

ASİT AKTİVASYONU İLE ÜNYE/ORDU BENTONİTİNİN BAZI FİZİKOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN DEĞİŞİMİ

CHANGE IN SOME PHYSICO-CHEMICAL PROPERTIES OF ÜNYE/ORDU BENTONITE WITH ACID ACTIVATION

Meral TURABİK
Halil KUMBUR

Mersin Üniversitesi, Çevre Mühendisliği Bölümü, Mersin
Mersin Üniversitesi, Çevre Mühendisliği Bölümü, Mersin

ÖZ : Ana kil minerali olarak montmorillonit ve kil dışı mineral olarak da oldukça büyük oranda kristobalit içeren beyaz bir bentonit Ünye/Ordu yöresinden MTA aracılığıyla sağlanmıştır. Bentonit, asit ve kil karışımındaki asit oranı % 10 ile % 60 arasında değiştirilerek kuru yöntem uyarınca sülfürik asit ile aktiflenmiştir. Bentonitin fizikokimyasal özelliklerinin asit aktivasyonu ile değişimi incelenmiştir. Orijinal bentonit ve aktiflenen örneklerin X-ışını difraksiyonları, kimyasal bileşimleri, katyon değiştirme kapasiteleri, özgül yüzey alanları ve pH ölçümleri incelenmiştir. Özgül yüzey alanı ve katyon değiştirme kapasitesindeki değişimler, aktivasyondan sonra örneklerde geriye kalan R_2O_3 ($Al_2O_3 + \Sigma Fe_2O_3$) ve toplam metal oksidi yüzdelere göre tartışılmıştır. Aktivasyondaki asit oranı artarken katyon değiştirme kapasitesi düşmektedir. Aktivasyondaki asit oranı % 40 olduğunda özgül yüzey alanı en yüksek düzeye ulaştığı saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler : Bentonit, asit aktivasyonu, aktif kil, katyon değiştirme kapasitesi

ABSTRACT : The white bentonite which consists of montmorillonite as the dominant clay mineral and relatively large quantity of cristobalite as the non-clay mineral was supplied by MTA from the Ünye/Ordu region. The bentonite has been activated by the dry process with sulfuric acid at various acid ratios from 10 % to 60 % in acid and clay mixture. The changes in physicochemical properties of the bentonite with the sulfuric acid activation were examined. The X-ray diffraction, chemical compositions, cation exchange capacities, specific surface area and pH measurements were determined for original and activated samples. The variations in specific surface area and cation exchange capacities were discussed with respect to the R_2O_3 ($Al_2O_3 + \Sigma Fe_2O_3$) and total metal oxide percentages remaining in the samples after activation. While acid ratio increased the cation exchange capacities decreased with acid activation. The specific surface area has been observed to reach maximum when the percentage of sulfuric acid in the activation is 40 %.

Key words : Bentonite, acid activation, activated clay, cation exchange capacity.

GİRİŞ

Smektit grubu kil minerallerinin birini veya daha fazlasını büyük oranda içeren killere genel olarak "bentonit" adı verilir (Grim, 1968). İnorganik ve organik molekül ya da iyonları adsorplama ve değiştirme güçleri yanında katalitik etkinlikleri de yüksek olan bentonitler en yaygın kullanılan endüstriyel hammaddelerden birisidir (Sarıkaya, 1989a).

Smektit türü kil minerallerinin iki tetrahedral tabakası arasında merkezi oktahedral tabaka bulunmaktadır. Tetrahedral tabakalar aynı yönde ve merkeze doğrudur.

Tetrahedral ve oktahedral tabakaların dizilimi incelendiğinde, tetrahedral tabaka ile oktahedral tabakanın hidroksil yüzeyinin bir tanesi ortak bir yüzey oluşturur. Bu oluşumdaki ortak atom hidroksil iyonu değil, oksijen atomudur ve tetrahedral tabaka ile oktahedral tabaka birbirleri ile O-O köprüleri ile bağlanır. Si-Al-Si yüzeylerinin tabakalanması sonucunda her bir yüzeydeki oksijen diğer yüzeydeki oksijen ile çok zayıf bir oksijen bağı oluşturur. Bu zayıf bağlar kolaylıkla kırılabilen ve su molekülleri ve iyonların tabakalar arası boşluğa girmesine yol açmaktadır. Dolayısıyla, tabakalar arası uzaklığın

artmasına neden olmaktadır. Bu boşluk 9.6 Å'dan itibaren genişlemeye başlar. Tabakalar arasındaki su yüzeylerinin kalınlıkları, belirli bir su buharı basıncında değişebilir katyonun yapısına bağlıdır. Değişebilir katyon Na^+ olduğunda, bir tane su yüzeyi bulunur ve c-ekseni boşluğu 12.5 Å civarındadır. Değişebilir katyon Ca^{2+} olduğunda montmorillonit iki moleküler su yüzeyine sahiptir ve c-ekseni boşluğu 14.5–15.5 Å civarındadır (Grim, 1968). Kil minerallerinin kimyasal formülleri incelendiğinde görülecektirki; silika tabakalarındaki tetrahedronlardan bazılarının merkezinde Si^{4+} yerine Al^{3+} gibi, alümina tabakalarındaki oktahedronlardan bazılarının merkezine ise Fe^{2+} , Mg^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} ve Li^+ gibi yükseltgenme basamağı daha düşük iyonların geçmesiyle mineral içinde negatif yük fazlalığı katmanları arasına giren katyonlar tarafından dengelenerek mineral içinde elektrontrallik sağlanmaktadır. Katmanlar arasına giren Na^+ , K^+ , Ca^{2+} ve Mg^{2+} gibi katyonlar inorganik ve organik tüm katyonlarla yer değiştirebildiklerinden dolayı "değişebilir katyonlar" olarak adlandırılmıştır. Bir kil ya da kil mineralinin 100 gramı içinde bulunan değişebilir katyonların eşdeğer kütle sayısı "katyon değiştirme kapasitesi (KDK)" olarak tanımlanmıştır (Sarıkaya, 1991; Güler, 1989).

Doğal olarak gözenekli bir yapıya sahip oldukları bilinen killer asit, baz ve tuz gibi kimyasal maddeler ile işlenerek ya da ısıtılarak tabii tutularak daha da gözenekli hale getirilerek kullanım alanları artırılabilir (Çakıcıoğlu, 1985; Önal, 1997).

Asit ile aktifleştirme, mineralde zaten bulunan gözenekleri mineralin tabakalı kristal yapısını bozmadan artırma işlemidir. Asit aktivasyonu sırasında kilin katmanları arasında bulunan K^+ , Na^+ ve Ca^{2+} katyonları yanında kristal örgüsünde yer alan Al^{3+} , Fe^{3+} ve Mg^{2+} katyonları da H^+ iyonları ile yer değiştirerek uzaklaşır. Uzaklaşan katyonların yerleri mikro gözenek olarak ortaya çıkmaktadır. Asit aktivasyonu ilerledikçe mikro-gözenekler arası duvarların ortadan kalkması ile mezo-gözenekler oluşmaktadır. Böylece aktivasyondaki asit miktarına bağlı olarak kilin özgül yüzey alanı, özgül gözenek hacmi ve gözenek boyut dağılımı gibi adsorplama özellikleri yanında katyon değiştirme kapasitesi de değişmektedir. Bu değişimler kilin mineralojik bileşimi yanında, kimyasal bileşimine de bağlıdır (Dvcharenko, 1973; Sarıkaya, 1985).

