

**CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
SERİ A**

YERBİLİMLERİ

**Cumhuriyet University
Bulletin of the Faculty of Engineering
Serie A**

Earth Sciences

SAHİBİ (OWNER)

C.Ü. Mühendislik Fakültesi adına:
on behalf of the Faculty of Engineering, C.Ü.:
AHMET GÖKÇE

EDİTÖR (EDITOR)

IŞIK YILMAZ

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Demir ALTINER (O.D.T.Ü.)	Aral OKAY (İ.T.Ü.)
Ömer BOZKAYA (Cumhuriyet Ü.)	Ahmet SAĞIROĞLU (Fırat Ü.)
Hasan BAYHAN (Hacettepe Ü.)	Cem SARAÇ (Hacettepe Ü.)
Erdin BOZKURT (O.D.T.Ü.)	Gürol SEYİTOĞLU (Ankara Ü.)
Durmuş BOZTUĞ (Cumhuriyet Ü.)	Abdürrahim ŞAHBAZ (Muğla Ü.)
Atilla ÇİNER (Hacettepe Ü.)	Abidin TEMEL (Hacettepe Ü.)
Mehmet EKMEKÇİ (Hacettepe Ü.)	Okan TEKELİ (Ankara Ü.)
Vedat DOYURAN (O.D.T.Ü.)	Vedia TOKER (Ankara Ü.)
Burhan ERDOĞAN (Dokuz Eylül Ü.)	Mahmut TUNÇ (Cumhuriyet Ü.)
Yavuz ERKAN (Hacettepe Ü.)	Necdet TÜRK (Dokuz Eylül Ü.)
Aziz ERTUNÇ (Süleyman Demirel Ü.)	Asuman TÜRKMENOĞLU (O.D.T.Ü.)
Ahmet GÖKÇE (Cumhuriyet Ü.)	Reşat ULUSAY (Hacettepe Ü.)
Ergun KARACAN (Muğla Ü.)	Taner ÜNLÜ (Ankara Ü.)
Naci GÖRÜR (İ.T.Ü.)	Baki VAROL (Ankara Ü.)
M. Cemal GÖNCÜOĞLU (O.D.T.Ü.)	Hüseyin YALÇIN (Cumhuriyet Ü.)
Nilgün GÜLEÇ (O.D.T.Ü.)	Namık YALÇIN (İstanbul Ü.)
Remzi KARAGÜZEL (Süleyman Demirel Ü.)	Mefail YENİYOL (İstanbul Ü.)
Ali KOÇYİĞİT (O.D.T.Ü.)	Namık YALÇIN (İstanbul Ü.)
Engin MERİÇ (İstanbul Ü.)	Ali YILMAZ (Cumhuriyet Ü.)
Ali İhsan KARAYİĞİT (Hacettepe Ü.)	Osman YILMAZ (İstanbul Ü.)
Ergun GÖKTEN (Ankara Ü.)	Yücel YILMAZ (İ.T.Ü.)

Yazışma Adresi
(Correspondance Address):

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi Dergisi

Seri A

YERBİLİMLERİ

58140 SİVAS

Telefon

0-346-219 10 10 (1305 Dahili)

Faks

0-346-219 11 71

e-posta

iyilmaz@cumhuriyet.edu.tr

isik.yilmaz@gmail.com

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
SERİ A

YERBİLİMLERİ

Cumhuriyet University
Bulletin of the Faculty of Engineering
Serie A

Earth Sciences

Cilt / Volume : 23

No.: 1-2

2006

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Maden Grubu (Malatya-Pütürge) kayaçlarında diyajenez/metamorfizma ve jeotektonik konum arasındaki ilişkiler

Relationships between diagenesis/metamorphism and geotectonic setting in the rocks of Maden Group (Malatya-Pütürge)

Ömer BOZKAYA, Hüseyin YALÇIN, Mustafa Kıvanç DÜNDAR

1

Şebinkarahisar ve çevresindeki kütle hareketleri ve kaya şevlerinin duraylılığının kinematik değerlendirilmesi

Mass movement in Şebinkarahisar and its environ, and kinematical evaluation of the stability of rock slopes

İnan KESKİN, Işık YILMAZ

25

Maden Grubu (Malatya-Pütürge) kayaçlarında diyajenez/metamorfizma ve jeotektonik konum arasındaki ilişkiler

Relationships between diagenesis/metamorphism and geotectonic setting in the rocks of Maden Group (Malatya-Pütürge)

Ömer BOZKAYA¹, Hüseyin YALÇIN¹, Mustafa Kıvanç DÜNDAR²

¹ Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

² Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140 Sivas

ÖZ

Orta Eosen yaşlı Maden Grubu, Güneydoğu Anadolu Bölgesi orojenik kuşağında, Arap Platformu kayaçlarının kuzeyindeki nap bölgesi kayaçları içerisinde yer almakta olup, metamorfik ve ofiyolitik kayaçlar üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Birim altta konglomera-kumtaşı-şeyl (Ceffan Formasyonu), üste doğru kireçtaşı-tüfit-(meta)şeyl (Arbo Formasyonu) ve kristalize kireçtaşı blokları içeren sleyt/fillit-metaçamurtaşı-metakumtaşı-lidit-radyolarit (Melafan Formasyonu), en üstte de bozuşmuş bazalt ve andezitten (Karadere Formasyonu) oluşmaktadır. Ceffan ve Arbo Formasyonları sıg ve kısmen derin, Melafan Formasyonu ise bütünüyle derin denizel ortamını temsil etmektedir. Bu dizilim, birimin hızla derinleşen bir ortamdaki transgresif çökelişi yansıtmaktadır. Alt seviyelerde metamorfik kayaçlardan türeyen kırıntılı kayaçlar bulunmakta, artan derinleşmeyle birlikte sırasıyla karbonat kayaçlarına, ince taneli kırıntılı ve yer yer silisli kimyasal kayaçlara geçilmektedir. Tektonik duraysızlık ve artan derinleşmeyle birlikte Arbo Formasyonu kireçtaşları, Melafan Formasyonu çökelleri içerisinde kayarak olistolit oluşturmuştur. Bunu izleyen dönemde bazaltik-andezitik bileşimli lavlar deniz tabanına yayılmaya başlamış ve yer yer yastık yapılı spilitik kayaçlar üretilmiştir. Ceffan ve Arbo formasyonlarına ait kayaçlar ilksel sedimanter dokularını büyük ölçüde korumuş olup, zayıf yönlü doku, buna karşın Melafan Formasyonu kayaçlarında yaygın olarak sleyt dilinimi, yer yer buruşma kıvrım ve dilinimleri gözlenir. Karadere Formasyonu volkanik kayaçlarında ise kayaç-deniz suyu etkileşimiyle ilişkili bozuşmalar gelişmiş ve böylece matrikste ve amigdallerde fillosilikat, silika, karbonat ve Fe-oksit mineralleri oluşmuştur. Maden Grubu kayaçları başlıca kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, hematit ve fillosilikat ($2M_1+1M+1M_d$ ve $2M_1+1M_d$ illit/muskovit, IIb klorit, paragonit, C-S, C-V, I-C, I-V, I-S, smektit) mineralleri içermektedir. Arbo Formasyonu'nda karbonatın, Melafan ve Karadere formasyonlarında ise feldispat ve hematitin miktarı artmaktadır. Fillosilikat minerallerinden I-C Ceffan, I-V Arbo, paragonit Melafan, klorit Karadere Formasyonu için belirteçlerdir. İllit/mikaların Kübler İndeksi verilerine göre Ceffan, Arbo ve Melafan formasyonları ankimetamorfizma, Karadere formasyonu ise geç diyajenez derecesine işaret etmektedir. İllit/muskovitlerin b değerleri ise düşük-orta basınç fasiyesi koşullarına karşılık gelmektedir. Ceffan formasyonunda kırıntılı ve Karadere formasyonunda volkanik kökenli olan illit/K-mikaların farklı kristalinite ve b_0 değerleri, Maden Grubu'nun ilerleyen diyajenetik-metamorfik evrimi ile bütünüyle ilişkili gözükmemektedir. Mineral birliktelikleri, kristalinite, politipi ve b_0 verileri; Maden Grubu kayaçlarının yeşilşist fasiyesinde (yaklaşık 200-300 °C ve 2-3 kbar), basenin açılmasıyla birlikte önce sıcaklığın, basenin kapanması/terslenmesi sırasında da basıncın etkin olduğu P-T-t'nin tersi yönünde bir metamorfizma geçirdiğini ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Açılmalı basen; XRD; petrografi; fillosilikat mineralojisi.

ABSTRACT

Middle Eocene Maden Group is situated within the Nappe Region located in the north of the Arabian Platform rocks from the Southeast Anatolian Orogenic Belt, and it unconformably overlies the metamorphic and ophiolitic rocks. It is made up of conglomerate-sandstone-shale (Ceffan Formation) at the lower parts, limestone-tuffite-(meta)shale (Arbo Formation) and slate/phyllite-metamudstone-metasandstone-lydite-radiolarite (Melafan Formation) towards upper parts, and altered basalt and andesite (Karadere Formation) at the uppermost parts. Ceffan and Arbo formations are represented by shallow and partly deeper marine environment, whereas Melafan Formation has completely deep marine features. This sequence reflects the transgressive deposition of the unit in a rapidly deepening environment. Clastic rocks derived from metamorphic rocks are found in the lower parts of the unit, which respectively pass into carbonate rocks, fine-grained clastic and partly siliceous chemical rocks together with increasing of the depth. Limestones of Arbo Formation formed olistolith by sliding within the sediments of Melafan Formation due to tectonic instability and increasing depth. In the following period, lavas in basaltic-andesitic composition were spread on the sea floor and pillow spilitic lavas were locally produced. The rocks of Ceffan and Arbo formations highly preserve their primary sedimentary textures with poor fabric, on the contrary, the slaty cleavage, crenulation cleavages are commonly observed in the rocks of Melafan Formation. The alterations related to rock-sea water interactions were developed in the volcanic rocks from Karadere Formation, and thus phyllosilicate, silica, carbonate and Fe-oxides were precipitated within the matrix and amygdaloids. Maden Group rocks mainly contain quartz, feldspar, calcite, dolomite, hematite and phyllosilicate (2M1+1M+1Md, 2M1+1Md illite/muscovite, 1Ib chlorite, paragonite, C-S, C-V, I-C, I-V, I-S, smectite). The amount of carbonate minerals is higher in Arbo Formation, whereas the contents of feldspar and hematite increase in Melafan and Karadere formations. I-C, I-V, paragonite, and chlorite from phyllosilicate minerals are distinctive for Ceffan, Arbo, Melafan, and Karadere formations, respectively. According to Kübler Index data of illite/micas, Ceffan, Arbo and Melafan formations indicate the anchimetamorphism, but Karadere formation has late diagenetic grade. b_0 cell dimensions of illite/muscovites correspond to low-intermediate pressure facies conditions. Different crystallinities and b_0 values of illite/K-micas, which are clastic origin in Ceffan formation and volcanic origin in Karadere formation, do not wholly seem to be related to progressive diagenetic-metamorphic evolution of the Maden Group. Mineral assemblages, crystallinity, polytype and b values suggest that the rocks of the Maden Group were metamorphosed in counterclockwise P-T-t paths under greenschist facies conditions (approximately 200-300 °C ve 2-3 kbar), in which temperature associated with the extension was first effective and subsequently pressure was dominant during the contraction/inversion of the basin.

Key Words: Extensional basin; XRD; petrography; phyllosilicate mineralogy.

GİRİŞ

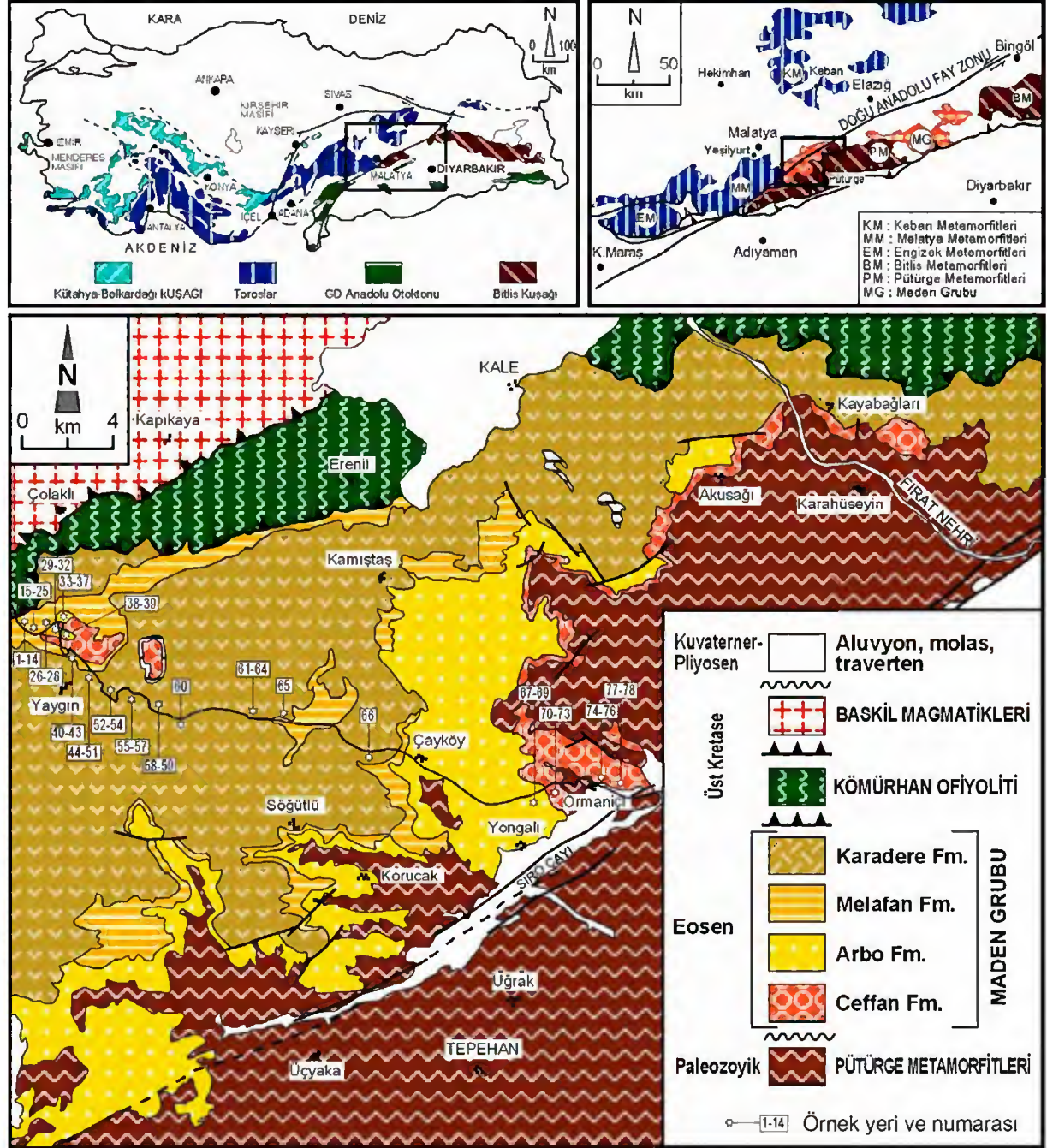
İnceleme alanının yer aldığı Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde güneyden kuzeye doğru; Kambriyen-Tersiyer yaşlı otokton sedimanter kayaçlardan oluşan Arap Platformu, bu platformun kuzey kesimini sınırlayan ters fay ve bindirme dilimlerinden oluşan Ekay Zonu ve ofiyolitik, metamorfik, volkanik-volkanoklastik sedimanter kayaçlar ile temsil edilen Nap Bölgesi olmak üzere üç tektonik kuşak ayrılmıştır (Yılmaz, 1993). Maden Grubu kayaçları Nap Bölgesi içerisinde yer almaktadır. Nap Bölgesi'nin kuzeybatısında Doğu

Toros Otoktonu'na (Geyikdağı Otoktonu) ait Jura-Tersiyer yaşlı sedimanter birimler yüzeylenmektedir. Bölgedeki bu birimler Neojen-Kuvaterner yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçlar ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanı Doğu Torosların orta kesiminde Pütürge ilçesi ile Malatya ili arasında yer alan volkanik ve sedimanter kayaçları (Maden Grubu) kapsamaktadır (Şekil 1). Bölgede yüzeyleyen Maden Grubunu konu alan birçok çalışmada (Aktaş ve Robertson, 1984; Özçelik, 1985; Yazgan vd., 1986; 1987; Yıldırım ve Yılmaz, 1991;

Yılmaz ve diğ., 1992; Turan ve diğ., 1995; Yiğitbaş ve diğ., 1993; Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) Maden Grubu volkanik kayaların genel jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenme-

sine karşın, tektonik ortam (okyanus sırtı, ada yayı volkanizması, yay ardı kenar baseni, kıta içi basen vs.) konusunda henüz bir görüş birliğine varılamamıştır.



Şekil 1. Malatya-Pütürge arasında yüzeylenen Maden Grubu'nun jeoloji haritası (Yazgan ve diğ., 1987'den düzenlenmiştir) ve örnek yerleri.

Figure 1. Geology map of the Maden Group outcropping between Malatya and Pütürge (modified from Yazgan et al., 1987) and sample locations.

Petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, sedimanter kayaçların diyajenez-metamorfizma derecesi de köken kayacın yanı sıra, çökeltme ortamı ve diyajenez/metamorfizma evrimi ve sonuçta ilgili birimin jeotektonik ortamı hakkında önemli bilgiler sunabilmektedir (Robinson, 1987; Bevins ve Robinson, 1988, Warr ve diğ., 1991; Merriman ve Frey, 1999; Merriman, 2002).

Bu çalışmada önceki çalışmalardan farklı olarak tüm volkanik-volkanosedimanter ve (meta-)sedimanter birimlerin ayrıntılı mineralojik ve petrografik özelliklerinin incelenerek diyajenez-metamorfizma derecesi ile tektonik konum arasındaki ilişkinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

İnceleme alanında yüzeylenen Orta Eosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaçların gittikçe derinleşen bir ortamı yansıtan düzenli sayılabilecek bir istif oluşturması nedeniyle, bu çalışmada kompleks ya da karmaşık olarak adlandırılması yerine Yiğitbaş ve diğ. (1993) tarafından önerildiği gibi Maden Grubu adlanması tercih edilmiştir. Formasyon tanımlamaları için Maden Grubu'nu oluşturan birimler üzerinde ilk kez ayrıntılı stratigrafik-litolojik incelemeleri gerçekleştiren Açıkbaz ve Baştuğ (1975) referans alınmıştır. Buna göre, Maden Grubu'nu oluşturan kayaçlar altta konglomera-kumtaşı-şeyl (Ceffan Formasyonu) ve bunu izleyen kireçtaşı-tüfit-şeyl/metaseyl (Arbo Formasyonu), üste doğru ise volkanik kayaç ve kristalize kireçtaşı mercekli sleyt/fillit ve metakumtaşı (Melafan Formasyonu) ile volkanik kayaçlardan (Karadere Formasyonu) oluşmaktadır (Şekil 1). Yazgan ve diğ. (1987)'nin Maden Grubu kayaçlarıyla ilgili sınıflamasına göre; Ceffan ve Arbo formasyonları Maden Otoktonu Kayaçları'na, Melafan formasyonu Olistostromal Maden Oluşumuna, Karadere formasyonu ise Volkanik Maden Oluşumu'na karşılık gelmektedir.

Ceffan formasyonu, Maden Grubu'nun en az yüzey alanına sahip birimlerinden birisidir. Formasyon temel kayaçlara yakın kesimlerde yüzeylenmekte olup, alt sınırı Pütürge Metamorfileri ile uyumsuz, üst sınırı ise Arbo

Formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Birim, alttan üste doğru konglomera, kumtaşı ve şeyl litolojilerinden oluşmaktadır. Bordo-yeşil renkli konglomeralar monojenik metamorfik konglomerası niteliğinde olup, bileşenlerinin büyük bir bölümünü boyutları 0.5-5 mm arasında değişen yarı köşeli-yarı yuvarlak ve kötü boylanmış parçacıklar oluşturmaktadır. Formasyonun ege-men litolojisini oluşturan kumtaşları yeşil renkli olup, üst seviyelere doğru tane boyu incelmektedir. İri taneli kumtaşlarında 2 mm'ye ulaşan metamorfik kayaç parçacıkları ayırt edilebilmektedir. Üst seviyelere doğru bordo renkli demiroksitli çamurtaşı ve şeyller ortaya çıkmaktadır. Orta-üst seviyelerde ender de olsa kahve-yeşil renkli kireçtaşları yer almaktadır. Ceffan Formasyonu'nu oluşturan litolojilerde belirgin bir foliyasyon veya sleyt dilinimi/klivajı benzeri yapılar gelişmemiştir.

Arbo formasyonu başlıca fosilli ve kumlu kireçtaşı, tüfit ve şeyl/metaseyl litolojileriyle temsil olunmaktadır. Alt sınırı Ceffan Formasyonu, üst sınır ise Melafan Formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Formasyonun en yaygın litolojisini oluşturan grimsi-krem renkli kireçtaşları, orta-kalın tabakalı olup, kalınlıkları 2-20 m arasında değişen yüzlekler sunmaktadır. Yer yer boyutları 5-6 mm'ye ulaşan iri nummulites fosilleri içeren kireçtaşlarında yeniden kristallenmeyi işaret eden kalsit dolgulu damarlar da gözlenmektedir. Genellikle yeşil, yer yer grimsi-beyaz ve bordo-kahverengi tüfitler birimin diğer birimlerden ayırt edilmesini sağlayan ayırtman bir litoloji konumdadır. Yeşil ve sarımsı yeşil renkli şeyller mükemmel yarılımlı olup, yer yer pulsu parlaklığa sahip olup, sleyt benzeri görünüm sergilemektedir. Ender gözlenen yeşil renkli karbonatlı kumtaşları formasyonun alt seviyelerinde ortaya çıkmaktadır.

Melafan Formasyonu'nun en yaygın litolojisini yeşil renkli metakumtaşı arakatlıları içeren bordo-kahverengi sleyt/fillit ve metaçamurtaşı oluşturmaktadır. Bordo-kahverengi sleytler pulsu parlaklıkları ve tipik sleyt dilinimleriyle karakteristiktir. Yer yer yeşilimsi volkanik arakatlılar/mercekler içeren sleytler; yer yer yeşil renkli fillitlere geçiş göstermektedir. Metakireçtaşı ve/veya mermer arakatlı yeşil fillitler; beyaz

bantlı görünüşleri ve kıvrımlı yapılarıyla karakteristik bir görünüme sahiptir. Birimin alt ve orta kesimlerinde beyaz ve gri renkli, yer yer buruşma kıvrımlı kalsleyt/kalkfillit seviyeleri de gözlenmektedir. Sleytler arasında arakatıklar oluşturan açık yeşil renkli metakumtaşları aşınmaya dayanıklı olmaları nedeniyle çıkıntılar oluşturmakta ve yer yer belirgin mezoskopik kıvrımlanmalar sunmaktadır. Değişik seviyelerde kalınlıkları 3 m'ye ve uzunlukları 10 m'ye ulaşan grimsi-yeşil renkli kristalize kireçtaşı blokları ve/veya olistolitleri bu birim için karakteristiktir. Alttaki Arbo Formasyonu'na ait kireçtaşlarından türemiş olan bu kayaçlar mermer görünümüne sahiptir. Formasyon içerisinde yer yer yeşil renkli bozuşmuş (altere) volkanik kayaç mercikleri (20-60 cm) gözlenmekte olup, kahverengi-bordo sleytler arasında ilksel tabakalanma düzlemlerine ve/veya buna paralel olarak gelişen foliyasyon düzlemlerine uyumlu biçimde uzanmaktadır. Ayrıca, kalınlığı 30 m'ye uzunluğu 200 m'ye ulaşan büyük mercikler veya arakatıkları biçiminde gözlenen lav seviyeleri de yer almaktadır. Maden Grubu'nun en üst birimini temsil eden Karadere Formasyonu'na ait olan bu volkanik kayaç mercikleri formasyonun üst seviyelerine doğru daha da sıklaşmaktadır. Formasyonda gözlenen diğer bir kayaç türü silisli sedimanter kayaçlar olup, radyolarit ve lititlerle (ince kristalli kuvars içeren siyah renkli çört) temsil olunmaktadır. Volkanik kayaç mercikleri içerisinde saptanan radyolaritler; yönlü doku göstermeleri nedeniyle arazi görünüşleri bakımından bordo renkli sleytlere büyük benzerlik sunmaktadır. Bol demiroksit (hematit) içermesinden dolayı bordo renkli görünüme sahip bantlı lititler ise metasilttaşı görünümlü 15-20 cm'lik tabakalar halinde sleytler arasında metakumtaşlarıyla birlikte gözlenmektedir.

