (pedojenik kalış) veya yeraltı suyunun buharlaşması (yeraltı suyu kalışı) sonucu yarı hümit (nemli) ve kurak iklim (400-600 mm) koşullarında oluşur (Wright ve Tucker 1991). Bu tanımlama kısaca '*yüzeye yakın, karasal oluşumlu ve çoğunlukla $CaCO_3$ birikimleri*' şeklinde de yapılır ve dağınık (toz) şekilden yüksek oranda sertleşmiş nodüler şekillere kadar gidebilen bir çeşitlilik oluştururlar. Kalışlar, toprak profilleri, ana kaya ve sedimanlar içinde, vadoz ve sık freatik alanlarda, yeraltı suyunun $CaCO_3$ bakımından doygun hale geldiği, $CaCO_3$ 'ün yerinden edilmesi, yerine geçmesi ve çimentolanması ile oluşur. Bu tanımlama Goudie (1973) ve Watts (1980) tarafından verilen tanımlamadan revize edilmiştir (Wright ve Tucker, 1991). Dolayısıyla kalış oluşumları birincisi **pedojenik model** (per descensum-meteorik suların aşağıya doğru sızması), diğer ise **yeraltı suyu modeli** (per ascensum-yeraltı suyunun kapiler yükselimi) şeklinde ayrılır.

Bunlar çoğunlukla karasal sedimanlardaki paleosoller içinde korunmuş olarak bulunurlar ve paleoekolojik açıdan önemli belirteçlerdir. Genellikle çoğu araştırmacılar *pedojenik karbonat*, *kalış* ve *toprak karbonatı* terimlerini aynı anlamda kullanırlar. Kalkretler birkaç metre kalınlıklara kadar ölçülen masif devamlı horizonlardaki toprak karbonatlarının özel bir oluşumunu temsil ederler (Cerling 1984).

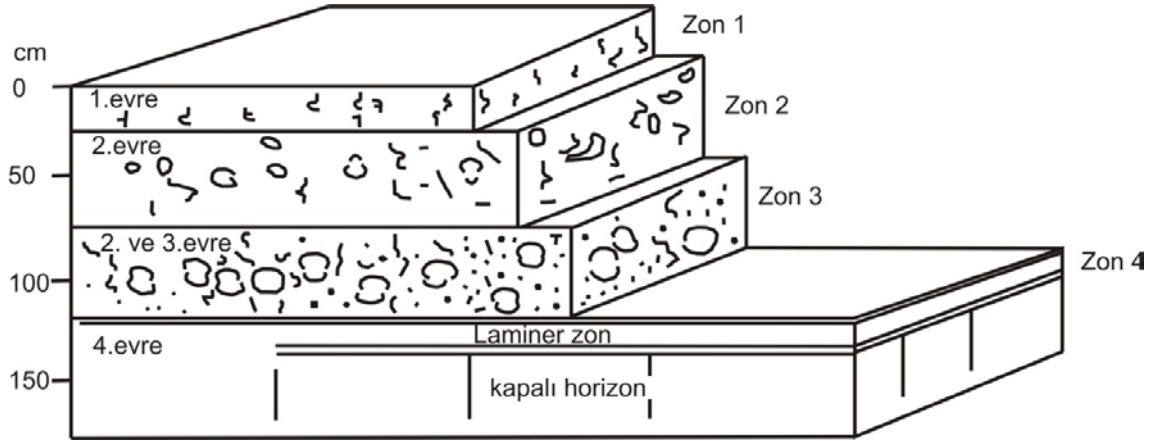
Karbonatın kaynağı yağış, yüzey akışı, zemin suyu, rüzgarla taşınmış tozlar, karbonat kavkılı biyoklastlar, bitki artıkları ve kayaçlar olabilir (Goudie 1973, 1983). Pedojenik karbonatın esas kaynağını Machette vd. (1985)'de rüzgarla taşınmış karbonat tozları olduğunu belirtir. Toprak yüzeyine karbonat bakımından zengin tozlar birikir ve yağmur suyu ile toprak içine taşınır ve çökelir. Pedojenik karbonatın bulunma derinliği ise mevsimsel yağışa bağlıdır.

Son derece karmaşık bir sistem olan pedojenik karbonatın oluşumu çoğunlukla iklimsel şartlar tarafından kontrol edilmekle beraber (Birkeland 1999, Cerling 1984, Quade vd. 1989ab, Amundson vd. 1989), aynı zamanda toprağın başlangıç dokusu, karbonatın çözülme oranı, toprak $P(CO_2)$ 'nin derinlik değişimi, toprağın uygun su tutma kapasitesi, evapotranspirasyon, havadan gelen toz akışı, birikme oranı gibi faktörler tarafından da kontrol edilir (Kline 1973, Frissel ve Reineger 1974, Rogers 1980, McFadden ve Tinsley 1985, Marion vd. 1985, McFadden vd. 1991).

Pedojenik karbonat oluşumu ile ilgili Gile vd (1966)'da arid (kurak)-semi (yarı) arid iklimlerde gelişen karbonat morfolojisinin dört evreli zamana bağlı gelişimini içeren bir istif modeli geliştirmiştir. Bu dört evreli süreçleri toprak mikromorfoloji methodunu kullanarak daha detaylı tanımlamaları ise Monger vd (1991) yapmıştır. Araştırmacılar, bu modelde, 1. evrede ince lifler (filaments), 2. evrede sarınımlar (coatings), 3. evrede nodüller ve nodüller arası dolgular, 4. evre ise petrokalsik horizon (kaliş) şeklinde olduğunu göstermişlerdir (Şekil 3.3) Model, karbonat morfolojisinin zaman ölçeği üzerindeki gelişimini açıklar.

Birinci evre boyunca, üst toprak seviyesindeki (A ve/veya B horizonu) pedojenik karbonat lifleri ve sarınımların ince kesit çalışmalarında yarı kristalli ve mikritik kristallerden oluştuğunu belirtmişlerdir (Gile vd. 1966, Monger vd. 1991). Klappa (1979) bitki öldükten sonra kök şeklinin korunduğunu, kök saçaklarının hücre duvarlarına doğru kalsitin emildiğini gözlemlemiştir. Kök gözenekleri içindeki fazla kalsite, kökler tarafından üretilmiş ve makroporlara doğru tercihen süzölmüş kalsit çözeltisi sebep olmuş olabilir ve sonra kuruma ile kök yüzeylerinde çökelmiştir. Toprak karbonatları, üst toprak solumu içindeki bu evrede, toprak matriksinin tümüyle

boşluklar içinde kalsit kümeleri ve toprak tane sarınımları (karbonat kutanlar, kalsitan) şeklinde dağılmışlardır (Monger vd. 1991).



Şekil 3.3 Toprak derinliğindeki karbonat birikim evrelerini gösterir blok diyagram (Monger vd. 1991'den alınmıştır)

İkinci evre boyunca, pedojenik karbonat nodülleri daha alt toprak horizonunda yaygın şekilde görünürler (Gile vd. 1966, Monger vd. 1991). Nodül oluşumu, Brewer (1972)'e göre, difüzyon süreçlerini içermelidir. Çünkü nodüller yoğun bir matriks içerisine gömülüdürler ve bunlar tümüyle karbonatsız toprak materyalleri tarafından bir diğerinden oldukça geniş oranda ayrılmış olabilirler.

Üçüncü evre boyunca, oyuklar ve kök kanalları, nodül oluşumu (2. evrenin sonu) ile kapanırlar, toprak suyu yan materyallere göre hareket edecektir ve nodüller arası dolgulara da karbonat katılır. Böylece bu evre içinde nodüller arası dolgular ile karbonat nodülleri morfolojiyi karakterize ederler.

Dördüncü evre boyunca, pedojenik karbonat kapalı horizonun ilk gelişimi nedeniyle laminar zonda oluşur (Gile vd. 1966). Kapalı horizon sadece yavaş bir şekilde sızabilen suya geçirimlidir ki bu kapalı horizonun en üst kısmında serbest suyun ince bir zonu şeklinde yoğunlaşır. Pedojenik karbonat su buharlaştığında çöker (Monger vd. 1991).

Harden vd. (1991) açık bir şekilde eski iklimler veya iklimsel dalgalanmaların yerine, toprakların ilerleme yaşı ile ilişkili yaş morfolojisinin gelişimindeki ilerlemeyi ortaya

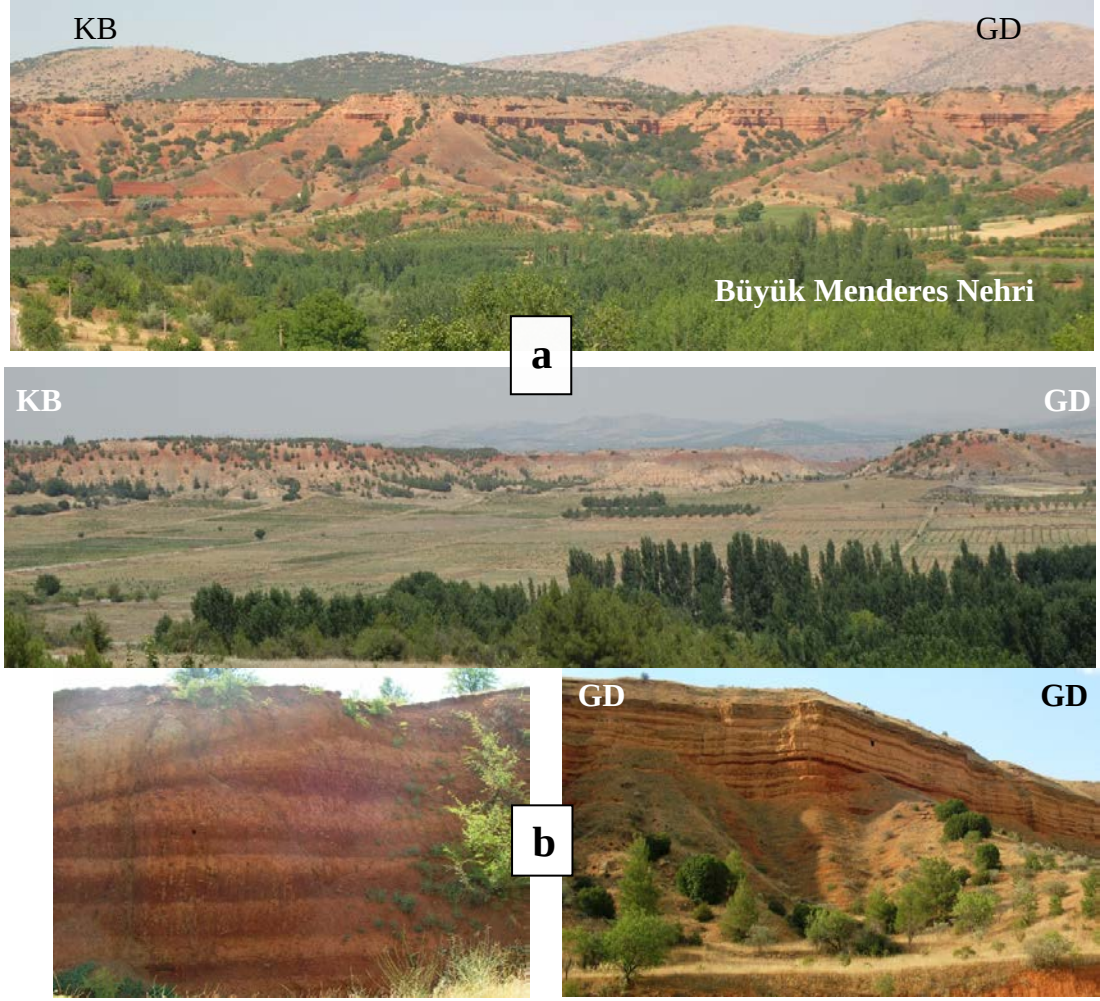
koymuşlardır. Çünkü her evrenin çökelimleri, daha alt evredeki morfolojiye hakimdir. Buna göre, 3. evre 1. ve 2. evrenin ilk oluşumları olmaksızın sadece eski bir iklimin neticesinde oluşamayacağını belirtirler.

Ülkemizde de kalış oluşumları üzerine araştırmalar jeoloji, jeomorfolojik ve pedolojik çalışmaların beraber yürütüldüğü çalışmalardır (Poley 1937, Bediz 1949, Küçükçetin 1951, Erentöz ve Tolon 1952, Karayel 1973, Özgöncü 1976, Kapur vd. 1984). Kalışların sedimantolojik ve jeokimyası üzerine çalışmalar ise sonraki yıllarda yapılmıştır. Bu çalışmalardan Atabey vd. (1998)'de Kırşehir yöresindeki Miyo-Pliyosen yaşlı kalış oluşumlarının sedimantolojik ve petrografik özelliklerini; Dinçer vd. (2008), Çobanoğlu vd. (2008) Adana bölgesindeki Kuvaterner yaşlı kalışların jeokimyasal, jeomekaniksel ve deformasyon özelliklerini, Eren vd. (2008) ise Mersin bölgesindeki yine Kuvaterner yaşlı kalış oluşumlarının ise sedimantolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini detaylı şekilde ele alan çalışmalardır.

3.4 Denizli-Çal-Çivril Yöresindeki Paleosoller ve Özellikleri

Çalışma alanında Çağlayan formasyonu olarak tanımlanmış paleosol seviyelerinin en iyi yüzlekleri Çal-Bekilli-Karahallı havzasında bulunmaktadır. Paleosol bulunduran seviyelerin kalınlığı 55-60 m arasındadır. Paleosoller genelde bu havzanın merkezinde Büyük Menderes Nehrinin açtığı vadilerde ve yol yarmalarında belirgin şekilde izlenirler (Şekil 3.4).

Paleosoller koyu kırmızı renkleri, zonlu iç yapısı, kök izleri, karbonat yumruları, belirgin toprak yapıları ile kolaylıkla fark edilirler. Paleosoller ve ana kayalardan sistematik şekilde örneklemeler yapılmış ve her bir horizon bulunduğu yerin baş harfi ile alfabetik olacak şekilde yapılmıştır. Çağlayan formasyonunda gelişen paleosol seviyelerinden üç ayrı yerde ölçülü stratigrafik kesitler alınarak, ayrıntılı pedolojik ve sedimantolojik özellikleri tanımlanmıştır. En iyi gözlemlendiği yerler Bekilli, Çal-Hancalar ve Mallıkkaşı kesitleridir.



Şekil 3.4 Paleosol seviyelerinin arazi görüntüleri

- a. Panoramik görüntü.
b. Ardalı paleosol seviyeleri

3.4.1 Bekilli yöresi paleosol kesiti

Bekilli ilçesinin ~ 4-5 km kadar GB'de yol yarmasında gözlenen paleosol seviyeleri yaklaşık yaklaşık 10 m'lik bir istif içerisinde ardışıklı olarak bulunan dört ayrı paleosol seviyesinden oluşmaktadır. Yukarıda belirtildiği gibi, paleosol bulunduran istif, Çağlayan formasyonunun orta-üst kesimleridir (Şekil 2.4). Paleosol seviyelerinin kalınlıkları periyodik olarak 60 cm olmakla beraber, istifin alt seviyelerinde daha kalındır (Şekil 3.5). Her bir seviyede belirgin olarak kırmızı renklenme, kök izleri, çatlak dolguları, nodüler şekilli karbonat yumruları, tübümsü/boru şekilli yapıları, kuruma çatlakları, demir-mangan sıvamaları ve mikro kayma yapıları gibi belirgin

tanıtman özellikleri ile tanınmışlardır (Şekil 3.6-3.7). İstifteki paleosol seviyelerinin özellikleri birbirlerine benzerler. Paleosol bulunduran istif, Tersiyer öncesi temel birimler üzerine uyumsuzlukla oturur (Şekil 3.5).

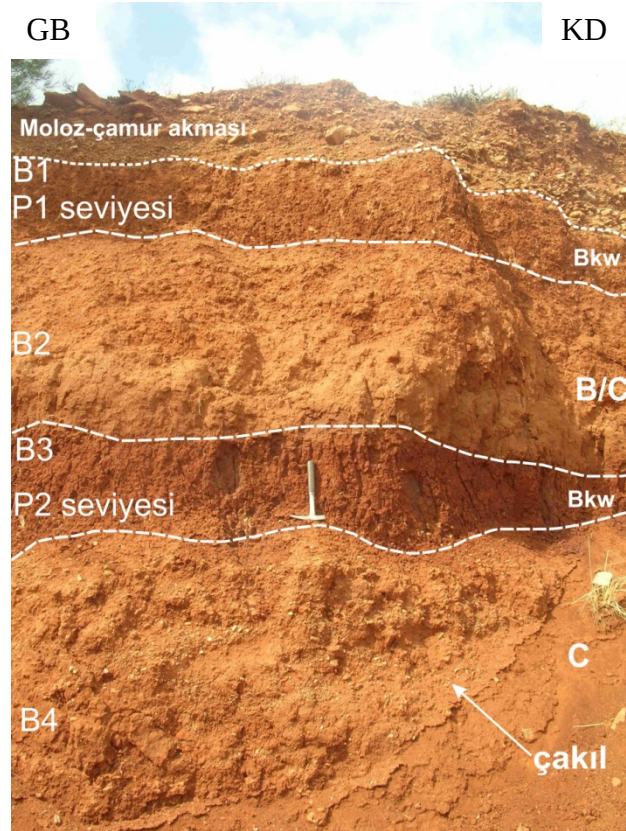
Paleosollerin tane boyu genelde çoğunlukla silt ve kil olup yer yer çakıl parçaları da bulundurulur. Çakıllar iyi yuvarlaklaşmış, az köşeli veya köşelidirler. Üzerinde geliştiği ana malzeme olan çamurtaşı-silttaşından renk, doku, tekstür ve bileşim bakımından farklılıklar olması toprak horizonlarının tipik özelliğidir. Bütün bu değişim pedojenezle gelişen ayrışma süreçleriyle ilgilidir.

İstiflerde B ve C toprak horizonları izlenir. A horizonu ise belirgin şekilde izlenememektedir. Bu durum, toprak oluşumundan sonraki süreçte üzerine gelen yeni bir malzemenin veya erozyonun sonucu olmalıdır. Ya da bir bölümü kısmen de korunmuş olsa bile ayırt edilmesi zordur. Organik madde analizlerinde, organik madde yokluğu A horizonunun eksikliğini desteklemektedir. İstiflerde ardalı olarak en az dört kez tekrarlanan toprak seviyeleri, bir sonraki jeolojik olay sonrasında üzeri gömülü vaziyettir. B horizonlarında, belirgin renk, yapı, pedojenik karbonat ve silikat killerin birikimi sözkonusudur. Bu nedenle Bb, Bw, Bk ve Bt gibi alt horizon tanımlaması yapılmıştır (Şekil 3.5-3.6).

Bekilli istifindeki toprakların renkleri Munsell renk skalasına göre koyu esmer kırmızı ve koyu sarıdır (10 R 4/6, 2.5 YR 3/6-4-6) (Şekil 3.6-3.7). Özellikle istifteki B1 (1. Paleosol seviyesi-P1) ve B3 (2. Paleosol seviyesi-P2) no'lu toprak seviyelerindeki renk çok belirgindir. En iyi gelişmiş toprak seviyesi olan bu seviyelerde kuruma çatlakları, mangan sıvamaları, karbonat dolgulu çatlak dolguları iyi gelişmiştir (Şekil 3.6-3.7).

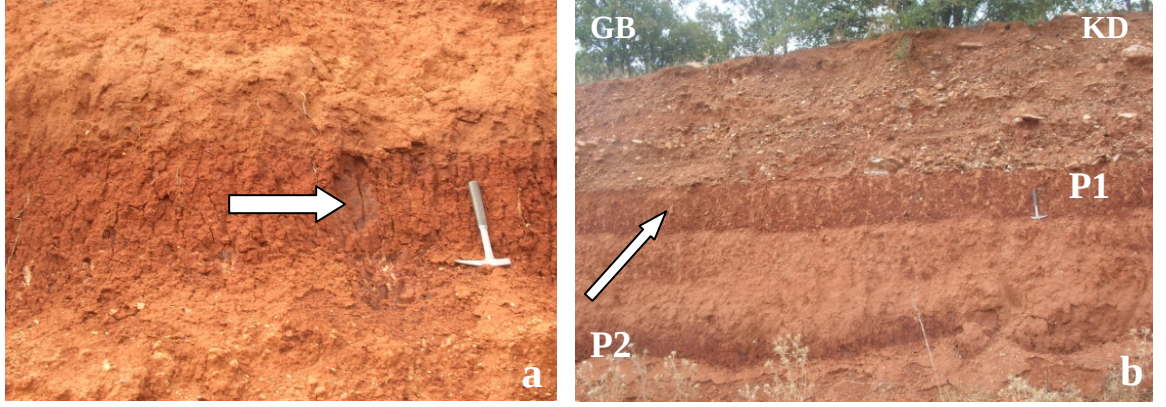
Depolanma ortamı	Örnek No	Bekilli 3571382 4230635	Horizon	Paleosol seviyeleri	Munsell renk skalası	Pedolojik sedimentolojik özellikler
T A Ş K I N D Ü Z L Ü Ğ Ü						moloç-çamur akması d_{max} : 80cm, d_{mean} : 15-20 cm çakıl: %90 metamorfik %10 kireçtaşı, ofiyolitik
	B1 m (0.6)		Bb Bkw	P1	10R 4/6	paleosol-tüp, dolgu şekilli pedojenik karbonat
	B2		B/C		10R 6/6	çamurtaşı/silttaşı saçılmış kireçtaşı nodülleri
	1.2 B3		Bt Bkw	P2	10R 4/6	paleosol-nodüler şekilli pe- dojenik karbonat; blok ve prizmatik toprak yapıları
	1.8 B4		C		10R 5/6	çamurtaşı, seyrek karbonat nodülleri
	2.4 B5					kumlu silttaşı, çamurtaşı
	4.8 B6		Bkw		10R 4/6	ince kum kanalları paleosol, nodüler-tüp, dolgu şekilli pedojenik karbonat örtülü kısım
			Bbt	P3	2.5 YR 3/6	paleosol, nodüler şekilli pedojenik karbonat
			Bkw			ince kum kanalları
	7.2 B7		Bk Bw		2.5 YR 3/6	paleosol, kök yapıları, prizmatik toprak yapıları manganez-demiroksit sıvaması
	8.0 B83					paleosol-çamurtaşı ince taneli saçılmış çakıllar (çakıllar metamorfik, kireçtaşı, ofiyolitik)
	B82		Bw	P4	2.5 YR 4/6	
	B81		Bk			paleosol, tüp-nodüler şekilli pedojenik karbonat
	10.0 B8a		C		5 YR 7/6	çamurtaşı, çapraz tabakalanma
						matriks destekli konglomera
						temel kaya

Şekil 3.5 Bekilli paleosol kesiti



Şekil 3.6 Yol yarmasından alınmış Bekilli paleosol kesiti üst kısımlarındaki P1 ve P2 paleosol seviyeleri

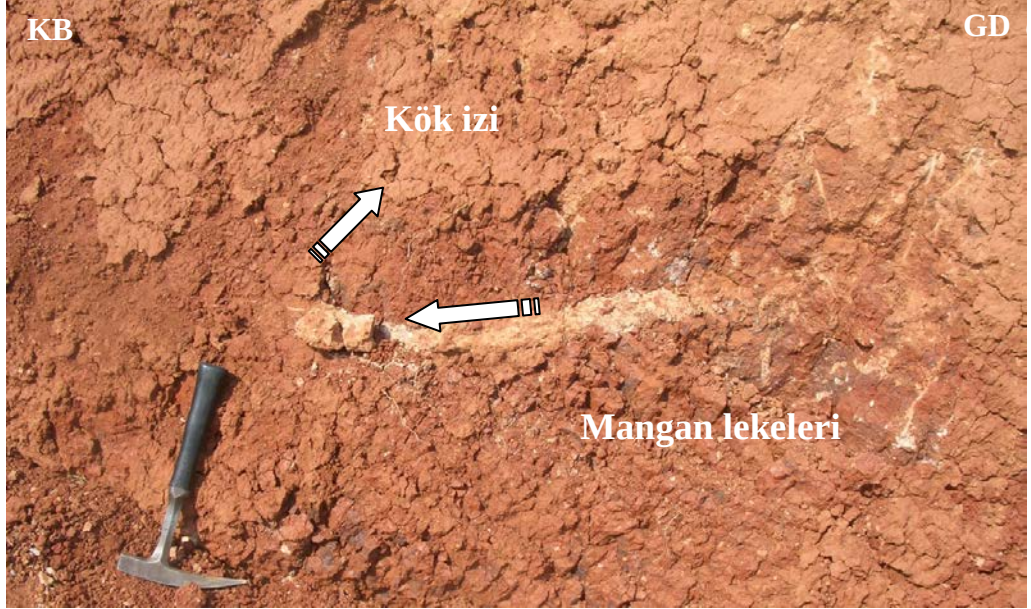
Şekil 3.6'da da görüldüğü üzere P1 paleosol seviyesi üzeri, topraklaşma olayından sonraki dönemlerde gelen çamur-moloz akması ile hem aşınmış, hem de gömülü vaziyettedir. Benzer şekilde P2 paleosol seviyesi ise bu süreç içerisinde üzerine gelen malzemeden dolayı aşınmış durumdadır. Horizonlar arası dokanak keskin olmayıp geçişlidir. Aşırı oksitlenmeyle belirgin demir ve mangan oksit sıvamaları izlenir (Şekil 3.7.a). İkincil karbonatlar genelde çatlakları doldurur vaziyettedir (Şekil 3.7.b). Bloklu ve yer yer de prizmatik toprak yapıları da izlenmiştir. İçerdiği kil içeriğine bağlı olarak da mikrokayma (slickenside) yapıları da izlenmektedir (Şekil 3.7.a).



Şekil 3.7 Bekilli kesiti P1 ve P2 seviyelerindeki toprak yapıları

- a. B3 no'lu ikinci paleosol seviyesindeki (P2) bloklu yapılar ve mangan oksit sıvaması (ok)
- b. B1 no'lu birinci paleosol seviyesindeki (P1) tübümsü-çatlak dolgusu şekilli ikincil karbonatların arazi görüntüsü

İstifin alt seviyelerine doğru gidildikçe paleosol seviyelerinin kalınlıkları artmaktadır. Bu seviyelerde üst paleosol seviyelerinden daha belirgin şekilde kök izleri ve karbonat nodülleri bulundurulur (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 Bekilli paleosol istifinin alt seviyelerindeki tanıtman yapıları

Paleosollerin üzerinde geliştiği ana materyaller ilksel depolanma özelliklerini kısmen korumuşlardır. Çoğunlukla, ince-orta tane boyunda metamorfik, kireçtaşı-mermer ve az oranda ofiyolitik bileşimli çakıl taneleri gözlenmiştir. Silttaşı ve çamurtaşlarında yer yer ince kum mercekleri gelişmiştir. Bu kayalar ise daha sarımsı kırmızımsı renklindedir (10 R 5/6, 5 YR 7/6) (Şekil 3.9) ve karbonat içeriği yüksektir.



Şekil.3.9 B8 no'lu seviyenin alt kısmındaki çamurtaşlarının arazi görünümü

3.4.2 Çal-Hancalar yöresi paleosol kesiti

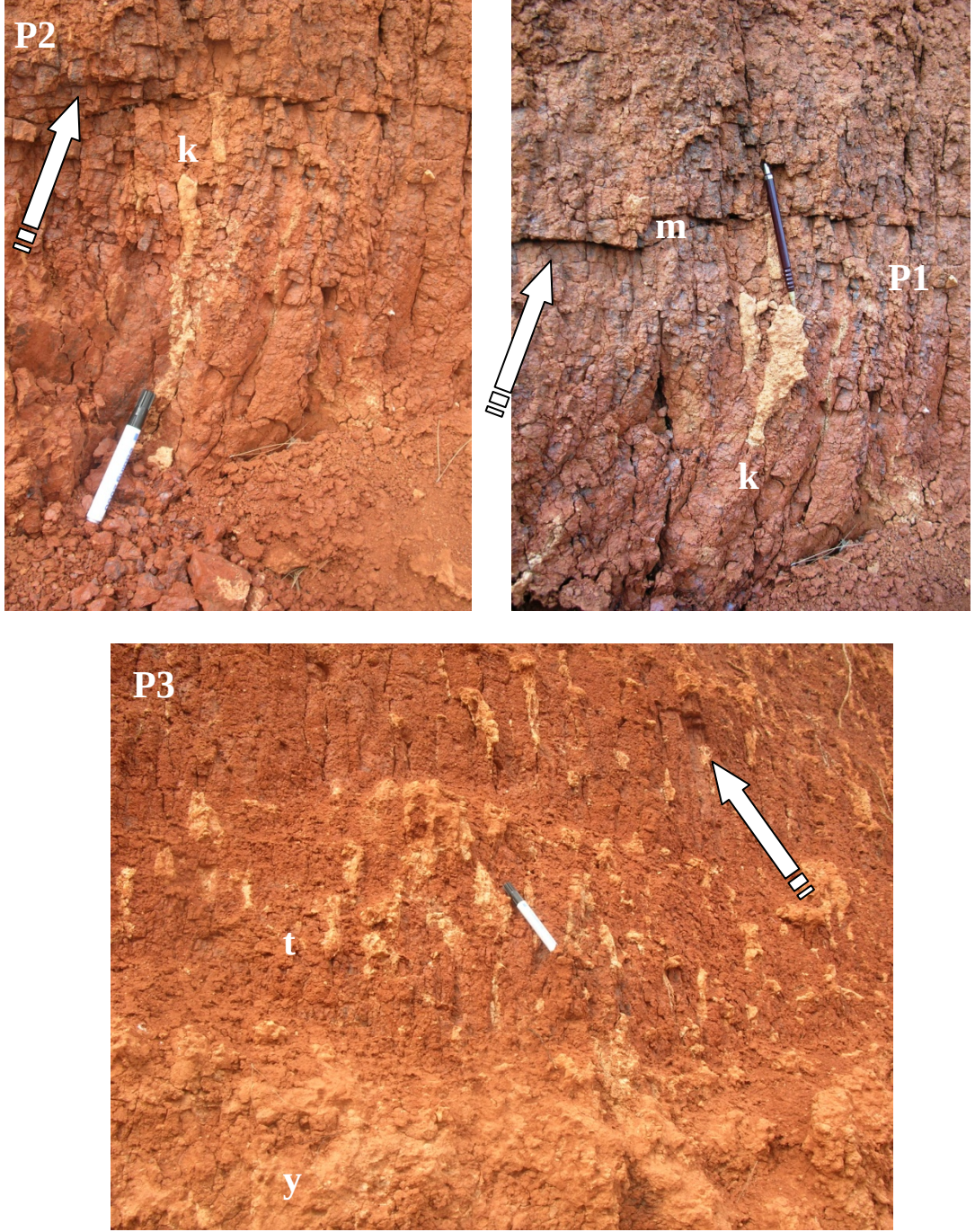
Büyük Menderes Nehri vadisi ile Çal-Hancalar arasında yol üzerinde tabanı görülmeyen kesitte 8 ayrı paleosol seviyesi izlenmiştir. Bunlar Bekilli paleosollerinin yanal devamıdır ancak hangi seviyenin hangisine karşılık geldiği açık değildir. Bu sebeple ayrı kodlar verilmiştir. Kalınlıkları 40-150 cm arasında değişmekle beraber tüm paleosol seviyelerinde paleosollere özgü yapılar yaygınca bulunur (Şekil 3.10). Hepsinde A horizonunun eksikliği dikkat çeker (Şekil 3.10). Beklenildiği gibi, üzerinde geliştiği ana kaya konumundaki çamurtaşı-silttaşı ve kanal dolgularından renk, doku, tekstür ve bileşim bakımından farklıdır. Toprağı oluşturan minerallerin tane boyu önceki paleosol isitifine benzer özellikte olup silt ve kil boyutundadır. Kanal üzerinde gelişen paleosoller ise bünyelerinde çakıl parçası da bulundurur. Paleosol horizonları arasında dokanak dalgalı, geçişlidir.

Her bir paleosol seviyesindeki kırmızı renklenme dikkat çeker ancak özellikle istifin alt seviyelerinde (P1, P2 seviyeleri) yoğun manganoksit/demiroksit lekelerinden dolayı renk daha da canlı ve parlak olarak izlenir (Şekil 3.11). Bu parlaklığa büyük olasılıkla toprağın mikro kayma yapıları da neden olmuş olabilir. Renkler, Munsell renk skalasına göre 2.5 YR 3/6-5/6 olarak tanımlanmıştır. Bu seviyelerde kök izleri, nodüler şekilli karbonat yumruları, tübümsü yapılar, bloklu-yer yer prizmatik toprak yapıları, kuruma çatlakları, belirgindir (Şekil 3.11). İstifin ortası ve üstüne doğru genelde nodüler ve yumru şekilli kalıplar içerir (Şekil 3.12). İstifin alt kısımlarındaki gözlenen bloklu-prizmatik toprak yapıları bu seviyelerde net olarak izlenmez. İstifin en üst seviyesinde günümüz toprak oluşturan süreçlerin etkisiyle oluşmuş güncel toprak seviyesi bulunur. Bu seviyenin geçmiş dönemde oluşmuş ve üzeri aşınmış ve günümüzdeki görüntüsünü almış olma olasılığı da sözkonusudur. Ancak güncel oluşmuş toprak mı, yoksa üzeri aşınmış bir paleosol olduğunu ayırt edilmesi zordur.

Çamurtaşı, silttaşı ve bunlarla karışık çakıllardan oluşan kanalların kalınlıkları 2-2.5 m arasında değişmektedir (Şekil 3.13). Renkleri sarımsı bej renklidir (10 R 5/6). Alt sınır, ana kaya kanal dolgusu olduğunda keskin bir dokanağa sahiptir.

Depolanma ortamı	Örnek No	Çal 35711444 4223182	Horizon	Paleosol seviyeleri	Munsell renk skalası	Pedolojik sedimantolojik özellikler
T A Ş K I N D Ü Z L Ü Ğ Ü	Ç13 1m		Bw	P8	10R 4/6	paleosol(?)/ güncel toprak
	Ç12		C		10R 5/6	çamurtaşı, silttaşı
	Ç11		Bk	P7	10R 4/6	ince taneli metamorfik çakıllar
	Ç10		C		10R 5/6	paleosol, nodüler şekilli pedojenik karbonat
	Ç9					ince kum kanalları
	Ç8		Bkw	P6	10R 4/6	ince taneli metamorfik çakıllar
						paleosol, nodüler-tüp şekilli pedojenik karbonat
			C			çamurlu, siltli kanal konglomera (ince taneli metamorfik çakıllar)
			Bb Bkw	P5	2.5 YR 3/6	paleosol, nodüler, dolgu şekilli pedojenik karbonat
	Ç7		C			ince kum kanalları, çapraz tabakalanma
						çamurtaşı/silttaşı
	Ç6		Bb Bkw	P4	2.5 YR 3/6	kanal konglomerası (ince taneli metamorfik, kireçtaşı, ofiyolitik çakıllar)
						paleosol, kök yapıları, tüp ,dolgu şekilli pedojenik karbonatlar
						nodüler şekilli pedojenik karbonat
50cm	Ç5 10m		C		2.5 YR 6/6- 2.5 YR 6/8	ince kum kanalları
			Bk	P3		silttaşı, çamurtaşı ve saçılmış ince taneli çakıllar
	Ç4					kumlu/çamurlu kanal konglomerası (çakıllar metamorfik, kireçtaşı, ofiyolitik bileşenli)
						örtülü alan
	Ç3		Bkw	P2	2.5 YR 5/6	paleosol, çatlak dolgulu, nodüler şekilli pedojenik karbonat, prizmatik-bloklı toprak yapıları, demir-manganoksit sıvımaları
	Ç2					paleosol, kök izleri, tüp şekilli pedojenik karbonat
	Ç1		Bt	P1	2.5 YR 3/6	paleosol, nodüler, çatlak dolgulu tüp şekilli pedojenik karbonat, bloklı toprak yapısı, mangan sıvıması
	15m					

Şekil 3.10 Çal-Hancalar paleosol kesiti



Şekil 3.11 Çal-Hancalar kesitindeki P1-P2-P3 paleosol seviyelerindeki bloklı-prizmatik toprak yapıları (ok), siyah renkli mangan oksit sıvamaları (m), kök izlerinin (k), çatlak dolgulu-tübümsü şekilli (t) ve yumru şekilli (y) pedojenik karbonat arazi görünümü



Şekil 3.12 Çal-Hancalar yöresi ölçülü paleosol kesitinin üst kısımlarındaki ardalı paleosol seviyeleri



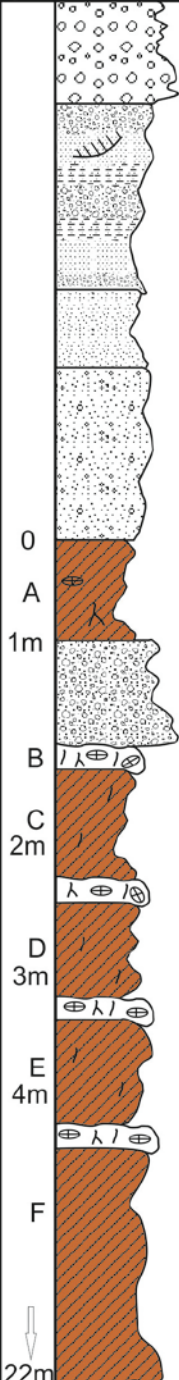
Şekil 3.13 Çal-Hancalar yöresi ölçülü paleosol kesitinin üst kısımlarındaki çamurtaşı ve ince taneli metamorfik, kireçtaşı çakıllarından kurulu kanalın arazi görüntüsü (kanal 50 cm kalınlığındadır)

3.4.3 Mallıkkaşı paleosol kesiti

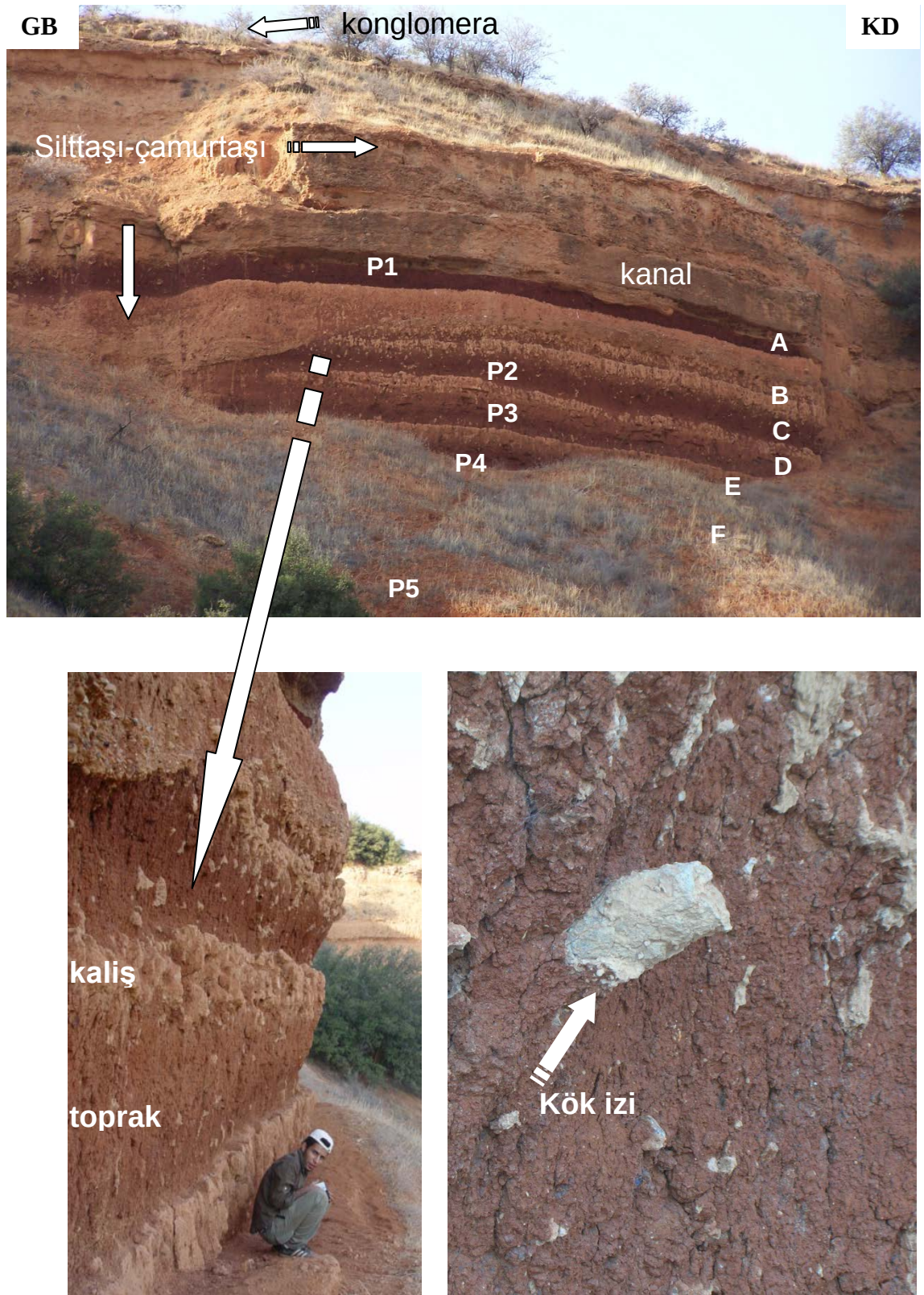
Bu kesit, Çal havzasının orta kısmında ölçülmüştür. Öncekilerde olduğu gibi ardışıklı paleosol seviyeleri bulunur. Paleosollerin örnekleme ve tanımlaması A, B, C, D, E ve F şeklinde yapılmıştır (Şekil 3.14-3.15). İstifin tabanı izlenmeyip kalın bir ayrışma zonu/döküntü örtüsü ile başlar (F) ve bunun üzerine ardalı olarak beş seviye halinde paleosol seviyeleri (140 cm) ile yumrulu, nodüllü masif kaliş (45 cm) oluşumları gelir (Şekil 3.14-3.15) Yalnızca A numaralı paleosol seviyesi altında 2-2.5 m kalınlıkta silttaşı-çamurtaşı ve konglomeratik kanal izlenir. Bu seviyelerin altında ana kaya özelliği sunan kayaca rastlanılmamış ya da döküntü seviyesinin çok altında olduğundan gözlenememiştir. İstifin en üst kısmında 6 m kalınlıkta seyrek çakıllı silttaşı, çamurtaşı ile daha genç oluşuklu yer yer tutturulmamış çakıllardan oluşan konglomeratik seviye yer alır (Şekil 3.15). Konglomeralar, altındaki paleosol seviyelerinin korunmasını sağlamıştır. Aksi takdirde erozyon nedeniyle taşınması söz konusudur.

İstifteki paleosol seviyeleri ve bunlara ait özellikler çok net olarak izlenirler. Koyu kırmızı renk (7.5 R 3/6, 5YR 8/3, 10R4/6), bloklu-prizmatik toprak yapıları, kaliş yumruları-nodülleri ve kök izleri tüm paleosol seviyelerinde gelişmiştir (Şekil 3.16). Paleosollerin tane boyu benzer şekilde silt ve kil boyutu malzemeden oluşmuştur. Çakıl boyutu malzeme bu seviyelerde izlenmemiştir.

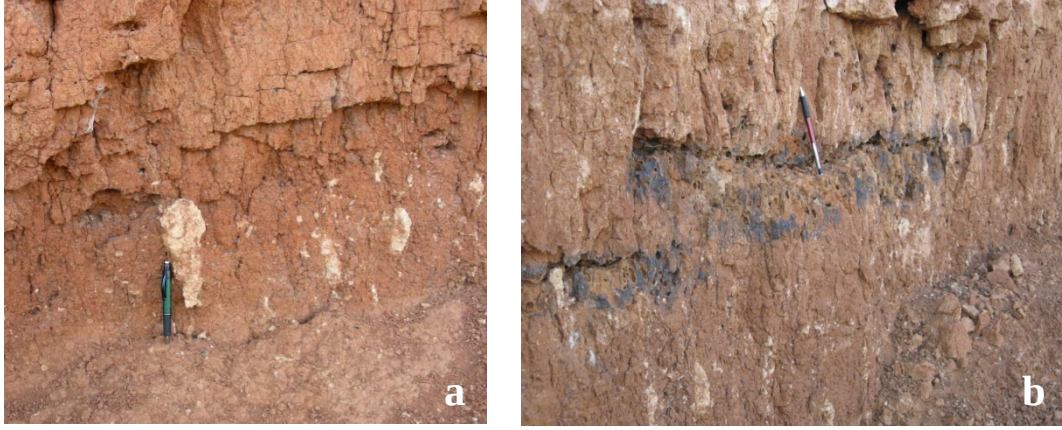
Havza içerisinde yatay konumlu, yanal devamlılığı oldukça uzun olan bu paleosol seviyeleri, havzanın güneye doğru bakan kesimlerinde (Çal-Şapçılar çevresi) aynı özellikte izlenmez (Şekil 3.17). Aşınmanın daha etken bu bölgelerde kısmen sert, yer yer breşik dokuda ve yaklaşık 1-1.2 m kalınlığında kaliş seviyesi izlenir. Bu kesimlerde tek paleosol horizonu ve tek pedojenik kaliş seviyesi şeklinde izlenen seviyenin havzanın K-KB kesiminde Mallıkkaşı yöresindeki ardalı paleosol ve kaliş seviyelerinden hangisinin devamı olduğunu söylemek ise zordur.

Depolanma ortamı	Örnek No	Mallıkkaşı	Horizon	Paleosol seviyeleri	Munsell renk skalası	Pedolojik sedimentolojik özellikler
T A Ş K İ N D Ü Z L Ü Ğ Ü		35710859 4229771				konglomera
					5YR 6/4	konglomera, kumtaşı, silttaşı kiltası ardalanması ve çapraz tabakalanma
					5YR 7/6	silttaşı, çamurtaşı
					5YR 7/4	saçılmış ince taneli çakıl içeren silttaşı
		0				paleosol, kök izleri, nodüler- yumru şekilli pedojenik karbonat, mangan-demir oksit sıvımaları
		A	Bkw	P1	7.5 R 3/6	
		1m	C		5YR 7/6	çamurlu, siltli konglomera (metamorfik, kireçtaşı bileşenli çakıllar) , d _{max} :2 cm
		B	Bk		5YR 8/3	yumru, nodüler, masif şekilli kök izli pedojenik karbonat
		C	Bw	P2	10 R 4/6	paleosol, yoğun mangam- demiroksit sıvımalı
		2m	Bk		5YR 8/3	yumru, nodüler, masif şekilli pedojenik karbonat
D		P3	10 R 4/6	paleosol, bloklu, prizmatik toprak yapıları		
3m	Bk		5YR 8/3	çatlak dolgulu, nodüler, masif şekilli pedojenik karbonat		
E		P4	10 R 4/6	paleosol, bloklu, prizmatik toprak yapıları		
4m	Bk		5YR 8/3	yumru, nodüler, masif şekilli pedojenik karbonat		
F		P5				
50cm					10 R 4/6	döküntü, paleosol
22m						

Şekil 3.14 Mallıkkaşı paleosol kesiti

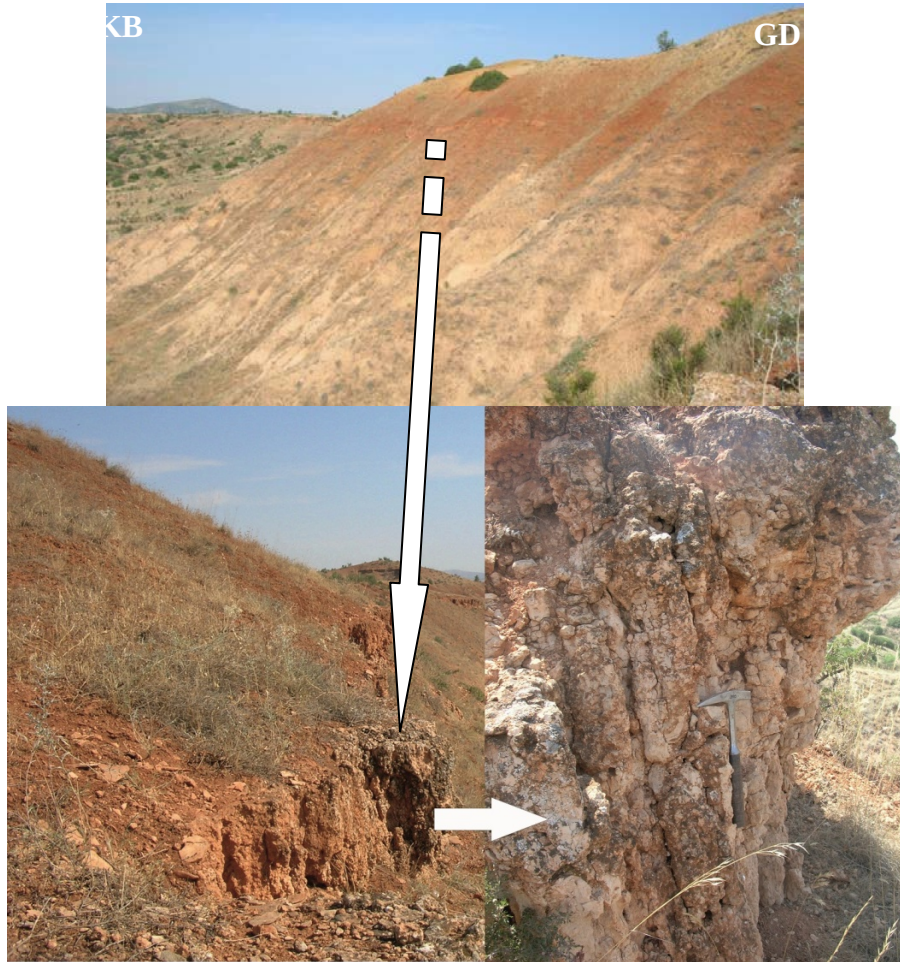


Şekil 3.15 Mallıkkaşı bölgesindeki kalın paleosol seviyeleri ve pedojenik karbonatların arazi görüntüsü (kökün yüzeydeki çıkıntısı 12 cm)



Şekil. 3.16 Mallıkkaşı yöresindeki E no'lu paleosol seviyesinin özellikleri

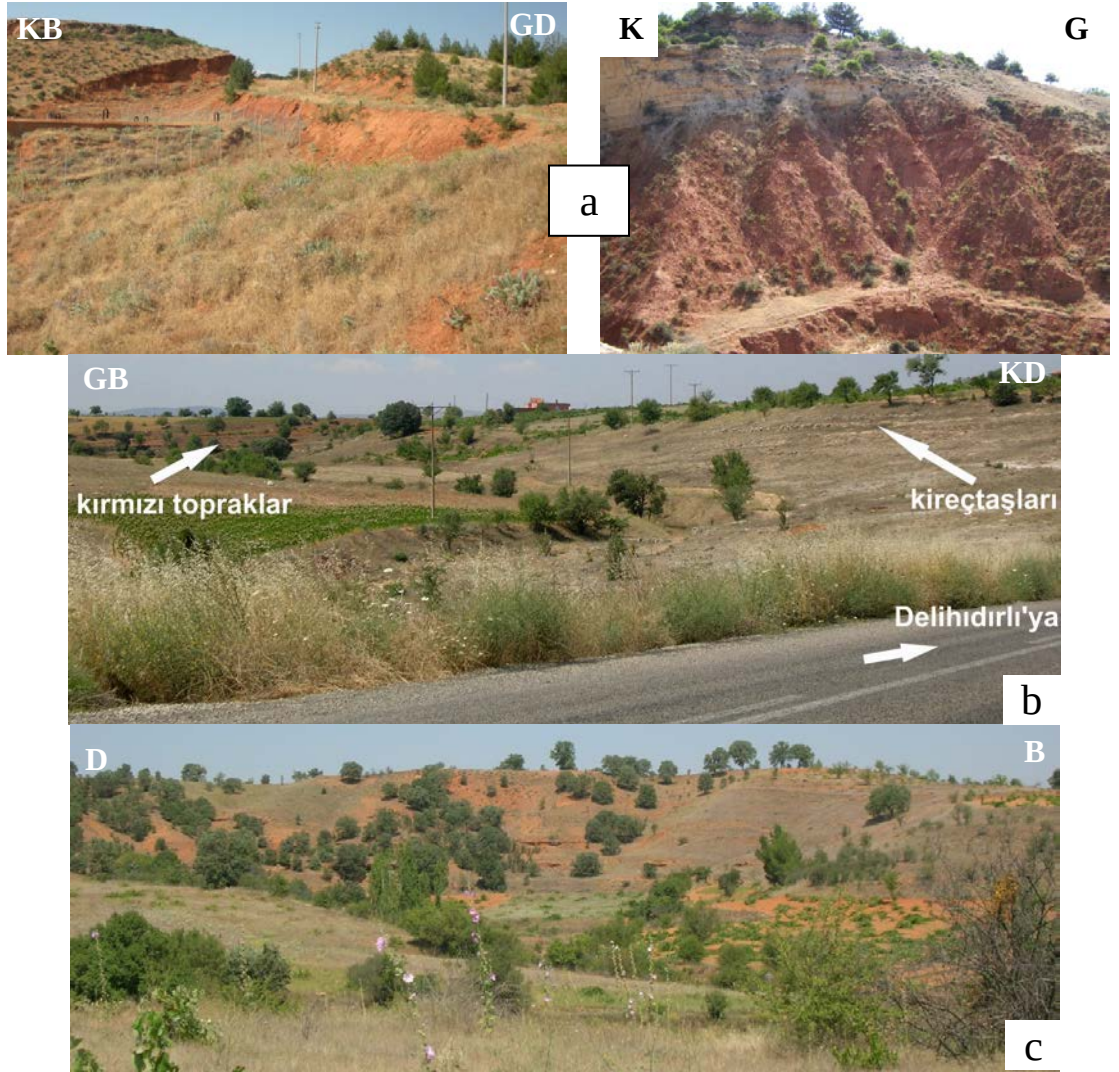
- a. Kök izi (k) be bloklu-prizmatik toprak yapıları
- b. Yüzeyde izlenen karbonat ve siyah renkli mangan-demiroksit sıvamaları ile kuruma yapıları



Şekil 3.17 Çal-Şapçılar arası Büyük Menderes nehri vadisinden yaklaşık 1 km uzakta izlenen tek paleosol ve pedojenik kalış seviyesinin arazi görünümü (35710675D, 4221828 K)

3.4.4 Çivril yöresi paleosolleri

Çivril-İğdir beldesinin hemen kuzeyinde, kırıntılı birimler üzerinde, Çivril-Sivaslı-Uşak karayolundan itibaren Gürpınar (L23d2)-Delihıdırlı-Karahallı-Karbasan ilçesinde (Uşak L23a4), Yayalar-Azizler arasında (L23a1) çevresinde beyaz-bej renkli kireçtaşları üzerinde örtü halinde ve Üçkuyu'da (L22b3) temel kayaçlar üzerinde kırmızı renkli çamurtaşı/paleosol seviyeleri bulunur (Şekil 3.18).



Şekil 3.18 Çivril-Delihıdırlı yöresi paleosollerinin arazi görüntüsü

- Çivril-İğdir kuzeyindeki kırmızı renkli paleosoller
- Delihıdırlı yolu üzerinde yatay kireçtaşları (Orta Miyosen-Ulubey kireçtaşları) üzerine gelen kırmızı paleosol seviyeleri
- Delihıdırlı-Karahallı arasında izlenen kalın paleosol seviyesi

Bu kırmızı renkli çamurtaşlarında Çal-Bekilli havzasındaki gibi belirgin paleosol horizonları izlenmez. Bu durum ya toprağın oluşup hemen aşınmaya uğradığını ya da ideal anlamda toprak oluşturacak sürecin gelişmemiş olabileceğini de gösterir. Ancak Delihıdırlı girişinde yol yarmalarında bu seviyeler yumru şekilli kalışlar bulundurulur (Şekil 3.19.a). Üçkuyu yöresinde temel birimler arasında gözlenen bu birimlerde toprak yapıları gelişmemiştir (Şekil 3.19.b).

Tane boyu ince kum, iri silt boyu malzeme ile başlayan istif, kalınlığın artmasıyla silt ve kil boyu malzemeye geçiş yapar. Renk koyu kırmızıdır (7.5 R 3/6) ve kalınlık ise yaklaşık bu alanda 10-15 m civarındadır.

3.5 Çal-Çivril Paleosollerinin Oluşum Ortamları

Topraklar atmosfere açık hemen her kayaç üzerinde oluşabileceği gibi (örneğin bir granit ya da bir bazalt kayasının bozuşarak toprak oluşturması), karasal kökenli düşük depolanma oranlarında sahip sedimanter ortamlarda (alüvyal yelpazeler, akarsu ortamları ve bunların taşkın düzlüklerinde, taraçalarda ve sığ göllerin kenar zonlarında) da yaygın şekilde oluşurlar (Bknz. Bölüm 3.3).

Çalışma alanında paleosol taşıyan tortullar, özellikle Çal-Bekilli havzasının orta kısımlarında Büyük Menderes Nehrinin yatağını derine kazdığı vadilerde, bu havzadaki yol yarmalarında ve çalışma alanının hemen kuzey-kuzeybatısında yatay konumlu gölssel kireçtaşları üzerinde bulunurlar. Özellikle Çal-Bekilli havzasında, açılmış vadi tabanlarında ve yol yarmalarında paleosol oluşturan alacalı sarı-kırmızı renklere silttaşı, çamurtaşı litolojisindeki ince taneli kayaçlar (paleosol ana kayaları), yatay konumları ile belirgin şekilde izlenir (Şekil 3.6-3.7,3.11,3.17). Bu kayaçlar yer yer ince taneli, merceksi çakıltası seviyeleri (kanal) bulundurulur (Şekil 3.13). Kalınlıkları değişmekle beraber paleosol bulunduran kesitlerde, bu tortul kayaçların tüm sedimanter özellikleri benzerdir. Çamurtaşları ve silttaşlarında yer yer ince laminalanmalar, kum ve çakıl içeren kanallarda çapraz tabakalanma gibi ilksel depolanma özellikleri kısmen korunmuştur. Arazide yatay görünümlü bu silttaşı ve çamurtaşlarının yanal uzanımı

onlarca km mesafededir. Kalınlıkları ise ortalama 55-60 m olup, nehrin açtığı derinliğe bağlı olarak 100-150 m arasına olmaktadır.



Şekil. 3.19 Delihıdırlı ve Üčkuyu çevresindeki paleosollerin arazi görüntüsü

- a. Beyaz yumru şekilli kalışler (mevsimsel yağışlardan dolayı yüzeyde karbonat sıvaması gelişmiştir)
b. Üčkuyu çevresindeki paleosol seviyesi

Çivril K-KB’da Delihıdırlı-Karahallı-Karbasan-Üčkuyu hattında yer alan ve Çal-Bekilli havzasındaki gibi belirgin paleosol horizonu oluşturmeyen tortullar ise örtü şeklinde hem gölssel kireçtaşlarını hem de temel birimleri sararlar. Arazide ölçülebilen kalınlıkları 1-2 m’den 10-15 m’ye kadar değiştiği gözlenmiştir.

Çalışma alanında hem arazi gözlemleri hem de tortul özellikleri, paleosol içeren tortulların tümüyle menderesli akarsu ve taşkın düzlüğü ortamı ürünleri olduğunu gösterir. Kesitlerde gözlemlendiği gibi birden fazla paleosol seviyesinin olması, taşkın düzlüğündeki sedimantasyonun aralıklı olarak devam ettiğini belirtir. Bunun sonucu olarak ardalı farklı zaman aralığında paleosol seviyeleri oluşmuştur. İlaveten bazı paleosol seviyelerinde bu ortamlarda sıkça rastlanan kümülatif paleosollerde gelişmiştir (Kraus 1997, Birkeland 1999). Bu durumda bazı seviyelerde B horizonu nispeten daha kalın olmaktadır.

4. MİNERALojİK-PETROGRAfİK İNCELEMELER

4.1. İnce Kesit İncelemeleri

Araziden alınan paleosol ve pedojenik karbonat örnekleri üzerinde mineralojik bileşim ve dokusal özelliklerin belirlenmesi amacıyla ince kesit çalışması yapılmış ve polarizan mikroskopta incelenmiştir. Paleosol örneklerinin aşırı dağılgan olmalarından dolayı, bu örneklerin ince kesit yapımında araldit, ilksel poroziteyi belirlemek içinse epoksi kullanılmıştır. Çalışma alanında paleosol içeren üç ayrı istiften 30 adet; pedojenik karbonattan ise 10 adet ince kesit yapılmıştır.

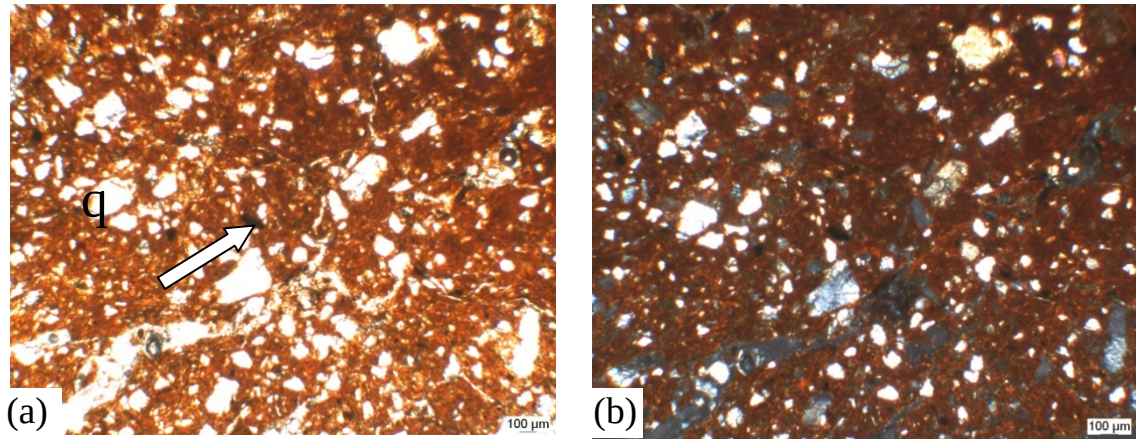
4.1.1 Toprak mikromorfolojisi

Toprak mikromorfolojisi çalışmalarında ana bileşenler, matriks, yapı ve pedojenetik özellikler önemli yer tutar (Bullock vd. 1985, FitzPatrick 1993).

Toprak ana bileşenleri mineral taneleri, kayaç parçaları, kil partikülleri, bitki parçaları olarak tanımlanırlar. Kaba toprak fraksiyonu içinde bulunan tanelerin şekli ve bileşimi ilgili ana kaya ve geçmişi hakkında bilgiler sağlarlar. Özellikle kurak ve tropikal topraklarda kaba taneli fraksiyon yeni mineral oluşumları içerirler ve bu da pedojenik süreçler hakkında önemli belirteçlerdir. Kaba taneli partiküller bileşimlerine göre; tek mineral taneleri (kuvars, mika vb.), kayaç parçaları, biyolojik kökenli inorganik rezidüler ve insan yapımı malzemeler (artifakt) olarak sınıflandırılırlar Toprak matriksini ince taneli silt, kil, ve demirli bileşenler oluşturur (Bullock vd. 1985). Çalışma alanındaki örneklerin çoğunda zemin demiroksit boyamasından dolayı açık kırmızıdan koyu kırmızıya doğru renklenmeler gösterir. Muhtemelen mineralin bünyesinde ya da matriksdeki demirli bileşiklerin etkisiyle bu özellik kazanılmış olmalıdır.

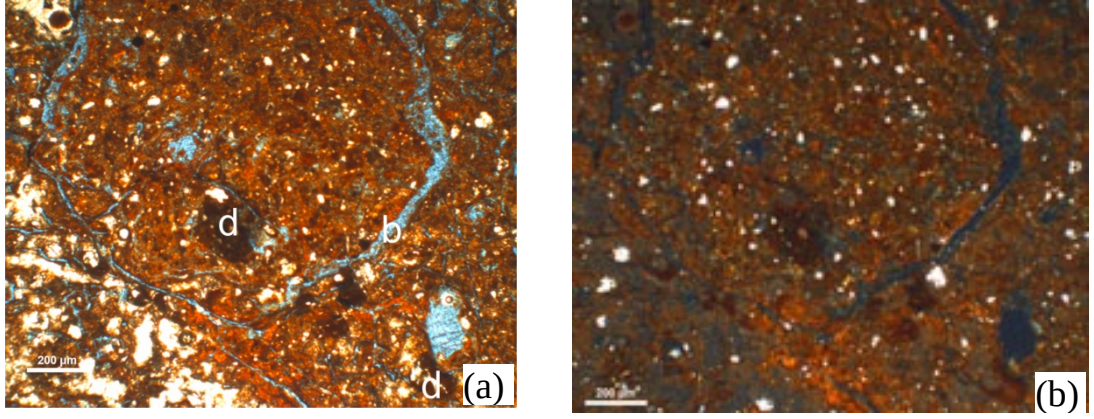
İnceleme alanındaki topraklarda biyolojik kökenli oluşumlara rastlanılmamıştır. Çoğunlukla mineral taneleri, kayaç parçaları ve bazı toprak yapıları izlenmiştir. Kesitlerde en yaygın kuvars minerali bulunmaktadır (Şekil 4.1). Toprak matriksi

içerisinde yüzen taneler şeklindedirler. İyi gelişmiş paleosol seviyelerinde opak ya da yarı opak minerallerin varlığı ve matriks içerisinde Fe-sıvımaları belirgindir. Kayaç parçaları olarak ince kesitlere çoğunlukla metamorfik kaya (şistlik kuvars, rekristalize kuvars ve kuvarsit) ve sedimenter kökenli kayaç parçaları (çoğunlukla kireçtaşı) izlenmektedir (Şekil 4.2). Kesitlerde izlenen tek tanelerin bir kısmı bu kayaç parçalarından türemişlerdir. Kuvarslar genelde tek tane şeklinde olanları temiz yüzeyli, dalgalı sönmeli, kayaç parçası şeklinde mika şist, kuvarsit olduğunda ise çatlaklı ve yüzeyi kil, silt ile sarılmış durumdadır (Şekil 4.3).

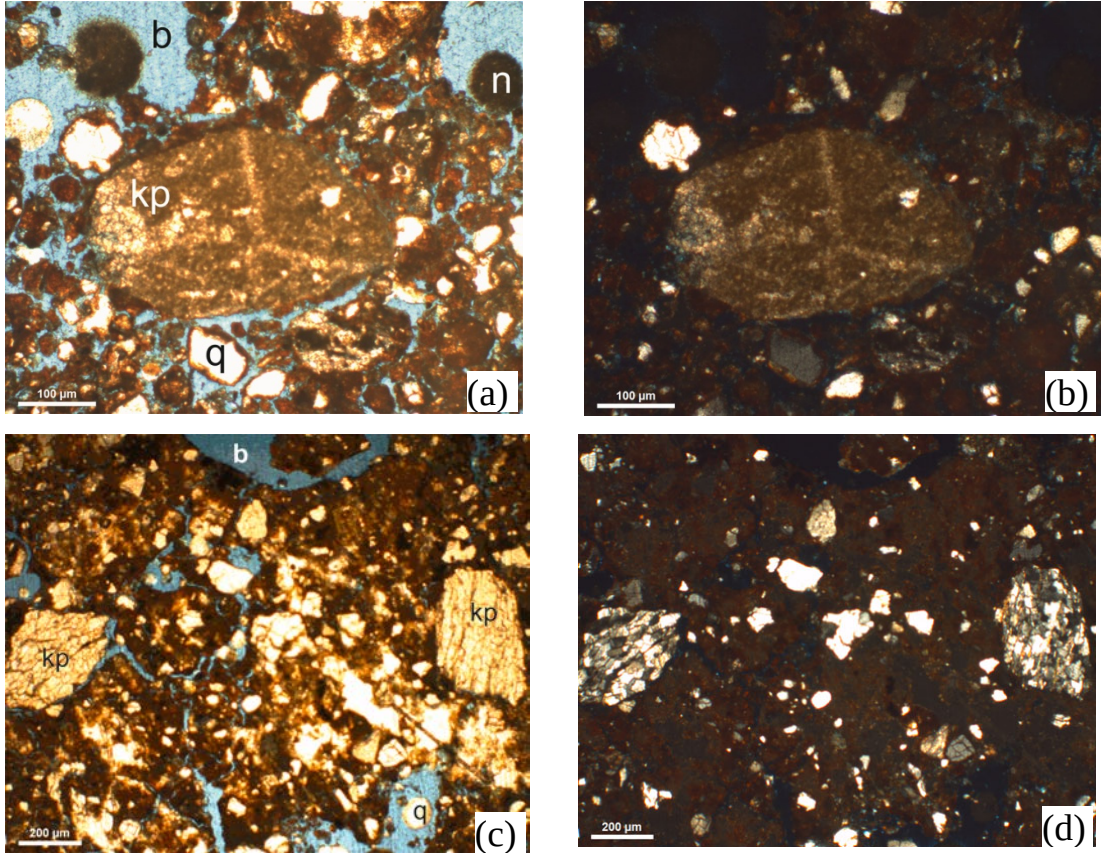


Şekil 4.1 B7 nolu paleosol örneğinin: a. Tek nikol b. Çift nikol görüntüsü. Kuvars (q) ve opak (beyaz ok) mineraller

Paleosol kesitlerindeki boşluklar oluşum esnasında kazanılmıştır. Boşluklar düzensiz, genelde çatlaklar şeklinde bazılarında ise odacıklar şeklinde gelişmişlerdir (Şekil 4.2-4.3-4.4.c,d). Toprak matriksini (s-matrix) kil, silt, ince kum, demirli ya da karbonatlı bileşenler oluştururlar. Ancak kesitlerin çoğunda matriksin üzeri demirli bileşikler tarafından sıvanmış durumdadırlar (Şekil 4.1-4.2-4.3-4.4-4.5). Bazı kesitlerde matriks rengi bu durumdan dolayı benekli, yarı saydam bir özellik kazanmıştır. Toprak fabriği ise bazı seviyelerde belirgindir (Şekil 4.2). Toprak bileşenleri genelde matriks içerisinde yüzen konumda ve çok azında taneler birbiri ile temas halindedir. Tanelerin bulunma yüzdeleri kuvars içeren kayaç parçaları için %90 civarındadır. Geri kalan %10'luk kısım ise mika, opaklaşmış taneler ve kireçtaşı taneleri oluşturmaktadır (Şekil 4.2-4.3). Kesitlerin bazılarında yarı köşeli kesek yapıları izlenmiştir (Şekil 4.2).

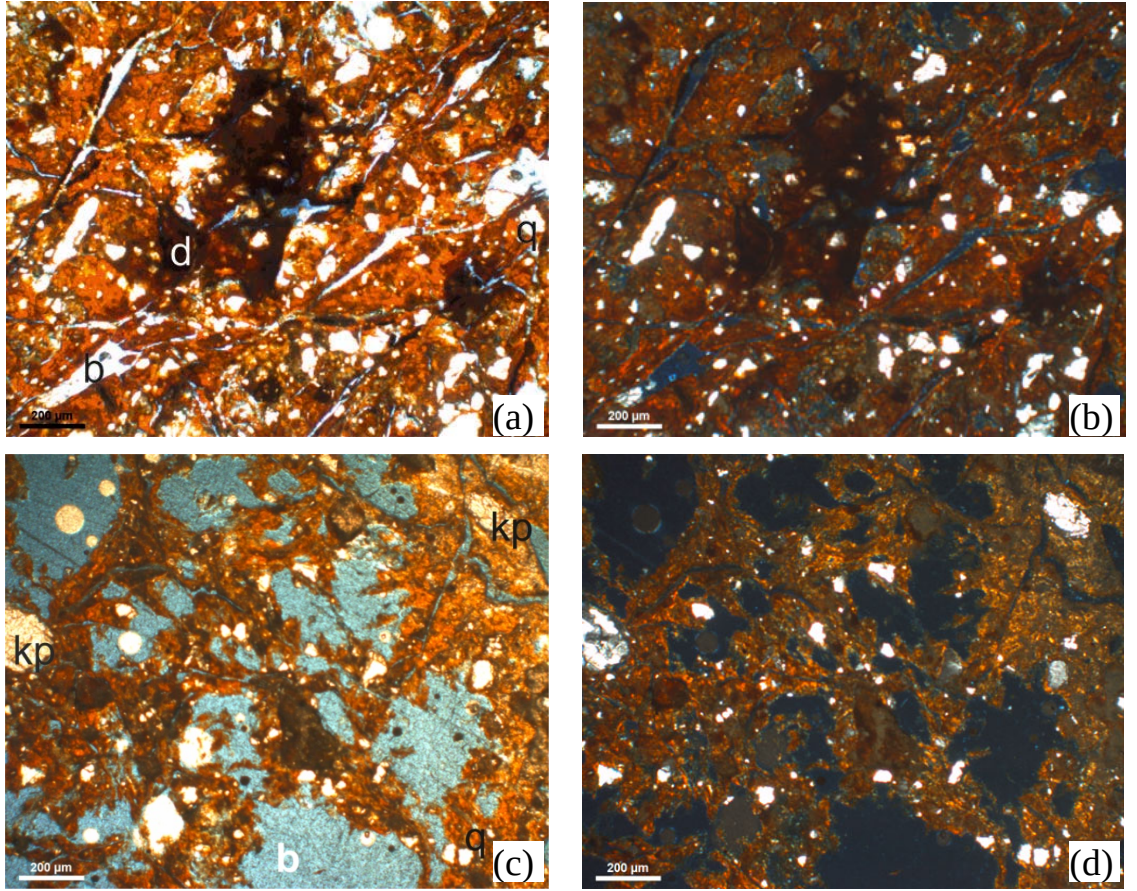


Şekil 4.2 Çal bölgesindeki kesitinde C1.12 nolu paleosol örneğinde gelişmiş boşluk yapılarının: a. Tek nikol, b. Çift nikol görüntüsü (d: Fe-nodülü, köşeli)



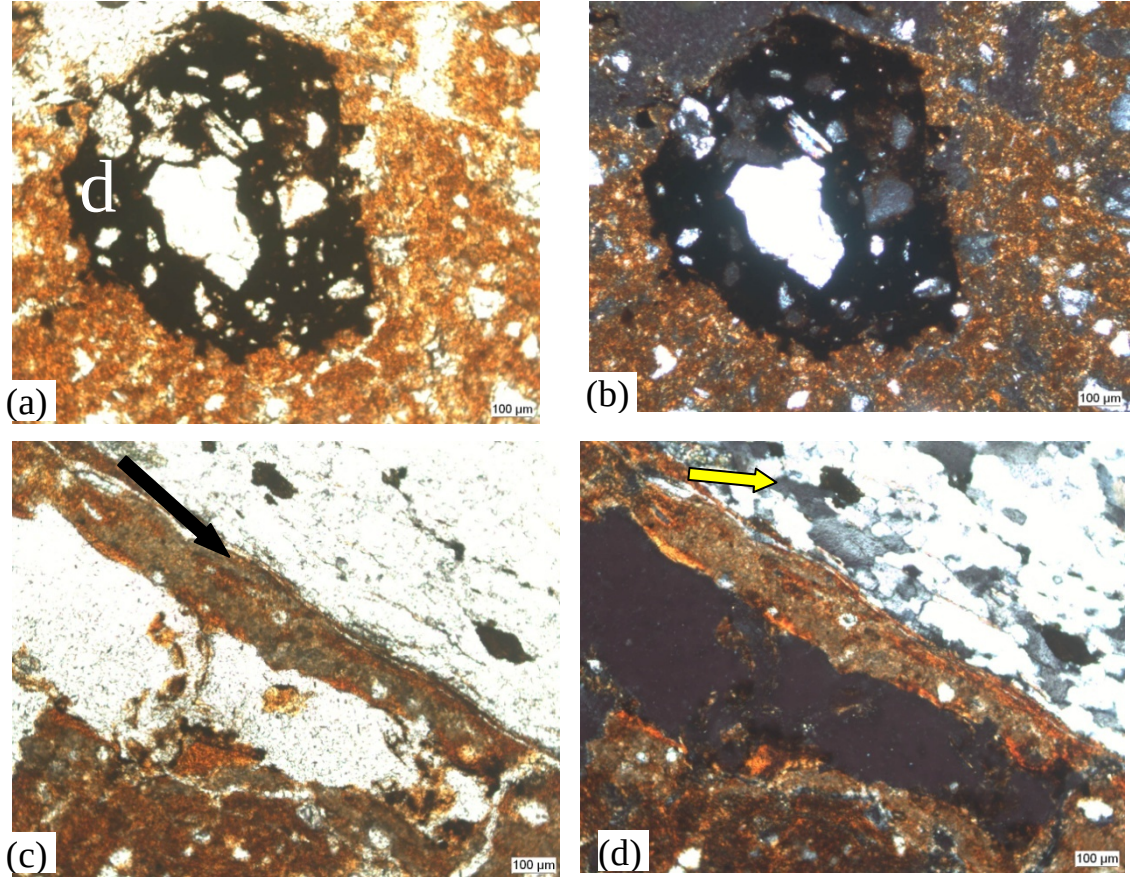
Şekil 4.3 Mallıkkaşı bölgesindeki A2 no'lu paleosol örneğinin: a. Tek nikol, b. Çift nikol görüntüsü. q: kuvars, kp: kireçtaşı kayaç parçası, b:boşluk, n:Fe-Mn nodülü ve mikaşist kayaç parçasının (kp): c. Tek nikol, d. Çift nikol görüntüsü

İyi gelişmiş paleosol seviyelerinde özellikle hematitin zemini sıvaması çok belirgindir (Şekil 4.3). Paleosol bileşenlerini oluşturan mineral ve kayaç parçalarının bozuşması sonucu başta demirli bileşikler olmak üzere alterasyon ürünleri açığa çıkar. Bazı paleosol örneklerinde demiroksit nodülleri matrikse gömülü vaziyettedir (Şekil 4.4.a,b,-4.5.a,b). Kırmızı matriks içerisine dağınık kil sarınımları, özellikle iyi gelişmiş paleosol ince kesitlerinde de izlenir (Şekil 4.5.c,d).