Aktifleştirmede kullanılan asit miktarı artırılırsa oktahedral tabakadaki alüminyum iyonları daha fazla çözünür ve sonuçta mineral yapısı çökerek sadece silika tetrahedron-

larından ibaret bir iskelet kalır. Bu durum kilin adsorplama kapasitesini düşürür ve seçiciliğini olumsuz yönde etkiler. O halde aktifleştirme tepkimesi, yapıyı ayakta tutacak minimum miktarda alüminyumun yapıda kalmasını sağlamak için denetlenmelidir (Yalçın, 1985; Çalışkan, 1987).

Değişik türde smektit mineralleri karışımında ibaret olan bentonitler, asit ile aktiflenerek bitkisel ve mineral yağların ağartılmasında ağartma toprağı ve petrol endüstrisinde kraling katalizörü olarak kullanılır (Sarier, 1985).

Türkiye'deki bentonit sahaları Biga-Gelibolu yarımadası, İç Anadolu (Türkmenoğlu ve Aker, 1990), Kelkit Vadisi Kuzeyi (Yalçın ve Gümüşer, 2000), Doğu Karadeniz (Çelik ve diğ., 1999), Malatya-Elazığ bölgelerindedir. Bu bölgeler ile daha yakın çevrelerinde irili ufaklı pek çok bentonit yatağı bulunur (Akbulut, 1996).

Türkiye'nin en önemli beyaz bentonit yatakları Ordu'nun Ünye-Fatsa ilçeleri arasında bulunur. Söz konusu yataklar başlıca Tavkutlu-Gölcüğe ve Keşköy-Emineli-Ahizetli yörelerinde toplanmıştır (Akbulut, 1986).

Dünya bentonit rezervinin % 20'sine sahip olduğu bilinen ülkemiz, bentonit ticaretinde söz sahibi değildir (Çinku, 2001). Bu çalışmanın amacı büyük bir rezerv sahip olan Ünye/Ordu bentonitinin kimyasal bileşimi, kristal yapısı, katyon değiştirme kapasitesi, özgül yüzey alanı gibi fizikokimyasal özelliklerinin sülfürik asit aktivasyonu ile değişimini incelemektir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada, Ünye/Ordu yöresindeki Tavkutlu-Gölcüğe yatağından Maden Teknik ve Arama Enstitüsü kanalıyla beyaz renkli kil örneği materyal olarak sağlanmıştır. Ana minerali montmorillonit olan bu örneğin, kil dışı mineraller olarak büyük ölçüde kristobalit içerdiği X-ışınları difraksiyonu ile belirlenmiştir.

Tümü 150 mikronluk elekten geçecek şekilde öğütülen orijinal bentonit 105 °C'de kurularak deneylerde kullanılmıştır.

Aktif Kil Örneklerinin Hazırlanması

Orijinal kil ve asit karışımında asidin kütleli olarak % 10, % 20, % 30, % 40, % 50, % 60 olacak şekilde % 25'lik sülfürik asit çözeltisi ile karıştırılarak birbirinden farklı 6 süspansiyon hazırlanmıştır. Her süspansiyon 105 °C sıcaklıkta 6 saat süreyle ısıtılarak "kuru yöntem uyarınca" aktifleme işlemi yürütülmüştür (Sarıkaya, 1989a).

Kuru yönteme göre istenilen asit / bentonit oranı sağlanacak şekilde % 25'lik sül-

aktiflenmiştir. Bu işlem sonunda, asitle aktive edilmiş kil örnekleri distile su ile karıştırılıp çökelme işlemi tamamlandıktan sonra üstte kalan sıvı dökülmüş, bu işleme üstte kalan sıvı SO_4^{2-} içermeyene kadar devam edilmiştir. Yıkama işlemi tamamlandıktan sonra $120\text{ }^\circ\text{C}$ 'de 14 saat süreyle kurutulan örnekler, asidin kütleli yüzdesine bağlı olarak sırayla ÜA10, ÜA20, ÜA30, ÜA40, ÜA50, ÜA60 şeklinde kodlanarak ağzı kapaklı şişelerde saklanmıştır. Ünye/Ordu bentonitinin kuru aktivasyonu yöntemiyle hazırlanan bu örneklerle birlikte hiçbir işleme tabi tutulmamış orijinal Ünye/Ordu bentoniti de ÜH01 olarak kodlandırılmış ve daha sonraki deneylerde kullanılmak üzere toplam 7 örnek hazırlanmıştır.

Orijinal ve aktive edilmiş kil örneklerinin, normal (havada kurutulmuş) ve $550\text{ }^\circ\text{C}$ 'ye ısıtılmış hallerdeki X-ışını difraktogramlarının belirlenmesi için "Rigaku Rint Series CuK_α ", etilen glikolle doyurulmuş orijinal örnek (ÜH01) "Philips PW 3710 Model CuK_α ışımali x-ışını difraktometre" kullanılmıştır.

Orijinal ve aktive edilmiş kil örneklerinin kimyasal bileşimi Rigaku 3270 ED X-ışını floresans spektrometresi (XRF) ile belirlenmiştir. Kızdırma kaybı (KK) ise örneklerin etüvde $110\text{ }^\circ\text{C}$ 'de bir gece kurutulup daha sonra fırında $1000\text{ }^\circ\text{C}$ 'deki H_2O ve uçucu bileşenlerinin % ağırlığı olarak belirlenmiştir.

Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin IR analizi "Perkin Elmer Spectrum RXI FT-IR System" IR cihazı ile belirlenmiştir. IR spektrofotometresiyle analiz edilecek orijinal örnek, infrared alanda band vermeyen KBr ile karıştırılıp preslenerek ışığı geçirici pelet hazırlanmıştır. Hazırlanan örnek üzerine IR ışın gönderilerek örneğin IR spektrumu kaydediciden alınmıştır.

Orijinal ve aktive edilmiş kil örneklerinin, katyon değiştirme kapasiteleri (KDK) sodyum asetat yöntemi ile belirlenmiştir. KDK ölçümü için "Jenway Models PFP7 ve PFP7/C" marka Na, K lambalı alev fotometre kullanılmıştır. Bu yöntemde, katyon değiştirme kapasitesi belirlenecek olan kil örnekleri, önce 1 N sodyum asetat çözeltisi ile doyurulmuştur. Kil tarafından tutulan sodyum, amonyum asetat çözeltisi ile geri alınarak amonyum asetat çözeltisindeki sodyum miktarı alev fotometresi ile tayin edilmiştir (Bain, 1992).