Karadere Formasyonu Maden Grubu'nun en geniş yayılıma sahip birimi olup, alt sınırı Melafan formasyonu sleytleri ile ardalanmalı bir ilişki sunmaktadır. Birim; başlıca bozuşmamış olanları siyah ve bozuşmuş olanları ise bordo ve yeşil renkli bazaltik ve andezitik bileşimli volkanik kayaçlar ile temsil edilmektedir. Ayrıca birimde piroklastik (aglomera, lapilli taşı, tüf) ve yarı derinlik (diyabaz, mikrogabro, mikrodiyorit, mikrosiyenit) litolojileri de belirtilmiştir (Yazgan ve

diğ., 1987). Yer yer yastık yapılı lav görünümü sergileyen kahverengimsi-bordo renkli volkanik kayaçlar, matriksinin kloritik alterasyonu nedeniyle yer yer aglomeratik görünüşler de göstermektedir. Matriksin ince taneli bileşenlerden oluşması nedeniyle bazı seviyelerde şeyl/sleyt benzeri yapraklanmalı yapılar bulunmaktadır. Yaygın biçimde beyaz amigdaller içeren volkanik kayaçlar bazaltik spilit olarak değerlendirilmiştir. Küresel ve oval gözeneklerde kalsit ve silis dolguları yaygın olup, bu tür oluşumlar formasyon için karakteristiktir. Diğer taraftan volkanik kayaçlar içerisinde 5-30 cm arasında değişen kalınlığa sahip sarımsı yeşil renkli epidotlu silis damarları da gözlenmektedir. Bunlar alttaki Mela-fan Formasyonu kayaçlarında da izlenmektedir. Volkanik kayaçlarda yer yer sarımsı beyaz renkli killi (kaolinit) ve sarımsı renkli demir (götüt, pirit ve markazit) gibi cevherleşme zonları da gelişmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bölgede yüzeyleyen tüm birimleri temsil etmesi amacıyla ölçülü kesit ve noktasal olmak üzere toplam 82 örnek alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan arındırılıp kurutulduktan sonra çeşitli laboratuvar işlemlerinden geçirilmiştir. Başlıca, kırma-öğütme-eleme, ince-kesit, X-ışınları difraksiyonu (XRD: Rigaku DMAX IIIC) tüm kayaç ve kil fraksiyonu biçiminde sıralanan laboratuvar incelemeleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme-Eleme, Kil Ayırma ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) gerçekleştirilmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri, Nikon marka, binoküler alttan aydınlatmalı polarizasyon mikroskopunda yapılmıştır. Dokusal özelliklerin ve özellikle sleyt diliniminin ve/veya şistozitenin daha iyi belirlenebilmesi amacıyla foliyasyon düzlemlerine mümkün olduğunca dikey yönde kesitler hazırlanmıştır. Bu incelemeler ile mineral-ler ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlene-rek diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizmaya bağlı gelişen dokusal özellikler incelenmiştir.

XRD çalışmaları için kullanılan örnekler önce çekiçle 3-5 cm'lik parçalar halinde, daha sonra Fritsch marka çeneli kırıcı ile 5 mm'den küçük

taneler halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde kayacın sertliğine göre yaklaşık 10-20 dk. süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme naylon torbalara konulup etiketlendikten sonra incelemelere hazır konuma getirilmiştir. XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu (CuK_α=1.541871Å), Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = 2°/dak., Kağıt hızı = 2cm/dak., Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = 1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı = 2θ = 5-35°) yapılmıştır. Kayaçların tüm kayaç (J.C.P.D.S., 1990) ve kil boyu (< 2 µm) bileşenleri (Moore ve Reynolds, 1997) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmıştır. Bu yöntemde tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glükollü çekimlerden itibaren kaolinit minerali referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

XRD-KF çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi sırasıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon/dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama-sedimantasyon-sifonlama- santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. Santrifüjleme işlemi Heraeus Sepatech marka Varifuge 3.2 S model 5600 devir/dk hıza ve 200 cc kapasiteli metal kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Süspansiyon elde edilme işleminin uzaması durumlarında az miktarda amorf sodyum polifosfat (CALGON) eklenerek, bu süreç hızlandırılmaya çalışılmıştır.

İllit ve klorit "kristalinite" parametresi ölçümlerinde Kübler (1968; 1984) (Kl=10-Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği Δ°2θ) ve Árkai (1991) (Al=7-Å klorit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği, Δ°2θ) indisleri kullanılmıştır. Kristalinite ölçümlerinin kalibrasyonu için Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS) kullanılmıştır. Standartlardan itibaren belirlenen regresyon ilişkisi Kl_N=1.1565 x Kl_{CÜ} - 0.0669 (r²=0.9894) şeklindedir (Bozkaya ve Yalçın, 1996).

İllitlerin d(060) yansıması yardımıyla oktaedrik bileşimleri (d_(060,331) = 1.4936 + 0.0203 (Mg+Fe) :

Hunziker ve diğ., 1986), b₀-parametresi ile de basıncın illitlere etkisi (Sassi and Scolari, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) belirlenmiştir. Kayıt aralığı 2θ = 59-63° (± 0.01°) olan bu ölçümlerde kuvarsın (211) piki (2θ= 59.97°, d = 1.541 Å) referans alınmıştır.

Politipi incelemeleri illit ve klorit minerallerinde yapılmış olup, kayıt aralıkları sırasıyla 2θ = 16-36° ve 2θ = 31-52° arasındadır. Politipi belirlemelerinde Bailey (1988) tarafından önerilen ayırtman pikler kullanılmıştır. İllitlerin genişleyebilen tabaka içerikleri Srodon (1984) ile kristalit büyüklükleri Eberl ve Velde (1989) tarafından önerilen diyagramlar yardımıyla belirlenmiştir.

Kloritlerin XRD yöntemi ile kimyasal bileşimlerinin belirlenmesinde; ilk aşamada d(005), d(004) veya d(003) piklerinden itibaren d(001) değerleri ölçülmüş ve d(001)=14.55 Å-0.29Al^{IV} formülüne göre (Brindley, 1961) tetrahedral Al miktarı hesaplanmıştır. Oktahedral Fe⁺² miktarı kil difraktogramlarından itibaren [(002)+(004)]/[(001)+(003)] (Brown ve Brindley, 1980) ve (002)/(001) ile (004)/(003) (Chagnon ve Desjardins, 1991) oranları kullanılarak elde edilmiştir. Her iki yöntemle belirlenen Fe miktarları karşılaştırılarak aynı veya yakın olanlar değerlendirmeye alınmışlardır. Kloritlerin Mg içeriği ise Al^{IV}=Al^{VI} kabul edilerek Fe+Al^{VI}+Mg=6 eşitliğinden belirlenmiştir.

BULGULAR

Petrografi

Ceffan Formasyonu'nun en yaygın litolojisini oluşturan kumtaşları başlıca kuvars, feldispat, serizit, klorit ve kayaç parçacıkları içermektedir. Kayaç parçacıklarının büyük bir bölümünü kuvarsit, şist ve mermer türü metamorfik kayaç parçacıkları, ender olarak da volkanik kayaç parçacıkları oluşturmaktadır. Tali bileşenleri ise biyotit, muskovit, klorit, granat, turmalin ve opak mineraller temsil etmektedir. Folk (1968) sınıflamasına göre, litarenit olarak adlandırılan bu kayaçların metamorfik kayaç parçacıklarının yaygınlığı nedeniyle fillarenit olarak tanımlanması daha uygun gözükmetedir (Şekil 2a). Bağlayıcı

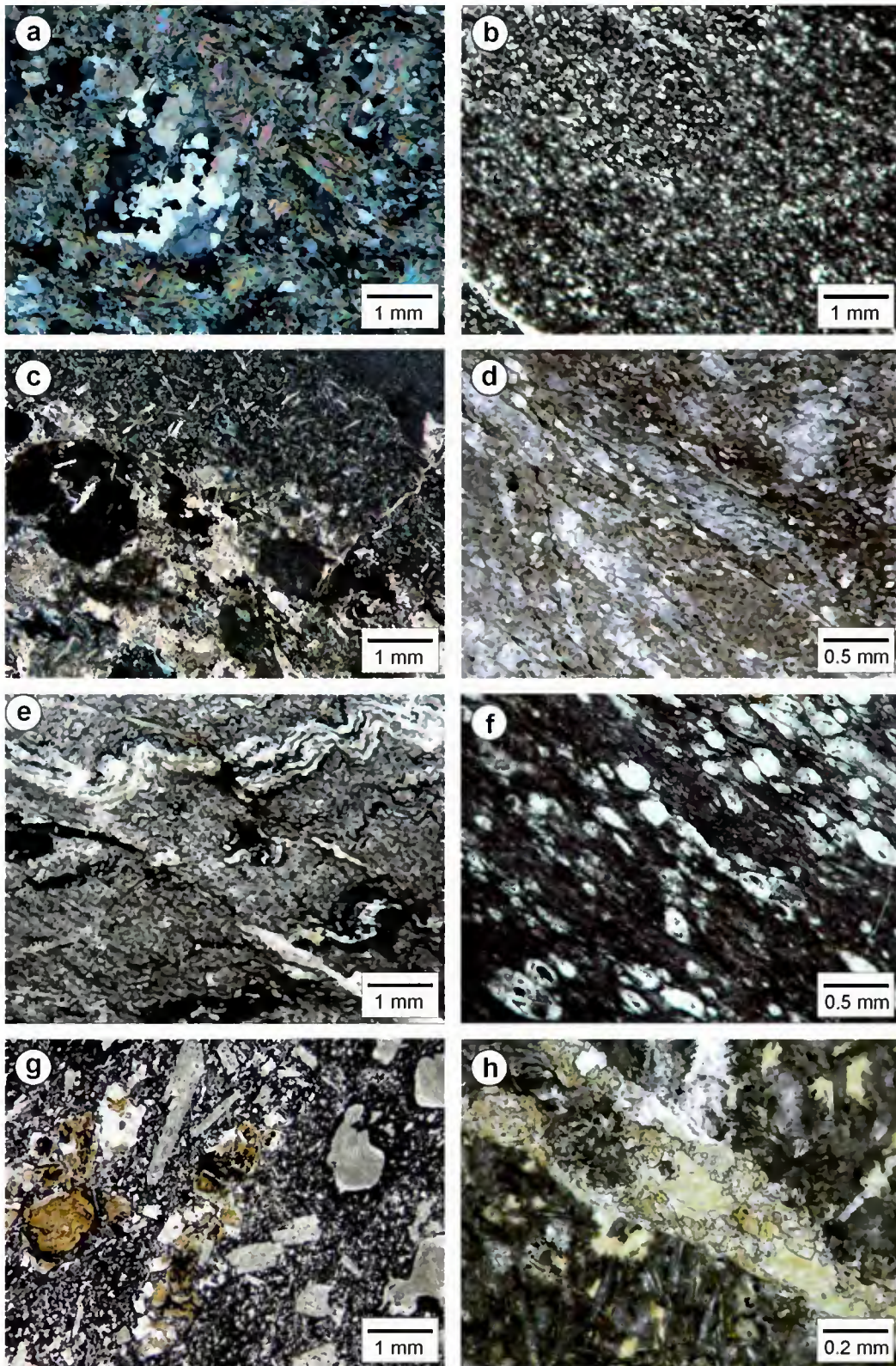
malzemeyi büyük ölçüde sparikalsit çimento, daha az da serizit ve klorite dönüşmüş kil matriks oluşturmaktadır. Bileşenler yarı köşeli olup, kötü boylanmalıdır. Kumtaşlarında yönlenme belirgin olmayıp, son derece zayıf klivaj gelişimi söz konusudur. Bazı kumtaşı örnekleri yer yer 0.5-1 mm kalınlığında çamurtaşı laminasyonları içermektedir. Orta ve üst seviyelerde yer alan mikritik dokulu kireçtaşları yönlenme gösteren fosiller içermekte olup, bazı örneklerde kısmen yeniden kristallenmeye uğramıştır. Yer yer ince taneli hematit oluşumları da içeren kireçtaşları; kuvars, feldispat, klorit podları ve volkanik kayaç parçacıkları gibi ekstraklastlar içermektedir. Şeyler; kil boyu bileşenlerin yanı sıra silt boyu bileşenler de içermekte olup, çamurtaşı biçiminde adlandırılması da mümkündür. İksel tabakalanma düzlemlerine paralel yönde kısmen de olsa yönlenme göstermekte ve herhangi bir sleyt dilinimi içermemektedir (Şekil 2b). Mikritik kireçtaşlarına benzer biçimde matrikste ince taneli hematit oluşumları yaygındır. Karbonat mineral içeriği yüksek şeyler belirgin mikro yönlenmeli ve zayıf klivajlı olması nedeniyle karbonatlı şeyl olarak adlandırılmıştır

Arbo formasyonu için tanımsal litolojiyi oluşturan kireçtaşları; sparit (intraklastik biyosparit, litosparit) ve mikrit (biyomikrit), allokem olarak fosil ve intraklast içermektedir. Litosparitik kireçtaşlarında kuvars ve plajiyoklazın yanı sıra, volkanik ve metamorfik kayaç parçacıkları bulunmaktadır. Formasyonun yaygın litolojisini olan tüfitler, karbonat çimento içerisinde bol miktarda çökellemeyle eşzamanlı, köşeli tane sınırlarına sahip ve homojen bileşimli volkanik kayaç parçacıklarından (1-3 mm) oluşmaktadır (Şekil 2c). Arbo Formasyonu içerisinde karbonatlı şeyl olarak adlandırılan ince taneli karbonatlı-kırıntılı kayaçlar; karbonat ve silikat minerallerince zengin zonlar içermektedir. Ceffan Formasyonu'na göre daha belirgin mikro yönlenme ve zayıf gelişmiş buruşma kıvrımları gözlenmektedir (Şekil 2d). Bu kayaçlara zayıf buruşma kıvrım ve dilinimleri sunan karbonatlı siltaşları da eşlik etmektedir.

Melafan formasyonunu oluşturan en yaygın litolojiler; sleyt, fillitik sleyt, fillit ve metakumtaşlarıdır. İnce taneli metaklastik kayaçlar bol miktarda demiroksit (hematit) içermeleriyle

karakteristiktir. Fillitler daha belirgin buruşma kıvrım ve dilinimlerine sahip (Şekil 2e), buna karşın kırıntılı dokunun çok az da olsa korunabildiği fillitik sleyt ve sleytlerde kıvrım ve dilinimler daha zayıf gelişmiştir. Bazı bileşimli volkanojenik malzeme içeren fillitik sleytlerde yer yer ince taneli epidot ve olası prehnit ve pumpellyit oluşumları gözlenmekte olup, tektonizma öncesi (pre-tektonik) kuvars damarları/dolguları gözlenmektedir. Silisli kayaçlardan inorganik kökenli olan lititler orta seviyelerde, organik kökenli olan radyolaritler ise üst seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Radyolaritler; demiroksit çimento ve kil matriks içerisinde yönlü basınç nedeniyle elipsoyidal biçimler almış *Radyolaria sp.* fosilleri içermektedir (Şekil 2f). İnce kuvars kristalli hematit içeren bir çört türü olan lititlerde demiroksit bakımından zengin seviyeler buruşma kıvrımları sergilemektedir. Metakumtaşları bazı bileşimli volkanojenik malzeme içermesi nedeniyle yaygın ince taneli epidot ve olası prehnit-pumpellyit türü minerallerin gelişimine sahne olmuştur. Kataklastik deformasyonu yansıtan S yapıları ve rekristalizasyonu yansıtan kuvars bantları metakumtaşları için tipiktir. Üst seviyelere doğru ortaya çıkan ve üstteki Karadere Formasyonu'na ait volkanik arakatıklar çoğunlukla yer yer amigdaloidal dokulu bozuşmuş bazaltlardan oluşmaktadır. Bununla birlikte; az da olsa, hamuru belirgin yönlenmeli ve bütünüyle kloritleşmiş metatüfler de gözlenmektedir. Metatüfler farklı mineral oluşum evrelerini yansıtan pre-tektonik kuvars damarları ve klivaj düzlemlerini ornatmış post-tektonik klorit oluşumları içermektedir.

Karadere formasyonu volkanik kayaçları; eş taneli olmayan porfiritik, boşluk dokularından amigdaloidal ve yönlü dokulardan trakitik-hyalopilitik veya pilotaksitik olmak üzere üç farklı dokusal ilişki göstermektedir (Mackenzie ve diğ., 1988). Formasyondaki volkanik kayaçlar porfiritik ve amigdaloidal dokunun yanı sıra, breşik doku da sergilemektedir. Volkanik kayaçlarda belirlenen başlıca mineraller plajiyoklaz, piroksen (ojit, enstatit) ve demiroksitlerdir. Streckeisen (1978) sınıflamasına göre bazalt olarak adlandırılmışlardır. Volkanik camda kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, serisitleşme ve Fe-oksidasyonu tipi yaygın bozuşmalar gözlenmektedir.



Şekil 2. Maden Grubu kayaçlarının optik mikroskop görünüşleri, a) Ceffan Formasyonu fillarenit türü kumtaşlarında sparikalsit çimento ve metamorfik kayaç parçacıkları (MPM-75, çift nikol), b) Ceffan Formasyonu şeyl/çamurtaşı örneğinde tabakalanmaya paralel yönelme ve demiroksit çimento (MPM-70, tek nikol), c) Arbo formasyonu tüfitlerinde karbonat çimento içerisinde köşeli volkanik kayaç parçacıkları (MPM-69f, çift nikol), d) Arbo formasyonu karbonatlı şeyl örneğinde belirgin fillosilikat yönelmeleri ve zayıf gelişmiş buruşma kıvrımları (MPM-69g, tek nikol), e) Melafan formasyonu fillitlerinde tipik buruşma kıvrım ve dilinimleri ve hematitçe zengin zonlar (MPM-10, tek nikol), f) Melafan formasyonu radyolarit örneğinde mikroyönelme gösteren elips biçimli *Radiolaria sp.* fosilleri (MPM-42, tek nikol), g) Karadere Formasyonu bazaltik spilitlelerinde kalsit ve klorit dolgulu amigdaller (MPM-44, tek nikol), h) Karadere formasyonu bozuşmuş bazalt örneğinde çatlak dolgusu konumunda ve matriksi ornatan klorit ve epidot mineralleri (MPM-60, tek nikol).

Figure 2. Optical microscopic views of the Maden Group rocks. a) Sparry calcite cement and metamorphic rock fragments in phyllarenitic sandstone of Ceffan formation (MPM-75, crossed nicols), b) Parallel orientation to bedding planes and iron-oxide cement in shale/mudstone sample of Ceffan formation (MPM-70, open nicol), c) Angular volcanic rock fragments in tuffite of Arbo formation (MPM-69f, crossed nicol), d) Distinct phyllosilicate orientations and poorly developed crenulation folds in calcareous shale sample of Arbo formation (MPM-69g, open nicol), e) Typical crenulation folds and cleavages and hematite-rich zones in phyllite of Melafan formation (MPM-10, open nicol), f) Ellipse shaped *Radiolaria sp.* fossils showing micro-orientation in radiolarite sample of Melafan formation (MPM-42, open nicol), g) Calcite and chlorite-filled amygdales in basaltic spilite of Karadere formation (MPM-44, open nicol), h) Chlorite and epidote minerals as fracture filling and replaced to matrix in altered basalt sample of Karadere formation (MPM-60, open nicol).

Ayrıca, plajiyoklazlarda serisitleşme, karbonatlaşma (kalsitleşme ve dolomitleşme) ve kloritleşme, piroksenlerde kloritleşme ve karbonatlaşma gelişmiştir. Mikrolitik-porfirik ve amigdalooidal dokulu volkanik kayaçlarda genellikle 1 mm'den küçük küresel ve oval boşluklarda, bağlayıcı malzemede ve çatlaklarda farklı neoformasyon mineralleri oluşmuştur. Matrikste serizit, klorit ve demiroksit oluşumları gözlenen bazaltların gözeneklerinde/ boşluklarında kalsit ve klorit mineralleri belirlenmiştir (Şekil 2g). Amigdallerde kalsit ile amigdal çeperi arasında bant biçiminde klorit oluşumları göze çarpmaktadır. Gözeneklerde karbonat minerallerinden kalsitin yanı sıra, dolomit de bulunmaktadır. Dolomitler de kalsitler gibi yer yer kloritler tarafından kuşatılmıştır. Kloritler ve karışık tabakalı klorit-smektitler matrikste gelişebildiği gibi amigdalleri bütünüyle veya kısmen doldurmuş durumda da bulunabilmektedir. Amigdallerdeki kloritler optik engebesi düşük açık yeşil renkli iken, karışık tabakalı klorit-smektitler optik engebesi daha yüksek iğnemi / lifsi bireylerin oluşturduğu yelpaze biçimlere sahiptir (Şekil 2h). Boşlukları dolduran bir diğer mineral de kalsedonik kuvarslardır. Kalsedonik kuvarslar C-S yelpazelerinin dış kesiminde amigdallerin çeperini

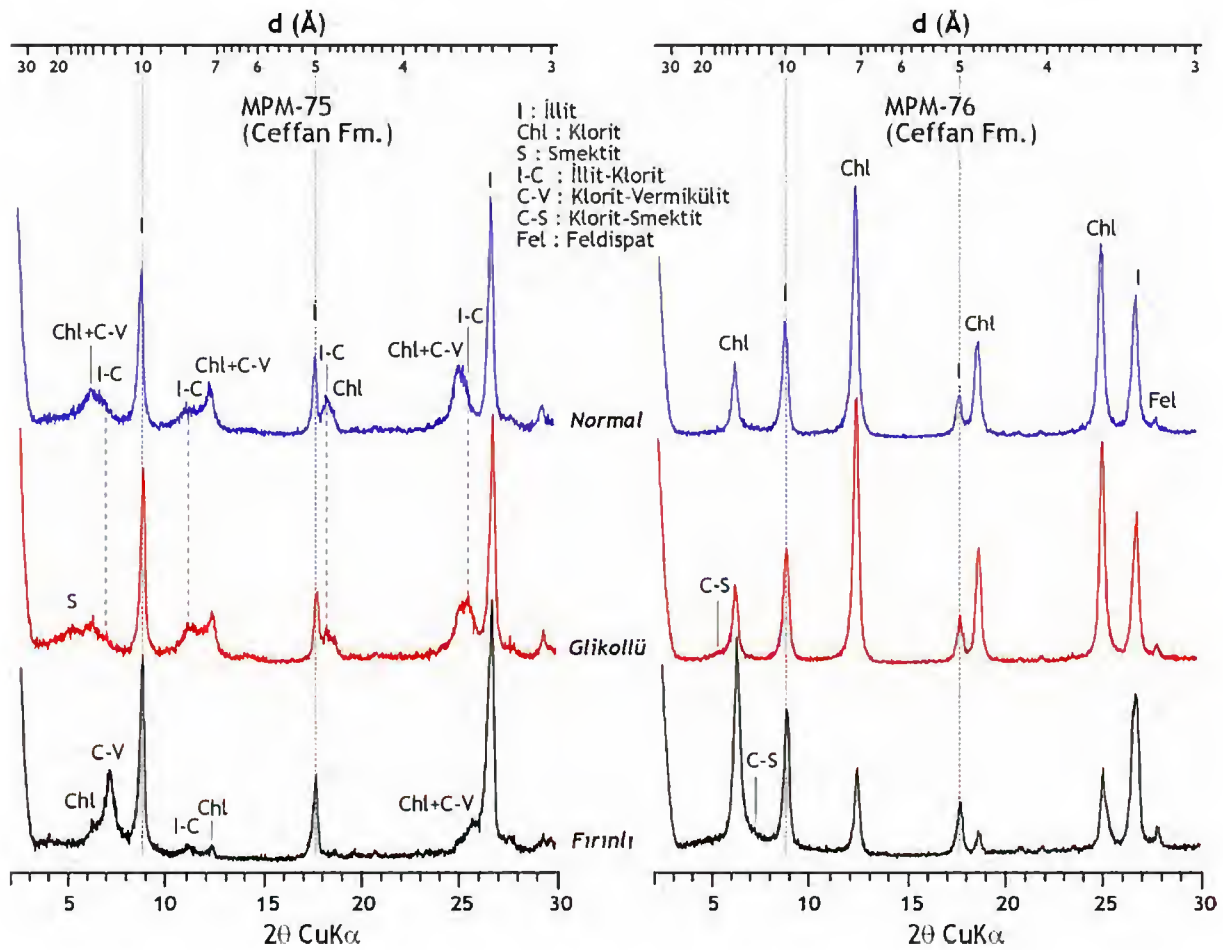
kaplar konumunda oluşmuştur. Amigdallerde kalsit, klorit ve kuvarsların yanı sıra, sarımsı yeşil renkli pistazit türü epidot gelişimleri de söz konusudur. Epidotlar; gözenek ve çatlak dolgusu biçiminde de gelişmiştir. Formasyonun büyük bir kesimini oluşturan bazaltik spilitlelerde koyu kahverenkli matriksin büyük bölümünü ince taneli demiroksit (hematit) mineralleri oluşturmaktadır.