Şekil 4.4 Bekilli kesitindeki iyi gelişmiş B3 no'lu toprak örneğinin mikromorfolojik özellikleri

- a.b. Toprak matriksi içine gömülmüş demiroksit oluşuklarının (d): a. Tek nikol, b. Çift nikol görüntüsü
c.d. Oda şekilli boşluklar ve metamorfik kuvars kayaç parçasının (kp): c. Tek nikol, d. Çift nikol görüntüsü



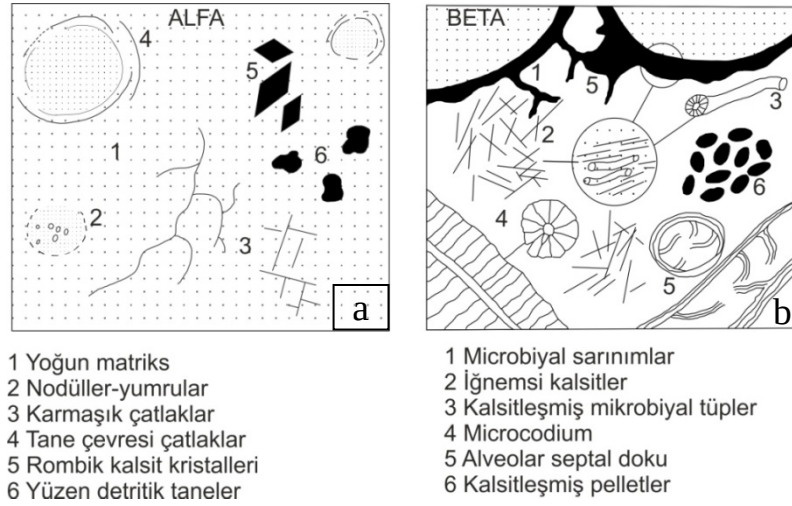
Şekil 4.5 Paleosol materyalinin mikromorfolojik özellikleri

- a.b. Toprak matriksi içerisinde gömülü Fe-nodüllerinin: a. Tek nikol, b. Çift nikol görüntüsü (B7 no'lu örnek)
 c.d. Kil ile kuşatılmış metamorfik kayaç parçası (siyah ok),(-kil ilüviyasyonu)'nın : c. Tek nikol, d. Çift nikol görüntüsü (B8 no'lu örnek)

Paleosollerin mikromorfolojik incelemelerinde toprağı oluşturan bileşenlerde belirgin bir yuvarlaklığın gelişmediği, genelde yarı yuvarlak ve köşeli olduğu görülür. Boylanma ve küresellik ise net şekilde gelişmemiştir. Aşınmaya karşı son derece dayanıklı olan kuvars minerali ve kuvarsa zengin kayaç parçalarından oluşan bu toprak bileşenlerinde bu durum normaldir. İnce kesitlerde aşırı bozunan ve opaklaşan taneler ise ayrışmaya kuvars kadar dayanıklı olmayan feldispat, kalsit ve Fe bakımından zengin kayaç parçalarıdır.

4.1.2 Pedojenik karbonatın dokusal özellikleri

Pedojenik karbonat adı altında derlenen yumru, nodül, kök izleri, çatlak dolguları ve masif olan ikincil oluşumlar üzerinde ince kesit çalışmaları yapılmıştır. Kaliş (ya da kalkret) oluşumlarının mikromorfolojik sınıflandırmasını Wright (1990), Wright ve Tucker (1991)'de alfa ve beta kalkritler olarak yapmışlardır (Şekil 4.6). Alfa dokuları yoğun mikritik ($< 4 \mu\text{m}$) ve mikrosparitik ($5-15 \mu\text{m}$) matriksden oluşurlar. Biyojenik izler gözlenmez ve mikritik bir matriks içerisinde yüzen tane dokusuna sahiptirler. Bu taneler, nodüller, sparit dolgulu düzensiz çatlaklar, çoğunluğu özşekilli, rombik kalsit kristalleri ve detritik taneler içerirler (Wright 1990, Wright ve Tucker 1991) (Şekil 4.6.a) Kurak iklimlerde yaygın şekilde oluşur.

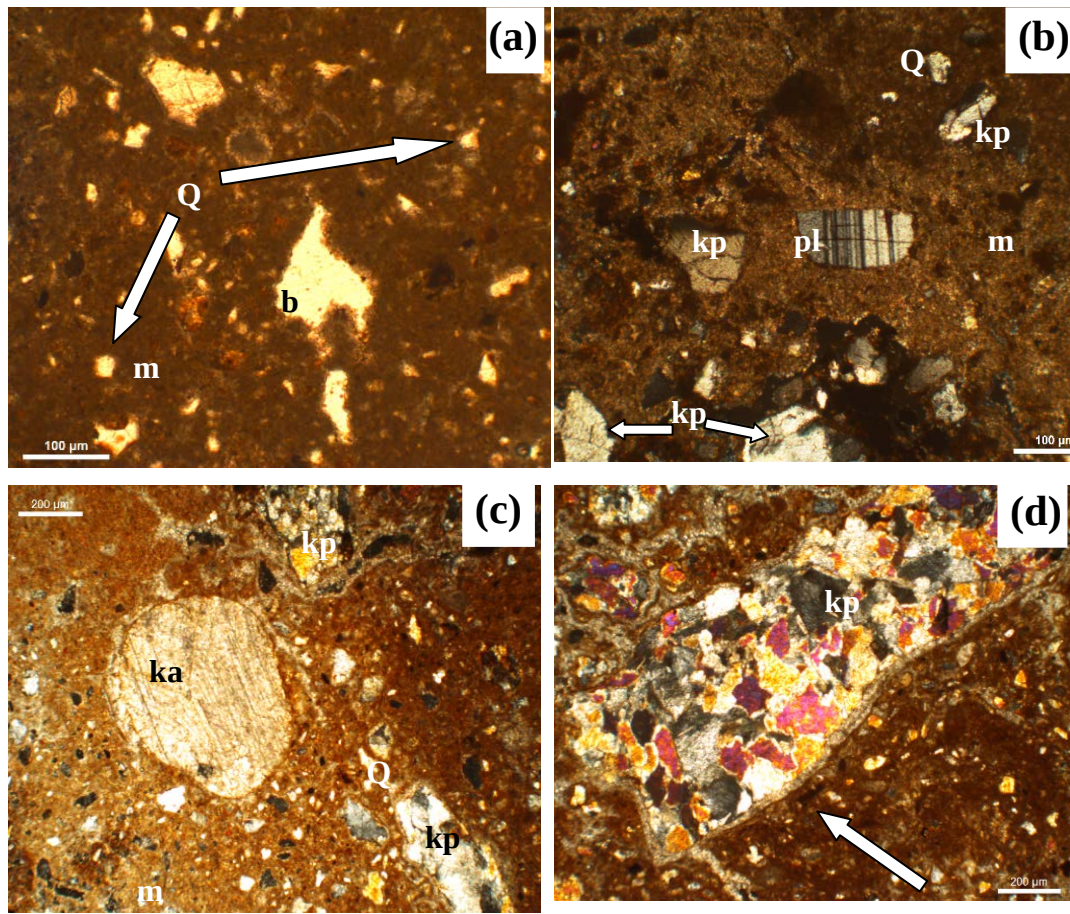


Şekil 4.6 Pedojenik kalişin/karbonatın mikromorfolojik sınıflaması (Wright 1990, Wright ve Tucker 1991)

Beta kalkritler, rizokonkresyon, iğnemsî kalsitler (lublinit), mikrobiyal tüpler, alveolar septal doku (boşluklu veya doşluk duvar dokusu), yerinde oluşmuş kaliş pizolitlerini, ve *Microcodium* gibi biyojenik özellikler içerirler. Karbonatın bu tarz dokusu mantar ve diğer toprak mikro-organizmaları ile ilgilidir (Wright 1990, Wright ve Tucker 1991) (Şekil 4.6.b) Bu doku en iyi yarı kurak ve yarı hümik (nemli) iklimlerde gelişir.

İncelediğimiz pedojenik karbonat kesitleri karbonatlı çamurtaşı dokusuna benzerler. Detritik kuvars ve kayaç parçaları hakim bileşendir (Şekil 4.7). İnce kesitlerdeki

petrografik incelemelerde kalış oluşumlarının genelde mikritik ve bazı kesimleri ise mikrosparitik bir matriksden oluştuğu gözlenmiştir. Mikrosparitler genelde mikritik malzemeden oluşan kenarları bozuşmuş alanların yeniden kristallenmesinin ürünüdürler. Kesitlerde mikrit ve mikrospar olan matriksin genelde üzeri demiroksit sıvımaları ile kırmızımsı-mat bir renk almıştır (Şekil 4.7-4.8). Genelde detritik monokuvars ve polikuvars (metamorfik kayaç parçası) bu matriks içerisinde yüzen tane konumundadırlar. Benzer durumda muskovit, feldispat gibi tek tanelerde ince kesitlerde izlenmiştir (Şekil 4.7).

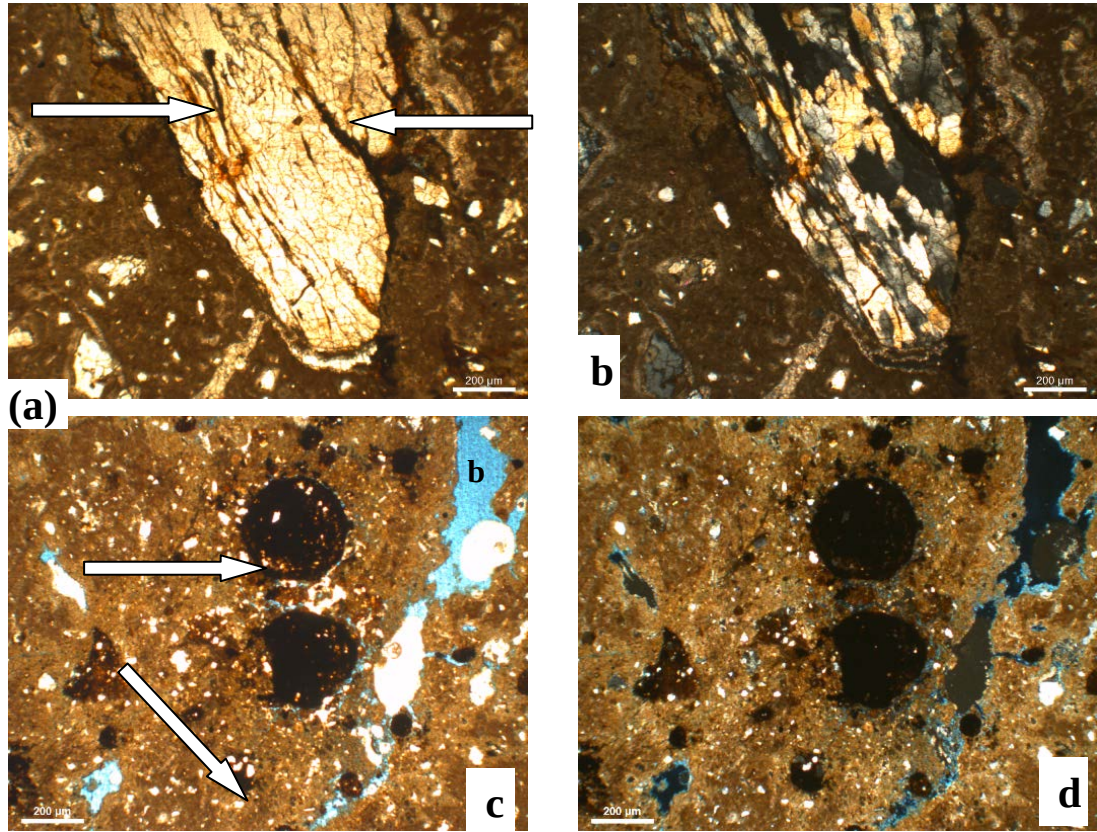


Şekil 4.7 Pedojenik kalışlerdeki alfa dokusu gösteren mikromorfolojik özellikler

- Mikritik matriks (m) içerisinde yüzen detritik tanelerin (Q) ve boşlukların (b) tek nikol görüntüsü
- Mikrit ve mikrosparitik matriks (m) içerisinde gömülü kayaç parçaları (kireçtaşı, kuvarsit) (kp) ve detritik plajiyoklas (pl) ve kuvarsın (Q) ikinci nikol görüntüsü
- d. Mikrit ve mikrosparitik matriks (m) içerisindeki kayaç parçaları (kp:rekristalize kuvars,) ve detritik tanelerin (ka:kalsit, Q:kuvars) çift nikol görüntüleri

Detritik taneler matriks içerisinde irili-ufaklı boyuttadırlar. Mineral taneleri ve kayaç parçaları genelde köşeli-yarı yuvarlak bir görünümüleri vardır (Şekil 4.7-4.8). İncelenen bütün örneklerde herhangi bir biyojenik ize rastlanılmamıştır. Bütün bu özellikler kalışlerin alfa dokusuna sahip olduğunu gösterir.

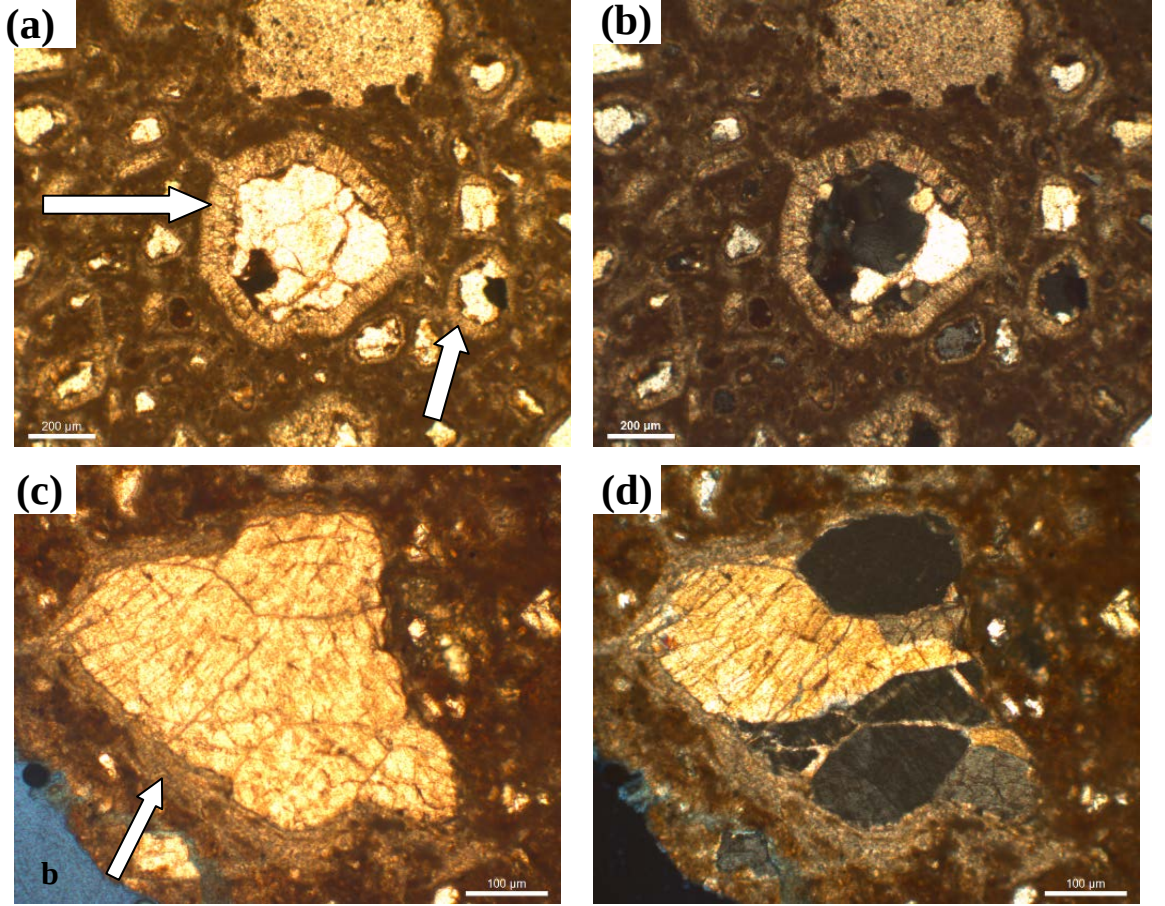
Kalışler içerisinde bozuşmalar çoğunlukla tane ya da kayaç parçalarının kenarlarından itibaren başlar. Özellikle metamorfik şistten oluşan kayaç parçalarının içerisinde tane sınırlarında demiroksitleşmeler ve killeşmeler belirgindir (Şekil 4.8.a). Bununla beraber bazı örneklerde kayaç parçaları, içsel dokusunu kaybetmiş sadece sınırları korunmuş olarak gelişir. Bu kesimlerde demiroksit nodülleri olarak belirgin şekilde izlenirler (Şekil 4.8.b).



Şekil 4.8 Kalışlerde izlenen mikromorfolojik özellikler

- a.b. Şistik kuvars parçasını oluşturan tanelerin sınırlarında izlenen demiroksitleşme ve killeşmeler(ok)(Bekilli)
c.d. Mikrospartik matriks içerisindeki demiroksit nodüllerinin: c. Tek nilok, d. Çift nilok görüntüleri (Çal-Hancalar arası –kök izi örneği) (b:boşluk)

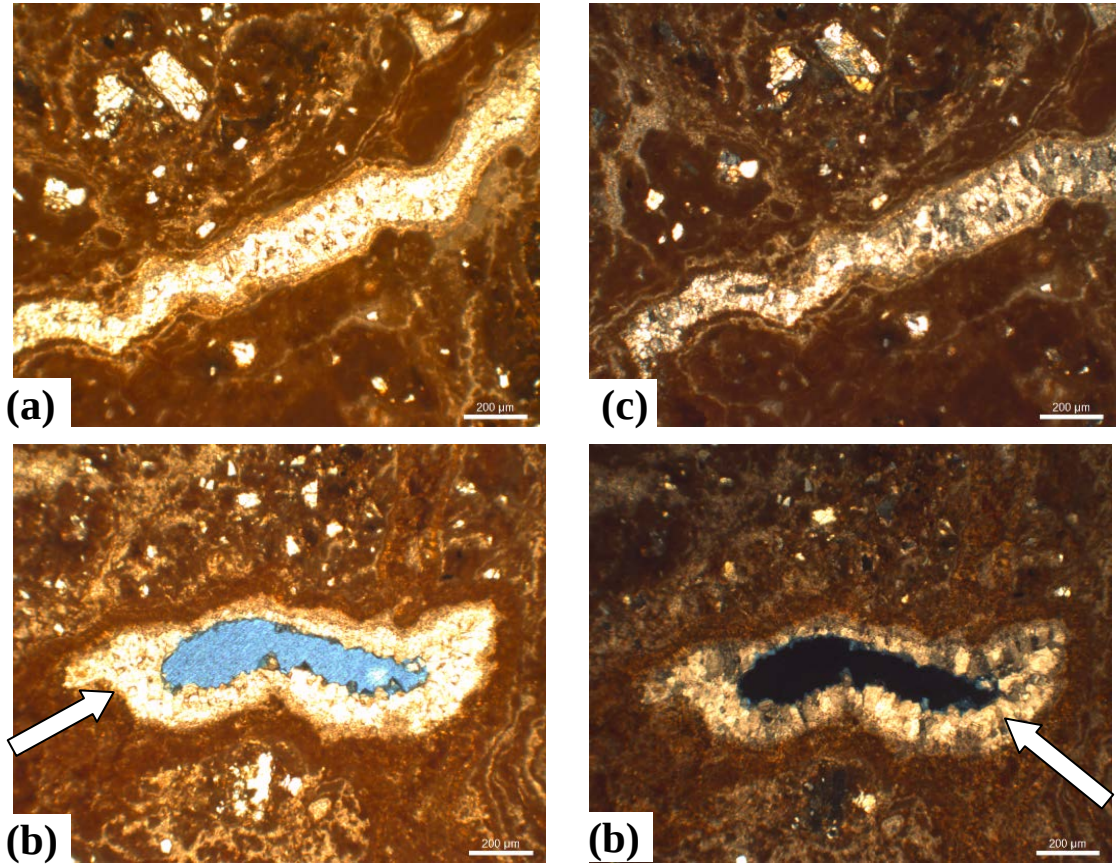
Bazı kalışlerde özellikle Bekilli yöresinden alınmış örneklerin ince kesitlerinde diğerlerinden farklı olarak tane ve kayaç parçalarının etrafında simetrik ikincil bir korona kuşak izlenir (Şekil 4.9). Tanelerin etrafını kuşatan oluşumları Flügel (2010) ‘*circumgranüler*’ çimento olarak tanımlamıştır. Kristallerin gelişimi genelde eşboyutludur.



Şekil 4.9 Detritik taneler ve kayaç parçaları etrafının ikincil bir kuşak ile sarılması (korona dokusu)

- a.b. Mikrospatik matriks içindeki yüzer konumda olan kayaç parçası ve detritik tanelerin korona tip spatik kalsitle kuşatılmasının: a. Tek nikol, b. Çift nikol görüntüsü (Bekilli-B3.4 çatlak dolgulu kalışler)
- c.d. Mikritik matriks içerisindeki kayaç parçasının korona tip mikrospar ile kuşatılmasının: c. Tek nikol, d. Çift nikol görüntüsü (Bekilli yumru-nodül şekilli kalışler-B8.2) (b:boşluk)

Kalişler içerisinde erime boşlukları, mikro çatlaklar oldukça yaygın bir özelliktir ve bu boşluklar içerisinde sparikalsit dolgu mozaik çimento, köpek dişi çimento gelişmiştir. Boşlukların veya çatlakların iç kısımları bazen ikincil bir malzemeyle dolmadığı gibi (Şekil 4.9.b) çoğu çatlaklı yapılar ise mikrospar ve sparit ile dolmuştur (Şekil 4.10.a). Ayrıca boşlukların iç kısmına doğru büyüyen mozayik çimentoda belirgin şekilde gelişmiştir (Şekil 4.10.b).



Şekil 4.10 Kalişlerdeki boşluk ve çatlaklı yapının tek ve çift nikol özellikleri
(Bekilli B8 no'lu yumruğu örneği)

- a.b. Laminall mikrit ile kuşatılmış muhtemel kök izi olan içi sparit ve sparikalsitle dolu boşluklu yapının:
a. Tek nikol, b. Çift nikol görüntüsü
c.d. Boşluğun içine doğru gelişmiş mozaik şekilli sparit ve sparikalsitden oluşan çimentonun: c. Tek nikol, d. Çift nikol görüntüsü

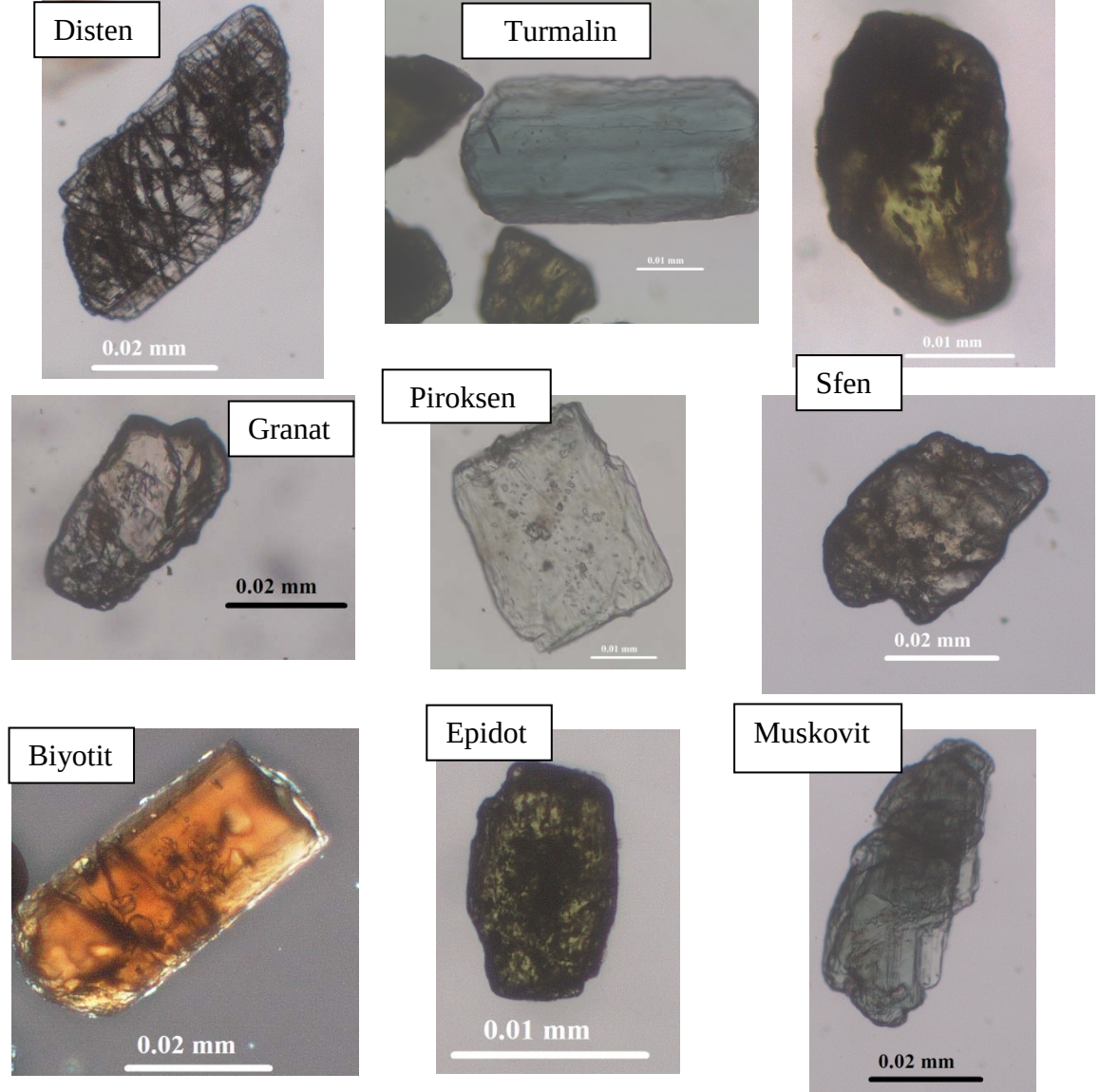
4.2 Çal Yöresi Paleosol ve Pedojenik Kalışın Ağır Mineral Kapsamı

Ağır mineraller, sedimanter havzaların mineral kaynağı, taşınma, tektonik, iklim ve diyajenez esas alınarak bölgenin paleocoğrafyası hakkında bilgiler verirler. Ağır mineraller, yoğunluğu 2.89 g/cm^3 'den büyük olan mineraller olarak tanımlanırlar ve hafif mineral olan kuvars, kalsit, feldispat gibi minerallerden bromoform (2.8 g/cm^3) gibi ağır sıvılar aracılığıyla, ağırlık çökmesi yoluyla ayrılırlar.

Ağır mineral analizine başlamadan önce nemli olan paleosol ve kalış örnekleri ilk önce etüvde $40-50^\circ\text{C}$ de kurutulmuştur. Dağılgan halde olan paleosol örnekleri direk elenmiş, sert yapılı paleosol ve kalışlar ise havanda daha küçük tane boyutuna getirildikten sonra 2 mm' lik elekten geçirilmiştir. Elek üstü olan kısımlar tekrar kırılıp, daha küçük tane boyutuna getirilerek istenilen tane boyutuna gelene kadar işlemlere devam edilmiştir. Her bir örnekten yaklaşık 15-20 g kadar alınıp ayrı ayrı beherlere konulmuş ve üzerlerine %10 'luk HCl dökülerek karbonatların uzaklaşması sağlanmıştır. Daha sonra örnekler, saf su ile solusyonda asit kalmayacak şekilde 3-4 defa yıkanmış ve kurumaya bırakılmıştır. Analiz için düzenek ise oldukça basittir. Açılıp kapanabilen huni, kısıkaç yardımıyla bir demir çubuğa bağlanmıştır. Düzeneğin altına normal huni, beher ve filtre kağıdı yerleştirilmiştir. Açılıp kapanabilen yaklaşık 300 ml hacmindeki huni 200 ml kadar bromoform ile doldurulur. Daha sonra 5-10 g kadar numune huni ağzında tıkanıklık olmamasına dikkat edilerek bromoform içerisine boşaltılmıştır. Yaklaşık 15-20 dk. bekledikten sonra ağır mineraller dibe çökmüş, hafifler ise üstte asılı kalmışlardır. Sonra huninin musluğu yavaşça açılarak filtre kağıdına ağır minerallerin geçmesi sağlanmıştır. Böylece ağır mineraller bromoform ile alttaki filtre kağıtlı huniye alınmıştır.. Filtre kağıdındaki ağır mineraller metanol ya da asetonla yıkandıktan sonra kurumaya bırakılmıştır. Laboratuvarında 15 adet numune üzerinde ağır mineral analizi yapılmış ve her bir örnekden 2 ya da 3'er adet $2 \times 7 \text{ cm}$ boyutunda kesitler hazırlanmıştır.

İnceleme alanında paleosol, çamurtaşı ve kalış örneklerindeki ağır mineraller, başta mavi yeşil turmalin, sfen (titanit), disten, piroksen (ojit) olmakla beraber granat (almandin), biyotit, muskovit ve epidotun varlığına da rastlanmıştır. Ağır mineraller

genelde köşeli, az/yarı yuvarlaklaşmış ve özellikle topraklaşmanın iyi derecede geliştiği seviyelerde üzerlerinde belirgin bozunma izleri vardır (Şekil 4.11).



Şekil 4.11 Paleosol, pedojenik karbonat ve çamurtaşlarından elde edilen ağır minerallerin tek nikol görüntüleri

Ağır minerallerin duraylılıklarına göre laboratuvarında sıralamasını yapan Nickel (1973), göre bunların pH değerlerine göre duyarlılıklarının değiştiğini belirtmiştir. Araştırmacı asidik şartlarda ($\text{pH} < 5.6$) yaptığı çalışmasında, yaptığı sıralama apatit < granat < amfibol < epidot < zirkon şeklindedir. Howard vd. (1993)'de piroksen < amfibol < disten < sillimanit < rutil < zirkon < turmalin şeklinde; Morton ve Hallsworth (2007)'de

ise olivin < piroksen < amfibol < sillimanit < epidot < sfen < disten < stavrolit < granat < kloritoid < turmalin < monazit < rutil < anatas < zirkon < apatit olarak verirler.

Çalışma alanındaki ağır mineralleri, yukarda bahsedilen duraylılık derecesi sıralamasına dayanarak turmalin, granat, disten, sfen, biyotit epidot, granat, piroksen ve şeklinde sıralanabilir. Oluştugu köken kaya hakkında bilgiler veren ağır mineraller çoğunluğu metamorfik (granat, epidot, disten, sfen) ve az bir kısmı da ofiyolitik kökeni (piroksen) yansıtmaktadırlar. Çalışma alanındaki temel kayalarda zaten bu mineraller bakımından zengindir (Menderes masifi örtü kayaları, Likya napları ve ofiyolitik birimler).

4.3 X-Işınları Difraktometrisi (XRD) İncelemeleri

XRD analizleri, paleosol seviyeleri, pedojenik karbonat ve ana kaya niteliğinde olan birimlerin mineralojik bileşimin belirlenmesi amacıyla tüm kaya ve detay kil çekimleri şeklinde yapılmıştır. XRD için örnekler Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO), Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (MTA) (tüm kayaç, detay üçlü kil çekimi), Gebze Yüksek Teknoloji Enstitüsü (GYTE) Malzeme Bilimi ve Mühendisliği laboratuvarlarında (tüm kayaç çekimleri) Rigaku Dmax 2200 model cihazında ve Illinois State Geological Survey (ISGS) Kil-Mineraloji laboratuvarlarında (tüm kayaç ve zenginleştirilmiş kil çekimleri) Scintag-XPB-106 XRD model cihazda yapılmıştır.

XRD çekimleri, oda sıcaklığında kurutulan ve agat havanda ince pudra haline getirilen örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir. Tüm kayaç toz difraksiyon çekimleri sırasında incelemenin amacına uygun olacak şekilde 5°-35° ile 5°-60°'lik açı aralıkları kullanılmıştır. Detay kil çalışmaları, TPAO ve MTA laboratuvarlarında zenginleştirilmiş normal (N) kil çekimi, etilen glikollü (EG) ve 500 C⁰'de fırınlanmış (F) örnekler üzerinde yapılmıştır.

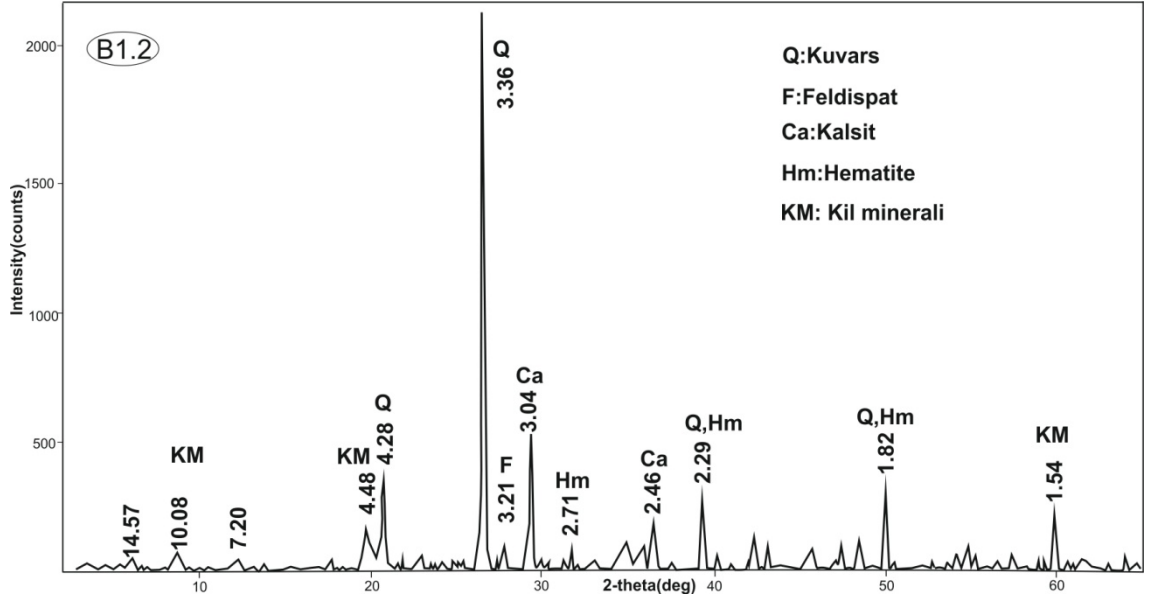
X-Işınları difraksiyonu (XRD) tüm kayaç ve kil fraksiyonu incelemeleri

X-Işınları (tüm kayaç-kil fraksiyonu) incelemeleri paleosol, pedojenik karbonat ve çamurtaşlarında olmak üzere toplamda 75 adet numune üzerinde uygulanmıştır. Bunlardan 25 tanesi ise aynı olup farklı makinelerde çekimi yapılan örneklerdir. Böylece aynı örneğin farklı makinelerde çekimleri yapılmış, bir cihazda tam olarak saptanamayan kil mineralleri diğerinde daha net izlenmiştir. Tüm kayaç difraktogramlarının değerlendirilmesinde ASTM (1972) kartoteksi kullanılmıştır.

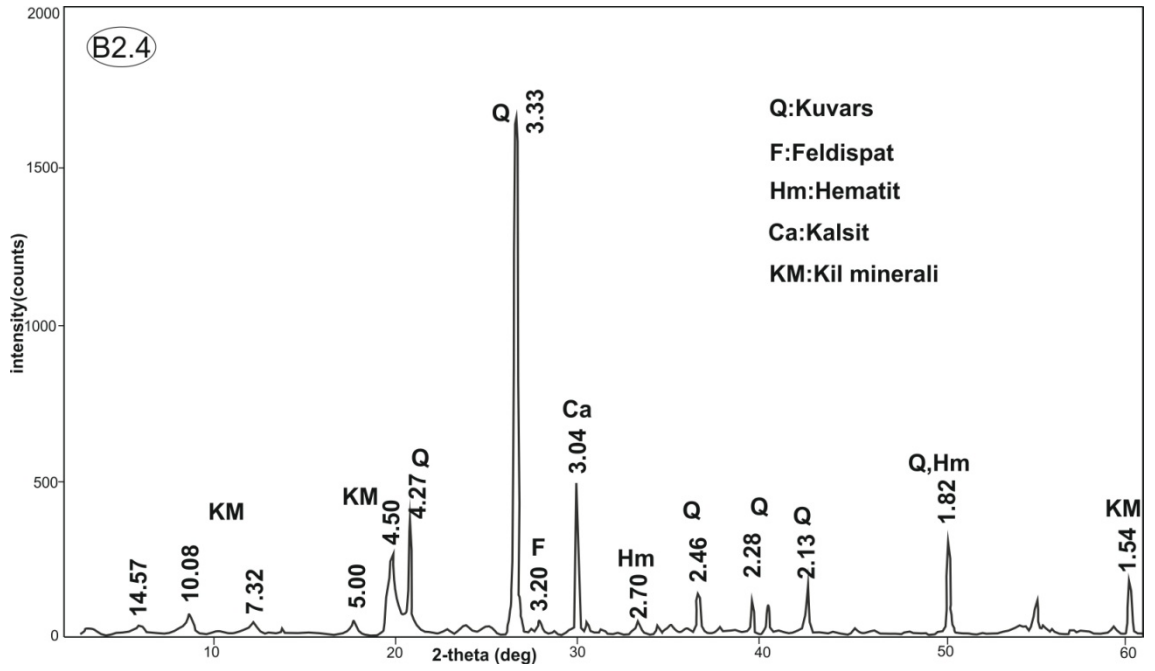
Tüm kayaç ve kil fraksiyonu incelemeleri sonucunda belirlenen kil ve kil dışı mineraller, TPAO laboratuvarlarında kullanılan yöntemle örneklerdeki yüzde miktarları hesaplanmıştır. Yöntem pik/yarı pik yüksekliklerinin her bir mineral için belirlenmiş bir katsayı ile çarpımı sonucunda toplam yüzde içindeki oranını verir. Şekil 4.22, 4.29, 4.36 ve çizelge 4.1-4.2-4.3 bu yöntemle hesaplanmış paleosol, çamurtaşı ve pedojenik kalış örneklerindeki kil ve kil dışı minerallerin her seviyedeki miktarlarını göstermektedir.

4.3.1 Bekilli kesitin XRD tüm kayaç sonuçları

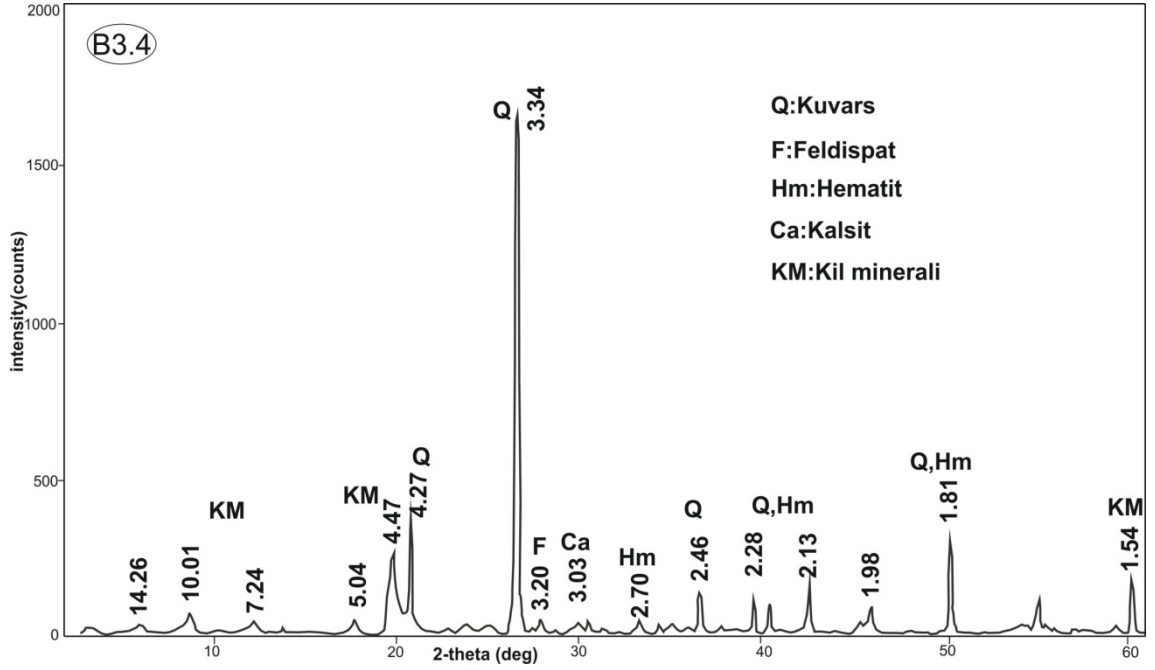
Bekilli istifindeki paleosol örneklerinin XRD tüm kayaç analizlerine göre, kuvars minerali hakim mineral olmak üzere, feldispat, kalsit ve eser miktarda hematit minerali belirlenmiştir (Şekil 4.12, 4.14-4.15). Aynı mineraller çamurtaşlarında da bulunurlar (Şekil 4.13). Pedojenik karbonatlara ait tüm kayaç çekimlerinde kalsit hakim mineral olup kuvars, feldispat ve eser miktarda da hematitin varlığı saptanmıştır (Şekil 4.16). Tüm kayaç çekimlerinde sadece *kil minerali (KM)* olarak belirlenen mineraller, detay çekimleri ile ayrıntılı olarak ortaya konulmuştur.



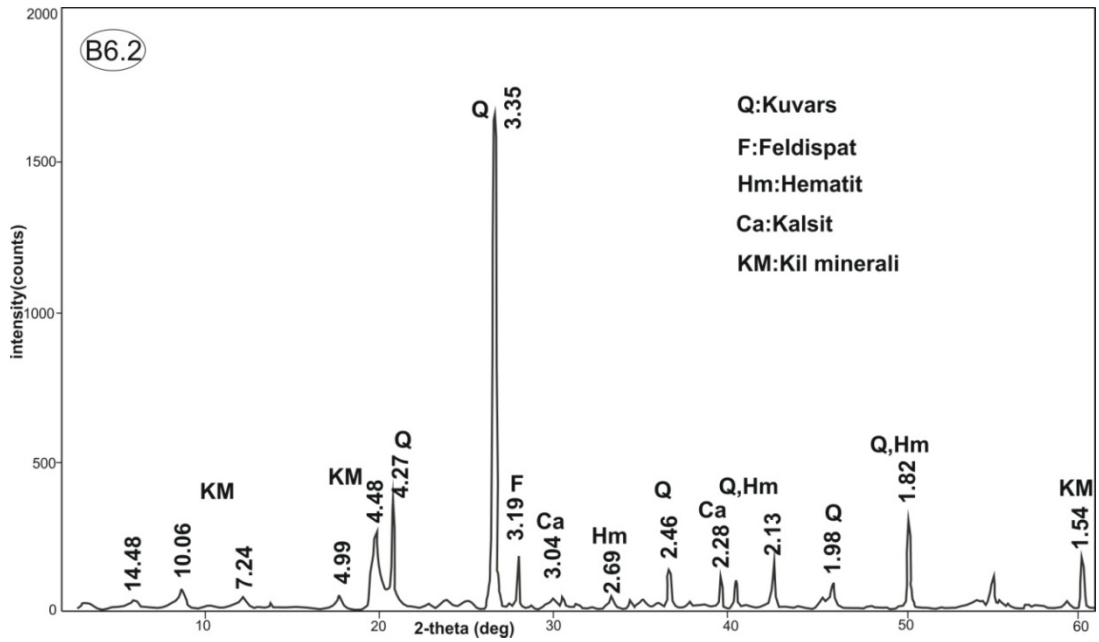
Şekil 4.12 Bekilli yöresi istifindeki birinci paleosol seviyesinin (P1) XRD tüm kayaç difraktogramı



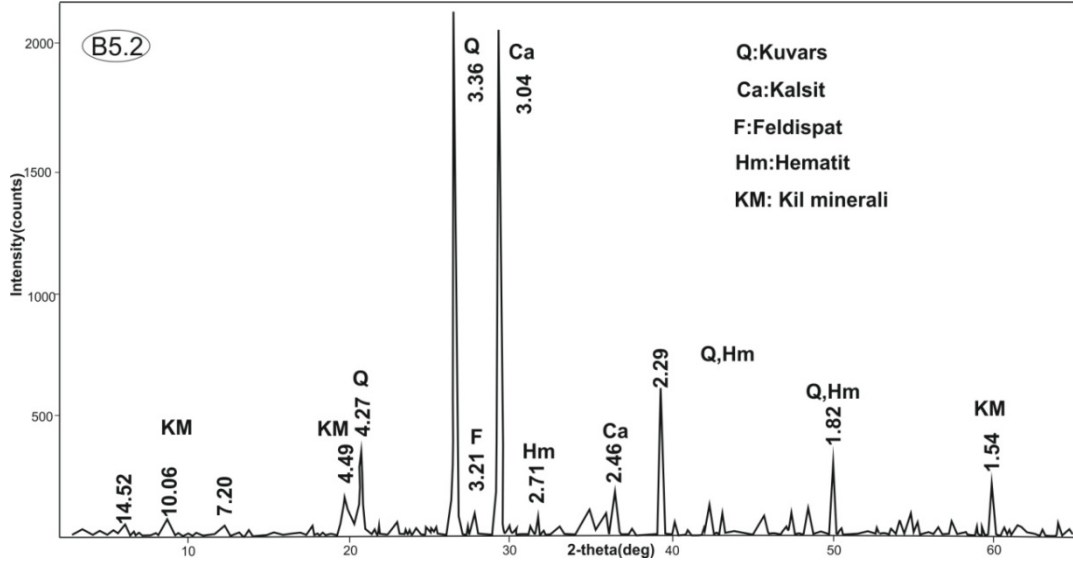
Şekil 4.13 Bekilli yöresi istifindeki birinci çamurtaşı seviyesinin (P1 paleosol seviyesinin ana kayası) XRD tüm kayaç difraktogramı



Şekil 4.14 Bekilli yöresi istifindeki ikinci paleosol seviyesinin (P2) XRD tüm difraktogramı



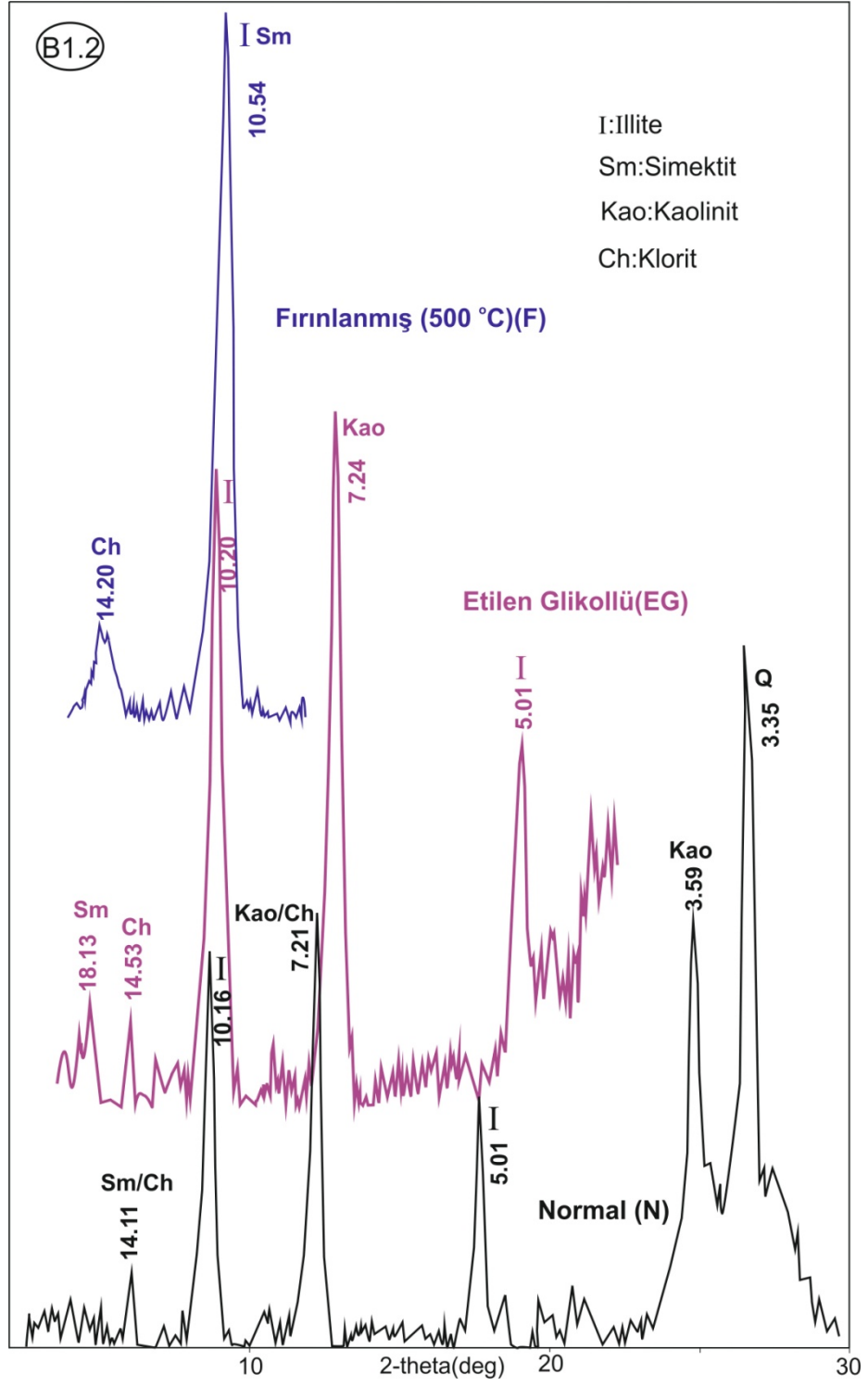
Şekil 4.15 Bekilli yöresi istifindeki paleosol örneğinin (P3) XRD tüm kayaç difraktogramı



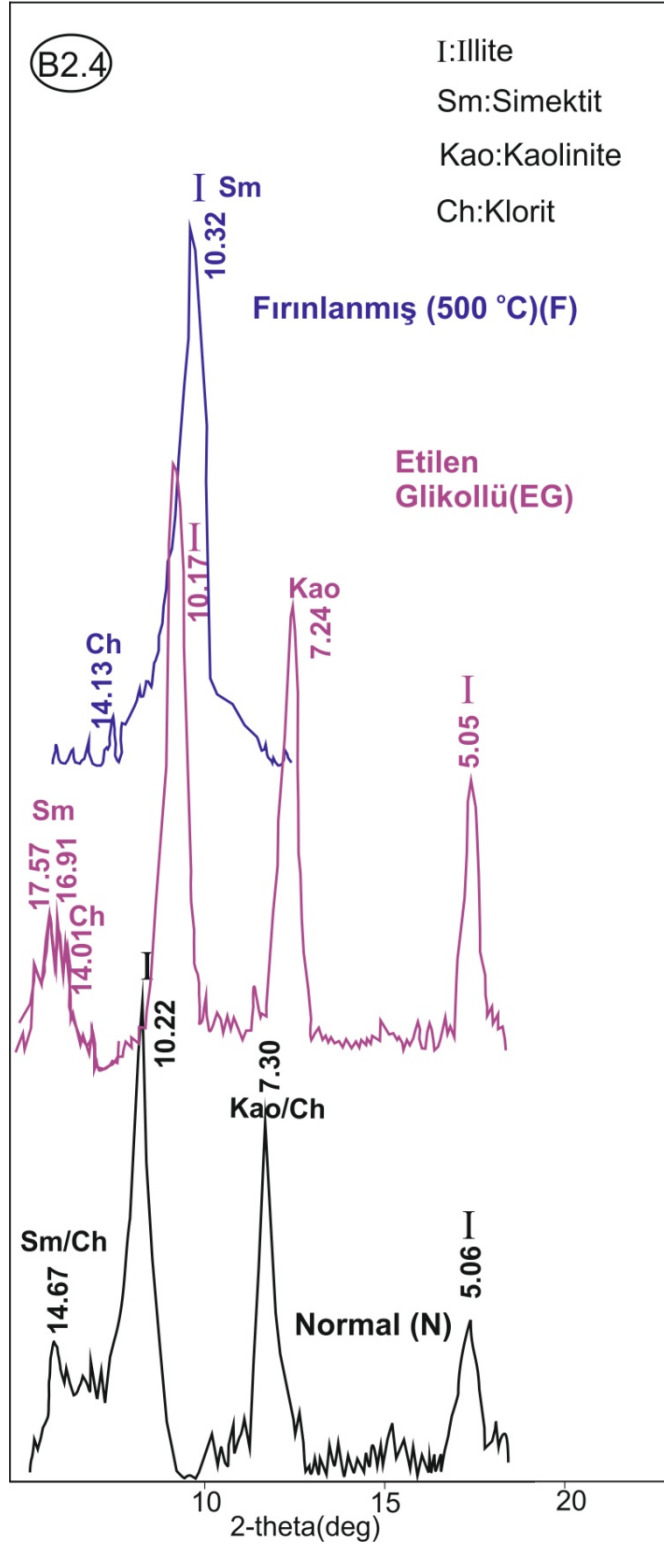
Şekil 4.16 Bekilli yöresi istifindeki konkresyon şekilli pedojenik karbonat örneğinin XRD tüm kayaç difraktogramı

4.3.2 Bekilli kesitinin XRD kil fraksiyonu

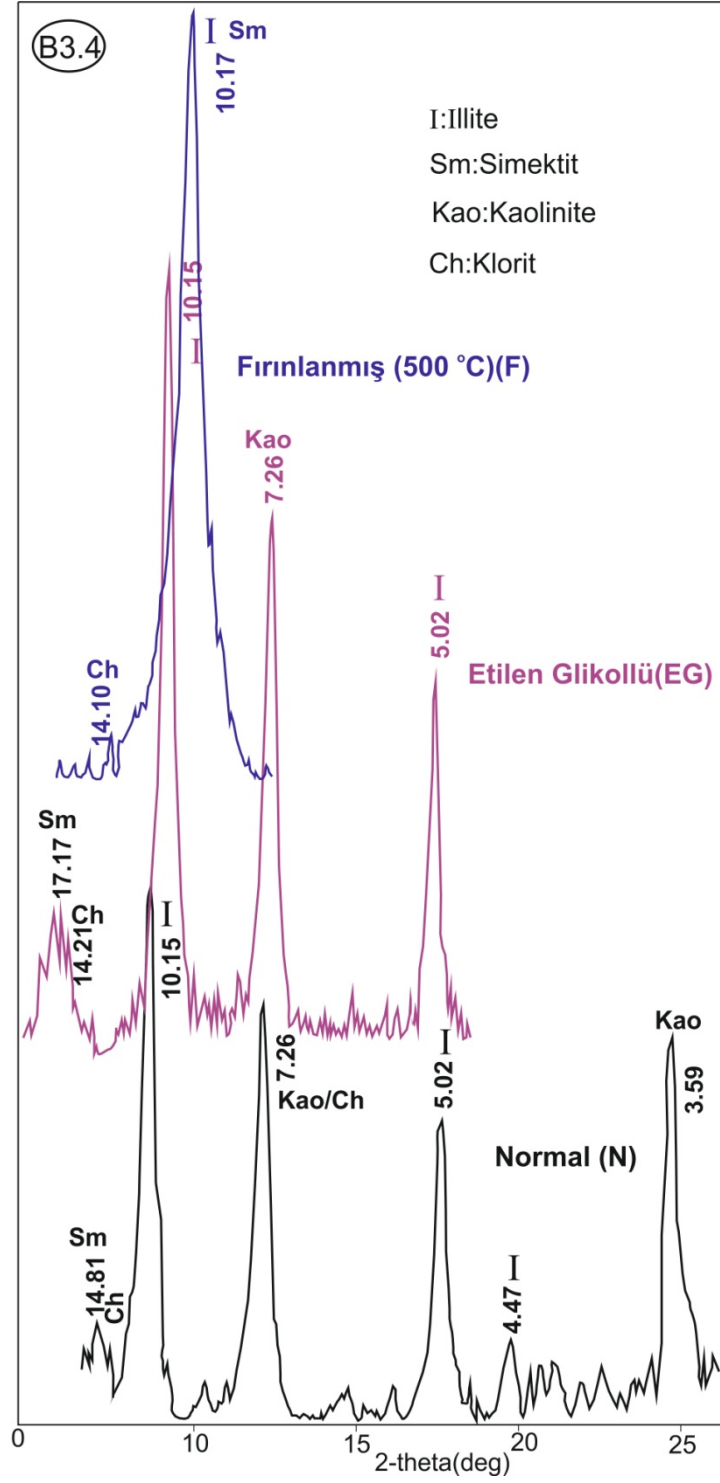
Tüm kayacı çekilen paleosol, pedojenik karbonat ve çamurtaşı örneklerinin kil fraksiyonu incelemelerinde hakim kil mineralinin illit olduğu gözlenmiştir. İllit mineraline değişen oranlarda başta simektit olmak üzere kaolinit ve az oranda da klorit eşlik etmektedir Bazı seviyelerde karışık katmanlı killerin (I-S?) varlığına da rastlanmıştır (Şekil 4.17-4.18-4.19-4.20-4.21-4.22) (Çizelge 4.1).



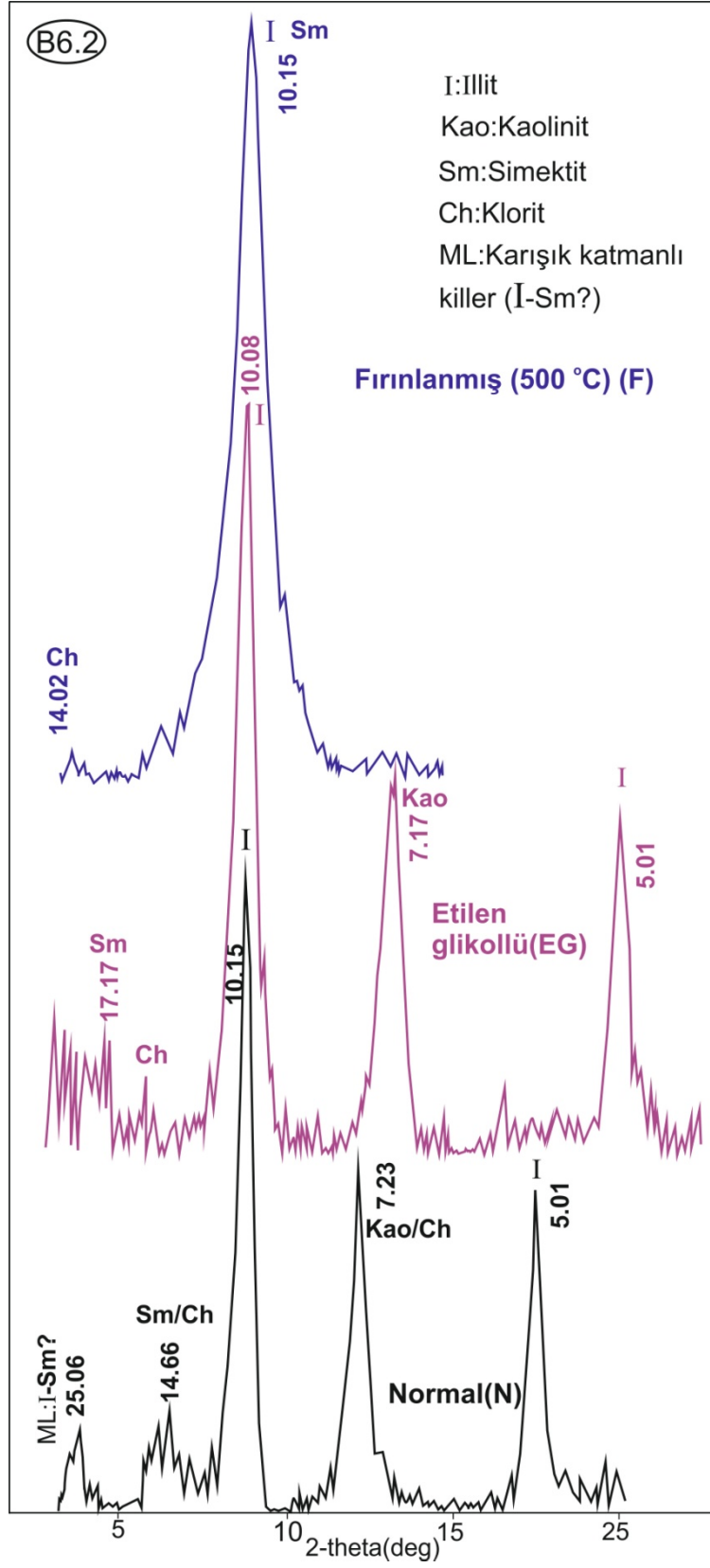
Şekil 4.17 B1.2 no'lu paleosol (P1) örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



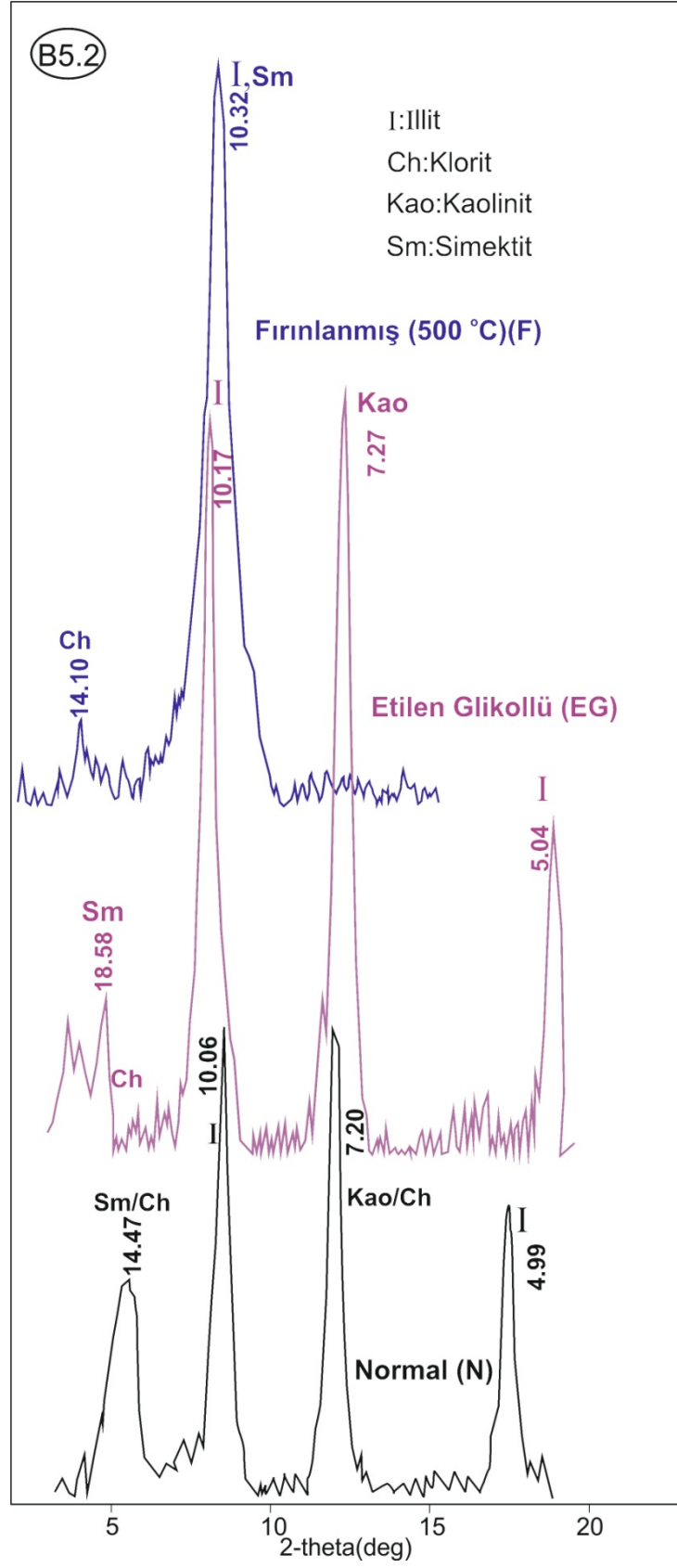
Şekil 4.18 B2.4 no'lu çamurtaşı örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



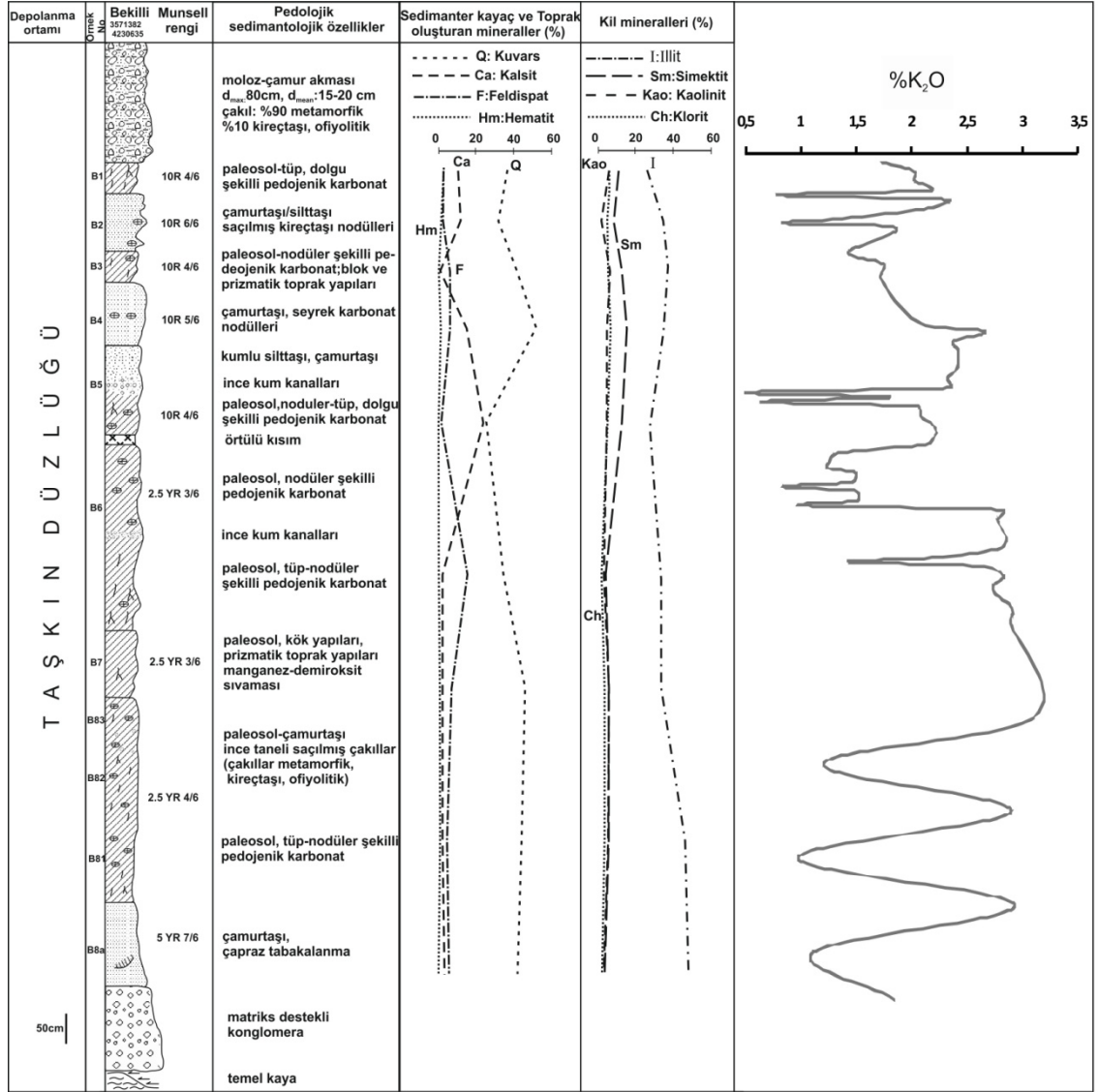
Şekil 4.19 B3.4 no'lu paleosol (P2) örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.20 B6.2 no'lu paleosol (P3) örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.21 Bekilli yöresi pedojenik kalış örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



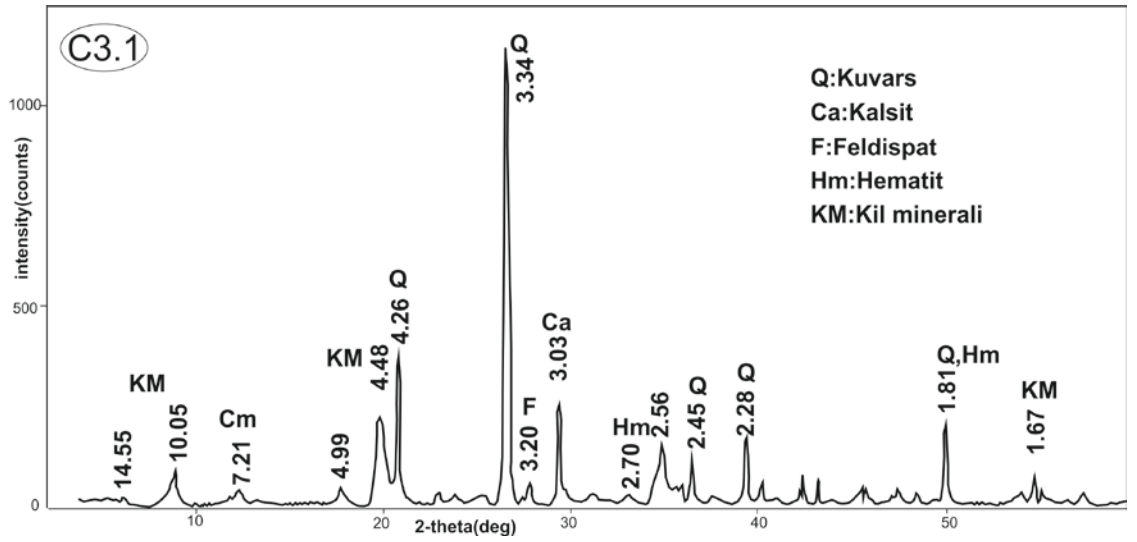
Şekil 4.22 Bekilli istifindeki paleosol, pedojenik karbonat ve çamurtaşı-silttaşı örneklerin kil dışı ve kil minerallerinin bulunma yüzdeleri

Çizelge 4.1 Bekilli yöresi paleosol içeren istifteki minerallerin bolluk dereceleri. (+: $\geq 10\%$; E: $< 10\%$)

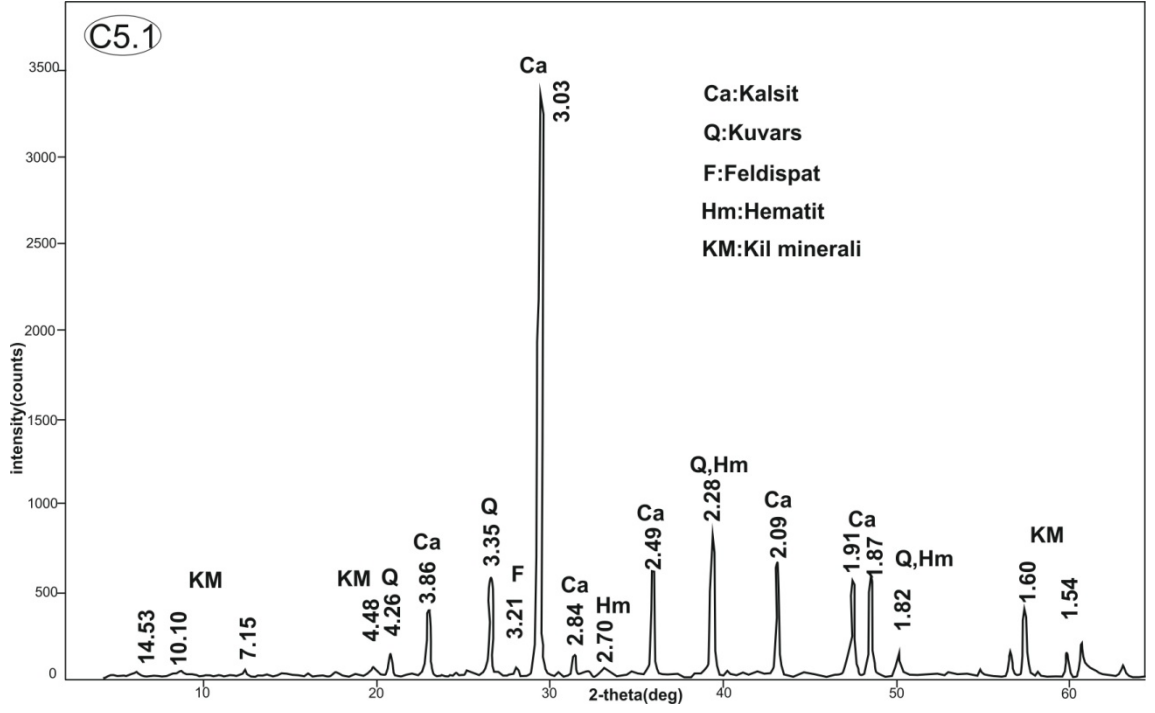
Bekilli	Kaya türü	İllit	Smektit	Kaolinit	Klorit	Kuvars	Kalsit	Feldispat	Hematit
B1.2	Paleosol	+++++	+	E	E	++++	+	E	E
B2.4	Çamurtaşı	+++	E	E	E	+++	+	E	E
B3.4	Paleosol	++++	+	E	E	++++	E	E	E
B4.2	Çamurtaşı/silttaşı	+++	+	E	E	+++++	+	E	E
B5.2	Pedogenik karbonat	+++	+	E	E	++	+++	E	E
B6.2	Paleosol	++++	E	E	E	++++	E	+	E
B7.5	Paleosol	+++	E	E	E	++++	E	E	E
B8.1	Paleosol	+++++	E	E	E	++++	E	E	E
B8.1a	Çamurtaşı	++++	E	E	E	+++	+	+	E

4.3.3 Çal-Hancalar kesitinin XRD tüm kayaç sonuçları

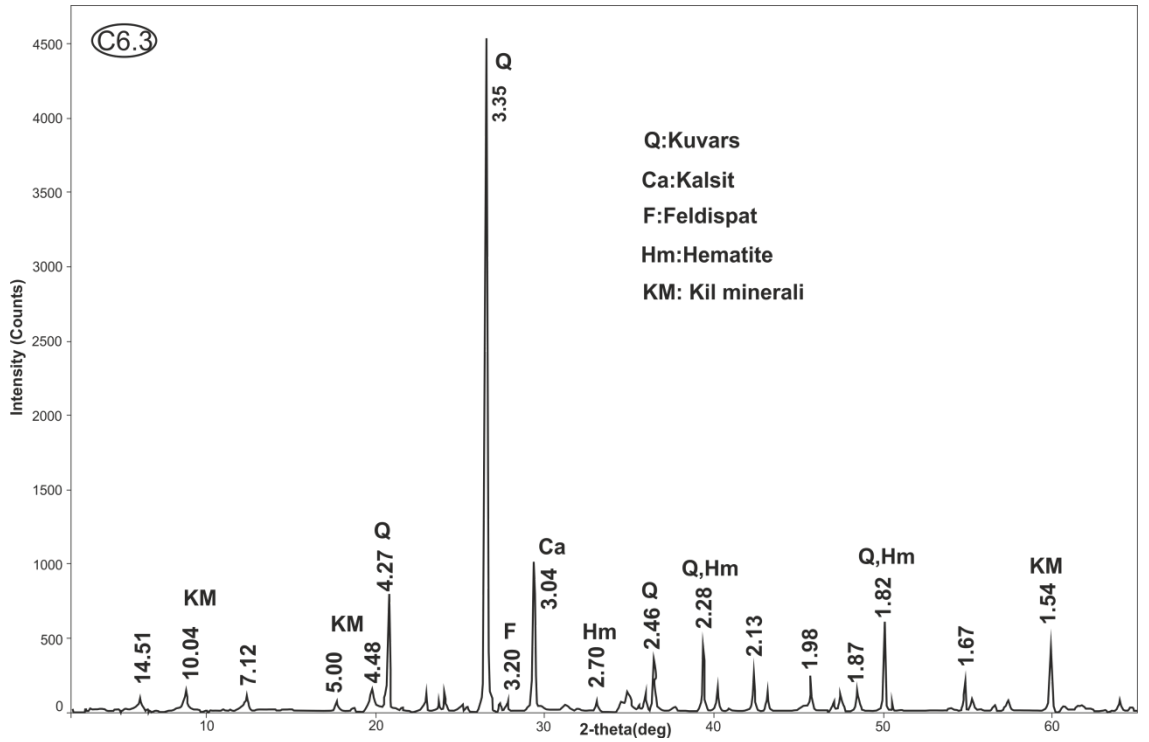
Çal yöresi istifindeki paleosol çamurtaşı ve pedojenik karbonat örneklerinin XRD tüm kayaç incelemeleri diğer Bekilli yöresindeki istifle benzer şekildedir. Kuvars hakim mineraldir ve buna feldispat, kalsit ve bazı örneklerde hematit mineralleri eşlik ederler (Şekil 4.23-4.25-4.29). Pedojenik kalış ve kök izlerinin tüm kayaç sonuçlarında da yine kalsit tek karbonat mineralidir. Kalsitin yanında kuvars minerali başta olmak üzere, eser oranda feldispat ve hematit mineralleri de bulunur (Şekil 4.24, 4.29) (Çizelge 4.2).