Kil örneklerinin yüzey alanı ölçümü, Brunauer, Emmett ve Teller'in (BET) geliştirdiği özgül yüzey alanı ölçüm yöntemine göre "Quantachrome Monosorb" cihazında yapılmıştır. Cihazın çalışma ilkesine göre tutulan gaz

miktarı katı yüzeyindedir. Gaz karışımı % 30 azot, % 70 helyum içerir. Azot tutulan gaz, helyum ise inert bir gaz olarak tutulan gazı taşıyıcı özelliği gösterir. Modifiye edilmiş BET eşitliğinden faydalanarak tek noktada yüzey alanı belirlenir (Gregg, 1982).

Orijinal ve aktive edilmiş kil örneklerinin pH'sını saptamak için örneklerin 1:1 oranında deiyonize su ile süspansiyonları hazırlanmış, 10 dakika aryla süspansiyonlar karıştırılarak 40 dakika sonra örnekler pH-metrede okunmuştur.

BULGULAR VE TARTIŞMA

Orijinal Örneğin X-ışını Difraksiyonu

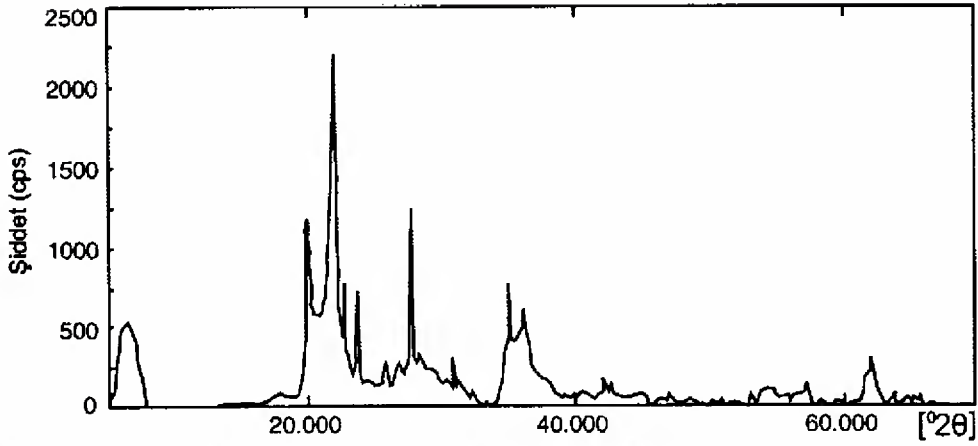
Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin XRD difraktogramları incelendiğinde, mineralojik olarak büyük oranda smektit grubu mineralinden ($2\theta=5,88^\circ$) oluştuğu tespit edilmiştir. Ayrıca kil dışı mineral olarak büyük ölçüde bir silika polimorfu olan kristabolit ($2\theta=21,48^\circ$) içerdiği görülmektedir (Şekil 1). Orijinal örneğin kil tipini tam olarak ortaya koymak için, hiçbir işleme tabi tutulmadan çekilen normal difraktogramı yanında, etilen glikol ile doyurulmuş ($60\text{ }^\circ\text{C}$ de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında tutma) ve fırınlanmış ($550\text{ }^\circ\text{C}$ de 3 saat) haldeki XRD difraktogramları da çekilmiştir (Şekil 2 ve 3). Orijinal Ünye/Ordu kilinin normal, etilen glikollü ve $550\text{ }^\circ\text{C}$ 'deki tabakalar arası uzaklıkları olan $d_{(001)}$ sırasıyla; $15,02\text{ \AA}$, $18,98\text{ \AA}$, $9,84\text{ \AA}$ olarak saptanmıştır.

Elde edilen bu veriler literatürdeki değerler ile karşılaştırıldığında orijinal örneğin montmorillonit olduğu kesinleşmiştir (Brindley, 1980).

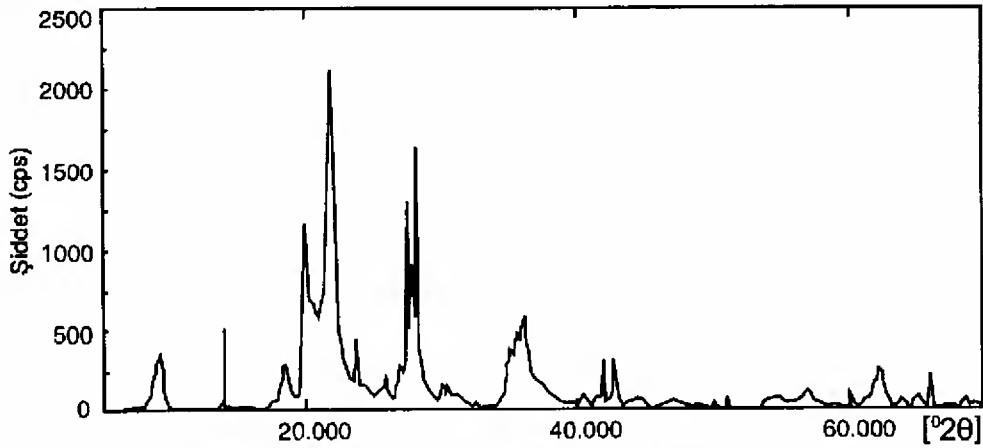
Orijinal Örneğin IR spektrumu

ÜH01 örneğinin IR spektrumu Şekil 4'de verilmiştir. ÜH01 örneğinin IR spektrumu incelendiğinde, düşük demir içerikli montmorillonitlerin 3622 cm^{-1} de tipik bir OH gerilmesinden kaynaklanan soğurma yapmasına benzer olarak 3629 cm^{-1} de soğurma vermektedir (Wilson, 1994). Bu sonuçlar ÜH01 örneğinin XRF kimyasal analiz sonuçları ile karşılaştırıldığında düşük demir içerikli olduğu görülmektedir (Çizelge 1). ÜH01 örneğinin IR spektrumu değerlendirmesinde de ana kil mineralinin montmorillonit olduğu tespit edilmiştir.

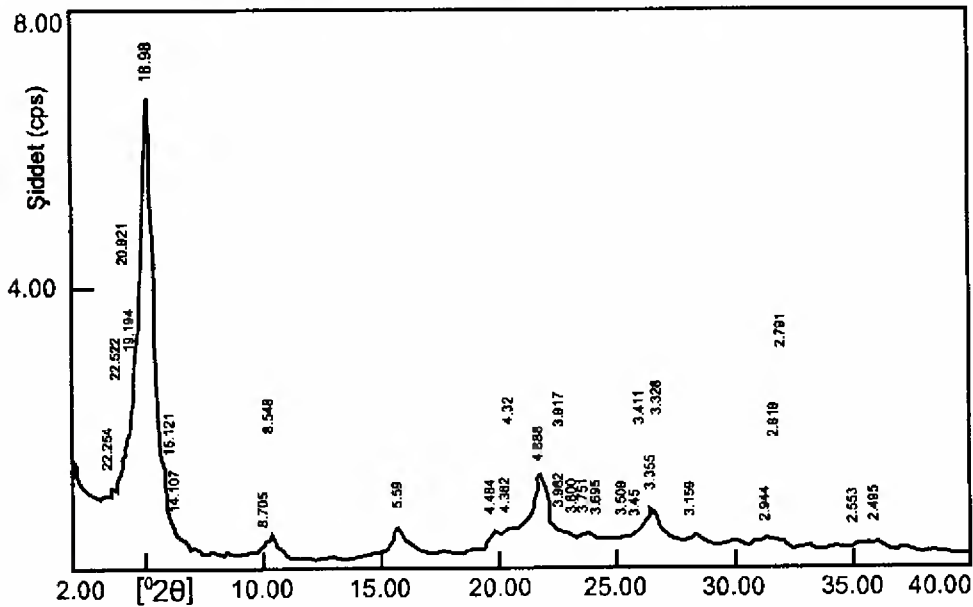
ÜH01 örneğinin XRD difraktogramları incelendiğinde safsızlık olarak kuvars ve kristabolit içerdiği tespit edilmiştir. Kuvarsın IR spektrumunda $800, 781\text{ cm}^{-1}$ de gerilmelerin, yanyana (doublet) keskin bantlar vermesine karşılık, yine bir silika polimorfu olan tridimit ise 792 cm^{-1} de geniş bir bant gösterir. Kristabolitin