X-ışınları Mineralojisi

Ceffan formasyonunda başlıca kalsit, kuvars, feldispat, hematit ve kil/fillosilikat mineralleri (bolluk sırasına göre illit, klorit, karışık tabakalı klorit-smektit/C-S, klorit-vermikülit/C-V ve illit-klorit/I-C ve smektit) belirlenmiştir. En tipik fillosilikat mineral topluluklarını illit + klorit + C-V + I-C ve illit + klorit temsil etmektedir (Şekil 3). Kl (0.24-0.34 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.29 $\Delta^{\circ}2\theta$) ve Al (0.24-0.30 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.28 $\Delta^{\circ}2\theta$) değerleri birimin yüksek ankümetamorfizma derecesine sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 4). İllitlerin düşük $I(002) / I(001)$ oranlarına sahip (Esquevin, 1969) olması ve yüksek $d_{(060)}$ Å değerleri (1.5045-1.5057 Å, ortalama 1.5051 Å) muskovit-fenjit arasında ve

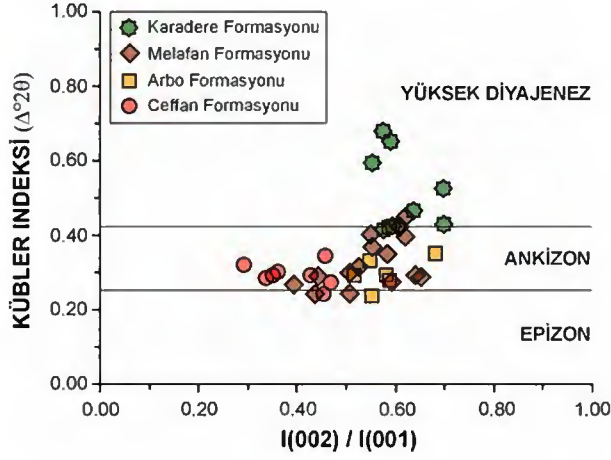
fenjite yakın bir bileşimi (oktahedral (Fe+Mg) içerikleri 0.54-0.60, ortalama 0.43) işaret etmektedir. İllit/K-mikaların b_0 değerleri I(002)/I(001) oranları ile birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 5), artan b_0 değerlerine karşın azalan I(002)/I(001) oranları söz konusu olup, Ceffan Formasyonu diğer formasyonlara göre yüksek b_0 , buna karşın daha düşük I(002)/I(001) oranlı illit/K-mikalar içermektedir. İllit/K-mikalarda ölçülen şiddet oranları ($I_r = I[(003)/(001)_N] / I[(003)/(001)_G]$; Srodan, 1984) 1.00-1.15 arasında değişmekte olup, şiddet oranı- kristalinite diyagramına (Eberl

ve Velde, 1989) göre (Şekil 6); illit/K-mikaların genişleyebilen tabaka (smektit) içeriği son derece düşük (< %2) olup, kristalit büyüklüğü de 25-50 nm arasındadır. İllit ve kloritce zengin birer örnekte gerçekleştirilen politipi incelemelerine göre, illitler % 80 $2M_1$ + % 20 $1M_d$, kloritler bütünüyle //b politipine sahiptir. Kloritlerin XRD yöntemiyle belirlenen bileşimleri (Şekil 7), AIPEA sınıflamasına (Bailey, 1980) göre; kireçtaşı ve kumtaşlarında şamozitik (Fe>Mg), çamurtaşı ve şeyllerde ise klinoklor (Mg>Fe) bileşimini yansıtmaktadır.



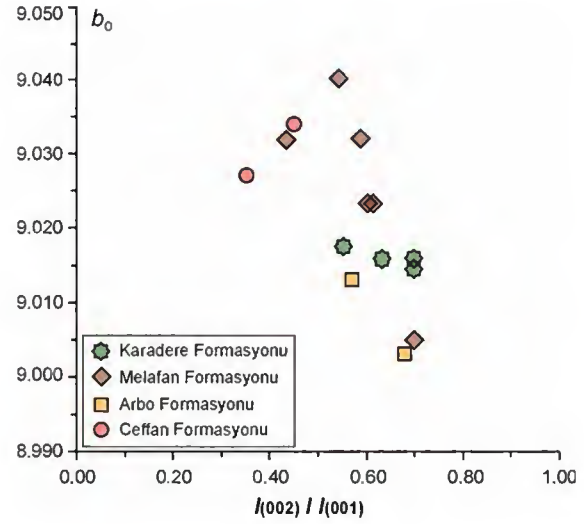
Şekil 3. Maden Grubu Ceffan formasyonu fillarenitik kumtaşı (MPM-75) ve mikritik kireçtaşı (MPM-76) örneklerine ait kil fraksiyonu birliktelikleri.

Figure 3. Clay fraction assemblages of phyllarenitic sandstone (MPM-75) and micritic limestone (MPM-76) samples from Ceffan formation of the Maden Group.



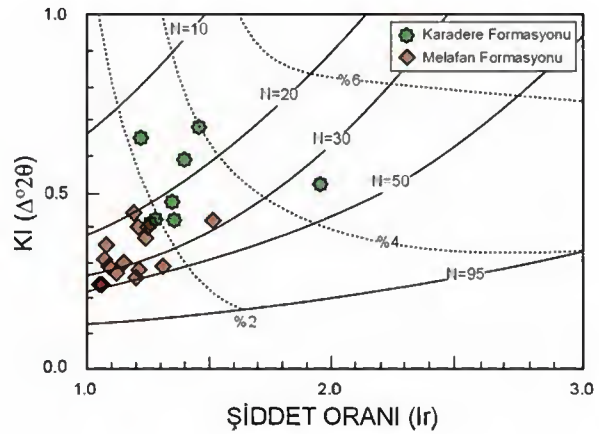
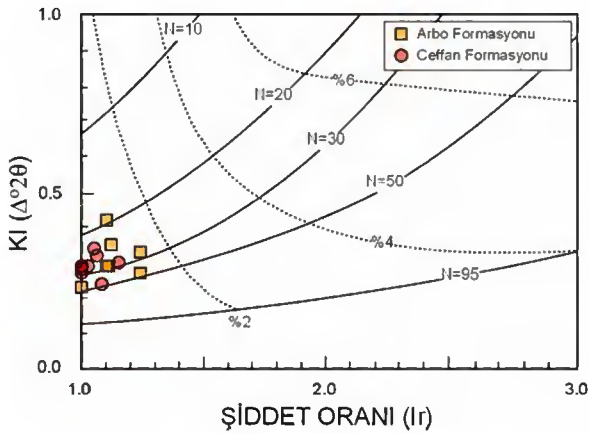
Şekil 4. Maden Grubu illit/K-mikaların Kübler İndeksi ile bazal pik oranları.

Figure 4. Kübler Index and basal peak ratios of illite/K-micas of the Maden Group.



Şekil 5. Maden Grubu illit/K-mikaların b_0 parametresi ile bazal pik oranları.

Figure 5. b_0 parameters and basal peak ratios of illite/K-micas of the Maden Group.

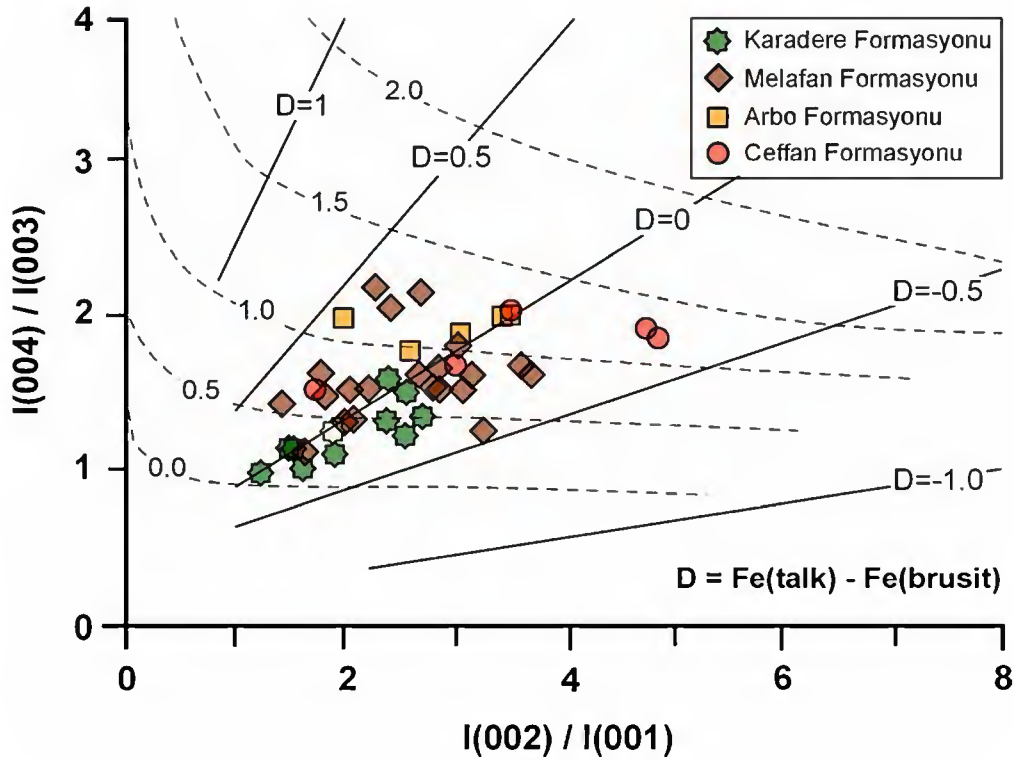


Şekil 6. Maden Grubu illitlerinin kristalinite ve şiddet oranı diyagramına (Eberl ve Velde, 1989) göre kristalit büyüklüğü ve % smektit içerikleri.

Figure 6. Crystallite size and % smectite contents of illites of the Maden Group from crystallinity and intensity ratio diagram (Eberl and Velde, 1989).

Arbo formasyonu kayaları başlıca kalsit, kuvars, feldispat, fillosilikat ve hematit içermektedir. Kil fraksiyonu illit, klorit, smektit, C-S, C-V ve I-C ile temsil olunmaktadır. En yaygın mineral topluluklarını illit + klorit + C-S + C-V + I-V ve illit + klorit + C-S (Şekil 8) oluşturmaktadır. Muskovitik bileşimi yansıtan illit/K-mikaların KI değerleri (0.23-0.42 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.33 $\Delta^{\circ}2\theta$) ankizonu temsil etmektedir (bkz Şekil 4). KI değerleri tüfitlerde daha yüksek, buna karşın metaklastik kayalarda daha düşük değerlere sahiptir. Al

değerleri (0.22-0.41 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.34 $\Delta^{\circ}2\theta$) KI değerlerine büyük benzerlik sunmaktadır. İllit/K-mikaların $d_{(060)}$ Å değerleri (1.5005-1.5022 Å, ortalama 1.5014 Å) Ceffan Formasyonu'na göre daha düşük olup, oktahedral (Fe+Mg) içeriklerinin 0.34-0.42 (ortalama 0.38) olduğunu ve muskovit-fenjit arasında bir bileşim sergilediğini göstermektedir. b_0 değerleri (9.003-9.013 Å, ortalama 9.008 Å), Sassi vd. (1976) ve Guidotti ve Sassi (1976; 1986) sınıflamalarına göre, orta basınç fasiyesinin düşük kesimini temsil etmektedir.



Şekil 7. Maden Grubu formasyonlarına ait kloritlerin bazal pik oranlarına göre belirlenen Fe içerikleri. Kesik çizgiler Fe'nin talk tabakasındaki, D değerleri ise Fe'in talk ve brusit tabakasındaki dağılımlarını göstermektedir (Chagnon ve Desjardins, 1991).

Figure 7. Fe contents determined from basal peak ratios of chlorites of the Maden Group. Dashed lines show Fe contents in talc layer, and D values represent the distribution of Fe content in talc and brucite layers (Chagnon and Desjardins, 1991).

İllit pik şiddet oranları (1.00-1.24), Ceffan Formasyonu'na göre yüksek olup Ceffan Formasyonu'na göre, genişleyebilen tabaka (smektit) içerikleri biraz daha yüksek (% 1- 2 arası), buna karşın kristalit büyüklüğü (20-50 nm) daha düşüktür (bkz Şekil 6). Politipi incelemelerine göre //b politipi ile temsil olunan kloritler karbonatlı kayaçlarda şamozitik, buna karşın klastik kayaçlarda klinoklor bileşimindedir.

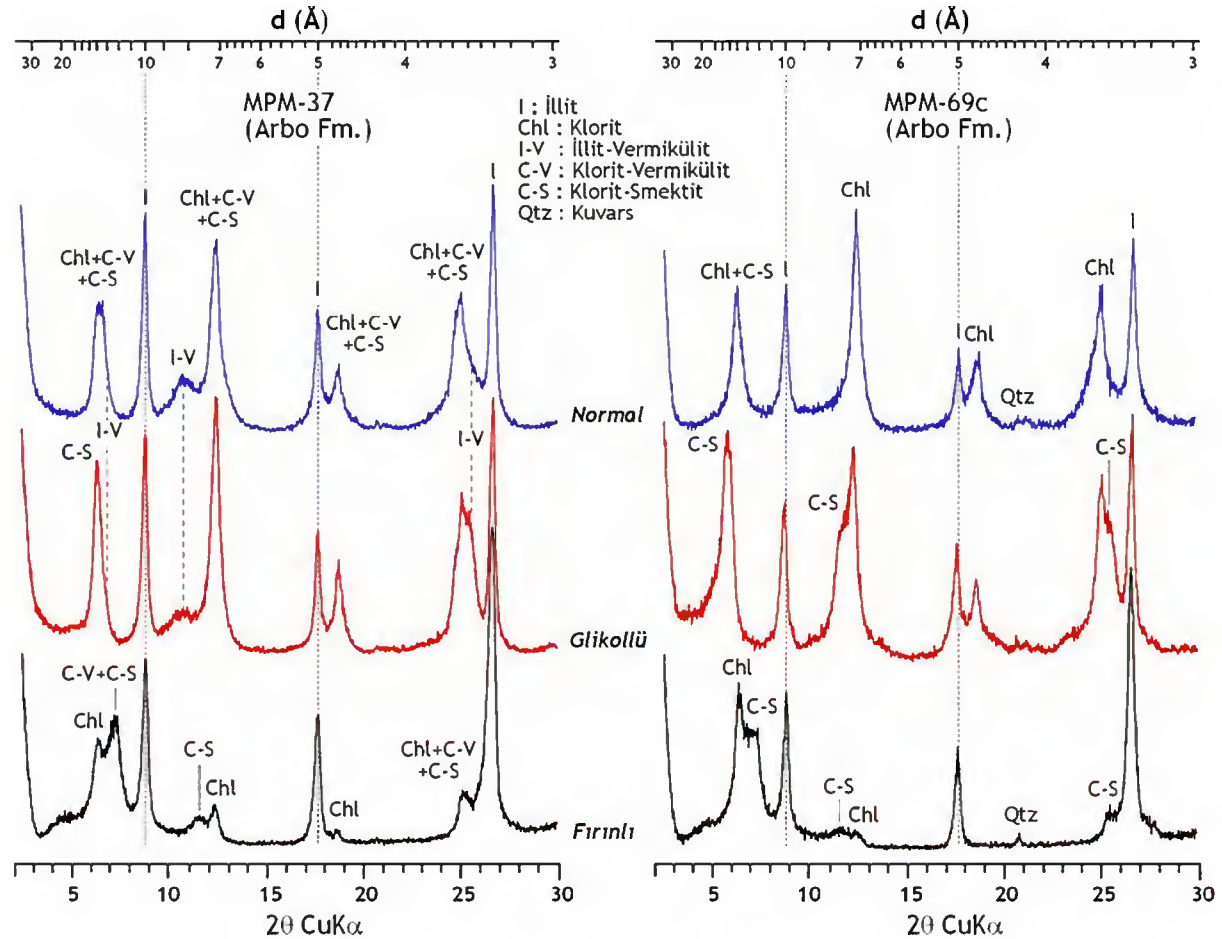
Melafan formasyonu kayaçlarında belirlenen başlıca mineralleri kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, fillosilikat, hematit ve hornblend; en yaygın mineral birlikteliğini ise feldispat + kuvars + fillosilikat + hematit oluşturmaktadır. Kil fraksiyonunu başlıca illit, klorit ve C-S temsil etmekte, bu minerallere az miktarda smektit, C-V, paragonit, I-C ve I-S eşlik etmektedir. Tipik

mineral topluluğunu illit + klorit + C-V + C-S oluşturmakta, bu formasyon için karakteristik paragonitler illit + klorit + smektit birlikteliğine eşlik etmektedir (Şekil 9). I (002) / I (001) oranlarına göre muskovit alanında yer alan illit/K-mikalardan KI (0.24-0.44 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.32 $\Delta^{\circ}2\theta$) ve AI değerleri (0.23-0.42 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.30 $\Delta^{\circ}2\theta$) ankizon bölgesinde yer almaktadır (bkz Şekil 4). İllit/muskovitlerin $d_{(060)}$ Å değerleri 1.5008-1.5067 Å (ortalama 1.5043 Å) arasında geniş bir dağılım sunmaktadır. Oktahedral (Fe+Mg) içerikleri 0.35-0.65 (ortalama 0.53) arasında olup, ideal muskovitle fenjit arasında bir bileşimi yansıtmaktadır. Melafan Formasyonu diğer formasyonlara göre daha geniş b_0 aralığına ve daha yüksek I(002)/I(001) oranına sahiptir (bkz Şekil 5). İllit/K-mikalarda ölçülen pik şiddet oranları 1.05-1.42 arasında değişmekte olup, illit kristali-

nite verileriyle birlikte değerlendirildiğinde, genişleyebilen tabaka (smektit) içeriği % 3'e ulaşmakta, kristalit büyüklüğü de 25-40 nm arasında değişmektedir (bkz Şekil 6). İllitler $2M_1+1M_d$ yanı sıra, radyolarit örneğinde olduğu gibi $2M_1+1M+1M_d$ politi de göstermektedir (Şekil 10). Klinoklor bileşimindeki kloritler ise diğer formasyonlarda olduğu gibi tümüyle *I/b* politi ile temsil edilmektedir.

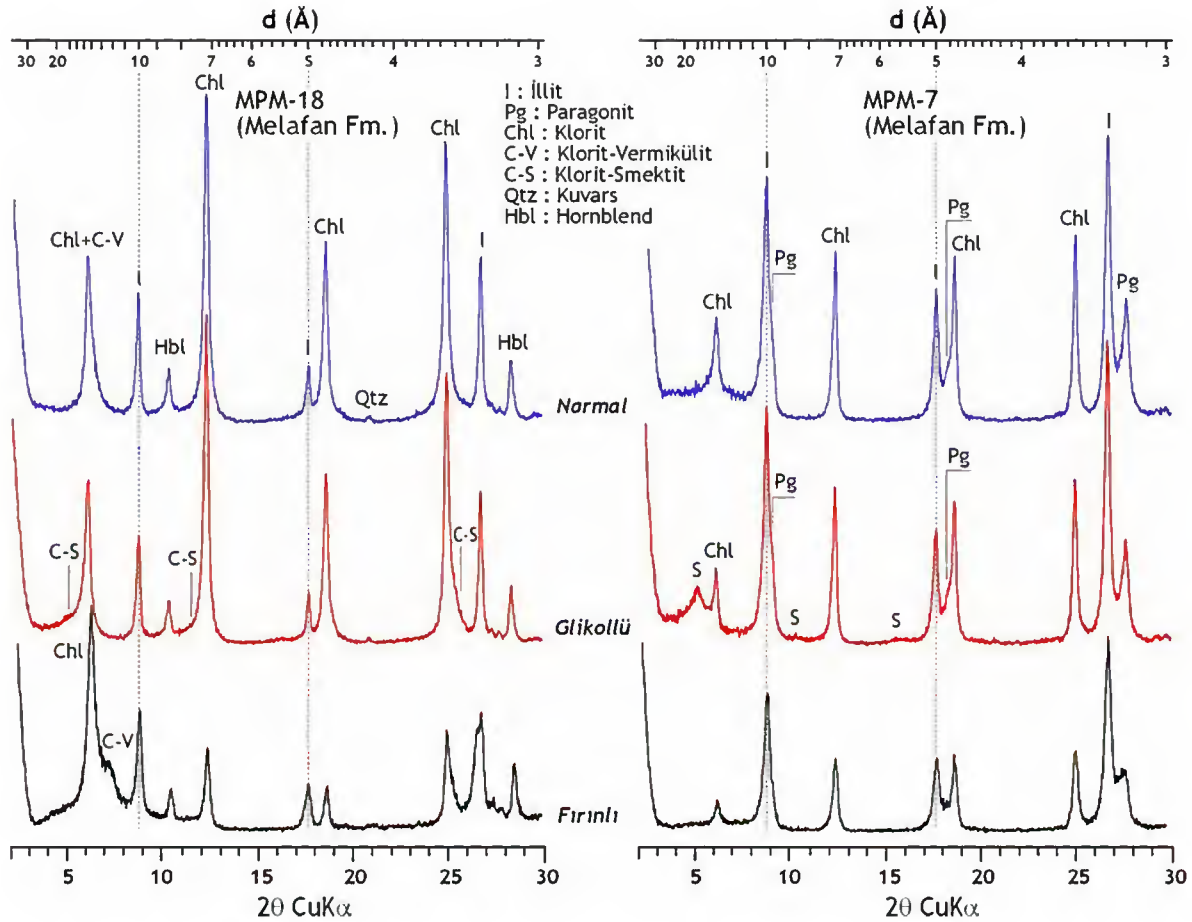
Karadere formasyonu kayaçlarında başlıca kuvars, feldispat, fillosilikat, kalsit, hematit, dolomit ve piroksen gözlenmiştir. En yaygın mineral birlikteliğini kalsit + kuvars + feldispat + fillosilikat + hematit oluşturmaktadır. Kil fraksiyonu illit, klorit ve C-S ile temsil olunmaktadır. En yaygın mineral

topluluklarını illit + klorit ± C-S ve illit + klorit (Şekil 11) oluşturmaktadır. Kl değerleri (0.41-0.68 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.52 $\Delta^{\circ}2\theta$) geç diyajenez bölgesi içerisinde ve diğer formasyonlardan farklı alanda kümelenmektedir (bkz Şekil 4). Al değerleri (0.24-0.42 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.35 $\Delta^{\circ}2\theta$), Kl değerlerine göre daha düşük değerler sunmaktadır. İllit/K-mikaların $d_{(060)}$ Å değerleri (1.5023-1.5028 Å, ortalama 1.5026 Å) muskovit-fenjit arasında bir bileşimi (Fe+Mg = 0.43-0.45, ortalama 0.44) işaret etmektedir. b_0 değerleri (9.014-9.017 Å, ortalama 9.016 Å) orta basınç fasiyesini temsil etmektedir. Birime ait b_0 ve $I(002)/I(001)$ değerleri Arbo Formasyonu ile Ceffan Formasyonu arasında dağılım göstermektedir (bkz Şekil 5).



Şekil 8. Maden Grubu Arbo formasyonu şeyli (MPM-37) ve kumlu kireçtaşı (MPM-69c) örneklerine ait kil fraksiyonu birliktelikleri.

Figure 8. Clay fraction assemblages of shale (MPM-37) and sandy limestone (MPM-69c) samples from Arbo formation of the Maden Group.



Şekil 9. Maden Grubu Melafan formasyonu metakumtaşı (MPM-18) ve fillitik sleyt (MPM-7) örneklerine ait kil fraksiyonu birliktelikleri.

Figure 9. Clay fraction assemblages of metasandstone (MPM-37) and phyllitic slate (MPM-69c) samples from Melafan formation of the Maden Group.