Şekil 4.23 Çal paleosol C3.1 no'lu (P2) paleosol örneğinin XRD tüm kayaç difraktogramı



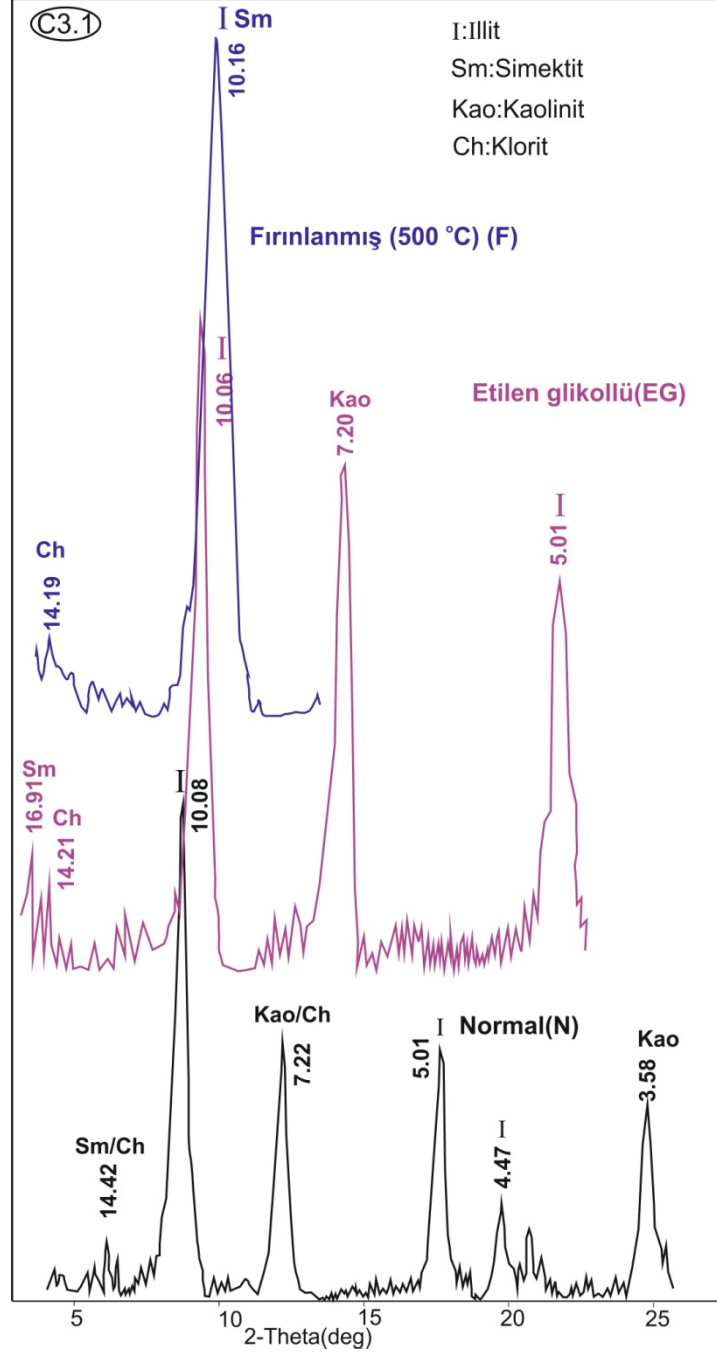
Şekil 4.24 Çal yöresi C.5.1 no'lu pedojenik karbonat XRD tüm kayaç difraktogramı



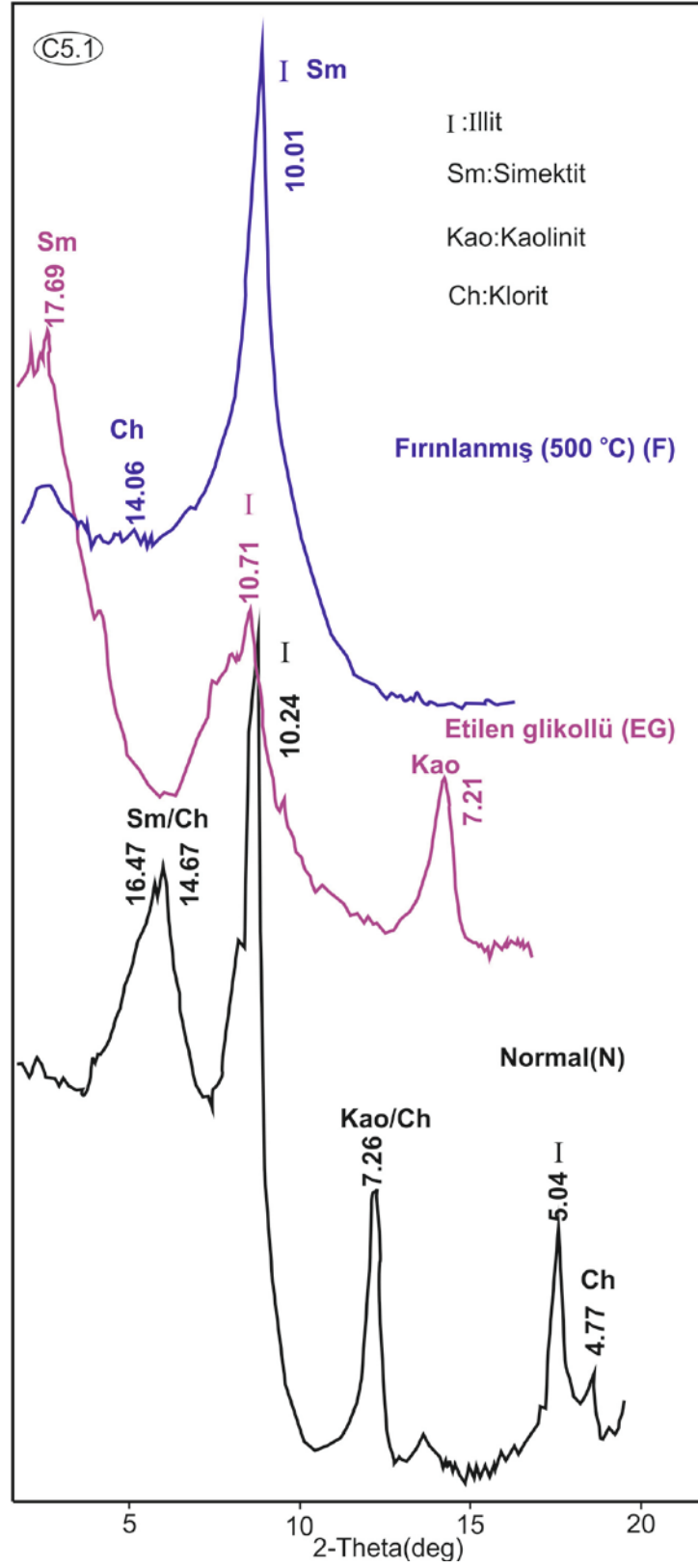
Şekil 4.25 Çal yöresi C6.3 no'lu örneğin (P4) XRD tüm kayaç difraktogramı

4.3.4 Çal-Hancalar kesitinin XRD kil fraksiyonu sonuçları

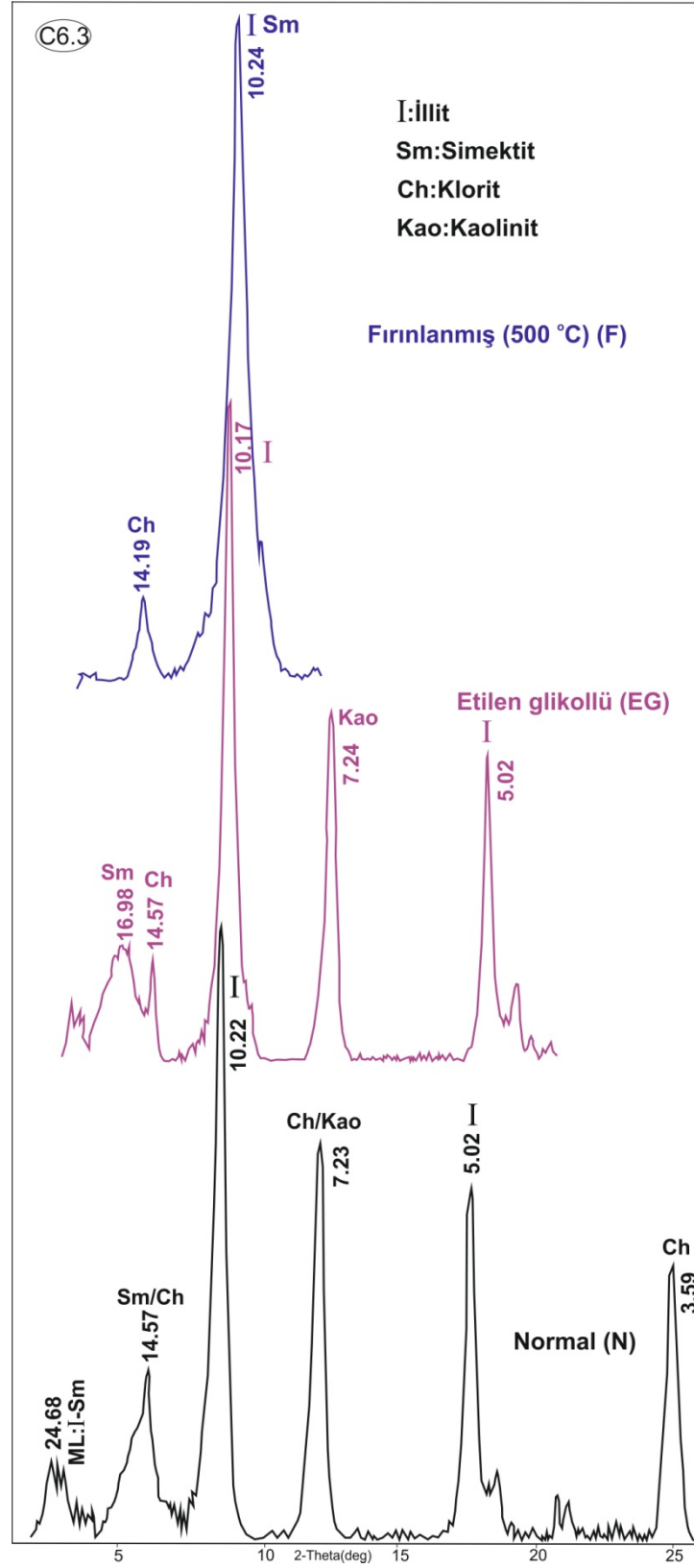
İllit minerali bu istifteki örneklerde de hakim kil mineralidir. İllit mineraline simektit, az oranda kaolinit ve klorit mineralleri de eşlik ederler (Şekil 4.26-4.27-4.28-4.29) (Çizelge 4.2).



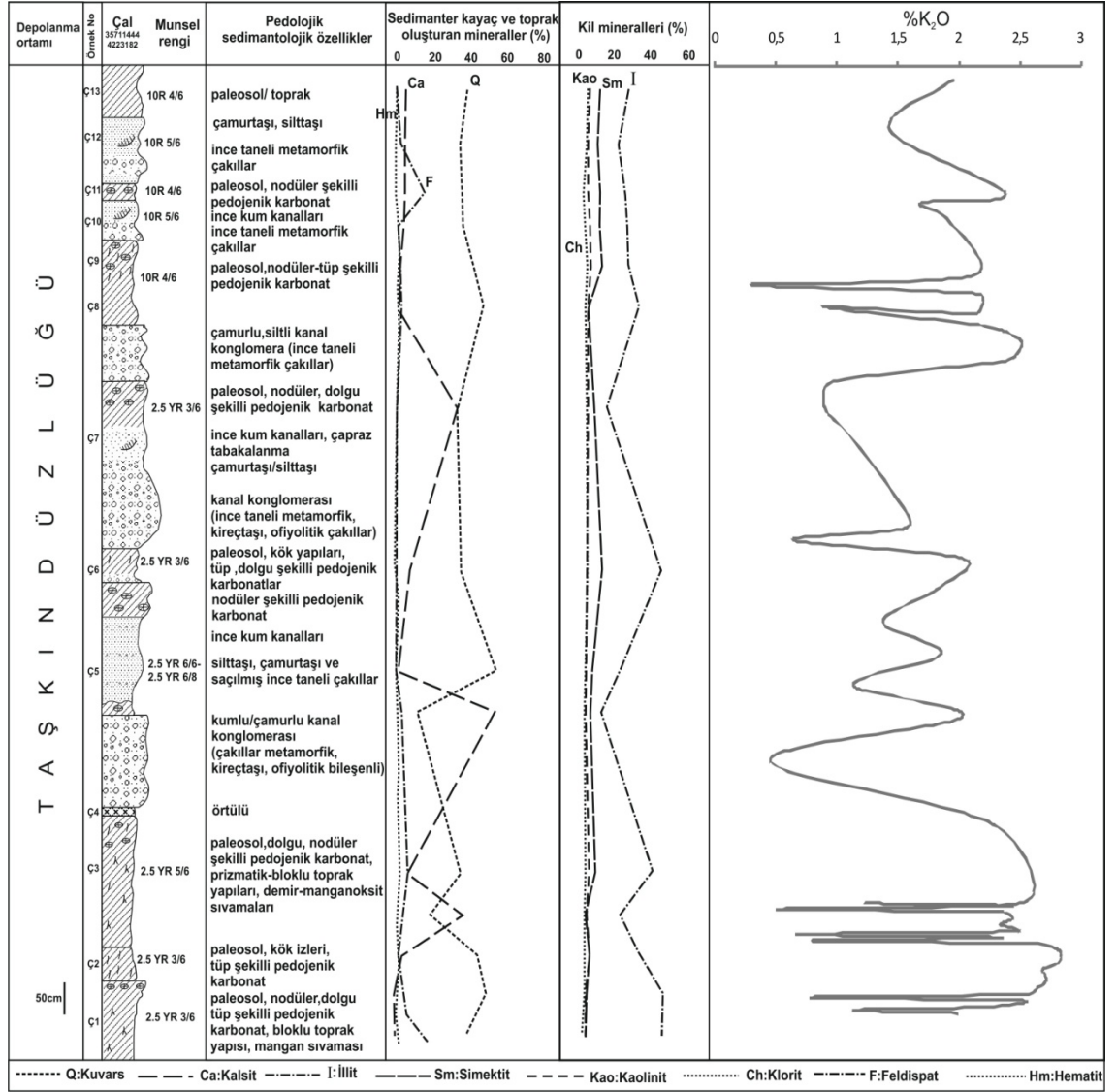
Şekil 4.26 Çal yöresi C3.1 no'lu paleosol örneğinin (P2) XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.27 Çal yöresi C5.1 no'lu pedojenik kalışın XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.28 Çal yöresi C6.3 no'lu paleosol örneğinin (P4) XRD kil fraksiyonu difraktogramları



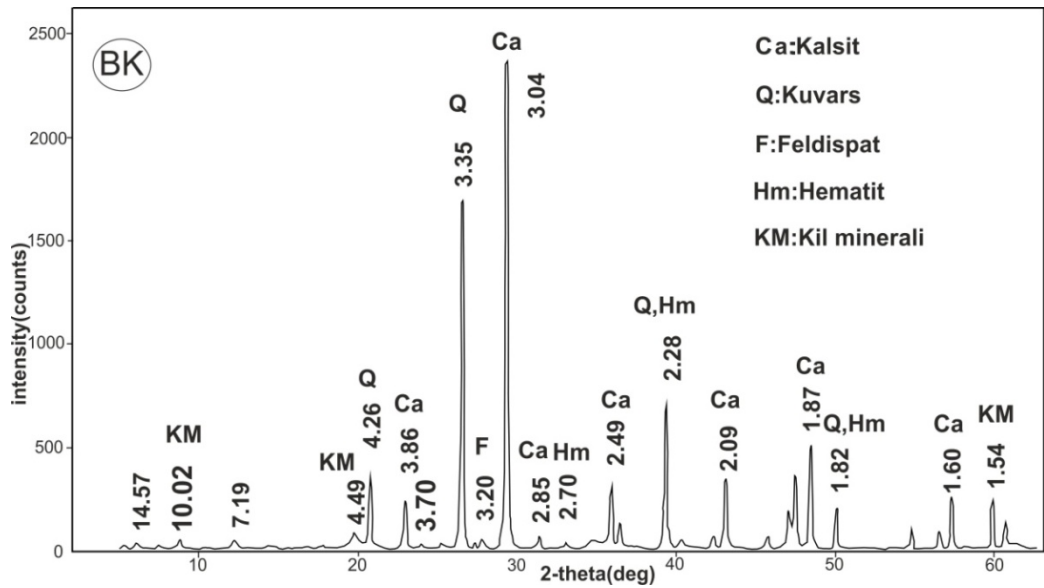
Şekil 4.29 Çal-Hancalar istifindeki paleosol, pedojenik karbonat ve çamurtaşı-silttaşı örneklerin kil dışı ve kil minerallerinin bulunma yüzdeleri

Çizelge 4.2 Çal-Hancalar yöresi paleosol içeren istifteki minerallerin bolluk dereceleri.
(+: $\geq$ %10; E: <%10)

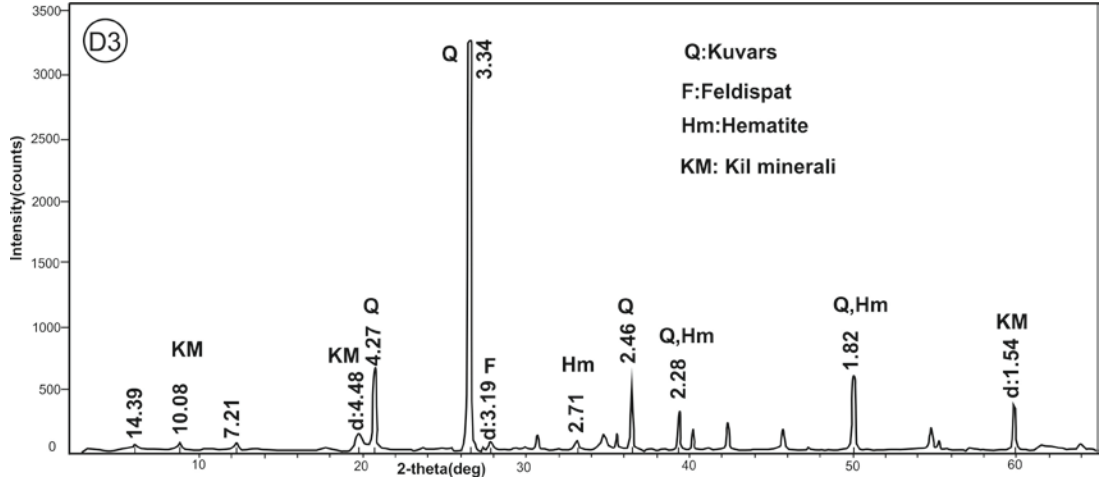
Çal	Kaya türü	İllit	Simektit	Kaolinit	Klorit	Kuvars	Kalsit	Feldispat	Hematit
Ç13	Paleosol/toprak	+++	+	E	E	++++	E	E	E
Ç12	Çamurtaşı,silttaşı	++	E	E	E	++++	+	E	E
Ç11.2	Paleosol	++++	+	E	E	++++	+	+	E
Ç10	Silttaşı	+++	+	E	E	++++	+	E	E
Ç9.2	Paleosol	+++	+	E	E	++++	E	E	E
Ç8.3	Paleosol	+++	E	E	E	+++	E	E	E
Ç7.4	Pedojenik karbonat	++	+	E	E	+++	+++	E	E
Ç6.3	Paleosol	+++	+	E	E	++++	E	E	E
Ç5.4	Silttaşı	++	E	E	E	+++++	E	E	E
Ç5.1	Pedojenik karbonat	+	E	E	E	E	+++++	E	E
Ç3.1	Paleosol	++++	+	E	E	++++	E	E	E
ÇK	Pedojenik karbonat	++	E	E	E	++	++++	E	E
Ç2.4	Paleosol	+++	E	E	E	++++	E	E	E
Ç1.12	Paleosol	+++++	E	E	E	+++	E	E	E
Ç1.6	Paleosol	++++	E	E	E	+++	E	++	E

4.3.5 Mallıkkaşı kesitinin XRD tüm kayaç sonuçları

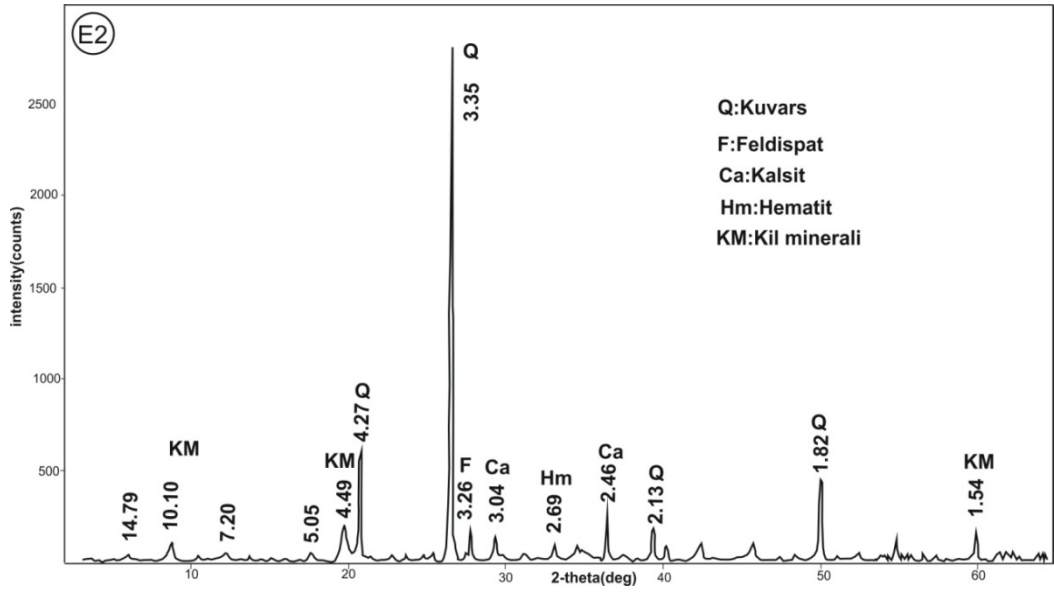
İstifteki mineraller hem paleosol hem de pedojenik kalış bakımından tümüyle diğer iki istifin mineral bileşimiyle aynıdır. Kuvars hakim mineraldir. Kuvars mineraline kalsit, eser oranda feldispat ve hematit mineralleri eşlik ederler (Şekil 4.30-4.31-4.32-4.36) (Çizelge 4.3).



Şekil 4.30 Mallıkkaşı yöresi BK no'lu pedojenik kalışın XRD tüm kayaç difraktogramı



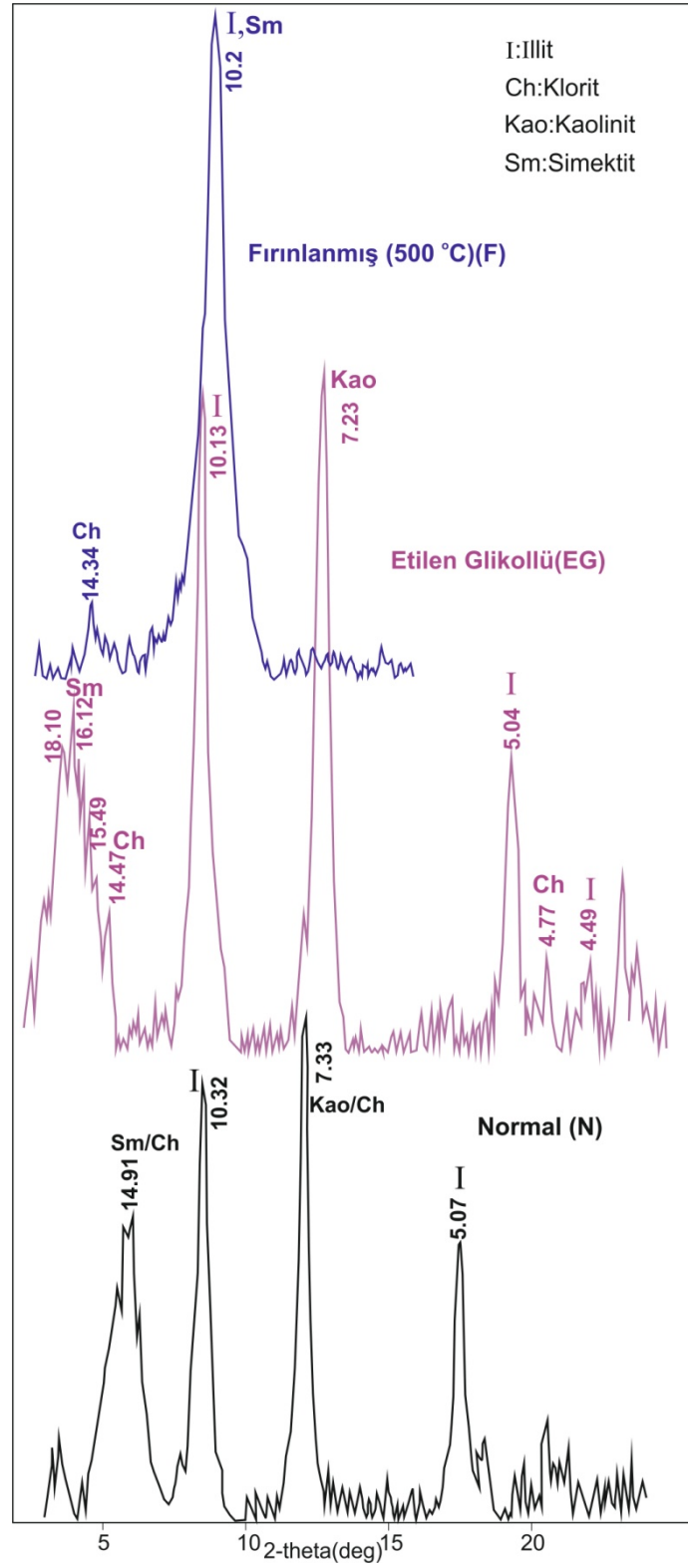
Şekil 4.31 Mallıkkaşı yöresi D3 no’lu paleosol örneğinin (P3 paleosol seviyesi) XRD tüm kayaç difraktogramı



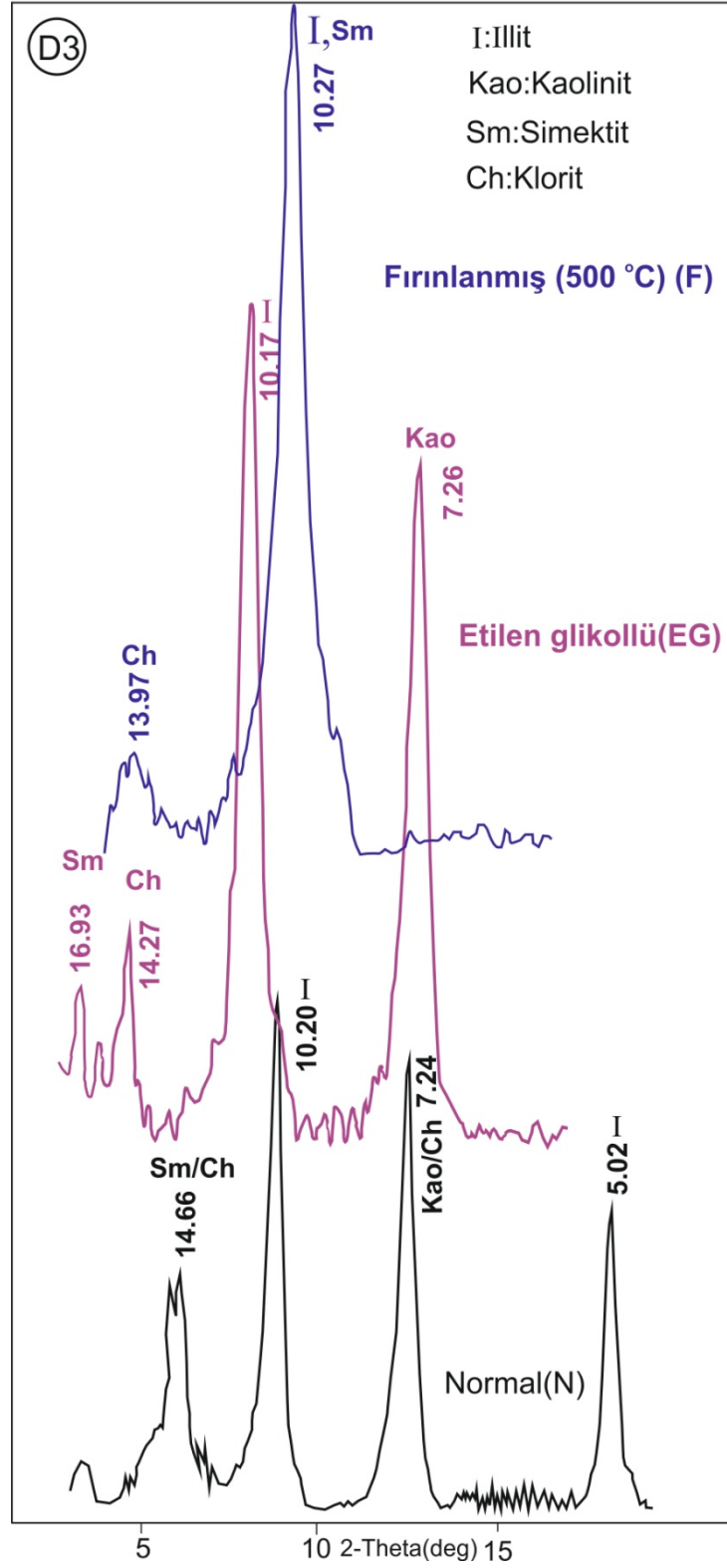
Şekil 4.32 Mallıkkaşı yöresi E2 no’lu toprak örneğinin (P4 paleosol seviyesi) XRD tüm kayaç difraktogramı

4.3.6 Mallıkkaşı kesitinin XRD kil fraksiyonu sonuçları

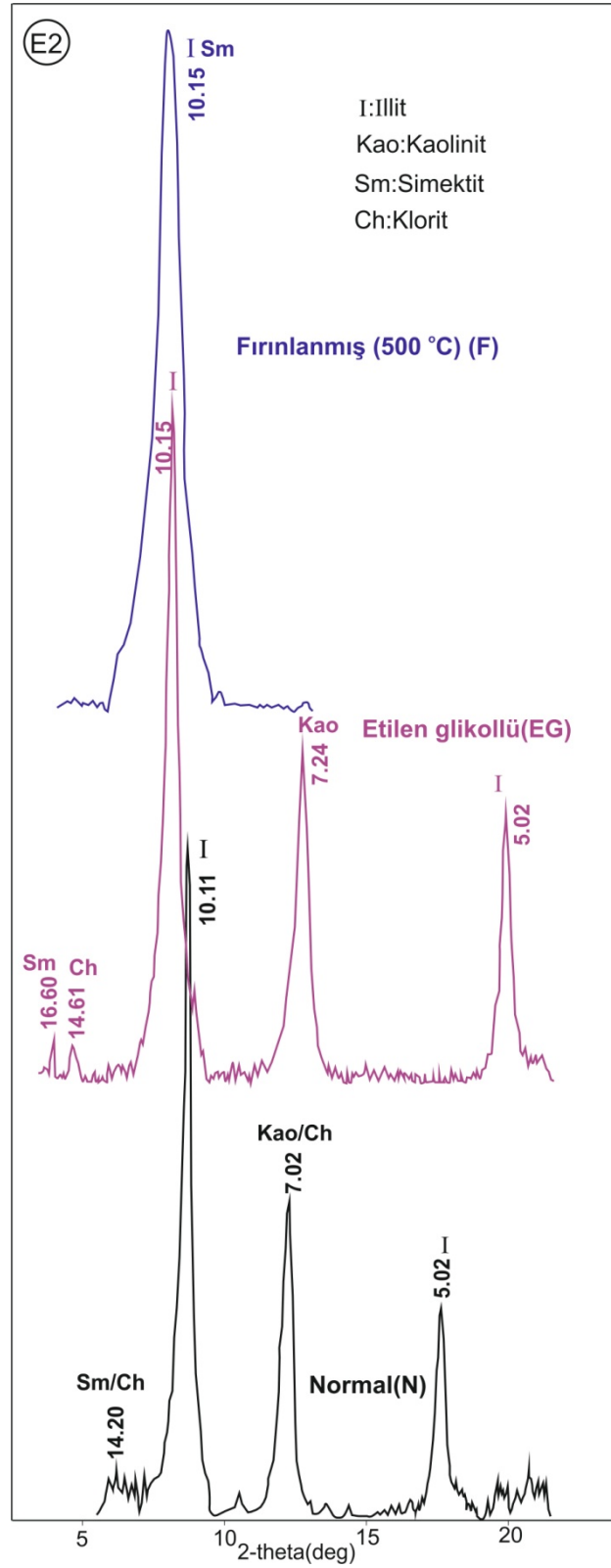
Bu seviyelerdeki örneklerde diğer paleosol içeren seviyelerdeki örneklere benzer durumda olup en fazla illit, sonra değişen oranlarda simektit, az kaolinit ve klorit bulundurur (Şekil 4.33-4.34-4.35-4.36).



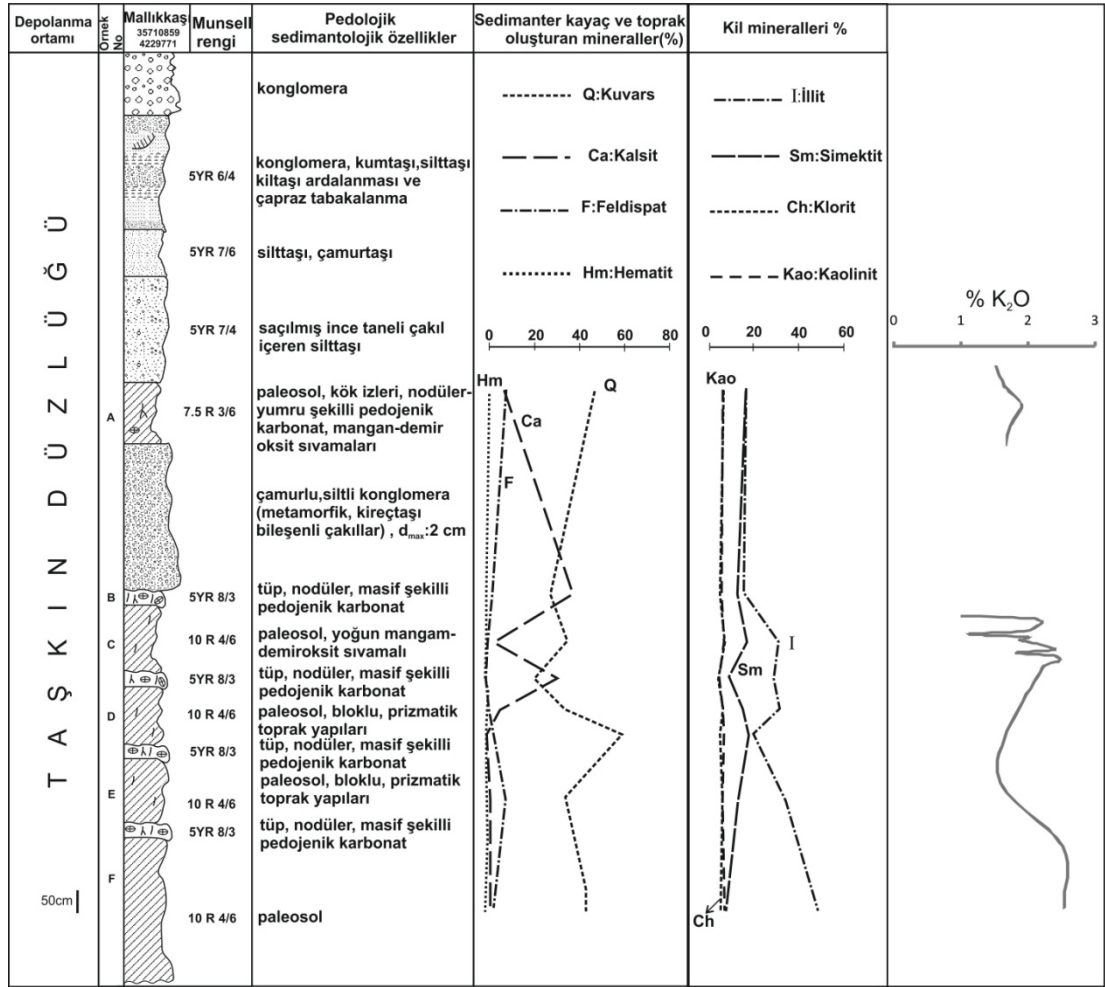
Şekil 4.33 Mallıkkaşı yöresi BK no'lu pedojenik kalış örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.34 Mallıkkaşı yöresi D3 no'lu paleosol örneğinin (P3 paleosol seviyesi) XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.35 Mallıkkaşı yöresi E2 no'lu paleosol örneğinin (P4 paleosol seviyesi) XRD kil fraksiyonu difraktogramları



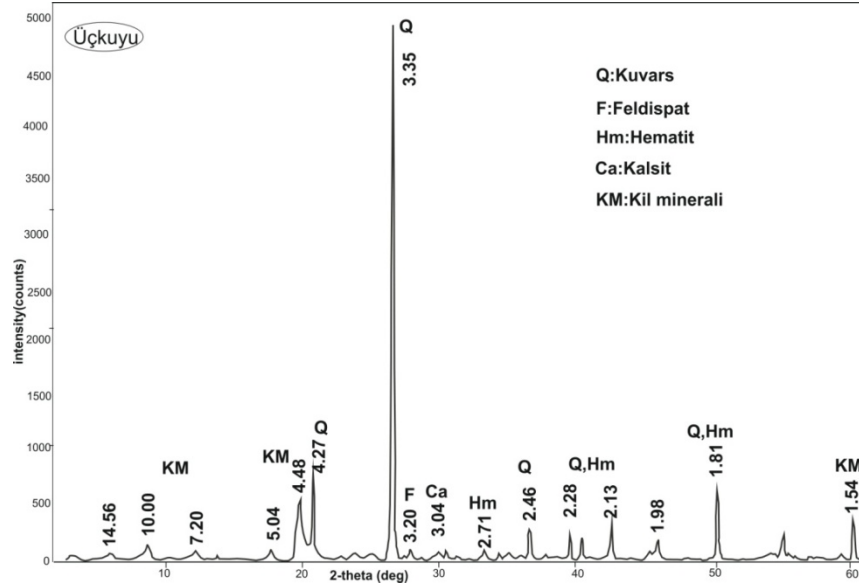
Şekil 4.36 Mallıkkaşı istifindeki paleosol-pedojenik karbonatın kil dışı ve kil minerallerinin bulunma yüzdeleri

Çizelge 4.3 Mallıkkaşı yöresi paleosol içeren istifteki minerallerin bolluk dereceleri. (+: ≥%10; E: <%10)

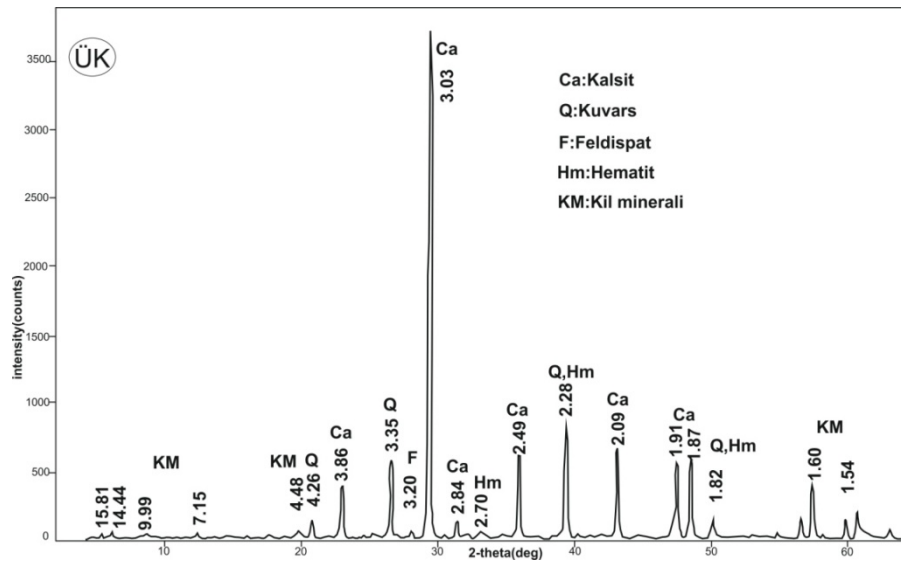
Mallıkkaşı	Kaya türü	İllit	Simektit	Kaolinit	Klorit	Kuvars	Kalsit	Feldispat	Hematit
A2	Paleosol	++	++	E	E	+++++	E	E	E
BK	Pedojenik karbonat	++	+	E	E	+++	++++	E	E
C2	Paleosol	+++	++	E	E	++++	E	E	E
CK	Pedojenik karbonat	+++	E	E	E	++	+++	E	E
D1	Paleosol	+++	++	E	E	++++	E	E	E
D3	Paleosol	++	++	E	E	+++++	E	E	E
E2	Paleosol	+++	+	E	E	++++	E	+	E
F2	Paleosol	++++	E	E	E	++++	E	E	E

4.3.7 Üçkuyu yöresi palesollerinin XRD tüm kayaç sonuçları

Çalışma alanının K-KB’de yer alan belirgin bir istif ve horizon oluşturmeyen bu bölgedeki palemol ve pedojenik kalışın XRD sonuçları önceki örneklerle aynı mineralojik bileşimdedir (Şekil 4.37-4.38).



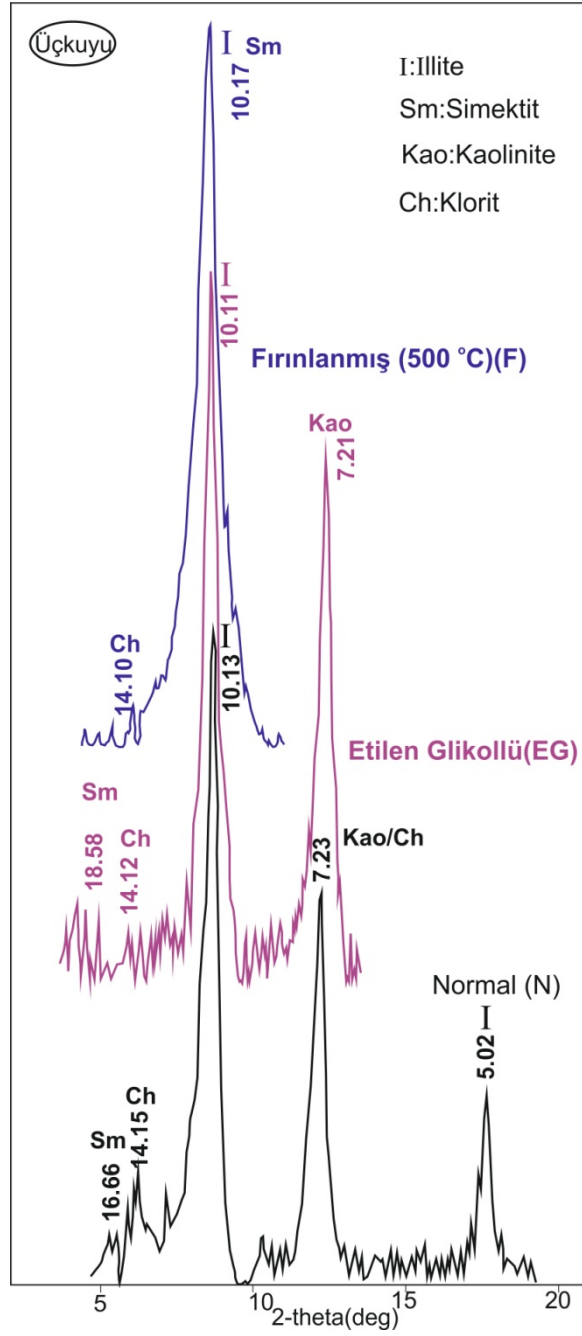
Şekil 4.37 Üçkuyu paleosol örneğine ait XRD tüm kayaç difraktogramı



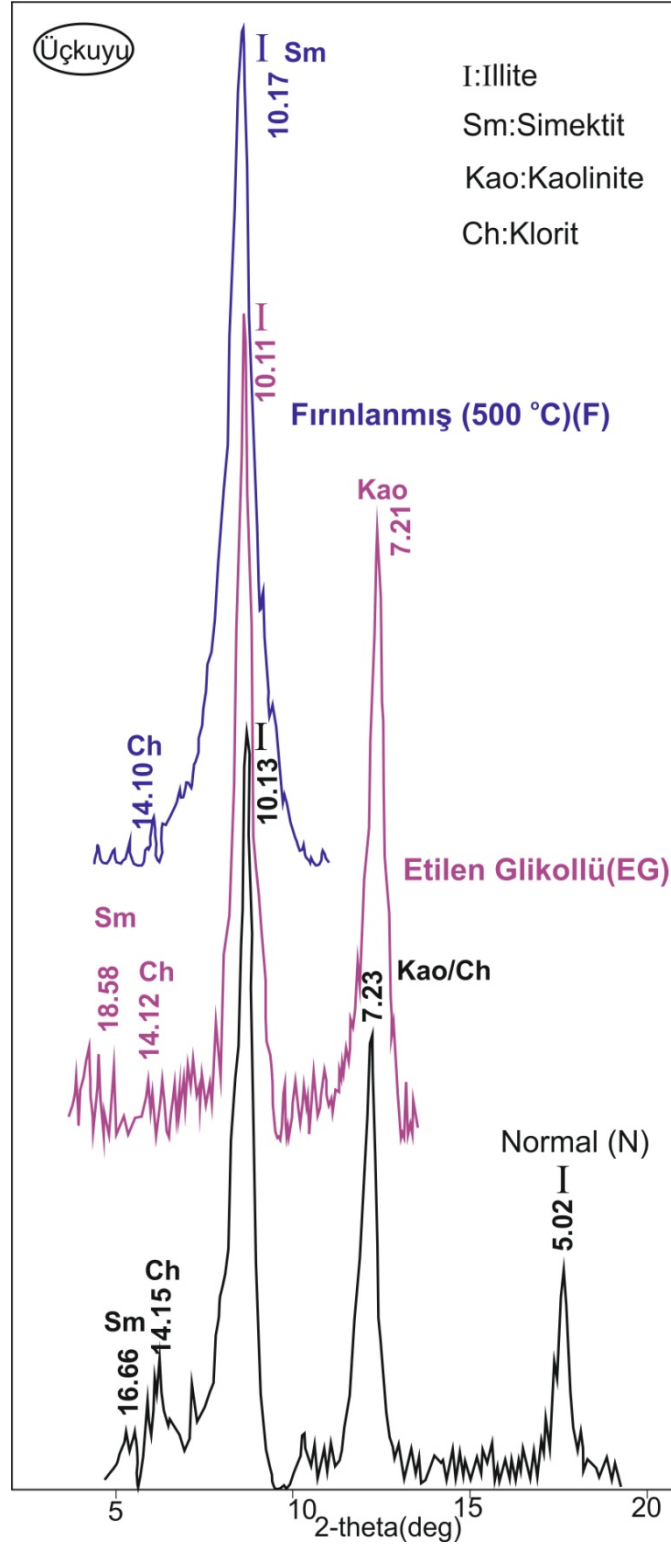
Şekil 4.38 Üçkuyu kalış (ÜK) örneğinin XRD tüm kayaç difraktogramı

4.3.8 Üçkuyu yöresi paleosollerinin XRD kil fraksiyonu sonuçları

Bu bölgedeki paleosol ve pedojenik karbonat örneklerinin kil fraksiyonu çekimlerinde illit minerali hakimdir. Simekit, klorit ve kaolinit de eser miktarda yer alır (Şekil 4.39-4.40).



Şekil 4.39 Üçkuyu paleosol örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları



Şekil 4.40 Üçkuyu kalış (ÜK) örneğinin XRD kil fraksiyonu difraktogramları

Bütün XRD sonuçlarına göre, çalışma alanındaki paleosol ve çamurtaşı içeren kesitlerdeki kil dışı mineraller ile kil mineral dağılımlarının hemen her seviyede çoğunlukla aynı olduğu ve yalnızca miktarlarının seviye seviye farklı oldukları gözlenmiştir (Şekil 4.22,4.29,4.36) (Çizelge 4.1-4.2-4.3).

Kuvars minerali Bekilli kesitinde çamurtaşlarında %40-52 arasında, Çal-Hancalar kesitinde %38-51 arasında ve mineral bileşenlerini yaklaşık yarısını oluşturmaktadır. Buna karşılık paleosol seviyelerinde bu oran Bekilli kesitinde %37-40, Çal-Hancalar kesitinde %33-53, Mallıkkaşı kesitinde ise %37-57 arasındadır. Üçkuyu paleosollerinde ise %58'e kadar çıkmaktadır. Kalsit minerali Bekilli kesiti çamurtaşlarında %1 -15, Çal-Hancalar kesitinde %1-6 oranında bulunur. Bu değerler paleosol seviyelerinde ise; Bekilli yöresinde %1-10, Çal-Hancalar yöresinde %3-5, Mallıkkaşı yöresinde %1-5, Üçkuyu yöresinde ise % 1 oranındadır. Feldispat ise tüm örneklerde genelde düşük oranlarda sadece Bekilli kesitinde B6.2 no'lu paleosol örneğinde %15, Çal-Hancalar kesitinde C1.6 no'lu paleosol örneğinde %17, C11.2 no'lu paleosol örneğinde %12 civarındadır. Diğer seviyelerde ise oldukça düşük oranlarda (%1-4) bulunur. XRD incelemelerinde hematit minerali çok küçük piklere sahiptir. Paleosol ve çamurtaşlarının renklerinin kırmızı olması ve hematit mineralini kristalinitesinin bu kadar düşük olması, hematitin amorf-jel formda geliştiğini göstermektedir. Bu yorum SEM çalışları ile de desteklenmiştir. Kalsit minerali pedojenik kalışların esas mineralidir. Bulunma yüzdesi %25-52 arasında değişir. Kil minerali olarak başta illit (%13-27) olmak üzere simektit (%6-11), klorit (%3-5) ve kaolinit (%2-6) bulundurulur.

Bütün çökellerin XRD kil fraksiyonlarına göre hakim kil mineralinin illit olduğu ve bu minerallere kısmen simektit, klorit ve kaolinit minerallerinin eşlik ettiği belirlenmiştir. İllit minerali çamurtaşlarında %25-34 (Bekilli), %26-33 (Mallıkkaşı) arasında değişmektedir. Paleosol seviyelerinde ise %25-50 (Bekilli), % 27-35 (Çal-Hancalar), % 17-36 ve Üçkuyu toprağında ise %20 oranındadır. Simektit minerali çamurtaşlarında % 3-10 (Bekilli), % 6-10 (Çal-Hancalar) arasında bulunur. Paleosol seviyelerinde ise bu oran %5-12 (Bekilli), %4-12 (Çal-Hancalar), %5-17 (Mallıkkaşı) ve Üçkuyu bölgesinde ise %8 civarındadır. Kaolinit ve klorit mineralleri ise hem çamurtaşı hem de paleosollerde düşük oranlarda % 2-7 arasında bulunmaktadır.

Bu incelemeler ışığında, kil mineralleri paleosol seviyelerinde, üzerlediği ana kayadan daha fazladır (Çizelge 4.1-4.2). Ayrıca, paleosol seviyelerinde kil minerallerin miktarları daha fazla, kısmen daha iyi kristalli ve ana kayadan daha yüksek pik genişliğine sahiptirler (Şekil 4.17-4.18). Buna göre, iki farklı oluşumlu kil minerallerinden bahsetmek mümkündür. Birincisi ana kayadan direk gelen yani detritik kökenli ya da kalıntı killer, diğer ise yerinde oluşmuş (in situ) ya da otijenetik/neoforme oluşumlu killerdir. Diğer bir ifadeyle paleosol seviyelerindeki bir kısım killer ana kayadan direk toprağa geçen detritik kökenli killer, bir kısmı ise pedojenik süreçlerle üretilen otijenik/neoforme killer olmalıdırlar. Paleosol seviyelerindeki hakim kil minerali olan illit mineralinin detritik kaynağı, paleosollerin üzerinde geliştiği flüvyal ortamdaki kırıntılı birimlerin orijinal ana kayası olan metamorfik kayaçlar (şistik kuvars, kuvarsit, muskovit şist vb.) olmalıdır. Zaten çoğu paleosol örneklerinde detritik illitin mineralinin ana kayasından kaynaklandığı yapılan çalışmalarda da ortaya konulmuştur (Weaver 1989). Çalışma alanındaki, paleosollerde miktarları artan kil minerallerinin diğer kökeni ise otijenik/neoforme olarak oluşmuş killer olabilir. Bu tür killer ise ortamındaki pH, toprak solüsyonun konsantrasyonu ve bileşimi gibi fizikokimyasal şartlarına bağlı olarak gelişirler (Wilson 1999). Killerin paleosollerde ve çamurtaşlarındaki morfolojik dokuları ve oluşum kökenleri SEM çalışmaları ile de desteklenmiştir.

İllit mineralinin hem detritik hem de otijenik/neoforme oluşumunda gözlenen bu iki türlü gelişim simektit, klorit ve kaolinit minerallerinde de kısmen gözlenmektedir. Simektit minerali feldispat, mika ve çeşitli Fe-Mg silikatlardan alterasyonu ya da toprak solüsyonunda direk oluşabilir (Weaver 1989). Klorit minerali de illit gibi metamorfik kayaçlardan gelmiş olmalıdır (Kuhlemaan vd. 2008) Kaolinit ise genelde feldispat mineralinin yüksek oranda kimyasal ayrışması sonucu oluşabileceği gibi çalışma alanında olduğu gibi detritik olarak da paleosol seviyelerinde bulunabilir.

Millot (1964)'de günlenme/ayrışmanın da dahil olduğu jeokimyasal döngü içerisinde topraklardaki kil minerallerinin oluşumunu üç ayrı sürece bağlamıştır. *Birincisi*, topraktaki kil mineralleri ana kaya ya da ayrışmış materyalden detritik-kalıntı olarak (detrital-inheritance); *ikincisi*, dönüşüm (transformasyon), kil minerallerinin diğer kil

minerallerine dönüşmesi, üçüncüsü ise neoformasyon/otijenik (neofomation/ autogenic), kil mineralleri solüsyon/jelden yeniden oluşması- yerinde oluşum şeklindedir. Eberl (1984)'deki çalışmasında Esquevin (1958) and Millot (1970)'deki çalışmalarını derleyerek topraktaki kil mineral oluşum mekanizmalarını dokuz olası olaya bağlamıştır (Şekil 4.41). Buradaki süreçler Millot (1964)'de verdiği süreçler olup, oluşum ortamlarını ise sedimanter, günlenme/ayırışma ve diyajenetik-hidrotermal olarak vermiştir. Şekil 4.41'de de görüldüğü üzere diyajenetik-hidrotermal bir ortamda kil mineralinin oluşabilmesi için sıcaklığın yüksek olmasına, killerdeki tabakalar arası dönüşümün gerçekleşmesi içinde fazla miktarda enerjiye gereksinim vardır.

artan enerji gereksinimi 

mekanizma ortam	kalıtsal	neoformasyon/ otijenez	tabaka/kat dönüşümü
sedimanter	x	x	
günlenme	x	x	
diyajenetik- hidrotermal			

sıcaklık artışı 

Şekil 4.41 Kil mineral oluşumları için dokuz olasılığın gösterimi (Eberl 1984)

Çalışma alanında flüvyal ortamda gelişmiş paleosol seviyelerindeki killerin oluştuğu ortam ve mekanizma açısından şekil 4.41'deki işaretli olan alanlarda oluşmuş olmalıdır.

4.4 Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) Sonuçları

Paleosol seviyeleri ve pedojenik karbonatlarda varlıkları ilk önce XRD’de belirlenmiş minerallerinin kristal şekli, boyutu ile bu minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri, kökeni ve oluşum koşulları hakkında bilgiler elde etmek amacıyla Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) çalışmaları yapılmıştır.

Toplam 20 adet örnek Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) ile incelenmiştir. Bu çalışma sonucunda minerallerin morfolojik ve dokusal özelliklerini yansıtan görüntüler yorumlanmıştır. SEM’de incelenecek örnekler $\sim 1\text{-cm}^3$ ’lük parçalar halinde alınmış ve doğal rölyefleri Au ile kaplanarak analize tabii tutulmuşlardır. Ayrıca bu sisteme bağlı enerji yayımlı X-Işınları analizi (EDS) ile bu örneklerin kimyasal bileşimleri yarı kantitatif olarak belirlenmiştir. SEM incelemelerinde Welton (1984) tarafından derlenen atlasdan yararlanılmıştır.

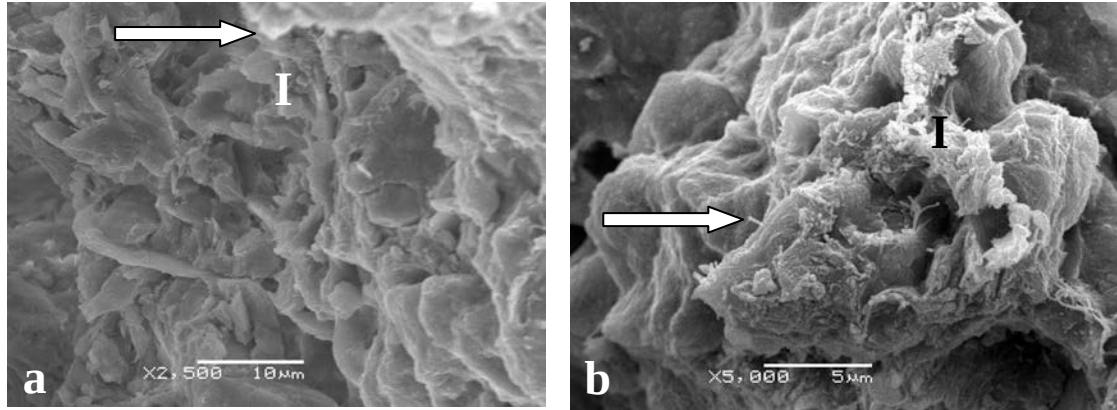
4.4.1 Kil ve kil dışı minerallerin SEM analiz sonuçları

Genellikle paleosollerde (veya güncel topraklarda da) kil mineralleri sarınım halinde bulunurlar (clay coating) (Fitzpatrick 1993). Kil sarınımları çoğunlukla detritik kökeni yansıtırlar ve pedojenez sırasında ana kayadan toprağa geçmişlerdir. SEM incelemelerinde detritik killer düzensiz-engebeli morfolojileri ile tanımlanmışlardır. Detritik killere ilaveten bunlardan gelişmiş kil mineralleri de saptanmıştır. Özellikle illit mineralinde izlenen lifsi uzunlamasına gelişmiş yapılar, detritik illitlerden gelişen otijenik/neoforme illitleri yansıtmaktadır. Otijenik ya da neoforme oluşumlarda lifsi yapılar illitin XRD analizi ve EDS analizi tanınmasını sağlamıştır. Kristal şekilleri tipik olmamakla beraber simektit, kaolinit ve klorit mineralleri de örneklerde esas kil olan illit mineraline eşlik ederler. Bazı örneklerde I-Sm gibi karışık katmanlı killerde belirlenmiştir.

Kil dışı mineral olarak en yaygın kuvars bulunmaktadır. Kuvars mineraline belirli oranlarda feldispat, kalsit ve eser oranda da hematit minerali eşlik etmektedir. Ancak Fe piki tipik olarak tüm örneklerin EDS analizinde yüksek oranda çıkmaktadır. Kristal

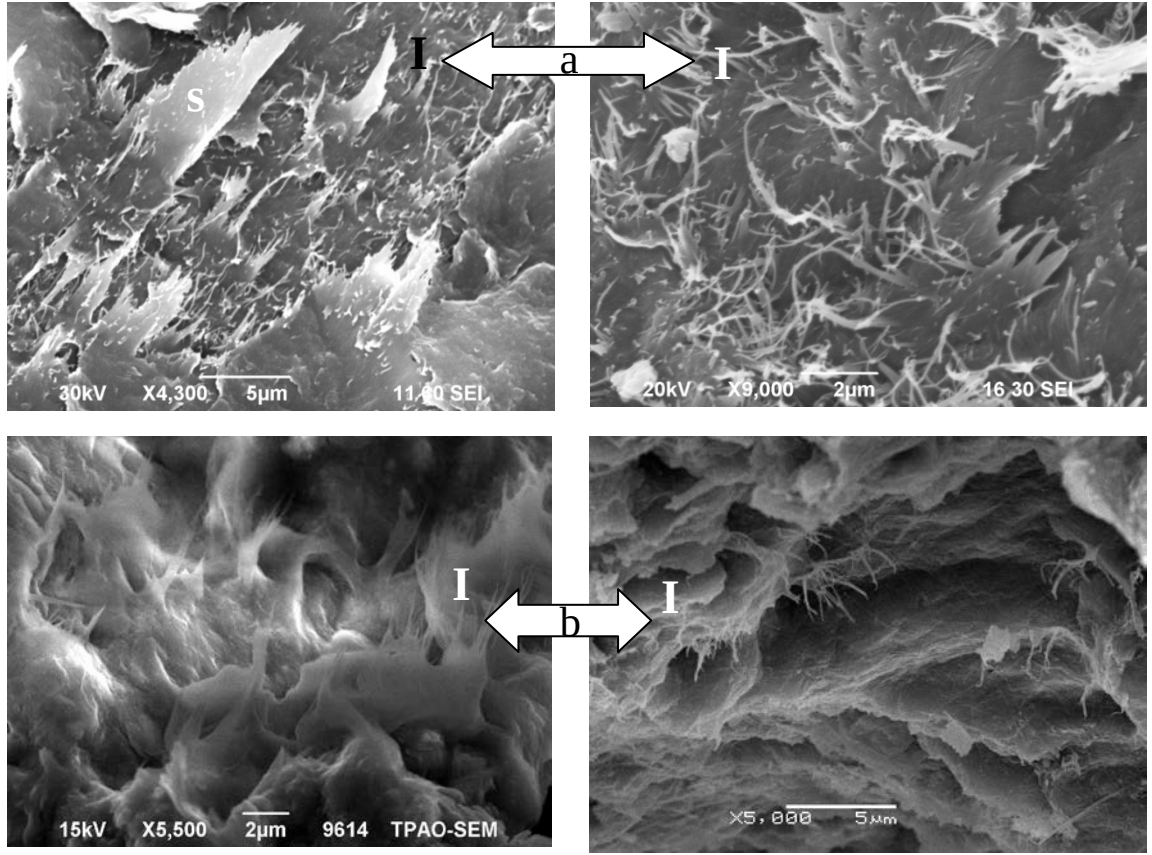
formunun XRD ve SEM incelemelerinde saptanamaması ve EDS analizinde yüksek pikler vermesi Fe-oksitlerin amorf/jel formda olduğunu göstermektedir.

En yaygın olan illit minerali tipik olarak kil çıkıntıları halinde, detritik Q ya da kalsitin dokanağında, kenarlarında lifsi ya da ince levhalar halinde düzensiz, bazen paralel yönlü kil tabakaları halinde ve kil sarınımları halinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.42-4.43). Illit mineralinin varlığı hem XRD sonuçlarından hem de hem de EDS analizinden elde edilen yüksek Si, Al, K değerleri ile de desteklenmiştir (Şekil 4.44). Bu oluşumların hepsi Bekilli kesitinde topraklaşmanın en iyi şekilde geliştiği B3 no'lu örneklerde (P2 seviyesi) izlenmiştir. Bu paleosol seviyesinin ana kayası konumundaki çamurtaşı örneğinde (B4) ise detritik kökenli killer varken, paleosol seviyelerinde bu killerin hem detritik hem de otijenik oluşumları izlenmiştir (Şekil 4.42.b,-43). Otijenik gelişmiş illitler genelde önceden var olan oluşumun/solüsyonun devamı olarak ortamın fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak gelişmiştir. Otijenik illitin en güzel örnekleri yine B3 no'lu paleosol seviyesinde, taneler arasında veya levhalardan uzunlamasına gelişmiş lifsi yapılar şeklindedir (Şekil 4.43).



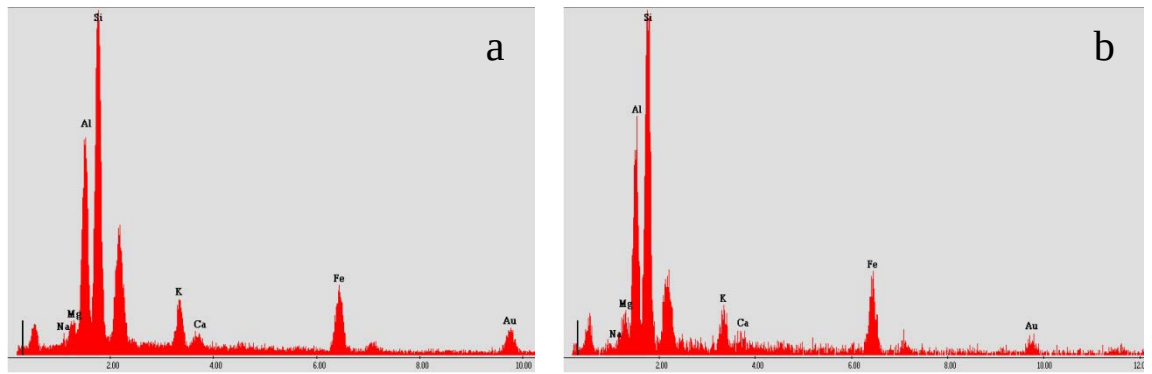
Şekil 4.42 Bekilli örneklerinin SEM görüntüleri

- a. B4 no'lu çamurtaşı örneğindeki düzensiz levhalı detritik kökenli illit mineralleri
- b. B3 no'lu paleosol örneğindeki (P2 paleosol seviyesi) düzensiz oluşumlar halindeki detritik ve bu levhaların uç kısımlarından itibaren gelişmiş otijenik lifsi illitler



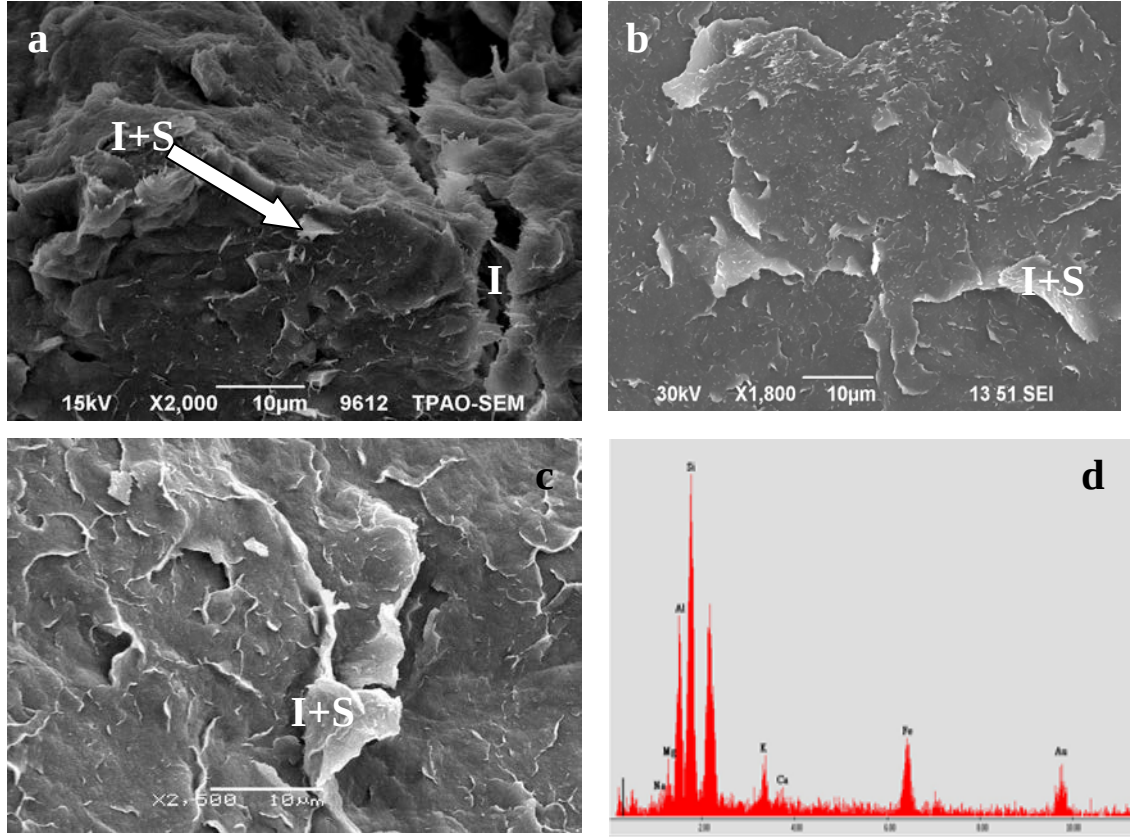
Şekil. 4.43 Bekilli örneklerinin SEM görüntüleri

a.b. B3.6 nolu paleosol örneğinde (P2 paleosol seviyesi) gelişen otijenik uzunlamasına gelişmiş lifsi illitler



Şekil 4.44 B3.6 no'lu örneklere ait EDS analizleri

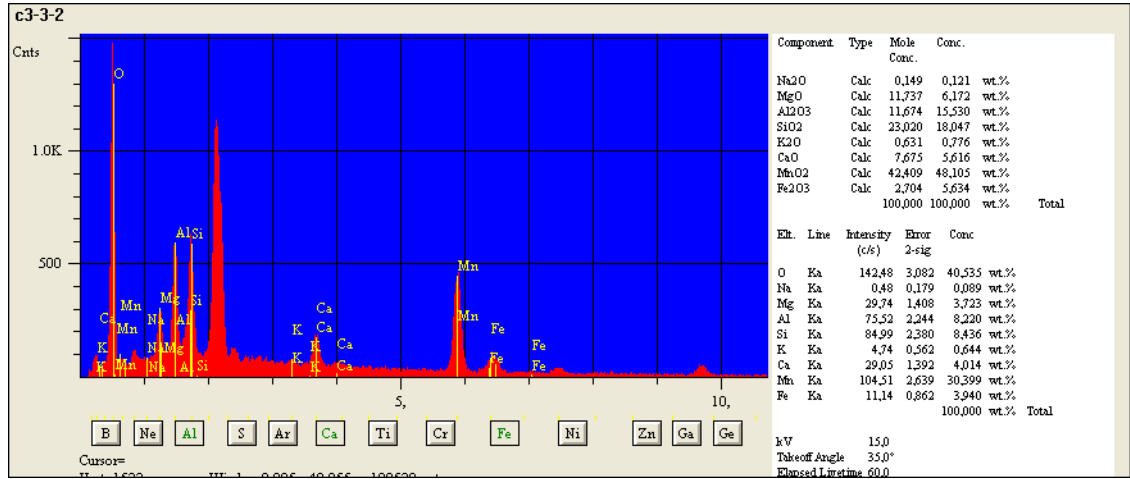
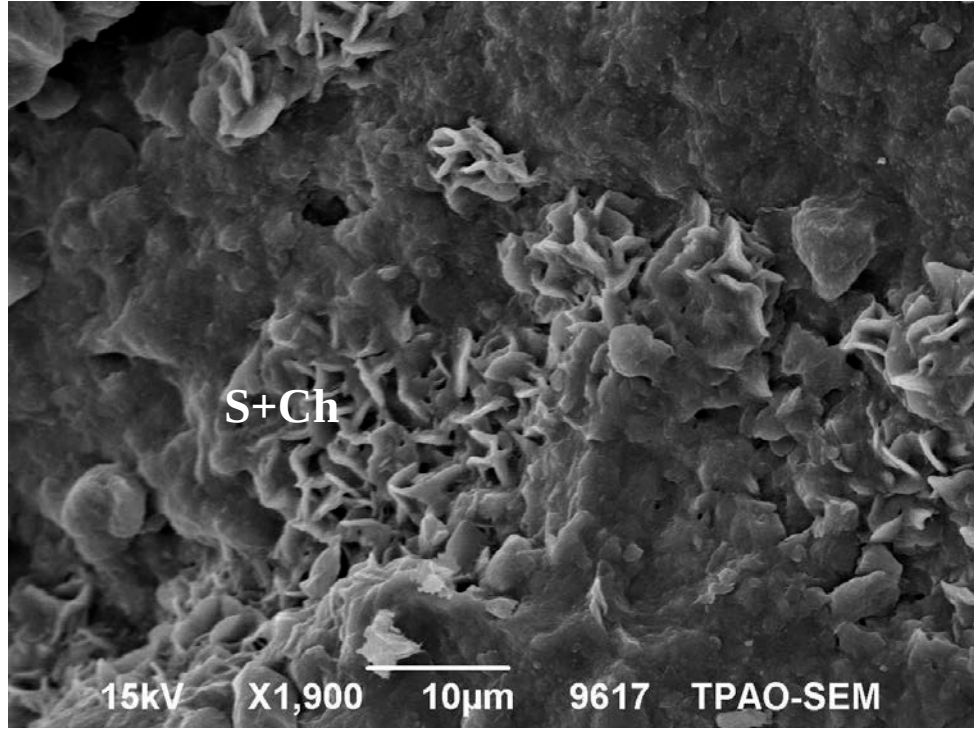
İllit mineralinin bu otijenik gelişimi yanında illitle beraber simektit minerali gelişimi de çok belirgindir (Şekil 4.43.a, 4.45). Detritiklerden türemiş levhamsı yapılar tipik olup, XRD ve EDS analizinden illit ve simektit mineralleri kesinleştirilmiştir.



Şekil 4.45 Paleosol örneğinde gelişmiş levhamsı illit (I) ve simektit (S) minerallerinin SEM ve EDS görüntüsü (Bekilli kesiti)

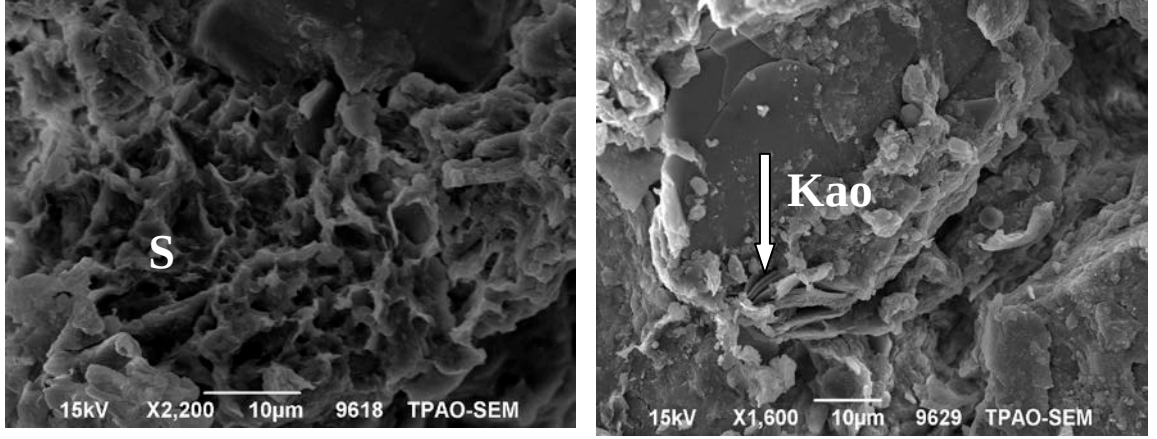
- a. B3 (P1 paleosol seviyesi) örneği SEM görüntüsü
- b. B7(P4 paleosol seviyesi) örneği SEM görüntüsü
- c. C1 (Çal-Hancalar) (P1 paleosol seviyesi) örneği SEM görüntüsü
- d. C1 örneğine ait EDS analizi

Bekilli kesitinde sadece B3.4 no'lu örnekte (P2 paleosol seviyesi) simektit (S), klorit (Ch) mineralleri birlikte bulunup, bu yüzey manganoksitce zengindir (Şekil 4.46). Bu kil minerallerine MnO_2 % 65 gibi yüksek bir değerde eşlik etmektedir. Klorit EDS analizinde Si, Al, Mg ve Fe tipiktir. En iyi gelişmiş paleosol seviyesinde otijenik/neorforme olarak gelişmiştir.



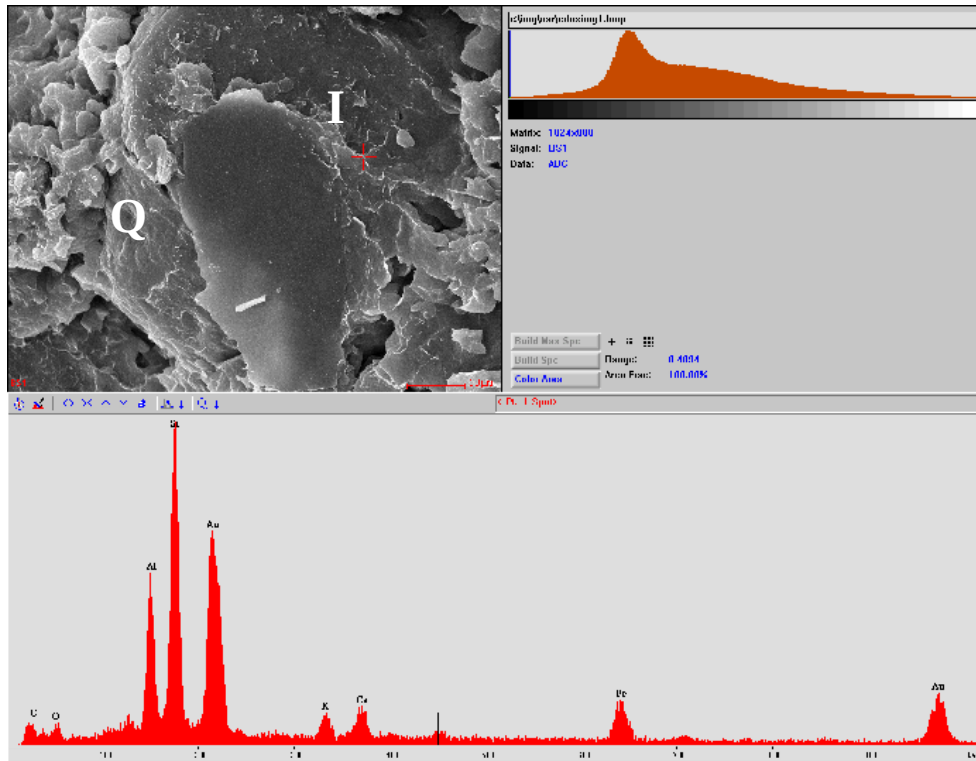
Şekil 4.47 Çal-Hancalar arası C3.3 no'lu örneğe ait (P2 seviyesi) SEM-EDS görüntüsü

Paleosol seviyelerinde ideal olmamakla beraber balpeteği morfolojisinde gelişmiş simektit mineralleri (S) ile hegzagonal şekilli kaolinit minerali (Kao) de belirlenmiştir.

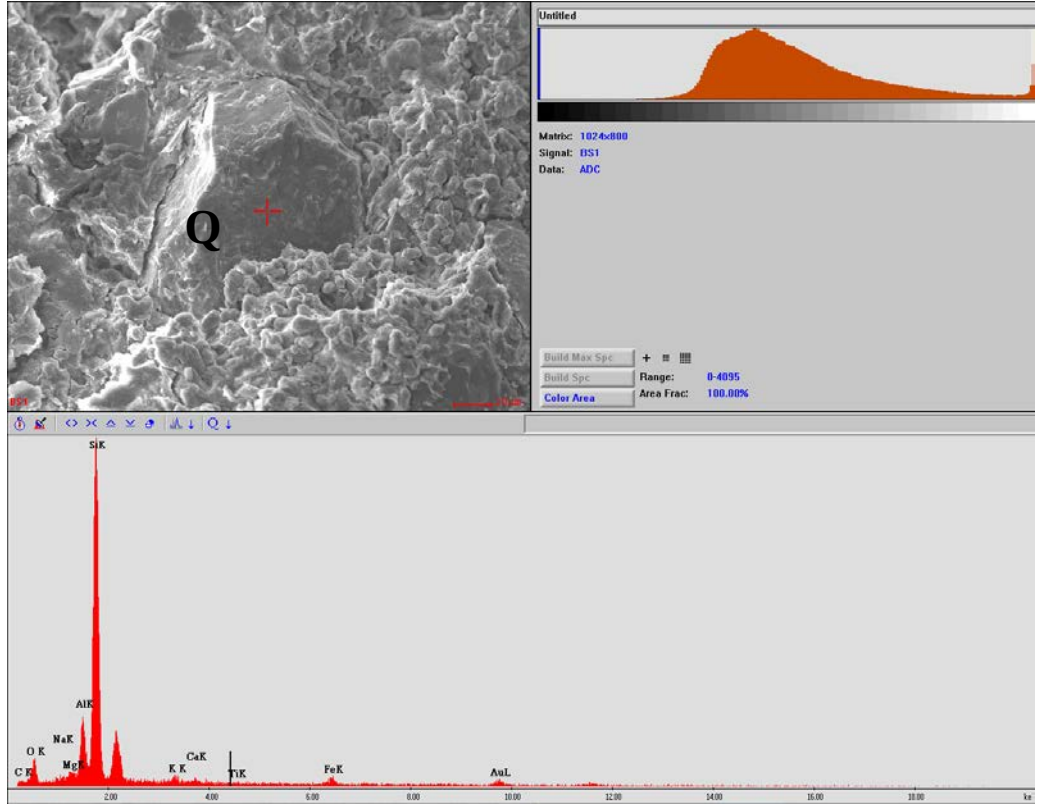


Şekil 4.48 C3.4 (Çal-Hancalar) örneğinde (P2 paleosol seviyesi) simetit (S) ve D1 (Mallıkkaşı) örneğinde (P3 paleosol seviyesi) kaolinit (Kao) yapraklarının SEM görüntüsü

İncelemelerde paleosol oluşturan minerallerden kuvars ve kayaç parçaları çok net şekilde belirlenmiştir. Ana kaya kökenli bu oluşumların çevrelerinde kil sarınımları tipiktir (Şekil 4.49-4.50).