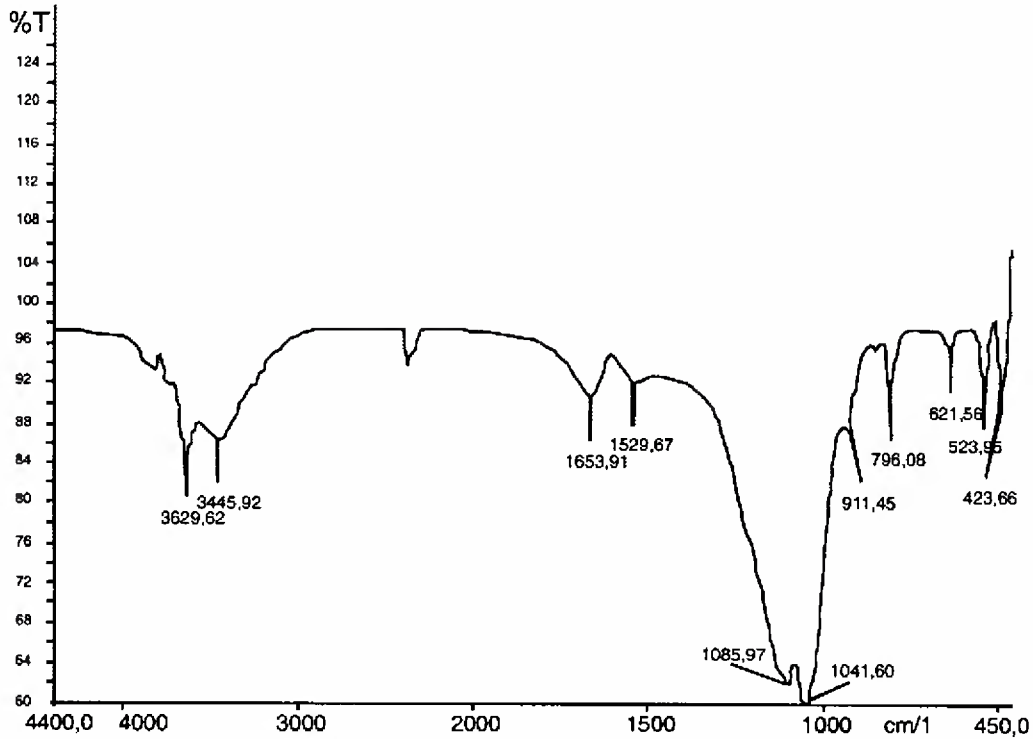
Şekil 1. Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin X-ışını difraktogramı.
Figure 1. The X-ray diffractogram of the original Ünye/Ordu bentonite.



Şekil 2. Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin 550 °C'de X-ışını difraktogramı.
Figure 2. The X-ray diffractogram of the original Ünye/Ordu bentonite at 550 °C.



Şekil 3. Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin etilen glikolle doyrulmuş X-ışını difraktogramı.
Figure 3. The X-ray diffractogram of the original Ünye/Ordu bentonite saturated with ethylene glycol.



Şekil 4. Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin (ÜH01) IR spektrumu.
Figure 4. The IR Spectrume of the original Ünye/Ordu (ÜH01) bentonite.

Çizelge 1. Orijinal ve aktive edilmiş Ünye/Ordu bentoniti örneklerinin kimyasal bileşimleri (%).
Table 1. The chemical compositions of the original and activated bentonite samples (%)

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	KK	Toplam
ÜH01	72,07	14,54	1,19	1,06	3,57	1,04	0,59	0,08	0,02	5,79	99,95
ÜA10	73,92	14,14	1,14	0,42	2,81	0,91	0,51	0,08	0,02	6,05	100,00
ÜA20	76,27	13,05	1,12	0,24	2,48	0,72	0,49	0,09	0,02	5,52	100,00
ÜA30	78,54	12,28	1,00	0,19	1,96	0,55	0,40	0,09	0,02	4,97	100,00
ÜA40	83,84	9,13	0,70	0,17	0,88	0,51	0,38	0,09	0,01	4,29	100,00
ÜA50	86,73	6,56	0,60	0,16	0,76	0,48	0,37	0,08	0,02	4,24	100,00
ÜA60	88,53	5,07	0,30	0,16	0,56	0,45	0,32	0,09	0,02	4,50	100,30