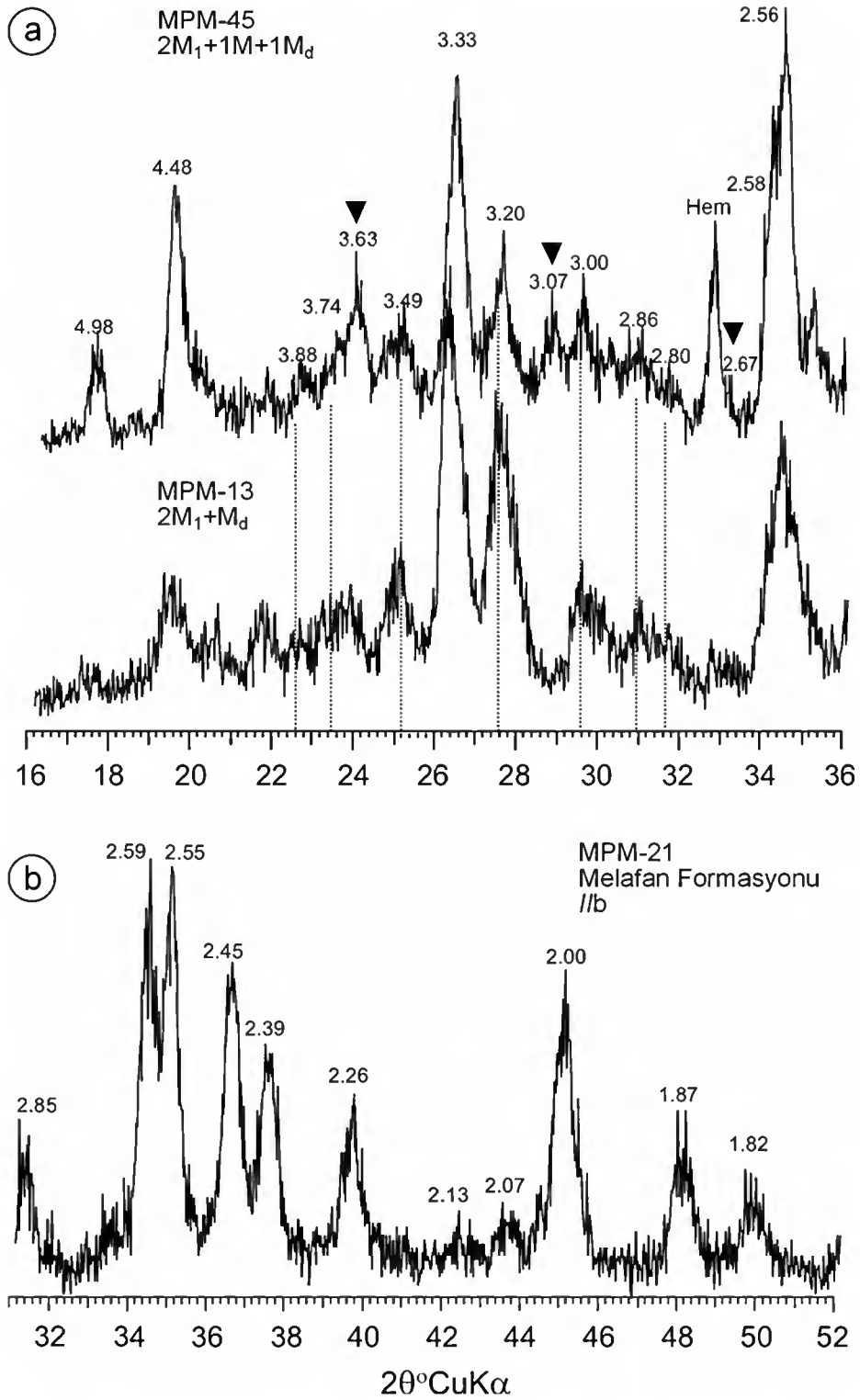
İllit/K-mikalarda ölçülen pik şiddet oranları diğer formasyonlara göre oldukça yüksek (1.22-1.96) olup, illit kristalinite verileriyle birlikte değerlendirildiğinde genişleyebilen tabaka (smektit) içerikleri % 5'e kadar çıkabilmekte, kristalit büyüklükleri de 20-30 nm arasında değişmektedir (bkz Şekil 6). Bir örnekte gerçekleştirilen illit politiipi incelemesine göre bozuşmuş volkanik kayaların $2M_1+1M+1M_d$ karışımı politiiplerine, klinoklor bileşimli kloritlerin ise tümüyle I/b politiipine sahip olduğu belirlenmiştir.

Mineralojik Verilerin Düşey Dağılımları

Ceffan formasyonu kesitinde kalsitler orta seviyelerde ortaya çıkmakta ve üst seviyelere doğru azalmaktadır. Çakıltaşı ve kumtaşlarının yer

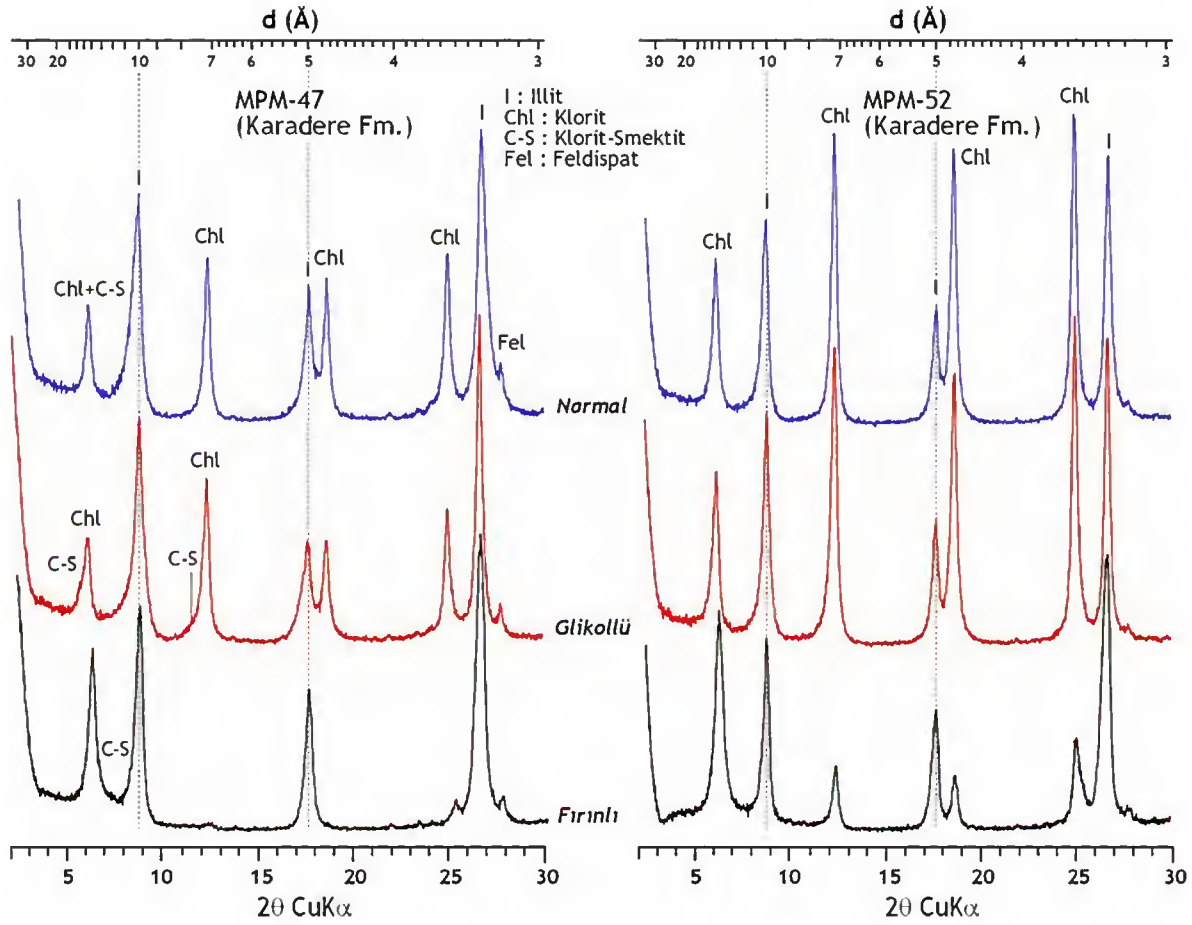
aldığı en alt seviyelerde feldispat miktarı artmaktadır. Hematitler volkanojenik faaliyetin tedrici olarak artışıyla ilgili olarak üst seviyelere doğru artış göstermektedir. Fillosilikat mineralleri üç farklı zon oluşturacak biçimde birliktelik oluşturmaktadır. Bunlar alttan üste doğru illit + C-S + I-C + smektit, illit + klorit ve (3) illit + klorit + C-S biçiminde dikey dağılım göstermektedir (Şekil 12). İllitlerin bolluğu ve I-C ara tabakalıları bu formasyon için ayırtman olup, illitlerin K_1 ve b_0 verileri düşey yönde herhangi bir farklılık sunmamaktadır.

Arbo formasyonu litolojilerine ait tüm kayaç ve fillosilikat minerallerinin dikey dağılımlarına göre, feldispat minerallerinin tüfit seviyelerinde artması dışında düşey yönde önemli bir farklılık gözlenmemektedir (Şekil 12).



Şekil 10. Maden Grubu illit/K-mika ve klorit politiplerine ait XRD desenleri ve tanımsal pikler, a) İllit $2M_1+1M_d$ ve $2M_1+1M+1M_d$ politipleri, b) Klorit //b politipi.

Figure 10. XRD patterns and diagnostic peaks of illite/K-mica and chlorite polytypes, a) $2M_1+1M_d$ and $2M_1+1M+1M_d$ polytypes of illite, b) //b polytype of chlorite.



Şekil 11. Maden Grubu Karadere formasyonu bazaltik spilite (MPM-47 ve MPM-52) örneklerine ait kil fraksiyonu birliktelikleri.

Figure 11. Clay fraction assemblages of basaltic spilite (MPM-47 and MPM-52) samples from Karadere formation of the Maden Group.

Ceffan formasyonuna göre kalsit ve fillosilikat içeriği daha yüksek, buna karşın hematit içeriği son derece düşüktür. Fillosilikat mineralleri alt seviyelerde C-S, orta seviyelerde ise klorit bakımından zengin zonlar oluşturmaktadır. Ceffan Formasyonu'na göre illit düşük, buna karşın klorit ve C-S daha yüksektir. I-V aratabakalıları tüfit seviyeleriyle ilişkili olup, bu formasyon için karakteristiktir. Az miktarda gözlenen C-V mineralleri üst seviyelere doğru ortaya çıkmaktadır. KI değerleri üst seviyelere doğru artmakta olup, alt seviyelere doğru artan diyajenez/metamorfizma derecesini işaret etmektedir. Ceffan Formasyonu'na göre kısmen daha düşük dereceli metamorfizma koşullarını yansıtmaktadır. b_0 Ceffan Formasyonu'na göre çok daha

düşük değerlere sahip olup, daha düşük basınç koşullarını karakterize etmektedir.

Melafan formasyonunda kalsit ve dolomitte temsil edilen karbonat mineralleri kristalize kireçtaşı blokları ve kalsleyt litolojileriyle sınırlı kalmaktadır. Tüm kayaç fraksiyonunu oluşturan mineraller düşey yönde herhangi bir farklılık sunmamaktadır. Bununla birlikte alttaki formasyonlara göre daha yüksek feldispat ve hematit içermeleri dikkati çekmektedir. Hematitler metakumtaşlarında düşük, buna karşın ince taneli metaklastitlerde daha yüksek miktarlarda gözlenmektedir. Hornblend mineralleri sleyt/filit, metakumtaşı ve bozmuş volkanik kayaç olmak üzere değişik litolojilerde ortaya çıkmaktadır. Piroksenler ise bütünüyle volkanik kayaçlarda gözlenmektedir. İllitler

sleyt/fillitlerde, kloritler ise kumtaşlarında, bozmuş volkanik kayalarda ve kristalize kireçtaşı bloklarında/olistolitlerinde daha yüksek oranlarda ortaya çıkmaktadır. Alt seviyedeki sleyt/fillitler illit + klorit + C-S + C-V \pm S gibi çok bileşenli fillosilikat birlikteliği sunmakta iken, üst seviyelerde illit + klorit biçiminde fillosilikat birlikteliğine geçilmektedir (Şekil 13). Az miktarda gözlenen smektitler metakarbonatlar ve bozmuş volkanik kayalarla sınırlı kalmaktadır. C-S ara tabakalıları alt, orta ve üst olmak üzere farklı seviyelerde yoğunlaşmaktadır. Hornblend içeren seviyelerde C-S'lerin miktarı önemli ölçüde artmaktadır. Paragonitler yalnızca en alt seviyeleri temsil eden sleytlerde gözlenmiştir. Kl verileri tipik olarak alt seviyelere doğru artan metamorfizma derecesini yansıtmak üzere dikey dağılım sunmaktadır. Buna karşın b_0 verileri düşey yönde herhangi bir farklılık sunmamaktadır.

Bütünyle magmatik kayalarla temsil edilen Karadere Formasyonu'nda kalsit ve dolomitler boşluk dolgusu, fillosilikat ve hematit mineralleri ise hamur bileşenleri olarak belirlenmiştir. Illit + klorit \pm C-S ile temsil edilen fillosilikat mineralleri, volkanik kayaların deniz suyuyla etkileşimi sırasındaki alterasyonu nedeniyle alttaki formasyonlara göre daha düşük kristaliniteye sahiptir.

P-T-t Yönelimi ve Jeotektonik Konum

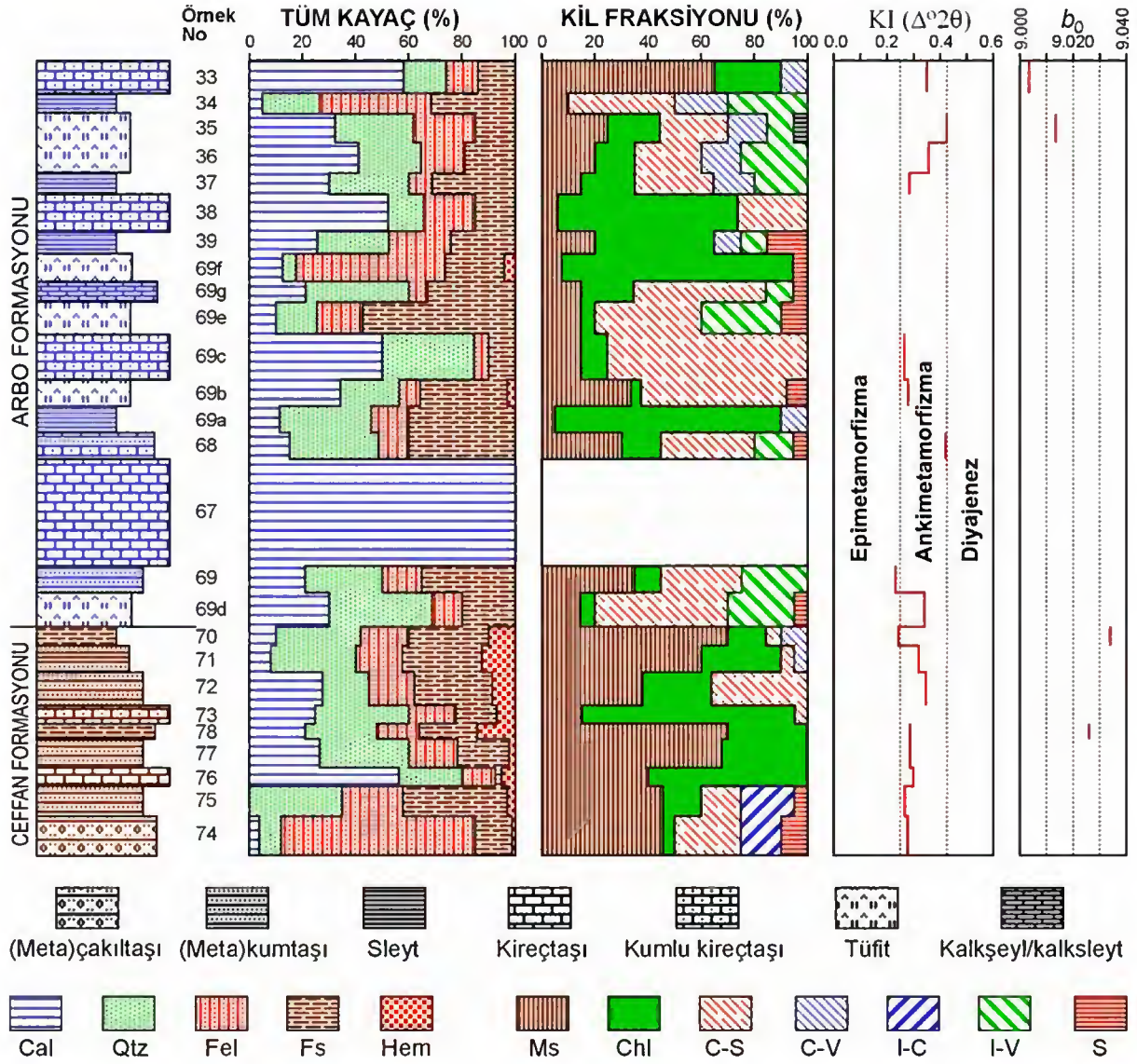
Maden Grubu'na ait sedimanter-volkanosedimanter ve volkanik kayaların litolojik ve dokusal dağılımı hızla derinleşen bir ortamda çökeltilen transgresif bir çökelimi temsil etmektedir. Alt seviyeleri alttaki metamorfik kayalardan türeyen kaba taneli kırıntılı birimler (Ceffan Formasyonu), üste doğru karbonat içeren tüfit kayalarına (Arbo Formasyonu) geçmektedir. Derinleşmenin maksimum olduğu dönemde ince taneli klastik ve yer yer radyolaryalı silisli kayalar (Melafan Formasyonu) çökelmiştir. Bu dönemde riftleşmeye bağlı derinleşmenin hızlı olması nedeniyle Arbo Formasyonu'na ait kireçtaşları Melafan Formasyonu çökelleri içerisine blok olarak kayarak, olistolit oluşturmuşlardır. Ancak bloklar derinleşmeyle artan ısı akışıyla yeniden kristallenmeye uğramıştır. Derinleşmeyle birlikte volkanik malzemenin yükselimi için uygun tektonik zonlardan itibaren

bazaltik-andezitik bileşimli lavlar deniz tabanına yayılmaya başlamış ve yer yer yastık yapılı spilitik kayalar oluşmuştur (Karadere Formasyonu). Riftleşme bir okyanusal kabuk oluşturacak aşamaya gelmeden yeniden kapanmaya başlamış ve özellikle Melafan Formasyonu'nu önemli ölçüde etkileyen basen terslenmesinin neden olduğu bir tektonik basınç dönemi (yığışım) etkin olmuştur.

Maden Grubu kayalarının dokusal ve mineralojik özellikleri yukarıda açıklanan jeolojik evrimi destekler niteliktedir. Kırıntılı getirimin minimum olduğu Arbo Formasyonu kayalarındaki ankizonal Kl değerlerine karşın, düşük-orta basıncı yansıtan b_0 verileri, ender de olsa Na-mikaların varlığı sıcaklığın etkin olduğu bir metamorfizmayı işaret etmektedir. Buna karşın, Melafan Formasyonu'nda daha yüksek b_0 değerleri saptanması basenin kapanması sırasındaki basınç artışıyla ilişkili gözükmektedir. Nitekim Melafan Formasyonu'ndaki kayalar diğer formasyonlara göre çok daha yaygın buruşma kıvrım ve dilinimleri göstermeleriyle karakteristiktir. Bu veriler Maden Grubu kayalarının ısı akışının etkin olduğu bir açılmayı izleyen yığışım evresiyle noktalanmış P-T-t'nin tersi yönünde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir (Şekil 14). Bu tür metamorfizma birçok araştırmacı (Robinson, 1987; Bevins ve Robinson, 1988, Warr ve diğ., 1991; Merriman ve Frey, 1999) tarafından da belirtildiği gibi yay-ardı açılmalı kenar basenler için karakteristiktir. Benzer metamorfizma biçimi Toros kuşağındaki Devoniyen (Bozkaya ve Yalçın, 2000, 2004a ve 2004b) ve Triyas (Bozkaya ve Yalçın, 2005) yaşlı birimlerde de belirlenmiştir.

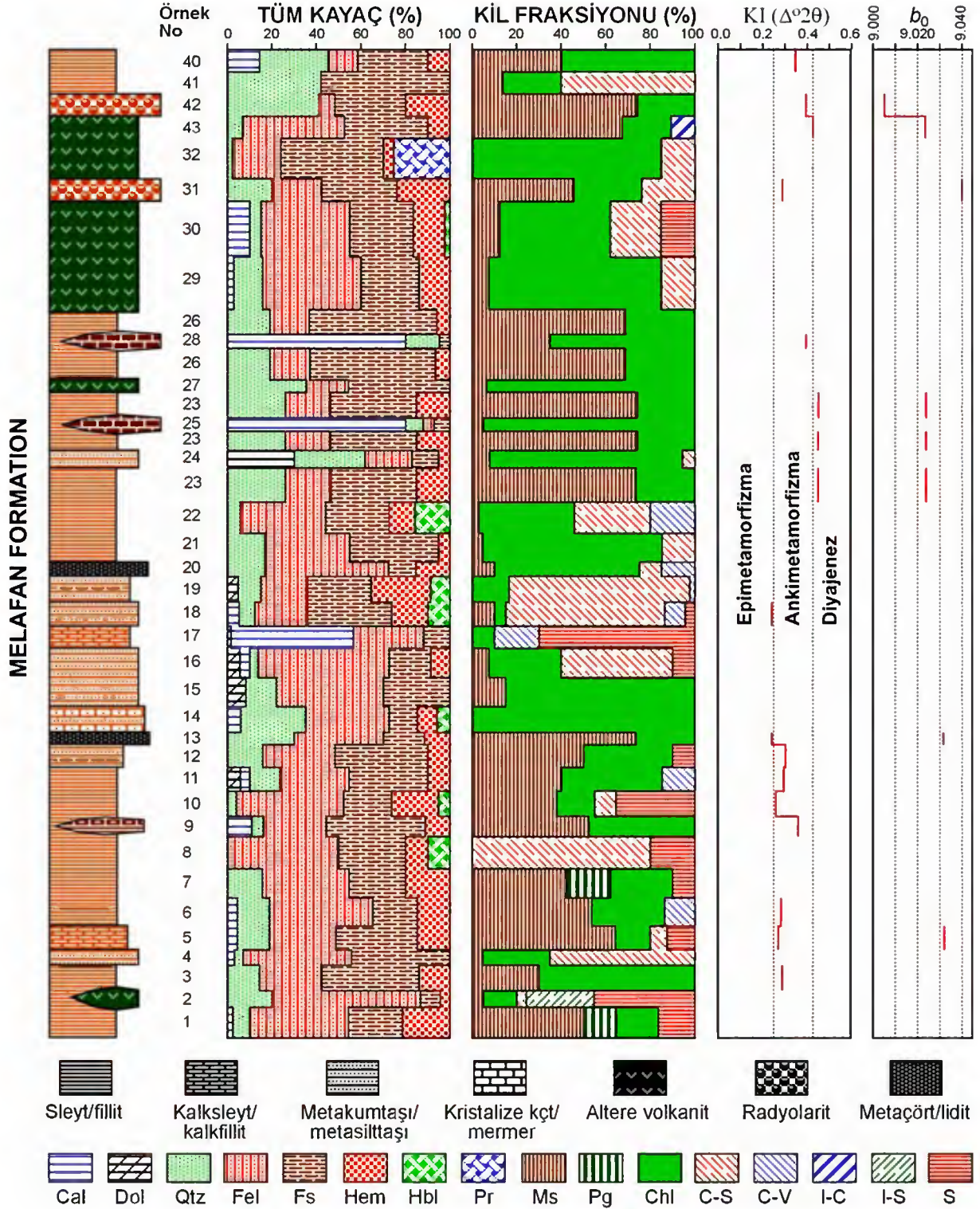
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Orta Eosen yaşlı Maden Grubu kayaları hızla derinleşen bir ortamda transgresif olarak çökeltilen birimleri yansıtmaktadır. Alt seviyelerdeki kırıntılı litolojileri karbonatlı kayalar izlemiş, havzanın karbonat çökelim duraylılık sınırının altına incek şekilde daha derinleşmesiyle bol demiroksitli kilttaşları ve yer yer radyolaryalı silisli kayalar çökelmiştir. Derin denizel ortam çökelimi sırasında etkin olan volkanizma sedimanter birimlerin arasına volkanik merccek/ara katkıları oluşturmuş, bütünyle volkanizmanın etkin olmasıyla da bozmuş bazaltik-andezitik lavlar gelişmiştir.