Şekil 4.49 B2.6 no'lu çamurtaşı örneğine ait SEM-EDS görüntüsü (Q:Kuvars, I:Illit)

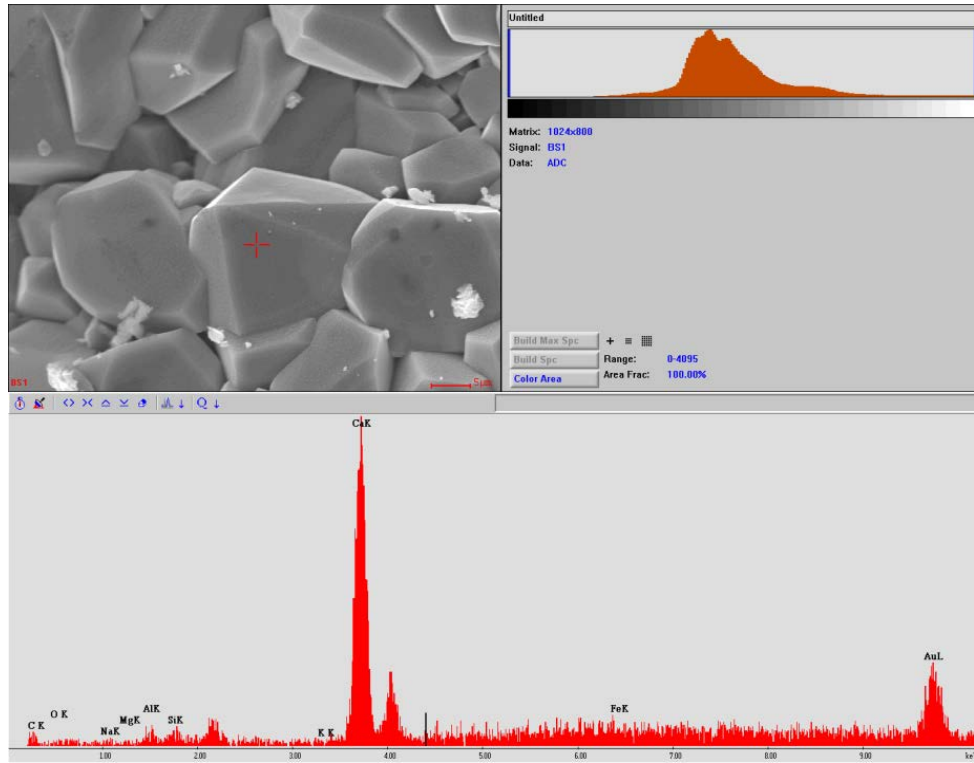


Şekil 4.50 B1.3 no’lu örneğe (P1 paleosol seviyesi) ait SEM-EDS görüntüsü. Kuvars minerali/kuvarsit parçası (Q) üzeri ve çevresi kil (İllit ve simektit levhaları) sarınımları

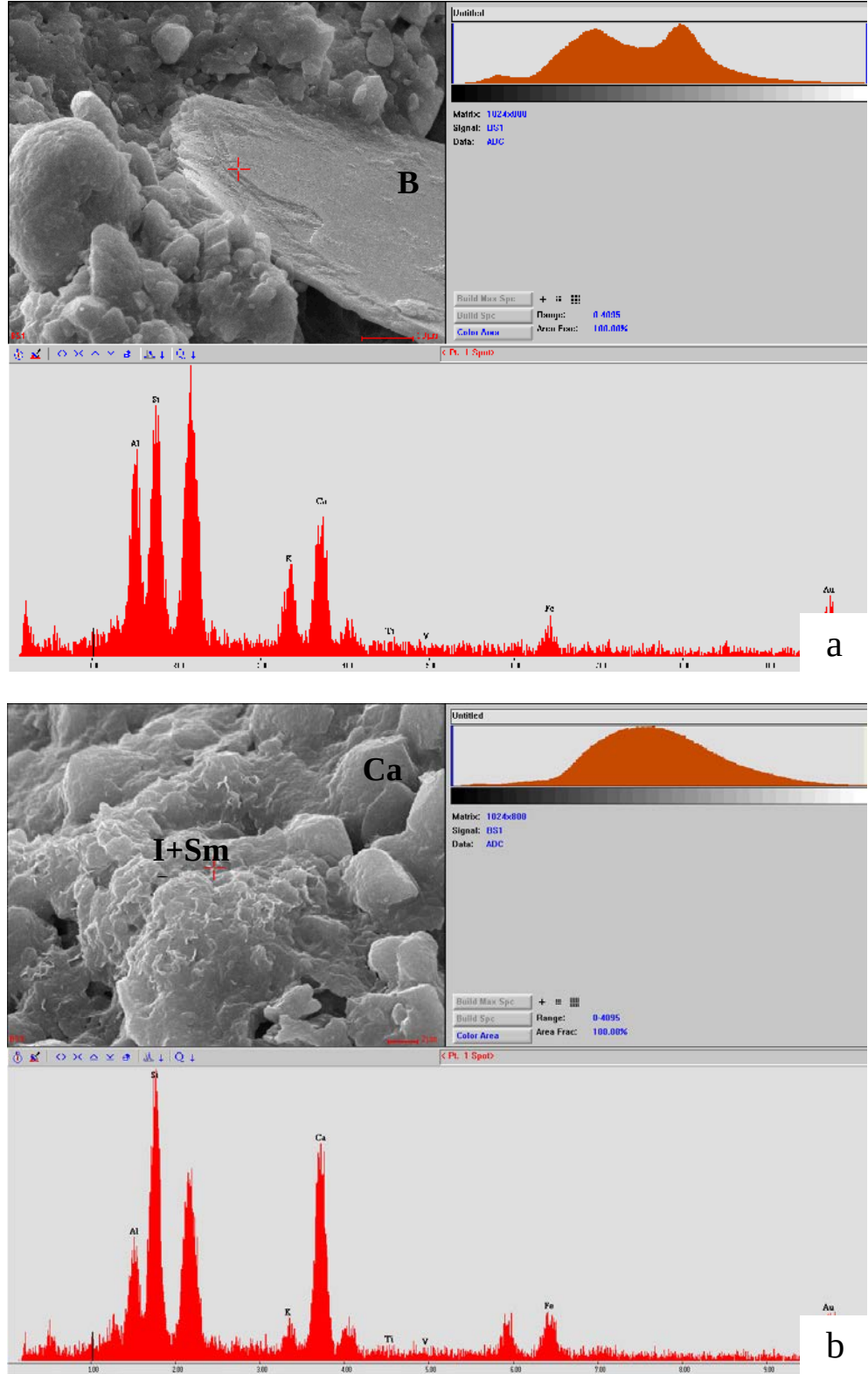
Toprak zonlarında hem detritik kökenlerin killerin hem de otijenik oluşumlu killerin varlığı (XRD) ve morfolojik özellikleri ve kökenleri (SEM) çalışmaları ile birlikte değerlendirilerek ortaya konulmaya çalışılmıştır. XRD analizlerinde pikleri belirlenen ancak SEM incelemelerinde belirgin morfoloji sunmayan killeri, hem XRD hem de EDS analizleri beraber düşünülüp tanımlanmıştır.

4.4.2 Pedojenik kalişlerin SEM analizi sonuçları

Pedojenik karbonatlar/kalişler (kök yapıları, düzenli-düzensiz yumrular- nodüller, çatlak dolguları, masif) ise özşekilli-yarı özşekilli kalsit kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.51-4.52). Kalsit mineraline kuvars, biyotit ve kayaç parçaları da eşlik ederler (Şekil 4.52.a). Kil mineralleri ise paleosol seviyelerindekilerle benzer olup illit hakim mineral olmak üzere simektit levhaları da gözlenmiştir. XRD analizlerinde saptanan klorit ve kaoliniti ise bu örneklerde kristalleri net şekilde izlenememiştir. Bazı kaliş örneklerinde ortam koşullarının değişimini yansıtan erime yapıları da tipiktir (Şekil 4.52). Bununla beraber kalişlerde çatlakları dolduran özşekilli kalsit kristalleri de tüm örneklerde izlenmiştir (Şekil 4.54).

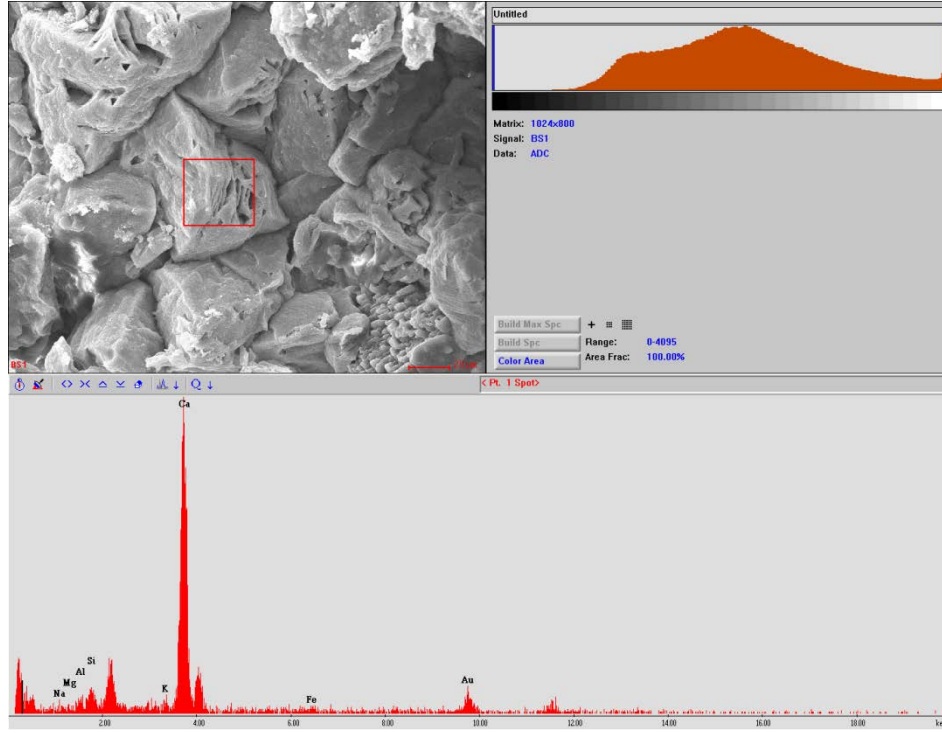


Şekil 4.51 Özşekilli/yarı özşekilli pedojenik kalişin SEM-EDS görüntüsü

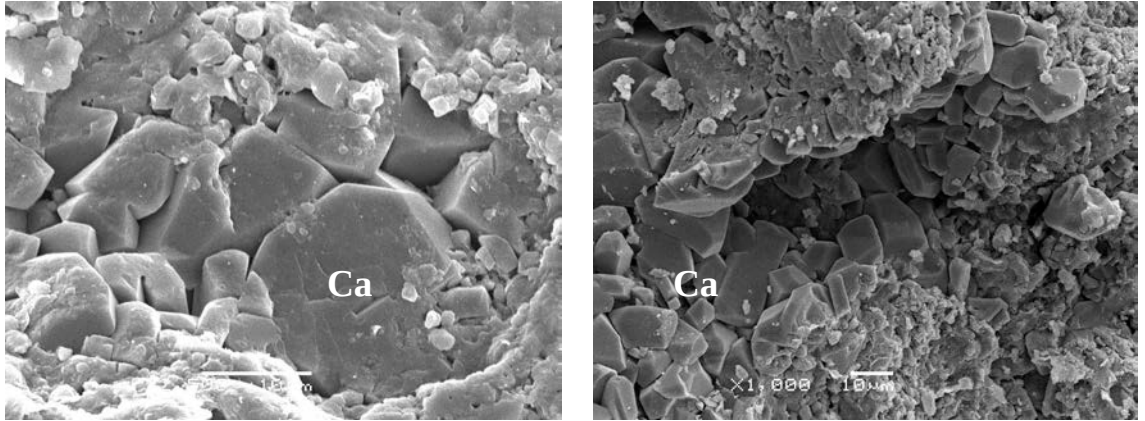


Şekil 4.52 Yumru şekilli kalış örneğinin kil ve kil dışı minerallerinin (HK-Çal-Hancalar) SEM görüntüsü

- a. Biyotit (B) minerali
- b. Kalsit (Ca) ana malzemesi üzerinde gelişen illit (I) ve simektit (S) mineralleri



Şekil 4.53 B8.2 no'lu yumru/nodül şeklinde gelişmiş pedojenik kalsideki erime yapılarının SEM-EDS görüntüsü



Şekil 4.54 Boşlukları dolduran kalsit kristallerinin SEM görüntüsü (Bekilli-Bk no'lu örnek)

4.5 Hunterlab Miniscan Spektrofotometresi ile Renk Değişimi Sonuçları

Renk, bir minerali, kayacı ya da toprak horizonunu tanımadaki en önemli fiziksel özelliklerden birisidir. Araştırmacılar, minerale, kayaca ve toprağa dokunmadan ve koklamadan önce bunların ilk olarak rengini görürler. Renk, mekansal ya da geçici ışık özelliklerini içerir. Işık gözün retinasının uyarılmasından kaynaklanan ve görsel algılamalar aracılığıyla bir gözlemcinin farkına vardığı ışımsal enerjidir (Hardeberg 1999).

Paleosol seviyeleri, ana kaya ve pedojenik karbonat seviyelerindeki renk değişimlerini aletsel olarak belirlemek amacıyla Hunterlab miniscan™ EZ Plus spektrofotometresi kullanılmıştır. (Şekil 4.55.a). Bu spektrofotometre, 10 nm'lik artışlarda görünür (400-700 nm) yansıma spektrasını ölçer ve bu spektralar Uluslararası Aydınlatma Komisyonu (CIE 1978) tarafından tanımlanan üç ayrı L^* a^* b^* renklerine otomatik olarak dönüştürülür (Şekil 4.55.b).



Şekil 4.55 a. Hunterlab minican spektrofotometresi; b. CIE lab renk uzayı

Örnek Hazırlama ve analizi

Spektral lam kesitlerini hazırlamadan önce örnekler, örnek parlaklığı üzerindeki tane boyu değişikliklerinin etkisini azaltmak ve minerallerin tümüyle düzgün oranda dağılması için $<63\mu\text{m}$ olacak şekilde öğütülmüştür. Öğütülen örnekler cam mikrolam üzerine distile su ile çamur bulamaç haline getirilerek kaygan ince bir yüzey oluşturacak şekilde hazırlanmış ve oda sıcaklığında kurumaya bırakılmıştır. Kuruyan preparatlar Hunterlab miniscan spektrofotometre ile ölçülmüş ve L^* , a^* , b^* değerleri belirlenmiştir.

CIE Lab Renk Uzayı

CIE renk uzayı Munsell renk sistemi üzerine kurulmuştur. Munsell renk sisteminde bir rengin görsel özellikleri; renk adı (H:hue), değer V(Value) ve doygunluk (C:chroma) diye üç bileşenden oluşur.

CIE lab renk uzayının bileşenleri değer L (lightness), tonlama ve doygunluk (a, b)'dur. L değeri bir rengin açıklığını, a ve b ise rengi oluşturmaktadır (Şekil 4.55.b). (www.hunterlab.com)

L^* değeri, yaklaşık olarak gri-ölçek yansımaya denk olup, açıklık-koyuluğu gösterir ve siyah sıfır olup beyaza doğru ölçeklenmiştir (şekil 4.55.b). a^* ve b^* parametreleri pozitifden negatif değerlere doğru (gri) kırmızılık-yeşillik ve sarılık-maviliği ölçer. L^* değeri açık renkli minerallerin-özellikle de karbonat, kuvars konsantrasyonunun artması ile artarken; çoğu demiroksitler gibi koyu renkli mineraller ve organik maddenin artması ile azalır. a^* ve b^* değerleri oksidasyon yoğunluğunun artması ile artar. Toprak profilinin L^* değerindeki değişme a^* ve b^* dahil çoğu bileşen değişikliklerinin birleşimini gösterir.

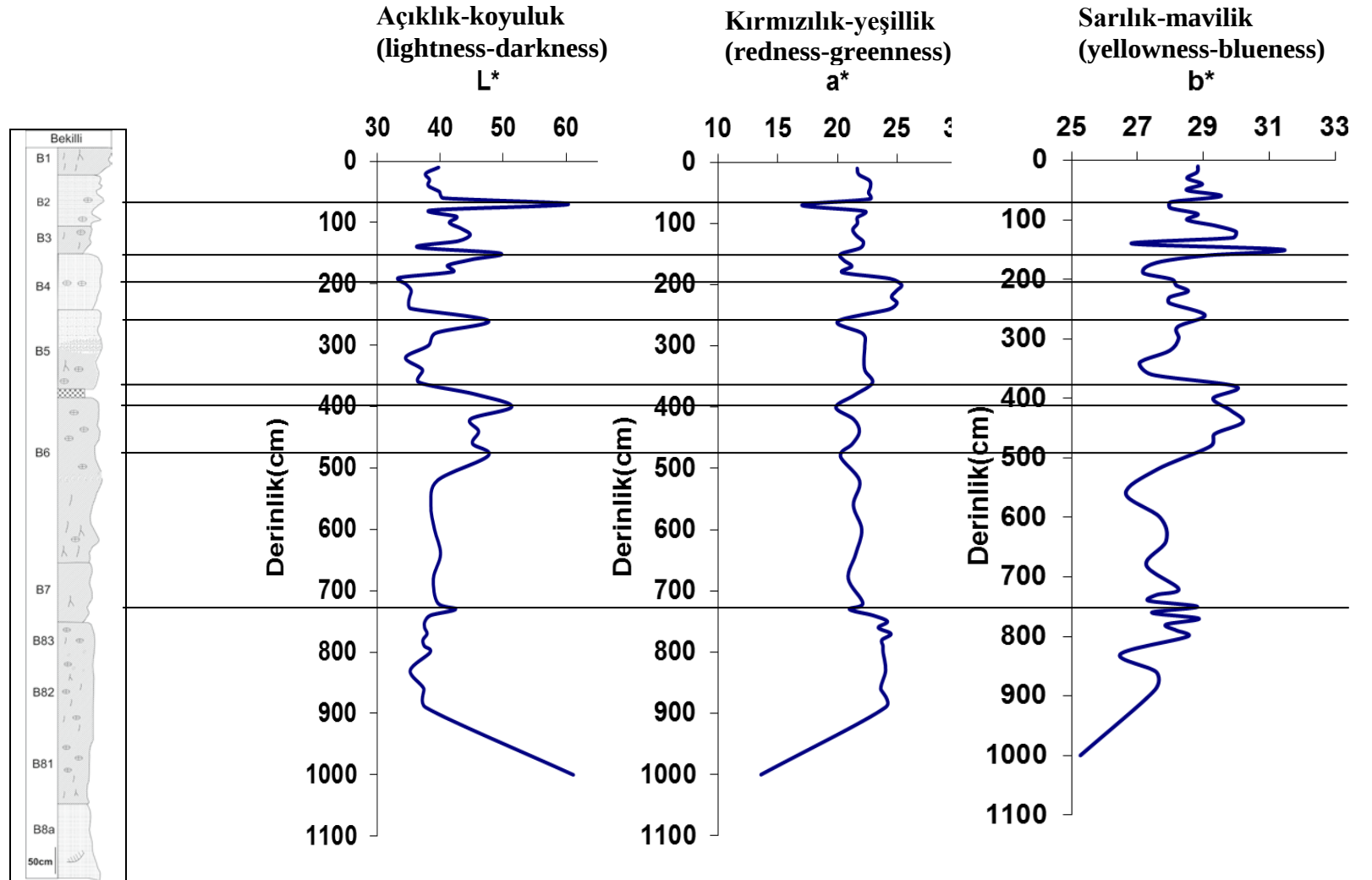
İnceleme alanında paleosoller üzerinde yapılan organik madde analizi (yakma metodu-combustion) sonucunda oldukça düşük ya da yok denecek kadar az oranda bir organik maddenin varlığı saptanmıştır. Bu nedenle renklenme sürecinde, organik maddenin rolü bulunmamaktadır. Asıl etken öncelikle kahverengi amorf ve hidrate ferrik oksit

pigmentlerinin oksitlenme ortamlarında dehidrate kırmızı hematite dönüşmesidir. Diğer etken ise ana kaya kumlu ve siltli olduğunda, hematit pigmentleri büyük oranda Fe-taşıyan silikatların depolanma sonrası yerinde alterasyonu sonucu açığa çıkar (Van Houten 1968b).

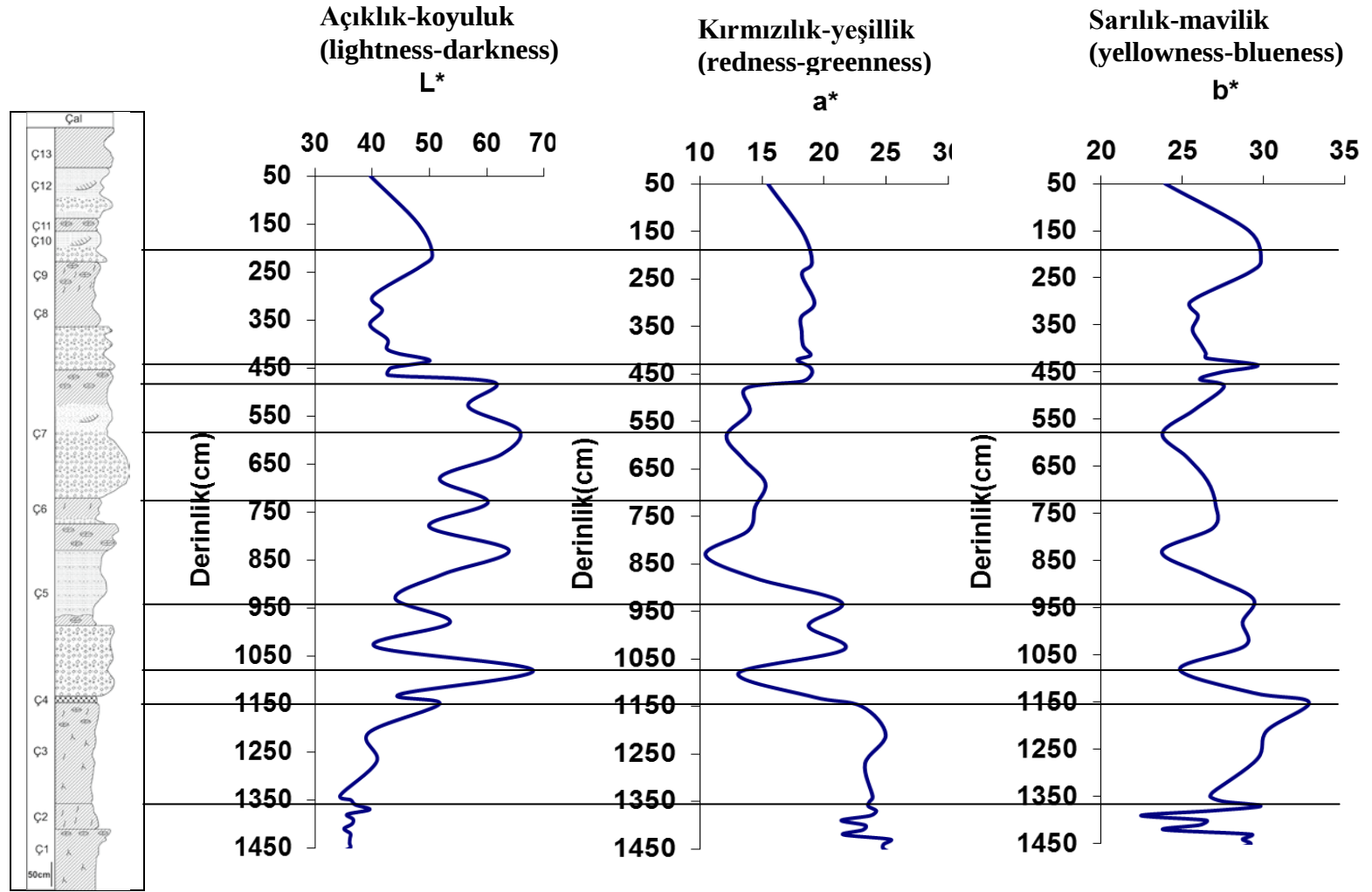
Bekilli yöresi kesitine Şekil 4.56'da da görüldüğü üzere en yüksek a (26) ve b (30) değeri iyi gelişmiş paleosol seviyelerinde izlenmiştir. Bu durum demiroksit (hematit) konsantrasyonunun artmasıyla ilişkilidir. Buna karşın; L değerlerinde ise zıt şekilde düşüş izlenmektedir. Genelde kalış seviyeleri içeren ve çamurtaşı-silttaşı özelliğinde olan açık renkli birimlerde ise yüksek L değerlerine karşın (L: 62), oldukça düşük a (14) ve b (25) değerleri izlenmektedir (Şekil 4.56).

Benzer durum diğer iki paleosol içeren sedimanter birimlerde gözlenmektedir (Şekil 4.57-4.58). Çal-Hancalar yöresi kesitte en yüksek a (27) ve b (29) değerleri topak seviyelerinde, en yüksek L değeri (68) ise kalış seviyelerinde gözlenmiştir.

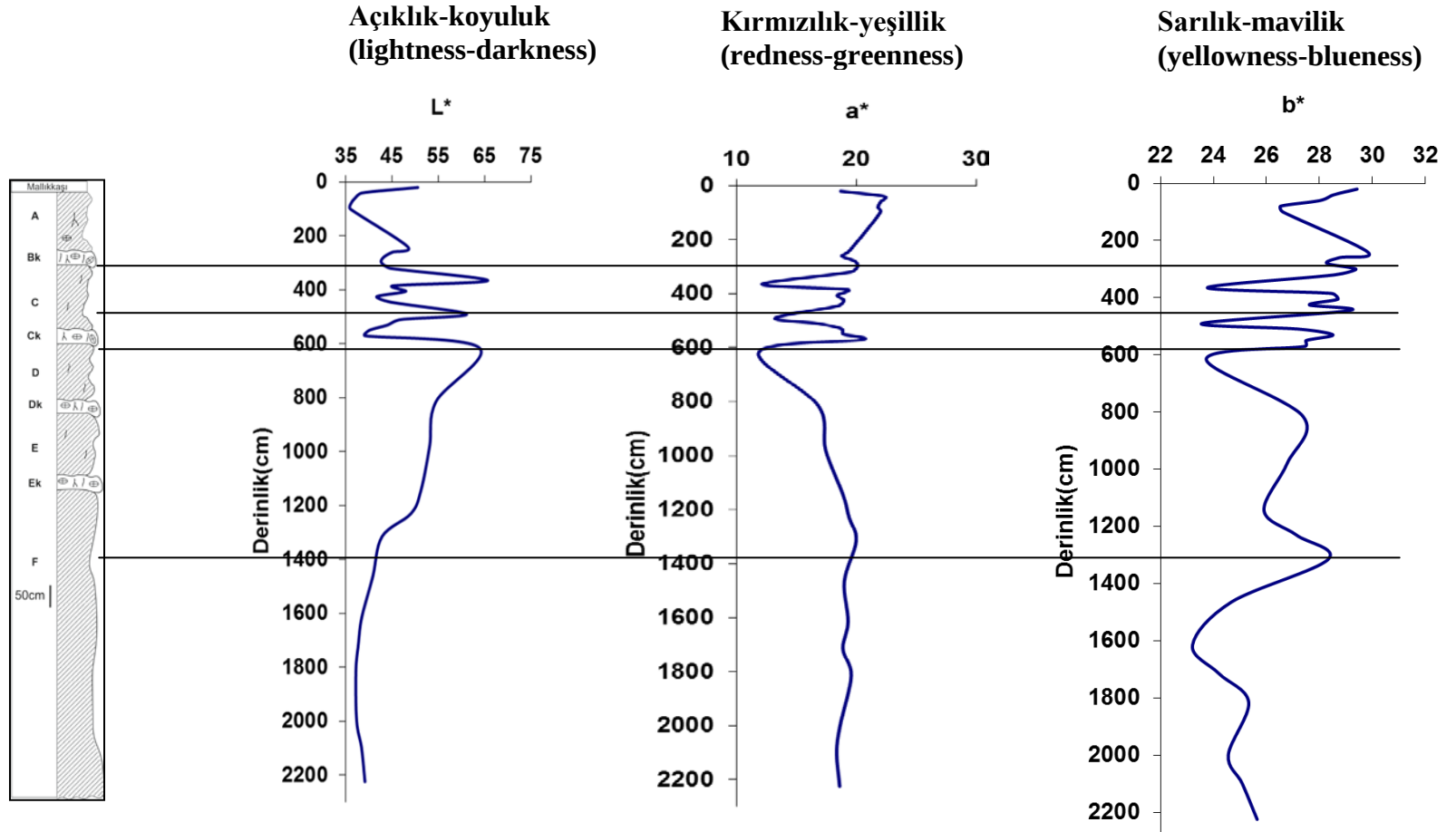
Mallıkkaşı yöresi kesitinde ise en yüksek a (22) ve b (30) değerleri paleosol seviyelerinde, en yüksek L değeri (66) ise kalış seviyesindedir (Şekil 4.58).



Şekil 4.56 Bekilli yöresi paleosol içeren sedimanların Hunterlab miniscan ile renk değişimleri ölçümü



Şekil 4.57 Çal-Hancalar yöresi paleosol içeren tortulların Hunterlab miniscan ile renk değişimleri ölçümü



Şekil 4.58 Mallıkkaşı yöresi paleosol içeren sedimanların Hunterlab miniscan ile renk değişimleri ölçümü

4.6 Çal Yöresi paleosollerinde Manyetik Süsebtibilite (MS) ölçümleri

Çevremizdeki görülen her materyalin kendi yapısına göre manyetik özelliklerinin bulunduğu bilinmektedir. Bir cismin manyetik özelliği mıknatıslanabilme kabiliyetinin bir sonucu olarak değişir. Cisimler ve malzemeleri tanımda boyut, renk ya da kimyasal bileşimin yanısıra mıknatıslanma da oldukça önemli ayırtman bir özelliktir. Cisimlerin mıknatıslanabilme kabiliyeti ferrimanyetik materyallerde (volkanik kayalar, bakteriyel magnetosomlar vb.) çok yüksek, toprak, bitki gibi paramanyetik materyallerde düşük, su, kuvars gibi diamanyetik cisimlerde ise negatif değerlerde olabilir. Bir materyalin mıknatıslanabilme kabiliyeti manyetik süseptibilite (duyarlılık) ölçümleri ile elde edilir (Maher ve Thompson 1999). Özellikle 1970'lerden sonra manyetik süseptibilite ölçümlerinin çevremizde bulunan materyallerin sınıflandırılmasında oldukça yararlı bilgiler sunduğu çeşitli çalışmalar sonucunda ortaya çıkmıştır. Manyetik süseptibilite ölçümlerinden elde edilen değerler litolojik birimler (toprağın, kayaların, tozun ve sedimanların) içinde hangi minerallerin baskın olduğunun bir göstergesidir. Doğal çevrede, özellikle demir içeren minerallerin bulunduğu, kayaların, toprakların, tozların veya sedimanların sınıflandırılmasında mıknatıslanabilme özelliği, başka bir deyişle manyetik hassaslığı çok önemli rol oynamaktadır (Evens ve Heller, 1994, 2003). MS konsantrasyona bağlı bir parametredir Manyetik mıknatıslanma katsayısı çevresel materyallerin jeokimyası ve mineralojisi hakkında bilgiler verir (Dearing 1999). Manyetik süseptibilite ölçümleri ile elde edilen bulgular, benzer bilgilerin sağlandığı XRD ve ağır mineral analizi ile de desteklenebilir.

Bir mineral ya da kayacın manyetik özelliğinin olup olmadığı mıknatıs yardımıyla belirlenebilir. Örneğin, minerali ya da kayacı kristallere ayrılacak şekilde parçaladıktan sonra mıknatıs yaklaştırıldığında verdiği tepki, o mineral ya da kayacın manyetik özelliğinin olup/olmadığını gösterir. Manyetit (Fe_3O_4) ya da hematit (Fe_2O_3) gibi Fe içeren mineraller mıknatısa doğru bir hareketlenme gösterirlerken, kuvars, kalsit gibi mineraller mıknatısa doğru herhangi bir hareket yapmazlar.

4.6.1 Bartington Manyetik Mıknatıslanma Katsayısı Ölçüm Sistemi (MS2)

Bartington MS2 Manyetik süseptibilite ölçüm sistemi, dünyadaki bir çok üniversite ve araştırma merkezlerinde sıklıkla kullanılmaktadır (Şekil 4.59). Sistem amaca uygun olarak farklı sensörler içerir (Şekil 4.59.c,d).

MS2 sistemi materyallerin manyetik mıknatıslanma katsayısını ölçer (Şekil 4.59). MS2 sistemi kayaçların, tortulların, toprağın manyetik süseptibilitesinin ölçülmesinde belirlenmiş global standartlara sahiptir. MS2 sistemi ile ucuz, güvenli ve hızlı ölçüm, her örnek için 20 saniye gibi az bir zamanda tekrarlanarak yüksek bir doğruluk düzeyi ile yapılabilir.

4.6.2 Manyetik süseptibilite ölçümü ve yorumları

Manyetik süseptibilite ölçümleri çalışma alanından alınmış üç ayrı paleosol profillerinde Bartington MS2 sisteminin B sensörü (Şekil 4.59.c) ile İstanbul Üniversitesi-Jeofizik Mühendisliği Bölümü-Paleomanyetizma laboratuvarında ölçülmüştür. Manyetik süseptibilite ölçümleri düşük ve yüksek olmak üzere iki frekansta yapılmıştır.

Çalışma alanındaki üç farklı paleosol içeren tortulların genel litostratigrafik değişimleri MS2 ile ölçülmüştür (Şekil 4.60-4.61-4.62). Örneklerin manyetik süseptibiliteyi, farklı derinliklerde değişim göstermektedir. Çamurtaşı ve pedojenik karbonata denk gelen seviyelerde düşük süseptibilite değerleri ölçülmüşken, paleosol seviyelerinde ise yüksek süseptibilite değeri bulunmuştur (Şekil 4.60-4.61-4.62). Yüksek frekansa bağlı süseptibilite değerleri (χ_{LF} %>10%) paleosol seviyelerinde süperparamagnetik (büyüklükleri 0.03µm küçük taneler) partiküllerin varlığını göstermektedir.



b



c

d



e

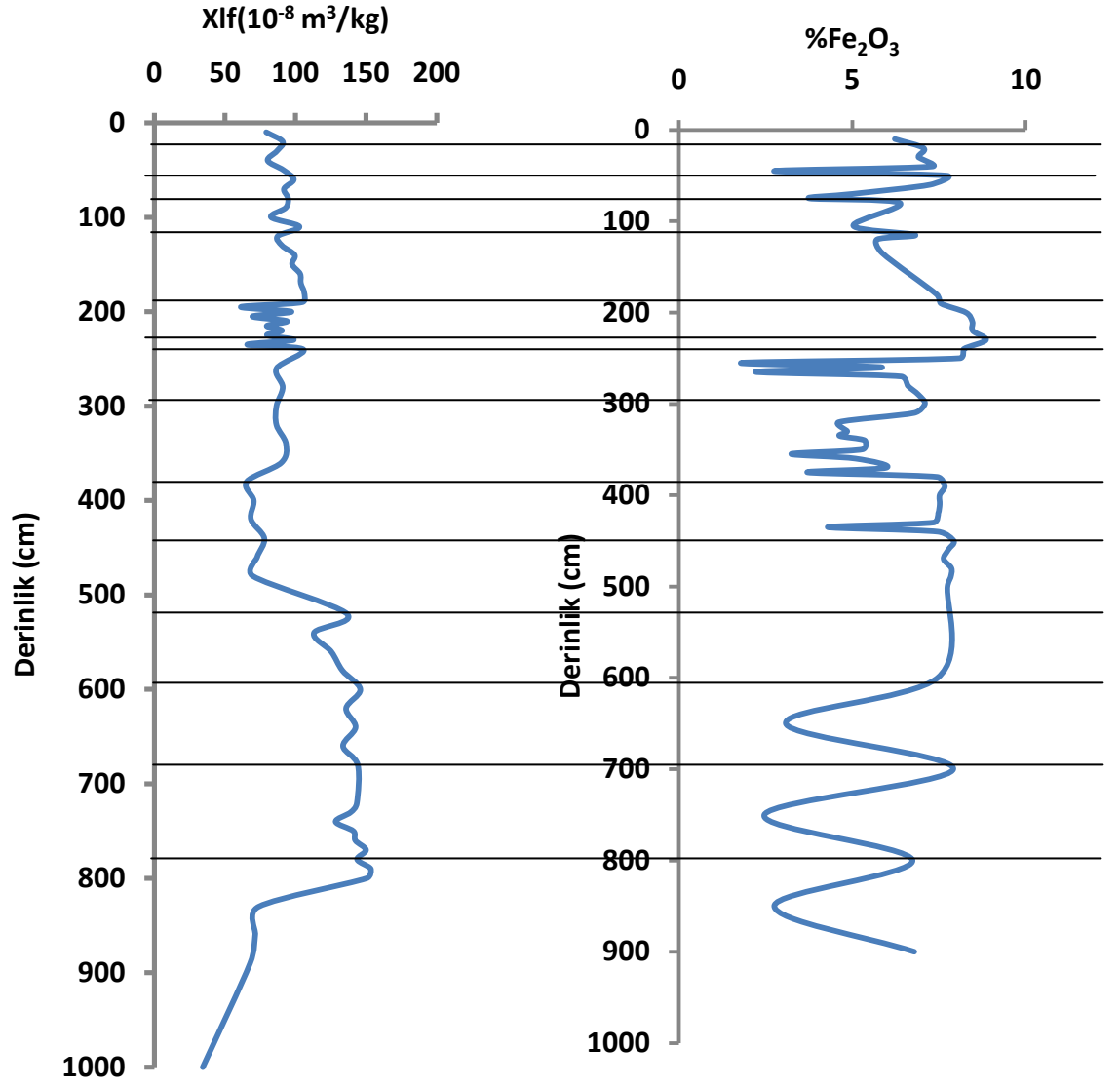
Şekil 4.59 Manyetik süseptibilite aleti ve ölçüm sistemi

- a. Bartington Manyetik Süseptibilite Ölçüm Sistemi
- b. MS2 metre
- c. MS2B sensörü
- d. MS2-C (sondaj) log sensörü
- e. Paleosol örneklerinin MS2B sensörü ile ölçümü

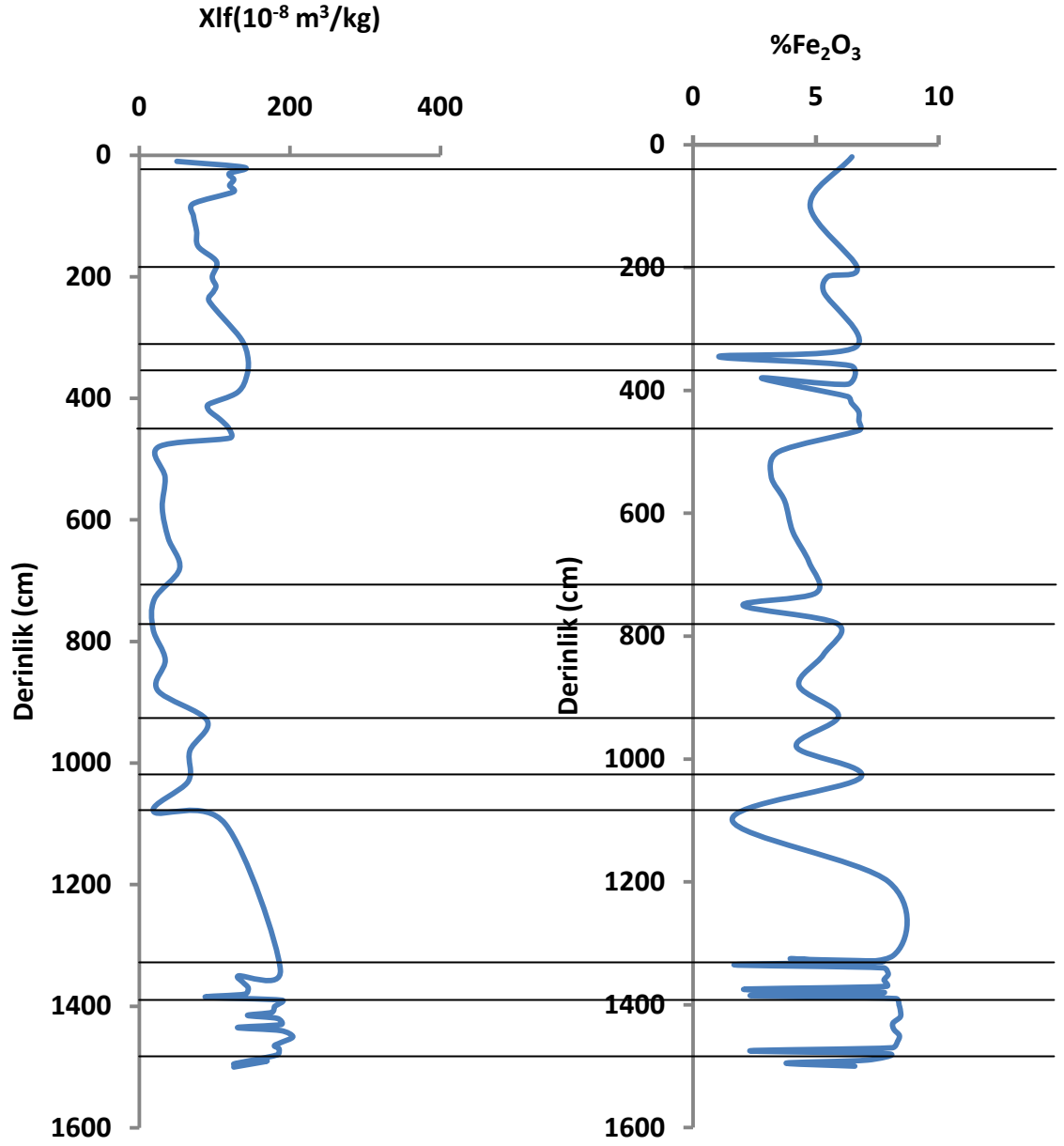
Grafiklerde elde edilen değerler, paleosol seviyelerinde ferrimanyetik minerallerin diğer seviyelere göre daha yoğun olduğunu göstermektedir. Gerek X-ışınları analizi (XRD) gerekse taramalı elektron mikroskopisi (SEM) alışmalarında paleosollere rengini veren demiroksit minerali olan hematit kristal şekli belirlenememiştir. Buna karşılık SEM-EDS analizlerinde ise oldukça yüksek oranda Fe piki izlenmektedir. Bu durum Fe'nin büyük oranının serbest halde, amorf ya da jel formda bulunduğunu göstermektedir. Bununla beraber Manyetik süseptibilite (MS) lmlerinde hematit ve manyetit olabilecek ferrimanyetik minerallerin varlığı sözkonusudur. Sonuçta MS artışına çok az olabilecek kristal oluşumları yanında amorf oluşumlarının katkısı daha çok olabileceği grlmştir.

Hematit pigmentinin boyama etkisinin çok yüksek oranda olduğu toprak profillerinde kırmızı-koyu kırmızıya varan renkleri ile açık şekilde görülmektedir. Aynı zamanda bunların yüksek orandaki renk değerleri Hunterlab miniscan sayısal verileri ile de doğrulanmaktadır. Demir'in varlığının, bu paleosollerde amorf halde olduğu ve de ana kayadan kaynaklanan Fe-içeren minerallerin alterasyonu ile açığa çıkmış olmalıdır.

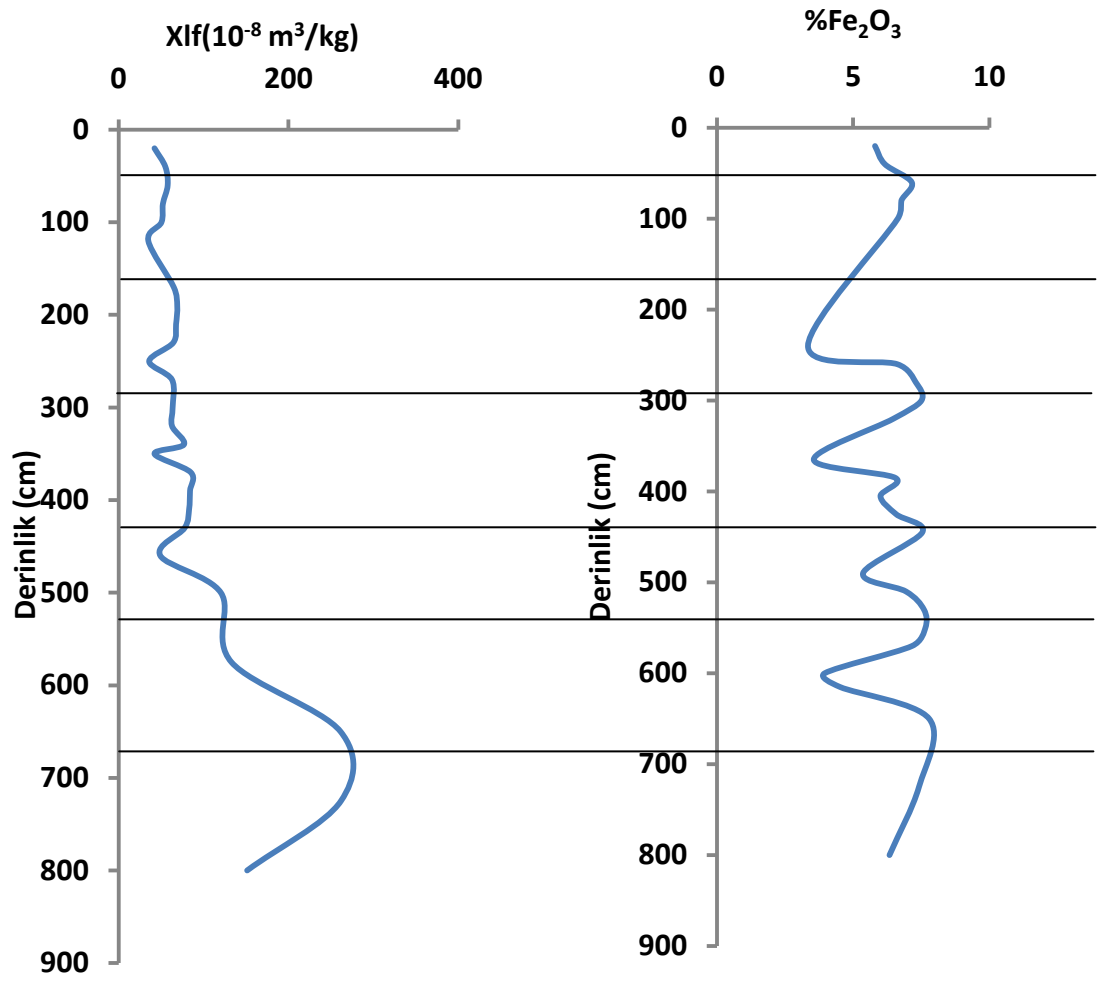
Manyetik süseptibilite ölçümleri beraberinde gerçekleřtirilen farklı ölçümlerle (IRM-izotermal kalıntı mıknatıslanma) korele edilerek iklimsel ve paleoiklimsel yorumlamalarda ve en iyi ls-paleosol ardalı istiflerde kullanılmıřtır (Maher 1988, Necula vd. 2005, Orgeira ve Compagnucci 2006, Torrent ve Liu 2007, řurża ve Dłapa 2009).



Şekil 4.60 Bekilli yöresi paleosol içeren tortulların derinliğe bağlı manyetik süsebtibilite (MS) değerleri ve aynı seviyedeki % Fe_2O_3 oranları ile karşılaştırılması (çizgiler yüksek MS oranlarını gösteriyor)



Şekil 4.61 Çal-Hancalar yöresi paleosol içeren tortulların derinliğe bağlı manyetik süsebtibilite (MS) değerleri ve aynı seviyedeki % Fe_2O_3 oranları ile karşılaştırılması (çizgiler yüksek MS oranlarını gösteriyor)



Şekil. 4.62 Mallıkkaşı yöresi paleosol içeren sedimanların derinliğe bağlı manyetik susebtibilite (MS) değerleri ve aynı seviyedeki $\% \text{Fe}_2\text{O}_3$ oranları ile karşılaştırılması (çizgiler yüksek MS oranlarını gösteriyor)

5. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

5.1 Element Jeokimyası

Çalışma alanındaki paleosol, çamurtaşı-silttaşı ve pedojenik karbonatlı seviyelerin, ana element oksit ve iz element tayinleri X- Işınları Flüoresans (XRF) yöntemi ile LOI metodu kullanılarak yapılmıştır (Misra vd. 2002, Kadioğlu vd. 2009). Üç farklı paleosol içeren seviyelerde toplam 150 adet örnek incelenmiştir. Bu örneklerdeki SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3 (%) ana oksitler sonuçları (Ek 3,5,7), iz elementlerden standart olarak Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Cs, Ba, La, Ce, Hf, Ta, W, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U (ppm) (Ek 4, 6, 8) elde edilmiştir. Ana oksitlerle korelasyon olarak paleosol ve pedojenik kalınlarda diğerlerine göre ilişkili olan Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Mo, Ba, La, Pb, U, Th elementleri kullanılmıştır.

Bütün profillerdeki elementlerin kayıp ve kazanımları paleosol oluşumu sırasında ayrışma süreçleri, elementlerin davranışına bağlıdır. Bu yorumlamalar ayrışma süreçlerine neden olan iklim yorumlarında kullanılır.

5.1.1 Paleosol Jeokimyası

5.1.1.1 Ana oksitler

Çalışma alanındaki profil oluşturan paleosollerdeki pedojenik düzenlemeler her bir profildeki ana jeokimyasıyla da desteklenmiştir (Şekil 5.1-5.2-5.3-5.4-5.5-5.6, Ek 3, 5,7). Paleosollerin jeokimyasında diyajenez, birbiri üzerine eklenmiş paleosol seviyeleri (kümülatif paleosol) ve günümüz ayrışma koşulları gibi pek çok etken paleosollerin jeokimyasında farklılıklara neden olurlar (Terry 2001). Korunabilmiş paleosol seviyelerindeki elementlerin çoğu orjinal konumlarından farklı olup, göreceli olarak ayrışmanın durumuna göre artmış ya da azalmışlardır.

Toprak seviyelerinin oluşumunda önemli etkenlerden birisi hidroliz olayıdır. Paleosoller içinde gerçekleşen bu reaksiyon, killeri ve fazla katyonları oluşturarak katyonca zengin mineral taneleri ile karbonik asitin reaksiyonu sonucu gerçekleşir (Retallack 2001). Modern topraklarda hidroliz reaksiyonları pH ölçümlerini yani asiditeyi verir. Hidrolizin silikat minerallerinin parçalanmasında ana etken olduğu da savunulur (Chesworth 1973).

Moleküler ayrışma oranlarından $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$, Al_2O_3/SiO_2 ve Ba/Sr oranları önemlidir (Retallack 2001). Burada $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$ oranı 'kimyasal alterasyon indeksi' (Chemical Index of alteration-CIA) olarak tanımlanmıştır ve feldispatların kaolinit gibi killere dönüşümünün ölçüsü olarak yorumlanmaktadır (Nesbitt ve Young 1982, 1984).

Oksidasyon; Paleosol seviyelerindeki en yaygın oksidasyon (ve redüksiyon) reaksiyonlarını demir ve mangany içerir (Retallack 2001). Güncel topraklar ve paleosollerdeki oksidasyon koşulları ferrihidrit, götit ve hematitin sarımsı, kırmızımsı ve kahverengi renkleriyle ayırt edilir. Oksitlenme koşulları genelde iyi drene edilmiş topraklarda izlenir ve derince süzölmüş kök sistemleri, iyi gelişmiş toprak yapıları ve birikmiş killeri karakterize edilir. Okside olmuş topraklarda (yüksek pozitif Eh) organik madde parçalanarak kaybolur.

İndirgenme koşulları kötü drene edilmiş topraklarda gerçekleşir ve genelde donuk-mat (gri, yeşil ve siyah renkler) renklerle, iyi gelişmemiş toprak yapıları karakterize edilir. Horizonlaşma ve kökler ise derinlemesine ilerleme yerine yanal olarak yayılma eğilimindedirler (Retallack 2001).

Hidrasyon; Hidrasyon ve dehidrasyon reaksiyonları bir mineralin yapısındaki suyun eklenmesi veya kaybını içerir. Götit ve jips gibi sulu toprak mineralleri hidrasyon reaksiyonları ile oluşur ve hematit, anhidrit gibi mineraller de dehidrasyon ile oluşurlar. Dolayısıyla hidrasyon sonucu, götit ve ferrihidritler hematite, jips ise anhidrite dönüşür (Retallack 2001).

Çalışma alanındaki üç farklı paleosol içeren seviyelerdeki ana oksit element oranlarının derinliğe bağlı değişimleri ile paleosoller için oldukça önemli olan Al_2O_3/SiO_2 , SiO_2/Fe_2O_3 , Ba/Sr, Al_2O_3/K_2O ve CIA oranları belirlenerek profillerdeki kimyasal değişimler belirlenmiştir (Şekil 5.1-5.2-5.3-5.4-5.5-5.6).

Aynı istifte yer alan farklı paleosol seviyelerindeki ana oksit elementlerinin düşey yöndeki dağılışı kendi içinde paralellikler sunar (Şekil 5.1 5.3, 5.5, Çizelge 5.1-5.2-5.3). Bununla beraber ana oksit değerleri, bu üç farklı paleosol içeren seviyelerde de benzerlik göstermektedir. Topraklaşmanın iyi geliştiği seviyelerde, toprak oluşturan süreçlerle ortaya çıkan (oksidlenme, hidroliz vb.) alterasyon ürünleri (killeşme, demiroksitleşme) iyi geliştiğinden dolayı Al_2O_3 , SiO_2 ve Fe_2O_3 değerleri yüksektir (Şekil 5.1,5.3,5.5). Bu seviyelerde CIA değerleri Bekilli yöresi paleosollerinde ortalama 60-76; Çal-Hancalar yöresi paleosollerinde 55-85; Mallıkkaşı yöresinde ise 54-84 arasında değişir. Tropikal iklimlerde CIA 80-90'dan büyüktür ve çok iyi gelişmiş bir topraklarda ise 100'e yakın değerler gösterir (Retallack 2001). Toprak seviyelerinde Fe_2O_3 'ün artışı demirin atmosferik koşullarda oksitlenmesini gösterir. Demir çoğunlukla hematit içinde bulunur ancak çoğunlukla oksit ve oksihidratların değişimi olarak da bulunabilir (Walker 1967). Al_2O_3/SiO_2 oranı toprak seviyelerindeki killeşme ve podzollaşmanın işaretçisidir. Bu değer Bekilli yöresi paleosollerinde 0.30-0.46, Çal-Hancalar yöresinde 0.30-0.44, Mallıkkaşı paleosollerinde ise 0.25-0.37 arasındadır. Bu oranın çoğu topraklarında 0.4'den küçük olduğu belirtilir (Marbut 1935, Retallack 2001). Çamurtaşları ve pedojenik karbonattaki yüksek SiO_2 değerleri kuvars ve feldispattan kaynaklanır.

K_2O içeriği ise paleosol seviyelerinde çamurtaşlarına kıyasla daha fazladır. Bu durum hem illit mineralinin bu seviyelerde bir kısmı detritik ve bir kısmı da otijenik oluşumdan kaynaklanmış olabilir. Çamurtaşlarındaki K_2O 'ın kaynağı ise detritik olarak bu kayaçta bulunan K içeren mineraller yani muskovit ve K-feldispat olmalıdır. Modern topraklarda K_2O artışı evaporasyona bağlı olarak gelişebilir ve topraktaki alkali birikimine neden olur (Duchafour 1982). Ayrıca K zenginleşmesi modern topraklarda, damarlı bitkiler topraktan önemli oranda K ekstrakt edebileceğini göstermiştir (Mehlich ve Drake 1955).

Yüzeyden süzülüp gelen Na₂O, CaO ve MgO oranları birbirlerinden bağımsız şekilde değişmektedir. Üç farklı yerdeki paleosol kesitlerinde % MgO oranı çok düşüktür ve dolomitleşmenin gelişmediği gözlenir (Şekil 5.2,5.4,5.6). Yüksek CaO değeri tüm örneklerde karbonat miktarının fazla olduğunu gösterir.

Pedojenik kalış içeren seviyelerde ise XRD analizinde tek karbonat minerali olarak varlığı saptanan kalsitin %40 gibi yüksek değerleri izlenmektedir (Şekil 5.1,5.2,5.3). Bununla beraber çamurtaşı seviyelerinde de karbonat içeriği iki farklı yöredeki paleosol seviyesindeki %10-20 oranında değiştiği gözlenmiştir. Paleosol seviyelerinde ise Bekilli yöresi paleosollerinde %1-20, Çal-Hancalar yöresinde görece daha düşük olup %1-10, Mallıkkaşı yöresi paleosollerinde ise bu değer %1-15 arasında değişir.

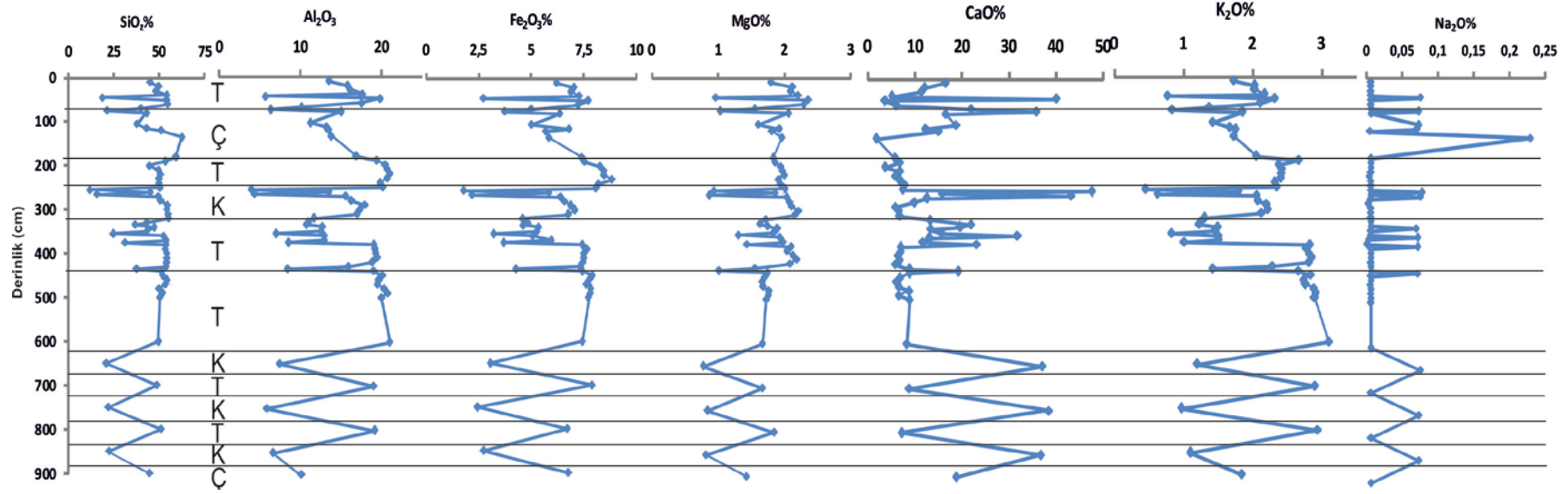
5.1.1.2 İz elementler

Sedimanter kayaçlar içerisindeki bütün iz elementler kaynak kayalarındaki element ve mineraller ile uyumludur (Krynine 1940, Krynine ve Tuttle 1941). Paleosollerdeki iz element zenginleşmesi çevre kayaçlardan taşınmayla bu ortama gelen bozunmamış ağır ve mafik minerallerden kaynaklanmaktadır. Ağır mineraller genelde ayrışmaya karşı dayanıklı olduklarından paleosol seviyelerinde zenginleşmişlerdir. Ba, Zn, Ti gibi elementler paleosol seviyelerindeki killi kısımlarda ve rezidüel materyallerde birikme eğilimi sunarlar (Aubert ve Pinta 1977).

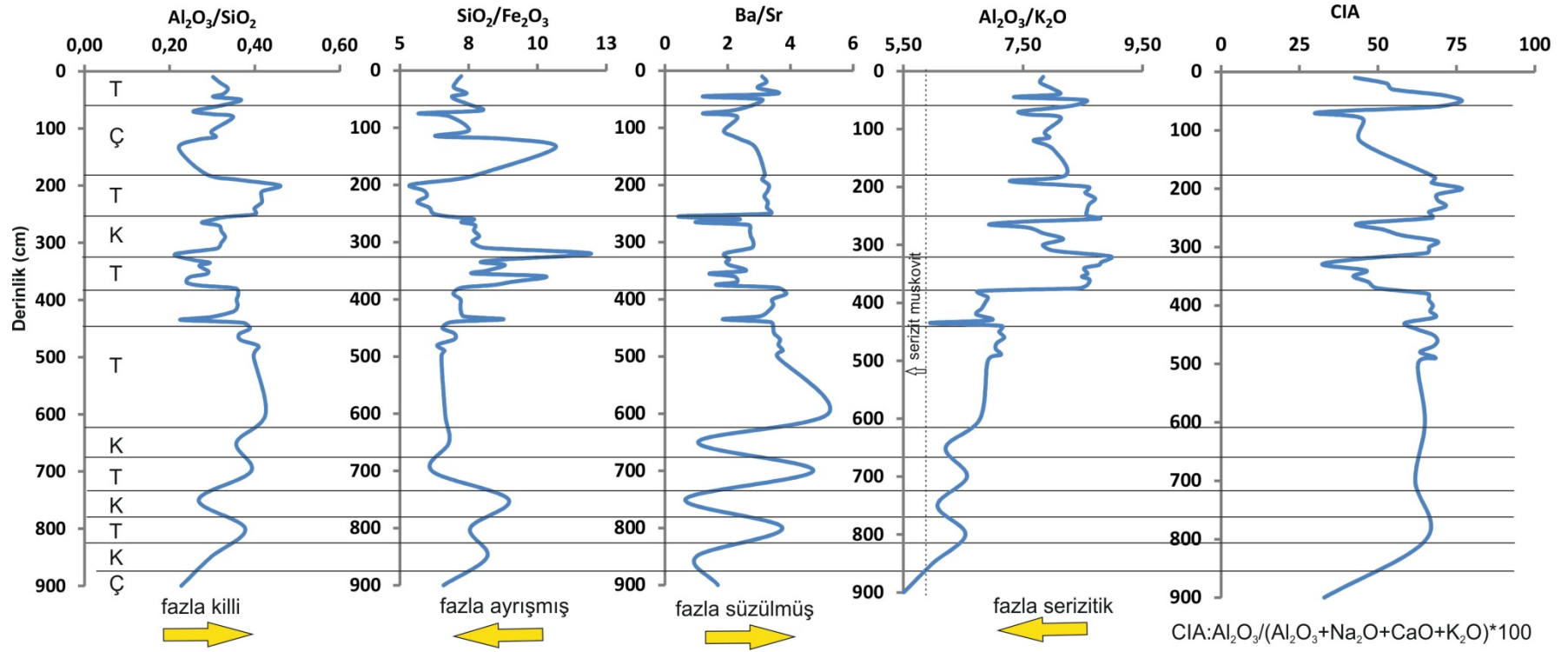
Güncel topraklarda iz elementler ayrışma ve biyolojik aktiviteyle ilişkilidir (Aubert ve Pinta 1977, Kabata-Pendias ve Pendias 1984). Benzer durum paleosollere de uygulanır (Retallack 1983a, 2001, Feakes ve Retallack 1988). Bu araştırmacılara göre, Cu, Cr, Ni ve Zn organik komplekslerle ve illivual killerle ilişkilidir.

Paleosol seviyelerinde genelde iz elementlerden Ba, Zn, Ni, Cu, ve Zn (ppm) elementler olup, ve bu seviyelerde arttığı gözlenmiştir. Uranyum (U) (ppm) ise kalış içeren seviyelerde fazladır (Şekil 5.7). Ba/Sr topraklardaki/paleosollerdeki süzülmenin oranı olup, drenaj derecesi ve ayrışma zamanı ile paralel şekilde artar (Şekil 5.2, 5.4, 5.6). Bu oran Bekilli paleosollerinde 2.6-5.4; Çal-Hancalar arası paleosollerinde ortalama 2.5-

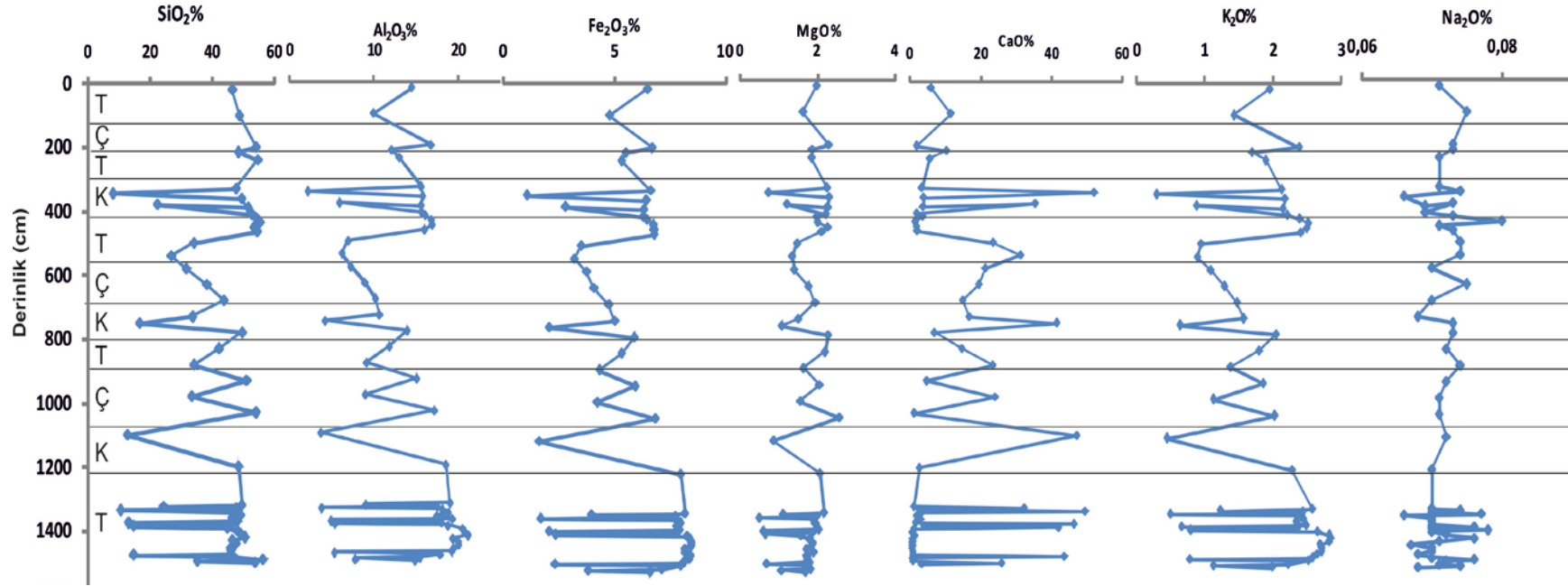
5.6, Mallıkkaşı yöresinde ise 2.23-6.05 arasındadır. Bu oran çoğu kayaçlarda 2 iken, aşırı süzölümün gerçekleştiği topraklarda 10 veya daha fazladır (Vinogradov 1959, Retallack 1997, Retallack 2001). Bununla beraber yüksek miktardaki Ba içeriği K-taşıyan K-feldispat ve mika alterasyonu ile ilişkilidir. Ba, K iyonlarının yerine kolaylıkla geçebilir (Meunier ve Velde 2004). Rb/Sr oranı ile beraber Ba/Sr oranı da yüksek yağış ve ılık ortamlardaki ayrışma süreçlerinin varlığını gösterir (Kuhlemann vd. 2008)



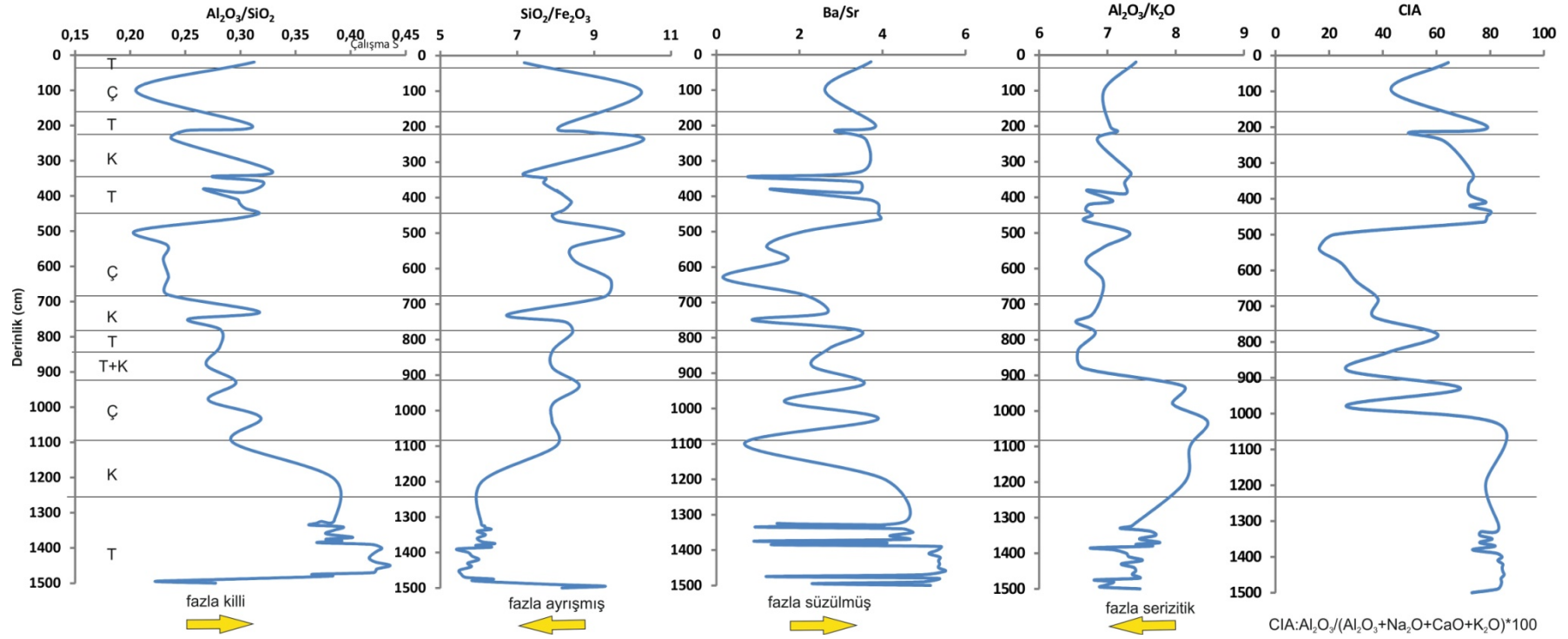
Şekil 5.1 Bekilli yöresi paleosol (T), pedojenik karbonat (K) ve çamurtaş (Ç) seviyelerindeki ana oksitlerin değişimi



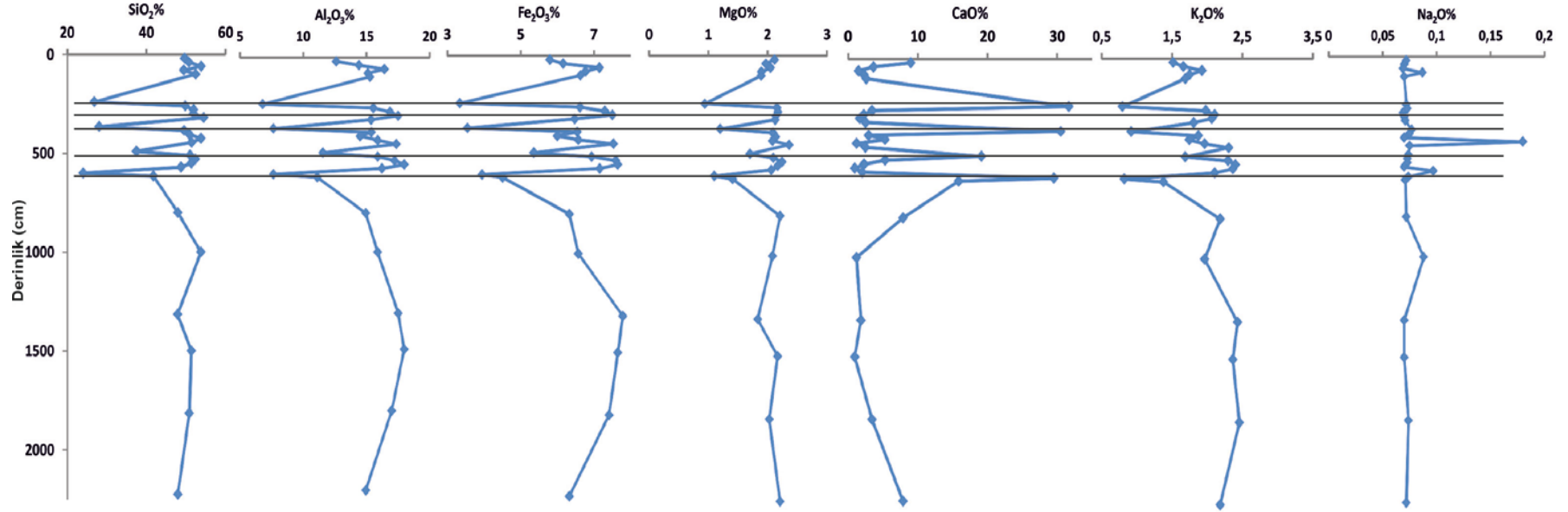
Şekil 5.2 Bekilli yöresi paleosol (T), pedojenik karbonat (K) ve çamurtaşı (Ç) seviyelerindeki seçilmiş molekül oranlarını kullanarak ayrışma derecelerini gösterir diyagramlar



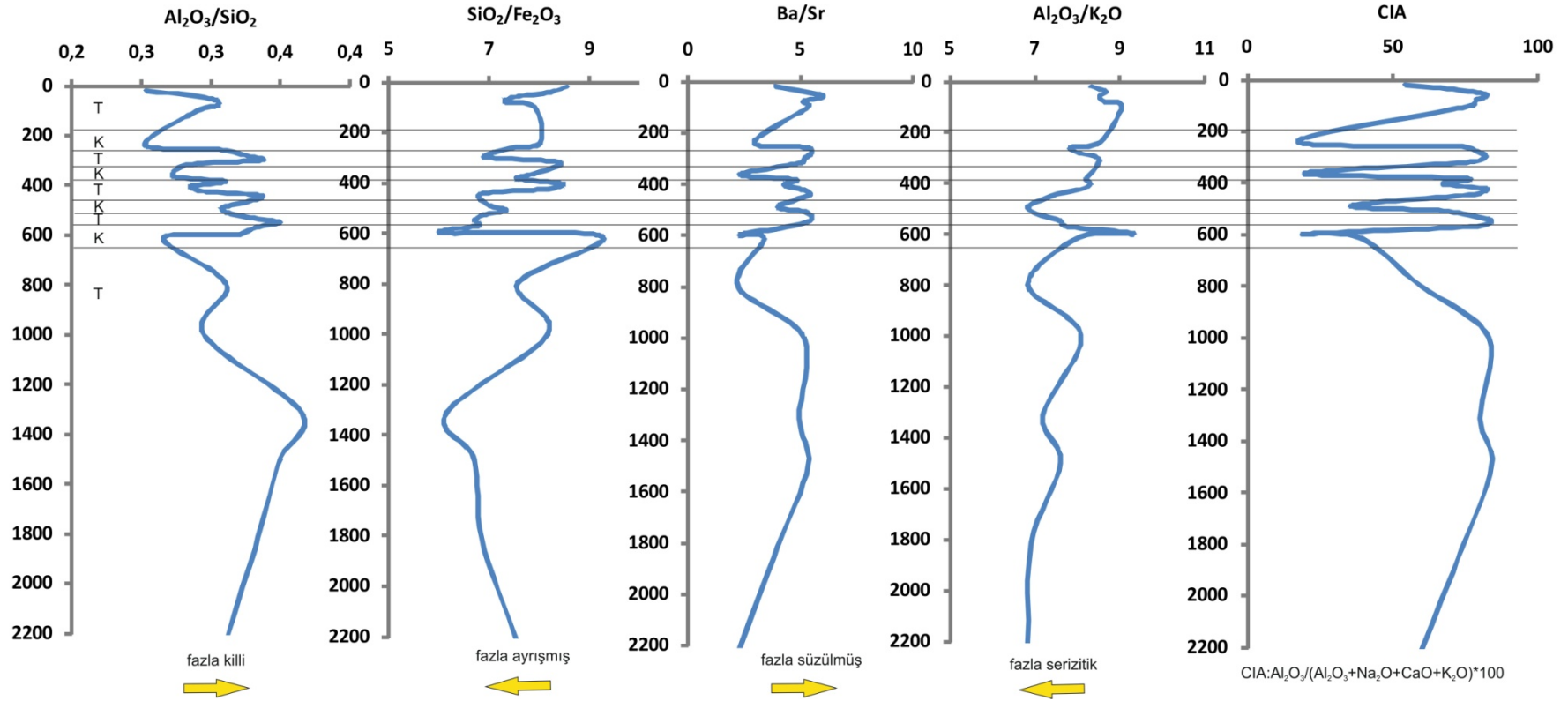
Şekil 5.3 Çal-Hancalar yöresi paleosol (T), pedojenik karbonat (K) ve çamurtaşı (Ç) seviyelerindeki ana oksitlerin değişimi



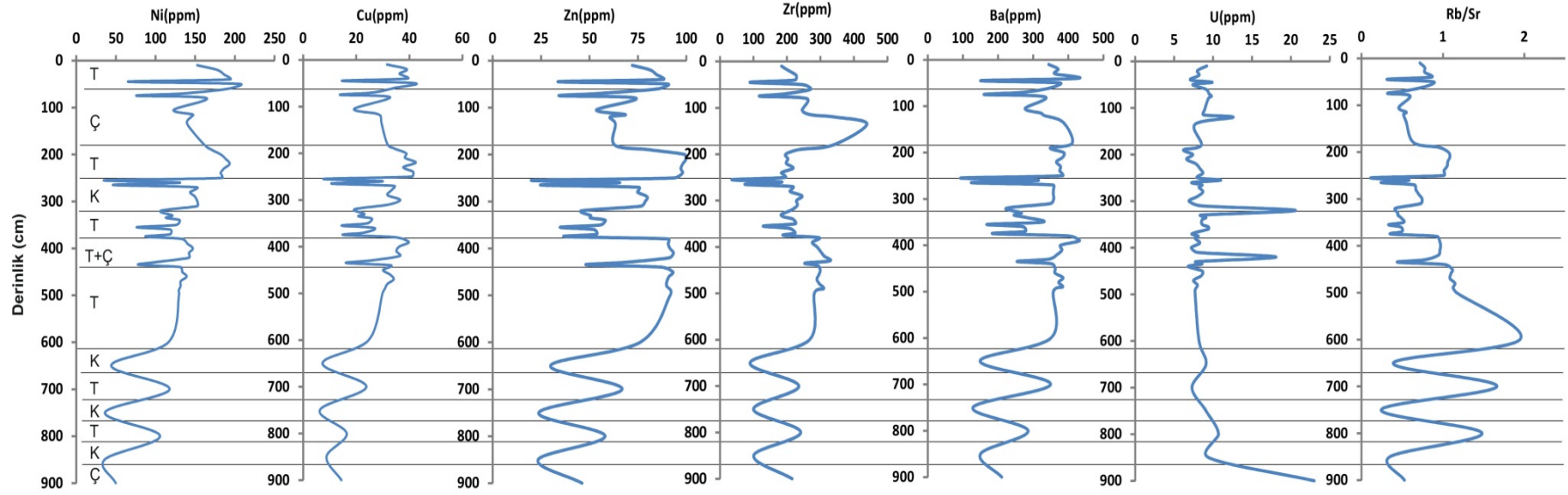
Şekil 5.4 Çal-Hancalar yöresi paleosol (T), pedojenik karbonat (K) ve çamurtaşı (Ç) seviyelerindeki seçilmiş molekül oranlarını kullanarak ayrışma derecelerini gösterir diyagramlar



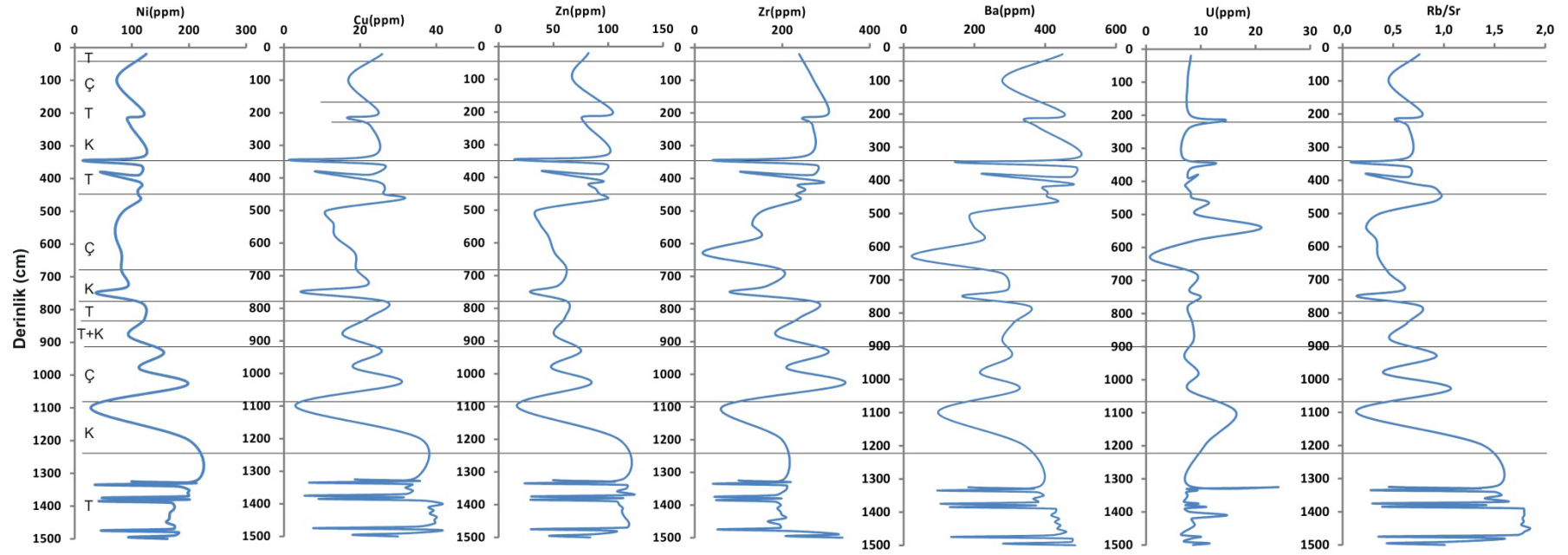
Şekil 5.5 Mallıkkaşı yöresi paleosol ve pedojenik karbonattaki ana oksitlerin değişimi (CaO oranındaki %10 ‘dan büyük değerler pedojenik karbonat seviyelerini gösteriyor)



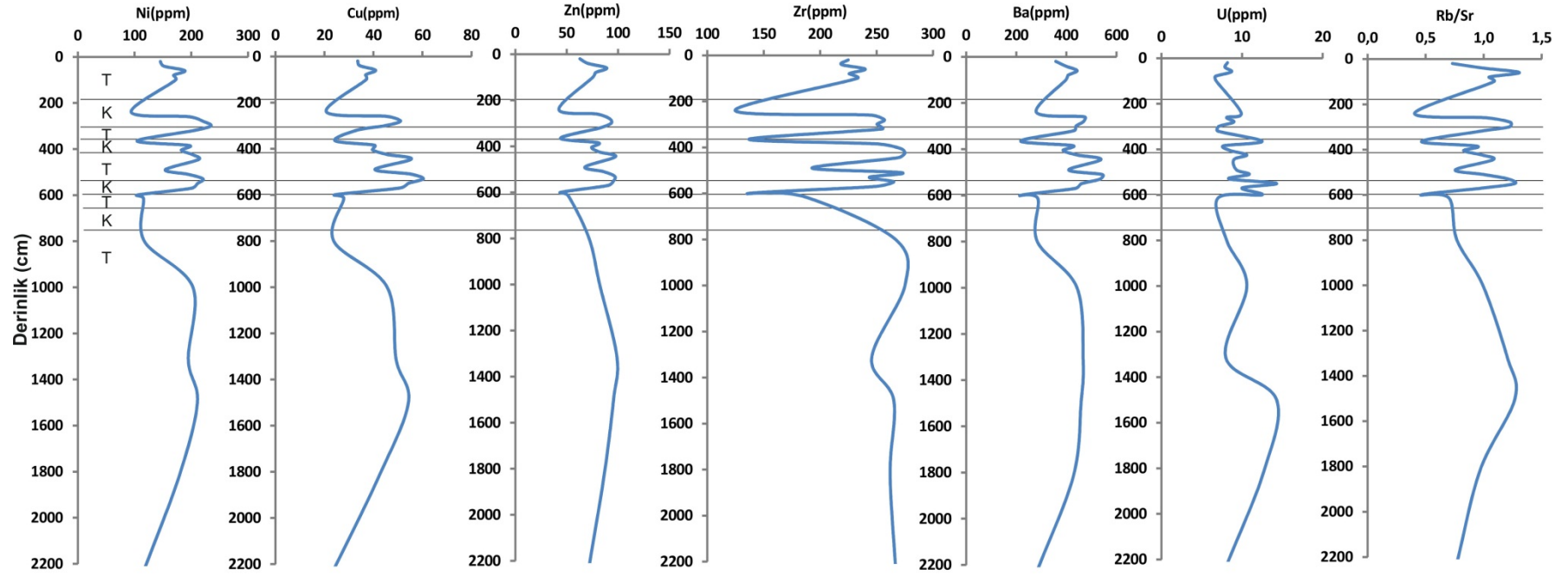
Şekil 5.6 Malıkkası yöresi paleosol (T), pedojenik karbonat (K) seviyelerindeki seçilmiş molekül oranlarını kullanarak ayrışma derecelerini gösterir diyagramlar



Şekil 5.7 Bekilli yöresi Ni, Cu, Zn, Zr, Ba, U (ppm) elementleri ile Rb/Sr oranının karşılaştırılması



Şekil 5.8 Çal-Hancalar yöresi Ni, Cu, Zn, Zr, Ba, U (ppm) elementleri ile Rb/Sr oranının karşılaştırılması



Şekil 5.9 Mallıkkaşı yöresi Ni, Cu, Zn, Zr, Ba, U (ppm) elementleri ile Rb/Sr oranının karşılaştırılması

5.1.2 Ana oksit ve iz element değerlerinin istatistiksel dağılımları

Çal, Bekilli ve Mallıkkaşı bölgelerindeki paleosol, çamurtaşı ve pedojenik kalış örneklerinin ana oksit değerlerinin birbirleriyle olan korelasyon katsayıları ile en fazla, en az ve ortalama değerleri Ek 9'da, ana oksit değerlerinin iz elementlerle olan korelasyon katsayıları Ek 10'da verilmiştir. İstatistiksel korelasyon katsayıları (r) +1 ile -1 arasında değişir. Korelasyon katsayıları (0.4)-(0.5) ile (-0.4)-(-0.5) arasında olan elementler arasında zayıf korelasyon; (0.5)-(0.7) ile (-0.5)-(-0.7) arasında olursa orta korelasyon vardır. Orta korelasyona sahip elementler arasında kimyasal bakımdan yakınlıklar bulunmaktadır. Korelasyon katsayıları (0.7)-(0.8) ile (-0.7)-(-0.8) arasında olursa, elementler arasında iyi korelasyon bulunur ve elementler arasında kimyasal yakınlık söz konusudur. Eğer korelasyon katsayıları (0.8) ile $< (-0.8)$ olursa, elementler arasında kuvvetli korelasyon ve büyük kimyasal benzerlikler vardır.