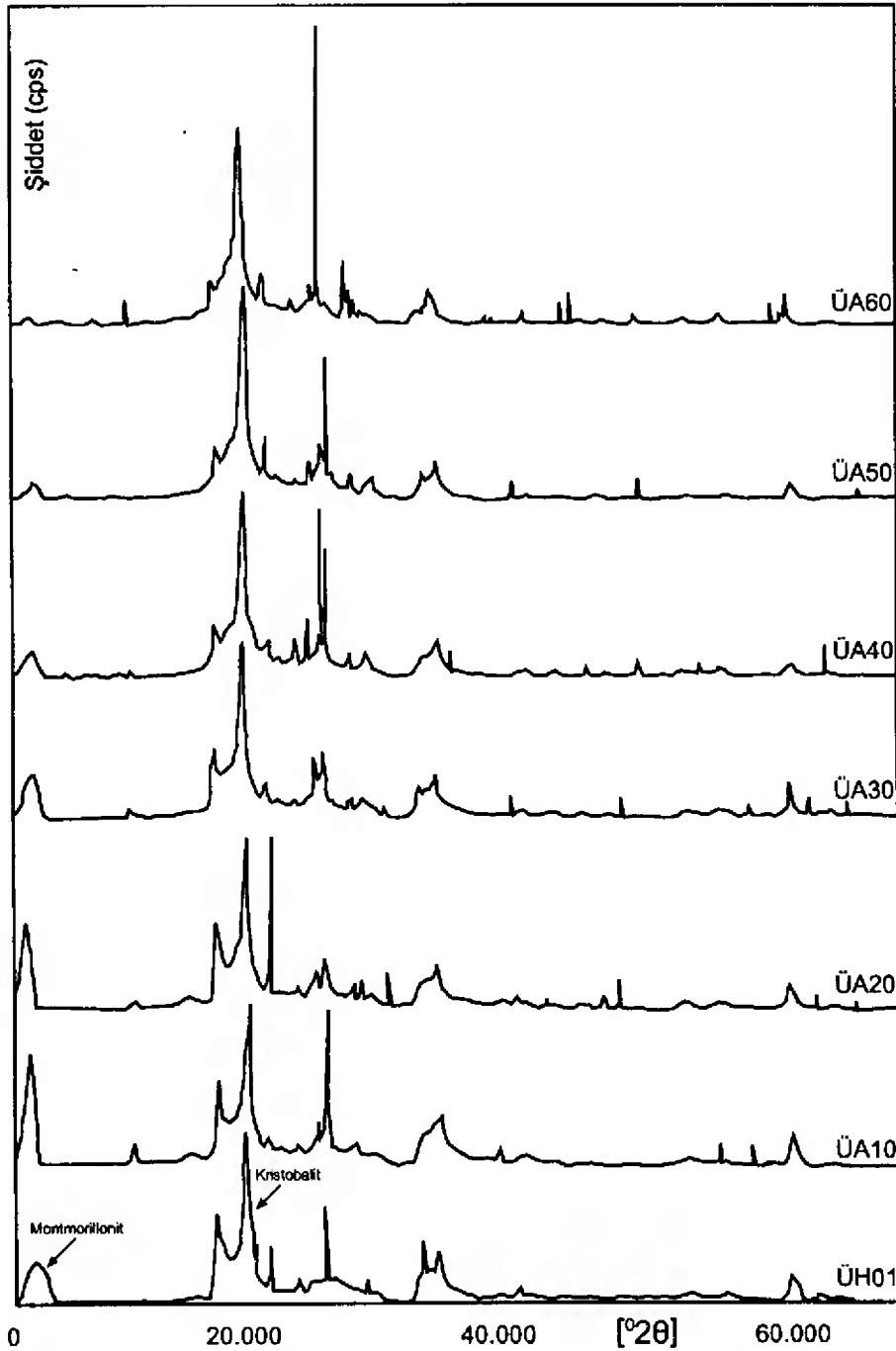
belirleyici bandı 1196 cm⁻¹ ve 622 cm⁻¹ dedir (Wilson, 1994). Bu değerler, ÜH01 ile karşılaştırıldığında Ünye/Ordu bentonit kilinin safsızlık olarak daha çok kristobolit içerdiğini göstermektedir.

Orijinal ve Asitle Aktiflenmiş Örneklerin X-ışını Difraktogramlarının Karşılaştırılması

Orijinal ve asitle aktifleştirilmiş örneklerin 2θ=0-70° arasındaki difraktogramları Şekil 5'de görülmektedir. ÜH01, ÜA10, ÜA20, ÜA30, ÜA40, ÜA60 örneklerinin difraktogramları karşılaştırıldığında asit oranı arttıkça montmorillonit pikinin şiddetinin ÜA10 ve ÜA20 örneklerinde arttığı, aktivasyonun ilerlediği daha ileriki asit oranlarında ise montmorillonit pi-

kinin şiddetini yitirdiği gözlenmektedir. Bu düşüş, kilin kristal yapısının asit oranının % 20 asit oranından sonra bozulduğunu göstermektedir. Kristobalit pikinin (2θ=21,48°) ise artan asit oranıyla etkilenmediği görülmektedir (Şekil 5).

Orijinal ve asitle aktiflenmiş örneklerde montmorillonit pikinin değişimini daha iyi tespit etmek amacıyla bütün örneklerin 2θ=3-13° arasında X-ışını ile difraktogramları çekilmiştir. Orijinal ve asitle aktifleştirilmiş örneklerin XRD'leri karşılaştırıldığında Şekil 5'dekine benzer olarak artan asit oranıyla montmorillonitin kristal yapısının (2θ=5,30°) % 20 asit oranından sonra bozulduğu, daha yüksek oranlardaki asit miktarlarında ise (ÜA40,



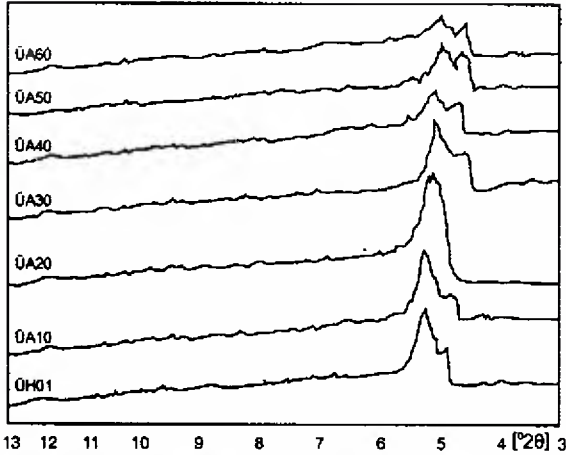
Şekil 5. Orijinal ve aktiflenmiş kil örneklerinin X-ışını difraktogramları ($2\theta=0-70^\circ$).
Figure 5. The X-ray diffractograms of the original and activated clay samples ($2\theta=0-70^\circ$).

ÜA50 ve ÜA60) kristal yapının nerediye tamamıyla çöktüğü açıkça görülmektedir (Şekil 6).

Örneklerin Kimyasal Analizleri

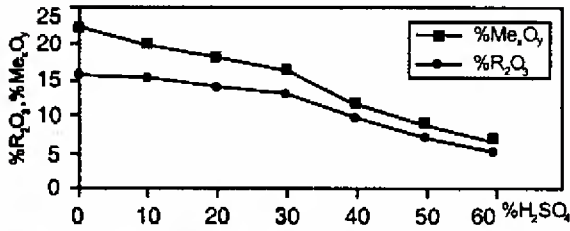
Bentonit ve sülfürik asit karışımında, asit yüzdesi yükseldikçe ilerleyen aktivasyon sırasında Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O miktarlarında azalma, TiO_2 ve P_2O_5 miktarların-

da ise fazla değişme görülmemektedir. Bu değişimlere bağlı olarak SiO_2 miktarında ise artma görülmektedir. Al_2O_3 , ΣFe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O ve K_2O miktarlarında aktivasyondaki asit yüzdesinin ilerledikçe azalması kristalde Al^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ iyonlarının H^+ ile yer değiştirdiğini göstermektedir.



Şekil 6. Orijinal ve aktiflenmiş kil örneklerinin X-ışını difraktogramları ($2\theta=3-13^\circ$).

Figure 6. The X-ray diffractograms of the original and activated clay samples ($2\theta=3-13^\circ$).



Şekil 7. Aktivasyondan sonra bentonit içinde kalan R_2O_3 ($Al_2O_3 + \Sigma Fe_2O_3$) ve Me_xO_y (toplam metal oksidi) yüzdelерinin kuru yöntem uyarınca sülfürik asit aktivasyondaki asit yüzdesi ile değişimi.

Figure 7. The variation with acid percentage of R_2O_3 ($Al_2O_3 + \Sigma Fe_2O_3$) and Me_xO_y (total metal oxide) percentages remaining in the bentonite after sulfuric acid activation by dry method activation.