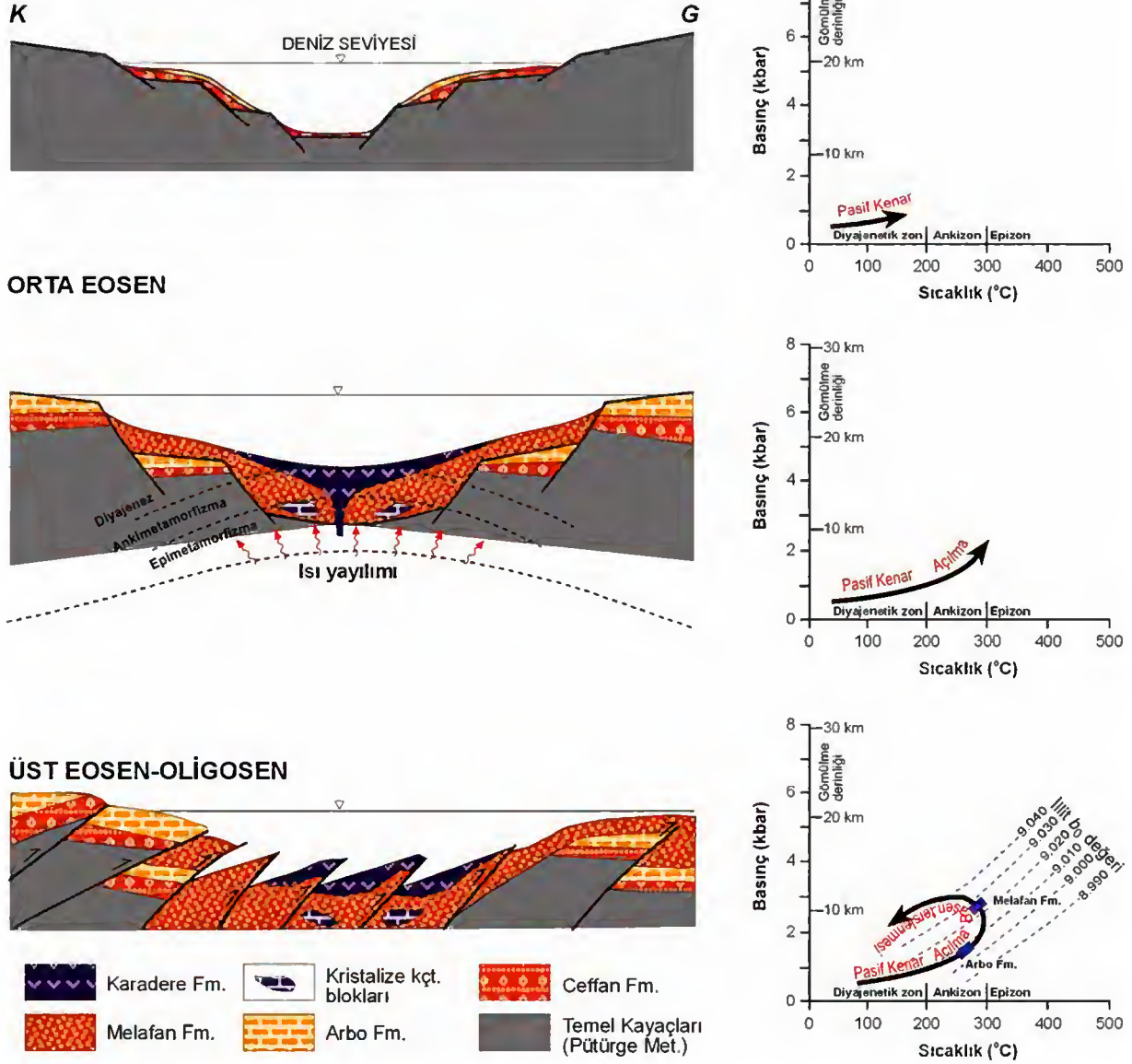
Şekil 12. Maden Grubu Ceffan ve Arbo formasyonlarına ait mineralojik verilerin düşey dağılımı.

Figure 12. Vertical distribution of mineralogical data from Ceffan and Arbo formations of the Maden Group.



Şekil 13. Maden Grubu Melafan formasyonuna ait mineralojik verilerin düşey dağılımı.

Figure 13. Vertical distribution of mineralogical data from Melafan formation of the Maden Group.



Şekil 14. Maden Grubu'nun açılmalı basen ortamında sıcaklık-basınç-zaman (P-T-t) tersi yöneliminin şematik gösterimi.

Figure 14. Schematic presentation of the Maden Group as counterclockwise pressure-temperature-time (P-T-t) trajectory in extensional basin setting.

Ceffan ve Arbo formasyonlarındaki kayalarda zayıf gelişmiş klivaj düzlemleri söz konusu olup, ilksel sedimanter kayaç dokuları büyük ölçüde korunmuştur. Buna karşın Melafan Formasyonu ince taneli kayaları büyük ölçüde ilksel dokularını kaybetmiş, yer yer fillitler oluşmuştur. Karadere Formasyonu volkanik kayaları ise volkanik

kayaç-su etkileşimi sonucu önemli ölçüde bozılmaya uğramıştır. Arbo Formasyonu'nda kalsit, Melafan Formasyonu'nda feldispat ve hematit miktarının yüksek olması sırasıyla kimyasal ve volkanojenik katkılı kırıntılı çökeltimelere işaret etmektedir.

Fillosilikat minerallerinden I-C Ceffan, I-V Arbo, paragonit ise Melafan için karakteristik fillosilikat mineralleridir. İllit miktarının yukarı doğru azalırken klorit ve ara tabakalılarının miktarının artması, altta kırıntılı, üstte ise volkanojenik beslenmenin bir sonucudur. Paragonitlerin yaygın gözlenmemesi oluşum ortamının uygunluğundan ziyade köken kayaç ve Na-içeriği düşük çözeltilerden kaynaklanmış gözükmektedir (Örneğin; Yang ve Hesse, 1991).

İnceleme alanındaki volkanitlerde volkanik kayaç-taze su etkileşimi ile bozuşma (Keith ve Staples, 1985; Robert ve Goffé, 1993; Yalçın, 1997) sonucu açık ve koyu renkli minerallerin ornatılması (Karlsson ve Clayton, 1990; Pearce, 1993) mekanizmalarını destekler niteliktedir. Yalçın ve Bozkaya (2002) tarafından önerildiği gibi, volkanik kayaçlarda, dokusal özelliklerine (kristalinite derecesi, tanesellik, gözeneklilik vb.) göre farklı bozuşma mineralleri gelişmiştir. Vesiküllerde ve matrikste bulunan kil, silika, karbonat ve Fe-oksit mineralleri, lavların su ortamında depolanmış olması nedeniyle, volkanojenik malzeme ve deniz suyu arasındaki tepkimeler sonucu oluşmuştur. Birbirini izleyen bozuşma süreci (1) vesiküllerin neoformasyon mineralleri ile doldurulması, (2) camsı ve mikrokristalin matriksin ayrışması, (3) açık ve koyu renkli minerallerin ornatılması, (4) kayaçların gözenek, yüzey ve çatlaklarına Fe-sıvamalarının yerleşmesi biçiminde sıralanabilir. Deniz suyundaki alkalinitenin zaman zaman artması ile boşlukların bir kısmı kalsit ve/veya dolomit ile doldurulmuştur. Volkanik cam-su etkileşimi sonucu gerek matrikste gerekse boşlukların çevresinde kil (karışık tabakalılar ve klorit), silika (kuvars) ve Fe-oksit (hematit) mineralleri oluşmuştur. Karışık tabakalı C-S mineralleri gerek matrikste, gerekse amigdallerde volkanik cam ile tepkimenin izlerini taşımaktadır. Fillosilikatların sentezinden artan silis, kuvarsın; demir ise yükseltgen bozuşma koşullarında hematitin oluşumunu gerçekleştirmiş gözükmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

İllit ve klorit kristalinite verileri Ceffan, Arbo ve Melafan formasyonları için ankimetamorfik, volkanik kayaçlardan oluşan Karadere Formasyonu için ise geç diyajenetik olgunlaşma

derecesini işaret etmektedir. Ceffan Formasyonu kayaçlarının diyajenetik dokusal özelliklerine karşın, yüksek kristalinite ve b_0 değerlerine sahip olması detritik mikalardan kaynaklanmış gözükmektedir. Karadere Formasyonu kristalinite değerleri ise, diyajenetik koşullardan ziyade, volkanik kayaç-deniz suyu etkileşimi sonucu gelişen bozuşma ürünü illitleri temsil etmektedir. Bununla birlikte, Arbo ve Melafan Formasyonuna ait dokusal ve mineralojik veriler arasında uyumluluk bulunmaktadır. İllitlerin b_0 değerleri düşük ve orta basınç fasiyesi koşullarını karakterize etmekte ve sıcaklığın etken olduğu bir metamorfizmayı işaret etmektedir.

İllit/muskovitler $2M_1$, $1M$ ve $1M_0$, kloritler ise IIb politipine sahiptir. $1M$ politipi yalnızca volkanojenik kayaçlarda belirlenmiş olup, ilgili politipinin volkanojenik kayaçlardan türediği biçimindeki görüşleri (Merriman ve Roberts, 1985; Bozkaya ve Yalçın, 2000, 2004a, 2004b, 2005; Bozkaya ve diğ., 2002) destekler niteliktedir.

Mineral birliktelikleri, kristalinite, politipi ve b_0 verilerine göre Maden Grubu kayaçları alt yeşilist fasiyesinde (~200-300 °C sıcaklık ve 2-3 kbar basınç), basenin açılmasıyla birlikte önce sıcaklığın, kapanması sırasında da basıncın etkin olduğu P-T-t'ni tersi yönünde ilerleyen bir metamorfizma geçirmiştir (Şekil 14). Bu tür metamorfizma yayardı açılması basenler için karakteristik olup (Robinson, 1987; Bevins ve Robinson, 1988, Warr vd., 1991; Merriman ve Frey, 1999), Maden Grubu'nun yay-ardı basenlerde oluştuğunu ileri süren araştırmacıların görüşünü (Perinçek ve Özkaya, 1981; Hempton, 1984; Yılmaz, 1993; Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996; Önal ve Bingöl, 1997; Yılmaz, 1999) pekiştirmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma; Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü) Bilimsel Araştırma Projeleri (CÜBAP) Komisyon Başkanlığı tarafından M-222 nolu proje kapsamında destek-lenmiştir. Yazarlar arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı C.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Yrd.Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ'a, laboratuvar çalışmalarındaki katkılarından dolayı Kimya Yük. Müh. Fatma YALÇIN'a ve Ufuk KUŞ'a teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Açıkbaş, D., Baştuğ, C., 1975. Geological report and petroleum possibilities of northern areas of Cacas-Hani region. TPAO Raporu No: 1971. (yayınlanmamış)
- Aktaş, G., Robertson, A.H.F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey evolution of a Neotethyan active margin. In: Dixon J.E. and Robertson A.H.F. (eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London, Special Publication, 17, 375-405.
- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 723-734.
- Bailey S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American Mineralogist*, 65, 1-7.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bevins R.E., Robinson D., 1988. Short paper: Low grade metamorphism of the Welsh Basin Lower Palaeozoic succession: an example of diastathermal metamorphism? *Journal of the Geological Society, London*, 145, 363-366.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 49, 1-22.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2000. Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004a. New mineralogical data and implications for the tectono-metamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46, 347-365.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004b. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2005. Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 109-119.
- Bozkaya Ö., Yalçın H., Göncüoğlu M.C., 2002. Mineralogic and organic responses to stratigraphic irregularities: an example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Autochthon, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Brindley, G.W., 1961. Chlorite minerals. In: *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, G. Brown (ed.), Mineralogical Society, London, 242-296.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 411-438.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Chagnon, A., Desjardins, M., 1991. Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalyse aux rayons X. *Canadian Mineralogist*, 29, 245-254.
- Eberl, D.D., Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24, 571-577.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3, 147-153.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 127, 97-142.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-

- grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 153, 363-380.
- Hempton, M.R., 1984. "Results of detailed mapping near Lake Hazar, Eastern Taurus Mountains". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), *Geology of the Taurus Belt*, MTA, Ankara, 223-228.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P., Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- J.C.P.D.S. (Joint Committee on Powder Diffraction Standards), 1990. *Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases*. Swarthmore, U.S.A., 871 pp.
- Karlsson, H. R., Clayton, R. N., 1991. Analcime phenocrysts in igneous rocks : Primary or secondary? *American Mineralogist*, 76, 189-199.
- Keith, T. E., Staples, L.W., 1985. Zeolites in Eocene Basaltic pillow lavas of the Siletz River volcanics, Central Coast Range, Oregon. *Clays and Clay Minerals*, 33, 135-144.
- Kübler B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin-Centre de Recherches Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: *Thermométrie et barométrie géologiques*, M. Lagache (ed.), Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Paris, 489-596.
- Merriman, R.J., Frey, M., 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: *Low-Grade Metamorphism* (Ed: M.Frey, D. Robinson). Blackwell Science, 61-107.
- Merriman R.J., Roberts B., 1985. A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineralogical Magazine*, 49, 305-319.
- Moore D.M., Reynolds R.C., 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Oxford, 378 p.
- Merriman, R.J., 2002. Contrasting clay mineral assemblages in British Lower Palaeozoic slate belts: the influence of geotectonic setting. *Clay Minerals*, 37, 207-219.
- Önal, A., Bingöl, A.F., 1997. Doğanşehir (Malatya) Batısının jeolojisi. *S.Ü. Müh-Mim.Fak. Dergisi*, 12, 63-75.
- Özçelik, M., 1985. Malatya güneydoğusundaki Maden mağmatik kayaçlarının jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 19-34.
- Pearce, T.H., 1993. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? - Discussion. *American Mineralogist*, 78, 225-229.
- Perinçek, D., Özkaya, İ., 1981, Arabistan Levhası Kuzey Kenarı Tektonik Evrimi. *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Robert, C., Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3597-3612.
- Robinson D., 1987. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, 15, 866-869.
- Sassi, F.P., Krautner, H.G., Zirpoli, G., 1976. Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56, 427-434.
- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974. The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143-152.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Recommendations and Suggestions*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, Abhandlungen*, 31, 1-14.
- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, F., 1995. Doğu Toroslarnın jeodinamik evriminin Elazığ

- civarındaki özellikleri. F.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi, 7, 177-199.
- Warr L.N., Primmer T.J., Robinson D., 1991. Variscan very low-grade metamorphism in southwest England: a diastathermal and thrust-related origin. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 751-764.
- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standartization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 14, 43-56.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
- Yang C., Hesse R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, External domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals*, 26, 211-231.
- Yazgan E., Asutay, J., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Yıldırım, H., 1986. 1:100.000 ölçekli Türkiye jeoloji Haritası Serisi, Malatya İ27 paftası. M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi.
- Yazgan, E., Asutay, J., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Sirel, E., Yıldırım, H., 1987. Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi. MTA Raporu, No: 2268, 178s.
- Yıldırım, M., Yılmaz, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 3, 57-73.
- Yılmaz, H., 1999. Doğu Toroslarda Sürgü (Doğanşehir-Malatya) çevresinin jeolojisi. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A- Yerbilimleri*, 16, 95-106.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of American Bulletin*, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. *Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri*, 296-306.
- Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1993. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında Maden Grubunun Tektonik Konumu ve Jeolojik Önemi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, 2-5 Eylül 1991, Ankara, *Bildiriler Kitabı*, 251-264.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1996. New evidence and solution to the Maden complex controversy of the Southeast Anatolian Orogenic Belt (Turkey). *Geologische Rundschau*, 85, 250-263.

Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü,

58140 Sivas

bozkaya@cumhuriyet.edu.tr

Şebinkarahisar ve çevresindeki kütle hareketleri ve kaya şevlerinin duraylılığının kinematik değerlendirilmesi

Mass movement in Şebinkarahisar and its environ, and kinematical evaluation of the stability of rock slopes

İnan KESKİN, Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

ÖZ

Bu çalışmada Şebinkarahisar (Giresun) ve çevresinde yer alan kütle hareketlerinin araştırılması ve duraylılık koşullarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Şebinkarahisar ve çevresindeki aktif ve potansiyel kütle hareketleri, yerleşim alanlarını tehdit etmekte, su şebekeleri, kanalizasyon, binalar ve yollar gibi birçok mühendislik yapılarında da hasarlara neden olmaktadır. İnceleme alanındaki kütle hareketleri yaygın olarak Şebinkarahisar formasyonu olarak adlandırılan kıltaşı, kumtaşı, çakıltaşı ardalanmasının oluşturduğu yamaçlarda ve volkanik birimlerden oluşan kaya şevlerinde gerçekleşmektedir. Bu çalışma kapsamında sedimanter ve volkanik birimlerde gerçekleşen kütle hareketleri ayrı ayrı incelenmiştir. İnceleme alanında volkanik birimlerden oluşan yamaçlarda meydana gelen kinematik kontrollü duraysızlık problemleri kaymasal kayma, devrilme ve çoğunlukla da kaya düşmesi şeklinde görülmekte ve hareketler oldukça hızlı şekilde meydana gelmektedir. Sedimanter birimlerin oluşturduğu yamaçlardaki heyelanlar ise topuk oyulmasının tetiklemesi ile meydana gelmekte olup yüzey ve yeraltı suları duraysızlığın en önemli etkenleridir. Çalışma alanının en önemli drenaj unsuru olan Avutmuş çayı söz konusu bu heyelanların oluşumunda oldukça büyük bir etkiye sahiptir.

Anahtar Kelimeler: Kaya şevleri; kinematik analiz; şev duraylılığı; topuk erozyonu; Şebinkarahisar.

ABSTRACT

In this study aims determine conditions of stability and investigation of mass movement in Şebinkarahisar (Giresun-Turkey) and its environment. Potential and re-occurrence mass movements in this area threaten residential area, and caused hazards such as waterworks, sewerage system, houses and roads in many engineering structures. Mass movements in this study area occurred in as common Şebinkarahisar formation and rock mass consist of volcanics units. Scope of this study mass movement in sedimentary and volcanic units were examined separately. Instability problems controlled kinematic occurred slopes consist of volcanics units in study area were observed as wedge type of failures and toppling, rock falls and this movements very fast occurred. Landslides in slopes consist of sedimentary units occurred the toe erosion and the surficial water and groundwater circulation played an important role. Avutmuş river which important drainage of in study area play an important

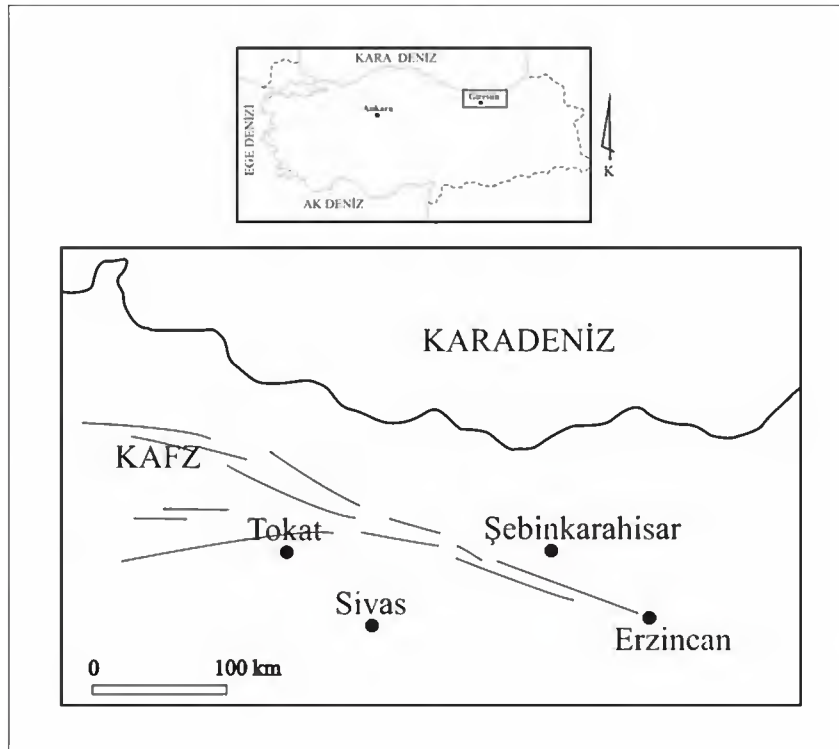
Keywords: Rock slope; kinematical analysis; slope stability; toe erosion; Şebinkarahisar.

GİRİŞ

Çalışma alanı Giresun'un 118 km güneyinde Şebinkarahisar ilçe sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Çalışma alanında GB-KD yönünde akan Avutmuş çayı bölgenin önemli drenaj ağını oluşturmakta ve mevsimsel olarak debisinde önemli değişiklikler meydana gelmektedir. İncelemenin yapıldığı bölge, kütle hareketleri açısından önemli ve sorunlu bir yer olup, aktif ve

potansiyel kütle hareketleri volkanik ve sedimanter birimlerde farklı mekanizmalar ile gerçekleşmektedir.

Çalışma alanındaki şev duraysızlıkları, yerleşim alanlarını tehdit etmekte, su şebekeleri, kanalizasyon, binalar ve yollar gibi birçok mühendislik yapılarına da oldukça büyük hasarlar vererek bu yapıların ya tamamen kullanılamaz hale gelmesine ya da potansiyel tehlike olmalarına sebep olmaktadır (Şekil 2).



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

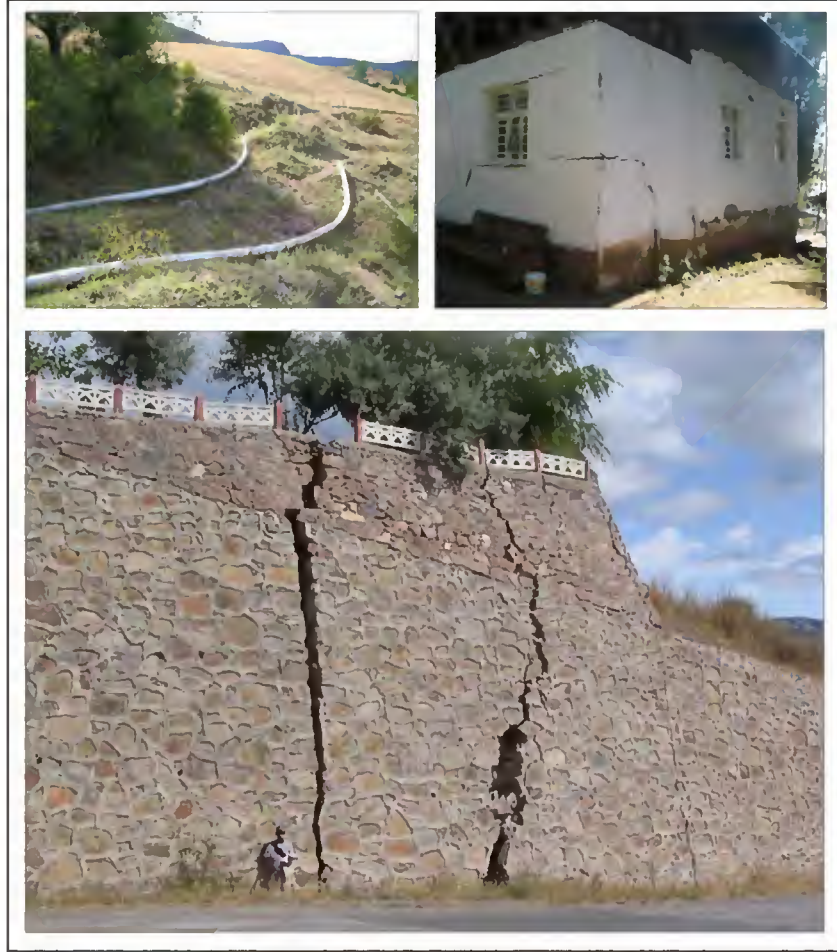
Şebinkarahisar (Giresun) ve çevresinde yer alan kütle hareketlerinin araştırılmasına yönelik olarak gerçekleştirilen bu çalışmada bölgedeki kütle hareketleri volkanik ve sedimanter birimler için ayrı ayrı incelenerek değerlendirilmiştir. Volkaniklerde gerçekleşen duraysızlıklar; süreksizliklerin denetlediği kinematik kontrollü duraysızlıklar iken, sedimanter birimdeki duraysızlıklar ise kayma yüzeyleri çoğunlukla düzlemsel, bazen düzleme yakın eğriler, bazen de çok küçük alanlarda olmakla birlikte dairesel kaymalar şeklinde gözlenmektedir. Bölgenin

bulunduğu coğrafi konumu nedeni ile maruz kaldığı bol yağış, karların erimesi ile artan su basınçları, yüksek yamaç eğimleri ile akarsu topraklarındaki oyulmalar şevlerin duraylılığı üzerinde olumsuz etki yaparak kütlelerin hızlı ya da orta hızlarda yamaç aşağı hareket etmesini sağlamaktadır.

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Şebinkarahisar (Giresun) meteoroloji istasyonlarının (1985-2004) yılları arasındaki yağış ölçümlerine göre bölgede yağışlar her

mevsime dağılmakla birlikte yıllık ortalama yağış 590 mm dir. Bölgede en fazla yağış Nisan- Mayıs aylarında gerçekleşmekte ve en fazla aylık ortalama yağış 160,8 mm ile Mayıs ayında oluşmaktadır. En düşük yağış ise 0 mm ile Temmuz, Ağustos, Eylül aylarında gerçekleşmektedir (Şekil 3a). Yine aynı istasyonun sıcaklık

verilerine göre ise, bölgede yıllık ortalama sıcaklığın 5,4 °C olduğu görülmekte olup en düşük sıcaklığın -7,2 °C ile ocak ve şubat aylarında, en yüksek sıcaklığın ise 22,2 °C ve 22,9 °C ile Temmuz ve Ağustos aylarında olduğu gözlenmektedir. (Şekil 3b).



Şekil 2. Çalışma alanında kütle hareketlerinden etkilenen yapılar.