5.1.2.1 Bekilli yöresi örneklerinin istatistiksel dağılım ilişkileri

Bekilli yöresi örneklerinin ana oksit değerlerine ait korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri Ek 9'da verilmiştir.

Silisyum

SiO₂ değeri en fazla % 62.52, en düşük % 12.12 ve ortalama % 45.66'dır (Ek 9). SiO₂; Al₂O₃ arasındaki korelasyon katsayısı (r) 0.83, Fe₂O₃ ile 0.84, MgO ile 0.86 ve TiO₂ ile 0.91 olup bunlarla pozitif kuvvetli korelasyona sahiptir (Ek 9). SiO₂'nin K₂O ile korelasyon katsayısı (r) 0.77, MnO ile 0.79 olup pozitif iyi korelasyon vardır (Ek 9). SiO₂'nin Cr₂O₃ ile korelasyon katsayısı 0.65'dir ve aralarında pozitif orta korelasyon, P₂O₅ ile 0.41 olup pozitif zayıf korelasyona sahiptirler (Ek 9). SiO₂'nin CaO ile korelasyon katsayısı (r) -0.96 olup kuvvetli negatif korelasyon vardır. SiO₂, nin Na₂O ile korelasyon katsayısı (r) -0.48'dir ve aralarında negatif zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

SiO₂'nin korelasyon katsayısı (r) Zr ile 0.83, Ba ile 0.89, Pb ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.74, Cu ile 0.78, Zn ile 0.78, Rb ile 0.71, U ile 0.78 olup

aralarında pozitif iyi korelasyon, Co ile 0.33, Mo ile 0.07, La ile 0.21 pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.54 olup orta negatif korelasyon ve Th ile -0.08 olup, negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Alüminyum

Al_2O_3 değeri en fazla %21.1, en düşük %4.01 ve ortalama %15.11'dir (Ek 9). Al_2O_3 'ün korelasyon katsayısı (r) Fe_2O_3 ile 0.96, K_2O ile 0.95 olup aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, TiO_2 ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, MgO ile 0.78 olup pozitif iyi korelasyon, MnO ile 0.63 olup pozitif orta korelasyon, Cr_2O_3 ile 0.47 pozitif zayıf korelasyon, P_2O_5 ile 0.13 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler. Al_2O_3 'ün CaO ile korelasyon katsayısı -0.91 olup aralarında negatif kuvvetli korelasyon, Na_2O ile -0.57 olup negatif orta korelasyon vardır (Ek 9).

Al_2O_3 'ün korelasyon katsayısı (r) Cu ile 0.85, Zn ile 0.95, Rb ile 0.97, Ba ile 0.91, U ile 0.88, Pb ile 0.85 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.78 olup pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.65 olup pozitif orta korelasyon, Co ile 0.38, La ile 0.30 ve Mo ile 0.07 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Al_2O_3 'ün Sr ile korelasyon katsayısı (r) -0.65 olup negatif orta korelasyon, Th ile -0.28 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Demir

Fe_2O_3 'ün en fazla değeri %8.86, en düşük %1.81 ve ortalama %6.27'dir (Ek 9). Fe_2O_3 'ün korelasyon katsayısı (r) K_2O ile 0.91, TiO_2 ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, MgO ile 0.78 olup pozitif iyi korelasyon, MnO ile 0.68, Cr_2O_3 ile 0.52 olup pozitif orta korelasyon, P_2O_5 ile 0.24 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler. Fe_2O_3 'ün CaO ile korelasyon katsayısı -0.92'dir ve negatif kuvvetli korelasyon ve Na_2O ile -0.58 olup negatif orta korelasyon vardır (Ek 9).

Fe_2O_3 'ün korelasyon katsayısı Ni ile 0.80, Cu ile 0.87, Zn ve Rb ile 0.94, Ba ile 0.92, Pb ve U ile 0.89 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.67 olup pozitif orta

korelasyon, Co ile 0.38, La ile 0.27 ve Mo ile 0.06 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Fe_2O_3 'ün Sr ile korelasyon katsayısı (r) -0.62 ile negatif orta korelasyon, Th - 0.20 ile negatif çok zayıf bir korelasyona sahiptirler (Ek 10).

Magnezyum

Ek 9'da da görüldüğü üzere MgO'nun değeri en fazla %2.36, en düşük %0.78 ve ortalama %1.75'tir. MgO'nun korelasyon katsayısı MnO ile 0.87 olup pozitif kuvvetli korelasyon, TiO_2 ile 0.75 olup pozitif iyi korelasyon, K_2O ve Cr_2O_3 ile 0.63 olup pozitif orta korelasyon, P_2O_5 ile 0.27 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler (Ek 9) CaO ile korelasyon katsayısı -0.87 olup negatif kuvvetli korelasyon ve Na_2O ile - 0.51 olup negatif orta korelasyon vardır (Ek 9).

MgO'nun korelasyon katsayısı Ni ile 0.88, Cu ile 0.87, Ba ile 0.85 ve Pb ile 0.82 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zn ile 0.79 olup pozitif iyi korelasyon, Rb ile 0.64, Zr ile 0.60 ve U ile 0.62 olup pozitif orta korelasyon, Co ile 0.32, Mo ile 0.12 ve La ile 0.21 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır. MgO'nun Sr ile korelasyon katsayısı -0.39 ve Th ile de -0.18 olup aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Kalsiyum

CaO'nun değeri pedojenik karbonatlarda en fazla %47.64, en düşük %18.72 ve ortalama % 0.13'tür (Ek 3). Paleosol seviyelerinde ise en fazla %16,5, en az %3.67 ve ortalama ise %7.59'dur (Ek 3). CaO'nun korelasyon katsayısı Na_2O ile 0.47'dir ve bu iki element arasında pozitif zayıf korelasyon vardır (Ek 9). CaO ile K_2O arasındaki korelasyon katsayısı (r) -0.83, TiO_2 ile -0.90'dır ve aralarında negatif kuvvetli korelasyon vardır. CaO ile MnO arasındaki korelasyon katsayısı -0.77 olup negatif iyi korelasyon, Cr_2O_3 ile -0.60 ile negatif orta korelasyon, P_2O_5 ile de -0.36 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

CaO'nun korelasyon katsayısı (r) Ni ile -0.81, Cu ile -0.84, Zn ile -0.87, Rb ile -0.82, Zr ile -0.80, Ba ile -0.93, Pb ile -0.87 ve U ile -0.84 olup negatif kuvvetli korelasyon, Co ile

-0.40 olup negatif zayıf korelasyon, Mo ile -0.09 ve La -0.22 ile negatif çok zayıf korelasyon Sr ile 0.60 pozitif orta korelasyon, Th ile 0.19 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Sodyum

Na₂O'nun değeri en fazla %0.23 ve ortalama %0.03'tür (Ek 9). Na₂O'nun korelasyon katsayısı K₂O ile -0.54 olup negatif orta korelasyon, Cr₂O₃ ile -0.44'tür ve aralarında negatif zayıf korelasyon vardır. Na₂O'nun korelasyon katsayısı TiO₂ ile -0.32, P₂O₅ ile -0.26, MnO ile -0.30'dur ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

Na₂O'nun korelasyon katsayısı Cu ile -0.52, Zn ile -0.54, Rb ile -0.53 ve negatif orta korelasyon, Ni ile -0.47, Ba ve U -0.40 olup negatif zayıf korelasyon vardır. Na₂O'nun korelasyon katsayısı korelasyon katsayısı Sr ile 0.41'dir ve pozitif zayıf korelasyon, Co ile 0.04 pozitif çok zayıf korelasyon, Zr ile -0.15, Mo ile -0.14, La ile -0.29 ve Th ile -0.01 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Potasyum

K₂O'nun değeri en fazla %3.11, en az %0.46 ve ortalama %2'dir (Ek 9). K₂O'nun TiO₂ ile korelasyon katsayısı 0.76 olup aralarında pozitif iyi korelasyon, MnO ile 0.50 olup pozitif orta korelasyon, P₂O₅ ile 0.09, Cr₂O₃ ile 0.34 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

K₂O'nun korelasyon katsayısı Zn ile 0.97, Rb ile 0.95, Ba ile 0.84, U ile 0.90'dır ve aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, Pb ile 0.74 olup pozitif iyi korelasyon, Ni ile 0.58 ve Zr ile 0.67 olup pozitif orta korelasyon vardır. K₂O'nun korelasyon katsayısı Co ile 0.32, Mo 0.02, La ile 0.29'dur ve aralarında pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.70 ile negatif iyi korelasyon, Th ile -0.20 olup negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Titanyum

TiO₂'nin en fazla değeri %1.09, en az %0.16 ve ortalama ise %0.69'dur. TiO₂'nin korelasyon katsayısı MnO ile 0.82'dir ve bu iki element arasında pozitif kuvvetli korelasyon vardır. MnO'nun korelasyon katsayısı Cr₂O₃ ile 0.52 olup pozitif orta korelasyon, P₂O₅ ile 0.42'dir ve pozitif zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

TiO₂'nin korelasyon katsayısı Zr ile 0.95, Ba ile 0.90, Pb ile 0.88, U ile 0.82 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.70, Cu ile 0.75, Zn ile 0.77, Rb ile 0.70 olup pozitif iyi korelasyon bulunur (Ek 10). TiO₂'nin korelasyon katsayısı Co ile 0.39, La ile 0.18 'dir ve pozitif zayıf korelasyon, Sr ile -0.48, Th ile -0.22 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 10).

Fosfor

P₂O₅'in en fazla değeri %0.17, en az %0.03 ve ortalama ise %0.08'dir. Korelasyon katsayısı, MnO ile 0.36, Cr₂O₃ ile 0.39 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

P₂O₅'in korelasyon katsayısı Zr ile 0.44'tür ve aralarında pozitif zayıf korelasyon, Co ile 0.19, Ni ile 0.26, Cu ile 0.25, Zn ile 0.22, Rb ile 0.05, Ba ile 0.29, Pb ile 0.31, U ile 0.20, Th 0.08 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.13, Mo ile -0.01, La ile -0.05 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Mangan ve Krom

MnO'nun en fazla değeri %0.20, en az %0.02, ortalama ise %0.12'dir (Ek 9). Cr₂O₃'ün en fazla %0.06, en az %0.01 ve ortalama ise % 0.03'tür (Ek 9). MnO'nun Cr₂O₃ ile korelasyon katsayısı 0.57 olup pozitif zayıf korelasyon vardır (Ek 9).

MnO'nun korelasyon katsayısı Ni ile 0.84, Cu ile 0.86, Ba ile 0.84, Pb ile 0.88'dir bunlarla aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, Zn ile 0.73 olup pozitif iyi korelasyon vardır. MnO, Rb ile 0.50, Zr ile 0.69, U ile 0.57 kadar korelasyon katsayısına sahiptir ve

aralarında pozitif orta korelasyon, Co ile 0.38, Mo ile 0.06 ve La ile 0.20 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir. MnO'nun korelasyon katsayısı Sr ile -0.24, Th ile -0.22'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Cr₂O₃'ün korelasyon katsayısı Ni ile 0.61, Cu ile 0.60, Zn ile 0.50, Ba ile 0.50, Pb ile 0.54 olup bunlarla aralarında pozitif orta korelasyon vardır (Ek 10). Zr ile 0.4 'tür ve pozitif zayıf korelasyon, Rb ile 0.35, Mo ile 0.12, La ile 0.08, U ile 0.37 ve Th ile 0.14 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler. MnO'nun Co ile korelasyon katsayısı -0.02 ve Sr ile de -0.21 olup negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Kobalt

Co'nın diğer iz elementlerle korelasyon katsayısı (r) Cu ile 0.41, Zn ile 0.43, Ba ile 0.45, Pb ile 0.46 olup pozitif zayıf korelasyon vardır. Co'nun Ni ile 0.36, Rb ile 0.38, Zr ile 0.30, Mo ile 0.05, La ile 0.11, U ile 0.34 'tür ve bu elementlerle arasında pozitif çok zayıf korelasyon bulunur. Co, Sr ile -0.11, Th ile de -0.32 değerinde korelasyon katsayısı ile negatif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 10).

Nikel

Ni, Cu ile 0.94, Zn ile 0.85, Ba ile 0.86 ve Pb ile de 0.91 değerinde korelasyon katsayısına sahiptir. Ni'in bu elementlerle pozitif kuvvetli korelasyonu vardır. Ni'in Rb ile korelasyon katsayısı 0.71'dir ve aralarında pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.49, U ile 0.62 olup pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.18, La ile 0.25 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.35, Th ile -0.33 olup negatif çok zayıf korelasyon ilişkileri vardır (Ek 10).

Bakır

Cu'nun korelasyon katsayısı Zn ile 0.94, Ba ile 0.92, Pb ile 0.93 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Rb ile 0.78 olup pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.55, U ile 0.69 olup pozitif

orta korelasyon, Mo ile 0.08, La ile 0.34 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.41 Th ile -0.31'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Çinko

Zn'nin korelasyon katsayıları Rb ver Ba ile 0.92, Pb ile 0.91, U ile de 0.82 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.60'dır ve pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.05, La ile 0.32'dir ve pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir. Zn'nin korelasyon katsayısı Sr ile -0.54 olup negatif orta korelasyon, Th ile -0.30 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Rubidyum

Rb'un Ba ile korelasyon katsayısı 0.85, U ile 0.88'dir ve bu elementlerle aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, Pb ile 0.79'dur ve pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.56 olup pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.07, La ile 0.32'dir ve pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Rb'un Sr ile korelasyon katsayısı -0.64 'tür ve negatif orta korelasyon, Th ile de -0.30 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 10).

Stronsiyum

Sr'un Ba ile korelasyon katsayısı -0.53, U ile de -0.59 olup negatif, orta korelasyon, Zr ile -0.45, Pb ile -0.42 olup negatif zayıf korelasyon, Mo ile de -0.13'tür ve negatif çok zayıf korelasyon vardır. Sr ile La arasındaki korelasyon katsayısı 0.01, Th ile 0.11'dir ve aralarında pozitif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Zirkonyum

Zr'un korelasyon katsayısı Ba ile 0.75, Pb ile 0.72, U ile 0.77 olup pozitif iyi korelasyon, La ile 0.11'dir ve pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Zr, Mo ile -0.09, Th ile -0.07'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Molibden

Mo'nun korelasyon katsayısı Ba ile 0.04, Pb ile 0.11, U ile 0.07 olup pozitif çok zayıf korelasyon, La ile -0.14, Th ile de -0.03 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Baryum

Ba'un korelasyon katsayısı Pb ile 0.94, U ile 0.84'tür ve aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.40'dır pozitif zayıf korelasyon, Th ile de -0.33 olup negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 10).

Lantan

La'nın korelasyon katsayısı Pb ile 0.29, U ile 0.25 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Th ile -0.028'dir ve negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Kurşun

Pb'nin U ile korelasyon katsayısı 0.79 olup pozitif iyi korelasyon vardır. Th ile -0.31'dir negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

Uranyum

U'un Th ile korelasyon katsayısı -0.14 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 10).

5.1.2.2 al-Hancalar yöresi örneklerinin istatistiksel dağılım ilişkileri

al-Hancalar yöresi örneklerinin ana oksit değerlerine ait korelasyon ilişkileri (r) ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri Ek 11’de, örneklerin ana oksit değerlerinin iz elementlerle korelasyon ilişkileri (r) Ek 12’de verilmiştir.

Silisyum

SiO₂ değeri en fazla %56.3, en düşük %8.09 ve ortalama %41.33’tür (Ek 11). SiO₂’nin Al₂O₃ ile Fe₂O₃ arasındaki korelasyon katsayısı (r) 0.85, MgO ile 0.91, K₂O ile 0.87, TiO₂ ile 0.95, MnO ile 0.85 olup bunlarla pozitif kuvvetli korelasyona sahiptir (Ek 11). SiO₂’nin P₂O₅ ile korelasyon katsayısı (r) 0.72 olup pozitif iyi korelasyon, Cr₂O₃ ile 0.54 olup pozitif orta korelasyon vardır (Ek 11). SiO₂’nin CaO ile korelasyon katsayısı -0.97’dir ve aralarında negatif kuvvetli korelasyon, Na₂O ile -0.44 olup negatif zayıf korelasyona sahiptirler (Ek 11).

SiO₂’nin korelasyon katsayısı Zn ile 0.82, Zr ile 0.87, Ba ile 0.85, Pb ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.73, Cu ile 0.79, Rb ile 0.71, U ile 0.79 olup pozitif iyi korelasyon, Co ile 0.61’dir ve pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.13 pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir. SiO₂, Sr ile korelasyon katsayısı -0.54’tür ve negatif orta korelasyon, La ile -0.08 ve negatif çok zayıf korelasyon ve Th -0.43 ile de negatif zayıf bir korelasyon bulunur (Ek 12).

Alüminyum

Al₂O₃ değeri en fazla %21.21, en düşük %2.22 ve ortalama %13.62’dir (Ek 11). Al₂O₃’n korelasyon katsayısı (r) Fe₂O₃ ve K₂O ile 0.99, TiO₂ ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, MgO ve MnO ile 0.76 olup pozitif iyi korelasyon, P₂O₅ ile 0.49 pozitif zayıf korelasyon, Cr₂O₃ ile 0.26 olup pozitif çok zayıf korelasyon, CaO ile -0.94 olup negatif kuvvetli korelasyon ve Na₂O ile -0.51 olup negatif orta korelasyona sahiptir (Ek 11).

Al_2O_3 'ün korelasyon katsayısı (r) Ni ile 0.90, Cu ile 0.96, Zn ile 0.98, Rb ile 0.96, Ba ve Pb ile 0.87, U ile 0.91 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.62 olup pozitif orta korelasyon, Co ile 0.48, La ile 0.05 ve Mo ile 0.12 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Al_2O_3 'ün Sr ile korelasyon katsayısı (r) -0.72 olup negatif iyi korelasyon, Th ile -0.37 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Demir

Fe_2O_3 'ün en fazla değeri %8.44, en düşük %1.05 ve ortalama %5.85'dir (Ek 11). Fe_2O_3 'ün korelasyon katsayısı (r) K_2O ile 0.98, TiO_2 ile 0.83 olup pozitif kuvvetli korelasyon, MgO ile 0.76, MnO ile 0.78 olup pozitif iyi korelasyon, P_2O_5 ile 0.50 ve pozitif orta korelasyon, Cr_2O_3 ile 0.29 olup pozitif orta korelasyona sahiptirler. Fe_2O_3 'ün CaO ile korelasyon katsayısı -0.95 ve negatif kuvvetli korelasyon ve Na_2O ile -0.54 olup negatif orta korelasyon vardır (Ek 11).

Fe_2O_3 'ün korelasyon katsayısı Ni ile 0.92, Cu ve Zn ile 0.98, Rb ile 0.97, Ba ile 0.87, Pb ile 0.89, U ile 0.93 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Co ile 0.51, Zr ile 0.62 olup pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.11, La ile 0.02 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Fe_2O_3 'ün Sr ile korelasyon katsayısı (r) -0.72 ile negatif iyi korelasyon, Th -0.38 ile negatif çok zayıf bir korelasyona sahiptirler (Ek 12).

Magnezyum

MgO'nun değeri en fazla %2.57, en düşük %0.48 ve ortalama %1.70'tir (Ek 11). MgO'nun korelasyon katsayısı, TiO_2 ile 0.83 olup pozitif kuvvetli korelasyon, K_2O ile 0.77 ve MnO ile 0.70 olup pozitif iyi korelasyon, P_2O_5 ile 0.59 ve Cr_2O_3 ile 0.53 olup pozitif orta korelasyona sahiptirler (Ek 11) CaO ile korelasyon katsayısı -0.88 olup negatif kuvvetli korelasyon ve Na_2O ile -0.49 olup negatif zayıf korelasyon vardır (Ek 11).

MgO'nun korelasyon katsayısı Zr ile 0.81'dir ve pozitif kuvvetli korelasyon, Zn ile 0.73, Ba ile 0.75 olup pozitif iyi korelasyon, Co ile 0.54, Ni ve Cu ile 0.67, Rb ile 0.60,

Pb ile 0.65 ve U ile 0.64 olup pozitif orta Mo ile 0.11 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler. MgO'nun Sr ile korelasyon katsayısı -0.35, La ile -0.24 ve Th ile de -0.41 olup aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 12).

Kalsiyum

CaO'nun değeri pedojenik karbonatlarda en fazla %51.9, en düşük %25.91 ve ortalama %37.78'dir (Ek 5). Paleosol seviyelerinde ise en fazla %6.98, en az %0.71 ve ortalama ise %2.38'dir (Ek 5). CaO'nun korelasyon katsayısı Na₂O ile 0.54'dür ve bu iki element arasında pozitif orta korelasyon vardır. CaO ile K₂O arasındaki korelasyon katsayısı (r) -0.95, TiO₂ ile -0.92, MnO ile -0.84 olup negatif kuvvetli korelasyon, vardır. CaO ile P₂O₅ arasındaki korelasyon katsayısı -0.62 olup negatif orta korelasyon, Cr₂O₃ ile -0.47 olup negatif zayıf korelasyon vardır (Ek 11).

CaO'nun korelasyon katsayısı (r) Ni ile -0.84, Cu ile -0.90, Zn ile -0.92, Rb ile -0.85, Ba ile -0.89, Pb ile -0.87 ve U ile -0.88 olup negatif kuvvetli korelasyon, Zr ile -0.79 olup negatif iyi korelasyon, Co ile -0.59 olup negatif iyi korelasyon, Mo ile -0.12'dir ve negatif çok zayıf korelasyon vardır. CaO'nun Sr ile korelasyon katsayısı 0.63 'dür ve aralarında pozitif orta korelasyon, Th ile 0.45 olup pozitif pozitif zayıf korelasyon ve La ile 0.07 olup pozitif çok zayıf korelasyona bulunur (Ek 12).

Sodyum

Na₂O'nun değeri en fazla %0.08, en az %0.07 ve ortalama %0.075'tir (Ek 11). Na₂O'nun korelasyon katsayısı K₂O ile -0.48, TiO₂ ile -0.45, MnO ile -0.46 olup negatif zayıf korelasyon, P₂O₅ ile -0.10, Cr₂O₃ ile -0.21'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 11).

Na₂O'nun korelasyon katsayısı Ni ile -0.54, Cu ile -0.52, Zn ile -0.56, Rb ile -0.51, Ba ile 0.56, Pb ile -0.58 ve U ile -0.53 olup negatif orta korelasyon, Zr ile -0.42'dir ve negatif zayıf korelasyon, Co ile -0.33, Mo ile -0.11 'dir ve bunlarla aralarında negatif

çok zayıf korelasyon vardır. Korelasyon katsayısı Sr ile 0.22, La ile 0.06 ve Th ile 0.29'dur ve pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler (Ek 12).

Potasyum

K₂O'nun değeri en fazla %2.85, en az %0.30 ve ortalama %1.88'dir (Ek 11). K₂O'nun TiO₂ ile korelasyon katsayısı 0.83 olup aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, MnO ile 0.76 olup pozitif iyi korelasyon, P₂O₅ ile 0.52'dir ve pozitif orta korelasyon, Cr₂O₃ ile 0.28 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 11).

K₂O'nun korelasyon katsayısı Ni ile 0.86, Cu ile 0.95, Zn ile 0.97, Rb ile 0.95, Ba ile 0.89, Pb ile 0.86, U ile 0.91'dir ve aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.63 'dür ve pozitif orta korelasyon, Co ile 0.47 olup pozitif zayıf korelasyon, Mo ile 0.14, La ile 0.05'dir ve aralarında pozitif çok zayıf korelasyon bulunur. K₂O'nun korelasyon katsayısı Sr ile -0.69 ile negatif orta korelasyon, Th ile -0.38 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Titanyum

TiO₂'nin en fazla değeri %1.13, en az %0.11 ve ortalama ise %0.61'dir (Ek 11). TiO₂'nin korelasyon katsayısı MnO ile 0.94'tür ve bu iki element arasında pozitif kuvvetli korelasyon vardır. MnO'nun korelasyon katsayısı P₂O₅ ile 0.64 olup pozitif orta korelasyon, Cr₂O₃ ile 0.41 olup pozitif zayıf korelasyon vardır (Ek 11).

TiO₂'nin korelasyon katsayısı Ni ile 0.80, Zr ile 0.88, Ba ile 0.84, Pb ile 0.86, U ile 0.84 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ve Zn ile 0.78, Rb ile 0.71 olup pozitif iyi korelasyon bulunur (Ek 11). TiO₂'nin korelasyon katsayısı Co ile 0.66 olup pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.13, La ile 0.01'dir ve pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler. TiO₂'nin korelasyon katsayısı, Sr ile -0.57'dir ve negatif orta korelasyon, Th ile -0.41 olup negatif zayıf korelasyona sahiptir (Ek 12).

Fosfor

P_2O_5 'in en fazla değeri %0.14, en az %0.02 ve ortalama ise %0.07'dir (Ek 11). Korelasyon katsayısı, MnO ile 0.54, Cr_2O_3 ile 0.56 olup pozitif orta korelasyon vardır (Ek 11).

P_2O_5 'in korelasyon katsayısı Zr ile 0.63 ve Ba ile 0.51 olup aralarında pozitif orta korelasyon, Co ve Cu ile 0.40, Zn ile 0.49, Pb ile 0.48, U ile 0.40'dır ve pozitif zayıf korelasyon, Ni ile 0.37, Rb ile 0.36, Mo ile 0.08 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.29, La ile -0.09 ve Th ile -0.19'dur ve bunlarla negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 12).

Mangan ve Krom

MnO'nun en fazla değeri %0.22, en az %0.01, ortalama ise %0.10'dur (Ek 11). Cr_2O_3 'ün en fazla %0.08, en az %0.01 ve ortalama ise %0.03'tür (Ek 11). MnO'nun Cr_2O_3 ile korelasyon katsayısı 0.35 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 11).

MnO'nun korelasyon katsayısı Zr ve Ba ile 0.81, Pb ile 0.85, U ile 0.82'dir ve aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.79, Cu ile 0.78, Zn ile 0.73, olup pozitif iyi korelasyon, Co ile 0.63, Rb ile 0.69'dur ve pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.07 ve La ile de 0.09 olup pozitif çok zayıf korelasyona vardır. MnO'nun korelasyon katsayısı Sr ile -0.57'dir negatif orta korelasyon, Th ile -0.37'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Cr_2O_3 'ün korelasyon katsayısı Zr ile 0.51 olup pozitif orta korelasyon, Co ve Ni ile 0.23, Cu ile 0.21, Zn ile 0.26, Rb ile 0.12, Mo ile 0.10, Ba ile 0.30, Pb ile 0.20, U ile 0.19 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır. MnO'nun Sr ile -0.22, La ile -0.29, Th ile de -0.12 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 12).

Kobalt

Co'nun diğ er iz elementlerle korelasyon katsayısı (r) Ni ve U 0.50, Zr ile 0.63, Ba ile 0.55, Pb ile 0.59 olup pozitif orta korelasyon, Cu ve Zn ile 0.49, Rb ile 0.41'dir ve pozitif zayıf korelasyon, La ile de 0.09 olup pozitif çok zayıf korelasyonu vardır. Co'nun Sr ile korelasyon katsayısı -0.30, Mo ile -0.12, Th ile de -0.38'dir ve negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Nikel

Ni'in korelasyon katsayısı Cu ile 0.92, Zn ile 0.89, Rb ile 0.90, Pb ile 0.83, U ile 0.87 olup pozitif kuvvetli korelasyona sahiptir. Ni'in Ba ile korelasyon katsayısı 0.71'dir ve aralarında pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.56 olup pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.05, La ile 0.02 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.75'dir ve negatif iyi korelasyon, Th ile -0.33 olup negatif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 12).

Bakır

Cu'nun korelasyon katsayısı Zn ile 0.94, Rb ile 0.97, Ba ile 0.81, Pb ile 0.87 ve U ile 0.94 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.56'dır pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.14, La ile 0.06 olup pozitif çok zayıf korelasyonu vardır. Cu'nun korelasyon katsayısı Sr ile -0.75 olup negatif iyi korelasyon, Th ile -0.34'tür ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 12).

Çinko

Zn'nin korelasyon katsayısı Rb ile 0.96, Ba ile 0.87, Pb ve U ile 0.90 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.59'dur ve pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.11, La ile 0.06 ile pozitif çok zayıf korelasyon, Zn'nin korelasyon katsayısı Sr ile -0.67 olup negatif orta korelasyon, Th ile -0.38 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Rubidyum

Rb'un Ba ile korelasyon katsayısı 0.81, Pb ile 0.85, U ile 0.92'dir ve bu elementlerle aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.46 olup pozitif zayıf korelasyon, Mo ile 0.10, La ile 0.11'dir ve pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Rb'un Sr ile korelasyon katsayısı -0.73 'tür ve negatif iyi korelasyon, Th ile de -0.24 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 12).

Stronsiyum

Sr'nin korelasyon katsayısı Pb ile -0.57, U ile -0.67 olup negatif orta korelasyon, Ba ile -0.49 olup negatif zayıf korelasyon, Zr ile -0.37, Mo ile -0.11, La ile -0.24'tür ve negatif çok zayıf korelasyon vardır. Sr'nin Th ile korelasyon katsayısı 0.31'dir ve aralarında pozitif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 12).

Zirkonyum

Zr'nin korelasyon katsayısı Ba ile 0.79 olup pozitif iyi korelasyon, Pb ile 0.69, U ile 0.62'dir ve pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.15, La ile 0.03'tür ve pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Zr'nin korelasyon katsayısı Th ile -0.29'dur ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 12).

Molibden

Mo'nun korelasyon katsayısı Ba ile 0.16, La ile 0.03, Pb ile 0.11, U ve Th 0.13 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Baryum

Ba'un korelasyon katsayısı Pb ile 0.94, U ile 0.84'tür ve aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.40'dır pozitif zayıf korelasyon, Th ile de -0.33 olup negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 12).

Lantan

La'nın korelasyon katsayısı Pb ile 0.17, U ile 0.15, Th ile 0.12 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Kurşun

Pb'nin U ile korelasyon katsayısı 0.92 olup pozitif kuvvetli korelasyon vardır. Th ile -0.37'dir negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

Uranyum

U'un Th ile korelasyon katsayısı -0.38 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 12).

5.1.2.3 Mallıkkaşı yöresi örneklerinin istatistiksel dağılım ilişkileri

Mallıkkaşı yöresi örneklerinin ana oksit değerlerine ait korelasyon ilişkileri (r) ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri Ek 13'de, örneklerin ana oksit değerlerinin iz elementlerle korelasyon ilişkileri (r) Ek 14'de verilmiştir.

Silisyum

SiO₂ değeri en fazla %54.51, en düşük %26.83 ve ortalama %48.11'dir (Ek 13). SiO₂'nin Al₂O₃ ile arasındaki korelasyon katsayısı (r) 0.90, Fe₂O₃ ile 0.86, MgO ile 0.90, TiO₂ ile 0.87 olup pozitif kuvvetli korelasyon, K₂O ile 0.75'dir ve pozitif iyi korelasyon, MnO ile 0.60, Cr₂O₃ ile 0.51 olup pozitif orta korelasyona sahiptir (Ek 13). SiO₂'nin korelasyon katsayısı (r) Na₂O ile 0.13, P₂O₅ ile 0.17'dir ve pozitif çok zayıf korelasyonu vardır. SiO₂'nin CaO ile korelasyon katsayısı -0.97'dir ve aralarında negatif kuvvetli korelasyon bulunur (Ek 13).

SiO₂'nin korelasyon katsayısı Zr ile 0.91'dir ve pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.77, Zn ile 0.79, Rb ile 0.73, Ba ile 0.70, Pb ile 0.75 olup pozitif iyi korelasyon, Cu ile 0.58,

La ile 0.51, U ile 0.59'dur ve aralarında pozitif orta korelasyon, Co ile 0.44 olup pozitif zayıf korelasyon vardır. SiO₂'nin Sr ile korelasyon katsayısı -0.23, Mo ile -0.03, Th ile -0.25 olup negatif çok zayıf bir korelasyon bulunur (Ek 14).

Alüminyum

Al₂O₃ değeri en fazla %17.99, en düşük %6.79 ve ortalama %14.84'tür (Ek 13). Al₂O₃'ün korelasyon katsayısı (r) Fe₂O₃ ile 0.99, MgO ile 0.88, K₂O ile 0.93, TiO₂ ile 0.95 olup pozitif kuvvetli korelasyon, MnO ile 0.71'dir ve pozitif iyi korelasyon, Cr₂O₃ ile 0.43 ve pozitif zayıf korelasyon, Na₂O ile 0.07, P₂O₅ ile 0.32 olup pozitif çok zayıf korelasyonu vardır. Al₂O₃'ün korelasyon katsayısı (r) CaO ile -0.95 olup negatif kuvvetli korelasyona sahiptir (Ek 13).

Al₂O₃'ün korelasyon katsayısı (r) Ni ile 0.87, Zn ile 0.96, Rb ile 0.94, Zr ile 0.91, Ba ile 0.81 ve Pb ile 0.90 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Cu ile 0.77, La ile 0.72 ve U ile 0.79 olup pozitif iyi korelasyon, Co ile 0.29'dur ve pozitif çok zayıf korelasyon vardır. Al₂O₃'ün Sr ve Th ile korelasyon katsayısı (r) -0.06, Mo ile -0.10 negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14).

Demir

Fe₂O₃'ün en fazla değeri %7.79, en düşük %3.34 ve ortalama %6.44'dir (Ek 13). Fe₂O₃'ün korelasyon katsayısı (r) MgO ile 0.85, K₂O ile 0.93, TiO₂ ile 0.95 olup pozitif kuvvetli korelasyon, MnO ile 0.73 olup pozitif iyi korelasyon, Na₂O ile 0.03, P₂O₅ ile 0.29 Cr₂O₃ ile 0.38 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler. Fe₂O₃'ün CaO ile korelasyon katsayısı -0.92 olup negatif kuvvetli korelasyon vardır (Ek 13).

Fe₂O₃'ün korelasyon katsayısı Ni ile 0.87, Cu ile 0.80, Zn ile 0.98, Rb ile 0.95, Zr ile 0.86, Ba ile 0.83, Pb ile 0.90, U ile 0.80 olup pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.72'dir ve pozitif iyi korelasyon, Co ile 0.32 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir. Fe₂O₃'ün Sr ile korelasyon katsayısı (r) -0.04, Mo ile -0.12 ve Th -0.04 olup negatif çok zayıf bir korelasyona sahiptirler (Ek 14).

Magnezyum

MgO'nun değeri en fazla %2.36, en düşük %0.94 ve ortalama %1.96'dır (Ek 13). MgO'nun korelasyon katsayısı (r), K₂O ile 0.81, TiO₂ ile 0.88'dir ve aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, MnO ile 0.62, Cr₂O₃ ile 0.53 olup pozitif orta korelasyon, Na₂O ile 0.06, P₂O₅ ile 0.30 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptirler (Ek 13). MgO'nun korelasyon katsayısı (r), CaO ile -0.88 olup negatif kuvvetli korelasyon vardır (Ek 13).

MgO'nun korelasyon katsayısı Zn ile 0.81, Zr ile 0.93, Pb ile 0.80 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.77, Rb ile 0.79, Ba ile 0.72, U ile 0.73'tür ve pozitif iyi korelasyon, Cu ile 0.65, La ile 0.54 olup pozitif orta korelasyon, Co ile 0.29, Sr ile 0.06'dır ve pozitif çok zayıf bir korelasyona sahiptir. MgO'nun Mo ile korelasyon katsayısı -0.03 ve Th ile de -0.12 olup aralarında negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 14).

Kalsiyum

CaO'nun değeri pedojenik karbonatlarda en fazla % 31.7, en düşük % 19.16 ve ortalama % 27.13'tür (Ek 7). Paleosol seviyelerinde ise en fazla % 15.87, en az % 0.94 ve ortalama ise % 3.54'dür (Ek 7). CaO'nun korelasyon katsayısı K₂O ile -0.81, TiO₂ ile -0.91 olup negatif kuvvetli korelasyon, MnO ile -0.62, Cr₂O₃ ile -0.54 olup negatif orta korelasyon, Na₂O ile -0.13, P₂O₅ ile -0.17'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 13).

CaO'nun korelasyon katsayısı (r) Ni ile -0.81, Zn ile -0.87, Rb ile -0.80, Zr ile -0.90, olup negatif kuvvetli korelasyon, Ba ile -0.74, Pb ile -0.78'dir ve negatif iyi korelasyon, Cu ile -0.66, La ile -0.59, U ile -0.65 olup negatif orta korelasyon ve Co ile -0.37 olup negatif çok zayıf bir korelasyona sahiptir. CaO'nun korelasyon katsayısı (r) Sr ile 0.22, Mo ile 0.07 ve Th ile de 0.22 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14)

Sodyum

Na₂O'nun değeri en fazla % 0.18, en az % 0.07 ve ortalama % 0.08'dir (Ek 13). Na₂O'nun korelasyon katsayısı Cr₂O₃ ile 0.53 olup pozitif orta korelasyon, K₂O ile 0.03, TiO₂ ile 0.10, MnO ile 0.14 olup pozitif çok zayıf korelasyon, P₂O₅ ile -0.02 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 13).

Na₂O'nun korelasyon katsayısı Mo ile 0.67 olup pozitif orta korelasyon, Ni ile 0.13, Cu ile 0.11, Zn ile 0.05, Zr ile 0.19, Ba ile 0.07, La ile 0.19, U ile 0.01 ve Th ile 0.18'dir ve pozitif çok zayıf korelasyon, Co ile -0.14, Rb ile -0.02, Sr ile -0.05, Pb ile -0.06 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 14).

Potasyum

K₂O'nun değeri en fazla %2.46, en az %0.79 ve ortalama %1.89'dir (Ek 13). K₂O'nun TiO₂ ile korelasyon katsayısı 0.94 olup aralarında pozitif kuvvetli korelasyon, MnO ile 0.73 olup pozitif iyi korelasyon, P₂O₅ ile 0.55'dir ve pozitif orta korelasyon, Cr₂O₃ ile 0.27 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 13).

K₂O'nun korelasyon katsayısı Cu ile 0.80, Zn ile 0.92, Rb ile 0.98, Zr ile 0.86, Pb ile 0.92 ve U ile 0.89 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ni ile 0.76, Ba ile 0.79'dur ve pozitif iyi korelasyon, La ile 0.69 olup pozitif orta korelasyon, Co ile 0.16, Sr ile 0.26 ve Th ile 0.12 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Mo ile de -0.05 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14).

Titanyum

TiO₂'nin en fazla değeri %0.89, en az %0.38 ve ortalama ise %0.71'dir (Ek 13). TiO₂'nin korelasyon katsayısı MnO ile 0.73'tür ve bu iki element arasında pozitif iyi korelasyon vardır. MnO'nun korelasyon katsayısı P₂O₅ ile 0.46 ve Cr₂O₃ ile 0.43 olup pozitif zayıf korelasyon vardır (Ek 13).

TiO₂'nin korelasyon katsayısı Ni ile 0.82, Zn ile 0.91, Rb ile 0.90, Zr ile 0.92, Ba ile 0.81, Pb ile 0.89, U ile 0.80 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Cu ile 0.76'dır ve pozitif iyi korelasyon, La ile 0.62'dir ve pozitif orta korelasyon, Co ile 0.31, Sr ile 0.07 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir. TiO₂'nin korelasyon katsayısı Mo ile -0.06 ve Th ile -0.01 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14).

Fosfor

P₂O₅'in en fazla değeri %0.17, en az %0.04 ve ortalama ise %0.10'dur (Ek 13). Korelasyon katsayısı, MnO ile 0.37, Cr₂O₃ ile 0.03 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 13).

P₂O₅'in korelasyon katsayısı Sr ile 0.65, U ile 0.51 olup pozitif orta korelasyon, Rb ile 0.42, Zr ile 0.46, Pb ile 0.45'dir ve pozitif zayıf korelasyon, Ni ile 0.23, Cu ile 0.33, Zn ile 0.32, Mo ile 0.04, Ba ile 0.27, La ile 0.26 ve Th ile 0.34 olup pozitif çok zayıf korelasyonu vardır. P₂O₅'in Co ile korelasyon katsayısı ile -0.12'dir ve aralarında negatif çok zayıf bir korelasyon bulunur (Ek 14).

Mangan ve Krom

MnO'nun en fazla değeri %0.26, en az %0.10, ortalama ise %0.19'dur (Ek 13). Cr₂O₃'ün en fazla % 0.06, en az % 0.02 ve ortalama ise % 0.04'tür (Ek 13). MnO'nun Cr₂O₃ ile korelasyon katsayısı 0.21 olup pozitif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 13).

MnO'nun korelasyon katsayısı Ni ile 0.83, Cu ile 0.93, Pb ile 0.83, Ba ile 0.97 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Cu ile 0.79, Rb ile 0.74 ile pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.63, La ile 0.62, U ile 0.64 olup pozitif orta korelasyon, Co ile 0.45 olup pozitif zayıf korelasyon, Mo ile 0.02, Th ile 0.12'dir ve aralarında pozitif çok zayıf korelasyon vardır. MnO'nun Sr ile korelasyon katsayısı -0.05 olup negatif çok zayıf korelasyon bulunur (Ek 14).

Cr₂O₃ ile Zr ile korelasyon katsayısı 0.57 olup pozitif orta korelasyon, Ni ile 0.47'dir ve pozitif zayıf korelasyon, Cu ile 0.27, Zn ile 0.38, Rb ile 0.24, Mo ile 0.18, Ba ile 0.28, La ile 0.30, Pb ile 0.25, U ile 0.30 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Co ile -0.07, Sr ile -0.13 ve Th ile -0.18'dir ve aralarında negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14).

Kobalt

Co'nın diğer iz elementlerle korelasyon katsayısı (r) Ni ile 0.41 ve Ba ile 0.47 olup pozitif zayıf korelasyon, Cu ile 0.28, Zn ile 0.31, Rb ile 0.19, Zr ile 0.21, La ile 0.04, Pb ile 0.33, U ile 0.06 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Sr ile -0.46'dır negatif zayıf korelasyon, Mo ile -0.03 ve Th ile -0.27 olup negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14).

Nikel

Ni'nin korelasyon katsayısı Cu ile 0.86, Zn ile 0.92, Rb ile 0.80, Ba ile 0.88 ve Pb ile 0.86 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Zr ile 0.76, La ile 0.79, olup pozitif iyi korelasyon, U ile 0.68 olup pozitif orta korelasyon, Sr ile -0.23, Mo ile -0.09 ve Th ile -0.03 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 14).

Bakır

Cu'nun korelasyon katsayısı Zn ile 0.86, Rb ile 0.83, Ba ile 0.92, Pb ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.76, U ile 0.70'dir ve pozitif iyi korelasyon, Zr ile 0.65 olup pozitif orta korelasyon, Th ile 0.21 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir. Cu'nun Sr ile korelasyon katsayısı -0.02, Mo ile -0.04 olup negatif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 14).

Çinko

Zn'nin korelasyon katsayıları Rb ile 0.95, Zr ile 0.82, Ba ile 0.87, Pb ile 0.92 ve U ile 0.80 olup pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.78 olup pozitif iyi korelasyon, Th ile 0.02

olup pozitif çok zayıf korelasyonu vardır. Zn'nin korelasyon katsayıları Sr ile -0.03, Mo ile -0.12 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 14).

Rubidyum

Rb'un Zr ve Ba ile korelasyon katsayısı 0.81, Pb ile 0.93, U ile 0.88 olup pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.74 olup pozitif iyi korelasyon, Sr ile 0.18, Th ile 0.06 olup pozitif çok zayıf korelasyon ve Mo ile -0.12 olup negatif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 14).

Stronsiyum

Sr'nin korelasyon katsayısı U ile 0.40 olup pozitif zayıf korelasyon, Zr ve Mo ile 0.11, Pb ile 0.12, Th ile 0.30 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Ba ile -0.10 ve La ile -0.05 olup negatif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 14).

Zirkonyum

Zr'nin korelasyon katsayısı Pb ile 0.81 olup pozitif kuvvetli korelasyon, Ba ile 0.70, U ile 0.76 olup pozitif iyi korelasyon, La ile 0.58 olup pozitif orta korelasyon, Mo ile 0.06 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Th ile -0.03 olup negatif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 14).

Molibden

Mo'nun korelasyon katsayısı U ile 0.03, Th ile 0.36 olup pozitif çok zayıf korelasyon, Ba ile -0.03, La ile -0.02, Pb ile -0.14 olup negatif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 14).

Baryum

Ba'un korelasyon katsayısı Pb ile 0.88 olup pozitif kuvvetli korelasyon, La ile 0.63, U ile 0.69 olup pozitif orta korelasyonu vardır (Ek 14).

Lantan

La'nın korelasyon katsayısı Pb ile 0.68, U ile 0.62 olup pozitif orta korelasyon, Th ile 0.16 olup pozitif çok zayıf korelasyona sahiptir (Ek 14).

Kurşun

Pb'nin U ile korelasyon katsayısı 0.88 olup pozitif kuvvetli korelasyon vardır. Th ile -0.02'dir ve negatif çok zayıf korelasyon vardır (Ek 14).

Uranyum

U'un Th ile korelasyon katsayısı 0.13 olup pozitif çok zayıf korelasyonu vardır (Ek 14).

5.1.3 Ana ve iz element dağılımlarının değerlendirilmesi

Ayrıntılı analizleri yapılan paleosol, çamurtaşları ve kalışlerde izlenen ana oksitler ve iz elementlerin birbirleriyle ilişkili olanları açıklanmıştır.

Üç ayrı paleosol bulunduran seviyelerin ana oksitler ve iz elementleriyle ilişkileri genelde benzer özellikler gösterirler. Bu nedenle tüm paleosol seviyelerden ortak olarak bahsedilecektir.

Paleosol seviyelerindeki SiO_2 ; Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , K_2O , MnO ile pozitif kuvvetli, ya da iyi bir korelasyon gösterirler (Ek 9, 11, 13). Ana oksit değerleri aynı zamanda paleosollerde ana kayalarına kıyasla daha fazladır. Bu durum pedojenez sırasındaki ayrışma ürünlerinden dolayı kazanılmış olmalıdır. SiO_2 , CaO ile negatif kuvvetli bir korelasyona sahiptir. SiO_2 'nin arttığı seviyelerde CaO miktarlarında azalma, CaO miktarlarının arttığı seviyelerde ise SiO_2 değerlerinde azalış sözkonusudur. Bütün ana oksit değerleri ve bunları oluşturan elementlerin birbirleriyle yakın ilişkide olması bunların kimyasal bakımdan benzer özellikler göstermesi, miktarlarındaki artış/azalış ise malzeme taşınımına ve ortamsal koşullara bağlıdır.

CaO, Sr ile pozitif orta-zayıf, Ba ile negatif kuvvetli bir korelasyon ilişkisi vardır. Süzülme oranını belirleyen Ba/Sr oranı da paleosol seviyelerinde görece yüksek ama kalış seviyelerinde ise daha düşüktür. Dolayısıyla kurak iklim ürünü olan kalış seviyelerinde yıkanmanın az olmasından dolayı ortama çok az gelen Ba ile CaO arasında istatistiksel olarak da belirlenen negatif bir ilişki saptanmıştır.

Paleosol seviyelerinde Ni, Cu, Zn, Rb, Zr, Ba, Pb ve U elementleri aralarında pozitif bir ilişki olduğu ve aynı zamanda bu seviyelerde arttığı gözlenmiştir (Ek 4, 6, 8, 10, 12, 14). Çamurtaşlarında ise Zr, Ba, Pb gibi elementlerin paleosol seviyelerindeki değerler yakın olduğu ve çok belirgin bir zenginleşme olmadığı gözlenmiştir. Kalış seviyelerinde ise Sr ve U elementlerinde belirgin bir artış söz konusudur.

Paleosol seviyelerinde gerek ana oksit gerekse iz elementlerdeki görece zenginleşme, paleosollerin olduğu ortama taşınan (su, rüzgar) malzemenin özelliğine (ayrışmaya dayanıklı element olup olmadığı), taşınırken çevre kayalarından kazandığı elementlere, yüzeydeki orijinal malzemenin ayrışması ve bütünüyle bunları kontrol eden iklimsel parametrelere bağlıdır.

5.2 Duraylı İzotop Jeokimyası

Duraylı izotop analizleri kullanarak paleoklimatoloji ve paleovejetasyonu üzerinde yorumlamalar yapabilmek için, pedojenik karbonatın doğru bir şekilde örneklenmesi gereklidir. İnce lifler (filaments), sarınımlar (coatings) ve kutanlar (cutan) üst toprak zonu içinde görece hızlı karbonat çökelimini yansıtır. En üst toprak horizonları (A,E ve en üst B) bitki büyümesi ve hayvan hareketlerinin olduğu esas zondur. Bu toprak horizonlarında çökelen karbonatlar hem bitki örtüsünü hem de daha büyük karbonat nodüllerinden daha fazla penetre edilen atmosferik CO₂'in kayıtlarını yansıtır. Bu durum oldukça basittir çünkü karbonat nodülleri kurak-yarı kurak bölgelerde (Gile vd. 1966, Bachman ve Machette 1977, Machette 1985) eğer mevcutsa toprak alt horizonlarında yüzbin yıldan daha fazla bir sürede oluşur. Yani, ince lifler, sarınımlar ve kökler etrafında oluşan kutanlar, atmosferik CO₂'a karşı toprak solunumlu CO₂ oranını yansıtabilir.

Sadece vejetasyon tipini ortaya koymak için gerek kalış oluşum modelindeki 1. evreye benzeyen esas toprak kesikleri, sarınımları ve bazen ince lifsi yapılar, ile gelişimin ileriki evrelerinde oluşan nodüller ve tabakalı kalışlarda, pedojenik karbonat olarak bu tez çalışmasında tercih edilmiştir. Bu pedojenik karbonatların oksijen izotop bileşimleri, oluştukları zamandaki meteorik su koşullarını esas itibarıyla yansıtır. Çünkü görece hızlı oluşan karbonat çökelleri kısa bir periyot boyunca iklim değişimlerinin kayıtları altına alabilirler. Benzer şekilde aynı seviyedeki paleosol örneğinden elde edilen toprak organik karbonu, organik madde (vejetasyon tipini yansıtır-C₃,C₄) ile ilişkili olarak izotop analizlerinde yorumlamalarda kullanılır.

Toprak organik maddesi ve toprak karbonatındaki duraylı izotopların oranları, toprağı oluşturan süreçlerdeki iklimin etkisini belirleme de önemli belirteçlerdir. Pedojenik karbonatın oksijen (O) ve karbon (C) izotop bileşimlerinden yararlanarak paleoiklimi (sıcaklık, PCO₂), paleometeorik suyun bileşimini ve paleoekosistemi oluşturmaya yönelik birçok çalışma vardır (Cerling 1984, 1991, Cerling vd. 1989, Quade vd.1989a,b, Hays ve Grossman 1991, Mora vd. 1991, Andrews vd. 1998, Tandon ve Andrews 2001, Dworkin vd. 2005).

5.2.1 Yanma metodu (combustion) ve pedojenik karbonat analizleri

Örnek hazırlama prosedürü

Deneysel gereksinimlerden dolayı, duraylı izotop değerlerinin ölçülmesi için karbon ve oksijenin CO₂'e dönüştürülmesi gerekmektedir. CO₂'ye dönüştürülen her metod organik (sadece karbon-C-) ya da inorganik (karbon ve oksijen) oluşumları, örneğin izotop fraksiyasyonuna neden olmamalıdır (Boutton 1991).

İzotop analizi için organik örneklerin CO₂'e dönüşümü, oksijenin fazlalığı içinde kuru yakma metodu ile elde edilir. En basit ve en hızlı metod, örneklerin vakumu alınmış, içine oksijen kaynağı olarak CuO'nun konulduğu kuvars tüpünün ağzının kapatılarak yakma işlemi şeklindedir (Buchanan ve Corcoran 1957, Frazer ve Crawford 1963).

Karbonat karbonu konsantre olmuş fosforik asitle vakum altında reaksiyonla CO₂'e dönüştürülür. Çünkü karbonat asidifikasyonu ile elde edilen CO₂ içindeki oksijen, karbonattan kaynaklanır. Bu prosesden elde edilen CO₂, karbonat örneklerinin karbon ve oksijen izotop bileşenlerini ölçmek için kullanılabilir. Asidifikasyon için fosforik asit susuz olmalı, reaksiyon sıcaklığı bilinmeli ve sabit kalmalıdır.

İzotop Jeolojisi laboratuvarında, yapılacak ilk iş örneklerdeki gözle görülebilen organik maddelerin uzaklaştırılması olmuştur. Daha sonra paleosol örnekleri hafifçe öğütülmüş ve 0.063 mm'lik elekden elenmiştir. Örneklerin toz haline geldikten sonra paleosol örnekleri ve pedojenik karbonat için uygulanacak işlemler farklıdır.

Pedojenik karbonat analizi için, örnekler tartılmış ve 100%'lük fosforik asitten 3 ml Pyrex (ısıya dayanıklı cam-borcam) Rittenberg reaksiyon kabına (vessel) konulmuştur. Bu reaksiyon kabı vakumu (vacuum gauge) 10 mTorr'a düşene kadar boşaltılmış ve bir ısıtıcı ile yaklaşık 1 saat kadar muamele edilip, organiklerin yanması sağlanmıştır. Daha sonra reaksiyon kabı en az 3 saatlik 25°C'lik su banyosuna konulmuştur. Fosforik asit yan koldaki paleosol örneği üzerine yavaş yavaş boşaltılmış ve reaksiyona girmesi sağlanmıştır ve de bir gece 25°C'lik bir sıcaklıkta bütün kabarcıklar kaybolana kadar

reaksiyona bırakılmıştır. CO₂, oksijen ve karbon analizleri için kriyojenik (cryogenic-soğutma) damıtma ile toplanmıştır.

Organik karbon analizleri için, 2 g elenmiş paleosol örneği, karbonatları ortadan kaldırmak için en az 15 saat 25°C 2 N HCl ile muamele edilmiştir ve sonra pH >3 den olacak şekilde damıtık su ile arındırılmıştır. Bir kuvars tüpü içine, kurutulmuş ve tümüyle tartılmış olan örneğin üzerine, bir küçük partiküllü Cu, CuO (tartılmış örneğin 2 katı kadar, yaklaşık 1 g) ve 50 mg Ag folyo konulmuştur. Kuvars tüpü en az 4 saat kadar vakum düzeneğinde vakumun boşatılması için beklenmiş ve sonrasında yakma meşalesi (torch) ile tüpün ağzı kapatılmıştır. Hazırlanan bu tüpler 800 °C 'lık bir fırında bir gece bekletilmiştir. CO₂, 25°C'ye kadar soğutulmuş tüplerden kriyojenik (cryogenic) damıtma ile toplanmıştır.

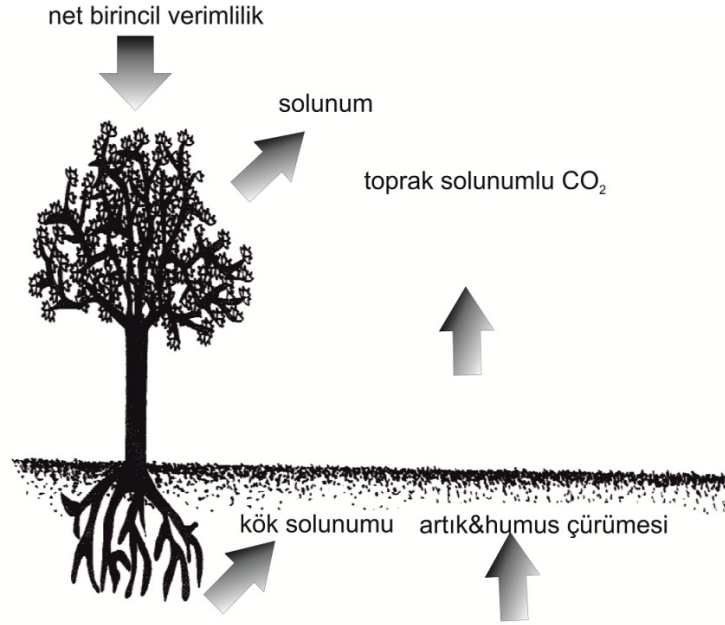
Organik maddeden yakma metodu ve %100 fosforik asitle reaksiyona giren pedojenik karbonatlardan elde edilen CO₂'in izotop bileşimi, University of Illinois-Urbana kampüsündeki Illinois State Geological Survey (ISGS) İzotop Jeokimyası Laboratuvarında, Finnigan MAT-252 IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) kütle spektrometresinde belirlenmiştir.

İnceleme alanında iki kesitten (Bekilli ve Çal) 100 paleosol örneği, 59 adet pedojenik karbonat (nodül, lifler vb.); Mallıkkaşı mevkiindeki yer yer tabakalı kalış ve nodüllerden de 6 adet pedojenik karbonat örneği olmak üzere toplam 165 örneğin analizi yapılmıştır.

5.2.2 Karasal bitkilerdeki karbon izotop ($\delta^{13}\text{C}$) değişkenliği

Karbonattaki C-izotopları, denizel karbonat ve derin gömülme boyunca oluşan karbonat çimentolarla karşılaştırıldığında daha hafiftirler (PDB-belemnite standartına göre daha negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri) (Cerling 1984, Quade vd. 1989b). Paleosollerin karbon izotop bileşimi, paleoatmosferik CO₂, toprak havalanma derecesi ve ağaçlı bitkilerin (Calvin döngüsü veya C₃ fotosentezi) tropikal bitkilere (Hatch-Slack veya C₄ fotosentezi) karşı göreceli oranlarını belirlemede kullanılır (Cerling 1991,1992a, Driese vd. 1992).

Topraklardaki CO₂ hem biyolojik süreçlerle (organik madde bozunması ve kök solunumu) hem de moleküler difüzyon yoluyla toprağı üzerleyen atmosferik CO₂'den kaynaklanır (Şekil 5.10) (Amundson vd. 1989a).



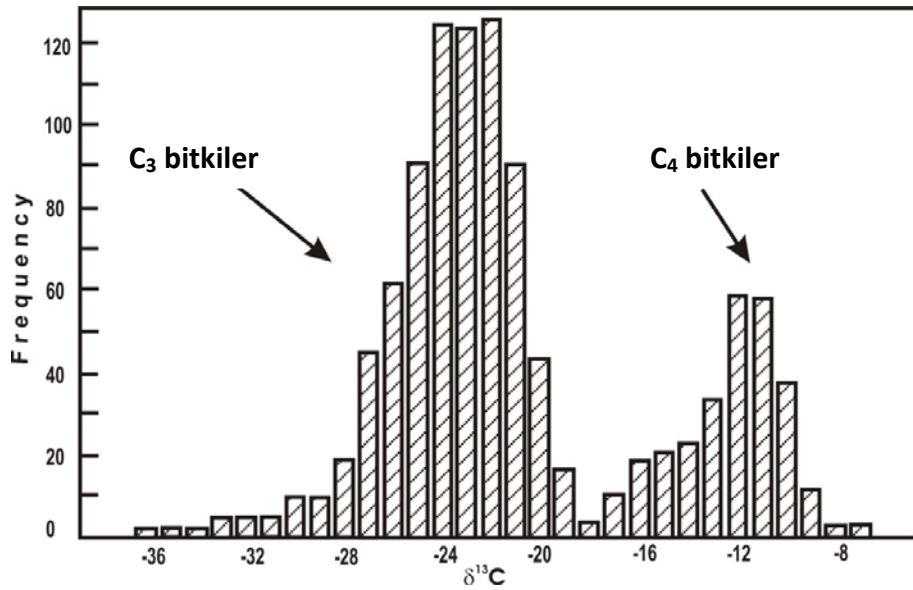
Şekil 5. 10 Karasal biyosferden atmosfere geçen ana CO₂ akışları (Amundson vd. 1989a'dan alınmıştır)

Karasal bitkiler 3 farklı ana fotosentez tipine göre sınıflandırılırlar; bunların her biri istatistiksel olarak belirlenmiş karbon izotop bileşenine sahiptir (Bender 1968, 1971). Bu üç fotosentez tipi C₃, C₄ ve CAM (Crassulacean Acid Metabolism) bitkiler olarak bilinirler. Bunlar farklı iklim tiplerine ve karasal şartlara adapte olmuşlardır. C₃ bitkiler tüm bilinen bitki türlerinin hemen hemen %85'ini; CAM yaklaşık %10'nu ve C₄ ise geriye kalan %5'lik kısmı oluştururlar (Salisbury ve Ross 1985). C₃ bitkiler; ağaçlar, çalılar (odunsu türleri) ve soğuğa adapte olabilen ve 15-35°C sıcaklık ile 10-25%'lik tam güneş ışığını alabilen dağ çimenleridir. C₃ bitkiler fotosentezindeki (4.4% difüzyon evresi) atmosferik ¹³CO₂'i ve %28 enzim karbon fiksasyon evrelerini güçlü bir şekilde ayırt ederler. Böylece bunların δ¹³C değerleri -20‰ ile -35‰ arasında olup, ortalama -27‰ 'dir (Smith 1972, Deines 1980, O'Leary 1981, Ehleringer 1988).

C₄ bitkiler, tropikal çimenler-otlaklar, bazı sazlıklar, bazı sütlegen (euphorbia) türleridir. Güçlü güneşlenme etkisi ile yüksek sıcaklık bakımından zenginleşmişlerdir ve güçlü su basıncına dayanıklıdırlar. 30-45°C'lik sıcaklıklarda ve %100 tam güneş ışığına maruz

kalırlar. Fotosentezlerindeki atmosferik $^{13}\text{CO}_2$, C_3 bitkilerine göre daha az ayrımlaştırırlar. C_4 bitkilerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -8‰ ile -16‰ arasında olup, ortalama -12‰'dir (Deines 1980, Ehleringer 1988).

CAM bitkileri (kaktüs ve diğer sucul bitkiler), $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri -10‰ ile -22‰ arasındadır ve ortalama -16‰'dir (Eickmeier ve Bender 1976, Szarek ve Troughton 1976, Mooney vd. 1977, Winter vd. 1978) ve bu bazen C_3 ve C_4 bitkilerinden ayrı tutulmalarına neden olur. CAM bitkileri, iklim sıcak ve su basıncı etkili olduğunda CO_2 'i geceleri Hatch-Slack fotosentez yolu ile, gündüzleri Calvin fotosentezi ile alırlar. Fakat bu bitkiler sadece soğuk iklimlerde Calvin yoluyla karbonu alırlar. Ancak, CAM bitkiler karbon izotoplarından yararlanılarak iklimsel yorumlamalarda önemli yer teşkil etmezler çünkü bunlar biyomasın önemli bir oranını oluşturmazlar ya da çok nadir oluştururlar. Böylece doğal bitki $\delta^{13}\text{C}$ dağılımını tanımlamada, yaygın olarak C_3 ve C_4 bitkiler yaygın olarak kullanılır (Şekil 5.11).



Şekil 5.11 Karasal bitkilerin $\delta^{13}\text{C}$ sıklık dağılımı (Deines 1980)

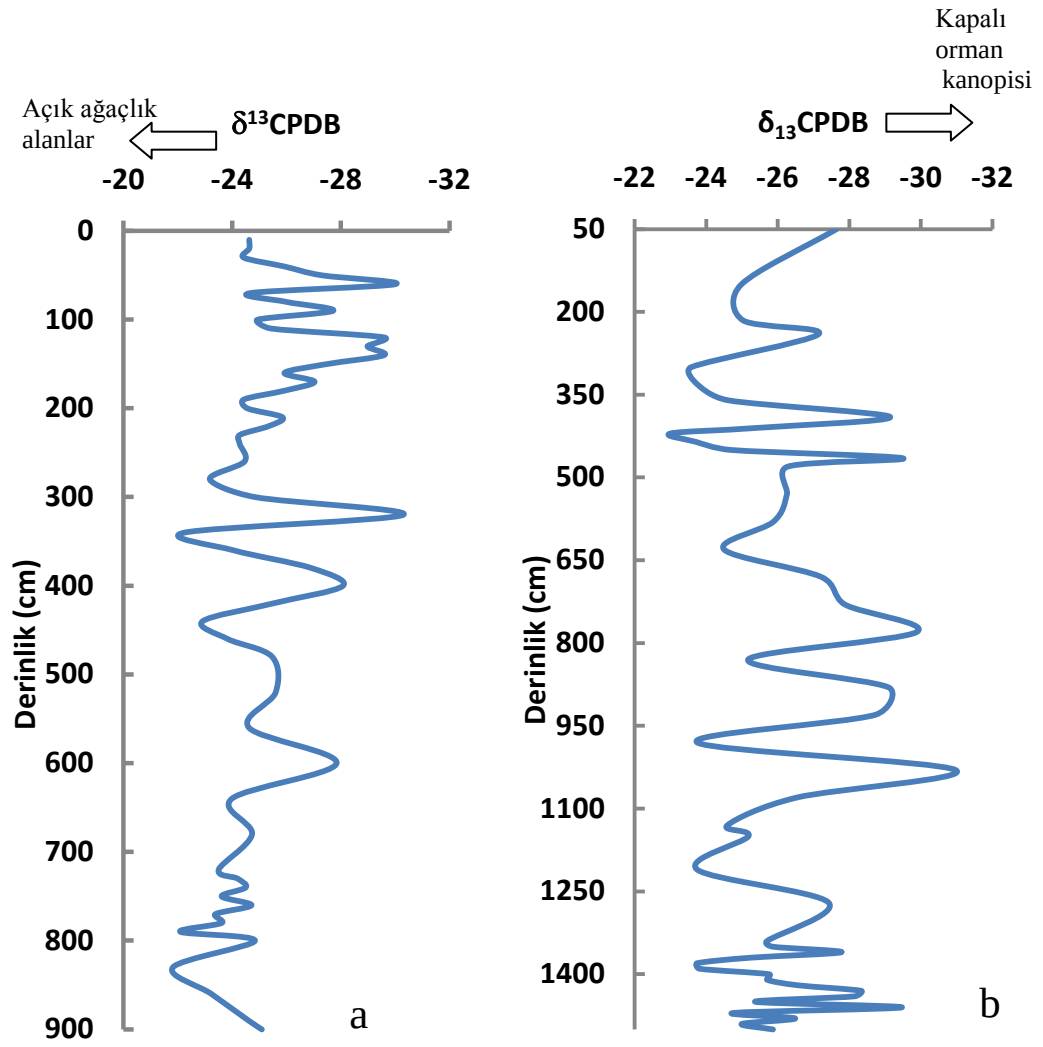
C_3 fotosentez yolu, yüksek atmosferik $\text{P}(\text{CO}_2)$ şartlar altında gerçekleşir (Ehleringer vd. 1991). C_3 bitkilerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, birkaç nedenden dolayı değişken olabilir. C_3 bitkiler içinde, $\delta^{13}\text{C}$ içinde zenginleştirilmiş olan yüksek su kullanım verimliliğine bir yönelim duyarlar. Böylelikle kurak ortamlarda yetişen C_3 bitkiler, daha az su basıncına maruz

kalan ortamlarda yetişenlerden daha fazla pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerine sahiptir (Ehleringer 1988). C_3 bitkilerin izotop bileşimi atmosferin izotop bileşimi tarafında da kontrol edilir. Atmosferin bu değerleri günümüzde yaklaşık -8‰, 1850’li yıllarda sanayileşme ile -6.5‰ değerlerindedir (Friedli vd. 1986, Marino ve McElroy 1991). Kapalı bir orman kanopisi (canopy) altında, yerel atmosferin CO_2 içeriği, küresel ortalama değerden daha yüksektir. Bitkiler ve atmosferin $\delta^{13}\text{C}$ içeriği, atmosferin bu ortalama değeri içerisindeki ^{13}C , önemli oranda tüketebilir. Bunun sonucunda $\delta^{13}\text{C}$ değerleri atmosfer için -14‰, bitkiler için -37‰ şeklinde olabilmektedir (Medina ve Minchen 1980, Van der Merwe ve Medina 1991).

Toprak karbonatının oksijen izotop bileşimi ($\delta^{18}\text{O}$, Peedee belemnite -PDB-) sıcaklık ve toprak suyunun $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile belirlenir (Cerling 1984, Wang vd. 1993) ve böylece bu karbonatların çökeldiği toprak suyunun $\delta^{18}\text{O}$ hakkında bazı bilgiler sağlanabilir.

5.2.3 Karbon izotop ($\delta^{13}\text{C}$) sonuçları

Çalışma alanındaki Bekilli yöresi paleosol içeren seviyelerin elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ (toprak organik maddesi için SOM-PDB değeri) değerleri -22‰ ile -30‰ arasındadır ve ortalama -25‰ (Şekil 5.12a, Çizelge 5.1); Çal-Hancalar yöresi kesitindeki değerler ise -23‰ ile -31‰ arasındadır ve ortalama -26‰’dir (Şekil 5.12.b, Çizelge 5.2). Bu sonuçlar, her iki kesitteki paleosollerin izotopik olarak oldukça hafif organik maddeye sahip olduğunu gösterir.