Al_2O_3 ve ΣFe_2O_3 yüzdelерinin toplamını simgeleyen R_2O_3 ile SiO_2 ve KK dışındaki bileşenlerin yani metal oksitlerinin yüzdeleri toplamını simgeleyen Me_xO_y 'nin aktivasyondaki sülfürik asit yüzdesi ile değişimi Şekil 7'de görülmektedir.

Orijinal ve Asitle Aktiflenmiş Killerin Yüzey Alanlarının Değişimi

Orijinal ve asitle aktiflenmiş örneklerin yüzey alanlarının değişimi Çizelge 2'de verilmiştir. Buna göre orijinal kilde $72,5 \text{ m}^2/\text{g}$ olan özgül yüzey alanı aktivasyondaki asit oranı ile hızla yükselirken bu oran % 40 olduğunda $172,0 \text{ m}^2/\text{g}$ değeriyle maksimuma ulaşmaktadır. Asit oranı daha fazla yükseltildiğinde yüzey

Çizelge 2. Orijinal ve aktive edilmiş Ünye / Ordu bentonitinin özgül yüzey alanı, R_2O_3 , Me_xO_y ve KDK değişimi.

Table 2. The variation of specific surface area, R_2O_3 , Me_xO_y and KDK of original and activated Ünye/Ordu bentonite.

Örnek	Yüzey Alanı (m^2/g)	% R_2O_3	% Me_xO_y	KDK (meq/100 g kil)
ÜH01	72,5	15,73	22,08	99,19
ÜA10	75,5	15,28	20,02	84,24
ÜA20	125,7	14,17	18,2	78,81
ÜA30	156,6	13,28	16,48	72,82
ÜA40	172,0	9,83	11,87	62,5
ÜA50	149,8	7,16	9,02	55,71
ÜA60	140,9	5,37	6,95	51,63

alanı düşmekte ve bu oran % 60 olduğunda $140,9 \text{ m}^2/\text{g}$ değerine düşmektedir.

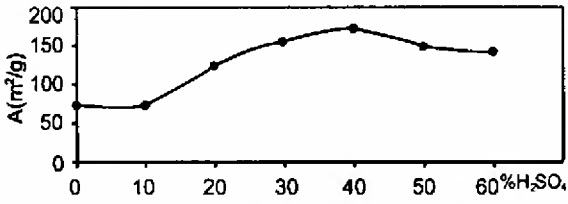
Aktivasyonda asit oranı artışı ile yüzey alanı değişimi Şekil 8'de görülmektedir.

Aktivasyondaki asit oranı yükseldikçe düşen R_2O_3 ve Me_xO_y yüzdeleri ile yüzey alanının değişimi Şekil 9'da görülmektedir.

Yüzey alanındaki değişmeyi büyük oranda bentonit içindeki R_2O_3 ve Me_xO_y yüzdesinin denetlediği Şekil 9'da açıkça görülmektedir. Asit oranı % 10 alınarak yapılan ilk aktivasyon sırasında kristal örgüsünde önemli bir değişiklik olmamasına karşılık, az da olsa yavaş yavaş oluşmaya başladığı düşünülen mikro gözeneklerin açılması yüzey alanının artmasına neden olmuştur. Asit oranı % 20-40 arasında değiştirilerek yapılan aktivasyonlar sırasında uzaklaşan Al^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ iyonlarının geride bıraktıkları boşluklardan dolayı daha büyük gözeneklerin oluşması özgül yüzey alanının da artışına yol açtığı düşünülmektedir. Asit oranı % 50 ve % 60 olduğunda ise özgül yüzey alanında düşüş gözlenmiştir. Bu özgül yüzey alanındaki düşüşün nedeni büyük bir olasılıkla oluşan mikro- ve mezo-gözenekler arasındaki duvarların yıkılarak makro gözeneklerin oluşmasından kaynaklanmaktadır. Elde edilen bu sonuçlar literatürlerdeki çalışmalar ile uyum içindedir (Sankaya, 1989b).

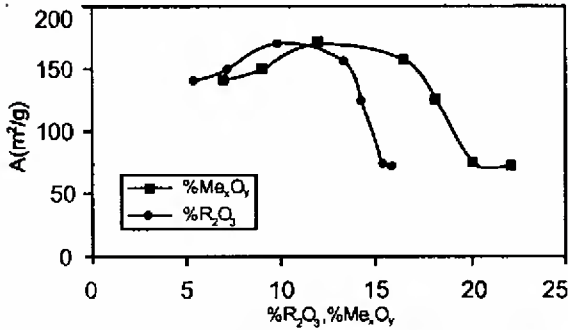
Orijinal ve Asitle Aktiflenmiş Killerin Katyon Değiştirme Kapasiteleri

Orijinal ve asitle aktiflenmiş örneklerin katyon değiştirme kapasitelerinin değişimi Çizelge 2'de verilmiştir. Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin KDK değeri $99,19 \text{ meq}/100\text{g}$ kil iken, asitle aktive edildiğinde asidin kütsel yüzdesi artarken katyon değiştirme kapasitesinde de düşüş gözlenmiştir.



Şekil 8. Orijinal ve asitle aktive edilmiş Ünye / Ordu bentonitin asit oranı artışıyla spesifik yüzey alanının değişimi.

Figure 8. The variation of increased acid ratio by specific surface area in the original and activated Ünye/Ordu bentonite with sulfuric acid.



Şekil 9. Özgül yüzey alanının aktivasyondan sonra bentonit içinde kalan R_2O_3 (M_2O_3 ve ΣFe_2O_3) ve Me_xO_y (toplam metal oksit) yüzdelere bağlılığı.

Figure 9. The relationship between specific surface area and R_2O_3 (M_2O_3 ve ΣFe_2O_3) and Me_xO_y (total metal oxide) remaining in the bentonite after activation.

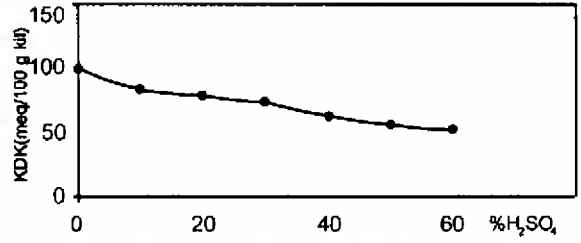
KDK'sının aktivasyondaki asit yüzdesi ve aktivasyondan sonra bentonit içinde kalan R_2O_3 yüzdesi ile değişimi sırasıyla Şekil 10 ve 11'de verilmiştir. Buna göre, asit yüzdesi arttıkça örneklerin KDK'si de azalmaktadır (Şekil 10).

Asit aktivasyonu ilerledikçe montmorillonitin tetrahedron-oktahedron-tetrahedron (TOT) tabakalarında oluşan üçlü katmanları içindeki oktahedron birim hücrelerinin merkezlerindeki Al^{3+} , Fe^{3+} ve benzeri iyonları uzaklaştırmaktadır. Buna bağlı olarak aktivasyondaki asit oranı arttıkça KDK'sinin de düştüğü görülmektedir.