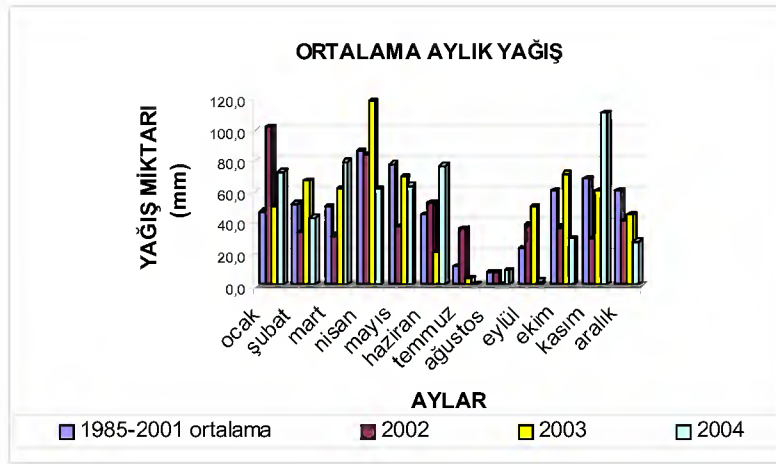
Figure 2. Structure affected from mass movement in study area.

JEOLOJİ

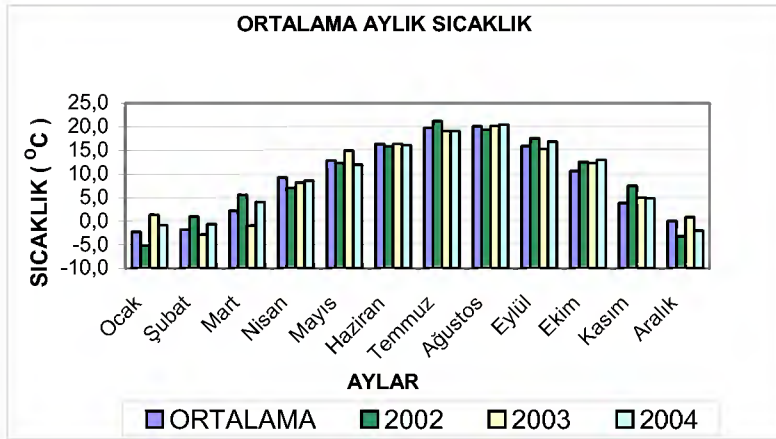
İnceleme alanı Türkiye'nin tektonik birliklerinden Doğu Pontitlerin Güney zonunda yer almakla birlikte, Kuzey Anadolu Fay Zonuna uzaklığı yaklaşık 70 km dir (Şekil 4). Bölgenin tektonik olarak aktif bir fay zonu olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'na çok yakın olması nedeniyle kayalar çok

fazla süreksizlik içermekte olup oldukça kırıklı ve çatlaklı yapıdadırlar.

İnceleme alanında; yaşlıdan gence doğru Eosen yaşlı volkanikler (bazalt-andezit), Oligo-Miyosen yaşlı Şebinkarahisar formasyonu olarak adlandırılan sedimanter birimler ve Kuvaterner Alüvyon olmak üzere üç ayrı birim yüzlek vermektedir (Şekil 5).



(a)



(b)

Şekil 3. Şebinkarahisar (Giresun) meteoroloji istasyonu ortalama yağış, ve sıcaklık grafikleri.**Figure 3.** Average rainfall and temperature of Sebinkarahisar (Giresun Turkey) meteorological service.

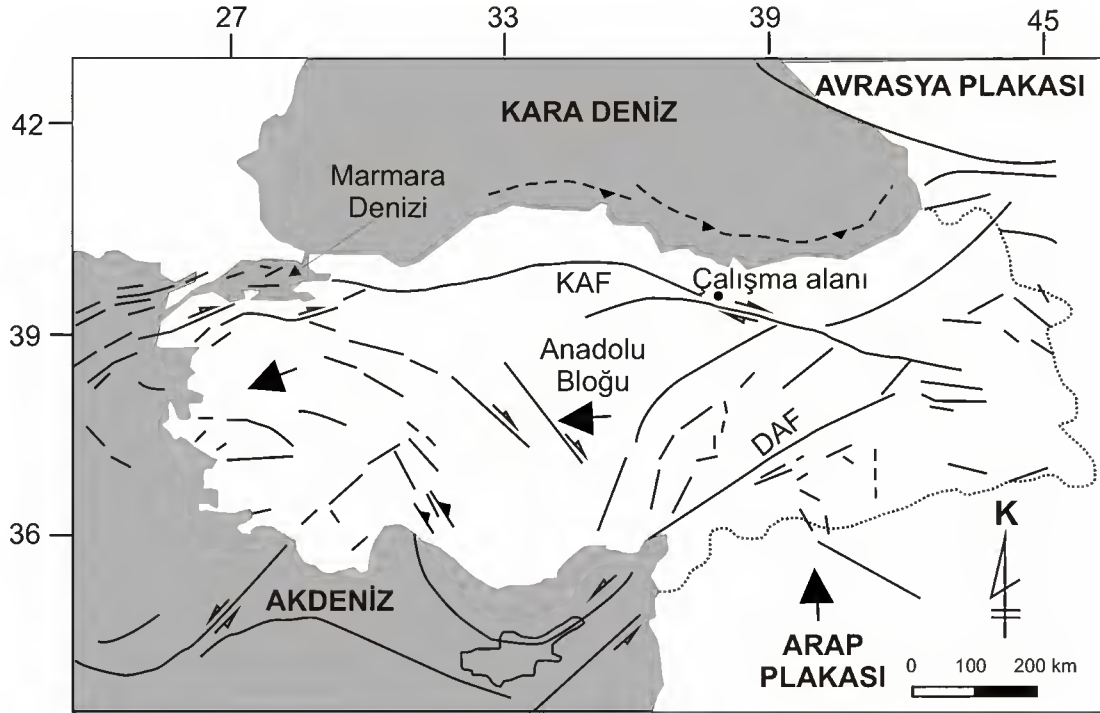
Volkanikler

İnceleme alanında önemli yükselteleri ve yüksek eğimli, süreksizlik kontrolü gelişen duraysızlıkların olduğu yamaçları oluşturan birim gri siyah renkli andezit ve bazaltlardan oluşmaktadır. Bölgede temel kaya durumunda olan birim tektonizma ve donma çözülme etkisi ile oldukça kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmış olup, Yılmaz vd., (1985) tarafından Eosen olarak yaşlandırılmıştır. Volkanik birimlerin farklı yerlerinden alınan incekesit örnekleri üzerinde yapılan optik mikroskopik çalışmalar sonucu bu birimlerin yaygın olarak bazalt-andezit kayalardan oluştuğu sonucuna varılmıştır (Şekil 6).

Sedimanter Birim

(Şebinkarahisar Formasyonu)

Oligo-Miyosen yaşlı karasal Şebinkarahisar formasyonu; kil, kiltası, gevşek ve iyi çimentolanmış kumtaşı, konglomera ve jips aralanmalarından oluşmakta ve çoğunlukla birimin en üst seviyelerini sert çatlaklı killer oluşturmaktadır. Killerin kalınlığı 1.5 m ile 15 m arasında değişmektedir. Sert killer içerisinde mercekler ve kalınlığı birkaç cm den birkaç dm' ye kadar değişen gevşek kumtaşları gözlenmektedir. Birim orta ve kalın tabakalı, kimi yerlerde oldukça kalın tabakalı (10-15m) ya da tabakasız olarak gözlenmektedir (Yılmaz vd. 1985).



Şekil 4. Türkiye'nin tektonik haritası ve çalışma alanının konumu (Koçyiğit ve Özacar, 2003).
Figure 4. Position of the study area and tectonic map of Turkey (Koçyiğit and Özacar, 2003).

Alüvyon

Alüvyon inceleme alanının doğusunda Avutmuş çayı yatağında görülmektedir. Değişik boy ve bileşimdeki kum ile çakıllardan oluşan alüvyonun kalınlığı 10-25 m arasında değişmektedir. Bu güncel oluşuklar belediye tarafından agrega ocağı olarak da değerlendirilmektedir (Keskin 2006).

KÜTLE HAREKETLERİ

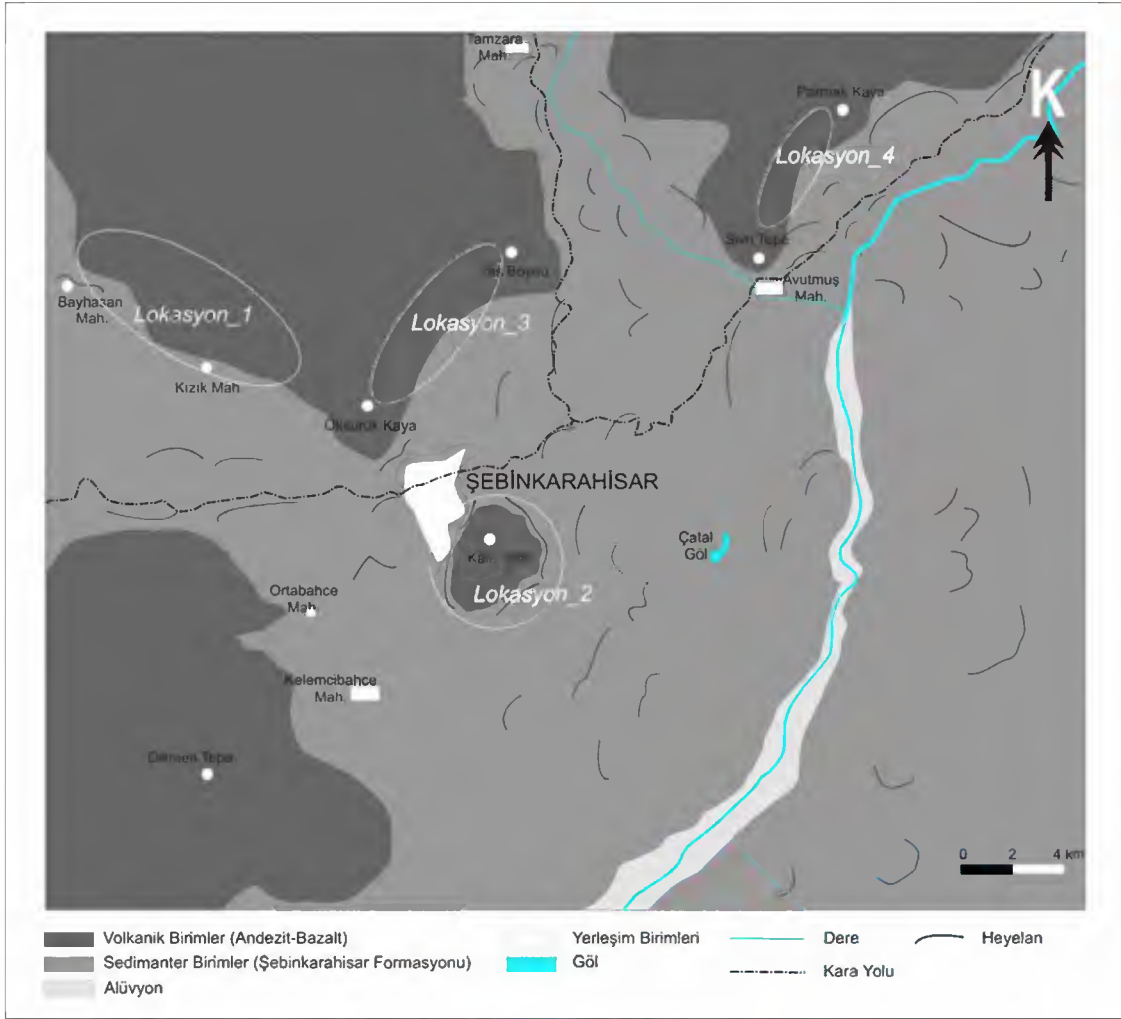
Sedimanter Birimlerde Meydana Gelen Kütle Hareketleri

Heyelan malzemesinin özellikleri

Oldukça sık kütle hareketlerinin meydana geldiği çalışma alanındaki duraysızlık problemleri yoğun olarak bölgede geniş bir yayılım sunan Şebinkarahisar formasyonunda gerçekleşmektedir (Şekil 5). Bu sedimanter birimin tane boyu dağılımının belirlenebilmesi için 30 örnek üzerinde elek analizi ve hidrometre çözümü ASTM

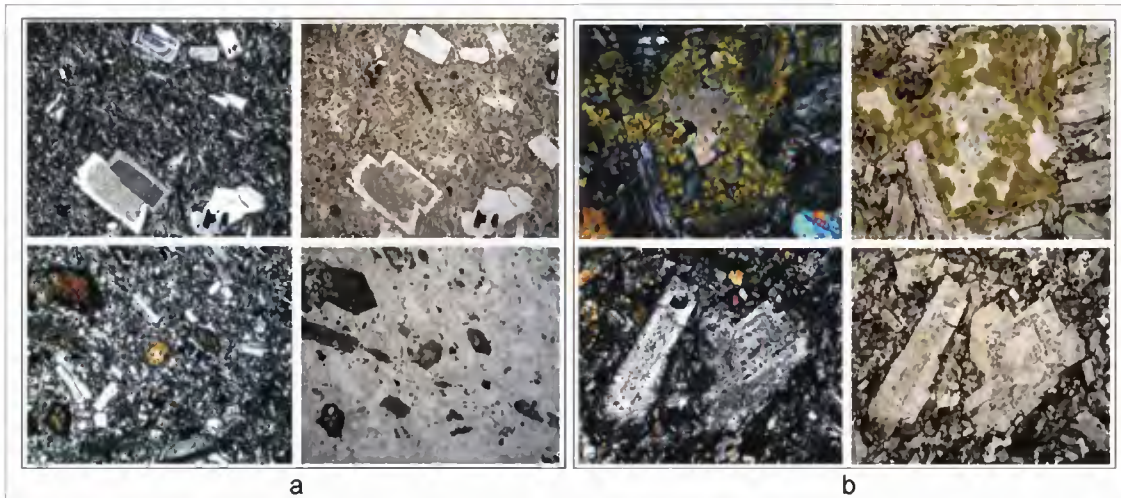
1990' a göre gerçekleştirilmiştir. Analizlerden elde edilen sonuçlara göre heyelan malzemeleri ortalama % 4 çakıl, %29 kum, % 38 silt ve %29 kil malzemeden oluşmaktadır (Şekil 7a).

Heyelan malzemelerinin özgül ağırlığı (Gs) 2.24-2.67 arasında olup, bunların birçoğu düşük plastisiteye sahiptir. Malzemelerin Likit Limit değerleri % 27 ile % 54 arasında değişmekle birlikte ortalama % 40' dır. Zeminlerin plastisite indeksleri % 26 dan % 10 na kadar değişmekte ortalama ise % 17 dir. Plastik limitleri ise en az % 17 en çok % 32 ortalama ise % 23 dür. Heyelan malzemelerinin Birleştirilmiş Zemin Sınıflaması' ndaki yeri bu sınıflamanın öngördüğü şekilde plastisite kartı üzerinde belirlenmiş olup, Zeminlerin plastisite kartı üzerindeki dağılımları incelendiğinde CL, CH, ML bölgesinde yoğunlaştıkları (Şekil 7b) görülmektedir. Heyelanlardan alınan örneklerin % 73' ü CL (plastisitesi düşük veya orta inorganik kil) % 17'si CH (plastisitesi yüksek inorganik kil, şişen kil) ve %10'u da ML grubuna girmektedir.



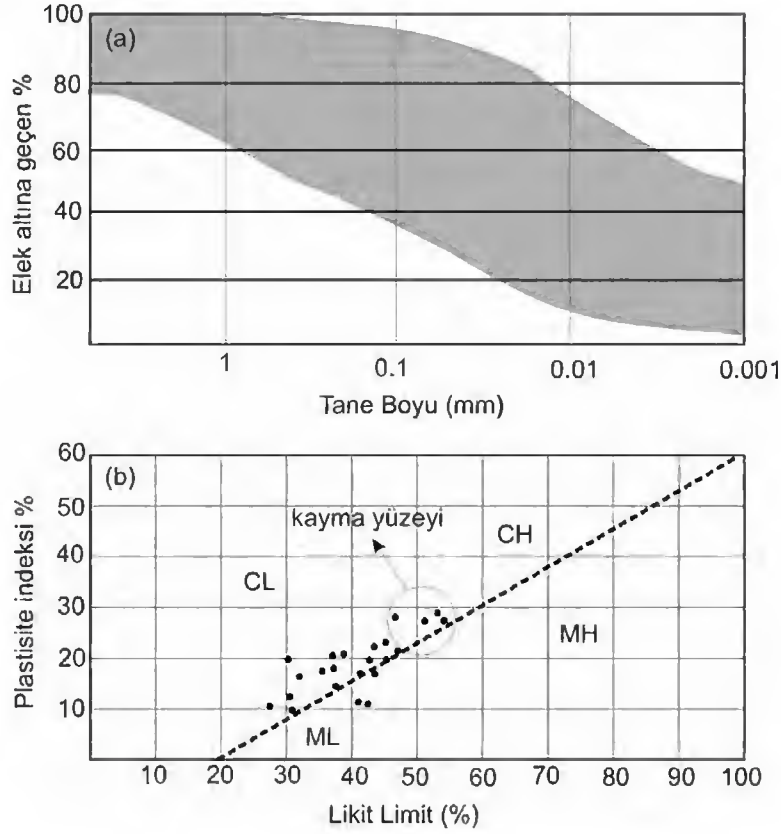
Şekil 5. Çalışma alanının jeoloji haritası (Keskin 2006' dan).

Figure 5. Geological map map of the study area (After Keskin 2006)..



Şekil 6. Çalışma alanında yer alan birimlerin ince kesit görüntüleri; a) Andezit, b) bazalt.

Figure 6. Photomicrograph of thin section showing the andesites (a), and basalts (b).



Şekil 7. a. Tane boyu dağılımı, b. Heyelan malzemelerinin plastisite kartı üzerindeki yeri.
Figure 7. a. Grainsize distribution, b. Soil classification of landslide-forming material.

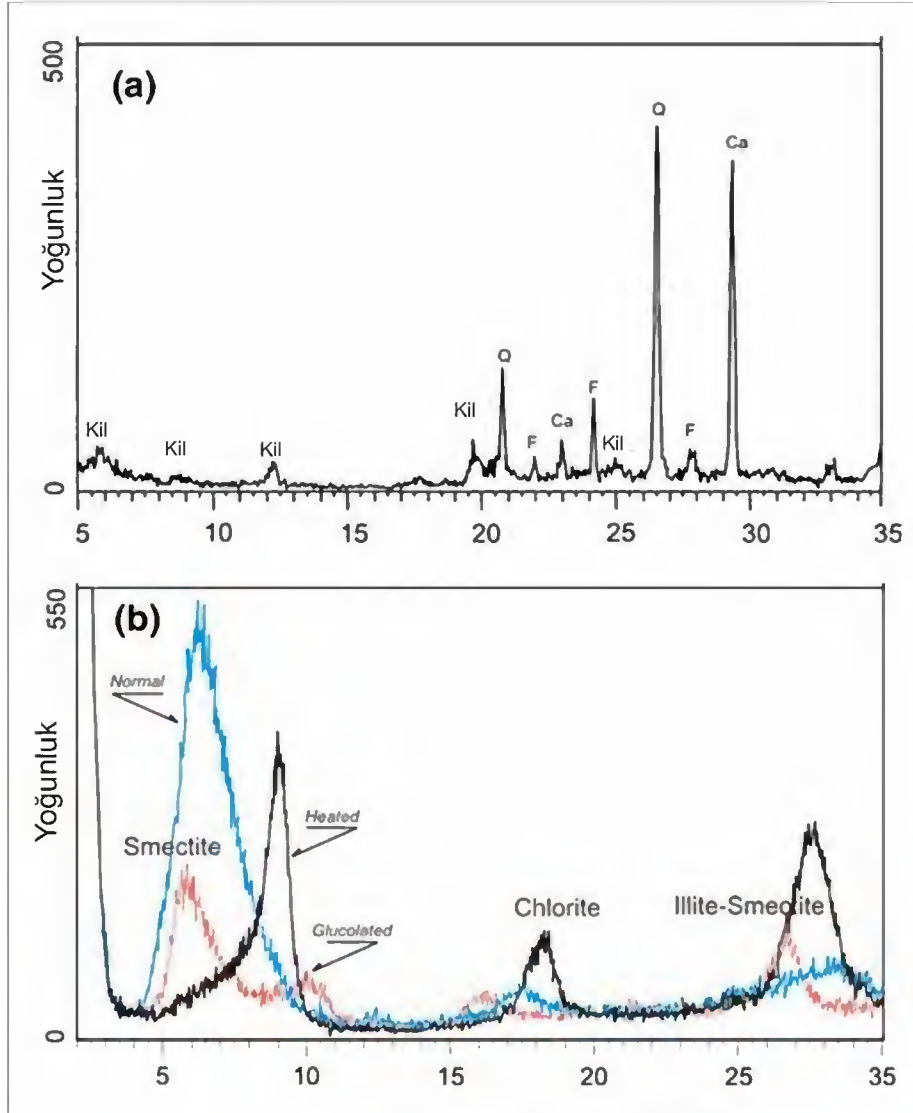
Zeminlerin jeoteknik karakteristikleri onların mineralojik bileşimi ve özelliklede kil içeriği ile ilgilidir. Bundan dolayı 30 örneğin mineralojisi XRD ile tanımlanmıştır. Çizelge 1 ve Şekil 8' de belirtildiği gibi zeminler kil, kalsit, feldispat ve

kuvars minerallerinden oluşmakta olup malzemenin yarıdan fazlasını kil mineralleri oluşturmaktadır. Killerde baskın olarak gözlenen kil minerali ise şişme potansiyeli oldukça yüksek simektitdir.

Çizelge 1. Heyelan malzemelerine ait XRD-TK ve kil bileşeni değerlendirme sonuçları.

Table 1. X-ray diffraction determination of landslide-forming material.

Mineral (%)	En az	En çok	Ortalama
Kil	45	73	55,4
Kalsit	2	35	15,8
Kuvars	10	28	16,5
Feldispat	1	16	7,5
Kil Mineralleri			
Simektit	55	100	80
İllit-Simektit	15	23	15
Klorit	2	10	5



Şekil 8. Heyelan malzemelerine ait XRD-TK çözümü diyagramları.

Figure 8. Characteristic X-ray diffraction diagrams of landslide-forming material.

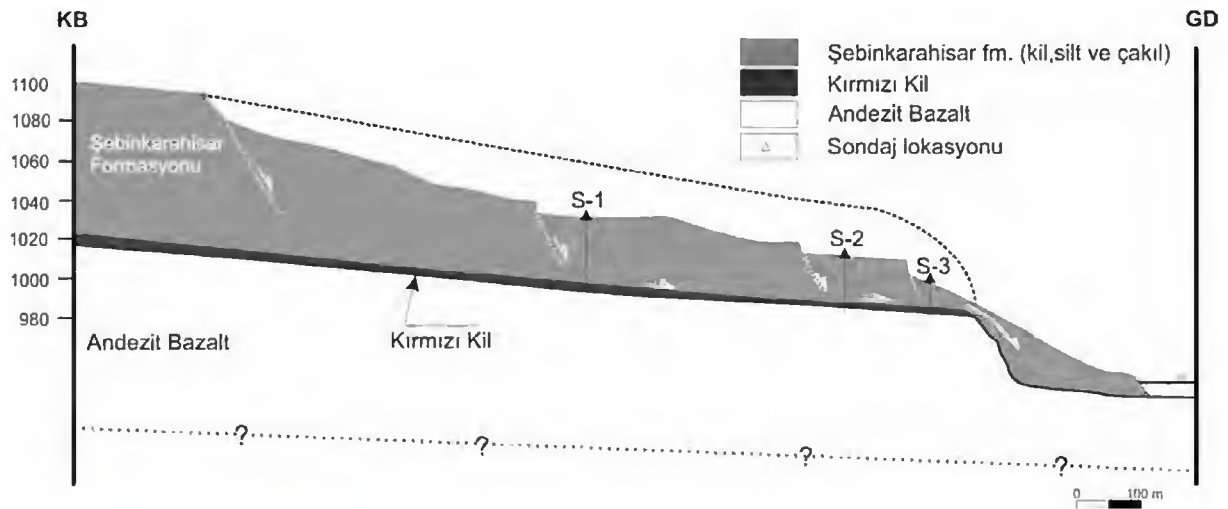
Ayrıca çalışma alanında 3 lokasyonda her birinin derinliği 30 m olan 3 adet sondaj yapılarak açılan bu sondaj kuyularında SPT deneyleri yaptırılmıştır. Deneylerden elde edilen SPT-N sayıları 17 ile 38 arasında değişmekte olup ortalama 22 dir. Heyelan malzemelerinin içsel sürtünme açıları ve kohezyonları SPT ve laboratuvar deneyleri ile belirlenmiş olup, heyelan malzemeleri 5° ile 40° arasında değişen içsel sürtünme açısına ve 0 ile $0,35 \text{ kg/cm}^2$ arasında değişen kohezyona sahiptirler. Değerlerdeki bu büyük değişim yanaldaki ve düşeydeki heterojenliği göstermektedir.