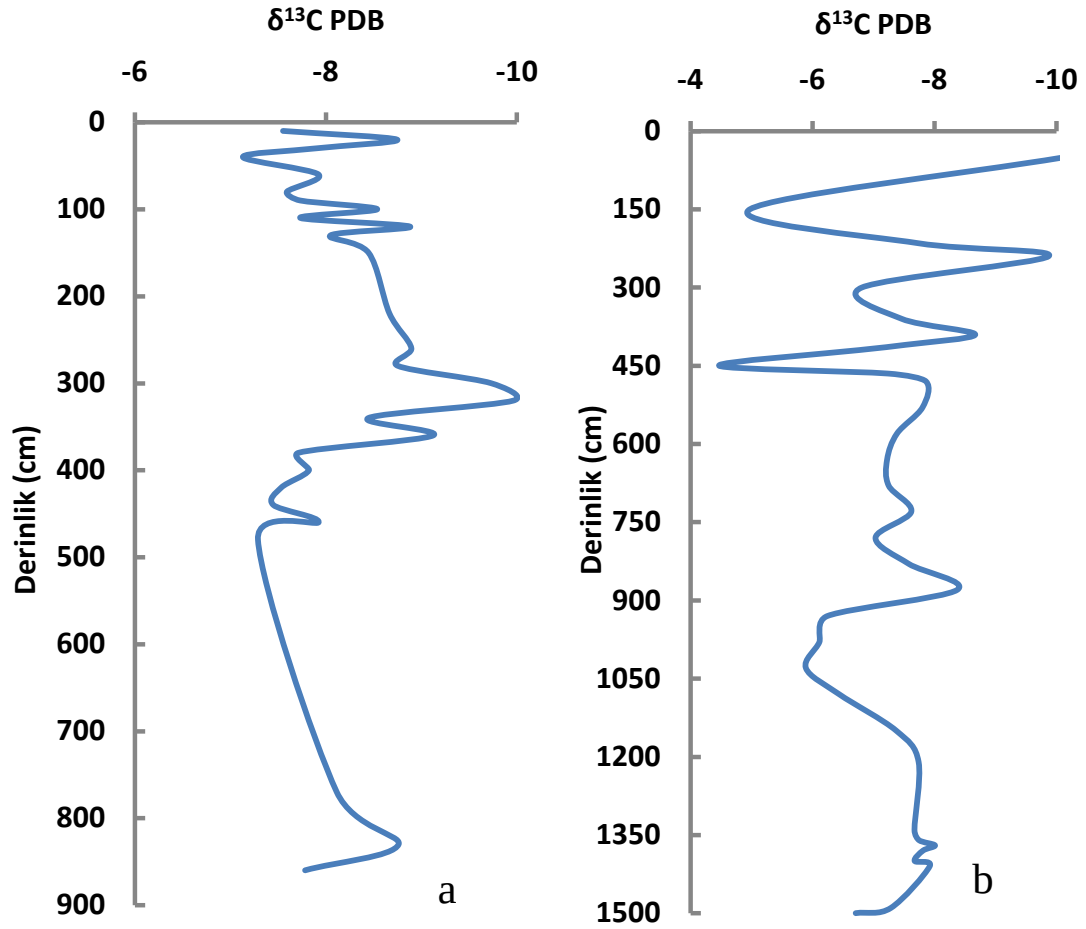
Çizelge 5.1 Bekilli yöresi örneklerinin duraylı izotop analizi sonuçları

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{soc}}$
B1.1	-7.55	-7.08	-24.63
B1.2	-8.74	-7.21	-24.63
B1.3	-7.9	-7.28	-24.42
B1.4	-7.13	-7.43	-25.93
B1.6	-7.92	-7.46	-30.01
B2.2	-7.59	-7.19	-26.00
B2.6	-8.88	-8.58	-29.60
B2.7	-8.05	-7.64	-28.98
B2.9	-8.44	-8.60	-27.49
B3.4	-8.66	-6.94	-25.34
B4.1	-8.89	-7.04	-24.45
B4.2	-8.75	-7.04	-23.18
B4.3	-9.72	-7.03	-24.89
B4.4	-9.96	-6.61	-30.30
B4.6	-9.12	-7.23	-22.25
B5.2	-7.82	-7.65	-24.06
B5.3	-7.53	-7.47	-25.49
B5.4	-7.45	-7.54	-22.91
B5.6	-7.29	-7.64	-25.47
B7.6	-8.11	-8.60	-23.38
B8.1	-8.76	-8.28	-21.32
B8.2	-7.78	-8.35	-23.24

Çalışma alanındaki pedojenik karbonat analizinin $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) sonuçları Bekilli yöresindeki örnekler için -7.13‰ ile -9.96 ‰ arasında olup, ortalama -8.22‰'dir (Şekil 5.13.a, Çizelge 5.1). Çal-Hancalar yöresinde ise, -4.46‰ ile -10.13‰, ortalama -7‰. (Şekil 5.13.b, Çizelge 5.2). Mallıkkaşı yöresindeki yumrulu ve masif kalışlerin $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ise -7.32‰ ile -7.84‰ ve ortalama -7.49‰'dur.

Çizelge 5.2 Çal-Hancalar yöresi örneklerinin duraylı izotop analizi sonuçları

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{soc}}$
C13	-10.13	-8.20	-24.54
C12	-4.97	-7.62	-27.98
C11	-7.73	-6.55	-25.02
C10	-9.82	-6.49	-27.14
C9.5	-6.80	-6.27	-23.58
C9.3	-7.46	-6.52	-24.62
C9.2	-8.66	-7.08	-29.14
C9.1	-7.51	-5.58	-25.40
C8.4	-6.76	-6.68	-23.00
C8.2	-4.46	-8.85	-24.70
C8.1	-7.23	-7.99	-29.50
C7.5	-7.86	-7.10	-26.28
C7.4	-7.80	-7.18	-26.57
C7.3	-7.38	-7.23	-26.87
C7.2	-7.22	-7.17	-24.93
C7.1	-7.24	-7.17	-30.97
C6.4	-7.62	-7.70	-24.87
C6.3	-7.03	-7.16	-27.88
C6.2	-7.57	-7.14	-25.16
C6.1	-8.37	-8.55	-29.19
C5.4	-6.24	-8.06	-28.72
C5.3	-6.11	-7.66	-23.45
C5.2	-5.89	-7.70	-30.97
C5.1	-6.43	-7.05	-26.71
C3.3	-7.37	-8.14	-25.17
C3.2	-7.74	-8.25	-23.79
C2.5	-7.67	-7.41	-25.69
C2.3	-7.74	-7.46	-27.83
C2.2	-8.00	-7.41	-25.23
C2.1	-7.81	-7.36	-23.74
C1.11	-7.67	-7.28	-25.69
C1.2	-7.28	-7.66	-24.99
C1.1	-6.70	-7.86	-25.86



Şekil 5.13 Pedojenik karbonatın $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) değerlerinin derinlikle değişimi

a. Bekilli yöresi pedojenik karbonatları

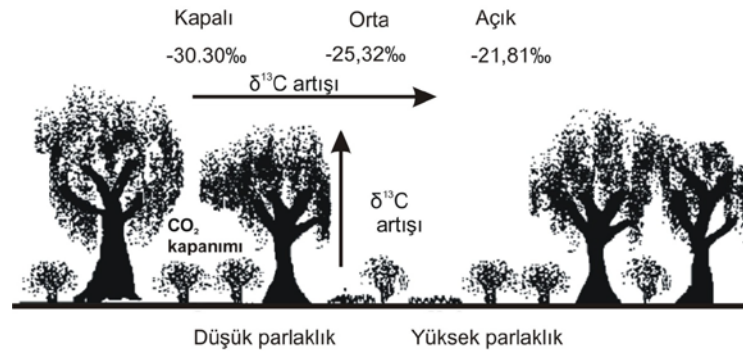
b. Çal-Hancalar yöresi pedojenik karbonatları

Çal-Hancalar yöresindeki, 450 cm deki -4.5‰ ile 150 cm'deki -5‰ değerleri gibi bazı değerler izotopik olarak diğerlerinden belirgin şekilde farklıdır ve bu durum düşük toprak solunumu oranları ile açıklanabilir. İlaveten bu paleosollerde CO_2 için ortalama toprak derinliği sığ olmuş olabilir (<5 cm) ve toprak solunum oranı muhtemelen düşüktür (Driese vd, 1992). Sonuçta, toprak CO_2 'i (karbonatı) Pliyosen döneminde izotopik olarak ağır atmosferik CO_2 'den kısmen etkilenmiş olabilir.

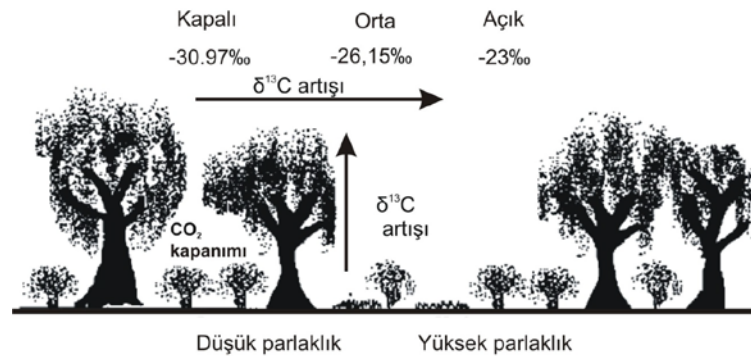
Gerek toprak organik maddesinin çok düşük negatif değerlerde olması (Şekil 5.12) ve pedojenik karbonattaki $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) değerleri (Şekil 5.13), çalışılan alandaki Pliyosen yaşlı paleosollerde, yerel ekosistemde tümüyle C_3 bitkilerin egemen olduğunu gösterirler (Şekil 5.11). Bazı fazla negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, bitki yoğunluğundaki

farklılıklardan, C₃ bitkilerinin kendilerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinden veya diğer faktörlerden kaynaklanmış olabilir. Örneğin, $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin azalışı kapalı bir orman kanopisini (canopy) yansıtır (Medina and Minchen 1980, Van der Merwe ve Medina 1991) ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin artışı yoğun şekilde açık ağaçlık alanları (woodland) yansıtır (Quade vd. 1995, Codron vd. 2005).

Ehleringer vd. (1986), Çin’de 3 farklı örtülü ormanlık (%100 C₃) alandaki bitkilerin karbon izotop bileşimini incelenmiş ve sonuçta bunların farklı yoğunluklarda olduğunu göstermiştir. Bitkiler ‘kapalı kanopi’ (closed canopy), ‘orta’ (intermediate) ve ‘açık kanopi’ (open canopy) olarak ayırt etmiş ve ortalama değerlerini sırasıyla -30.9‰, -29.3‰ and -27.1 ‰ olarak belirlemiştir. Araştırmacılar bu farklılıkları büyük oranda kapalı ormandan açık ormanlara kadar giden parlaklık süreci boyunca bitkiler tarafından alınan nem basıncı ve parlaklığındaki farklılıklara dayandırmıştır (Şekil 5.14,15).



Şekil 5.14 Bekilli alanında seyrek orman vejetasyonunun ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (Quade vd. 1995’den uyarlanmıştır)



Şekil 5.15 Çal-Hancalar alanında seyrek orman vejetasyonunun ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (Quade vd. 1995’den uyarlanmıştır)

Çin’de yapılan bu çalışmanın benzeri Amazon tropik ormanlarında yapılmıştır. Burada kapalı bir orman kanopisi altında, yerel atmosferin CO₂ içeriği ortalama global değerden, atmosferin (-14‰) ve bitkilerin (-37‰) $\delta^{13}\text{C}$ içeriğinden daha yüksektir (Medina ve Minchen 1980, Van der Merwe ve Medina 1991). Sonuçta çok düşük $\delta^{13}\text{C}$ değerleri çalışma alanında bazı seviyelerde de gözlemlendiği üzere kapalı bir orman kanopisini yansıtmaktadırlar.

Quade vd. (1995) çalışma alanının yakın çevresinde (Yunanistan ve doğu Akdeniz) ve Üst Miyosen dönemi paleosollerinde polen çalışmaları, çimenlerin varlığının çok nadir olduğunu kısmen yapraklarını döken ve yaprağını dökmeyen ağaçların (woodland-forest) varlığından bahseder (Blanc-Verner vd. 1973, Axelrod 1975, Sauvage 1977, Orgetta 1979, Bertolani-Marchetti 1982, Ioakim ve Solounias 1985, Solounias ve Dawson-Saunders 1988). Bununla beraber geviş getiren (ruminant) canlıların yokolmasının göstergesi olan çiğneme morfoloji (masticatory morphology) de Yunanistan’da Geç Miyosen (Turoliyen) boyunca çayırların değil, ağaçların (woodland) yerleştiğini destekler (Solounias ve Dawson-Saunders 1988).

Quade vd. (1995) Paşalar lokalitesinde Miyosen yaşlı fosil diş mineleri üzerinde yaptıkları çalışmada diş minesindeki karbonatın $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) değerlerini -13.5 ‰ ve -9.0 ‰ arasında olduğunu ve tüm memelilerin Paşalar lokalitesinde büyük oranda C₃ bitkilerden beslendiğini saptamışlardır. Araştırmacılar, Ege Bölgesi etrafında birçok yerdeki hemen hemen bütün Neojen yaşlı paleosollerdeki karbonatların karbon izotop bileşimini analiz etmişler ve bu sonuçların Paşalar’daki değerlerle benzer olduğunu göstermişlerdir.

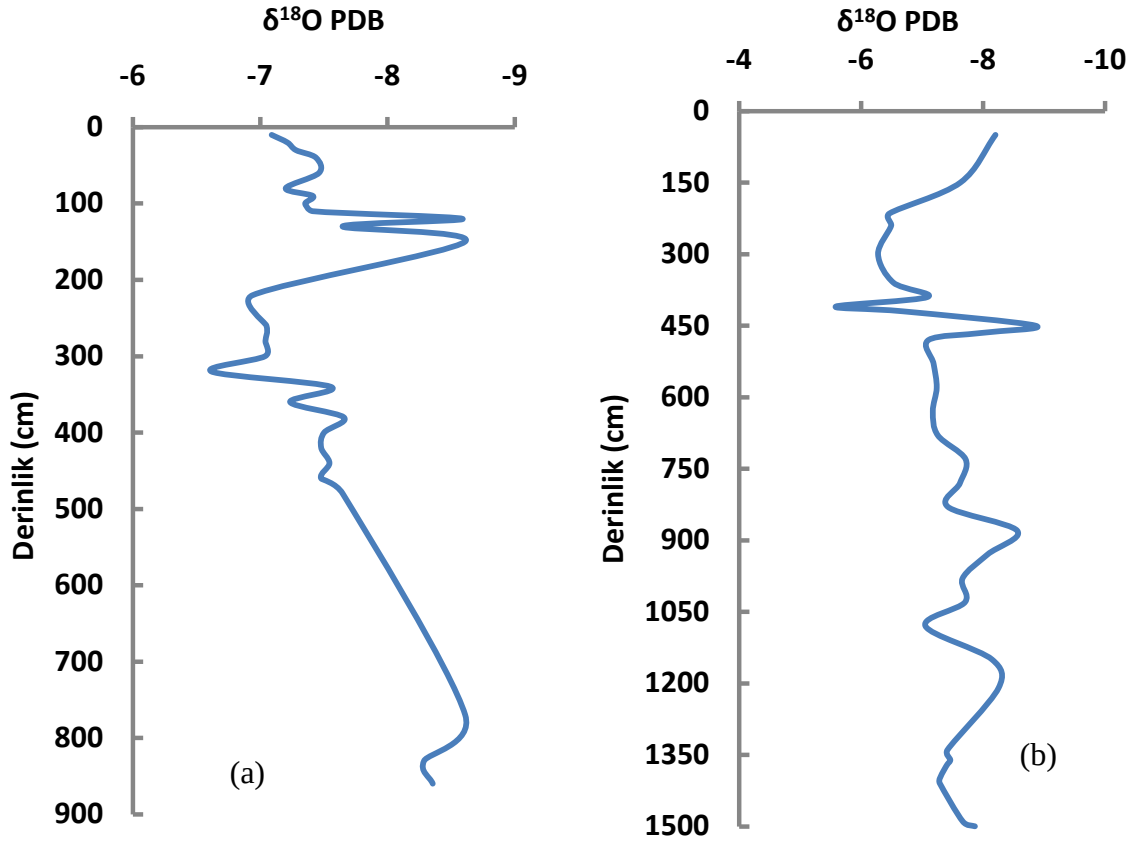
Miyosen/Pliyosen dönemi C₄ tip bitkilerin hızlıca geliştiği bir dönemdir. C₄ tip bitkilerdeki artışı, Asya, Afrika, K-G Amerika’daki fosil dişlerindeki C izotop oranlarındaki değişiklikler ortaya koymuştur (Cerling vd. 1997). Bu değişiklik genelde düşük enlemlerde gerçekleşmiştir. C₃ tip fotosentez daha ılık sıcaklıklarda gerçekleşir. Bu nedenle çalışma alanı ve çevresinde Akdeniz iklimi hakim olan bölgelerde C₄ tip bitkilerin gelişimi sınırlıdır. Yazlar kurak olduğundan, bahar mevsimi büyüyen mevsimdir (spring growing season) (Cerling ve Quade 1993).

Gerek toprak organik maddesinden gerekse de pedojenik karbonattan elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde hem negatif hem de görece pozitif değerler elde edilmiştir. Negatif değerler, çalışma alanındaki Pliyosen yaşlı paleosollerin yer yer kanopi etkisi olarak tanımlanan düşük yoğunluklu, yüksek nemli ve düşük $\delta^{13}\text{C}$ değerli bir atmosferik CO_2 'ye sahip olduğunu, kısmen daha pozitif değerler ise $\delta^{13}\text{C}$ zenginleşmesinin olduğu açık ağaçlık (open woodland) alanları ve C_3 bitkilerinin varlığını gösterir (Şekil 5.12-5.13). Pliyosen yaşlı paleosollerdeki bulgular, çalışma alanının yakın çevresinde Üst Miyosen paleosollerinde yapılmış çalışmaları da desteklemekte olup, Doğu Akdeniz bölgesinde Üst Miyosen ve Pliyosen döneminde benzer bitki örtüsünün varlığını gösterir.

5.2.4 Oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) sonuçları

Paleosol karbonattaki $\delta^{18}\text{O}$, meteorik suyla ilişkili olan toprak suyu ve sıcaklık ile kontrol edilir. Toprak suyu, meteorik su, mevsimsel suyun farklı oranlarda süzülmesi ve evaporasyonla beraber devamlı izotop zenginleşmeler gibi parametrelere bağlıdır. Dolayısı ile toprak karbonatının $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıcaklık, yağış ve evaporasyon gibi lokal etkilerle değişebilir. Bekilli ve Çal yöresindeki pedojenik karbonatın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla -6.6‰ ile -8.6‰, ortalama -7.52‰ ve -5.81‰ ile -8.85‰ arasında, ortalama -7.76‰ 'dir (Şekil 5.7). Mallıkkaşı yöresi pedojenik karbonatları ise, -6.49‰ ile -7.42‰ arasında, ortalama -6.94‰'tür.

Grafiklerde görüldüğü üzere bazı değerler diğerlerine göre daha negatiftir. $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde gözlenen bu değişiklik, meteorik su içindeki $\delta^{18}\text{O}$ 'ın azaldığını gösterir (Cerling 1984.) Bu duruma, yaz yağışlarına kıyasla daha fazla kış yağışı olması, lokal ve global ortalama sıcaklıklarda düşme gibi nedenler olabilir (Dansgaard 1964, Yurtsever 1975).



Şekil 5.16 Pedojenik karbonatların $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin derinlikle değişimi.

- a. Bekilli yöresi pedojenik karbonatları
- b. Çal-Hancalar yöresi pedojenik karbonatları

Genellikle daha pozitif olan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıcak ve kurak koşullarla, daha negatif olan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri daha soğuk ve/veya nemli koşullar ile ilişkilidir (Cerling, 1992), çünkü meteorik sular daha serin ortamlarda ^{18}O içinde tüketilmiştir.

Toprak organik maddesinin karbon izotop değerleri ile pedojenik karbonatlardaki karbon ve oksijen izotop değerleri paleo-ortamsal (özellikle de paleo-vegetasyon ve paleo-iklimsel) yorumlamalar için çok güçlü kanıtlar sağlarlar. Bütün bu duraylı izotop sonuçları, çalışma alanındaki Pliyosen yaşlı paleosollerinin ağaçlar, çalılılar ve gölgeye adapte olmuş çimenlerin olabileceği C_3 bitkilerince hakim bir ekosistem tarafından desteklendiğini göstermektedir. Pedojenik karbonatın oksijen izotop bileşimi sonuçları ise bu dönemde daha kurak-yarı kurak ve dönemsel ıslak-nemli gibi iklim dalgalanmalarının olduğunu göstermektedir.

6. TARTIŞMA ve YORUMLAR

Denizli'nin KD'da yer alan Çal-Çivril-Karahallı çevresindeki paleosoller ve bunları bulunduran birimlerin sedimantolojik, paleopedolojik, mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve paleo-ortamsal özellikleri ayrıntılı çalışılmıştır. Bunlara ek olarak bölgenin genel stratigrafik ve tektonik yapısı da bulgular ışığında ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Bu çalışmayla elde edilen veriler aşağıdaki başlıklar altında değerlendirilmiştir.

1. Stratigrafik sonuçların yorumu
2. Sedimantolojik-paleopedolojik sonuçların yorumu
3. Mineralojik-petrografik sonuçların yorumu
4. Jeokimyasal ve paleo-ortamsal sonuçların yorumu
5. GB Anadolu'nun Neojen dönemindeki iklimine ait sonuçlarının yorumu

6.1 Stratigrafik Sonuçların Yorumu

Bu çalışma ile tezin ana konusunu oluşturan paleosol seviyelerinin stratigrafik konumu irdelenmiş ve önceki çalışmalarda Kuvaterner olarak yaşılandırılmış bu birimler, eldeki veriler ışığında Pliyosen olarak değiştirilmiştir.

Çalışma alanındaki temel kayaçları Menderes masifi ve Likya napları oluştururlar. Menderes masifinin sadece örtü metamorfitlerinin (granat şist, kuvarsit, çörtlü mermer, kalkşist, çörtlü kireçtaşı) bulunduğu çalışma alanındaki bu birimler önceki çalışmalarda Bekilli Grubu adı altında altı formasyona ayrılmıştır. Menderes masifinin Neojen kayaçları ile olan ilişkilerine dayanarak masifin esas yükseliminin Erken Miyosen'den önce olduğu anlaşılmıştır.

Menderes masifi örtü kayaları üzerine bindirmeli bir dokanakla gelen Likya napları (kıta yamacı çökelleri, okyanus dibi çökelleri ve ofiyolitler) dört farklı formasyondan

oluşur. Napların yerleşim yaşının yapılan çalışmalarda Orta Miyosen (16 my) olduğu bu bölgede açıkça gözlenmektedir.

Temel kayaçlar üzerine Oligosen yaşlı Bayıralan formasyonunu oluşturan konglomera, kumtaşı, biyoturbasyonlu-fosilli çamurtaşları, kömürlü şeyl ve yer yer resifal kireçtaşları gelir. Oligosen dönemi, Afrika-Arap levhalarının Avrasya kıtasıyla çarpışarak ofiyolit naplarının yerleştiği, bindirme tektoniğinin gerçekleştiği ve denizelden karasal ortamlara geçiş dönemini yansıtır. Oligosen çökelleri tipik molas karakterindedir.

Bölgedeki Neojen birimlerinin en yaşlısını Erken-Orta Miyosen'e ait Ulubey formasyonu oluşturur. Formasyon alt seviyeleri flüvyal birimlerden (silttaşı, kiltası, konglomera), üst seviyeleri ise açık pembe, grimsi-beyazımsı renkli kireçtaşlarından oluşur. Ulubey formasyonu yüksek derecede metamorfize olmuş Menderes masifi kayaları üzerine uyumsuz olarak yerleşir (Şekil 2.4).

Neojen çökelimi Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kayaçlarla son bulur. Geç Miyosen yaşı, kırıntılı birimlerden alınan memeli fosillerden verilmiştir (Mahmutgazi-Çal, Çal-Şapçılar lokalitesi) (MN 11-12). Bu birimler, Belevi-Mahmutgazi ile Çivril-İğdir'in K'deki kırıntılıları kapsar. Literatürde bu birimler için farklı formasyon adları kullanılmış olup, bu çalışmada Çağlayan formasyonu adlaması tercih edilmiştir. Kırıntılı birimler kötü boylanmalı konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, marn, kilttaşları ile karakterize edilir. Bu Geç Miyosen kırıntılı serisinin litolojik, sedimentolojik özelliklerine dayanılarak iki farklı çökeltme ortamına sahip olmalıdır. Kaba-ince taneli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşlarının fasiyes özellikleri ıraksak alüvyal yelpaze ortamını, bunları üzerleyen kalınlığı az beyazımsı, açık yeşil renkli killi-marnlı bir seviye ise yelpaze ortamının karbonatlarını gösterir.

Geç Miyosen'deki çökeltim Pliyosen döneminde de hem kırıntılı yatak yükleri hem de askı yüklerin çökeltimi olarak aralıksız devam etmiştir. Çağlayan formasyonun üst seviyelerini, Pliyosen yaşlı kırıntılı seri ve paleosol seviyeleri oluşturur. Bu birimler çoğunlukla Çal-Bekilli bölgesi ile Çivril-Sivaslı-Uşak karayolunun batısında izlenirler.

Horizon oluşturabilmiş paleosollerin çoğu Çal-Bekilli yöresindedir. Çal havzası tortulları olarak tanımlanmış bu birimler, yatay konumlu zonlu paleosol seviyeleri ve çamurtaşı-silttaşlarından oluşmuştur. Çal havzası tortullarının büyük çoğunluğu, temel kayalar (kireçtaşı, mermer) ile sınırlı, tektonizma ve aşınmadan kısmen korunmuş ve çevresindeki alanlardan izole konumdadır.

Erken-Orta Miyosen döneminde Menderes masifi, sıyrılma faylarının etkisiyle yüzeyler, KD-GB gidişli metamorfik antiklinaller olarak tanımlanmış havza içi yükselimleri meydana getirmiştir (Ersoy vd. 2010). Bu yükselim alanlarından birisi de Çal havzasındaki temel kayalardır. Bu dönemde aynı zamanda gelişen olayların da tesiriyle B ve GB Anadolu’da da yaygın karstlaşmaların gelişmeye başlamıştır. Sonuç itibariyle, Çal havzasının içine yerleştiği temele ait birimler bu dönemde önce yükselmiş ve devamında da karstlaşmaya uğramışlardır. Masif yükseliminin önünde oluşan alüvyal yelpazelerin ıraksak kısımları içerdiği memeli fosil lokalitelerine göre Geç Miyosen olarak yaşlandırılmıştır. Devam eden sedimantasyonla flüvyal tortullar hem karstlaşmayla oluşan çukurluğu doldurmuş hem de Ulubey kireçtaşlarının üzerini örtmüşlerdir. Bu Neojen tortullarının varlığı DSİ tarafından açılmış sondajlarda da belirlenmiştir. Çal ilçesi ve çevresinde yapılan sondajlarda yaklaşık ilk 10 m’lik kumlu, killi kısımdan itibaren 50-100 m arasında değişen kalınlıkta kırmızı renkli killi çakıllı seviyeler kesilmiştir (Ek 1). Pliyosen yaşlı olan bu tortullar, memeli faunasıyla kesin yaş bulgusu olan açık bej renkli siltli, killi çakıllı Geç Miyosen tortulları üzerinde bulunur (Ek 2. Süller 47061B, Selcen 47035, Denizler 45509A-B). Bu nedenle alttaki birimlerle ilişkisinden kırmızı renkli birimlerin yaşı Pliyosen olmalıdır.

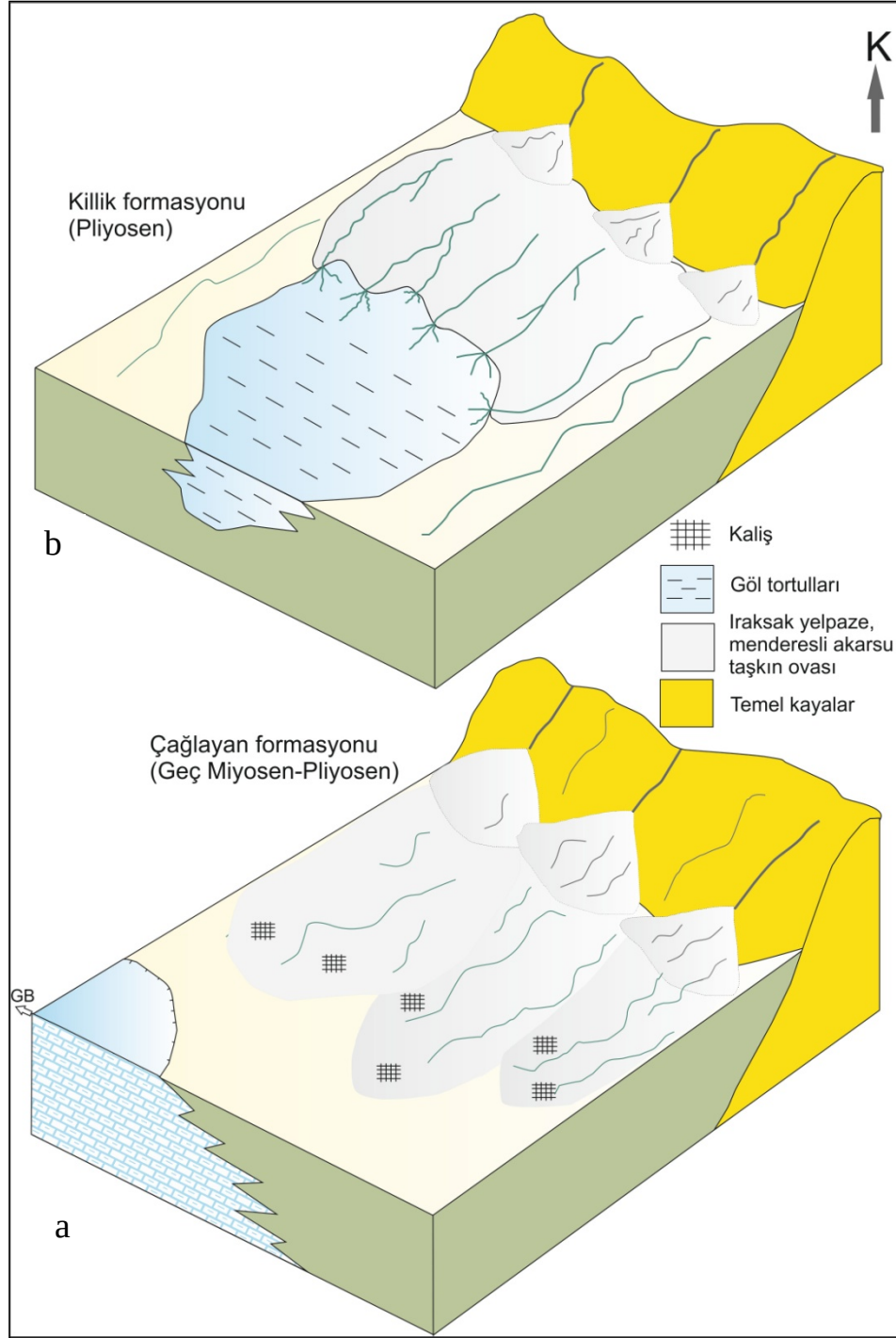
Çağlayan formasyonuna ait bu kırmızı renkli kırıntılı birimler Pliyosen’de depolanırken, aynı zamanda askı malzemenin çökelişi de sözkonusudur. Bunlar bir göle ulaşmış ve depolanmıştır. Killik formasyonu olarak adlanan bu askı yük depolanmasının en iyi gözlendiği yerler Çivril-Baklan Grabeninin GB ucundaki Gelinören-Dayılar bölgesidir. Buralarda oluşan gri beyaz renkli marn ve kilttaşlarından elde edilen *Planorbis (Tropidiscus) skhiadicus* Bukowski, *Corbicula fluminalis* (O.F. Müller), *Valvata greria* Bukowski, *Pisidium* sp, *Pyrgula* sp., *Bulimus* sp.) fosillerden bu gölsel çökellerin yaşının Pliyosen olduğu görülmektedir. Günümüz Çivril-Baklan grabeni içerisindeki

sondajlarda da Kuvaterner tortulları altında kalın bir gölsel-kırıntılı seri bulunur. Tam sınırı ayırt edilemeyen bu Miyosen-Pliyosen istifinin kuyu derinliği 320 m kadardır. Bu sondajlardan Karamanlı köyü sondajında (35) 45-55 m, 138-145 m’de marnlı linyit ve 192-195. m’de ise linyit kesilmiştir. Karayahşiler sondajında (36) ise 25-35. m’de marnlı linyit; Kavakköy sondajında (44) ise 64.5-66 m’de kömür seviyeleri bulunur. Sondajlardan belirlenen bu organik maddeli seviyelerin yüzeyde izlenememesi aşınmış olduğunu gösterir.

Çivril-İğdir bölgesinin hemen kuzeyinde yol yarmasında izlenen ve tabanı gözlenemeyen Geç Miyosen yaşlı silttaşı-çamurtaşı kumtaşları, çakıllı kanal dolguları, ara ara traverten seviyeleri, 55 m’den sonra kırmızı renkli Pliyosen birimlere geçer.

Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Çağlayan formasyonuna ait bu tortullar, başlangıçta ıraksak alüvyal yelpaze ve akarsu ortamından Pliyosen yaşlı Killik formasyonuna ait gölsel çökellere geçişi yansıtır (Şekil 6.1).

Kuvaterner dönemi başlangıcında bölgede gelişen tektonizma neticesinde Baklan-Dinar çapraz grabeni oluşmuştur (Gürbüz vd. 2012). Başlıca Kuvaterner tortulları faylanmayla gelişmiş yamaç döküntüleri, eski bataklık-göl tortulları BMN’nin alüvyonları, yelpaze çökelleri ve yamaç döküntüleridir. BMN’nin yukarı yatağı Çivril-Baklan Grabeni içerisindedir. Graben içerisindeki sondaj verilerinden elde edilen önemli bir bulgu, Pliyosen yaşlı Killik formasyonun üzerini örten sığ göl bataklık tortullarının varlığıdır. Bu örneklerden toplanan fosil bulguları da (*Monodacna didacnoides* Andrussow) Pleyistosen yaşını vermektedir. Ayrıca graben içerisinde açılmış drenaj kanallarından da net şekilde bu sığ göl bataklık tortulları izlenmekte olup bunlar ‘Baklan Pleyistosen Gölü’ olarak adlandırılmıştır (Kazancı vd. 2011).



Şekil 6.1 Çağlayan formasyonunun a. ıraksak alüvyal yelpaze, menderesli akarsu ortamından b. gölsel ortama (Killik formasyonu) geçişini gösterir blok diyagram (Temel: Menderes masifi ve Likya naplarından oluşuyor; a'da GB yönlü gösterilen gölsel birimler çalışma alanı içinde olmayıp Denizli havzasına aittir)

6.2 Sedimentolojik-Paleopedolojik Sonuçların Yorumu

Paleosol içeren tortullar Çal-Bekilli-Karahallı çevresinde ve Çivril-Sivaslı-Uşak yolu üzerinde yüzlek verirler. Çal-Bekilli havzasında ardalı, yatay konumlu bu paleosol seviyeleri BMN'nin yatağını derine kazınması sonucu bugünkü görünümünü kazanmışlardır.

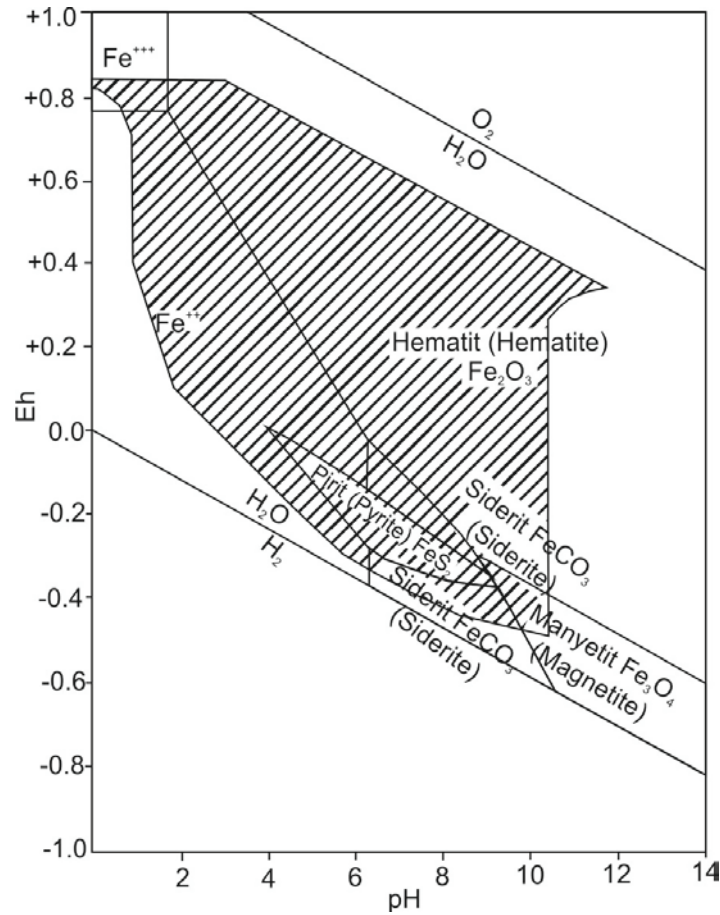
Paleosollerin üzerinde geliştiği tortullar, alacalı sarı renkli silttaşı-çamurtaşı litolojisindedir. Çamurtaşları ve silttaşları kendilerine özgü sedimanter özellikler gösterirler. Yer yer paralel laminalanma, ince-kaba silt ardışıklığı, merceksi çapraz lamina seviyeleri ve küçük kanal oluşumları bu birimler içerisinde izlenir. Bu tortul özelliklere dayanılarak oluşum ortamları tümüyle taşkın ovası ve menderesli akarsu ortamlarıdır. Ardalı paleosol-çamurtaşı-silttaşı gibi oluşumlar, sedimantasyonun taşkın düzlüğünde aralıklı olarak devam ettiğini gösterir. Taşkın malzemesi geldikten sonra, sakin bir dönem ve topraklaşma süreci başlamıştır. Toprak horizonu iyi gelişsin ya da gelişmesin yeni bir taşkın ile ortama yeni bir malzemenin gelmesiyle daha önce oluşan toprak seviyelerini aşmıştır. Bu nedenle ideal anlamda tam bir toprak horizonu gözlenmez ve genelde de üst horizonlar (A ve B'nin az bir kısmı) tahrip olmuş şekilde gözlenir.

Paleosol taşıyan tortullar, Pliyosen döneminde akarsuyun olasılıkla yatağını değiştirmesi veya su seviyesinin azalması gibi nedenlerle oluşan taşkın düzlüğündeki ince taneli malzemelerin (ince kum, silt, kil), uzun süreli su dışında ve atmosfere açık şekilde kalarak iklim (yarı kurak-kurak) başta olmak üzere diğer toprak oluşturan faktörlerin etkisiyle paleosol ve kalış oluşturmuştur. Bu olayların belirli dönemlerde tekrarlanması sonucu ardalı paleosol seviyeleri gelişmiştir (Şekil 3.5, 3.10, 3.14). Bir başka ifade ile Çağlayan formasyonunun üst seviyeleri yavaş ve oldukça uzun zaman aralığında, paleosol oluşumuna fırsat tanıyacak şekilde meydana gelmiştir. Bu ardalı olaylar kurak-yarı kurak ve nemli-yağışlı bir iklim koşullarını yansıtır.

Pedolojik açıdan paleosoller genelde benzer özellikler sunarlar. Renkleri genelde koyu kırmızı tonlardadır ve Munsell renk skalasına göre renk kodları 2.5YR 3/6, 5 YR 5/6, 7.5 R 3/6, 10 R4/6'dır. Bu aşırı koyu kırmızı renk pedojenez sırasında birincil minerallerden serbestleyen demir ve bunların oksit-hidroksit formlarından dolayı olmalıdır. Pedojenik oluşumlu demir oksit mineralleri toprak oluşturan süreçlerin (sıcaklık, nem, pH, Eh vs.) etkisi altında oluşurlar ve böylece oluştukları ortam koşullarını yansıtırlar. Tortul birimlerdeki kırmızı rengin oluşumu hakkında farklı literatürde farklı görüşler bulunur. Krynine (1949) ve Van Houten (1964)'e göre tortullara kırmızı rengi veren hematit, tropikal veya yarı tropikal bölgelerdeki lateritlerden kırıntı halinde sedimanter bir ortama taşınarak gelmiştir. Walker (1967, 1974, 1976, 1979), Turner ve Ixer (1977) ve Pittman (1979)'a göre ise kırmızı tortullardaki hematit, çökeller içerisindeki Fe-içeren mineraller ve kayaç parçalarının zamana bağlı olarak yerinde ayrışması ile oluşur. Van Houten (1961)'de tortullardaki kırmızı rengin ferrik hidroksitlerin dehidrasyonu sonucu oluşan erken diyajenez ürünü olduklarını savunur. Bununla beraber kırmızı tortulların oluşumunda gömülme boyunca gerçekleşen diyajenez önemli rol oynadığı Walker (1967) and Walker vd. (1978) tarafından da belirtilmiştir. Dehidrasyon ve yaşlanma (aging) süreçleri alüvyal taşkın düzlüklerinde ve çöl ortamlarındaki pedojenez süreçleriyle ilgilidir. Berner (1969)'da ferrik hidroksitlerin (götit) hematite kıyasla daha duraysız olduğunu belirtmiştir.

Hem tropikal hem de kurak bölgelerdeki güncel tortulların renklerinin kırmızı olmadığı saptanmıştır. Dolayısıyla kırmızı tortullardaki hematit pigmenti için kaynaklar farklı olabilir. Bunlar, önceki tortullardan hem detritik olarak sedimanter ortama gelebildikleri gibi, demirce zengin silikat minerallerinin ya da ileri derecede ayrışmış topraklardan taşınan detritik demiroksitlerin yerinde bozulması ile gelişen diyajenetik süreçleri kapsar. Demirce zengin silikat minerallerinin ayrışması neticesinde açığa çıkan Fe iyonlarının hematit olarak çökebilmesinde ortamın Eh-pH koşulları önemli rol oynar (Şekil 6.2) (Garrels ve Christ 1965). Burada ortam şartlarına bağlı olarak taneler arasında hidrolizle serbest hale geçen demir, suyun Eh ve pH'ına bağlı olarak ya +2 değerlikli (ferro) olarak çözültide kalır ya da ferik-oksit olarak çökeler.

Tortullardaki kırmızılanma, tortul depolandıktan sonra başlar (Walker 1976). Diyajenetik alterasyon olarak başlayan kırmızılılaşma süreçleri zamana bağlı olarak daha da fazla olabilir. Bununla birlikte değişik yaşlardaki kırmızı renkli tortullardan elde edilen verilere göre, hematitin kristal formunun daha yaşlı kayaçlarda geliştiği belirlenmiştir (Walker 1967). Hematitin amorf şekli ise çoğunlukla Genç Tersiyer çökel kayaçlarında izlenir. Bu durum çalışma alanındaki paleosollerde de yaygın şekilde izlenir. İncelemeler sonucunda bütün paleosol seviyelerinde hematit kristal şeklinin çok az, genelde amorf oluşumlu olduğunu gösterir. Bu durum mineralojik ve petrografik olarak da belirlenmiştir.



Şekil 6.2 Doğada yaygın şekilde bulunan demirli bileşiklerin duraylılık alanlarını gösterir Eh-pH diyagramı (Taralı bölge, doğal ortamlarda ölçülen Eh ve pH limitlerini gösterir) (Garrels ve Christ 1965)

Paleosol seviyelerinin renklenme dışında hemen hepsinin tane bileşenleri genelde silt ve kil boyundadır. Zaten paleosollerin üzerinde geliştiği ana kayalarda silttaşı-çamurtaşı litolojisindedir. Organik madde içerikleri ise böyle oksitleyici ortamlarda beklenildiği üzere çok düşük veya yoktur. Toprak yapısı olarak genelde bloklu ve prizmatik yapılar izlenir. Bazı seviyelerde kil mineral varlığına dayalı mikrokayma yapıları belirlenmiştir. Pedojenez sırasındaki iklim koşullarına bağlı olarak mangan ve demir sıvımları da izlenir. Bu özellikler genelde iklimdeki ıslak-kurak olayları sonucunda toprağı B horizonunda gelişen yapılardır.

Pedojenik kalıplar hemen her paleosol seviyesi içerisinde çatlak dolgusu olarak ipliksi ya da tüp-borumsu şekillerde; kök izleri, yumru-nodül-konkresyon ve yer yer masife yakın şekilleriyle izlenmişlerdir. İlâveten Çal havzası ortasına yakın yerlerde tek ama kalın bir seviye halinde yer yer breşik, boşluklu kalış seviyesi de izlenmiştir. Bu seviyenin çalışma alanındaki hangi kalış seviyesine ait olduğunu söylemek oldukça güçtür.

Gerek paleosol seviyeleri gerekse pedojenik karbonatlardaki arazi ve laboratuar incelemeleri sonucu canlı faaliyet izine rastlanılmamıştır. Bu durum organik madde içeriklerinden yoksun olmalarıyla da açıklanabilir. Kök izlerinin de genelde organik maddesi uzaklaşmış, kök şekli korunmuş ve iç kısımlarına ise daha sonraları bu ortama gelen ikincil bir inorganik malzeme ile (genelde CaCO_3) dolmuştur.

Taşkın düzlüğü ortamındaki paleosol içeren seviyelerin tüm bu sedimantolojik ve paleopedolojik analizlerinden çalışma alanındaki Pliyosen yaşlı paleosollerin, birbirini ardalayan kurak-yarı kurak (pedojenik karbonat gelişimi) ve nemli-yağışlı iklim koşullarında oluştuğı söylenebilir.

6.3 Mineralojik-Petrografik Sonuçların Yorumu

Paleosol ve pedojenik karbonatlar üzerinde ayrıntılı mineralojik ve petrografik incelemeler yapılmıştır. Paleosollerin ve pedojenik karbonatların dokusal ve mineralojik özellikleri için yapılan ince kesit çalışmalarında literatürde yapılmış çalışmalara

benzerdir. Paleosol ince kesitlerinde tipik olarak mineral taneleri, kayaç parçaları ve bazı toprak yapıları izlenmiştir. Kuvars en yaygın detritik mineraldir. Bunun yanında feldispat, muskovit, biyotit, opak taneler; kayaç parçaları olarak da rekristalize kuvars, kuvarşşist, mikaşist gibi metamorfik kayaç parçaları izlenmiştir. Bütün bu taneler Fe-sıvıamalarının çok yaygın şekilde geliştiği bir toprak matriksi içerisinde yüzen tane konumundadırlar. Toprak matriksini (s-matriks) kil, silt, ince kum, demirli ya da karbonatlı bileşenler oluştururlar. İnce kesitlerde özellikle iyi gelişmiş paleosol seviyelerinde Fe-nodülleri ve taneler etrafında kil sarınımları belirgindir.

Pedojenik karbonatın ince kesit çalışmasında, detritik tanelerin (kuvars, feldispat, kayaç parçaları) mikritik-mikrosparitik bir matriks içerisinde yüzen konumda olmaları ve fosil içermemesi gibi özellikler alfa dokusuna sahip olduğunu gösterir. Kalışlerin ince kesitlerindeki erime boşlukları, mikro çatlaklar ikincil bir dolgu malzemesi (sparit) ile doldurulmuştur. Bununla beraber bazı kalış örneklerinde tanelerin etrafındaki ikincil korona kuşak gelişmiştir. Bu kuşak muhtemelen, kurak dönemlerde tanelerin etrafında gelişen boşlukların ve çözünmelerin yağışlı bir dönemde ortama gelen hem daha önce çözünmüş hem de yeni malzemenin (sparit-sparikalsit) bu boşluğu doldurmasından dolayıdır.

Yapılan tüm ağır mineral analizlerinde farklı kesitlerde benzer mineraller saptanmıştır. Bunlar; mavi yeşil turmalin, sfen (titanit), disten, piroksen (ojit) granat (almandin), biyotit, muskovit ve epidot mineralleridir. Temel kayaların metamorfik ve ofiyolitik olması ağır minerallerin bu kayaçlardan geldiğini, mineral yüzeylerindeki bozunmalar da ikincil taşınmaya uğradıklarını gösterir.

X-Işınları Difraktometri analizlerinde paleosol ve kayaç oluşturan mineraller ile kil mineralleri belirlenmiştir. Kil dışı mineral olarak hem paleosol hem de çamurtaşlarında kuvars hakim mineraldir. Buna ilaveten belli oranlarda feldispat, kalsit ve eser oranda hematit mineralleri bulunur. Kil mineralleri olarak en fazla illit minerali, az oranda ise simektit, kaolinit, klorit vardır. Bazı örneklerde karışık katmanlı olabilecek killere de (illit-simektit) rastlanmıştır. Kil minerallerinin miktarı paleosol seviyelerinde belirgin şekilde artmaktadır.

Kil minerallerinin SEM incelemeleri, bu sisteme bağılı enerji yayılımlı X-Işınları analizi (EDS) ile yarı kantitatif olarak elde edilen kimyasal bileşimden ve XRD analizleri ile birlikte değerlendirilmiştir. SEM incelemesi sonucunda kil minerallerinin morfolojilerine dayanarak oluşumlarının detritik veya otijenik/neoforme olduğu söylenebilir. Detritik kökenli killerin belirgin bir morfolojileri olmayıp, dalgalı-engebeli görünümündedirler ve tanınmaları EDS ve XRD analizine dayanır. Buna karşılık otijenik/neoforme olan killeri ise belirli bir şekle sahiptirler ve tanınmaları oldukça kolaydır. Paleosol seviyelerindeki en fazla olan illit minerali çoğunlukla hem detritik kökeni yansıtan düzensiz levhalar halinde hem de bu yapılar üzerinde lifsi uzanımlar halinde gelişmiştir. Paleosollerdeki bu oluşuma yer yer yine levhamsı şekilli simektit mineralleri de eşlik eder ve bazı seviyelerde de illit-simektit veya simektit-klorit karışık katmanlı killerde izlenmiştir. İyi gelişmiş paleosol seviyelerinde simektit ve klorit minerallerinde yüksek manganoksit sıvımaları belirlenmiştir. Bunlar gelişen pedojenez ile ortaya çıkan ayrışma ürünleri olmalıdırlar. Simektit mineralleri tipik olmamakla beraber balpeteği morfolojisini kısmen gösterirler. Kaolinit mineralinin ise net morfolojisi izlenememekle beraber kısmen hegzagonal şekli sadece bir paleosol örneğinde gözlenebilmiştir ve tüm bunların tanımlanması yine EDS ve XRD analizlerine dayandırılmıştır. Sonuçta SEM incelemelerinde kristal şekli korunmuş kil minerallerinin otijenik/neoforme olduğunu ve düzensiz morfolojiler gösteren killerin ise çevre alanlardan bu ortama gelmiş detritik killeri olduğunu söylemek mümkündür.

Pedojenik karbonatın XRD incelemesinde kalsit tek karbonat mineralidir. Kalsit mineraline yaklaşık eşit oranlarda kuvars minerali, az olarak da feldispat eşlik eder. Kil mineralleri paleosollerdekine benzerdir. İllit hakim mineraldir ancak simektit içeriği paleosollere göre biraz daha fazladır. Kaolinit ve klorit de genelde eser oranda bulunurlar.

Kil mineralleri, paleosol seviyelerinde belirli oranlarda artar ve azalır. Bu artış ve azalışlarda net bir paralellik gözlenmez. İllit ve simektitler, kurak iklimlerde Mg-taşıyan silikatların ayrışmasıyla oluşmuş olmalıdır. İllit mineralinin azaldığı seviyelerde diğer kil minerallerinde azda olsa bir artış gözlenir. Bu durum iklimin biraz daha ıslak olmaya başlaması neticesinde, toprak zonlarında asiditenin artması ve hidrolizle illitin, simektit

ve kaolinite minor oranda dönüşüm yapmasından dolayı olabilir. Kaolinit minerali ise genelde feldispat mineralinin yüksek oranda kimyasal ayrışması sonucu oluşabileceği gibi de detritik olarak da paleosol seviyesinde bulunabilir. Klorit de metamorfik kayalardan hem de pedojenezle toprak solüsyonunda çökelmiş olabilir. Bütün bu sonuçlar ışığında, paleosol seviyelerindeki killeri hem detritik kökenli hem de pedojenez esnasında iklim koşullarına bağlı olarak tortul birimlerin (ana kaya) ayrışma ürünleri olarak gelişen killerdir. Karışık katmanlı kil minerallerinin (illit-simektit) varlığı da erken diyajenez ortamının ürünü olmalıdır.

Paleosol seviyelerinde pedojenez sonucu kazanılan rengin sayısal olarak elde etmek amacıyla Hunterlab miniscanTM EZ Plus spektrotometresi kullanılmıştır. Sonuçta kırmızı renk ile artış gösteren a^* ve b^* değerlerinde yüksek okumalar elde edilmiştir. Oksidasyon yoğunluğuyla artan hematit pigmentleri ve az da olsa kristalleriyle ortaya çıkan bu renklenme paleosol seviyelerinde en yüksek a (27) ve b (30) olarak belirlenmiştir.

Manyetik süstibilite (MS) (duyarlılık) ölçümlerinde, mıknatıslanma kabiliyeti olan minerallerinin varlığı ortaya konulmuştur. Paleosol seviyelerinde elde edilen yüksek MS değerleri bu seviyelerde ferrimanyetik minerallerin (hematit ve manyetit gibi) varlığından dolayıdır. Bütün analizler gözönüne alındığında, hematit mineralinin hem XRD analizlerindeki düşük konsantrasyonu hem de SEM analizlerinde izlenemeyen kristal morfolojisine rağmen, MS ölçümlerinde paleosol seviyelerinde artan değerlerinden az da olsa kristal formunun gelişmiş olduğu ancak çoğunlukla amorf ya da jel formunda olduğu düşünülmektedir. İlaveten kil mineralleri paramanyetik minerallerinde manyetik süstibilite ölçümlerinde etki yaratabileceği unutulmamalıdır.

6.4 Jeokimyasal ve Paleo-ortamsal Sonuçların Yorumu

Paleosol içeren tortulların ana element ve iz element analizleri ile pedojenez sırasında gelişen reaksiyonlar sonucunda, kesit boyunca artan/azalan element konsantrasyonları ölçülmüştür. Bazı ana oksit ve iz element birliktelikleri ve bunların oranları pedojenez sırasında gerçekleşen oluşumlar hakkında bilgiler sağlar. Pedojenez sırasındaki gerçekleşen olaylar tümüyle kısmen yağışlı, kurak-yarı kurak bir iklimin ürünüdürler.

$Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ oranı kimyasal alterasyon indeksi (Chemical Index of alteration-CIA) olup, üç farklı paleosol seviyesinde en yüksek 76, 85 ve 84 'tür. Bu değer tropikal iklimlerde 80-90'dan büyük; çok iyi gelişmiş bir topraklarda ise 100'e yakındır. Dolayısıyla paleosollerdeki ayrışma indeks değerlerinin orta ve yüksek olduğu söylenebilir.

Al_2O_3 / SiO_2 oranı topraklardaki killeşme oranını belirler. Topraklardaki bu değerler en fazla 0.46, 0.44 ve 0.37 arasındadır. Bu değerler çoğu topraklar için standart olarak verilen 0.4 değerine yakındırlar.

SiO_2 / Fe_2O_3 oranındaki düşük değerler ayrışmanın yüksek seviyede olduğunu gösterir. Paleosol seviyelerinde bu değerler nispeten daha düşüktür. Al_2O_3 / K_2O oranındaki düşük değerler serizitleşmeyi gösterir. Paleosol seviyelerinde bu değer nispeten yüksektir.

Ba/Sr oranı topraklardaki süzölmeye bağlıdır. Paleosol seviyelerindeki bu oran en fazla 5.4, 5.6, 6.05'dir. Ba/Sr oranı çoğu kayaçlarda 2 iken, aşırı süzölümün gerçekleştiği topraklarda 10 veya daha fazladır. Dolayısıyla çalışılan paleosollerde yüzeyden süzölme orta değerlerden biraz fazladır. Ba/Sr oranı Rb/Sr oranı ile beraber yüksek yağış ve ılık ortamlardaki ayrışma süreçlerinin varlığını gösterir.

İz elementlerin zenginleşmesi ve bunların detaylı yorumlamaları tez çalışmasının amacı dışındadır. Yine de çalışma alanındaki iz element sonuçlarından kısaca bahsedilecektir.

İz elementler farklı kayaçlarda, topraklarda ve litosferde belirli oranlarda bulunurlar. Topraklardaki iz elementler hemen hemen ana kayalarındaki iz element oranlarına yakın veya biraz fazla olabilirler. Dolayısıyla topraklardaki iz elementlerin dağılımı, bunların ana kayalarına bağlı olacağından dolayı oldukça geniş aralıktadır (Aubert ve Pinta 1973). İz element içerikleri ve dağılımı toprağın oluşumuna neden olan süreçlere (iklimsel, biyolojik vb) bağlı olarak da değişir.

Topraklardaki iz element içeriği ince taneli bileşenler (kil, silt) ve humus ile pozitif bir ilişkidir. İz elementler topraklarda mineral veya organik bileşikler toprak pH'sına bağlı olarak değişik şekillerde bulunabilirler. Böylece Co, Ni, Cu, Mn vb. elementler ortalık bir asit ortamında (pH<6) çözünürken, Mo bileşenleri ise alkalın bir ortamda çözülebilir. Böylelikle topraklardaki iz element konsantrasyonları humusca zengin, ince tekstürlü, nötral veya alkalın pH'da fazla miktarlardadır (Aubert ve Pinta 1973).

Çalışma alanındaki paleosollerin iz element değeri, üzerinde geliştiği ana kayaya yakın değeri veya pedojenezle ilgili olarak ana kayasından daha fazla miktardadır (Ek 4, 6, 8). Bu durum iklimsel şartlara ilgili olarak iz elementlerin paleosollerde zenginleşmesine neden olur. Oksitlenmeye ilgili olarak organik bileşiklerin parçalanması sonucu da bu seviyelerde iz element değeri artış olmuş olabilir. Çünkü birçok iz element humus ve organik madde tarafından fiks edilirler (Aubert ve Pinta 1973). Sonuçta iz element zenginleşmesi, ana kaya, iklim ve çeşitli pedojenetik faktörlere, toprağın organik madde konsantrasyonuna, ince veya kaba taneli olması gibi etkenlere ilgili olarak değişebilir.

Paleosollerin oluştuğu ortamın paleoekolojisini ortaya koymak amacıyla ayrıntılı duraylı izotop çalışmaları yapılmıştır. Karbon izotopları ($\delta^{13}\text{C}$) hem toprağın organik maddesinden hem de pedojenik karbonattan elde edilmiştir. Bu esnada organik maddeden elde edilecek karbon için, inorganik karbonat uzaklaştırılmış (HCl asit ile); inorganik karbonattan (pedojenik karbonat) elde edilecek karbon için organik karbon (yakma ile) uzaklaştırılmıştır. Toprak organik maddesinden elde edilen ($\delta^{13}\text{C}$) değeri oldukça düşük olup (ortalama -25‰, -26‰) izotopik olarak oldukça hafif bir organik maddeye sahiptirler. Pedojenik karbonattan elde edilen ($\delta^{13}\text{C}$) değeri ise ortalama

-8.22‰, -7‰ ve -7.49‰. Bütün bu değerler Pliyosen yaşlı paleosollerde yerel ekosistemde tümüyle C₃ bitkilerin egemen olduğunu gösterir. C₃ bitkiler yeryüzündeki bitkilerin çoğunluğunu oluşturan ağaçlar, çalılar (odunsu türleri) ve kısmen soğuğa adapte olabilen dağ çimenleridir. Topraklardaki organik maddenin çok çok düşük olduğu seviyeler (-31‰) sık bir bitki örtüsünün varlığını (kanopi) gösterir. Bu durum düşük yoğunluğa sahip, nem içeriği yüksek ve düşük $\delta^{13}\text{C}$ değerli bir atmosferik CO₂'li bir ortamı gösterir. Bunlara göre kısmen daha pozitif olan değerler (- 22‰) ise açık ağaçlık alanları gösterir. Paleosol örneklerinin bazılarında yüksek $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (ör: -4.5‰ ve -5‰) izlenir. Bu durum bu paleosol seviyesinin geliştiği zaman diliminde düşük toprak solunumu oranına sahip olduğunu ya da bu topraklarda CO₂ için ortalama toprak derinliğinin sık olabileceğini gösterir. Sonuçta Pliyosen dönemindeki paleosollerinin bir kısmı izotopik olarak ağır atmosferik CO₂'den kısmen etkilenmiştir.

Oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) analizleri paleoklimatolojik çalışmalarda oldukça önemlidir ve paleo-sıcaklıklar hakkında bilgiler verir. Karasal karbonatlarda olduğu gibi pedojenik karbonatın oksijen izotop oranlarındaki değişiklikleri meteorik su koşulları belirler. Meteorik su, karbonat içindeki oksijenin, $\delta^{18}\text{O}$ bileşenini kontrol eder. Bununla beraber meteorik suyla ilişkili olan toprak suyu da pedojenik karbonatta oldukça önemlidir. Toprak suyu, meteorik su, mevsimsel suyun farklı oranlarda süzülmesi ve evaporasyonla beraber devamlı izotop zenginleşmeleri gibi parametrelere bağlıdır. Sonuçta pedojenik karbonattaki $\delta^{18}\text{O}$ değerleri; sıcaklığın, yağışın ve bunun sonucunda gerçekleşen buharlaşmanın fonksiyonudur. Üç farklı profildeki pedojenik karbonatın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri literatürde pedojenik karbonat için verilen sınırlar içinde olup, -6.6‰ ile -8.6‰, ortalama -7.52‰; -5.81‰ ile -8.85‰ arasında, ortalama -7.76‰; -6.49‰ ile -7.42‰ arasında, ortalama -6.94‰'tür. Analiz sonuçlarında gözlenen negatif değerler, meteorik su içindeki $\delta^{18}\text{O}$ 'in azaldığını; daha pozitif yakın değerler ise meteorik su içindeki $\delta^{18}\text{O}$ 'in arttığını gösterir. Sıcak-kurak iklimlerde buharlaşmayla önce hafif olan $\delta^{16}\text{O}$ kolayca buharlaşarak atmosfere geçer. Dolayısıyla geride kalan kısım $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşecektir. Bu nedenle daha pozitif olan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıcak ve kurak koşullarla, daha negatif olan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kısmen daha soğuk ve/veya nemli koşullar ile ilişkilidir.

Gerek topraklardaki organik karbonun $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, gerekse pedojenik karbonatın $\delta^{13}\text{C}$ ile $\delta^{18}\text{O}$ analizlerinden elde edilen sonuçlara göre, bu dönemde odunsu bitkilerin (C_3 tip bitkiler) hakim olduğu bir ekosistemde, daha kurak-yarı kurak ve dönemsel olarak nemli-yağışlı iklim dalgalanmaları yaşanmıştır.

6.5 GB Anadolu'nun Neojen Dönemindeki İklimine Ait Sonuçların Yorumu

Batı ve GB Anadolu'da Neojen döneminin iklimsel gelişimi üzerine havza çökelleri ve bunlardaki memeli fosillerine (Ünay ve Göktaş 1999, 2000, Saraç vd. 2002, Kaya vd. 2003, Alçiçek 2010), palinolojik yöntemlere (Akgün vd. 2007, Kayseri ve Akgün 2006) dayalı çalışmalar bulunur.

Akgün vd (2007)'de detaylı çalışmasında şattiyen (Geç Oligosen) ve Akitaniyen'de (Erken Miyosen) döneminde Batı Anadolu'da iklimin ılık-yarı tropikal, Orta Miyosen'de yarı tropikal ve Geç Miyosen'de ise ılıman-kurak koşulların hakim olduğunu belirtirler. Orta Miyosen dönemindeki ısınma global ölçekte gerçeklemiştir (Fortelius vd. 2002). Neojen havzalarındaki çökeller ve bulundurdıkları memeli fosilleri de palinolojik sonuçları destekler vaziyettedir.

Pliyosen çökellerindeki memeli faunaları ile çalışma konusunu oluşturan paleosoller ve pedojenik karbonatların duraylı izotop sonuçları bu dönemin yarı kurak-kurak, yarı nemli-yağışlı bir iklimin varlığını gösterir.

7. SONUÇLAR

Bu bölümde çalışma kapsamında elde edilen jeolojik sonuçlar verilmiştir.

1. Bölgenin jeolojik haritası, çalışma alanındaki Neojen birimlerinin yeniden düzenlenerek ve önceki çalışmalara dayanarak hazırlanmıştır.
2. Çalışma alanının stratigrafisi kendi bulgularımız doğrultusunda yeniden kurulmuştur. Çalışılan bölge ve yakın alanlarında çok sayıda çalışma bulunur ve bunlarda aynı birimler için farklı formasyon adlamaları kullanılmıştır. İncelemeler sonucunda Çal-Çivril Neojen havzasının ana çökelleri Çağlayan formasyonu olarak tanımlanmıştır. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Çağlayan formasyonu altta yer yer ince taneli konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşları içeren bir seri ile başlar. Bu birimler içerisinde Geç Miyosen yaşı (MN 11-12) veren memeli fosilleri bulunmuştur. Geç Miyosen tortullaşması Pliyosen döneminde de paleosol seviyelerinin üzerinde ve/veya içinde geliştiği çamurtaşı-silttaşları ile devam eder. Çal-Bekilli havzasında yer alan paleosoller yataya yakın bir konumda ve kısmen tektonizmadan korunmuş vaziyette, paleokarstik bir çöküntü içerisinde depolanmışlardır. Çalışma alanı ile komşu havzaları stratigrafik ve sedimantolojik açıdan karşılaştırıldığında bunların birbirinden bağımsız şekilde geliştiği görülür.
3. Paleosoller makroskobik olarak ideal anlamda gelişmemiş horizon yapıları, içerdiği pedojenik kalıplar (çatlak dolgusu, lifsi, tüpümsü yapılar, konkresyon-yumru), kök izleri, bloklu-prizmatik toprak yapıları, koyu kahverengi-kırmızı renkleri (Munsell renk skalasına göre 5 YR 4/6 ve 10 R 4/4) ile kolaylıkla tanınırlar. Aşırı kırmızı renklenme iyi gelişmiş paleosol seviyelerinde çok daha belirgindir.
4. Laboratuvarda ayrıntılı olarak analizi yapılan paleosollerin mikroskobik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin üç farklı paleosol içeren istifte benzer özelliklere sahip olduğu gözlenmiştir. Paleosollerin mikroskobik incelemelerinde tane bileşenleri olarak detritik mineraller ve kayaç parçaları bir toprak matriksi içerisinde; kalıpların mikroskobik incelemelerinde ise yine detritik mineraller ve kayaç parçaları mikritik ve mikrosparitik bir matriks içerisinde yüzen tane

konumundadırlar. Pedojenez esnasındaki süreçlere bağlı gelişmiş yapılar da mikroskobik olarak belirlenir. Paleosoller ve beraberindeki pedojenik kalışlerdeki ağır mineraller kaynak kayanın metamorfik ve ofiyolitik olduğunu yansıtır. Paleosollerin mineralojik bileşiminde kuvars en yaygın toprak oluşturan mineraldir. Beraberinde az da olsa feldispat, kalsit ve eser oranda hematit bulunur. Kil minerali olarak illit minerali hakim mineraldir. Bu minerale kısmen simektit, kaolinit, çok az klorit ve karışık katmanlı killer de (I-Sm) eşlik ederler. İyi gelişmiş paleosol seviyelerindeki renklenme ve manyetik suseptibilitenin ölçümleri de aletsel olarak saptanmıştır.

5. Paleosoller, pedojenik kalış ve çamurtaşlarının ana oksit değerlerinde molekül ayrışma oranları belirlenerek, paleosol seviyelerinde üzerinde geliştiği ana kayadan farklı olduğu belirlenmiştir. İlâveten paleosol seviyelerindeki ana oksit değerleri de ana kayadaki değerlerden farklıdır. Aynı zamanda bu seviyelerde K_2O ve Al_2O_3 değerleri de Fe_2O_3 ile beraber artış gösterir. İz element jeokimyası paleosol seviyelerinde bazı seviyelerde ana kayasındakilerle yakın değerlerde, bazı paleosol seviyelerinde ise zenginleştiği gözlenmiştir.
6. Paleosoller ve pedojenik kalışlerin duraylı izotop çalışmaları ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) yapılmıştır. Bu incelemeler sonucunda, paleosollerin hafif organik madde içerikleri (Bekilli kesiti için ortalama; -25‰, Çal-Hancalar kesiti için ortalama -26‰) ile pedojenik kalışlerdeki $\delta^{13}C$ değeri -8.22‰ (Bekilli yöresi kalışleri), -7.00‰ (Çal-Hancalar yöresi kalışleri) ve -7.49‰ (Mallıkkaşı yöresi kalışleri)‘dur. Bu değerler Pliyosen yaşlı paleosollerin C_3 tip bitkilerince (odunsu bitkiler-ağaçlar, çalılar) zengin olduğunu gösterir. Pedojenik kalışlerin $\delta^{18}O$ değerleri ise -7.52‰ (Bekilli yöresi kalışleri), -7.76‰ (Çal-Hancalar yöresi kalışleri) ve -6.94‰ (Mallıkkaşı yöresi kalışleri) değerindedir. $\delta^{18}O$ ’deki görelî pozitif değîrler sıcak-kurak-yarı kurak, daha negatif olan değîrler ise nemli- yağışlı bir iklimi yansıtır.
7. Çalışma alanındaki paleosollerin gerek arazi gerekse laboratuvar çalışmalarından elde edilen sonuçlar, Pliyosen dönemi iklimi hakkında önemli bulgular sağlamıştır. Tüm bu sonuçlar çalışma alanının içinde yer aldığı GB Anadolu’daki ekosistemleri

tanıtmaya yardımcı olan ve aynı zamanda iklimsel açıdan veri kaynağı oluşturabilecek memeli fosiller ile de desteklenmiştir.

7.1 Paleosoller Üzerine İleriye Yönelik Yapılması Gerekli Çalışmalar

Tezin ‘Giriş’ bölümünde de belirtildiği üzere paleosoller, Kuvaterner jeolojisi, sedimantoloji, stratigrafi, jeoarkeoloji, paleoklimatoloji, paleoekoloji, jeomorfolojik, mineralojik ve jeokimyasal çalışmalarda önemli yer tutarlar. Bu alanların her birinde paleosollerin çalışılması ve yorumlanması başlı başına bir çalışma konusudur. Örneğin, Kuvaterner yaşlı paleosol-lös ardalanmaları buzularası-buzul dönemler hakkında önemli bilgiler sağlayabilir. Bir graben dolgusu içerisinde yer alan paleosol seviyesi, geçirdiği deformasyon, graben içerisinde kaç kez tekrarlandığı ve eğer mevcutsa komşu eş yaşlı grabenlerde benzer durumun gelişip gelişmediği gibi konulara yardımcı olabilir. Ya da sedimanter bir istifte yer alan paleosol seviyesi, depolanmanın olmadığı yani depolanmada kesiklik olduğu anlamına gelir ve yorumlanması buna göre yapılır. Jeoarkeoloji çalışmalarında paleosollerin yaşlandırılması, içerdiği polenler vb. özelliklerden yararlanılabilir. Paleoklimatoloji ve paleoekoloji çalışmalarında ise paleosollerin olduğu iklim ve bitki örtüsü hakkında çeşitli jeokimyasal analizlerden yararlanılarak ayrıntılı araştırmalar yapılabilir. Bu geniş çerçevede ‘paleosol’ odaklı çalışan araştırmacı paleosol seviyelerini hangi amaç için kullanıp sonuca varmak istiyorsa, detaylı şekilde çalışma yapması gereklidir.

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş. 1965. Muğla - Yatağan çevresinde görülen jeoloji formasyonlarının korelasyonu hakkında rapor. MTA Rapor No. 3497.
- Akalan, İ. 1988. Toprak Bilgisi. A.Ü. Ziraat Fak. Yayınları. No. 1058. 346 s.
- Akartuna, M. 1965. Aydın-Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojisi hakkında etüdü. M.T.A. Dergisi, Cilt 65, s. 1-10.
- Akdeniz N. ve Konak N. 1979. Menderes Masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 22, s. 175 -178.
- Akgün, F., Kayseri, M.S. and Akkiraz, M.S. 2007. Palaeoclimatic evolution and vegetational changes during the Late Oligocene–Miocene period in the Western and Central Anatolia (Turkey). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, Vol. 253, pp. 56–106.
- Akkiraz, M.S. and Akgün, F. 2005. Palynology and age of the Early Oligocene units in Çardak–Tokça Basin, Southwest Anatolia: Paleoeological implications. *Geobios*, Vol. 38, pp. 283–299.
- Akkiraz, M.S., Akgün, F., Örçen, S. Bruch, A.A. and Mosbrugger, V. 2006. Stratigraphic and palaeoenvironmental significance of Eocene microfossils from the Başçeşme formation, Denizli province, Southwest Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 155–180.
- Akkiraz, M.S., Akgün, F. ve Örçen, S. 2010. Çivril doğusu’nda (Denizli) yüzlek veren Rupeliyen–Erken Şattiyen (Oligosen) yaşlı Tokça Formasyonu’nun Paleoeolojisi: Sayısal iklimsel karşılaştırmalar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 53 (1), s. 63-94.
- Alçıçek, H. 2007. Denizli Havzası (Sarayköy-Buldan Bölgesi, GB Türkiye) Neojen çökellerinin Sedimentolojik incelemesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 329 s.
- Alçıçek, H. 2010. Stratigraphic correlation of the Neogene basins in southwestern Anatolia: Regional paleogeographical, paleoclimatic and tectonic implications. *Paleogeog., Palaeocli., Palaeoec.*, Vol. 291, pp. 297-318.
- Allen, P. 1947. Notes on Wealden fossil soil beds, *Geologist Association Proceedings*, Vol. 57, pp. 303-314.
- Amundson, R.G., Stern, L., Baisden, T. and Wang, Y. 1989. The isotopic composition of soil and soil respired CO₂. *Geoderma*, Vol. 82, pp. 83-114.

- Andrews, J.E., Singhvi, A.K., Kailath, A.J., Kuhn, R., Dennis, F., Tandon, S.K. and Dhir, R. 1998. Do stable isotope data from calcrete record late Pleistocene monsoonal climate variation in the Thar desert of India? *Quaternary Research*, Vol. 50, pp. 240-251.
- ASTM. 1972. Inorganic index to the powder diffraction file. Joint committee on powder diffraction standards, Pennsylvania.
- Atabey, E., Atabey, N. and Kara, H. 1998. Sedimentology of caliche (calcrete) occurrences of Kırşehir region. *Mineral Ress. Expl. Bull.* Vol. 120, pp. 69-80.
- Aubert, H. and Pinta, M. 1977. Trace elements in soils. Elsevier, Amsterdam, pp. 395.
- Axelrod, D. 1975. Evolution and biogeography of the Madrean Tethyan sclerophyll vegetation. *Ann. Missouri Bot. Gard.* Vol. 62, pp. 280-334.
- Avigad, D., Garfunkel, Z., Jolivet, L. and Azanon, J. M. 1997. Back arc extension and denudation of Mediterranean eclogites: *Tectonics*, Vol. 16, pp. 924-941.
- Ayan, M. 1973. Gördes migmatitleri. *M.T.A. Dergisi*, Cilt 65, s. 132-155.
- Bachman, G.O. and Machette, M.N. 1977. Calcic soils and calcretes in the southwestern United States. *Open-File Rep. U.S. Geol. Surv.* 77-794, pp. 163.
- Barrel, J. 1913. The Upper Devonian delta of the Appalachian Geosyncline. *American Journal of Science*, Vol. 36, pp. 429-472.
- Bayraktar, S. 1990. Denizli-Çivril, Iğdır, Kocataş mevki AR: 39304 nolu mermer (kireçtaşı) yatağı maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No: 9148.
- Becker-Platen, J. D. 1967. Çivril Bölgesindeki Neojen sahasının Linyit Etüdü. MTA Rapor No: 5990.
- Becker-Platen, J. D. 1970. Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest Anotoliens (Türkei)-(Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei)-Beihefte zum Geol Jahrbuch., Vol. 97, 244 p.
- Becker-Platen, J. D. 1971. Stratigraphic division of the Neogene and oldest Pleistocene in Southwest Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 1(3), pp. 9-10.
- Bediz, P. 1949. Adana-Karataş sismik Prospeksiyon Etüdü. MTA Rapor No.1832.
- Bender, M. M. 1968. Mass spectrometric studies of carbon-13 variations in corn and other grasses. *Radiocarbon*, Vol. 19, pp. 468-472.
- Bender, M. M. 1971. Variation in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbondioxide fixation. *Phytochemistry*, Vol. 19, pp. 1239-1244.

- Bering, D. 1971. The development of the Neogene and Quaternary intramontane basins within the Pisidic lake district in S. Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 1(3), pp. 27-32.
- Berner R. A. 1969. Goethite stability and origin of red beds. *Geochimica Cosmochimica Acta*, Vol. 35, pp. 267-273.
- Bertolani-Marchetti, D. 1982. Polen paleoclimatology in the Mediterranean since Messinian time. In: *Geologic Evolution of the Mediterranean Basin*, (eds) Stanlet, D.J. and Wezel, F. Washington D.C: Smithsonian Institution, Div. Of Sedimentol., pp. 525-543.
- Bingöl, E. 1974. 1:2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmaları. *M.T.A. Dergisi*, Cilt 83, s. 178-134.
- Birkeland, P.W. 1999. *Soils and Geomorphology*. (3rd ed.) Oxford University Press, New York, 430 pp.
- Blanc-Verner, L., Guernet, C., Keraudern, B., and Sauvage, J. 1973. Sur l'âge des formations levantines et des couches marine superposée de Kos (Dodecanese, Grece). *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D*. Vol. 277, pp. 825-827.
- Boggs, J.R. S. 2006. *Principles of sedimentology and Stratigraphy*. (4th ed.), New Jersey, Pearson Prentice Hall, 662 pp.
- Boucot, A.J., Dewey, J.F. Dineley, D.L. Fletcher, R. Fyson, W.K. Griffin, J.G. Hickox, C.F. McKerrow, W.S. and Zeigler, A.M. 1974. The geology of the Arisaig area, Antigonish County, Nova Scotia: Geological Society of America, Special Paper, Vol. 139, 191 pp.
- Boutton, T. W. 1991. Stable carbon isotope ratios of natural materials. In: *Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments*, (eds) Coleman, D.C. and Fry, B., *Carbon Isotope Techniques*, pp. 173-185.
- Bozkurt, E. and Park, R.G. 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *J Geol. Soc. London*, Vol. 151, pp. 213-216.
- Bozkurt, E. 2000. Timing of extension on Büyük Menderes Graben, W Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 173, pp. 385-403.
- Bozkurt, E. 2003. Origin of the NE trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, Vol. 16 (2-6), pp. 61-81.
- Bozkurt, E. and Mittwede, S.K. 2005. Introduction: Evolution of Neogene extensional tectonics of western Turkey. *Geodinamica Acta*, Vol. 18, pp. 153-165.

- Brewer, R. 1972. The basis of interpretation of soil micromorphological data. *Geoderma*, Vol. 8, pp. 81-94.
- Bridge, J. S. 2003. *Rivers and Floodplains, Forms, Processes and Sedimentary Record*. Blackwell Science, 491 pp.
- Brinkmann, R. 1966. Geotektonische Gliederung von West Anatolien, M.T.A. Dergisi, Cilt 66, s. 61-74.
- Buchanan, D. L. and Corcoran, B. J. 1957. Sealed tube combustion for the determinations of carbon-14 and total carbon. *Anal. Chem.*, Vol. 55, pp. 1832-1833.
- Buckland, W. 1837. *Geology and mineralogy considered with reference to natural theology*, Vols 1 and 2. W. Pickering, London.
- Bukowski, G.V. 1891. *Geologische Forschungen im Westlichen Kleinasien*; Verh d. k.k. Geol. R.A. No:5 Wien.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. and Babel, U. 1985. In: *Handbook for Soil thin Section Description*, Albrighton, Waine, pp. 152.
- Buol, S. W., Hole, F. D., McCracken, R. J. and Southard, R. J. 1997. *Soil genesis and classification*, (4th ed). Iowa State University Press, Ames, 527 pp.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Oelsner, F. and Dürr, S. 1997. Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos island, Cyclades. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Vol. 77, pp. 95-97.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J.H., Warkus, F. and Dürr, S. 2001. Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, Vol. 89, 4, pp. 793-811.
- Catt, J. A. 1986. *Soils and Quaternary Geology*. Oxford University Press, New York, pp. 267.
- Catt, J. A. 1988. *Quaternary Geology for Scientist and Engineers*, John Wiley&Sons. 340 pp.
- Catt, J. A. 1990. *Paleopedology manual*. Quaternary Interpretational Vol. 6, pp. 1-95.
- Catt, J. A. 1998. Report from working group on definitions used in paleopedology. *Quaternary International* Vol. 51/52, pp. 84.