Asit yüzdesi arttıkça örneklerin kation değişim kapasiteleri ile birlikte R_2O_3 yüzdesinin de azaldığı Şekil 11'de görülmektedir.

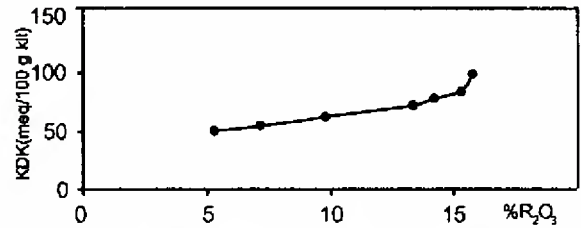
Orijinal ve Asitle Aktive Edilmiş Örneklerin pH Değişimleri

Orijinal ve aktive edilen örneklerin ölçü-



Şekil 10. Kation değişim kapasitesinin (KDK) aktivasyondaki sülfürlük asit yüzdesi ile değişimi.

Figure 10. The variation of cation exchange capacities (CEC) with sulfuric acid percentage in the activation.



Şekil 11. Kation değişim kapasitelerinin (KDK) aktivasyondan sonra bentonit içinde kalan R_2O_3 ($Al_2O_3 + \Sigma Fe_2O_3$) yüzdesi ile değişimi

Figure 11. The variation of cation exchange capacities (CEC) with R_2O_3 ($Al_2O_3 + \Sigma Fe_2O_3$) percentage remaining in the bentonite after activation.

len pH değerleri sırasıyla şöyledir : ÜH01=8,18, ÜA10=3,94, ÜA20=3,94, ÜA30=3,94, ÜA40=3,78, ÜA=50=3,44 ve ÜA=3,29. Aktivasyondaki asit oranı arttıkça örneklerin pH değerleri düşmektedir. Asit oranı arttıkça değişebilir kationların yerini hidrojen iyonu almaktadır. Bu da kil örneklerinin yapısının asidik olmasına neden olmuştur.

SONUÇLAR

Orijinal Ünye/Ordu bentonitinin XRD difraktogramları incelendiğinde büyük oranda smektit grubu mineralleri olan montmorillonitten oluştuğu tespit edilmiştir. Ayrıca kil dışı mineral olarak büyük ölçüde kuvars türevi olan kristobalit içerdiği saptanmıştır. Orijinal kil örneğinin IR spektrumu da, örneğin montmorillonit kili olduğunu ve safsızlık olarak da kristobalit içerdiğini göstermektedir.

Orijinal ve asitle aktive edilmiş örneklerin x-ışını difraktogramları incelendiğinde asit

oranı kütlece % 20'a kadarki örneklerde kilin kristal yapısının çok fazla etkilenmediği ancak bu asit orandan sonra kristal yapının bozulmaya başladığı gözlenmiştir.

Orijinal ve asitle aktive edilen kil örneklerinin XRF ile yapılan kimyasal analizlerinde, asit %'si yükseldikçe ilerleyen aktivasyon sırasında Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O miktarlarında azalma, TiO_2 ve P_2O_5 miktarlarında ise fazla değişme görülmemiştir. Bu değişimlere bağlı olarak da SiO_2 miktarlarında artış gözlenmiştir. Bu sonuç, aktivasyondaki asit %'sinin ilerlemesi ile Al^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ iyonlarının H^+ ile yer değiştirdiğini göstermektedir.

Orijinal kilin yüzey alanının, aktivasyondaki asit oranının % 40 değerine kadar arttığı ve bu oranda $172,0 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ değeriy-le maksimuma ulaştığı ancak daha ileriki aktivasyonda yüzey alanlarında düşüş meydana geldiği saptanmıştır. Yüzey alanındaki artışın nedeni büyük bir olasılıkla yapıdan uzaklaşan Al^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ iyonlarının bıraktıkları boşluklardan dolayı mikro ve mezo gözeneklerin oluşması, asit oranının artışıyla yüzey alanındaki düşüşün nedeni ise mikro ve mezo gözenekler arasındaki duvarların yıkılarak makro gözeneklerin oluşmasına bağlanmıştır (Sarıkaya, 1989b).

Aktivasyondaki asit oranı arttıkça kilin yapısından Al^{3+} , Fe^{3+} ve benzeri iyonların uzaklaşması nedeni ile KDK'nin düştüğü saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bilimsel hakem olarak bu çalışmanın değerlendirilmesindeki katkıları için Prof.Dr.Hüseyin Yalçın'a teşekkürü bir borç bilirler.

KAYNAKLAR

Akbulut, A., 1996. Bentonit, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları. Eğitim Serisi No.32, Ankara.

Bain, D.C., Smith, B.F.L., 1992. Chemical Analysis, Clay Mineralogy: Spectroscopic and Chemical Determinative Methods. ed: Wilson, M.J., Chapman & Hall.

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, editors, Mineralogical Society, London, pp. 411-438.

Çakıcıoğlu, F., Böke, N., Umaç, N., Peker, S., 1985. Killerin kuru yöntemle asit aktivasyonuna etki eden parametrelerin incelenmesi. II. Ulusal Kil Sempozyumu, s.187-203, Ankara.

Çalışkan, N., Armağan, N., 1987. Illit/Smektit karışık katmanlı enez kilinin kristal yapısının ve asitle etkileşmesinin incelenmesi. III. Ulusal Kil Sempozyumu, s.43-56, AÜ, Ankara.

Çelik, M.,Karakaya, N., Temel,A.,1999. Clay minerals in hydrothermally altered volcanic rocks, Eastern Pontides, Turkey. Clays and Clay Minerals, 47, 708-717.

Çinku, K., Bilge, Y., 2001. Bentonit ve aktivasyon yöntemleri, 10. Ulusal Kil Sempozyumu, Konya.

Dvcharenko, F.D., Tarasevich, Y., Belik, F.A., 1973. Influence of acid activation on the structure and adsorptive properties of clay minerals. Kolloidnyi Zhurnal, 35, s.467-475.

Grim,R.E., 1968. Clay Mineralogy. McGraw-Hill Book Company, New York, 596 p.

Gregg, J., Sing, K.S.W., 1982. Adsorption surface area and porosity. Academic Press, London, New York. 149 p.

Güler, Ç., Danık, M., 1989. Asitle aktifleştirilmiş killerin katyon değişim kapasitesi. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, Sivas, s. 189-193,

Önal, M., Sarıkaya, Y., 1997. Isıl işlem ve asit aktivasyonun kütahya bentonitinin fizikokimyasal özellikleri üzerine etkisi. VIII Ulusal Kil Sempozyumu, DPÜ, Kütahya, s. 213-220.

Sarıer N., Güler, Ç., 1985. Asit ile aktiflenen bentonitin β -karoten adsorpsiyonu. II. Ulusal Kil Sempozyumu, HÜ, Ankara s. 205-214.

Sarıkaya, Y., Ceylan, H., Biçer, C., Biçer, N., Bozdoğan, İ., 1985.Killerin ağartıcı özellikleri. II. Ulusal Kil Sempozyumu, HÜ, Ankara, s. 507-512.