Şevlerin duraylılığı

Çalışma alanında yapılan arazi çalışmaları, jeolojik verilerin analizi ve laboratuvar deneyleri göstermektedir ki heyelanların oluşmasında iki önemli etken mevcuttur. Bunlardan birincisi yüzey ve yeraltı suyu döngüsü, bir diğeri de şev topuklarında oluşan oyulmadır. Yağmurun artmasıyla suyun Şebinkarahisar formasyonu içerisine süzülmesi yüksek gözenek suyu basıncının artmasına sebep olmakta ve efektif gerilmeyi azaltmaktadır. Bölgedeki heyelanların yenilme mekanizmasının özelliklerini, sürecini ve

heyelanı tetikleyen etkenleri daha iyi anlayabilmek için jeolojik ve jeoteknik çalışmalar çalışma alanı için karakteristik bir heyelan üzerinde gerçekleştirilmiş olup, bu heyelanın kesit görünümü Şekil 9' da sunulmuştur. Kesitten de anlaşılacağı gibi heyelanlar genelde avutmuş deresinin topuk malzemesini aşındırmasıyla harekete geçmektedir. Topuktaki malzemesinin aşınmasıyla, şev dengesini yitirmekte ve heyelan malzemesi yüzeyindeki yüksek plastisiteli kil üzerinden şev aşağı hareket etmektedir. Hareketlerin hızı iki yıl süren nispi gözlemler ile

belirlenmiş ve Warnes 1978'e göre hareket oranları yavaş olarak sınıflandırılmıştır (0,06-1,5 m/ay). Çalışma alanında şev hareketlerinin birçoğu bölgedeki yağışın yüksek değerlere Ocak-Nisan aylarında gerçekleşmektedir. Bu aylarda yağışın artması, avutmuş deresindeki su seviyesinin yükselmesine, yükselen su seviyesi ve hızlı akışta şevlerdeki oyulmanın artmasına sebep olmaktadır. Avutmuş çayı üzerinde yıkılan köprüler debinin dolayısı ile çayın yıkıcı etkisini göstermektedir (Şekil 10).



Şekil 9. Heyelan mekanizmasının temsili kesiti.

Figure 9. Cross-section showing the landslide mechanism.



Şekil 10. Avutmuş çayının artan debisi sonucunda yıkılmış bir köprü.

Figure 10. The bridge destroyed by increased flow of Avutmus creek.

Bu sebeple meydana gelen alt kotlardaki oyulmalar şevin daha üst kesimlerinde denge kaybına yol açarak daha büyük şev duraysızlıklarına sebep olmaktadır. Bundan dolayı da birçok maddi hasarlı heyelanlar oluşmaktadır.

Volkanik birimlerde meydana gelen kütle hareketleri

Süreksizlik özellikleri

Süreksizliklerin kaya kütleleri üzerindeki etkilerinin belirlenmesi mühendislik uygulamaları açısından oldukça önemlidir. Süreksizliklerin doğrultu ve eğimleri, aralığı, açıklıkları, yüzeylerin pürüzlülük ve dalgalılık dereceleri, yönelim ve devamlılığı, dolgulu ya da dolgusuz oluşu, dolguların türü kaya kütlelerinin dengesi üzerinde oldukça etkilidir. Süreksizliklerin su ile dolması, kayalarda çatlak suyu basınçlarının oluşmasına, dolgu maddesinin özelliklerinin ve çatlak yüzeylerindeki sürtünme direncinin değişmesine neden olmaktadır. Eğimlerin yamaç yönünde olması durumunda, kayaların dengesi olumsuz yönde etkilenmekte ve kaya türüne bağlı olarak değişik tipte kütle hareketleri gerçekleşmektedir. Bu nedenle, inceleme alanındaki süreksizliklerin özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak 4 lokasyonda (Şekil 5) ISRM 1981'de önerilen yöntemlere göre hat etüdü çalışmaları yapılmıştır. Bu kapsamda, kaya kütlelerindeki süreksizliklerin; yönelimleri, aralıkları, eklem sıklıkları, açıklıkları, dolgu malzemeleri, pürüzlülük ve dalgalılıkları belirlenerek kaya kütle sınıflamaları yapılmıştır.

Hat etüdüleri ile elde edilen 682 adet çatlak ölçümü stereonet V.02 programı ile değerlendirilerek süreksizliklerin kontur ve gül diyagramları hazırlanmıştır. Yapılan değerlendirmelere göre çalışma alanındaki süreksizlikler üç ana hakim seti sunmakta olup setlerin yönelimleri K22D 80GD, K15B 82GB ve K65B 84KD durumudur (Şekil 11).

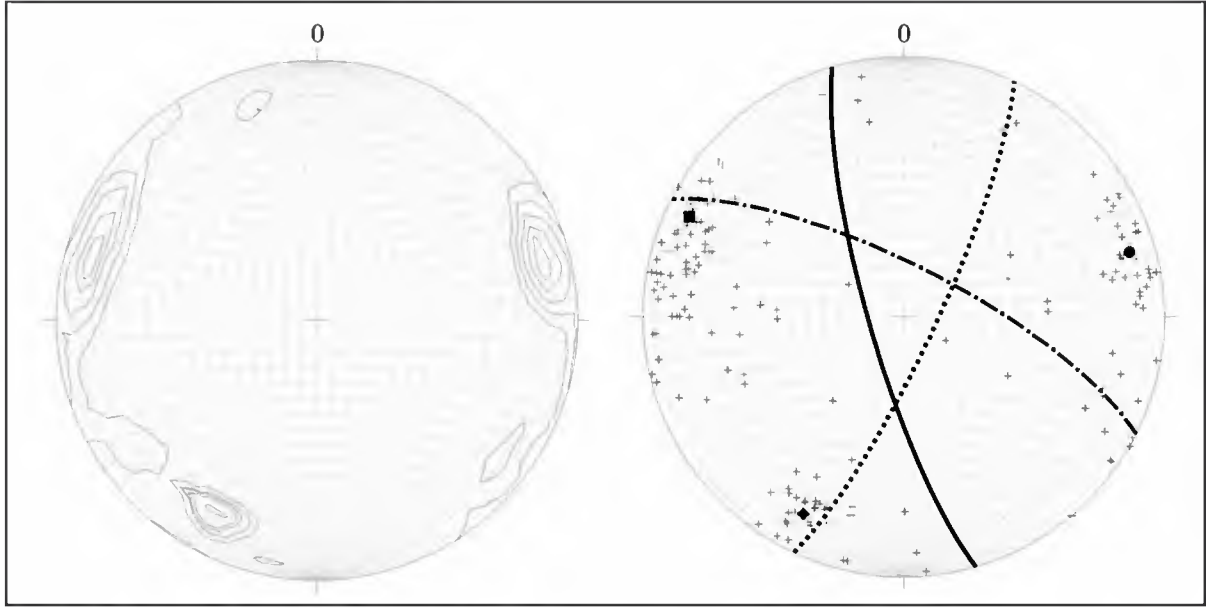
Çalışma alanında yapılan hat etütlerinden elde edilen verilere göre; süreksizlikler, I.S.R.M. (1981)' e göre orta-yüksek devamlı, orta – yakın aralıklı, pürüzlü – dalgalı, orta-dar açıklıklı, sıklık sınıflamasına göre ise kırıklı olarak değerlendirilmiştir. Çalışma alanı içerisinde yer alan dolgulu süreksizliklerdeki dolgu malzemesi genellikle silis ve kalsitten oluşmakta ve kalınlıkları 10 cm' yi geçmemektedir. İnceleme alanında yapılan bir başka çalışma da bölgede yüzlek veren volkanik kayaların RQD' sinin belirlenmesi olmuştur. Bu amaçla arazide volkanik kayalarda gözlenen yarmalarda dikey olarak belirlenen zonlarda RQD ölçümleri yapılmış olup, 14 ölçümün ortalaması % 85 olarak bulunmuş ve I.S.R.M. (1981) RQD sınıflandırılmasına göre kayaların "iyi" kaya kalitesine sahip oldukları belirlenmiştir.

Kayaçların fiziksel ve mekanik özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak laboratuarda deneyler yapılarak yoğunluk, porozite, boşluk oranı, ağırlıkça-hacimce su emme, özgül ağırlık, birim hacim ağırlıkları, UCS, kohezyon (c) ve içsel sürtünme açıları (Φ) belirlenmiş ve deney sonuçları Çizelge 2' de sunulmuştur.

Çizelge 2. İnceleme alanında yer alan kayaların fiziksel özellikleri.

Table 2. Physical properties of rock in study area.

Özellik	Örnek sayısı	Değişim Aralığı		Ortalama
		En az	En çok	
Yoğunluk (gr/cm^3)	20	2,492	2,862	2,567
Birim hacim ağırl., (gr/cm^3)	20	2,444	2,807	2,518
Porozite (%)	20	1	5,93	4,15
Ağırlıkça su emme (%)	20	0,5	2,52	1,37
Hacimcel su emme (%)	20	1,47	5,93	3,65
Özgül ağırlık	15	2,6	2,7	2,68
UCS (kg/cm^2)	14	798,8	1670,1	1050
c (kg/cm^2)	14	9,5	41,5	18,9
Φ ($^\circ$)	14	14	64	50



Şekil 11. Çalışma alanındaki hakim süreksizlik durumları.

Figure 11. Major discontinuity sets in study area.

Serbest basınç dayanımı deneyi sonuçları Deer ve Miller 1966' nın serbest basınç direncini esas alan sınıflamasına göre değerlendirilmiş ve yapılan değerlendirme sonucunda volkanik kayaların "yüksek-orta" dirençli kaya sınıfında yer aldığı belirlenmiştir (Çizelge 3).

Çizelge 3. Serbest basınç sınıflaması (Deer ve Miller, 1966)

Table 3. UCS Classification suggested by Deer ve Miller, (1966)

Sınıf	Dayanım	Tek eksenli sıkışma dayanımı (kg/cm ²)
A	Çok yüksek	>2200
B	Yüksek	1100-2200
C	Orta	550-1100
D	Düşük	275-550
E	Çok Düşük	<275

Çalışma alanındaki volkaniklerin kaya kütle sınıflaması Bieniawski, (1989) tarafından önerilen Kaya Kütle Sınıflaması (RMR₈₉) kullanılarak

gerçekleştirilmiştir. Kaya malzemeleri üzerinde yapılan tek eksenli basınç dayanımı deneyleriyle kayaların dayanımları 79–167 MPa olarak belirlenmiştir. Bu değerler RMR sınıflaması için yapılan puanlamada en iyi koşullar için 12 puana en kötü koşullar içinse 8 puana karşılık gelmektedir. RQD den elde edilecek puan her iki koşulda da 17 puan olmaktadır. Eklem ara uzaklığı 60–600 mm arasında değişmekte olup en iyi koşullarda 10 puan en kötü koşullarda ise 8 puan getirmektedir. Eklemlerin durumları en iyi ve en kötü koşullarda sürtünme izli yüzeyler, veya fay kili <5mm veya ayrılma 1-5 mm sürekli olup 10 puandır. Yeraltı suyu gözlemlerinde ise en iyi koşullarda 15 puan en kötü koşullarda 10 puan elde edilmektedir (Çizelge 4).

RMR sınıflama sistemi sonuçlarına göre çalışma alanındaki volkanikler en iyi koşullarda "iyi kaya" en kötü koşullarda "orta kaya" olarak değerlendirilmiştir. Süreksizlik yönelimleri dikkate alınarak değerlendirme yapıldığında; en iyi koşullarda şev eğim yönü ile süreksizlik eğim yönü zıt, en kötü koşullarda ise aynıdır. Bu değerlendirme kaya kütleliğini en iyi koşul için "orta-iyi kaya" en kötü koşullar için ise "çok zayıf kaya" yapmaktadır.

Çizelge 4. Kaya kütle sınıflama puanlaması.**Table 4.** Rock mass ratio score.

Parametre	Tanımlama		Dereceleme	
	En iyi koşul	En kötü koşul	En iyi koşul	En kötü koşul
Serbest basınç dayanımı (mpa)	79	167	12	8
RQD (%)	85	85	17	17
Süreksizlik aralığı (mm)	60-200	200-600	10	8
Süreksizlik durumu	Bnz*	Bnz*	10	10
Yer Altı Suyu durumu	Tamamen kuru	Nemli	15	10
	Toplam		64	53

*sürünme izli yüzeyler veya fay dolgusu <5mm veya 1-5mm acık eklemler süreklilik eklemler

Şevlerinin Duraylılığı

Duraylılık, yamaç ve şevlerin uzun zaman bozulmadan durumlarını korumaları olarak tanımlanmaktadır. Şev duraysızlığının incelenmesinde ve şev tasarımlarında ilk aşama şevde gelişmesi olası yenilme modellerinin belirlenmesidir. Eklemlili kaya kütleleri ortamlarında süreksizlikler boyunca meydana gelebilecek duraysızlık riski sağlam kayada meydana gelecek bir yenilme riskinden daha fazladır. Dolayısıyla bu tür ortamlarda duraysızlıkları denetleyen faktörlerin başında süreksizliklerin yönelimi ve bunların şev ile olan ilişkileri gelmektedir.

Kaya kütlelerinde süreksizliklerin denetiminde oluşabilecek duraysızlık değerlendirilme ilkeleri Hoek ve Bray (1981) ve Goodman (1980) tarafından ortaya konulan kinematik analiz tekniği ile yapılmaktadır. Özellikle süreksizlik denetimi altındaki duraysızlıkların beklendiği durumlarda yapılacak yamaç duraylılığı araştırmalarında en önemli aşamalardan birisini oluşturan kinematik analizlerle düzlemsel, kama ve devrilme türü duraysızlıklar incelenmektedir. Bu analizlerde şev yönelimi, süreksizlik(lerin) yönelimi ve süreksizlik yüzeylerinin sürtünme açısı girdi parametreleri olarak kullanılmaktadır. Kinematik analiz sonucunda, oluşabileceği ortaya konulan duraysızlıklar bir olasılıktan ibaret olup, duraysızlık olasılığı varsa, bu duraysızlığın gerçekleşip gerçekleşmeyeceği ancak yapılacak olan Limit Denge Analizleri ile kesin olarak ortaya konulabilmektedir. Çünkü kinematik analizler

kohezyonu, süreksizlik devamlılığını, kayma olasılığı bulunan kütlelerin ağırlığını ve su basınçlarını dikkate almaz.

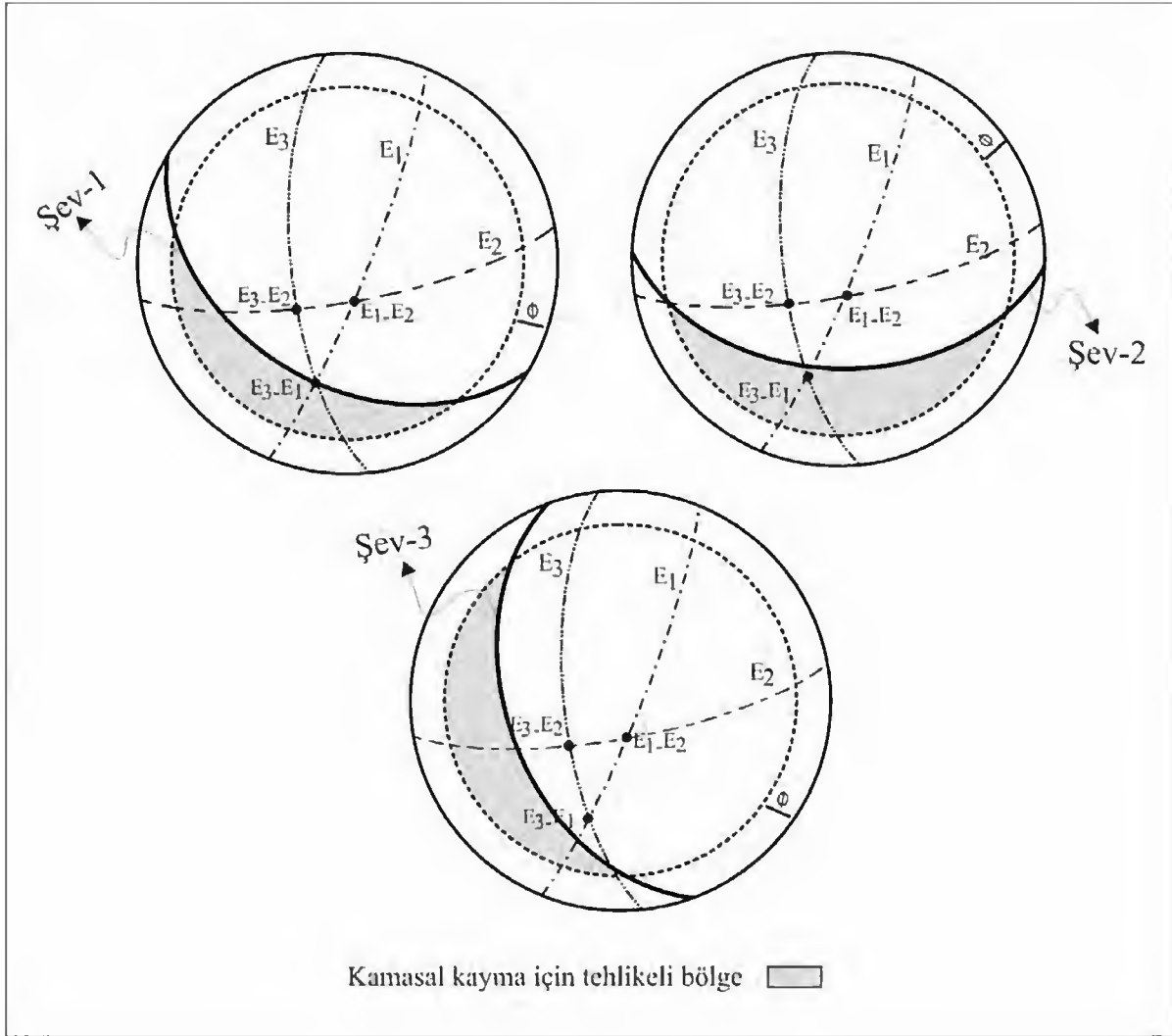
Bu çalışmada, kaya kütlelerindeki süreksizliklerin içsel sürtünme açısının belirlenmesi için Barton (1973) yenilme ölçütü kullanılmış ve süreksizliklerin sürtünme açısı 15-20° olarak saptanmıştır. Çalışmada kaya şevi duraysızlık problemleri Bayhasan-Kızık mahalleleri civarı (Lokasyon 1), Kale Tepe etekleri (Lokasyon 2), Öksürük kaya Tepe-Taşboynu etekleri (Lokasyon 3) ve Parmakkaya (Lokasyon 4) civarındaki kaya şevlerini kapsayacak 4 farklı lokasyon için gerçekleştirilmiştir (Şekil 5). Söz konusu bu lokasyonlarda çok sayıda eklem ölçümü yapılmış stereografik iz düşüm yöntemi ile değerlendirilmiş ve her bir lokasyon için karakteristik şev ve eklem yönelimleri belirlenip kinematik analizler gerçekleştirilmiştir.

Lokasyon 1

İnceleme alanının KB'sında Öksürük kaya Tepe'nin batı eteklerinde yer alan Bayhasan-Kızık Mahalleri arasındaki kaya yamaçlarının yüksekliği 20 m ile 150 m arasında değişmektedir. Bu civardaki kaya şevlerinin hakim yönelimleri Ş₁: K59B 42GB, Ş₂: K88B 46GB, Ş₃: K20B 47GB şeklindedir. Bu yamaçlarda yayılım gösteren oldukça kırıklı ve çatlaklı volkanik kayalardaki hakim eklem yönelimlerinin ise 110 eklem ölçümünün kontur ve gül diyagramlarının yorumlanması ile E₁: K22D 82GD, E₂: K80D

75GD, E_3 : K6B 68GB durumu olduğu belirlenmiştir. Lokasyondaki kayalarda yer alan sũreksizliklerin iÇsel sũrtũnme aÇısı (Φ) 15^0 olarak alınıp her bir Şev iÇin kinematik analizler yapıldığında sũz konusu olası yenilmelerin \mathcal{S}_1 ve

\mathcal{S}_2 'de E_1 - E_3 eklemleri denetiminde kamasal kayma Şeklinde olacağı, \mathcal{S}_3 de kinematik kontrollũ herhangi bir duraysızlık probleminin olmadığı belirlenmiştir (Şekil 12).



Şekil 12. Bayhasan-Kızık civarındaki kaya Şevlerinin duraylılığının kinematik analizi.

Figure 12. Kinematic evaluation of the Stability of rock slopes in Bayhasan-Kızık environment.

Lokasyon 2

Şebinkarahisar ilÇe merkezinde yer alan Kale Tepe civarındaki kaya Şevlerinin yũkseklikleri 30 ila 300 m arasında değişmekte olup ŐoĐu yerde sarp volkanik kaya yamaÇları Şeklinde gũzlenmektedir (Şekil 13). Şebinkarahisar ilŐesinin yerleŐimi bu kalenin her yũnũne yayılmakla birlikte

ilÇe merkezinin genel yerleŐimi Kale Tepenin KKB eteklerinde yer almaktadır. Bũlgedeki Şevler kalenin kuzey batı eteği iÇin \mathcal{S}_1 : K48D 45KB, gũney batı eteği iÇin \mathcal{S}_2 : K60B 50GB, kuzeydoğu eteği iÇin \mathcal{S}_3 : K70B 55KD gũney doğu eteği iÇin \mathcal{S}_4 : K50D 59GD durumudur. Lokasyonda Kale Tepe eteklerinin tamamını kapsayacak Şekilde 132 eklem ۆlŐũmũ yapımıŐ ve steronet pogramında

değerlendirilmiştir. Yapılan bu analizlere göre burada üç ana egemen eklem seti bulunmakta olup bu eklemlerin yönelimleri E_1 : K14B 70GB, E_2 : K44D 79KB ve E_3 : K76D 83KB şeklindedir. Lokasyondaki şevlerdeki olası kinematik duraysızlıkların analizi için süreksizlik içsel sürtünme acıları (Φ) 15° alınarak kinematik analizler yapıldığında \mathcal{S}_1 - \mathcal{S}_2 - \mathcal{S}_3 durumlu şevler için

kinematik kontrollü herhangi bir duraysızlık problemi gözlenmez iken \mathcal{S}_4 durumlu şevlerde E_3 denetimli devrilme olasılığı mevcuttur (Şekil.14). Ayrıca söz konusu bu lokasyonda şevler üzerinde çeşitli boyutlarda serbest kaya blokları gözlenmekte olup Kale Tepe etekleri kaya düşmesi açısından da tehlike arz etmektedir



Şekil 13 Kale Tepedeki şevlere kuzeyden güneye ve doğudan batıya genel bir bakış
Figure 13. Slopes in Kale Tepe, view from north to south and from east to west.