- Cerling, T. E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 71, pp. 229-240.
- Cerling, T. E., Quade, J., Wang, Y. and Bowman, J. R. 1989. Carbon isotopes in soils and paleosols as ecology and paleoecology indicators, *Nature*, Vol. 341, pp. 138-139.
- Cerling, T. E. 1991. Carbondioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *Am. J. Sci.*, Vol. 291, pp. 377-400.
- Cerling, T. E. 1992a. Developments of grassland and savannas in East Africa during the Neogene. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, Vol. 97, pp. 241-247.
- Cerling, T. E. 1992b. Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the $P(CO_2)$ of the paleoatmosphere. *Global Biochemical Cylse*, Vol. 6(3), pp. 307-314.
- Cerling, T.E. and Quade, J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: *Climate Change in Continental Isotopic records*, (eds) Swart, P.K., Lohmann K.C, McKenzie, J. and Savin, S. *American Geophysical Monograph*, Vol. 78, pp. 217-231.
- Cerling, T. E., Harris, J. M., Macfadden, B. J. Leakey, M. G., Quade, J., Eisenmann, V. and Ehleringer, J. R. 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundry. *Nature*, Vol. 389, pp. 153-158.
- Chesworth, W. 1973. The parent rock effect in the genesis of soils. *Geoderma*, Vol. 10, pp. 429-432.
- Chamley, H. 1989. Clay formation through weathering. In: *Clay Sedimentology*, (eds) Chamley, H., New York, Springer, pp. 21-50.
- CIE 1978. *Calculations for Interior Lighting: Basic Method*.
- Codron, C., Codron, J., Lee-Thorp, J.A. Sponheimer, M. and De Ruiter, D. 2005. Animal diets in the waterberg based on stable isotopic composition of faeces. *S. Afr.J. Wildl. Res.*, Vol. 35, pp. 43-52.
- Collins, W. H. 1925. North Shore of lake Huron. *Geological Survey of Canada Memoir*, pp. 143.
- Çakmakoğlu, A. 1990. Denizli M22-a2 ve M22-b4 paftaları arasında ile M22-b3 Paftası. Güney Yarısının Jeolojisi. MTA Rapor No: 9487.
- Çelik, R. 1967a. Uşak ili asbest zuhurları etüd raporu; MTA Rapor No:4053.

- Çelik, R. 1967b. Denizli-Çal ilçesindeki asbest zuhurları etüdü. MTA Rapor No: 4234.
- Çiner, A., Deynoux, M. and Çörekçioğlu, E. 1999. Hummocky moraines in the Namaras and Susam valleys, Central Taurids, SW Turkey. *Quaternary Science Reviews*, Vol.18, pp. 659-669.
- Çiner, A. 2003. Recent glaciers and Late Quaternary glacial deposits of Turkey, (in turkish). *Geological Bulletin of Turkey*, Vol. 46, 1, pp. 55-78.
- Çobanoğlu, İ., Bozdağ, Ş. and Kumsar, H. 2008. Microstructural, geochemical and geochemical properties of caliche deposits from the Adana basin. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, Vol. 67, pp. 367-374.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* Vol. 16, pp. 436-488.
- Dearing, J. 1999. Magnetic susceptibility. In: *Environmental magnetism: a practical guide*, (eds) Walden, J., Oldfield, F., Smith, J. Technical guide, No. 6. Quaternary Research Association, London, pp. 35-62.
- Deines, P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, (eds) Fritz, P. and Fontes, J.C. Vol I, The Terrestrial Environment. Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam. pp. 329-406.
- Demircioğlu, D., Ecevitoglu, B. and Seyitoğlu, G. 2010. Evidence of a rolling hinge mechanism in the seismic records of the hydrocarbon-bearing Alaşehir graben, western Turkey. *Petroleum Geoscience*, Vol. 16(2), pp. 155-160.
- Dewey, J. F. Şengör, A. M .C. 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone: *Geological Society America Bulletin*, Vol. 90, pp. 84-92.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R Kidd, W. S. F. Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C. 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonic of eastern Anatolia-a young collision zone. In: *Collision Tectonics*, (eds) Coward, M.P. Ries, A.C. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, Vol. 29, pp. 2-36.
- Dewey, J. F. 1988. Extensional collapse of orogens: *Tectonics*, Vol. 7, pp. 1123-1139
- Devlet Su İşleri (DSİ). 1958. Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı. Sondaj Şube Müdürlüğü.
- Devlet Su İşleri (DSİ). 1965. Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı. Sondaj Şube Müdürlüğü.
- Devlet Su İşleri (DSİ). 1986. Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı. Sondaj Şube Müdürlüğü.
- Devlet Su İşleri (DSİ). 1994. Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı. Sondaj Şube Müdürlüğü.

- Dinçer, İ., Acar, İ. and Ural, S. 2008. Estimation of strength and deformation properties of Quaternary deposits. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, Vol.67, pp. 353-366.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crepspi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. and Savaşçın, Y. 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea. In: *Reconstruction of evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*, (eds) Rosenbaum, G, Lister, G.S. *Journal of Virtual Explores*, Vol. 7, pp. 117-1311.
- Dokuchaev, V. V. 1883. Russian Chernozem (Ruskii Chernozem). In: *Collected Writings (Izbrunnye sochineniya)*, 3 (trans. N.Kaner, 1967). Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Dora, O. Ö. 1969. Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etütleri. *M.T.A. Dergisi*, Cilt 73, s. 10-26.
- Dora, O. Ö. 1972. Ortoklas mikroklin transformation in migmatiten des Eğrigöz massivs: *Türkiye Jeol. Kur. Bülteni*, Cilt 15/2, s. 131-152.
- Dora, O. Ö. 1975. Menderes Masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarla kullanılması, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 18,111-126.
- Dora, O. Ö. 1981. Menderes Masifinde petroloji ve feldispat incelemeleri, *Yerbilimleri*, Hacettepe Univ., Cilt 7, s. 54-63.
- Dora, O. Ö. Kun, N. and Candan, O. 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: *Proceedings of the International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, eds. Savaşçın, M.Y, Eronat, A.H.,v. II, pp. 102-115.
- Dora, O. Ö., Candan, O., Kaya, O., Koralay, E. and Dürr, S. 2001. Revision of ‘Leptite Gneisses’ in the Menderes masif: a supracrustal metasedimentary origin. *Int. Journal of Earth Sciences*, Vol. 89, pp. 4836-4851.
- Dora, Ö. 2007. Menderes Masifindeki Jeolojik Araştırmaların Tarihsel Gelişimi. *Menderes Masifi Kolokiyumu*, İzmir, s. 1-7.
- Driese, S. G., Mora, C. I., Cotter, E. and Foreman, J. L. 1992. Paleopedology and stable isotope geochemistry of Late Silurian vertic paleosols, Bloomsburg Formation, central Pennsylvania. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 62, pp. 825–841.
- Driese, S.G., Mora, C.I., Edaward, C., Fastovsky, D.E. and Retallack, G. J. 1993. Paleosols, Paleoclimate and Paleoatmospheric CO₂: Paleozoic Paleosols of Central Pennsylvania, University of Tennessee, 137 pp.
- Dubertret, L. ve Kalafatçıoğlu, A. 1973. 1 :500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İzahnamesi.(İzmir Paftası), MTA Yayını No.115.

- Duchafour, P. 1982. *Pedology, Pedogenesis and classification*, London, Allen and Unwin, 448 pp.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E.. *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1. pp. 108-121.
- Đurža, O. and Dlapa, P. 2009. Magnetic susceptibility record of loess/paleosol sequence : case study from south-west Slovakia. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, Vol.39 (1), pp. 83-94.
- Dürr, S. 1975. Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis: PhD Thesis, Univ. Marburg/Lahn, Germany, pp. 106.
- Dworkin, S.I., Nordth, L. and Atchley, S. 2005. Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. *Earth Planet Science Letters*, Vol. 237, pp. 56-68.
- Eberl, D. D. 1984. Clay mineral formation and transformation in rocks and soils. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. Vol. 311, pp. 241-257.
- Ehleringer, J.R., Field, C.B., Liu, X and Kuo, C. 1986. Leaf carbon isotope and mineral composition in subtropical plants along an irradiance cline, *Oecologia*, Vol. 70, pp. 520-526.
- Ehleringer, J. R. 1988. Carbon isotope ratios and physiological processes in Aridland plants. In: *Stable isotopes in Ecological Research* Rundel, eds. P.W., J.R. Ehleringer and K.A. Nagy, Springer-Verlag, New York. pp. 41-54.
- Ehleringer, J.R., Sage, R.F., Flanagan., L.B. and Pearcy, R.W. 1991. Climatic change and the evolution of C4 photosynthesis, *Trends Ecol. Evol.*, Vol. 6, pp. 95-99.
- Eickmeier, W.G. and Bender, M. M. 1976. Carbon isotope ratios of Crassulacean Acid Metabolism species in relation to climate and phytosociology. *Oecologia* Vol. 25, pp. 314-347.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.* Vol. 63, pp. 538-578.
- Emre, T. and Sözbilir, H. 1997. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. *I.E.S.C.A., Proceedings*, Vol. 1, pp. 73-93.
- Epstein, S. ve Lowenstom, H.A. 1953. Temperature shell growth relations of recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda: *Jour. Geol.*, Vol. 61, pp. 424-438.

- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A. Alkan., H. Öztaş, Y. ve Akpınar, M. 1986. Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi: Türkiye Altıncı Petrol Kong., Jeoloji Bildirileri, s. 23-32, Ankara.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, E. 1978. Uşak yöresindeki Neojen Havzalarının jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 21, s. 97-106.
- Erdoğan, B. and Güngör, T. 2004. The problem of the core-Cover Boundary of the Menderes Massif and an Emplacement Mechanism for Regionally Extensive Gneissic Granites, Western Anatolia (Turkey). Turkish J. Earth Sci. Vol.13, pp. 15-36.
- Eren, M., Kadir, S. Hatipoğlu, Z. and Gül, M. 2008. Quaternary calcrete development in the Mersin area. Turkish Journal of Earth Science, vol 17, pp. 763-784.
- Erentöz, C. ve Tolon, N. 1952. İskenderun-Çengen Tersiyer Baseninin Jeolojisi. MTA Rapor No: 1953.
- Erinç, S. 1960. Konya Bölümünde ve İç Toros sıralarında karst şekilleri üzerine müşahedeler. Türk Coğrafya Dergisi, Cilt. 20, 83-106.
- Erişen, B. 1971. Denizli-Dereköy sahasının jeolojik etüdü ve jeotermik Enerji imkanları hakkında rapor, MTA Rapor No: 4665.
- Erol, O. 1983. Geomorphology and neotectonics of the pluvial lake basins in the Taurus Belt and South Central Anatolia. In: Geology of the Taurus Belt. International Symposium, eds. Tekeli, O., M. Cemal Göncüoğlu, M.C. Ankara, 119-123.
- Ersoy, Y., Helvacı, C. and Sözbilir, H. 2010. Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: Implications for late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey. Tectonophysics, Vol. 488, pp. 210-232.
- Esteban, M. Klappa, C. F. 1983. Subaerial exposure environment. In: Carbonate Depositional Environment, eds. Scholle, P.A., Bebout, P.G., Moore, C.H. Memoirs, American Association of Petroleum Geologist, Vol. 33, pp. 1-72.
- Esquevin, J. 1958. Les silictes de zinc. Etude de produits de synthèse et des minéraux naturels. Thèse Sci. Paris.
- Evens, M. E. and Heller, F. 1994. Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the Loess Plateau of China, Geophysical Journal International, Vol. 117, pp. 257-264.
- Evens, M. E. and Heller, F. 2003. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics, Academic Press, pp. 299.

- Fairbridge, R.W. and Bourgeois, J. 1978. The Encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson and Ross, 901 pp.
- Feakes, C. R. Retallack, G. J. 1988. Recognition and chemical characterization of fossil soils developed on alluvium; A late Ordovician example. In: Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Application, eds. Reinhardt, J. and Sigleo, W.R. Geological Society of America, Special Paper, Vol. 216, pp. 35-48.
- FitzPatrick, E.A. 1993. Soil microscopy and micromorphology. J. Wiley, Chicester. 304 pp.
- Flügel, N. ve Metz, K. 1954. Bodrum - Muğla yöresinde yapılan jeolojik harita hakkında rapor. MT.A. Rapor No. 2789.
- Flügel, E. 2010. Microfacies of Carbonates Rocks. Springer-Verlag, 929 pp.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 43, pp. 1-38.
- Ford, A.B. 1987. Chemical characteristic of greywake and paleosol of early Oligocene or older sedimentary breccia. Ross Sea, DSDP site 270. In: Geological Evolution of Antarctica, eds. Thompson, M.R.A., Crame. I.A. Thompson, J.W. pp 293-297. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ford, D.C. and Williams, P.V.1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, Ma, 601 pp.
- Fortelius, M., Eronen, J., Jernvall, J., Liu, L., Pushkina, D., Rinne, J., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z. and Zhou, Z. 2002. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change over 20 million years. evolutionary Ecology Research, Vol. 4, pp. 1005–1016.
- Frazer, J.W. and Crawford, R. 1963. Modifications in the simultaneous determination of carbon, hydrogen and nitrogen. Mikrochim. Acta, Vol. 3, pp. 561-566.
- Friedli, H., Lotscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U. and Stauffer, B. 1986. Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries, Nature, Vol. 324, pp. 237-238.
- Frissel, M. J. and Reiniger, P. 1974. Simulation of accumulation and leaching in soils: Wageningen, Netherlands, Centre for Agricultural Publications and Documents. pp.116.
- Fritts, H .C. 1976. Tree Rings and Climate. London: Academic Press, 567 pp.
- Garrels, R. M. and Christ, C.L. 1965. Solutions, Minerals and Equilibria, Harper&Row, New york, 450 pp.

- Gessner, K., Piazzola, S., Güngör, T., Ring, U., Kröner, A. and Passchier, C.W. 2001a. Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 89, pp. 766-780.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel R., Passchier, C. W. and Güngör, T. 2001b. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, Vol. 29, pp. 611-614.
- Gile, L.H., Peterson, F. F. and Grossman, R. B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.* Vol. 101, pp. 468-481.
- Gornitz, V. (eds). 2009. *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer, 1048 pp.
- Goudie, A. 1973. *Duricrust in tropical landscapes*. Clarendon Press, Oxford.
- Goudie, A. 1983. Calcrete. In: *Chemical Sediments and Geomorphology*, (eds) Goudie, A.S. and Pye, K. Academic Press, London, pp. 93-131.
- Göktaş, F. Çakmaköğlu, A. Tarı, E. Sütçü, Y.F. ve Sarıkaya, H. 1989. Çivril-Çardak arasındaki jeolojisi, MTA Rapor No: 8701.
- Graciansky, P. Ch. 1965. Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar, M.T.A. Dergisi, Vol. 64, pp. 9-23.
- Graciansky, P. Ch. 1972. *Recherches géologiques dans le Taurus Lycien occidental*. These Doct. d'Etat, Université Paris-Sud, Orsay.
- Güldalı, N. 1972. Korkuteli-Bucak çevresinde lapyra ve dolin çeşitleri ve bunların gelişimleri. *Jeomorfoloji Dergisi*, Vol. 4, pp. 81-98.
- Gürbüz, A., Boyraz, S. and Ismael, M.T. 2012. Plio-Quaternary development of the Baklan-Dinar graben: implications for cross-graben formation in SW Turkey. *International Geology Review*, Vol. 54 (1), pp. 33-50.
- Gürel, A. and Kadir, S. 2006. Geology, mineralogy and origin of clay minerals of the Pliocene fluvial-lacustrine deposits in the Cappadocian Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 54 (5), pp. 555-570.
- Gürel, A., Kerey, E. I. and Özcan, S. 2008. Sedimentology and mineralogy of Late Miocene paleosols and calcrete rich sediments in the western part of Central Anatolian Volcanic Province (CAVP), Turkey. 7th International scientific conference, SGEM, pp. 1-12.

- Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K. and Yılmaz, Y. 2001. Neogene basin development around Söke-Kuşadası (Western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region: *Geodinamica Acta*, Vol. 14, pp. 57–69.
- Gürer, Ö.F., and Yılmaz, Y. 2002. Geology of the Ören and surrounding areas, SW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 11, pp. 1–13.
- Gürer, Ö. F., Sangu, E. and Özbüyük, M. 2006. Neotectonics of the SW Marmara egiönü, NW Anatolia, Turkey: *Geological Magazine*, Vol. 143–2, pp. 229–241.
- Gürer, Ö.F., Sarica-Filoreau, N., Özbüyük, M., Sangu, E. and Doğan, B. 2009. Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, Western Turkey: *Geological Magazine*, Vol. 146(5), pp. 652–673.
- Gürsoytrak, E. 1974. Denizli-Çivril linyit sahası değerlendirme raporu. MTA Rapor No: 5275.
- Hakyemez, Y. H. 1989. Geology and stratigraphy of the Cenozoic sedimentary rocks in the Kale-Kurbahk area. Denizli-southwestern Turkey. Mineral Research and Exploration, Institute of Turkey (MTA) Bulletin, Vol. 109, pp. 1-14.
- Hamilton, W. 1842. *Researches in Asia Minor*; London.
- Hardeberg, J. Y. 1999. Acquisition and Reproduction of Colour Images: Colorimetric and Multispectral Approaches, PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Telecommunications, Paris.
- Harden, J.W., Taylor, E.M., Reheis, M.C. and McFadden, L. D. 1991. Calcic, gypsic and siliceous soil chronosequences in arid and semiarid environments. In: Occurrence, Characteristics and Genesis of carbonate, Gypsum and Silica Accumulations in Soils. SSSA Special Publication, Vol. 26, pp.1-16.
- Hays, P. D. and Grossman, E. L. 1991. Oxygen isotopes in meteoric cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology*, Vol. 25, pp. 649-723.
- Hetzl, R. and Reischmann, T. 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, Vol. 133, pp. 565-572.
- Helvacı, C. 2002. Evaporit Jeolojisi ve Türkiye Borat yatakları (Kurs notları), MTA, Ankara.
- Helvacı, C. 2004. Van Gölü ve çevresinde evaporit oluşumları. Evaporitler ve Tuzlar Semineri. MTA Genel Müdürlüğü. s. 113-114.
- Holmes, M. A.1992. Cretaceous subtropical weathering followed by cooling at 60°S latitude: the mineral composition of southern Kerguelen Plateau sediment, Leg

120. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 120, pp. 99-111.
- Holzer, H. 1953. 88/3, 88/4, 89/3, 105/1 ile 89/1 (kısmen) paftalarının jeolojik haritası hakkında rapor. MTA Rapor No: 2365.
- Howard, J. L., Amos, D. F. and Daniels, W. L. 1993. Alluvial soil chronosequence in the inner coastal plain, central virginia. Quaternary Research, Vol. 39, pp. 201-213.
- HUNTERLAB. 2011. Web sitesi. www.hunterlab.com/Instrument/Portable/MiniscanEZ.
- Hutton, J. 1795. Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations, Vols 1 and 2. J. W. Creech, Edinburgh (facsimile edn Wheldon&Wesley, Codicote, 1959).
- İncesu, İ. 1975. Çivril ilçesi mermer ve traverten oluşumlarının ön araştırma raporu. MTA Rapor No: 5386.
- İslamoğlu, Y., Gedik, F., Aydın, A., Atay, G., Hakyemez, A. ve Babayiğit, S. 2006. Denizli Bölgesi'ndeki (GB Türkiye) Oligosen Yaşlı Lagüner ve Denizel Çökellerin Mollusk, Foramenifera, Nannoplankton, Mercan ve Ostrakoda Biyostratigrafisi. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
- Işık, V. and Tekeli, O. 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey). Evidences for metamorphic core complex formation. Int. J. Earth Sci. Vol. 89, pp. 757-765.
- Ioakim, C. and Solounias, N. 1985. A radiometrically dated polen flora from the Upper Miocene of Samos Island, Greece. Rev. Micropaleont., Vol. 28, pp. 197-204.
- Ismael, M. T. 2009. Işıklı göl (çivril, denizli) tortullarının sedimantolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 90 s.
- Ismael, M. T., Boyraz, S. İleri, Ö. Kazancı, N. Alçiçek, M.C. ve Öncel, S. 2009. Işıklı Gölü Tortullarında Ana ve İz element Dağılımı. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
- Jackson, J. A. and Mckenzie, D. P. 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of Royal Society of Astronomical Society, Vol.77, pp. 185-264.
- Jenny, H. 1941. Factors in Soil Formation. McGraw-Hill, New York, 281 pp.
- Jenny, H. 1992. Factors of soil formation. A system of Quantitative Pedology. Dover publ. New York, 191 p.
- Kabata-Pendias, A. and Pendias, H. 1984. Trace elements in soils and plants. CRC pres, Boca Raton, FL, pp. 315.

- Kadıoğlu, Y. K., Üstündağ, Z. and Yazıcıgil, Z. 2009. Spectroscopic application of realgar using X-ray fluorescence and Raman. Spectros. Lett. Vol. 42, pp. 121-128.
- Kapur, S., Gökçen, S. L. and Yaman, S. 1984. Caliche formation in the Late Tertiary Adana Basin-Turkey. In: 5th European Regional Meeting of Sedimentology, pp. 230-231.
- Karadenizli, L., Saraç, G. Şen, Ş. Seyitoğlu, G. Gedik, F. Kangal, Ö, Kayakıran, İ, Kazancı, N. Gül, A. ve Erten, H. 2009. Batı ve Orta Anadolu Oligosen Paleocoğrafyası. MTA Rapor No:11225.
- Karakaş, Z., Boyraz, S. ve Varol, B. 2005. Sivrihisar Kuzey Doğusundaki (Mülk-Demirci) Neojen Yaşlı Volkaniklerde Kil Mineralleşmesi. Bildiri Özleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara .
- Karayel, E. 1973. İskenderun demir-çelik fabrikası kalker ve dolomit ruhsatlı sahalarında yapılan sondaj araştırmaları hakkında rapor. MTA Rapor No: 5005.
- Kaya, T., Geraads, D. and Tuna, V. 2003. A new Middle Miocene mammalian fauna from Mordoğan (Western Turkey). Paläontol. Zeitsch. Vol. 77, pp. 293-302.
- Kaya, T., Mayda, S. Alçiçek, M.C, Oruç, S. 2008. Denizli-Çal yöresinde Yeni bir Geç Miyosen Memeli faunası, 9. Paleontoloji-Stratigrafi Çalıştayı, Denizli.
- Kayseri, M. S. ve Akgün, F. 2006. Miyosen dönemine ait Palinolojik verilere dayalı ısı dağılım haritaları. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
- Kazancı, N., Gürbüz, A. ve Boyraz, S. 2011. Büyük Menderes Nehri'nin Jeolojisi, Batı Anadolu, Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, cilt: 54, (1-2), s. 1-41 (baskıda)
- Ketin, İ. 1959. Türkiye'nin orojenik gelişmesi. M.T.A. Dergisi. Cilt 53, s. 78-86.
- Kissel, C. and Laj, C. 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: A paleomagnetic reconstruction: Tectonophysics, Vol. 146, pp.165-176.
- Kiremitçioğlu, İ. H. 1993. Denizli-Çivril-Işıklı-Emirhisar ovaları Jeofizik etüd raporu. DSİ Genel Müdürlüğü.
- Klappa, C. F. 1979. Calcified filaments in Quaternary calcretes: Organo-mineral interactions in the vadose subaerial environmen. J. Sediment Petrol., Vol. 49, pp. 955-968.
- Kline, J. R. 1973. Mathematical simulation of soil-plant relationships and genesis. Soil Science, Vol. 115, pp. 240-249.

- Koçyiğit, A. 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında Levha içi yeni tektonik gelişim. TJK Bülteni, Cilt 27(1), s. 1-12.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. and Bozkurt, E. 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey: Journal of Geological Society of London, Vol. 156, pp. 605–616.
- Koçyiğit, A. Ünay, E. and Saraç, G. 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. In: Bozkurt E. Winchester J.A. & Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society Special Publ., Blackwell, London, Vol. 173, pp. 405-421.
- Konak, N., Akdeniz, N. ve Çakır. H. 1986. Çal-Çivril Karahallı Dolayının Jeolojisi. MTA Rapor No: 8945
- Konak, N. 1993. Menderes Masifinin Çal-Çivril-Karahallı dolayındaki yapısal özellikleri, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara
- Konak, N. 2002. Türkiye Jeoloji Haritası, İzmir paftası 1: 500 000. MTA yayınları, Ankara.
- Konak, N. ve Şenel, M. 2002. Türkiye Jeoloji Haritası, Denizli paftası 1: 500 000. MTA yayınları, Ankara.
- Konyalı, Y. 1970. Çivril kazası Tokça-Karahacılı bölgesi Jeolojik etüdü ve linyit imkanları. MTA Rapor No: 6142.
- Koralay, O.E., Satır, M. and Dora, O.Ö. 2001. Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey'' International Journal of Earth Sciences, Vol. 89(4), pp. 822-835.
- Koralay, O.E., Dora, O.Ö., Chen, F., Satır, M. and Candan, O. 2004. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, eastern part of Ödemiş-Kiraz Submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 13(1), pp.37-61.
- Kraus, M. 1997. Lower Eocene alluvial paleosols: Pedogenic development, stratigraphic relationships, and paleosol/landscape associations. Palaeogeog. Palaeocl. Palaeoec., Vol. 29, pp. 387-406.
- Kraus, M. and Aslan, A. 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. In: Paleoweathering, Paleosurfaces and Continental deposits, (eds) Thiry, M., Simon-Coinçon, R. International Association for Sedimentology, Special Publication, Vol. 27, pp. 303-371.

- Krynine, P. D. 1940. Paleozoic heavy minerals from central Pennsylvania and their relation to Appalachian structure, *Proceedings of the Pennsylvania Academy of Science*, Vol. 14, pp. 60-64.
- Krynine, P. D. And Tuttle, O.F. 1941. Petrology of the Ordovician-Silurian boundary in Pennsylvania, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 52, pp. 1917-1918.
- Krynine, P. D. 1949. Origin of red beds. *Trans. Acad. Sci. Series 2*, Vol. 11, pp. 60-68.
- Kuhleemann, J., Taubald, H. and Vennemann, T. 2008. Clay mineral and geochemical composition of Cenozoic paleosol in Eastern Alps, (Austria), *Austrian Earth Sciences*, Vol. 101, pp. 60-69.
- Küçükçetin, A. 1951. Adana'da Amerikan İstihdam inşaat Grubu Tarafından Yapılmakta olan Havaalanının su ihtiyacını karşılamak üzere yapılan ve yapılması tavsiye edilen araştırma. MTA Rapor No: 469.
- Küçükuysal, C., Türkmenoğlu, A. G. and Yılmaz, İ. Ö. 2009. Clay minerals as paleoclimate indicators of Pliocene-Pleistocene time range, Ankara area, Turkey. 14th International Clay Conference, Micro et Nano: Science Mare magnum, Book of Abstracts, Vol. II, p.198.
- Küçükuysal, C., Türkmenoğlu, A. G. Yılmaz, İ. Ö. and Kapur, S. 2010. Mineralogic and geochemical properties of calcretes in Ankara: Indicators of paleoclimatic conditions. 7th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, University of Çukurova, Adana.
- Küçükuysal, C., Engin, B. Türkmenoğlu, A. G. and Aydaş, C. 2011. ESR dating of calcrete nodules from Bala, (Ankara) Turkey: preliminary results. *Applied Radiation and Isotopes*. Vol. 69, pp. 492-499.
- Küpeli, Ş., Kayabalı, İ. Arslan, M. ve Saka, H. A. 1999. Doğu Toroslar'da otokton, güncel lateritik bir oluşum: Büyükbelen (Faraşa-Yahyalı) demir zuhuru. *MTA Dergisi*, Cilt 121, s. 51-71.
- Lepetit, P., Viereck-Goette L. and Gürel, A. 2006. Neogene paleosols in Cappadocia-archives of ecosystem changes in the Late Neogene. GV International Conference and 96th Annual Meeting of the Geologische Vereinigung e.V. Postdam, Vol. 1, pp. 40-41.
- Le Pichion, X. and Angelier, J. 1979. The hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, Vol.60, pp. 11-42.
- Lebküchner, R. 1970. Acıgöl-Afyon-Dinar'ın kuzeyinde Neojen havzasının detaylı araştırmalarının neticesi hakkında rapor. MTA Rapor No: 6186.

- Machette, M. N. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. In: Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States. (eds) Weide, D.L. Geological Society of America Special Paper, Vol. 203. pp.1-21.
- Maher, B. 1988. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Paleogeog. Paleocl. Paleoec.*, Vol.137, pp. 25-54.
- Maher, B. and Thompson, R. 1999. Quaternary Climates, Environments and Magnetism. Cambridge University Press, pp.390.
- Malavieille, J. 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, Vol. 12, pp. 1115-1130.
- Marbut, C. F. 1935. Atlas of American Agriculture. Part III. Soils of The United States. Government printer, Washington, DC.
- Marino B. D. and McElroy M. B. 1991. Isotopic composition of atmospheric CO₂ inferred from carbon in C4 plant cellulose. *Nature*, Vol. 349, pp. 127-131.
- Marion, G.M., Schlesinger, W.H. and Fonteyn, P.J. 1985. A regional model for soil CaCO₃ (caliche) deposition in southwestern deserts. *Soil Sci.*, Vol. 139, pp. 468-481.
- Martini, I. P., and Chesworth, W. (eds). 1992. Weathering, Soils and Paleosols, Elsevier, Amsterdam, pp. 618.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O. and Hamburger, M. 2000. Global Positioning System constraints on the plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, pp. 5695–5719.
- McCrea, J. M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* Vol. 18, pp.8 49-857.
- McFadden, L.D. and Tinsley, J. C. 1985. Rate and depth of pedogenic-carbonate accumulation in soils: Formation and testing of a compartment model. In: Soils and Quaternary Geology of the Soutwestern United States. (eds) Weide, D.L. Geological Society of America Special Paper, Vol. 203, pp. 23-41.
- McFadden, L.D., Amundson, R.G. and Chadwick, O. A.1 991. Numerical modeling chemical and isotopic studies of carbonate accumulation in soils of arid regions. In: Occurrence, Characteristics and Genesesis of Carbonate, Gypsum and Silica Accumulations in soils. (eds) Nettleon, W.D. Soil Society of America, Madison, WI, pp. 17-35.
- McKenzie, D. P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region: *Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 30, pp. 109–185.

- McLane, M. 1995. Sedimentology, New York: Oxford University Press, p. 432
- Medina, E. and Minchen, P. 1980. Stratification of $\delta^{13}\text{C}$ values in Amazonian rain forests. *Oecologia*, Vol. 45, pp. 377–378.
- Mehlich, A. and Drake, M. 1955. Soil chemistry and plant nutrition. In: Chemistry of the soil, (eds) Bear, F.E. New York, Reinhold, pp. 395-444.
- Meunier, A. and Velde, B. 2004. Illite: Origin, evolution, metamorphism. Springer-Verlag, pp. 283.
- Meulenkamp, J.E., Wortel, W. J. R., Van Wavel, W.A., Spakman, W. and Hoogerduyn Satrating, E. 1988. On the Hellenic subduction zone and geochemical evolution of Crete in the late middle Miocene, *Tectonophysics*, Vol. 146, pp. 203-215.
- Miall, A. D. 1996. The geology of the fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, Springer-Verlag, pp. 582.
- Millot G. 1964. *Geologie des argiles*. Masson et Cie, Paris. pp. 499.
- Millot, G. 1970. *Geology of clays* (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). New York, Springer Verlag. pp. 429.
- Misra, N. L., and Singh-Mudher, K. D. 2002. Total reflection X-ray fluorescence. A technique for trace element analysis in materials. *Progress in Crystal Growth and Characterization of Materials*, Vol. 45 (1), pp. 65-74.
- Monger, H.C., Daugherty, L. A. and Gile, L. H. 1991. A microscobic examination of pedogenic calcite in an Aridisols of southern New Mexico. In: Occurrence, Characteristics and Genesis of carbonate, Gypsum and Silica Accumulations in Soils. SSSA Special Publication, Vol. 26, pp. 37-60.
- Mooney, H.A., Troughton, J. H. and Berry, J.A. 1977. Carbon isotope ratio measurements of succulent plants in southern Africa. *Oecologia*, Vol. 30, pp. 295-305.
- Mora, C.I., Driese, S.G. and Seager, G. 1991. Carbon dioxide in the Paleozoic atmosphere: evidence from carbon isotope composition of pedogenic carbonate. *Geology*, Vol. 19, pp. 1017-1020.
- Morton, A.C., Hallsworth, C. R. 2007. Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. In: *Heavy Minerals in Use*, (eds) Mange, M. A., Wright, D. T. *Developments in Sedimentology*, Vol. 58, pp. 215–245.
- Mosbrugger, V. and Utescher, T. 1997. The coexistence approach-a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, Vol. 134, pp. 61–86.

- Munsell Soil Color. 2009. Munsell Soil Color Charts. Munsell Color, Baltimore, Maryland.
- Nazik, L. 2004. The karst regions of Turkey (According to the Morphogenesis and Morphometric Properties). Proceeding of Int. Symp. on Earth System Sciences, Istanbul, pp. 77-82.
- Nazik, L. ve Tuncer, K. 2010. Türkiye Karst Morfolojisinin Bölgesel Özellikleri, Türk Speleoloji Dergisi-Karst ve Mağara Araştırmaları, Sayı 1, İzmir.
- Nebert, K. 1956. Denizli-Acıgöl mevkiin jeolojisi. 1/100 000 lik Denizli 105/1 105/2 ve Isparta 106/1 paftalarının sahası içinde yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor. MTA Rapor No: 2509
- Necula, C., Panaiotu, C., Panaiotu, C.E. and Grama, A. 2005. Magnetic properties of loess-paleosol sequence at Mostistea (Romania), Romanian Reports of Physics, vol. 57 (3), pp. 453-461.
- Nemec, W. and Kazancı, N. 1999. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. Sedimentology, Vol. 46, pp. 139-170.
- Nesbitt, H.W. and Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, Vol. 299, pp. 715-717.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochim Cosmochim Acta, Vol.54, pp.1523-1534.
- Nickel, E. 1973. Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal dissolution. Contributions to Sedimentology 1, pp. 1-68.
- Okay, A. I. 2001. Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), Vol. 89, pp. 709-727.
- O'Leary, M. H. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. Phytochemistry, Vol. 20, pp. 553-567.
- Olliver, C. and Pain, C. 1996. Regoliths, Soils and Landforms. Wiley, Chichester.
- Orgeira, M. J. and Compagnucci, R. H. 2006. Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate. Earth Planet Space, Vol. 58, pp.1373-1380.
- Orgetta, M. Von. 1979. Erste Ergebnisse einer palynologischen Untersuchung der Lignite von Pikermi/Attica. Ann. Géol. Pays Hellén, Vol.2, pp. 909-921.

- Öncel, M. S. ve Söğüt, A.R. 2008. Kaletepe Lateritik Boksit Zuhurunun Mineralojik Ve Jeokimyasal İncelemesi. S.Ü. Müh.Mim. Fak. Derg., Cilt.23, s.4.
- Özgöncü, Y. 1976. Torosların Tarsus eteklerindeki çeşitli Jeolojik formasyonları ile bunların üzerinde oluşan toprakların genetiksel ilişkileri (Doktora Tezi), Ankara.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A. 1976. Selimiye - Beşparmak bölgesi metamorfitlerinin tektoniği, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Matematik Fiziki ve Biyolojik Bilimler Araştırma Grubu, Proje No. TBAG -137.
- Öztürk, A. 1981. Homa - Akdağ (Denizli) Yöresinin Stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt. 24, s. 75-84.
- Parrish, J. T. 1998. Interpreting Pre-Quaternary climate from the geologic record. New York; Columbia University Press, pp. 338.
- Philippson, A. 1915. Reisen und forsheungen in Westliehen klainasien; Pet.Mitt.Erg.M.167, Vol.173, pp.177-180.
- Pittman, E. D. 1979. Recent advances in sandstone diagenesis; Ann.. Rev. Earth and Planetary Sciences, Vol. 7, pp. 39-62.
- Platt, N.H. and V.P. Wright. 1991. Lacustrine carbonate facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: Lacustrine Facies Analysis. (eds) Anadon, P., Cabrera, L. and Kelts, K. International Association of Sedimentologists (I.A.S.) Special Publication, Blackwell Scientific Publications, Oxford, Vol. 13, pp. 57-74.
- Platzman, E. S., Platt, J. P., Tapırdamaz, C., Sanver, M. and Rundle, C. C. 1994. Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian fault zone? Journal of Geophy. Research, Vol. 99, pp. 21,705-21,715.
- Poley, E. J. 1937. Seyhan havalsinin Stratigrafisi hakkında rapor. MTA Rapor No: 316/302.
- Reading, H. G. 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (3rd ed.) Blackwell Science, Oxford, pp. 688.
- Reinhardt, J. and Sigleo, W. R. (eds). 1988. Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications. The Geological Society of America, Special Paper, Vol. 216, pp.181.
- Retallack, G. J. 1975. The life and times of a Triassic lycopod. Alcheringa, Vol. 1, pp. 3-29.

- Retallack, G. J. 1976. Triassic palaeosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales, Part I. Features of the palaeosols. *Geological Society of Australia Journal*, Vol. 23, pp. 383-399.
- Retallack, G. J. 1977. Triassic palaeosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales, Part II. Classification and reconstruction. *Geological Society of Australia Journal*, Vol. 24, pp. 19-35.
- Retallack, G. J. 1981. Comment on 'Reinterpretation of the depositional environment of the Yellowstone fossil forest'. *Geology*, Vol. 9, pp. 52-53.
- Retallack, G. J. 1983a. Late Eocene and Oligocene Paleosols from Badlands National Park, South Dakota. *Geological Society of America, Special Paper*. Vol. 193. pp.89
- Retallack, G. J. 1983b. A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-Tertiary paleosols of Badlands National Park, South Dakota, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 94, pp. 823-840.
- Retallack, G. J. 1985. Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, 309, pp. 105-142.
- Retallack, G. J. 1986. Reappraisal of a 2200-Ma-old paleosol from near Waterval Onder, South Africa, *Precambrian Research*, Vol. 32, pp. 195-232.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. In: *Paleoweathering and Weathering Through Geological Time: Principles and Applications*, (eds) Reinhardt, J. Sigleo, W. R. Geological Society of America, Special Paper, 216, pp. 335-344.
- Retallack, G. J. 1991a. *Miocene paleosols and ape Habitats of Pakistan and Kenya*. Oxford University Press, New York
- Retallack, G. J. 1991b. Untangling the effect of burial alteration and ancient soil formation. *Annual Review of earth and Planetary Sciences*, Vol. 19, pp.183-206.
- Retallack, G. J. 1997. *A colour of guide to paleosols*. Wiley, Chichester, pp.175.
- Retallack, G. J. 2001. *Soils of the past: An introduction to paleopedology*. (2nd ed). Blackwell Science. 404 pp.
- Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R. and Gessner, K. 2003. Tectonic denudation of a Late Cretaceous - Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, Vol. 140, pp. 421-441.

- Rogers, R. J. 1980. A numerical model for simulating pedogenesis in semiarid regions. (PhD thesis): Salt Lake City, University of Utah, pp.185.
- Ruhe, R. V. 1965. Quaternary Paleopedology. In: The Quaternary of the United States. (eds) Wright, H.E., Frey, D. G. Princetob Universty Press, Princeton, NJ. pp. 755-764.
- Salisbury, F. B. and C. W. Ross. 1985. Plant Physiology.(3rd edt). Wadsworth Publishing Co., Belmont, California, pp. 540.
- Saraç, G., Kaya, T. and Geraads, D. 2002. Anyclotherium pentelicum (Perissodactyla, Mammalia) from Upper Miocene of central and western Turkey. Geobios, Vol. 35, pp. 241-251.
- Saraç, G. 2003. Türkiye omurgalı fosil yatakları. MTA Rapor No:10609, Ankara, s.218.
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A. and Zreda, M. 2003. Erciyes Volkanı Geç Kuvaterner buzul çökelleri (Late Quaternary glacial deposits of Erciyes Volcano, Central Turkey), Yerbilimleri, Vol. 27, pp. 59-74.
- Sauvage, J. 1977. Les études palynologiques de Néogène et du Quarternaire en Grèce et leurs applications à la néotectonique des Hellénides (Corinthie, Eubée, Béotie, hocide et Attique). Bull. Soc. Géol. France, Vol. 19, pp. 695-700.
- Schwertmann, U. and ve Taylor, R. M. 1989. Iron oxides. In: Minerals in soil environments, (eds) Dixon, J. B., Weed, S.B. Soil Science Society of America, Book Series No.1, pp. 379-437.
- Schulze, D. G. 1989. An Introduction to Soil Mineralogy. In: Minerals in soil environments, (eds) Dixon, J. B., Weed, S. B. Soil Science Society of America, Book Series No.1, pp. 1-34.
- Schulze, D.G., Nagel, J. L., Van Scoyoc, G. E, Henderson, T. L., Baumgardner, M.F. and Stott, D. E. 1993. Significance or organic matter in determining soil colors. In: Soil colors, (eds) Bigham, J. M., Ciolkosz, E.J. Soil Science Society of America, Spec. Publ. Vol. 31. Madison, WI, pp.71-90.
- Seward, A. C. 1898. Fossil plants, vol 1. Cambridge University pres, Cambridge (facsimile edn Hafner, New York, 1963)
- Seyitoğlu, G. and Scott, B. 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in Western Turkey, Geo. Mag. Vol. 128, pp.155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. and Rundle, C.C. 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. Journal of the Geological Society, London, Vol. 149, pp. 533-538.

- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C. 1994. Late Cenozoic Basin development in West Turkey: Gordes basin: tectonics and sedimentation. *Geological Magazine*, Vol. 131, pp. 631-637.
- Seyitoglu, G. and Scott, B. C. 1996a. Age of Alasehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, Vol. 31, pp. 1-11.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B. 1996b. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, Vol. 22, pp. 145-53.
- Seyitoğlu, G. 1997. Late Cenozoic tectono-sedimentary development of Selendi and Uşak-Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north- trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, Vol. 134, pp. 163-175.
- Seyitoğlu, G. and Benda, L. 1998. Neogene palynological and isotopic age data from Selendi and Uşak-Güre basins, western Turkey: a contribution to the upper limit of Eskihisar sporomorph association. *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 36, pp. 105-115.
- Seyitoğlu, G., Işık, V. and Çemen, İ. 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, Vol. 16, pp. 358-364.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Yılmaz, İ., Alçiçek, M. C., Alçiçek, H., Varol, B. and Esat, K. 2007. Kemiklitepe fosil lokalitesinin (Uşak-Eşme) stratigrafik konumunun yeniden değerlendirilmesi ve bunun batı Anadolu'daki Neojen havzaların tektono-sedimanter gelişimi üzerine etkileri. 60. Türkiye Jeoloji Kurultayı Ankara.
- Seyitoğlu, G., Alçiçek, M.C., Işık, V., Alçiçek, H., Mayda, S., Varol, B., Yılmaz, İ. and Esat, K. 2009. The stratigraphical position of Kemiklitepe fosil locality (Eşme, Uşak) revised: Implications for the Late Cenozoic sedimentary basin development and extensional tectonics in western Turkey. *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.* Vol.25/1, pp.1-15.
- Sharp, R. P. 1940. The ep-Archaeon and ep-Algonkian erosion surfaces, Grand Canyon, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 51. pp. 1235-1269.
- Sickenberg, O., Becker-Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gazéry, W., Heissig, K., Hunerman, K.A., Sondaar, P.Y., Schmidt-Kittler, N., Staesche, U., Steffens, P. and Tobien, H. 1975. Die gliederung des höheren Jungtertiary und Altquartars in der Turkei nach vertebraten und Ihre Bedeutung für die Internationale Neogene-Stratigraphie (Kanozoikum und Braunkohlen der Turkei, 17). *Geol. Jb. B.15:16 S. 4 Abb. 8 Tab, 1 taf.* Hannover.

- Siderenko, A. V. 1963. Problemy osadochnoi geologii dokembria (Problems in Precambrian sedimentary geology). *Sovietskay Geologiskh*, Vol. 4, pp. 3-23.
- Singer, A. 1979. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Science Reviews*, Vol. 15, pp. 303-326.
- Smith, B. N. 1972. Natural abundance of stable isotopes of carbon in biological systems. *Bioscience*, Vol. 22, pp. 226-231.
- Solounias, N. and Dawson-Saunders, B. 1988. Dietary adaptations and paleocology of the Late Miocene ruminants from Pikermi and Samos in Greece. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeocol*. Vol. 65, pp. 149-172.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture Handbook, Washington, D.C. pp. 436.
- Soil Survey Staff. 1990. *Keys to Soil Taxonomy*. Soil Management Support Services technical Monograph no. 19. Fourth ed. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg.
- Spero, H. J., Bijma, J., Lea, D. W. and Bemis B. E. 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature*, Vol. 390, pp. 497–500.
- Stokes, M. A. and Smiley, T. L. 1996. *An Introduction to Tree-ring Dating*. Tucson, AZ: University of Arizona Press.
- Sözbilir, H. 1997. *Sratigraphy and Sedimentology of The Tertiary Sequences in The Northeastern Denizli Province (Southwest Turkey)*, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 195.
- Sözbilir, H. 2005. *Oligo-Miocene Extension in the Lycian Orogen: Evidence From The Lycian Molasse Basin, SW Turkey*. *Geodinamica Acta*, Vol. 18(3-4), pp. 255-282.
- Strickland, H.E and Hamilton, W. 1841. *On the geology of the neighbourd of smyrna*; *Trans. Geol.2,Ser. V.2*, London.
- Sun, S. 1990. *Denizli-Uşak Arasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları*, MTA Rapor no: 9985, Ankara, s. 92.
- Süzen, M. L. and Türkmenoğlu, A.G. 2000. *Lacustrine Mineral Facies and Its Implications on the Estimation of Paleoenvironmental Parameters: Neogene Intervolcanic Pelitçik Basin (Galatean Volcanic Province)*. *Clay Minerals*, Vol. 35, pp. 461-475.
- Szarek, S. and Troughton J. H. 1976. Carbon isotope ratios in CAM plants from plants in natural stands. *Plant Physiology*. Vol. 58, pp. 125-135.

- Şen, Ş., De Bonis, L., Dalfes, N., Geraads, D. and Koufos, G. 1994. Les gisements de mammifères du Miocène supérieur de Kemiklitepe, Turquie: 1. Stratigraphie et magnétostratigraphie. In Les gisements de mammifères du Miocène supérieur de Kemiklitepe, Turquie (ed. S., Sen), pp. 5–17. Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, 4e sér.,16, sec. C, no. 1.
- Şen, Ş. and Seyitoğlu, G. 2009. Magnetostratigraphy of early middle Miocene deposits from east-west trending Alasehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. In: Collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone, (eds) Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., and Govers, R., The Geological Society, London Special Publications, Vol. 311, pp. 321–342.
- Şenel, M. 1997a. 1/250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye L8 Paftası, MTA yayını.
- Şenel, M. 1997b. 1/250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, M8 Paftası, MTA yayını.
- Şenel, M. 2007. Likya napılarının özellikleri ve evrimi. Menderes Maisifi Kollokyumu, İzmir.
- Şengör, A. M. C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance, Journal of Geolpical Society, London, Vol. 13, pp. 268-282.
- Şengör, A. M. C. 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans seri no:2, s.40.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, Vol. 75, pp. 181-241.
- Şengör, A. M. C. 1982. Ege'nin Neotektonik evrimini yöneten etkenler: Batı Anadolu'nun genç Tektoniği ve volkanizması paneli, Erol, O., Öygür, V. Türkiye Jeoloji Kongresi, pp. 59-71.
- Şengör, A. M. C., Satır, M. and Akkök, R. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan–African basement in Turkey. Tectonics, Vol. 3, pp. 693– 707.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike- slip deformation, basin formastion and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, Society of Economic Paleontologist and Minerologist, Special Publication, Vol. 291, pp. 645-648.
- Şengör, A. M. C. 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging-walls in regions of low-angle normal faulting: Example from Western Turkey, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental extensional

- tectonics: London, Geological Society of London, Special Publications, Vol. 28, pp. 575–589.
- Şimşek, Ş. 1984. Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Rapor no: 7846, Ankara, s. 85.
- Tandon, S. K. and Andrews, J.E. 2001. Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcrete carbonates: examples from an Indian Maastrichtian regolith. *Sedimentology*, Vol. 48, pp. 339-355.
- Taner G. 1974a. Denizli bölgesi Neojen'inin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. MTA Dergisi, Cilt 82, s. 89-126.
- Taner G. 1974b. Denizli bölgesi Neojen'inin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. MTA Dergisi, Cilt 83, s. 145-177.
- Taner G. 1975. Denizli bölgesi Neojen'inin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. MTA Dergisi, Cilt 85, s. 45-66.
- Tchihatceff, P. 1868. Asie mineure, Description physique de cette contree, quatrième partie, *Géologie I*, Paris.
- Tekin, E. 2001. Lithofacies properties of sedimentary units Oligo-Miocene aged in the Sivas-Ulaş evaporitic basin, 1th National Electron Microscopy Congress (With International Participation), s. 41, Kuşadası.
- Tekin, E., Varol, B. ve Ayyıldız, T. 2003. Doğada Nadir Bir Oluşuma Türkiye'den Örnek: Erken Pliyosen Yaşlı Demirci Köyü (KD Sivrihisar) Evaporitleri İçerisindeki Jipsooid Oluşumları. 16th National Electron Microscopy Congress (With International Participation), s. 85, İzmir.
- Temiz, H., Poisson, A., Andrieux, J. and Barka, A. 1997. Kinematic of the Plio-Quaternary Burdur-Dinar cross-fault system in SW Anatolia (Turkey). *Annales Tectonicae*, Vol. XI/1-2, pp. 102-113.
- Terry, D. O. Jr. 2001. Paleopedology of the Chadron Formation of Northwestern Nebraska: Implications for paleoclimatic change in North America across the Eocene-Oligocene boundary: *Palaeogeog., Palaeocl., Palaeoec.*, Vol. 168, pp. 1-38.
- Thiry M., Cavelier, C. and Trauth, N. 1977. Les sediments de l'Eocene inferieurs du bassin de Paris et leurs relations avec la paleoalteration de la craie. Eds: Herve Chamley In: *Clay Sedimentolgy*, New York: Springer. pp. 21-50.

- Thiry, M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth Science Reviews*, Vol 49(1-4), pp. 201-221.
- Thomson, S.N., Stoeckhert, B. and Brix, M.R., 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes: *Geology*, Vol. 26, pp. 259-262.
- Thord, J. and Reed, E.C. 1949. Is there laterite in rocks of the Dakota Group? *Science* Vol. 109, pp. 69.
- Tokay, M. ve Erentöz, C, 1959. Türkiye'de muhtemel uranyum ve toryum bölgeleri. *M.T.A. Dergisi*, Cilt 52, s. 76-93.
- Traverse, A. 1988. *Paleopalynology*. Winchester, MA: Allen & Unwin Inc., pp. 600.
- Toker, E. 2008. Acıgöl-Çardak grabeninin kuzeyindeki Tersiyer çökellerinin tektono-sedimanter gelişiminin incelenmesi. Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 264.
- Torrent, J. and Liu, Q. 2007. Magnetic enhancement and iron oxides in Luochuan loess-paleosol sequence, Chinese Loess Plateau, *Soil Sci. Soc. America*. Vol. 71(5), pp. 1570-1578.
- Törk, K., Nazik, L., Bayarı, S., Klimchouk, A., Özyurt, N. ve Özel, E. 2008. Aladağlar (Kayseri, Niğde, Adana) Bölgesinin Karst Evrim Süreçleri, 61. Türkiye Jeoloji Kurultayı.
- Tucker, M. and Wright, P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, pp.468.
- Turner, P. and Ixer, R.A. 1977. Diagenetic development of unstable and stable magnetization in the St. Bees Sandstone (Triassic) of Northern England; *Earth and Planetary Science Letter*, Vol. 34, pp. 113-124.
- Quade, J., Cerling, T. E. and Bowman, J. R. 1989a. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, Vol. 342, pp. 163-165.
- Quade, J., Cerling, T. E. and Bowman, J. R. 1989b. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States: *Geological Society of America Bulletin*, Vol.101, pp. 464-475.
- Quade, J., Cerling, T. E. Andrews, P. and Alpagut, B. 1995. Paleodietary reconstruction of Miocene faunas from Paşalar, Turkey using stable carbon and oxygen isotopes of fossil tooth enamel. *Journal of Human Evolution*, Vol. 28, pp. 373-384.

- Urey, H. C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. pp. 562-581.
- Usta, S. 1995. Toprak Kimyası. A.Ü. Ziraat Fak. Yayınları No:1387. s. 217.
- Ünal, D. 1981. Denizli-Çivril-Tokça kömürlü Neojen havzası jeoloji raporu: MTA Rapor No: 7016.
- Ünay, E. ve Göktaş, E. 1999. Söke Havzasının geç Erken Miyosen ve Kuvaterner yaşlı küçük memelileri: ön sonuçlar. Bull. Geol. Soc. Vol. 42, pp. 99-115.
- Ünay, E., and Göktaş, F. 2000. Small mammal biocronology of the Early Miocene and Quaternary small mammal in the surroundings of Söke (Aydın); preliminary results. Bull. Geol. Soc. Vol. 42, pp. 99-113.
- Van der Merwe, N.J. and Medina, E. 1991. The canopy effect, carbon isotope ratios and foodwebs in Amazonia., J.Arch.Sci., Vol. 18, pp. 249-259.
- Van Houten, F. B. 1961. Climatic significance of red beds. In: Descriptive paleoclimatology, (eds) Nairn, A.E.M. New York, Interscience Pub., Inc., pp. 89-139.
- Van Houten, 1964. Origin of red beds-Some unsolved problems. In: Problems in Paleoclimatology, proceedings of NATO paleoclimates conference.(eds) Nairn, A.E.M. New York, Interscience Pub., Inc., pp. 647-661.
- Van Houten, F. B. 1968. Iron oxides in red beds. Geological Society of America, Vol. 79, pp. 399-416.
- Varol, B., Araz, L., Karadenizli, L., Kazancı, N., Seyitoğlu, G. and Şen, S. 2002. Sedimentology of the Miocene evaporitic succession in the North of Çankırı-Çorum Basin Central Anatolia, Turkey., Carbonates and Evaporites, Vol. 17(2), pp. 197-209.
- Varol, B. 2004. Duraylı izotoplara dayalı ortamsal yorumlarda kavkılarının kullanılmasına Sinop Miyosen isitifinden bir örnek. MTA Dergisi, Cilt 128. pp. 125-136.
- Vinogradov, A. P. 1959. The Geochemistry of Rare and Dispersed Chemical Elements in Soils. Consultants Bureau, New York, pp. 299.
- Walker, T. R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. The Geological Society of America, Vol.78, pp. 353-368.
- Walker, T. R. 1974. Formation of red beds in moist tropical climates: A hypothesis: Geol. Soc. of America Bull., Vol. 85, pp. 633-638.

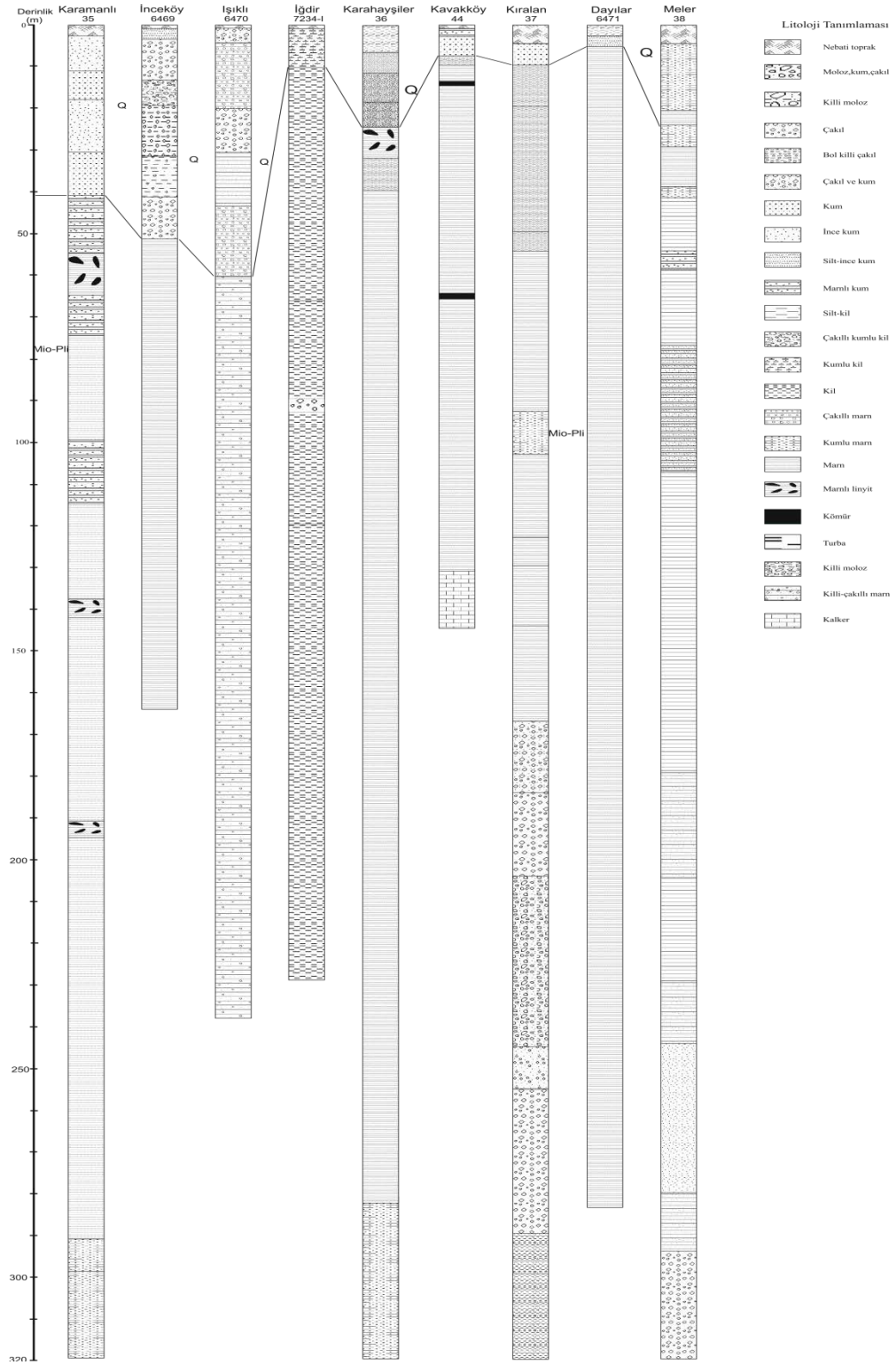
- Walker, T. R. 1976. Diagenetic origin of continental red beds. In: The Continental Permian in Central West and South Europe. (eds) Falke, R. NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences. 22, h, pp. 240-282.
- Walker, T.R., Waugh, B. and Crone, A. J. 1978. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, SW United States and NW Mexico. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 89, pp. 19-32.
- Walker, T. R. 1979. Red color in dune sand. U.S. Geological. Survey Professional Paper, Vol. 1052, pp. 61-81.
- Wang, Y., Cerling, T.E., Quade, J. and Bowman, J. R. 1993. Stable isotopes of paleosols and fossil teeth as paleoecology and paleoclimate indicators: An example of from the St. David Formation, Arizona. In: Climate Change in Continental Isotopic records, (eds) Swart, P.K. Lohmann, K.C, McKenzie, J. Savin, S. American Geophysical Monograph, Vol. 78, pp. 241-248.
- Watts, N. L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (Southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. Sedimentology, Vol. 27, pp. 661-686.
- Weaver, C. E. 1989. Clays, Muds and Shales. Elsevier, pp. 819.
- Webster, T. 1826. Observation on the Purbeck and Portland beds. Geological Society of London Transactions, Vol. 2, pp. 37-44.
- Welton, J. E. 1984. SEM Petrology Atlas. Chevron Oil Field Research Company. American Association of Petroleum Geologists, pp. 235.
- Wesselingh, F. and Alçiçek, H. 2010. A new Cardiid Bivalve from the Pliocene Baklan Basin (Turkey) and the origin of modern Ponto-Caspian Taxa. Paleontology, Vol. 53, pp. 711-719.
- Westaway, R. 2006. Cenozoic cooling histories in the Menderes Massif, western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low-angle normal faulting. Tectonophysics, Vol. 412, pp.1-25.
- Wilson, M. J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. Clay Minerals, Vol. 34, pp. 7-25.
- Winter, K., Luttge, U., Winter E. and Troughton, J. H. 1978. Seasonal shift from C₃ photosynthesis to crassulacean acid metabolism in Mesembryanthemum crystallinum growing in its natural environment. Oecologia, Vol. 34, pp. 225-237.
- Wright, V. P. (eds). 1986. Paleosols: their recognition and interpretation. Blackwell Scientific Publications. Oxford.

- Wright, V. P. 1990. A micromorphological classification of fossil and ancient calcic and petrocalcic microstructures. In: Douglas, L.A (ed.) Soil micromorphology: A Basic and Applied Science, Elsevier, Amsterdam, Vol.19, pp. 401-407.
- Wright, V. P and Tucker, M. E. 1991. Calcretes. (Reprint Series volume 2 of the International Association of Sedimentological), pp. 352
- Wright, V. P. 1991. Paleokarst: types: recognition, controls and association. In: Paleokarst and paleokarstic reservoirs, (eds) Wright V.P. P. R. I. S. Occ, Publ. Series, 02, Univ. Of Reading, pp. 56-88.
- Yaloon, D. H. (eds). 1971. Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols. International Society of Soil Science and Israel University Press, Jerusalem.
- Yılmaz, Y. 1997. The geology of western Anatolia. In: Active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project; A multidisciplinary Approach by Space Geodesy, Geology, Hyrdogeology, Geothermics and Seismology, (eds) Schindler, C., Pfister, M.. VdfHochschulverag Ag an der ETH Zurich, pp. 31-53.
- Yılmaz, Y., Genç Ş. C., Gürer F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak Ş. and Elmas A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, (eds) Bozkurt E., Winchester, J. A. Piper J. D. A. Geological Society Special Publication, Blackwell, London, Vol. 173, pp. 353-384.
- Yurtsever, Y. 1975. Worldwide Survey of stable Isotopes in Precipitation. Rep. Sect. Isotope Hydrol. IAEA, pp 40.
- Zanchi, A., Kissel, C. and Tapırdamaz, C. 1993. Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey; Bull. Soc. Geol., France, Vol. 164, pp. 507-517.

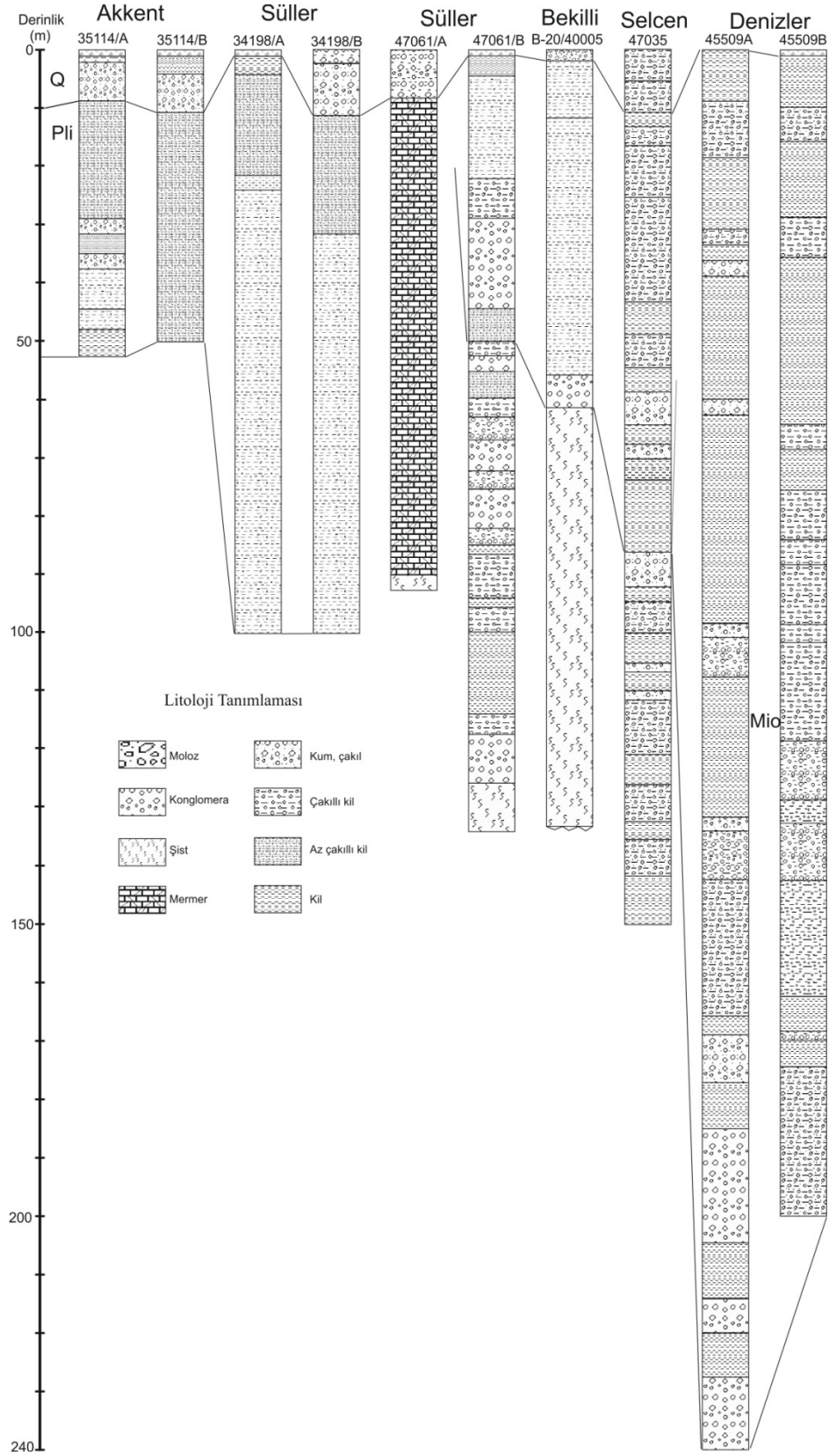
EKLER

- EK 1 Çivril-Baklan Grabeni içerisindeki sondaj logları
- EK 2 al-Bekilli çevresindeki sondaj logları
- EK 3 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kaliş ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri
- EK 4 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kaliş ve çamurtaşının iz element sonuçları
- Ek 5 al-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kaliş ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri
- EK 6 al-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kaliş ve çamurtaşının iz element sonuçları
- EK 7 Mallıkkaşı Yöresi paleosol, pedojenik kalişlerin ana element oksit yüzdeleri
- EK 8 Mallıkkaşı yöresi paleosol, pedojenik kalişlerin iz element sonuçları
- Ek 9 Bekilli yöresi örneklerinin ana oksit değerlerinin korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri
- Ek 10 Bekilli yöresi örneklerinin ana oksit ve bazı iz elementlerle korelasyon ilişkileri
- Ek 11 al-Hancalar yöresi ana oksitlerinin korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri
- Ek 12 al-Hancalar yöresi örneklerinin ana oksit ve bazı iz elementlerle korelasyon ilişkileri
- Ek 13 Mallıkkaşı yöresi ana oksitlerinin korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri
- Ek 14 Mallıkkaşı rneklerinin ana oksit ve bazı iz elementlerle korelasyon ilişkileri

EK 1 Çivril-Baklan Grabeni içerisindeki sondaj logları



EK 2 Çal-Bekilli çevresindeki sondaj logları



EK 3 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri

Ana Oksitler	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	SO ₃ ⁻²	Cl ⁻	AK	TOPLAM
Örnek No	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
B1.1	45,02	13,60	6,23	1,80	16,50	0,01	1,74	0,65	0,09	0,16	0,03	0,00	0,00	15,14	100,96
B1.2	49,76	15,83	7,06	2,12	12,11	0,01	2,03	0,70	0,11	0,18	0,03	0,00	0,00	10,99	100,91
B1.3	48,15	16,22	6,91	2,09	11,43	0,01	2,03	0,70	0,08	0,16	0,04	0,00	0,00	12,48	100,29
B1.4	54,25	17,67	7,31	2,20	5,18	0,01	2,18	0,74	0,09	0,17	0,04	0,00	0,00	10,43	100,26
B1.4K	18,93	5,73	2,74	0,97	40,02	0,08	0,78	0,29	0,06	0,05	0,01	0,06	0,01	30,54	100,28
B1.5	53,95	19,85	7,72	2,36	3,68	0,01	2,32	0,78	0,08	0,17	0,06	0,00	0,00	8,81	99,78
B1.6	54,65	17,57	7,25	2,29	6,09	0,01	2,11	0,79	0,09	0,16	0,05	0,00	0,00	9,36	100,43
B2.1	40,01	10,24	5,02	1,56	21,94	0,01	1,38	0,60	0,09	0,12	0,03	0,00	0,00	19,78	100,76
B2.1K	21,47	6,38	3,77	1,04	35,78	0,07	0,84	0,37	0,08	0,07	0,02	0,07	0,01	29,80	99,77
B2.4	43,23	15,10	6,38	2,07	16,53	0,01	1,86	0,77	0,11	0,16	0,03	0,00	0,00	13,75	99,98
B2.6K	37,77	11,27	5,03	1,61	18,72	0,07	1,43	0,68	0,10	0,13	0,03	0,08	0,01	23,77	100,70
B2.7K	42,98	13,26	6,82	1,92	12,29	0,07	1,67	0,76	0,11	0,14	0,03	0,09	0,01	19,62	99,77
B2.8	51,12	13,53	5,71	1,81	15,03	0,01	1,76	0,95	0,10	0,17	0,04	0,00	0,00	9,44	99,67
B2.9K	62,52	13,86	5,87	1,96	1,86	0,23	1,73	1,09	0,07	0,20	0,03	0,09	0,00	10,78	100,29
B2.12	59,16	16,91	7,43	1,84	5,88	0,01	2,06	1,03	0,08	0,20	0,03	0,00	0,00	5,27	99,89
B3.1	53,49	19,43	7,55	1,86	6,82	0,01	2,67	0,83	0,08	0,14	0,04	0,00	0,00	6,97	99,88
B3.2	44,59	20,48	8,28	1,94	3,79	0,01	2,38	0,75	0,08	0,13	0,03	0,00	0,00	17,78	100,24
B3.3	49,65	20,74	8,46	1,97	6,90	0,01	2,43	0,73	0,07	0,13	0,03	0,00	0,00	8,49	99,61
B3.4	50,65	21,07	8,48	2,00	5,90	0,01	2,42	0,72	0,07	0,14	0,04	0,00	0,00	8,48	99,96

EK 3 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri (devam)

B3.4	50,65	21,07	8,48	2,00	5,90	0,01	2,42	0,72	0,07	0,14	0,04	0,00	0,00	8,48	99,96
B3.4a	49,92	20,78	8,86	1,91	6,88	0,01	2,41	0,71	0,07	0,14	0,03	0,00	0,00	8,26	99,97
B3.5	49,87	19,91	8,21	1,94	7,82	0,01	2,32	0,69	0,08	0,14	0,04	0,00	0,00	8,81	99,83
B3.6	50,32	20,19	8,10	2,01	7,45	0,01	2,35	0,70	0,08	0,14	0,05	0,00	0,00	8,23	99,62
B3.6k	12,12	4,01	1,81	0,94	47,64	0,08	0,46	0,16	0,03	0,02	0,01	0,08	0,01	32,62	99,98
B4.1	45,12	13,54	5,86	1,86	15,83	0,01	1,81	0,65	0,08	0,14	0,05	0,00	0,00	14,77	99,73
B4.1K	15,94	4,40	2,20	0,87	43,17	0,08	0,63	0,26	0,04	0,05	0,01	0,04	0,01	32,79	100,49
B4.2	49,5	15,61	6,41	2,03	12,57	0,01	2,06	0,72	0,09	0,17	0,03	0,00	0,00	11,39	100,58
B4.3	50,75	16,33	6,60	2,08	9,88	0,00	2,08	0,73	0,08	0,15	0,03	0,00	0,00	11,21	99,92
B4.4	54,45	17,99	6,91	2,11	5,90	0,01	2,20	0,76	0,08	0,16	0,03	0,00	0,00	9,44	100,03
B4.5	54,15	17,40	7,09	2,21	6,61	0,01	2,22	0,75	0,08	0,15	0,03	0,00	0,00	9,02	99,72
B4.6	54,81	17,06	6,78	2,15	6,78	0,01	2,13	0,73	0,08	0,15	0,04	0,00	0,00	9,43	100,14
B5.1	55,11	11,73	4,61	1,72	13,22	0,01	1,31	0,61	0,11	0,10	0,06	0,00	0,00	11,62	100,20
B5.2	43,29	11,03	4,86	1,63	21,91	0,01	1,25	0,61	0,11	0,11	0,04	0,00	0,00	15,12	99,96
B5.2k	36,76	10,82	4,63	1,74	19,60	0,07	1,23	0,56	0,09	0,10	0,02	0,08	0,01	24,80	100,53
B5.3	47,28	12,76	5,36	1,89	13,34	0,01	1,50	0,64	0,10	0,12	0,03	0,00	0,00	17,04	100,06
B5.4	43,19	12,57	5,29	1,83	15,76	0,01	1,47	0,65	0,09	0,11	0,02	0,00	0,00	19,38	100,37
B5.4k	24,78	7,09	3,24	1,31	31,74	0,07	0,84	0,41	0,07	0,07	0,01	0,06	0,01	29,68	99,37
B5.5	52,45	12,99	5,09	1,93	13,12	0,00	1,51	0,64	0,12	0,11	0,05	0,00	0,00	12,68	100,70
B5.6	53,86	12,97	5,97	1,98	11,73	0,00	1,51	0,67	0,11	0,12	0,02	0,00	0,00	11,14	100,10
B5.6K	31,24	8,56	3,72	1,43	23,10	0,07	1,02	0,50	0,08	0,09	0,03	0,07	0,01	29,91	99,83

EK 3 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri (devam)

B6.1	53,78	19,14	7,45	2,10	7,06	0,01	2,83	0,87	0,08	0,17	0,03	0,00	0,00	6,56	100,08
B6.2	53,24	19,23	7,67	2,04	7,05	0,01	2,78	0,83	0,08	0,17	0,04	0,00	0,00	6,79	99,92
B6.3	54,17	19,36	7,52	2,12	6,49	0,01	2,82	0,84	0,05	0,18	0,03	0,00	0,00	6,53	100,11
B6.4	54,16	19,48	7,52	2,18	6,86	0,01	2,86	0,85	0,07	0,17	0,03	0,00	0,00	6,34	100,54
B6.5	53,97	18,93	7,48	2,08	5,94	0,01	2,82	0,85	0,08	0,16	0,03	0,00	0,00	6,61	98,97
B7.1	53,87	15,95	7,34	1,56	8,97	0,01	2,29	0,93	0,12	0,11	0,05	0,00	0,00	8,61	99,82
B7.1K	37,61	8,50	4,29	1,02	19,23	0,07	1,43	0,63	0,17	0,09	0,01	0,08	0,01	26,45	99,58
B7.2	51,21	19,06	7,47	1,75	8,94	0,01	2,67	0,82	0,13	0,12	0,03	0,00	0,00	7,55	99,74
B7.3	51,86	20,16	7,93	1,70	6,88	0,01	2,84	0,85	0,10	0,12	0,04	0,00	0,00	7,19	99,68
B7.4	54,26	19,70	7,76	1,66	6,10	0,01	2,74	0,88	0,11	0,12	0,04	0,00	0,00	6,77	100,15
B7.5	53,32	19,54	7,64	1,68	6,60	0,01	2,77	0,83	0,09	0,12	0,03	0,00	0,00	7,20	99,81
B7.6	49,98	20,37	7,86	1,76	8,83	0,01	2,89	0,87	0,09	0,12	0,02	0,00	0,00	7,13	99,94
B7.7	51,91	20,81	7,84	1,76	6,67	0,01	2,92	0,87	0,09	0,13	0,03	0,00	0,00	6,65	99,68
B7.8	50,42	20,04	7,75	1,73	8,96	0,01	2,90	0,82	0,09	0,12	0,02	0,00	0,00	6,67	99,52
B8.1	49,6	21,10	7,46	1,67	8,24	0,01	3,11	0,70	0,06	0,07	0,02	0,00	0,00	8,29	100,32
B8.1K	20,93	7,47	3,08	0,78	37,09	0,08	1,20	0,30	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	28,87	99,92
B8.2	48,78	19,08	7,91	1,67	8,82	0,01	2,91	0,68	0,05	0,08	0,02	0,00	0,00	10,21	100,21
B82.k	22,05	5,92	2,46	0,84	38,36	0,07	0,97	0,27	0,04	0,02	0,01	0,04	0,01	28,99	100,07
B8.3	50,91	19,22	6,74	1,84	7,20	0,01	2,94	0,67	0,05	0,06	0,02	0,00	0,00	10,81	100,47
B8.3k	22,49	6,67	2,75	0,82	36,71	0,07	1,11	0,31	0,04	0,02	0,01	0,04	0,01	28,96	100,01
B8a	44,71	10,17	6,79	1,43	18,88	0,01	1,85	0,52	0,10	0,07	0,04	0,01	0,01	15,37	99,95