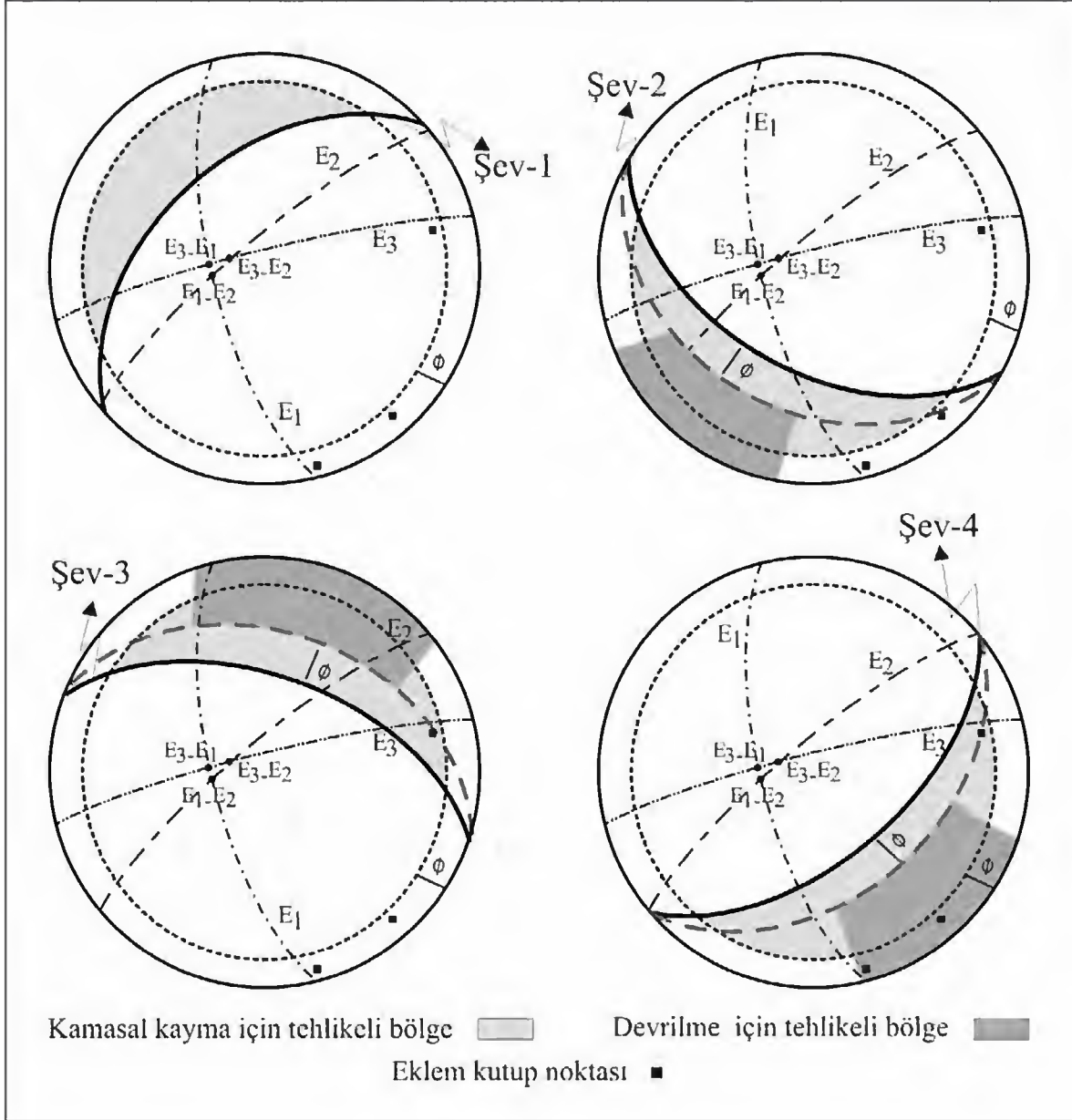
Lokasyon 3

İnceleme alanının KD kesimlerindeki Öksürük kaya Tepe-Taşboynu arasındaki kaya şevlerinin yükseklikleri 20-250 m arasında değişmekte olup, hakim şev yönelimleri ise \mathcal{S}_1 : K48D 60GD, \mathcal{S}_2 : K40B 45GB ve \mathcal{S}_3 : K22D 54GD durumudur. Bölgedeki egemen eklem durumunun belirlenmesine yönelik 110 eklem eş alanlı stereonetlerde yapılan analizi sonucunda hakim eklem setleri E_1 : K44D80GD, E_2 : K28B78KD ve E_3 : K68B74KD olarak belirlenmiştir.

Lokasyondaki her bir şev için yapılan kinematik analizlerde içsel sürtünme acısı (Φ) 15° alınmış olup kinematik kontroller sonucunda \mathcal{S}_1 - \mathcal{S}_3 yönelimli şevler için kinematik kontrollü herhangi bir yamaç duraysızlığının söz konusu olmadığı, \mathcal{S}_2 yönelimli şevler için ise E_2 ve E_3 denetimli devrilme türü duraysızlık olasılığının olduğu belirlenmiştir (Şekil 15).

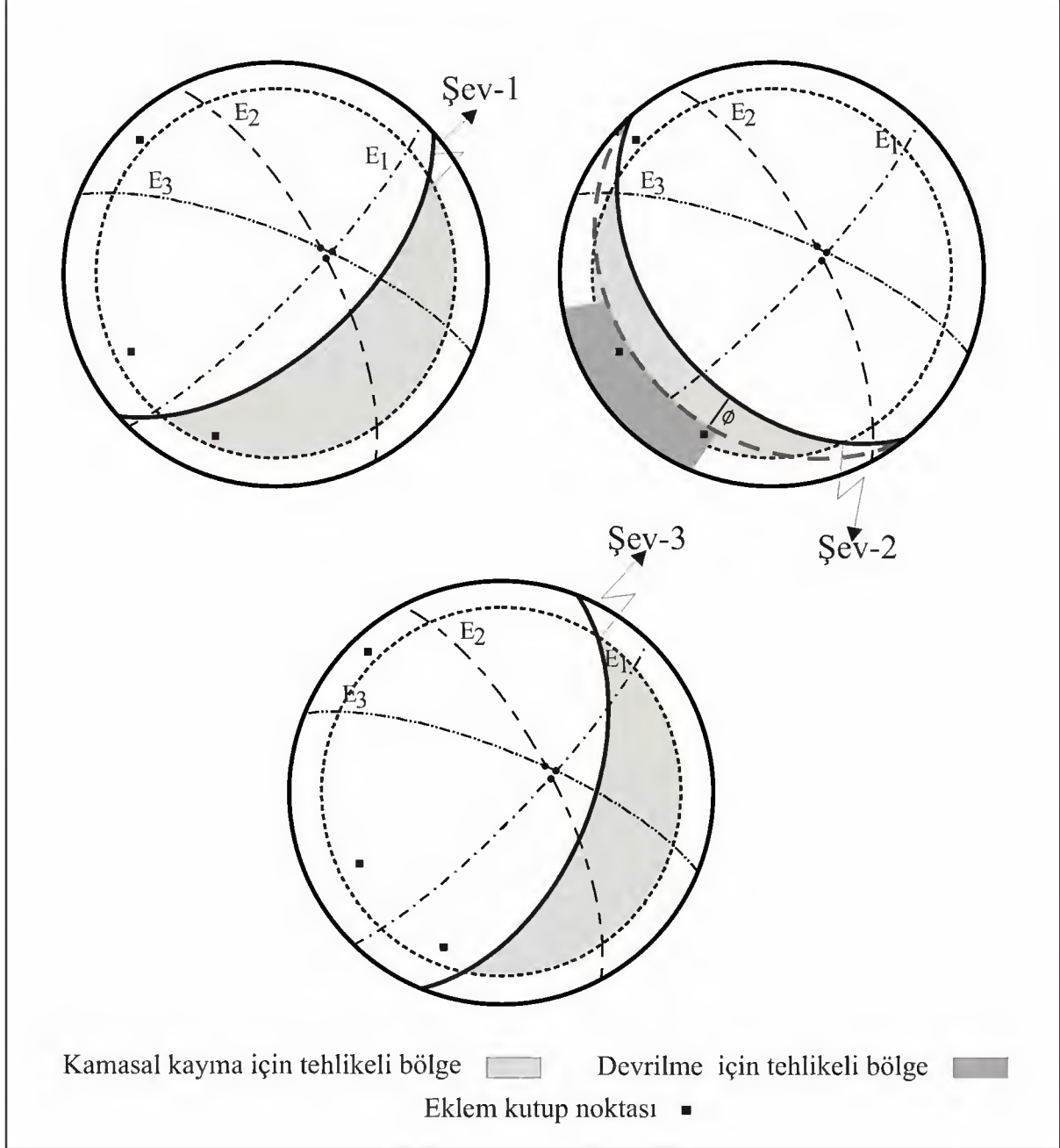
Lokasyon 4

Kinematik analizlerin gerçekleştirildiği bu lokasyon inceleme alanının KB'sında Parmakkaya civarını kapsamaktadır. Lokasyonda oldukça kırıklı çatlaklı volkanik kayalardan oluşan kaya şevleri bulunmakta olup şevler genel olarak iki hakim yönelime sahiptir. Söz konusu şevlerin yönelimlerinin analizleri sonucunda şevlerin \mathcal{S}_1 : K45B 55GB ve \mathcal{S}_2 : K33D 60GD durumlu olduğu belirlenmiştir. Bu şevlerden alınan 110 eklem ölçümü stereonet programında analiz edildiğinde hakim eklem yönelimleri E_1 : K16B 80GB, E_2 : K62B 81KD, ve E_3 : K17D 78GD olarak belirlenmiştir. Her bir şev için içsel sürtünme acısı (Φ) 15° alınarak kinematik analizler yapılmış olup. bu analizlerin sonucunda \mathcal{S}_2 de kinematik kontrollü herhangi bir duraysızlık problemi gözlenmez iken \mathcal{S}_1 de ise E_2 denetimli devrilme olasılığının olduğu belirlenmiştir. Yapılan analizlere göre bu lokasyon için herhangi bir kamalanma ve düzlemsel kayma tehlikesi bulunmamaktadır (Şekil 16).



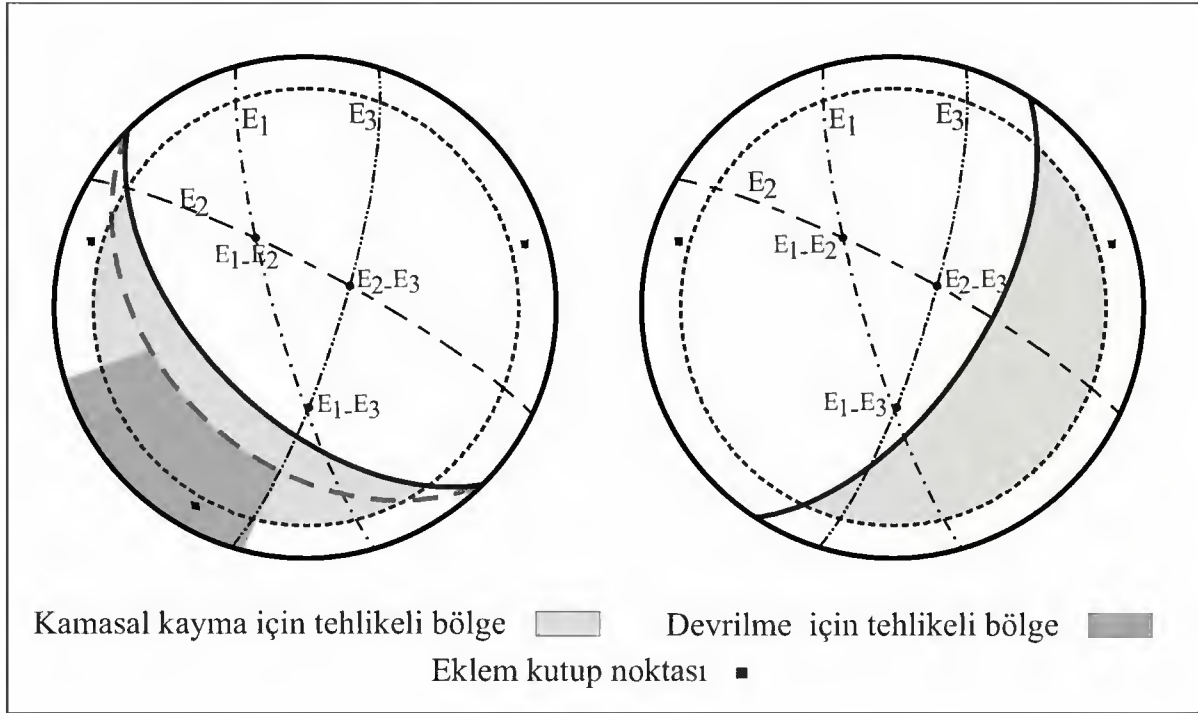
Şekil 14. Kale tepe civarındaki kaya şevlerinin duraylılığının kinematik analizi.

Figure 14. Kinematical evaluation of the Stability of rock slopes in Kale Hill environment.



Şekil 15. Öksürük kaya Tepe-Taşbonu civarındaki kaya şevlerinin duraylılığının kinematik analizi

Figure 15. Kinematical evaluation of the Stability of rock slopes in Öksürük kaya hill-Taşboynu environment



Şekil 16. Parmakkaya ve civarındaki kaya şevlerinin duraylılığının kinematik analizi.

Figure 16. Kinematical evaluation of the Stability of rock slopes in Parmakkaya and its environment.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

İnceleme alanında şev hareketleri sedimanter ve volkanik birimlerde farklı şekillerde oluşmaktadır. Çalışma alanında volkaniklerin oluşturduğu yamaçlarda duraysızlık problemleri süresizlik kontrollü olup, kaya kayması, (düzlemsel-kama) devrilme ve çoğunlukla kaya düşmesi şeklinde görülmekle birlikte, kaya yamaçlardaki bu hareketler oldukça hızlı şekilde meydana gelmektedir. Oligo-Miyosen yaşlı Şebinkarahisar formasyonu olarak adlandırılan sedimanter birimden oluşan şevlerde meydana gelen hareketlerin çoğunluğunda ise birden fazla kayma yüzeyi görülmekle birlikte hareketler genelde akmalar şeklindedir. Heyelanların kayma yüzeyleri çoğunlukla düzlemsel, bazen düzleme yakın eğriler, bazen de çok küçük alanlarda olmakla birlikte dairesel olabilmektedir. Söz konusu bu şevlerde denge kaybı uzun sürede meydana gelmekte olup, bölgenin bulunduğu coğrafi konumu nedeni ile maruz kaldığı bol yağış, karların erimesi ile artan su basınçları ve yamaçların eğimleri duraylılığa etki yaparak

yamaçların hızlı ya da orta hızlarda aşağı doğru hareket etmesini sağlamaktadır.

XRD-KB çözümlerinde elde edilen sonuçlara göre heyelan alanlarındaki egemen kil minerali Simektit ikinci ve üçüncü derecede yaygın olanlar ise İllit-Simektit ve Klorit olarak belirlenmiştir.

Çalışma alanında yer alan volkanik birimlerdeki (Andezit-Bazalt) süresizlikler üç ana eklem setine sahip olup; orta-yakın aralıklı, dolgulu, orta-dar açıklığa sahip, 3. sınıfta (pürüzlü – dalgalı) ve orta- yüksek devamlıdır. Volkanik kaya kütleleri RMR_{89} 'ye göre en iyi koşullarda "orta-iyi" sınıfında en kötü koşullarda ise "çok zayıf kaya" sınıfında yer almaktadır. Çalışma alanında yer alan volkanik kayac Deer ve Miller (1966)'ın serbest basınç dayanımını esas alan sınıflamasına göre "yüksek-orta dayanımlı kaya" sınıfında yer almaktadır

Çalışma alanının çeşitli lokasyonlarında buradaki hakim eklem ve şev yönelimleri baz alınarak gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarına göre;

- a.** Bayhasan bölgesinde kinematik kontrollü yenilmeler \mathcal{S}_1 ve \mathcal{S}_2 yönelimli şevlerde E_1 - E_3 eklem setlerinin denetiminde kamasal kayma şeklinde, \mathcal{S}_3 'de ise kinematik kontrollü bir duraysızlık probleminin söz konusu olmadığı belirlenmiştir.
- b.** Kaletpe'de, \mathcal{S}_1 \mathcal{S}_2 ve \mathcal{S}_3 yönelimli şevler için kinematik kontrollü herhangi bir duraysızlık problemi bulunmaz iken, \mathcal{S}_4 yönelimindeki şevlerde E_2 eklem setinin denetiminde gerçekleşecek devrilme olasılığı sözkonusudur.
- c.** Öksürük kaya Tepe-Taşboynu bölgelerinde \mathcal{S}_1 - \mathcal{S}_3 şevlerinde kinematik kontrollü herhangi bir yamaç duraysızlığı bulunmaz iken, \mathcal{S}_2 şevinde E_2 ve E_3 eklem setlerinin kontrol edeceği devrilme olasılığı gözlenmektedir.
- d.** Parmak kaya bölgesinde, \mathcal{S}_1 yönelimli şevler için kinematik kontrollü herhangi bir duraysızlık problemi söz konusu değil iken, \mathcal{S}_2 de E_1 denetimli devrilmenin olasılığı analiz edilmiştir.

Bu lokasyonlarda kinematik analizlerle ortaya çıkan duraysızlıklardan başka şevler üzerinde bulunan çeşitli boyutlardaki serbest ve asılı kaya parçalarından kaynaklanacak kaya düşmelerinin de gözlenme olasılığı unutulmamalıdır.

Bölgede yer alan Avutmuş Çayı'nın kış aylarında artan debisi sebebiyle ortaya çıkan stabilite sorunu çoğu yerlerde heyelanların oluşmasına etki yapmaktadır. Bu nedenle bir an önce Avutmuş Çayı'nın ıslah edilip yamaçlardaki malzeme sökebilirliğinin düşürülmesi oldukça önemli bir konudur.

KAYNAKLAR

ASTM, 1990. Soil and rock; dimension stone; geosynthetics. American Society for testing and materials, Sect. 4, vol 04.08, designation: D421, D422, D4318

- Barton N., 1973. Review of a newshear strength criterion for rock joints Engineering Geology, 7, 287-332
- Bieniawski Z. T., 1989. Engineering Rock Mass Classification: Mc Graw Hill, New York, NK, 237 p.
- Deere D. U., and Miller R. P., 1966. Engineering Classification and index properties for intact rock. Technical Report No. AFNL-TR-65-116, Air Force Weapons Laboratory, New Mexico
- Goodman, R. E., 1980, Introduction to Rock Mechanics, 2nd Edition, New York, John Wiley and Sons.
- Hoek, E., and Bray, J. W., 1981, Rock Slope Engineering. The Institution of Mining and Metallurgy, Stephen Austin and Sons Ltd., London, 3rd edition, 358 p.
- ISRM, 1981. Rock Characterization Testing and Monitoring (Editor: E.T. Brown, ISRM Suggested Methods): Pergamon Press, Oxford, England, 211 p.
- Keskin İ., 2006. Şebinkarahisar (Giresun) Yöresindeki Kaya Şevlerinin Duraylılığının Kinematik Analizi ve Yapısal Yaklaşım (Yüksek Lisans Tezi) 96 s.
- Koçyiğit A. ve Ozacar A. A., 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta angle, SW Turkey: new 621 field and seismic data. Turkish J Earth Sci 12:67-90
- Varnes D. J., 1978. Slope Movements Types and Processes. In Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds), TRB, National Research Council, Washington, DC., 12-33.
- Yılmaz A, Oral A., Bilgiç T., 1985. Yukarı Kelkit çayı yöresi ve güneyinin temel jeoloji özellikleri ve sonuçları M.T.A raporu.

İnan KESKİN

Cumhuriyet Üniversitesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
58140 Sivas

ikeskin@cumhuriyet.edu.tr

**CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
SERİ A**

YERBİLİMLERİ

YAYIN İLKELERİ VE YAZIM KURALLARI

Yazıların nitelikleri

Cumhuriyet üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisinde yayınlanması istemiyle gönderilecek yazıların, yerbilimlerinin herhangi bir alanında (jeoloji, maden, jeofizik, hidrojeoloji, jeomorfoloji, deprem, jeoteknik, petrol vb.)bir konuyu içermesi, daha önce Türkçe olarak yayınlanmamış olması ve aşağıdaki niteliklerden en az birine sahip olması gerekir.

- a) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları bulunan ve yerbilimlerine katkı oluşturacak bir çalışma,
- b) Yerbilimlerinin herhangi bir konusunda önceden yapılmış çalışmaları eleştirci yaklaşımla derleyen ve yeni görüşler ortaya koyan derleme,
- c)Yerbilimleri konusunda, Türkiye'yi ve Türkiye'deki yerbilimcileri büyük ölçüde ilgilendiren, fakat yabancı bir dilde yayınlanmış bir yazının Türkçe'ye çevirisi.

Yazım Dili

Yerbilimleri Dergisinde yayın dili olarak Türkçe ve İngilizce kullanılmaktadır. Dergide yayınlanacak makalelerin başlıkları özetleri, çizelge ve şekil açıklamaları Türkçe ve yabancı dilde (İngilizce) olmak üzere iki dilde birlikte verilmektedir.

Makale Yazım Kuralları

- 1.Makalenin tümü metni çift aralıkla Windows Word programı ile 10 punto ve Arial karakterinde yazılmış olmalıdır. Metin sürekli satır ve sayfa numarası ile hazırlanmalıdır.
- 2.Şekiller bilgisayar çizim programları (Freehand, CorelDraw vb.) kullanılarak çizilmeli ve "jpeg" formatında gönderilmelidir.
- 3.Şekil ve çizelge başlıkları Türkçe ve İngilizce olarak ayrı liste halinde metin sonunda verilmelidir. Şekil ve çizelgeler birbirinden ayrı olarak numaralandırılmalıdır.
- 4.Bütün çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır.
- 5.Şekil ve çizelge boyutları tek sütun için 7.5x23 cm, çift sütun için 16x23 cm den büyük olmamalıdır.

ÖZ

Anahtar kelimeler

ABSTRACT

Key words

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık

Üçüncü derece alt başlık

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

KATKI BELİRTME

KAYNAKLAR

Kaynaklara Değınme

Makale metni içinde kaynaklara değınme aşağıdaki örneklere uygun olarak yapılmalıdır:

.....(Y. soyadı, 1988), (Y. soyadı ve Y. soyadı, 1988), (Y. soyadı vd., 1988)

.....Y. soyadı (1988), Y. Soyadı ve Y. Soyadı (1988) göre, Yazar vd.'ne (1988) göre
Kişisel (sözlü) görüşmeler(H.Yalçın, 1988, C.Ü.)....biçiminde belirtilmelidir.

Kaynakların Yazılması

Makale metni içerisinde değınilen kaynaklar aşağıdaki örneklere uygun şekilde verilmelidir:

Özgül, N., 1976.Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Velde, B., 1977 Clays and Clay Minerals in Naturel and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Çağlı, S., Kırıl, N., 1993. Sivas-Hafik-Kaçak Köyü AR-46519 nolu talk ruhsat sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 9512, 24 s.

Yazıların Gönderilmesi

Yazılar aşağıda verilen dergi ve editöre ait elektronik posta adreslerinin her ikisine birlikte gönderilmelidir.

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi

Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri

58140 SİVAS

Telefon : 0-346-219 10 10/1305 Fax : 0-346-219 11 71

yerbilimleri@cumhuriyet.edu.tr

isik.yilmaz@gmail.com

Cumhuriyet University
Bulletin of the Faculty of Engineering
Serie - A

Earth Sciences

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Types of contributions

Manuscripts submitted in journal of Cumhuriyet University Bulletin of Faculty of Engineering Serie-A EARTH SCIENCES should have not been published and/or simultaneously submitted elsewhere. This journal is concerned with original research, new developments and case studies in any branch of earth sciences such as; geology, mining, geophysics, hydrogeology, geomorphology, earthquake, geotechnique, oil, etc.

Language

The languages of the journal are Turkish and English. Titles, abstracts, and captions of figures and tables are written in Turkish and English.

Preparation of manuscripts

1. Manuscripts should be typed double-spaced throughout, at a font size of 10 point (Arial), and with continuous line and page numbers.
2. Figures should be prepared using computer software (Freehand, CorelDraw etc.) and their "jpeg" files should be submitted.
3. Figure and Table captions must be prepared as a separate page at the end of the text.
4. Line scale must be submitted in figures if it is needed.
5. Sizes of the figures and tables are not allowed larger than 7.5x23 cm for single column, 16x23 cm for double column.

Manuscripts should generally be structured as follows.

Title (English and Turkish)

Name(s) of author(s) and their affiliations.

(The name and e-mail address of the corresponding author must appear following the author names)

ABSTRACT

Key words

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING
Primary Sub Heading
Secondary sub heading
Tertiary sub heading

RESULTS AND CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGEMENT(S)

REFERENCES

Citation of references in the text

In the text, references must be cited as following.

..... (Surname, 1988)
..... (Surname and Surname, 1988)
..... (Surname et al., 1988)
..... Surname (1988)
..... Surname and Surname (1988)
..... Surname et al. (1988)
Personal communications(H.Yalçın, 1988, C.Ü.)

Preparation of references

All references cited in the text, and in captions of figures and tables must be written in a list of "REFERENCES". Some examples for reference layout are given below.

Journal references:

Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Karacan, E., Yılmaz, I., 1997. "Collapse dolines in the Miocene gypsum: an example from SW Sivas (Turkey)". Environmental Geology, Springer-Verlag, 29 (3/4), 263-266.

Proceeding references:

Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Book references:

Velde, B., 1977 Clays and Clay Minerals in Naturel and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Published report references:

Çağlı, S., Kırıl, N., 1993. Sivas-Hafik-Kaçak Köyü AR-46519 nolu talk ruhsat sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 9512, 24 s.

Personal communications:

Yalcin, H., 1988. Personal communication. Cumhuriyet University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, Sivas, Turkey.

Web page references:

Weier, J., Herring, D., 2005. Measuring vegetation (NDVI and EVI). Earth Observatory Library of NASA. <http://earthobservatory.nasa.gov/Library/MeasuringVegetation/>

Submission of manuscripts

Manuscripts for publication should be electronically (via e-mail) submitted to Editor whose address and e-mails are given below.

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri
58140 SİVAS
Telefon : 0-346-219 10 10/1305 Fax : 0-346-219 11 71

yerbilimleri@cumhuriyet.edu.tr
isik.yilmaz@gmail.com

(Please send manuscripts to both e-mails)

Yayın Türü: Yerel Süreli Yayın
Publication Type: *National Journal*

Basım: Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi – Sivas
Printed by: *Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi - Sivas*

ISSN: 1016-7625