EK 4 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının iz element sonuçları

iz elementler	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Cs	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
B1.1	49,6	152,7	32	72,1	17,4	2,1	22,7	<0,5	1,7	79,8	111,1	25,5	184	23	9,8	1,9	1	1,2	1,2	1,3	8,3	11	344,6	41,5	80	4,8	6,6	27	1,7	1,5	27	0,5	12	9,2
B1.2	38,4	178	39	81,4	19,7	1	29	<0,5	1,5	89,4	114,8	28,1	206	19	4,3	0,7	0,8	1,1	1,1	1,3	6,8	16	371,7	52,3	101	5,5	7,1	36	1,7	1,6	27	1	12	8
B1.3	32	186,6	36	84,7	20,7	1,5	25,2	<0,5	1,2	94,9	122,2	28,9	228	19	4	0,9	0,9	1	5,1	1,3	13	24	361,6	84,9	140	5,5	7,1	27	1,6	1	29	1,1	13	8,2
B1.4	25,8	194	39	88,1	21,4	1,7	24,8	<0,5	0,4	103	119,1	29,6	224	18	5,6	0,8	0,8	0,8	5,9	1,2	18	47	426,7	169	200	5,4	7,2	24	1,6	1,3	31	1,1	12	7,1
B1.4K	40,2	65,1	15	33,7	11	1,2	9	0,6	1,3	38,9	124,5	51,8	89,6	6,9	4,1	1,1	0,9	1,1	1,6	1,3	22	3,9	150,5	51,2	36	4,7	5,6	67	2	1,6	13	0,6	6,8	9,9
B1.5	40,7	206,6	42	90,3	24,1	1,5	28,8	<0,5	0,8	108	122,3	26	248	19	6,3	0,8	0,8	0,9	0,9	1,2	9,4	24	376,3	80,2	142	5,7	7,5	23	1,5	1,1	31	1,2	14	7,4
B1.6	32,5	192,1	35	85,7	20,5	0,9	27,5	<0,5	0,9	99	125,1	26,2	271	22	3,5	0,9	0,8	1,5	3,2	1,3	6	9,4	352,6	48,3	85	9	6,9	23	1,5	1,3	29	1,1	12	9,1
B2.1	35,4	136,7	26	55	15,7	1,2	18,7	<0,5	1,1	67,7	129,5	29	192	16	5,3	0,9	0,9	1,1	1	1,3	13	19	274,9	64,7	103	5,3	6,4	18	1,6	1,3	23	1,1	10	9,5
B2.1K	32,6	75,9	14	34,6	9,7	0,7	10,1	0,6	1	42,4	132,6	35,7	119	11	3,1	1	0,9	1,1	1	1,6	24	3,8	160,7	38	42	3,8	5,4	59	2	1,6	16	1,1	7,1	9,8
B2.4	40,4	164,2	33	74	20,4	1,5	24,6	<0,5	1,1	86,7	145,3	29,8	259	25	3,4	1,3	1	2,2	1,1	1,3	11	3,9	334	55,6	108	5,3	6,8	16	1,5	1,6	28	0,9	13	9,4
B2.6K	32	122,8	19	53,6	15	2,2	17,9	0,6	1,3	67,5	147,3	29,6	246	20	6,1	0,9	0,9	1,4	2,8	1,3	13	3,9	277,3	36,4	66	8	6	87	2,1	1,7	24	1,1	12	8,9
B2.7K	66,7	147,2	27	68,6	16,9	1,1	21,7	0,6	0,6	80,7	146,4	33,8	272	23	5,3	0,9	0,9	2,6	3,5	1,4	11	4	322,4	32	67	4,1	6,3	93	2,1	1,1	28	1,1	13	8,8
B2.8	27,6	145	29	60,6	16,1	0,9	21,7	<0,5	0,4	71,2	137,8	31,5	346	20	3,6	0,6	0,9	2,6	1,7	1,2	6,1	9,6	331,3	51,2	94	4,3	6,3	32	1,6	0,8	26	1,1	14	13
B2.9K	63,5	140	30	63,4	14,3	1,5	21,3	0,8	0,7	73,1	133,3	30,2	439	26	3,3	0,8	0,8	3	3,4	1,2	2,2	7,6	386	43,7	103	5,8	6,5	234	2,9	1,5	30	0,6	15	7,7
B2.12	44	161,9	32	63,1	17,2	0,9	23,5	<0,5	0,4	82,9	129,3	30,4	339	25	3,9	0,9	0,9	1,7	4,5	1,3	2,3	16	411,5	71,7	143	4,9	6,4	25	1,4	0,8	33	1,1	14	8,5
B3.1	44	170,8	34	81,2	21,9	1,6	28,2	<0,5	0,4	107	112,5	29,2	236	22	5,8	0,5	0,8	4,1	3,4	1,2	2,2	14	348,6	48,6	85	6,9	6,7	30	1,6	1,5	31	0,5	13	6,2
B3.2	59,2	182,2	39	99,1	27,1	2,2	31,3	<0,5	0,5	125	116,9	30,4	196	22	6,1	0,9	0,8	2,9	3,9	1,2	4,7	21	387,2	67	109	5,4	7,1	15	1,4	2,5	31	1,1	15	7,4
B3.3	61,1	188,8	38	99,8	28,1	0,9	31,4	<0,5	0,4	128	117,3	32,5	203	19	3,6	0,8	0,8	1,1	2	1,2	2,2	24	384,6	81,1	129	5,6	7,3	16	1,4	1,8	31	1,2	13	6,6
B3.4	52,3	193,6	42	98,2	26,5	2,1	30,8	<0,5	0,4	123	115,5	31,6	198	22	6,9	1,3	0,9	3,8	5,7	1,3	2,3	15	366,4	57	87	5,6	7,4	18	1,5	1,7	30	1,1	15	7,8
B3.4a	44,6	186,4	38	97,2	25,2	2,2	29,5	<0,5	0,6	121	115,2	30	219	17	3,5	0,8	0,8	2,9	1	1,3	4,4	15	378,3	61,1	91	5,7	7	15	1,5	1,7	31	1,1	15	8,3
B3.5	49,1	182,1	42	98	24,5	2	29,5	<0,5	0,4	117	115,6	33,6	183	22	3,1	0,5	0,8	2,7	0,8	1,2	7	24	375,9	84,6	99	5,7	7,4	16	1,5	1,1	29	0,4	13	8,7
B3.6	41,8	183,7	41	93,5	23,7	1,5	29,2	<0,5	0,4	115	113,8	30,3	195	20	3,2	0,6	1,1	2,1	1,2	1,3	2,3	18	383,8	71,2	110	5,7	7,1	11	1,4	1,6	29	1,1	14	8
B3.6k	21,4	35,2	8	20,2	5,2	1,1	5,9	0,6	1,9	25,5	216	113	35,4	7,8	3,4	1,3	0,9	1,2	1,1	1,8	113	5,2	93,2	74	10	5	5,1	48	1,9	1,5	7	1,1	4,9	11
B4.1	35,5	131,1	30	65,7	17,5	2,5	19,1	<0,5	1,3	77,3	132,1	28,2	185	18	4,2	0,9	0,9	1	3,2	1,3	14	16	316,1	61	98	5	6,4	25	1,7	1	22	1	11	7,3
B4.1K	28,2	46,3	11	24,7	7,7	1,2	7,6	0,6	1,3	30,5	127,6	30	74,6	6,4	3,5	1	0,9	1	2,4	1,2	17	3,7	124,1	31,7	25	4,6	5,2	68	2	1,6	10	1	3,3	8,6
B4.2	48,1	152,1	34	75,6	18,9	1,1	21,6	<0,5	0,9	86,5	133,4	28,8	218	17	4,4	0,9	0,8	0,8	1	1,3	14	18	356,8	73,2	120	5,3	6,8	29	1,6	0,9	24	1,2	11	8,2
B4.3	55,8	143,7	33	74,8	19,7	1,2	21,8	<0,5	0,7	88,1	132	28	209	16	2,5	0,9	0,9	2,1	2,5	1,3	2,5	17	357,8	69,2	115	5,2	6,5	18	1,4	1,6	24	1,3	11	8,7
B4.4	64,5	149,8	32	79,8	20,4	1,3	25,6	<0,5	0,5	91,7	130,4	26,7	245	19	5	0,6	0,9	3,1	3	1,3	7,5	11	357,7	44,9	83	5,2	6,5	18	1,4	1,6	25	0,5	13	8
B4.5	49,9	152,7	37	78,8	22,8	1,7	24,5	<0,5	1	94,7	127,2	25,4	229	20	4,1	0,8	0,8	0,4	1,2	1,3	5,5	13	358,6	49,2	89	5,3	6,8	20	1,4	1,6	26	1,1	10	6,9
B4.6	46,5	152,4	32	76,6	20	1,7	24,4	<0,5	0,5	92	126,7	26,3	231	19	2,8	0,8	0,9	3,1	2,6	1,3	7,7	13	350,1	54,9	102	5,1	6,5	21	1,5	1,5	25	1,1	11	8,4

EK 4 Bekilli yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının iz element sonuçları (devam)

B5.1	35,1	106,7	19	45,9	12,1	1,4	20,7	<0,5	1,2	49,1	117,9	22,3	214	20	5	2,4	1,1	3,1	3,8	1,4	2,5	3,9	224,3	36,1	55	4,7	5,3	35	1,6	1,5	17	1	9	21
B5.2	41,5	121,3	23	50,7	14,7	0,9	18,5	<0,5	1	58,2	130,2	25,3	183	18	4,7	0,9	0,9	1	0,5	1,3	17	20	267	70,6	106	4,9	6	18	1,5	1,6	20	1,1	9,4	8,4
B5.2k	35,4	113,1	21	50,4	14	1,9	20	0,6	0,7	56,4	125,8	24,4	190	21	3,7	0,9	0,9	2,7	3,7	1,3	12	3,9	245,4	26,8	60	4,8	6,1	106	2,4	1,6	19	1,1	10	9,1
B5.3	26	130,5	26	58,2	17,4	1,1	21,2	<0,5	1	66,2	136,3	26,6	218	21	3,3	0,9	1	1,2	1,1	1,3	4,9	3,9	280,4	52,9	88	5,4	6,4	15	1,6	1,7	21	1,1	11	8,6
B5.4	52,6	126,5	24	55,7	15,3	1,1	22	<0,5	0,4	66	127,4	20,7	225	15	3,4	0,9	0,8	3,2	6,3	1,2	21	38	328,3	136	173	4,5	6,2	32	1	1,6	22	1,1	11	8,6
B5.4k	35,9	76,2	15	34,8	10	1,8	13,5	0,6	0,9	39,5	118,7	22,2	129	14	4,9	0,9	0,9	1	2,5	1,3	15	3,8	168,5	25,5	50	4,6	5,4	89	2,2	1,5	14	0,8	6,8	9,4
B5.5	37	118,7	27	52,4	16,3	0,9	20,3	<0,5	0,7	59,5	123	23,9	207	23	5,9	0,9	0,9	1,1	0,6	1,4	11	9,4	271,6	49	84	4,7	5,8	27	1,5	1,5	19	1	8,9	9,4
B5.6	29,3	118,4	23	53,6	14,3	0,6	21,6	<0,5	0,5	60	121	23,7	224	15	5,2	0,8	0,8	1,9	4,3	1,2	12	17	277,6	69,9	115	4,4	5,6	26	1,5	1,5	20	1	10	7,3
B5.6K	24,9	87,2	15	37,8	11,8	0,6	15,6	0,5	0,8	40,8	111,9	21,6	190	14	3,1	0,9	0,9	2,4	3,7	1,3	10	3,9	186,2	24,7	50	4,3	5,3	45	1,7	1,5	14	1	6,4	8,1
B6.1	61,6	133,3	35	90,7	20,7	1,5	24,2	<0,5	0,4	103	111,6	32	296	22	3	0,8	0,8	3	0,9	1,4	6,3	18	401	81	146	7,3	6,4	22	1,5	1,4	28	1,1	14	7,7
B6.2	54,3	140,2	40	90,6	23,8	1,6	22,9	<0,5	0,4	107	111,6	34,3	276	21	3,5	0,8	0,8	1,4	1	6,5	8,6	35	432,5	144	234	6	6,8	22	1,5	1,6	30	0,4	15	8,3
B6.3	36,8	147,1	36	91,6	22,4	1,6	23,3	<0,5	0,4	107	110,3	31,7	290	23	4,4	0,9	0,8	2,9	0,4	1,3	2,3	11	378,5	69,9	126	5,4	6,9	18	1,5	1,6	30	1,1	15	7,2
B6.4	42,1	142,1	35	93,4	22	1,2	24,1	<0,5	0,4	107	110,6	33,8	301	20	3,2	0,8	0,8	2,2	3	1,3	2,2	14	382,4	67,3	124	5,4	6,8	19	1,5	1,7	28	0,7	12	8
B6.5	35,2	142,1	36	91,2	21,8	2,1	23,4	<0,5	0,4	105	111,3	32,3	312	26	3,5	1,1	0,9	2,5	1,6	1,3	2,3	11	368,8	63,3	111	5,4	6,6	17	1,5	1	28	1,1	15	18
B7.1	25,5	97,2	25	67,5	19,1	0,9	19	<0,5	0,5	88,3	114,4	38,6	328	23	3,6	0,9	0,8	3,4	3,3	1,2	9	14	345	68,7	142	4,7	5,7	25	1,6	0,9	24	1	13	7,8
B7.1K	62,8	78,7	16	48,5	13,7	2,2	14,3	1,2	1	60,8	137,7	98,4	254	21	2,6	0,9	0,9	2,3	1	1,3	23	3,9	254,1	62,4	72	4,2	5,6	383	3,4	1,7	17	1,7	9,3	8,6
B7.2	56,7	131,5	33	87,3	23,4	1	23,8	<0,5	0,4	107	104,8	32,3	292	24	3,1	0,9	0,6	3,4	2,5	1,2	4,9	14	353,4	60	105	6,1	6,6	21	1,5	1,6	27	1,1	16	6,8
B7.3	40,9	133,6	30	93,1	24,4	2,7	23,6	<0,5	0,4	117	105,1	31,6	300	21	4,1	0,5	0,9	3,7	2,7	1,3	2	12	362,9	60,5	118	6,7	6,3	15	1,5	1,6	28	1,1	15	8,6
B7.4	43,7	139,3	33	91,1	23	1	24,1	<0,4	0,4	114	104	34	295	27	3,2	0,9	0,8	2,9	1	1,3	2,2	9,1	362,7	63,2	115	5,3	6,6	19	1,4	1,7	28	1,1	14	8,5
B7.5	34,4	131,8	34	90	23,7	0,9	22,1	<0,5	0,4	114	105	38,4	290	23	5,2	0,8	0,8	0,7	3,4	1,3	2,3	24	385,4	96,9	160	5,4	6,4	17	1,4	0,8	27	1,1	15	7,5
B7.6	46,1	131,7	32	89,9	25,3	1,7	22,4	<0,5	0,6	118	103	36,6	298	19	3,2	0,8	0,8	1,7	2,6	1,2	2,2	18	373,1	80,1	138	4,6	6,3	12	1,4	1,6	30	1,2	14	8
B7.7	38,8	129,2	31	92,1	24,3	1,2	22,2	<0,4	0,4	115	102,3	35,4	310	22	3,5	0,9	0,8	2,2	1	1,3	2,3	20	384,4	86,6	136	9	6,3	18	1,4	1,3	27	1,1	17	7,7
B7.8	52,2	129,6	30	91,7	25,9	1,4	22,3	<0,5	0,4	117	99,9	33,8	282	23	6,3	1,2	1,5	4,1	3,6	1,3	1,8	9,6	357,8	52,5	96	5,6	6,3	18	1,4	1,7	29	1	16	7,7
B8.1	27	116,3	25	76,2	25,9	2,1	18,2	<0,5	2,1	131	67,4	17,3	268	20	3,5	0,9	0,8	2,9	1	1,2	5,6	14	351	53,2	111	7,8	5,8	22	1,5	1,7	20	0,8	16	8,2
B8.1K	23,6	44,2	7	29,9	11,8	1,2	6,4	0,6	0,4	55	140,5	38,9	90	12	3,5	0,9	0,9	2,1	0,8	1,2	12	3,7	149,3	39,9	31	4,1	4,7	90	2,2	0,9	10	1,1	8,6	9,1
B8.2	44,9	117,8	24	66,9	22,2	1,1	16	<0,5	1,5	123	74	19,1	236	17	2,7	0,8	0,8	0,9	0,9	1,2	2,2	24	350	86,8	169	5,4	5,9	26	1,6	1,4	20	1	16	7,3
B82.k	40,2	36,3	6	23,8	9,7	1,3	3,8	0,6	0,4	47,6	195,8	97,1	100	14	3,1	0,9	0,9	1,8	1	1,2	20	3,7	128,7	105	24	4,2	4,6	91	2,2	1,5	9	1,1	7,7	9,1
B8.3	39,9	105,7	16	58,1	21	1,6	14,7	<0,5	0,5	113	76,3	22,2	241	26	7,9	1,1	0,9	4,6	2,3	1,3	3,9	8	285,9	35,4	73	4,6	5,5	21	1,6	1,6	19	0,7	15	11
B8.3k	40,2	35,8	9	23,5	10,5	1,5	6	0,7	0,8	52,2	149	55,7	101	13	5,8	0,9	0,9	1,6	1,7	1,3	11	5,4	150,4	72,4	30	4,4	4,9	154	2,6	1	9	1,1	8,1	9,4
B8a	24	49,8	14	46,2	12,6	0,8	11,1	<0,5	2	65,9	124,9	22,3	216	15	3,5	3,1	1,2	3,3	1,8	1,5	13	9,6	210,9	29,3	67	4,2	5,3	60	1,9	1,3	15	1	13	23

Ek 5 Çal-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri

Ana Oksitler	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	SO ₃ ⁻²	Cl ⁻	AK	TOPLAM
Örnek No	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
C1.1	53,76	14,92	6,58	1,69	3,40	0,07	2,00	1,01	0,08	0,22	0,03	0,10	0,00	16,43	100,29
C1.1K	35,20	7,84	3,79	1,05	25,91	0,07	1,14	0,63	0,09	0,13	0,02	0,09	0,01	24,76	100,73
C1.2	56,30	15,53	7,11	1,81	0,95	0,07	2,23	1,13	0,08	0,19	0,03	0,10	0,00	15,05	100,58
C1.3	46,79	17,89	7,97	1,68	0,83	0,07	2,52	0,80	0,06	0,16	0,03	0,08	0,01	21,91	100,80
C1.3k	14,73	5,38	2,31	0,67	43,52	0,08	0,79	0,21	0,05	0,03	0,01	0,05	0,01	32,71	100,54
C1.4	45,85	19,30	8,11	1,78	0,96	0,07	2,58	0,68	0,05	0,12	0,02	0,07	0,00	20,85	100,44
C1.5	46,06	19,51	8,32	1,74	0,98	0,07	2,65	0,68	0,07	0,13	0,02	0,07	0,00	19,65	99,96
C1.6	46,16	20,12	8,40	1,73	0,71	0,07	2,71	0,65	0,06	0,10	0,03	0,07	0,00	19,91	100,72
C1.7	47,45	20,05	8,17	1,89	0,84	0,07	2,71	0,69	0,08	0,11	0,03	0,07	0,00	17,50	99,67
C1.8	46,47	19,38	8,14	1,71	0,81	0,07	2,69	0,69	0,08	0,12	0,03	0,07	0,00	19,28	99,54
C1.9	50,61	21,21	8,43	1,84	0,94	0,07	2,82	0,73	0,09	0,12	0,03	0,08	0,00	12,92	99,89
C1.10	49,16	20,82	8,44	1,88	1,39	0,08	2,85	0,73	0,09	0,12	0,02	0,08	0,00	14,22	99,86
C1.11	48,01	20,56	8,38	1,78	0,89	0,07	2,83	0,69	0,08	0,12	0,02	0,07	0,00	16,21	99,73
C1.12	44,91	18,81	8,26	1,56	1,30	0,07	2,66	0,66	0,08	0,12	0,03	0,07	0,01	21,38	99,92
C1.12k	14,68	5,43	2,32	0,63	41,84	0,08	0,80	0,20	0,05	0,02	0,01	0,04	0,01	33,84	99,96
C2.1	46,15	18,09	7,80	1,87	4,12	0,07	2,37	0,68	0,08	0,13	0,04	0,09	0,01	19,07	100,56
C2.1k	13,17	4,97	2,05	0,60	46,26	0,08	0,67	0,19	0,03	0,03	0,01	0,05	0,01	31,73	99,84
C2.2	48,09	19,33	7,88	2,02	1,73	0,07	2,49	0,69	0,08	0,13	0,03	0,08	0,00	17,59	100,21
C2.3	46,33	17,51	7,77	1,98	3,09	0,07	2,34	0,73	0,06	0,13	0,03	0,09	0,01	19,84	99,97
C2.4	49,07	18,87	7,95	1,93	1,98	0,07	2,45	0,74	0,09	0,13	0,04	0,09	0,01	16,79	100,20
C2.5	46,20	18,15	7,75	1,90	3,25	0,07	2,37	0,72	0,07	0,12	0,03	0,09	0,01	19,46	100,18
C2.5k	10,52	3,82	1,66	0,48	49,36	0,08	0,51	0,16	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	33,84	100,54

Ek 5 Çal-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri (devam)

C3.1	47,58	17,55	7,72	1,98	2,86	0,07	2,44	0,72	0,07	0,14	0,03	0,09	0,00	18,91	100,17
C3.1k	24,32	9,08	3,95	1,10	32,26	0,07	1,24	0,41	0,05	0,08	0,02	0,06	0,01	27,08	99,73
C3.2	49,43	19,05	8,15	2,16	1,19	0,07	2,58	0,75	0,07	0,13	0,03	0,08	0,00	16,82	100,52
C.4	48,45	18,59	7,96	2,05	2,80	0,07	2,29	0,72	0,08	0,10	0,04	0,09	0,00	16,70	99,95
C5.1k	12,78	3,75	1,60	0,85	46,97	0,07	0,46	0,22	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	33,95	100,74
C5.2	53,96	17,19	6,83	2,57	1,33	0,07	2,03	0,82	0,08	0,14	0,04	0,08	0,00	14,48	99,62
C5.3	33,37	9,05	4,20	1,54	23,97	0,07	1,14	0,54	0,06	0,08	0,04	0,07	0,02	25,89	100,04
C5.4	51,00	15,10	5,92	2,05	4,86	0,07	1,86	0,78	0,07	0,13	0,03	0,09	0,00	18,95	100,92
C 6.1	34,12	9,18	4,31	1,62	23,40	0,07	1,38	0,54	0,05	0,09	0,03	0,08	0,01	25,94	100,83
C 6.2	42,11	11,84	5,31	2,18	14,69	0,07	1,80	0,68	0,08	0,10	0,04	0,11	0,01	20,54	99,55
C6.3	49,61	13,99	5,88	2,26	6,99	0,07	2,05	0,78	0,09	0,12	0,03	0,08	0,01	18,86	100,82
CK	16,76	4,24	2,03	1,07	41,39	0,07	0,65	0,26	0,06	0,04	0,01	0,08	0,01	33,81	100,47
C 6.4	33,65	10,68	4,99	1,49	16,82	0,07	1,58	0,51	0,05	0,09	0,04	0,08	0,01	29,59	99,65
C 7.1	43,74	10,22	4,73	1,94	14,94	0,07	1,48	0,54	0,07	0,05	0,05	0,11	0,01	22,16	100,11
C 7.2	38,20	8,97	4,06	1,76	19,48	0,08	1,30	0,53	0,08	0,08	0,03	0,09	0,02	25,94	100,59
C 7.3	31,72	7,30	3,73	1,39	21,29	0,07	1,09	0,43	0,05	0,06	0,05	0,08	0,02	32,72	100,00
C7.4	26,80	6,26	3,18	1,34	31,17	0,07	0,90	0,37	0,05	0,06	0,03	0,07	0,01	29,48	99,81
C7.5	34,03	6,97	3,48	1,46	23,46	0,07	0,95	0,44	0,06	0,10	0,06	0,10	0,02	28,90	100,11
C 8.1	54,48	16,04	6,76	2,09	2,11	0,07	2,41	0,77	0,10	0,12	0,04	0,13	0,01	14,98	100,11
C 8.2	53,37	16,92	6,75	2,26	2,00	0,07	2,50	0,73	0,08	0,11	0,03	0,10	0,01	14,94	99,86
C 8.3	55,35	16,84	6,74	2,00	1,58	0,08	2,52	0,77	0,09	0,12	0,04	0,11	0,01	13,90	100,14
C8.4	53,89	16,12	6,44	1,97	3,69	0,07	2,39	0,77	0,09	0,12	0,03	0,14	0,02	14,98	100,74

Ek 5 Çal-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının ana element oksit yüzdeleri (devam)

C9.1	52,78	15,69	6,28	2,22	2,02	0,07	2,22	0,72	0,07	0,11	0,04	0,11	0,01	17,53	99,88
C9.1k	22,34	5,95	2,78	1,20	35,35	0,07	0,89	0,33	0,06	0,05	0,01	0,07	0,02	30,88	100,01
C9.2	51,52	15,63	6,31	2,25	3,74	0,07	2,15	0,72	0,06	0,11	0,02	0,09	0,00	17,54	100,22
C9.3	49,36	15,81	6,41	2,30	3,89	0,07	2,18	0,67	0,08	0,12	0,03	0,09	0,00	19,81	100,81
C9.3K	8,09	2,22	1,05	0,73	51,90	0,07	0,30	0,11	0,05	0,02	0,01	0,07	0,01	35,85	100,47
C9.4	47,57	15,65	6,61	2,24	3,42	0,07	2,13	0,67	0,06	0,12	0,03	0,09	0,00	22,08	100,74
C10	54,57	13,03	5,32	1,85	5,68	0,07	1,90	0,68	0,10	0,13	0,05	0,14	0,01	16,86	100,38
C11.1	48,48	12,13	5,49	1,86	10,41	0,07	1,70	0,60	0,14	0,09	0,08	0,18	0,05	18,99	100,26
C11.2	54,11	16,80	6,68	2,29	1,99	0,07	2,39	0,79	0,09	0,13	0,05	0,18	0,06	14,90	100,53
C 12	48,72	9,99	4,76	1,62	11,57	0,08	1,44	0,69	0,12	0,08	0,03	0,11	0,01	20,86	100,08
C13	46,46	14,52	6,47	1,97	5,99	0,07	1,96	0,74	0,08	0,10	0,04	0,12	0,01	21,82	100,35

EK 6 Çal-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının iz element sonuçları

İz elementler	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Cs	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
C1.1	65,6	162	29,9	83,5	19	1,9	16,8	0,6	0,7	94,7	94	29,9	337,3	29,4	3,8	0,9	0,9	3,1	4,1	1,3	6,5	16,8	484,9	61,7	131,4	6,4	6,4	65,6	1,9	1,2	50,6	1,1	15,6	8,6
C1.1K	48,5	94	18	46,1	11,5	1,6	9,9	0,4	1,4	53,1	121,6	90,7	207,5	17	3,6	0,5	0,9	2	3,1	1,3	20,5	3,9	280,4	61,2	70,9	4,5	5,7	162	2,6	1,6	29,9	1,1	11,6	11,6
C1.2	59,2	174	33	88,8	19,8	1,3	19,6	0,6	0,6	105,8	95,1	30,1	329,3	26,2	6,2	0,4	0,8	3,4	3,9	1,2	2,2	9,8	474,4	53,8	123,8	7,8	6,8	47,3	1,7	1	58	1,2	19	7
C1.3	67,9	181	40,7	106	28,6	1,9	22,6	0,5	0,4	140,8	89,2	24,6	223,4	23,9	5,6	0,9	0,9	4	4,1	1,3	2,4	8	475,9	43,7	100,5	6	7,3	5,9	1,4	1,7	47,8	1,1	18	8,5
C1.3k	52,1	46,3	7,7	29,5	7,1	1,1	7	0,6	1,1	39,7	112,1	125	52,1	4,2	3,5	1	0,9	1,2	1,1	1,4	67,8	3,7	134,4	88,8	27,3	5,1	5,6	39,8	1,9	1,6	12,7	1,2	5,1	10
C1.4	62,8	173	35,1	117	26	1,3	24,5	0,5	0,4	145	83,9	21,4	195,6	20,5	3,9	0,9	0,8	3,7	2,8	1,3	2,3	9,6	413,7	41,8	82,9	5,5	6,9	7,8	1,4	1,8	43,5	1,1	16,1	6,5
C1.5	37,9	175	39,6	119	30	1,8	24,7	0,5	0,4	149,8	83,4	22,3	193,9	22,2	3,5	0,9	0,9	4,5	4,2	1,3	4	15,2	459,6	45,8	83	5,6	7	7,7	1,4	1,8	44,9	0,7	18,9	7
C1.6	34,3	161	39,5	118	26,7	1,7	25,2	0,5	0,6	150,3	81,2	20,6	167,1	15,1	3,7	0,9	0,8	3,7	3,7	1,3	2,3	12,8	434,5	45,7	77,6	5,5	7	6,7	1,3	1,7	41,1	1,1	17,8	8,1
C1.7	50,8	165	40,1	116	28,2	1,7	22,2	0,5	0,4	145,5	82,4	21,3	207,7	20,8	5,2	0,9	0,8	2,9	2,5	1,2	2,3	15,5	443,2	48,8	75,1	5	7	6,7	1,4	1,2	42,3	0,8	15,2	8,9
C1.8	41,2	166	38,3	114	26,8	1,9	22,3	0,5	0,4	142,9	79,9	21,2	199,1	22,5	7,7	0,9	0,9	3,9	2,4	1,3	3,6	11,2	427,7	47,6	91,8	5,8	7,2	9	1,5	1,7	41,5	1,2	15,2	8,6
C1.9	31,9	167	39,3	113	29,5	1,4	22,7	0,5	0,4	145	81,6	20,8	195,6	22,6	3,4	0,9	0,8	3,8	4,1	1,3	2,4	9,6	439,4	47,6	88,1	6,1	7,4	6,1	1,5	1,8	41,4	1,2	15,8	8,4
C1.10	33,2	173	38	113	28,7	1,1	23,2	0,5	0,4	146,2	81,5	21,1	189	21,3	4,6	0,6	0,9	3,2	3,6	1,2	3,2	8,6	417,3	36,2	82,5	7,2	7,1	15,3	1,6	1,6	40,7	0,7	14,8	14,8
C1.11	49,7	175	41,7	110	28,8	1,6	22,6	0,5	0,4	144,2	80,5	20,6	196,7	20,9	5,2	0,9	0,8	3,4	2,2	1,3	2,4	9,2	429,5	32,3	71,8	5,6	7,4	15	1,5	1,7	38,9	0,7	13,6	8
C1.12	42,8	169	36,2	107	29,3	2	22,2	0,5	0,6	141,5	79,4	19,9	183,7	21,3	3,3	0,9	0,9	3,3	3,3	1,3	4,9	8,7	429,6	40,2	80,3	5,5	6,8	5,9	1,4	1,7	37,2	1,1	15,2	7,1
C1.12k	20,4	42,5	9,1	29,1	7,9	1,4	6,1	0,6	1	38,6	98,2	71,3	48,7	4	5,7	0,5	0,9	0,4	1,4	2,5	52,4	6	130,6	50,3	25,9	4,4	4,8	52	2	1,5	10,6	1,1	6,7	11
C2.1	48,9	201	31,5	114	24,9	2,4	22	0,5	1,2	129,3	91,1	22,3	198,6	20	3,3	0,9	0,8	2,6	3,5	1,3	7,3	10,7	374,8	45,3	84,5	5,2	6,8	13,3	1,5	1,7	37,1	1,2	15,5	7,2
C2.1k	17	47,9	5,4	29,8	8,7	0,8	5,5	0,5	1,4	33,9	115	64,2	45,1	6,3	3,5	1	1	0,5	1,1	1,3	43,3	3,8	104,2	58,7	22,9	4,2	4,9	12,8	1,6	1,5	12,3	1,2	6,8	9,6
C2.2	33,6	199	32	123	25,1	1,2	22,4	0,5	0,7	132,9	82,1	17,6	182,8	20,5	4,9	0,8	0,8	3	1	1,2	3,1	13,7	379,6	36,5	75,2	4,8	6,9	32,2	1,6	1,9	41	1,1	13,8	7
C2.3	65,6	198	33,9	108	25,3	2,3	22,4	0,5	1	123	87,6	22,1	201,5	17,8	3,2	0,9	0,8	2	3,9	1,7	3,9	4,5	366	28,9	78	4,9	6,9	6,2	1,4	1,7	37,7	1	13,6	7,3
C2.4	51,4	200	31,9	117	23,7	1,6	21,2	0,4	0,8	131,3	83,6	21	210,5	21,7	3,6	0,9	0,8	3,6	4,9	2,7	3	11	396,2	33,6	85,4	8,5	6,8	12,8	1,4	1,6	41,4	1,1	13,9	7,6
C2.5	51,6	180	33,6	117	24,2	1,8	18	0,5	0,6	126,4	84,5	21,9	209,1	21,5	3,3	0,7	0,8	2,8	4	1,2	5,7	12,5	377,3	35,2	80,5	5,6	7	12,9	1,5	1,8	44,1	1,2	14,9	7,4
C2.5k	21	35,7	6,6	23,7	7,3	0,9	3,4	0,5	2	28,2	101,8	72,8	41,8	5,9	3,6	0,4	1	1,1	1,1	1,4	57,7	3,1	95	62,7	18,5	4,8	5	18,8	1,6	1,5	11,5	1,1	5	9,4
C3.1	27,8	212	35,6	106	24,1	2,5	21,7	0,5	0,7	124,1	90,8	20,7	218,9	21,2	6,5	0,8	0,9	2,4	4,6	1,2	5,4	6,5	368,5	32,6	87,6	6,8	7	10,9	1,5	1,7	36,4	0,8	14,7	7,6
C3.1k	30,4	99,7	18,6	49,7	12,6	0,9	9,6	0,5	1	57,1	124,6	69	100,6	19,4	4,1	2,8	0,9	1,2	2,2	1,4	43,7	5	182,4	63,1	35	4,9	5,9	14	1,5	1,7	19,6	0,8	8,7	24,2
C3.2	51,9	215	34,7	115	28,5	1,8	22	0,5	0,5	131,6	85,6	18,2	204,9	20,3	2,1	0,8	0,7	3,1	3,7	1,2	3,3	9,3	388,1	34,6	89,4	4,9	6,9	26,7	1,6	1,8	42,4	0,9	13,6	7,8
C.4	59,2	201	35,8	110	27,6	1,6	23,9	0,6	1,5	117,6	84,5	20,9	199,2	22,8	6,1	0,4	0,8	3,6	3,5	1,2	2,7	3,8	342,3	41,6	74,5	5,6	7	66,8	2	1,7	35,2	0,8	15	10,7

EK 6 Çal-Hancalar yöresi paleosol, pedojenik kalış ve çamurtaşının iz element sonuçları (devam)

C5.1k	15	28,4	3	16,9	6	0,9	3,9	0,5	2	19,6	143,8	12,7	62,6	4,5	6,7	1,6	1,1	1,1	1,1	1,4	28,2	3,8	97,7	19,6	35,1	3,8	4,3	21,1	1,7	1,5	9,7	1,1	4,4	16,5
C5.2	57,2	197	30,7	84,4	20,1	0,7	17,8	0,5	0,4	89,5	83,8	21,2	341,6	21,4	3,9	0,8	0,8	1,8	3,3	1,2	2,3	3,8	326,4	31,1	90,1	4,3	6,5	51,4	1,7	1,3	33,1	0,6	12,2	7,7
C5.3	36,3	113	18,1	47,9	12,6	1,2	10,1	0,6	0,9	52,7	131,7	24	209,7	13,3	3,5	0,9	0,8	2,4	2,8	1,3	15,2	3,8	215,9	27,7	54,8	4,4	5,6	78,5	2	1,2	21	1,1	9,3	9,6
C5.4	47,2	156	25,7	75,2	18,5	1,7	15,4	0,6	0,7	79,6	85,7	24,1	306	21,4	5,2	0,9	0,8	2,3	2,7	1,2	5,9	3,8	305	34,2	88,2	5,1	5,9	78,7	1,9	1,5	32,4	1,1	12,9	7
C 6.1	27,8	94,4	15,4	50,7	12,5	1,2	11,9	0,4	1,1	56,6	120,8	24,4	185,8	18,6	3,7	1	0,9	1,6	0,8	1,3	13	4,8	278,9	30,8	50,7	4,8	5,8	72,4	2	1,5	17,5	1,1	9,8	8,7
C 6.2	37	122	22,1	60,3	15,6	1,4	14,3	0,6	1,1	72,9	113,9	29,8	236,2	18,5	5,8	0,9	0,8	1,9	1,7	1,2	7,7	6,1	310,5	39,1	65,5	4,2	5,8	63,2	1,9	1	21,3	0,8	10,1	8,5
C6.3	63	117	26,9	62,9	16,7	1,7	22,1	0,6	0,8	79,6	103	23,9	280	17,9	3,4	0,9	0,8	2,6	2,5	1,3	3,3	8,1	356,8	35,5	60,9	5	6	77,1	1,9	1,5	23,1	0,8	11,4	7,6
CK	40,7	37,4	4,4	28,8	7,1	1	7,2	0,5	2,9	26,8	190,6	17,8	82,8	3,8	3,5	0,9	0,9	0,6	1,3	1,4	35,7	3,8	166,1	28,6	27,5	4,2	4,4	36,7	1,7	1,4	13,5	1,1	4,3	10
C 6.4	35,3	92,5	21,6	54,5	15,3	1,7	16,6	0,5	1,2	67	110,4	20,5	164,5	10,8	5,4	0,9	0,8	1,8	1	1,2	14,4	3,8	293,5	27,8	57,4	4,3	5,6	22,6	1,6	1,5	22,1	1	10,9	7,9
C 7.1	48,4	81,9	19	62,1	13,7	1,7	15,9	0,6	4,2	59	129,1	20,8	199,2	14	4,6	1	0,9	2	1	1,3	8,4	3,9	277,1	33,5	59,7	4,3	5,5	130	2,3	1,5	21,9	1,1	10,6	9,2
C 7.2	40,3	82,2	18,6	51,1	12,4	1,3	11,1	0,6	1,1	50,8	144,7	21,1	18,4	2	3	1	1	1	2	3	3	4	23,5	6	8	4,5	5,5	106	2,1	1,5	21,9	0,9	9,2	0,7
C 7.3	34,3	72,2	13,5	45,5	10,7	0,9	10,4	0,5	2,4	44	131,6	17,9	149,8	11,2	3,2	0,9	0,8	1	1,1	1,3	15,6	3,8	224,4	26,7	49,3	5,1	4,9	38,9	1,6	1,4	18,7	0,4	7,8	8,7
C7.4	35	72,4	13	37,4	9,8	1,2	8,3	0,6	2,3	38,1	163,3	17	131,4	7	3,7	0,6	0,9	1,8	1,8	1,3	21,9	3,8	198,7	21,9	44,7	4,2	5,2	69,4	1,9	1,5	16,5	1,1	6,7	21,1
C7.5	32,1	85,5	11,3	35,3	8,4	1,1	7,6	0,5	1,8	34,4	92,2	15,4	155,2	9	3,3	0,9	0,9	0,9	1,3	1,3	21,6	3,8	193,4	23,8	45,2	7	5,1	64,2	1,8	1,3	13,5	1	5,8	9,1
C 8.1	33,8	115	31,3	99	19,1	1,9	19,2	0,6	0,7	98,1	109,9	29	241,1	25,5	5,6	1,2	0,9	3,8	2,2	1,3	3,2	4	434	36,6	92,9	5,1	6,3	91,7	2,1	1,1	34,3	1	14	11,5
C 8.2	37,6	112	26,3	91,9	19,1	1,1	17,4	0,6	1	101,6	104,1	24,6	230,6	24	7,4	0,9	1	4,8	3,3	1	5,8	5,5	406,1	41,8	80,8	9,2	5,8	60,1	1,7	1,5	28,9	0,5	12,3	8,4
C 8.3	43	111	26,5	88,6	23,1	0,9	17,4	0,6	0,9	98,9	103,7	24,4	252,7	14,9	3,9	0,9	0,9	3,1	1	1,3	3,1	4,3	406,7	34,2	71,5	4,7	5,9	73	1,9	0,8	28	1	13,4	8,2
C8.4	51,6	118	26,1	82	19,7	2	16	0,5	1,4	90,1	101,3	32,2	236,2	16,6	3,1	0,8	0,8	2,6	1,9	1,3	7,1	3,8	393,8	35,4	81,6	6	6	72,9	1,9	1,6	25,5	1	11,1	7,5
C9.1	54,8	113	24	94,6	19,2	2,2	19,1	0,7	1,5	88,4	129,3	20,9	291,4	19,4	3,3	0,8	0,8	1,9	1	1,3	2,4	8	476	44,1	104,7	4,7	6	131	2,4	1	38,9	0,7	12,1	7,2
C9.1k	25,4	44,8	8,1	39,4	8,9	1	7,2	0,7	2,7	38,8	170,3	21,7	103,7	9,4	4,4	0,9	0,8	0,9	1	1,7	22,3	3,7	219,9	36,7	21	4,3	4,6	107	2,3	0,9	20,1	1,1	7,9	9,5
C9.2	37,2	112	22,7	92,4	20,4	2	20,1	0,6	1,4	89,6	137,9	24,3	268,4	18,6	3,2	0,9	0,8	2,7	2,4	1,3	7,1	11,7	471,9	47,1	84,6	4,4	5,6	99,6	2,1	1,1	40,5	0,5	13,7	7,7
C9.3	47,6	115	26,1	98,1	21,6	1,2	21,5	0,6	2,2	92,4	140,9	25	278,1	18,3	4,8	0,9	0,8	2,9	3,5	0,7	9,6	10	484,8	46,4	84,5	4,7	6	70,6	1,8	1,5	39,1	1,6	11,9	8,3
C9.3K	25	14,4	1,3	14,4	4,4	1,1	3,5	0,6	5,9	15,4	191,7	17,4	40,4	6,4	4,1	0,6	1,1	1,2	1,1	1,4	42,1	3,8	144,9	24,8	20,4	4,3	3,6	52,3	1,9	1	10,3	0,6	3,2	12,8
C9.4	68	123	23,7	99,4	20,4	0,9	22,4	0,5	1,7	92,6	141,7	22,3	256,6	17,5	4,7	0,8	0,8	3,2	1	1,3	14,1	7,7	495,5	37,2	91,9	5,8	5,7	43,9	1,6	1,6	39,8	0,8	13,6	6,8
C10	46,6	98	22,7	80,2	17	1,4	15,4	0,6	1,1	68,7	105,5	22,7	269,7	19,8	6	1,5	0,8	1	2,2	1,3	2,3	3,1	380,2	34,8	76,6	4,3	5,7	148	2,2	1,1	33,3	1	10,4	7,8
C11.1	37,4	92,4	16,6	76,5	14,3	1,6	19,5	0,7	3,4	61,8	119,4	25,3	246,2	18,4	5,2	2,4	1,1	1,9	2,4	1,3	6,7	3,9	340,8	34,1	55,1	4,7	5,4	171	2,5	1,4	30,2	0,9	9,5	14,6
C11.2	46,9	122	24,9	104	20,1	1,4	20,1	0,6	4,6	93,8	118,6	28,8	306,4	24,7	5,4	1,2	1	2	3,6	1,3	2,4	7,1	455,3	55,6	106,9	5	5,9	118	2,1	1,2	41,9	0,8	12,5	8,1
C 12	64,5	73,6	16,9	67,5	10	1,5	15,6	0,4	2,1	48,4	106,6	19,2	272	15,5	3,8	0,9	0,8	1,8	3,5	1,3	3,5	3,8	279	29,6	54,2	4,3	5,1	194	2,6	0,8	31,1	1	8,4	7,6
C13	54,8	125	25,8	82	18,9	0,8	14,9	0,5	5,1	91,5	120,6	24,4	238,7	21,8	6,3	0,9	0,9	2,6	1,5	1,3	7,9	3,9	449,3	33	65,6	4,3	6,1	47,5	1,7	1,5	30,1	0,5	11,6	8,2

EK 7 Mallıkkaşı Yöresi paleosol, pedojenik kalışların ana element oksit yüzdeleri

Ana Oksitler	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	SO ₃ ⁻ ₂	Cl ⁻	AK	TOPLAM
Örnek No	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A1	49,69	12,61	5,80	2,12	8,99	0,07	1,52	0,67	0,08	0,15	0,03	0,13	0,05	18,21	100,12
A2	50,77	14,41	6,16	1,97	3,65	0,07	1,66	0,67	0,06	0,17	0,03	0,08	0,02	20,83	100,56
A3	53,86	16,42	7,15	2,05	1,48	0,07	1,93	0,72	0,07	0,19	0,03	0,09	0,11	15,93	100,10
A4	49,48	15,12	6,77	1,90	2,29	0,09	1,75	0,74	0,04	0,16	0,05	0,13	0,89	20,76	100,16
A5	52,47	15,28	6,63	1,89	2,59	0,07	1,69	0,72	0,07	0,18	0,03	0,36	0,04	17,73	99,75
BK	26,83	6,79	3,34	0,94	31,70	0,07	0,79	0,38	0,07	0,13	0,02	0,07	0,01	28,73	99,86
C1	49,84	15,54	6,62	2,16	3,44	0,07	1,98	0,77	0,10	0,21	0,04	0,11	0,23	18,8	99,89
C2	51,95	16,86	7,30	2,17	2,27	0,07	2,11	0,78	0,10	0,22	0,04	0,18	0,03	15,82	99,88
C3	51,96	17,51	7,50	2,14	1,67	0,07	2,07	0,76	0,10	0,19	0,04	0,12	0,06	15,8	99,98
C4	54,51	15,38	6,47	2,13	2,49	0,07	1,81	0,74	0,10	0,19	0,04	0,18	0,03	15,86	100,00
CK	28,02	7,65	3,55	1,20	30,55	0,08	0,92	0,43	0,08	0,10	0,03	0,14	0,03	27,97	100,73
D1	49,53	15,40	6,54	2,09	2,92	0,08	1,88	0,73	0,10	0,18	0,05	0,13	0,09	19,96	99,67
D2	50,88	14,51	6,00	2,14	5,29	0,07	1,75	0,73	0,13	0,17	0,05	0,13	0,07	17,92	99,84
D3	53,81	15,89	6,57	2,08	1,20	0,18	1,96	0,77	0,10	0,21	0,06	0,14	0,10	16,89	99,97
D4	51,44	17,37	7,53	2,36	2,48	0,08	2,31	0,80	0,12	0,25	0,05	0,13	0,28	14,69	99,87
Dk	37,46	11,56	5,36	1,70	19,16	0,07	1,69	0,65	0,11	0,20	0,03	0,13	0,06	21,32	99,49
E1	51,03	15,89	6,93	2,10	5,31	0,07	2,30	0,79	0,13	0,26	0,03	0,17	0,04	14,9	99,95
E2	52,38	17,22	7,60	2,24	2,29	0,07	2,40	0,80	0,10	0,24	0,03	0,14	0,05	15,07	100,65
E3	51,37	17,99	7,65	2,17	0,94	0,07	2,36	0,78	0,10	0,21	0,03	0,12	0,05	16,08	99,93
E4	48,74	16,23	7,16	2,06	2,03	0,10	2,11	0,76	0,11	0,20	0,05	0,14	1,28	19,69	100,65
F1	41,78	11,11	4,51	1,41	15,87	0,07	1,38	0,54	0,11	0,14	0,03	0,08	0,01	22,84	99,88
F2	47,91	17,52	7,79	1,83	1,84	0,07	2,43	0,81	0,12	0,20	0,03	0,11	0,02	19,68	100,35
F3	50,84	17,00	7,41	2,03	3,43	0,07	2,46	0,89	0,17	0,20	0,03	0,10	0,01	15,87	100,52

EK 8 Mallıkkaşı yöresi paleosol, pedojenik kalışlerin iz element sonuçları

İz Elementler	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Cs	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A1	90,1	145,6	33,6	62,9	17,3	2,1	15,6	0,9	0,6	66,8	91,3	26,7	225	16,2	4,8	0,9	0,8	2,9	1,8	1,2	2,3	3,8	358	33,5	72	5,2	6,8	320,7	3,3	1,5	19,8	1,2	8,9	8,2
A2	80,8	151,4	34,4	70,7	18,2	2,6	18,5	0,7	0,9	76,3	76,7	24,1	219	17,6	5,3	0,9	0,8	3	2,7	1,2	2,3	4,4	397	35,6	79,3	5,2	6,5	207,4	2,7	1,6	23,3	0,8	10,1	7,9
A3	78,7	189	40,9	89	21,5	1,6	20,5	0,8	1,1	95,9	73,3	24,9	240	23,5	3,6	0,9	0,9	2,7	1,1	1,3	2,3	4	443	44,8	87	5,5	7,4	253,3	2,9	1,4	28,1	1,2	10,1	8,7
A4	62,8	168,9	36,8	78,1	18,8	1,6	20,3	0,6	8,2	83,5	79,8	26,1	226	17,7	3,4	0,9	0,8	2,8	3,3	1,3	2,4	7,6	407	37,9	80,7	5,3	6,6	84	2	1,5	25,2	1	11,9	6,7
A5	74,1	172,6	37,1	75,5	20,4	1,6	21,2	0,7	0,9	80,6	74	25,6	233	21,4	3	0,8	0,8	2	1	1,1	4,5	12	398	37,8	89,8	5,2	7	202,5	2,6	1	25,6	1,1	10,8	6,8
BK	50,6	94,2	20,8	42,4	9,5	1,6	10,6	0,8	2,6	38,5	94,9	18,7	125	8,3	4	0,5	0,9	1,4	1,1	1,2	13	5,5	280	24	43,4	5	6	193,5	2,7	1,6	15,4	0,5	6,4	9,9
C1	48,8	196,8	45,6	79,5	18,1	1	23	0,7	0,8	90,3	87,9	27,7	245	20,7	3,5	0,9	0,9	2,3	3,3	1,3	2,3	7,1	473	45,5	80,8	5,6	7,3	176,9	2,5	1,6	28,6	0,9	11,1	8,1
C 2	85,5	221,4	51,1	91,8	21	1,6	26,4	0,7	0,4	105	85	31,6	257	21,8	3,7	0,9	0,9	2,2	3,6	1,3	2,3	11	469	44,1	83,9	6,1	7,8	180,3	2,6	1	30,9	0,7	12,2	9
C3	68,2	234,8	44,9	93,3	20,9	2,2	25,3	0,6	0,4	103	83,9	32,7	250	21,4	3,5	0,8	0,8	2,1	3,7	1,3	2,3	10	439	63,7	103	6,1	7,8	104,7	2,3	1,1	32,1	1,2	14,7	7,1
C4	94,6	204,3	33,2	82,5	17,9	1,8	21,9	0,8	0,4	82,3	85,7	31,9	255	19,2	3,4	0,8	0,8	2,6	3,8	1,2	2,2	3,5	431	42,3	87,4	4,8	11,2	232	2,8	1,6	29,9	1,1	11,6	7
CK	35,9	104,6	24,3	44	11,8	1,5	12	0,7	0,5	43,7	94	47,6	137	12,1	5,6	1,3	1	1,8	1,1	1,3	8,1	3,9	218	39	46,8	5,2	6,6	145,4	2,5	1,7	13,9	1	7,5	12,5
D1	71,7	197,3	40,5	81,1	19,5	2,4	24	0,6	0,8	83,5	88,5	25,9	250	20,2	5	0,8	0,8	4,2	2,9	1,2	2,2	10	427	36	77,8	5,6	7,1	111,1	2,1	0,8	27,7	1	14,3	7,7
D2	54,2	182,5	39,6	74,2	17,9	0,8	21,5	0,7	0,7	74,9	90,4	32,1	271	23,5	2,6	1	1	3,7	3,5	1,3	2,2	9,1	387	41,5	76,6	5,2	7,1	148,3	2,3	1	25	1,1	10,6	8,5
D3	60,7	203	45,6	82,1	18,4	1,5	22,5	0,7	0,4	85,3	85,8	31	275	27,1	8,5	2,1	1	3,9	4,4	1,4	2,4	10	443	50,8	89,1	5,8	7,6	174,1	2,5	1,5	25,8	1	11,9	10,6
D4	62,7	213,5	55,5	97,5	22,2	2	26,3	0,6	0,8	107	99,2	37,1	269	26,4	4	0,8	1	3,8	3,6	1,4	2,4	8	538	47	91,5	6,2	8,1	80	2,1	1,1	32,9	0,7	14,1	9
Dk	78	154,3	40,6	67,7	17,9	1,3	19,9	0,7	1,5	77,2	102	54,5	193	18,9	3,5	0,9	0,9	2,8	1,1	1,3	4,3	3,6	410	38,4	80,3	5,6	7,3	117,6	2,3	1,1	25,8	1,2	11,8	9,3
E1	76,8	194,8	55,1	86	19,6	2	23,7	0,7	0,6	104	104	41,3	272	24,2	6,2	1,3	0,9	3,5	2,7	1,3	2,6	7,4	544	47,2	102	6,2	8	168,2	2,6	1,2	32,9	0,6	15,9	10,9
E2	67,3	220,9	60,4	96,7	24,2	0,9	24,2	0,4	0,7	117	96,5	41,9	244	21,7	3	0,9	0,8	2,1	2,4	1,3	2,3	8,7	534	52,9	99	6,3	8,5	134	2,3	1,7	35,6	1,2	16,1	8,4
E3	58,2	210,9	54,3	95,6	21	2,1	25,5	0,6	0,4	109	85,8	34,3	265	21,9	3,8	1	0,9	3,1	3,6	1,3	2,4	5,9	459	55,4	84,2	5,9	7,9	75	2	1,6	30,2	0,6	14,7	14,3
E4	50	200,8	51	90,3	21,3	1,6	24,1	0,6	4,6	98,7	99,2	30,9	249	25,4	3	2,1	1	3,6	4,2	1,3	2,4	7	436	51,7	81,9	6,1	7,6	60,5	1,8	0,9	26	0,5	12,6	10
F1	56,9	115,9	27,9	51,6	13,1	1,5	14,1	0,4	0,8	59,2	84,2	30,6	187	13,4	3,1	0,9	0,9	2	2,5	1,1	7,1	3,9	287	35,2	60,4	4,9	6	150,9	2,4	1,5	18,9	1,4	7,4	7
F2	70,3	194,9	49,3	98,9	21,8	1,4	30,7	0,7	0,4	113	94,2	34,3	246	22	4	0,9	0,8	3,3	3,6	1,3	2,2	9,9	468	53,9	100	5,9	8,1	113,5	2,3	2,3	29,5	1,2	13,1	8
F3	67,9	179,4	42,5	86,9	22,3	1,7	30,9	0,6	1,3	104	107	38,8	262	24	4,2	0,9	0,5	3,5	4,4	1,2	5,2	4,2	429	40,4	85,7	5,9	7,4	111,1	2,2	1,3	31,8	0,7	14,6	12,7
F4	26,8	117,3	23,8	71,8	19,9	1	23,8	0,7	0,7	98,1	127	28,4	267	23,4	4,5	0,9	0,9	2,6	1	1,2	6,9	3,5	284	36,8	82,7	5,1	6	178,6	2,6	1,6	26,6	1	15,2	8,1

Ek 9 Bekilli yöresi örneklerinin ana oksit değerlerinin korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri

Bekilli	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1.00										
Al ₂ O ₃	0.83	1.00									
Fe ₂ O ₃	0.84	0.96	1.00								
MgO	0.86	0.77	0.78	1.00							
CaO	-0.96	-0.91	-0.92	-0.87	1.00						
Na ₂ O	-0.48	-0.57	-0.58	-0.51	0.47	1.00					
K ₂ O	0.77	0.95	0.91	0.63	-0.83	-0.54	1.00				
TiO ₂	0.91	0.79	0.81	0.75	-0.90	-0.32	0.76	1.00			
P ₂ O ₅	0.41	0.13	0.24	0.27	-0.36	-0.26	0.09	0.42	1.00		
MnO	0.79	0.63	0.68	0.87	-0.77	-0.30	0.50	0.82	0.36	1.00	
Cr ₂ O ₃	0.65	0.47	0.52	0.63	-0.60	-0.44	0.34	0.52	0.39	0.57	1.00

Bekilli	En fazla(%)	En düşük(%)	ortalama(%)
SiO ₂	62,52	12,12	45,66
Al ₂ O ₃	21,10	4,01	15,11
Fe ₂ O ₃	8,86	1,81	6,27
MgO	2,36	0,78	1,75
CaO	47,64	1,86	14,17
Na ₂ O	0,23	0,00	0,03
K ₂ O	3,11	0,46	2,00
TiO ₂	1,09	0,16	0,69
P ₂ O ₅	0,17	0,03	0,08
MnO	0,20	0,02	0,12
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,03

Ek 10 Bekilli yöresi örneklerinin ana oksit ve bazı iz elementlerle korelasyon ilişkileri

Bekilli	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Mo	Ba	La	Pb	U	Th
SiO ₂	1,00																							
Al ₂ O ₃	0,83	1,00																						
Fe ₂ O ₃	0,84	0,96	1,00																					
MgO	0,86	0,77	0,78	1,00																				
CaO	-0,96	-0,91	-0,92	-0,87	1,00																			
Na ₂ O	-0,48	-0,57	-0,58	-0,51	0,47	1,00																		
K ₂ O	0,77	0,95	0,91	0,63	-0,83	-0,54	1,00																	
TiO ₂	0,91	0,79	0,81	0,75	-0,90	-0,32	0,76	1,00																
P ₂ O ₅	0,41	0,13	0,24	0,27	-0,36	-0,26	0,09	0,42	1,00															
MnO	0,79	0,63	0,68	0,87	-0,77	-0,30	0,50	0,82	0,36	1,00														
Cr ₂ O ₃	0,65	0,47	0,52	0,63	-0,60	-0,44	0,34	0,52	0,39	0,57	1,00													
Co	0,33	0,38	0,38	0,32	-0,41	0,04	0,32	0,39	0,19	0,38	-0,02	1,00												
Ni	0,74	0,78	0,80	0,88	-0,81	-0,47	0,58	0,70	0,26	0,84	0,61	0,36	1,00											
Cu	0,78	0,85	0,87	0,87	-0,84	-0,52	0,71	0,75	0,25	0,86	0,60	0,41	0,94	1,00										
Zn	0,78	0,95	0,94	0,79	-0,87	-0,54	0,87	0,77	0,22	0,73	0,50	0,43	0,85	0,93	1,00									
Rb	0,71	0,97	0,94	0,64	-0,82	-0,53	0,95	0,70	0,05	0,50	0,35	0,38	0,71	0,78	0,92	1,00								
Sr	-0,54	-0,65	-0,62	-0,39	0,60	0,41	-0,70	-0,48	-0,13	-0,24	-0,21	-0,11	-0,35	-0,41	-0,54	-0,64	1,00							
Zr	0,83	0,65	0,67	0,60	-0,80	-0,15	0,67	0,95	0,44	0,69	0,40	0,30	0,49	0,55	0,60	0,56	-0,45	1,00						
Mo	0,07	0,07	0,06	0,12	-0,09	-0,14	0,02	0,00	-0,01	0,06	0,12	0,05	0,18	0,08	0,05	0,07	-0,13	-0,09	1,00					
Ba	0,89	0,91	0,92	0,85	-0,93	-0,48	0,84	0,90	0,29	0,84	0,51	0,45	0,86	0,92	0,92	0,85	-0,53	0,75	0,04	1,00				
La	0,21	0,30	0,27	0,21	-0,22	-0,29	0,29	0,18	-0,05	0,20	0,08	0,11	0,25	0,34	0,32	0,32	0,01	0,11	-0,14	0,40	1,00			
Pb	0,81	0,85	0,89	0,82	-0,87	-0,40	0,74	0,88	0,31	0,88	0,54	0,46	0,91	0,93	0,91	0,79	-0,42	0,72	0,11	0,94	0,29	1,00		
U	0,78	0,88	0,89	0,62	-0,84	-0,40	0,90	0,82	0,20	0,57	0,37	0,34	0,62	0,69	0,82	0,88	-0,59	0,77	0,07	0,84	0,25	0,79	1,00	
Th	-0,08	-0,28	-0,20	-0,18	0,19	-0,01	-0,20	-0,20	0,08	-0,22	0,14	-0,32	-0,33	-0,31	-0,30	-0,30	0,11	-0,07	-0,03	-0,33	-0,28	-0,31	-0,14	1,00

Ek 11 Çal-Hancalar yöresi ana oksitlerinin korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri

Çal	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1.00										
Al ₂ O ₃	0.85	1.00									
Fe ₂ O ₃	0.85	0.99	1.00								
MgO	0.91	0.76	0.75	1.00							
CaO	-0.97	-0.94	-0.95	-0.88	1.00						
Na ₂ O	-0.33	-0.31	-0.34	-0.51	0.37	1.00					
K ₂ O	0.87	0.99	0.98	0.77	-0.95	-0.30	1.00				
TiO ₂	0.95	0.81	0.83	0.83	-0.92	-0.35	0.82	1.00			
P ₂ O ₅	0.71	0.48	0.48	0.58	-0.61	-0.08	0.51	0.62	1.00		
MnO	0.85	0.77	0.79	0.70	-0.85	-0.40	0.77	0.94	0.52	1.00	
Cr ₂ O ₃	0.54	0.26	0.30	0.54	-0.47	-0.33	0.27	0.42	0.57	0.34	1.00

Çal-Hancalar	En fazla(%)	En düşük (%)	ortalama (%)
SiO ₂	56,3	8,09	41,33
Al ₂ O ₃	21,21	2,22	13,62
Fe ₂ O ₃	8,44	1,05	5,81
MgO	2,57	0,48	1,70
CaO	51,9	0,71	13,04
Na ₂ O	0,08	0,07	0,075
K ₂ O	2,85	0,3	1,88
TiO ₂	1,13	0,11	0,61
P ₂ O ₅	0,14	0,02	0,07
MnO	0,22	0,01	0,10
Cr ₂ O ₃	0,08	0,01	0,03

Ek 12 Çal-Hancalar yöresi örneklerinin ana oksit ve bazı iz elementlerle korelasyon ilişkileri

Çal	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Mo	Ba	La	Pb	U	Th
SiO ₂	1,00																							
Al ₂ O ₃	0,85	1,00																						
Fe ₂ O ₃	0,85	0,99	1,00																					
MgO	0,91	0,76	0,76	1,00																				
CaO	-0,97	-0,94	-0,95	-0,88	1,00																			
Na ₂ O	-0,44	-0,51	-0,54	-0,49	0,54	1,00																		
K ₂ O	0,87	0,99	0,98	0,77	-0,95	-0,48	1,00																	
TiO ₂	0,95	0,81	0,83	0,83	-0,92	-0,45	0,83	1,00																
P ₂ O ₅	0,72	0,49	0,50	0,59	-0,62	-0,10	0,52	0,64	1,00															
MnO	0,85	0,76	0,78	0,70	-0,84	-0,46	0,76	0,94	0,54	1,00														
Cr ₂ O ₃	0,54	0,26	0,29	0,53	-0,47	-0,21	0,28	0,41	0,56	0,35	1,00													
Co	0,61	0,48	0,51	0,54	-0,59	-0,33	0,47	0,66	0,40	0,63	0,23	1,00												
Ni	0,73	0,90	0,92	0,67	-0,84	-0,54	0,86	0,78	0,37	0,79	0,23	0,50	1,00											
Cu	0,79	0,96	0,98	0,67	-0,90	-0,52	0,95	0,80	0,44	0,78	0,21	0,49	0,92	1,00										
Zn	0,82	0,98	0,98	0,73	-0,92	-0,56	0,97	0,78	0,49	0,73	0,26	0,49	0,89	0,94	1,00									
Rb	0,71	0,96	0,97	0,60	-0,85	-0,51	0,95	0,71	0,36	0,69	0,12	0,41	0,90	0,97	0,96	1,00								
Sr	-0,54	-0,72	-0,72	-0,35	0,63	0,22	-0,69	-0,57	-0,29	-0,57	-0,22	-0,30	-0,75	-0,75	-0,67	-0,73	1,00							
Zr	0,87	0,62	0,62	0,81	-0,79	-0,42	0,63	0,88	0,63	0,81	0,51	0,63	0,56	0,56	0,59	0,46	-0,37	1,00						
Mo	0,13	0,12	0,11	0,11	-0,12	-0,11	0,14	0,13	0,08	0,07	0,10	-0,12	0,05	0,14	0,11	0,10	-0,11	0,15	1,00					
Ba	0,85	0,87	0,87	0,75	-0,89	-0,56	0,89	0,84	0,51	0,81	0,30	0,55	0,71	0,81	0,87	0,81	-0,49	0,79	0,16	1,00				
La	-0,08	0,05	0,02	-0,24	0,07	0,06	0,05	0,01	-0,09	0,09	-0,29	0,09	0,02	0,06	0,06	0,11	-0,24	0,03	0,03	0,16	1,00			
Pb	0,81	0,87	0,89	0,65	-0,87	-0,58	0,86	0,86	0,48	0,85	0,20	0,59	0,83	0,87	0,90	0,85	-0,57	0,69	0,11	0,88	0,17	1,00		
U	0,79	0,91	0,93	0,64	-0,88	-0,53	0,91	0,84	0,40	0,82	0,19	0,50	0,87	0,94	0,90	0,92	-0,67	0,62	0,13	0,85	0,15	0,92	1,00	
Th	-0,43	-0,37	-0,38	-0,41	0,45	0,29	-0,38	-0,41	-0,19	-0,37	-0,12	-0,38	-0,33	-0,34	-0,38	-0,34	0,31	-0,29	0,13	-0,31	0,12	-0,37	-0,38	1,00

Ek 13 Mallıkkaşı yöresi ana oksitlerinin korelasyon ilişkileri ile en fazla, en düşük ve ortalama değerleri

Mallıkkaşı	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1.00										
Al ₂ O ₃	0.90	1.00									
Fe ₂ O ₃	0.86	0.99	1.00								
MgO	0.90	0.87	0.85	1.00							
CaO	-0.97	-0.95	-0.92	-0.88	1.00						
Na ₂ O	-0.13	-0.08	-0.04	-0.07	-0.15	1.00					
K ₂ O	0.75	0.93	0.93	0.81	-0.81	-0.02	1.00				
TiO ₂	0.87	0.95	0.95	0.88	-0.91	-0.10	0.94	1.00			
P ₂ O ₅	0.17	0.32	0.29	0.30	-0.17	-0.06	0.55	0.62	1.00		
MnO	0.59	0.71	0.73	0.61	-0.62	-0.11	0.73	0.73	0.36	1.00	
Cr ₂ O ₃	0.43	0.39	0.33	0.50	-0.47	-0.63	0.26	0.40	0.09	0.20	1.00

Mallıkkaşı	En fazla(%)	En düşük(%)	ortalama(%)
SiO ₂	54,51	26,83	48,11
Al ₂ O ₃	17,99	6,79	14,84
Fe ₂ O ₃	7,79	3,34	6,44
MgO	2,36	0,94	1,96
CaO	31,70	0,94	6,74
Na ₂ O	0,18	0,07	0,08
K ₂ O	2,46	0,79	1,89
TiO ₂	0,89	0,38	0,71
P ₂ O ₅	0,17	0,04	0,10
MnO	0,26	0,10	0,19
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,04

Ek 14 Mallıkkaşı örneklerinin ana oksit ve bazı iz elementlerle korelasyon ilişkileri

Mallıkkaşı I	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mg O	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Mn O	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Mo	Ba	La	Pb	U	Th
SiO ₂	1,00																							
Al ₂ O ₃	0,90	1,00																						
Fe ₂ O ₃	0,86	0,99	1,00																					
MgO	0,90	0,88	0,85	1,00																				
CaO	-0,97	-0,95	-0,92	-0,88	1,00																			
Na ₂ O	0,13	0,07	0,03	0,06	-0,13	1,00																		
K ₂ O	0,75	0,93	0,93	0,81	-0,81	0,03	1,00																	
TiO ₂	0,87	0,95	0,95	0,88	-0,91	0,10	0,94	1,00																
P ₂ O ₅	0,17	0,32	0,29	0,30	-0,17	-0,02	0,55	0,46	1,00															
MnO	0,60	0,71	0,73	0,62	-0,62	0,14	0,73	0,73	0,37	1,00														
Cr ₂ O ₃	0,51	0,43	0,38	0,53	-0,54	0,53	0,27	0,43	0,03	0,21	1,00													
Co	0,44	0,29	0,32	0,29	-0,37	-0,14	0,16	0,31	-0,12	0,45	-0,07	1,00												
Ni	0,77	0,87	0,87	0,77	-0,81	0,13	0,76	0,82	0,23	0,83	0,47	0,41	1,00											
Cu	0,58	0,77	0,80	0,65	-0,66	0,11	0,80	0,76	0,33	0,93	0,27	0,28	0,86	1,00										
Zn	0,79	0,96	0,98	0,81	-0,87	0,05	0,92	0,91	0,32	0,79	0,38	0,31	0,92	0,86	1,00									
Rb	0,73	0,94	0,95	0,79	-0,80	-0,02	0,98	0,90	0,42	0,74	0,24	0,19	0,80	0,83	0,95	1,00								
Sr	-0,23	-0,06	-0,04	0,06	0,22	-0,05	0,26	0,07	0,65	-0,05	-0,13	-0,46	-0,23	-0,02	-0,03	0,18	1,00							
Zr	0,91	0,91	0,86	0,93	-0,90	0,19	0,86	0,92	0,46	0,63	0,57	0,21	0,76	0,65	0,82	0,81	0,11	1,00						
Mo	-0,03	-0,10	-0,12	-0,03	0,07	0,67	-0,05	-0,06	0,04	0,02	0,18	-0,03	-0,09	-0,04	-0,12	-0,12	0,11	0,06	1,00					
Ba	0,70	0,81	0,83	0,72	-0,74	0,07	0,79	0,81	0,27	0,97	0,28	0,47	0,88	0,92	0,87	0,81	-0,10	0,70	-0,03	1,00				
La	0,51	0,72	0,72	0,54	-0,59	0,19	0,69	0,62	0,26	0,62	0,30	0,04	0,79	0,76	0,78	0,74	-0,05	0,58	-0,02	0,63	1,00			
Pb	0,75	0,90	0,90	0,80	-0,78	-0,06	0,92	0,89	0,45	0,83	0,25	0,33	0,86	0,81	0,92	0,93	0,12	0,81	-0,14	0,88	0,68	1,00		
U	0,59	0,79	0,80	0,73	-0,65	0,01	0,89	0,80	0,51	0,64	0,30	0,06	0,68	0,70	0,80	0,88	0,40	0,76	0,03	0,69	0,62	0,88	1,00	
Th	-0,25	-0,06	-0,04	-0,12	0,22	0,18	0,12	-0,01	0,34	0,12	-0,18	-0,27	-0,03	0,21	0,02	0,06	0,30	-0,03	0,36	0,0	0,1	-0,02	0,13	1,0

																			0	6			0
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	---	---	--	--	---

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Sonay BOYRAZ

Doğum Yeri : Tokat-Reşadiye

Doğum Tarihi : 29.05.1979

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Dikmen Lisesi (1993-1996)

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji
Mühendisliği Bölümü (1997-2001)

Yüksek Lisans: Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji
Mühendisliği Anabilim Dalı (2001-2004)

Çalıştığı Kurumlar ve Yılı

Niğde Üniversitesi-Aksaray Mühendislik Fakültesi (2004-2005)

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2005-2012)

Yayınları (SCI ve diğerleri)

Bildiriler

Ulusal bildiriler

- Karakaş, Z., **Boyraz, S.** ve Varol, B. 2005. Sivrihisar Kuzey Doğusundaki (Mülk-Demirci) Neojen Yaşlı Volkaniklerde Kil Mineralleşmesi. Bildiri Özleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK). Ankara.
- **Boyraz, S.**, Uysal, F. ve Engin, A. 2006. Ankara Anadolu Medeniyetleri Müzesindeki Kültürel Jeoloji Eserleri. Bildiri Özleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK). Ankara (Poster Sunumu)
- **Boyraz, S.**, ve Alkan, Z., 2006. Ankara Kalesi Yapıtaşlarının Jeolojik Özellikleri. Bildiri Özleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK). Ankara (Poster Sunumu)

- **Boyras, S.**, Kazancı, N., Alçiçek, M.C., ve Uysal, F. 2007. Eşen Vadisi (Muğla) Pleyistosen Paleosollerinin Sedimentolojik Özellikleri. Bildiri Özleri. 60. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara.
- Gül, A., **Boyras, S.**, ve Özkul, M. 2007. Kısık Kanyonunun (Çal-Denizli) Jeolojik Miras ve Jeoturizm Özellikleri. Bildiri Özleri. 60. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara (Poster sunumu)
- Kazancı, N., Şaroğlu, F., **Boyras, S.** 2008. İstanbul ve Ankara'da Yokolmuş Jeositler. Bildiri Özleri. 61. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara.
- Gürbüz, A., **Boyras, S.**, İsmail, M. T. 2008. Baklan-Çivril-Dinar çöküntüsünün morfolojik incelenmesi. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu.
- İsmail, T., **Boyras, S.** İleri, Ö. Kazancı, N. Alçiçek, M.C and Öncel, S. 2009. Işıklı Gölü Tortullarında Ana ve İz element Dağılımı. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara (poster sunumu).
- **Boyras, S.**, Wang, H. 2010. Denizli yöresi Geç Miyosen Paleosollerinin Duraylı İzotop Jeokimyası. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara.
- **Boyras, S.** 2010. Çivril-Çal yöresi (KD Denizli) Neojen Paleosollerinin Sedimentolojik ve Paleopedolojik Özellikleri. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara.
- **Boyras, S.** 2010. Denizli Yöresi Geç Miyosen Paleosollerinin Renk Yorumları. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK) Ankara (Poster sunumu).
- Boyras, S., Wang, H. 2010. Geç Miyosen yaşlı paleosol (eski toprak) istifinin (Denizli-Çal, GB Anadolu) karbon izotopları ($\delta^{13}C$) ve Geç Miyosen Ekolojisi. IV. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, Elazığ.
- Ulaş, D, Kazancı, N., **Boyras, S.**, Yücel, T.O, Yedek, Ö., Baykara, M., Eker, M., Mülazımoğlu, N., Suludere, Y., Kazancı, M., Koçan, N., Koçak, G., ve Taştan, B. 2011. Jeolojik Koruma, Jeopark ve Jeoturizm kavramlarının algılanması konularında alan çalışması (Kızılcahamam-Ankara). 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
- Kazancı, N., Suludere, Y., **Boyras, S.** Ulaş, D., Sayılı, S., Mülazımoğlu, N., Eker, M., Şahin, Ş., Yedek, Ö., Yücel, T. O., Baykara, M., Şaroğlu, F., Saraç, G.ve Mengi, H. 2011. Jeolojik KORuma ve Jeopark Eğitimi; Proje Uygulaması. 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı (TJK), Ankara (Poster sunumu).

Uluslararası bildiriler

- Kazancı, N., Kırman, E., Uysal, F., and **Boyras, S.**, 2005. Lake level responses to semi-arid climate and their social impacts in Turkey, Abstracts, Symposium on Dark Nature, Mar Chiquita, Argentina.
- Kazancı, N., Kırman, E., Uysal, F., and **Boyras, S.**, 2005. Sedimentary responses of different lakes to semi-arid climate and their roles on developments of geosites in Turkey. ProGEO WG-1 subregional meeting and field trip. Tirana, Albania.
- Kazancı, N., **Boyras, S.**, Uysal, F., 2005. Geo-cultural significance of carbonate rocks in Anatolia: a case study based on findings in local museums and on archaeological sites, Turkey. Proceedings of 1. International Symposium on Travertine, Abstracts. Pamukkale University, Denizli, Turkey.
- Karakaş, Z., and **Boyras, S.**, 2006. Electron microscopy investigation of smectite mineralization in the lower-middle Miocene volcanics around Demirci Village (NE Sivrihisar, Eskişehir). Proceeding, Fourth Mediterranean Clay Meeting. Ankara (Poster presentation)
- Şaroğlu, F. Kazancı N., **Boyras, S.** 2007. Examples of anthropogenic geosites from Turkey as evidences of active seismicity and palaeohazards in Late Quaternary. 12th Regional Conference and Annual Meeting of ProGEO Working Group 1. Ljubljana, Slovenia.
- Kazancı, N., Şaroğlu, F. **Boyras, S.** 2007. Significance of urban geology and urbanic geosites in Turkey: implications of megacities. 12th Regional Conference and Annual Meeting of ProGEO Working Group 1. Ljubljana, Slovenia.
- Makaroğlu, Ö., **Boyras, S.**, Özmen, A., and Orbay, N. 2008. Preliminary Magnetic and Geochemical Results of Paleosol from Çal Basin (Denizli, SW,Turkey.). In Contributions to Geophysics and Geodesy, Special Issue, 38. 11th Castle Meeting- New Trend in Geomagnetism, Paleo, Rock and Environmental Magnetism, Bojnice Castle, Slovak Republic.
- **Boyras, S.**, Kazancı, N., and Makaroğlu, Ö. 2008. Sedimentary characteristics and magnetic susceptibility of Late Miocene paleosols of western Anatolia, Turkey. 26th International Association of Sedimentologist (IAS) Meeting of Sedimentology, Bochum, Germany.
- Suludere, Y., Kazancı, N, Mülazimoğlu, N. S. Eker, M. Tuzcu, S. Şahin, Ş. Hakyemez, H.Y, Mengi, H. and **Boyras, S.** 2010. First Geoconservation and Geotourism Application in Turkey: Kızılcahamam-Çamlıdere Geopark. 1st International Geoconservation Symposium and Southeastern Europe Countries ProGEO Group Meeting, Fırat University, Elazığ-Turkey

- **Boyraz, S.** Kazancı, N. and Wang, H. 2011. Paleopedological, mineralogical properties and paleo-environmental implications of Late Miocene paleosols in Denizli area (SW Turkey). European Geosciences Union (EGU), Vienna-Austria (poster sunumu).
- **Boyraz, S.,** Kazancı, N., Ismael, M.T, Öncel, S., İleri, Ö. ve Makaroğlu, Ö. 2011. Güncel Işıklı Gölü'nün (Denizli) tortul özellikleri ve jeolojik evrimi. Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongresi, Ankara.
- Kazancı, N, Koç, K., ve **Boyraz, S.** 2011. Türkiye göllerindeki depolanma hızı araştırması ve yorumu. Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongresi, Ankara.
- **Boyraz, S.** and Öncel, S. 2011. Soils and their clay mineral formation as a tool in paleopedological studies: An example from Çal area (Denizli-SW Turkey). Euroclay, Antalya.

Ulusal yayınlar

- **Boyraz, S.,** Uysal F, ve Engin A., 2005. İnsan-Taş İlişkilerinin Özet Tarihçesi. Mavi Gezegen Popüler Yerbilim Dergisi. Sayı: 12, s. 17-20.
- Karakaş, Z., Varol, B. ve **Boyraz, S.** 2007. Sivrihisar Kuzeydoğusundaki (Mülk-Demirci) Neojen Yaşlı Volkaniklerde Kil Mineralleşmesi. MTA Dergisi, 134, 1-16
- Kazancı, N., Gürbüz, A. ve **Boyraz, S.** 2011. Büyük Menderes Nehri'nin Jeolojisi, Batı Anadolu, Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, 1-41 (baskıda)

Uluslararası yayınlar

- Leroy, S., **Boyraz, S.** and Gürbüz, A. 2009. High-resolution palynological analysis in Lake Sapanca as a tool to detect recent earthquakes on the North Anatolian fault. Quaternary Science Reviews 28, 25-26, pp. 2616-2632.
- Gürbüz, A, **Boyraz, S.** and Ismael, M.T. 2012. Plio-Quaternary development of Baklan-Dinar Graben: its implications for cross-graben formation in SW Turkey International Geology Review, Vol. 54 (1) pp. 33-50.
- Kazancı, N., **Boyraz, S.** Özkul, M. Alçiçek, M. C. ve Kadioğlu, Y. 2012. Late Holocene terrestrial tephra record at western Anatolia, Turkey: possible evidence of an explosive eruption outside Santorini in the eastern Mediterranean. Global and Planetary Change, Vol. 80-81, pp. 36-50.