Sarıkaya, Y., Ceylan, H., Bozdoğan, İ., 1989a. Asit aktivasyonunun bir bentonit kilinin adsorplama özelliklerine etkisi. Doğa Tu Kim. 13, 94-109.

Sarıkaya, Y., Ceylan, H., Bozdoğan, İ., 1989b. Asitle aktivasyonun bir bentonitin gözenekli yapısına etkisi. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, Sivas, s.203-211.

Sarıkaya, Y., 1991. Killerin fizikokimyasal incelenmesi. Mahmut Sayın Kil Mineralleri Sempozyumu, ÇÜ, Adana, s.178-188.

- Tuncan, A., 1995. Bazı kil minerallerinin fizikokimyasal özelliklerinin laboratuvarında tayini. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, Ankara, s. 187-199.
- Türkmenoğlu, A., Aker, S., 1990. Origin of sedimentary bentonite deposits of Çankırı basin, Turkey. *Sciences Géologiques*, 86, 63-72.
- Wilson, M.N., 1994. Clay mineralogy: Spectroscopic and chemical determinative methods. Chapman & Hall, London. 192 p.
- Yalçın, H., Gümüşer, G., 2000. Mineralogic and geochemical characteristics of of Late Cretaceous bentonite deposits at the north of Kelkit valley, Northern Turkey. *Clay Minerals*, 35, 807-825.
- Yalçın, S., Özbelge, Ö., 1985. Bentonitin asit ile aktifleştirilmesi. II. Ulusal Kil Sempozyumu, HÜ, Ankara, s. 229-250.

TRAVERTENLERİN DEĞERLENDİRİLMESİNDE YAPILMASI GEREKLİ İNCELEMELER VE KULLANIM YERİ SEÇİMİ

THE NECESSARY EXAMINATIONS OF TRAVERTINES AND CHOOSING THE USING PLACE

M. Emrah AYAZ MTA Orta Anadolu 1. Bölge Müdürlüğü, Sivas

ÖZ : Travertenler; Ca^{++} ve $CO_3^{=}$ içerikli sızıntı veya kaynak suları tarafından, kırık/çatlak, mağara içlerinde veya yer yüzeyinde, CO_2 basıncının azalmasına bağlı olarak hızlı bir şekilde çöktürülen, genellikle iri gözenekli, ince taneli ve bantlı yapıları karbonat çöktürmeleridir. Travertenlerin değerlendirilmesinde petrografik, kimyasal, morfolojik ve endüstriyel özellikler etkili olur ve bunlara göre kullanım yeri seçimi yapılır. Traverten yatakları morfolojik olarak; (1) teras tipi, (2) sırt (semer) tipi, (3) dom (koni) tipi, (4) tabaka tipi, (5) damar tipi, (6) fay önü tipi, (7) kanal tipi travertenler ve (8) mağara travertenleri (damlatışlar) şeklinde sınıflandırılırlar. Bunlardan tabaka tipi, damar tipi ve/veya fay önü tipi travertenlerin endüstriyel alanlarda değerlendirilmesi, az bulunup estetik görünümü sunan teras tipi, sırt tipi, dom tipi ve kanal tipi travertenler ile mağara travertenlerinin (damlatışların) ise koruma altına alınıp, turizm amaçlı olarak değerlendirilmesi uygundur. Travertenler petrografik olarak; kabuksu/süngerimsi ve albatr yapıları şeklinde iki farklı yapısal özellik gösterirler. Kabuksu/süngerimsi yapıları travertenler; bol ve genellikle iri gözenekli, belirsiz bantlanmalı, albatr yapıları travertenler ise az ve küçük gözenekli, ince ve belirgin (farklı renkli) bantlanmalıdırlar. Travertenlerin ana kimyasal bileşenleri genellikle % 44.57-55.12 CaO, % 0.16-9.30 SiO_2 , % 0.26-3.36 ΣFe_2O_3 , % 0.48-1.62 Al_2O_3 ve % 0.31-1.45 MgO aralıklarında değişmektedir. Travertenler endüstriyel olarak; yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyelik-süs eşyası yapımında, çimento yapımında ve kireç imalinde, ayrıca toprak şeklinde ayrılmış olanlar ise toprak yollarda sergi malzemesi olarak değerlendirilebilirler. Travertenlerin kullanım yerlerinin seçimi; morfolojik, petrografik ve jeoteknik özelliklere bağlı olarak değişir. Morfolojik özellikler turizm amacı için önemli olurken, petrografik ve jeoteknik özellikler ise endüstriyel kullanım için önemli olmaktadır. Bu çalışma; traverten yataklarının morfolojik, petrografik, kimyasal ve jeoteknik özelliklerinin belirlenmesine yönelik inceleme yöntemlerini ve Türkiye'deki önemli traverten yataklarıyla ilgili bazı bilgileri içermektedir.

Anahtar kelimeler : Traverten, özellikler, kullanım yeri.

ABSTRACT : Travertines are hot spring related carbonate deposits. They are characterised with high porosity and fine grained and banded structure. They are occurred in fault zones, in carstic caves and around the spring cones. These were deposited with oozing or spring waters consisting of Ca^{++} and $CO_3^{=}$ at caves, in faults and on the surfaces. The petrographic, chemical, morphologic and industrial characteristics are effective on usage of travertines. Travertine deposits, can be classified as; (1) terraced-mound type, (2) fissure-ridge type, (3) dome type (convex), (4) layered type, (5) vein type, (6) range-front type, (7) self-built channel travertines and (8) cave type travertines (dropping stones) according their morphology. It is suitable that layered type, vein type and range-front type travertines for industrial purpose, while the terraced-mound type, fissure-ridge type, dome type and self-built channel type with cave travertines for touristic purpose. Petrographically; travertines show two different structural features such as coverly/spongy and albatr structures. Travertines with coverly/spongy structure contain large pores and the banded structure is very rare. Travertines with albatr structure contain small pores and thin banded structure is very fine with different colors. The main chemical components of travertines commonly change between % 44.57- 55.12 CaO, % 0.16-9.30 SiO_2 , % 0.26-3.36 ΣFe_2O_3 , % 0.48-1.62 Al_2O_3 ve % 0.31-1.45 MgO. Industrially; travertines can be used as facing stone, building stone, ornamental objects, cement raw material and lime. In addition, some easily decomposable travertines can be used as road flooring material. Determination of the

using places of travertines is depend on their morphological, petrographic and geotechnical characteristics. Morphological characteristics are important in touristic purpose while geotechnical and petrographical characteristics are important in industrial usage. This paper contains the investigation methods applied to identify the morphological, petrographic, chemical and geotechnical characteristics of travertine deposits and small explanations deal with the important travertine deposits in Turkey.

Key words : Travertine, features, using place.

GİRİŞ

Travertenler; Ca^{++} ve $CO_3^{=}$ içerikli sızıntı veya kaynak suları tarafından, kırık/çatlak, mağara veya yer yüzeyinde, CO_2 basıncının azalmasına bağlı olarak hızlı bir şekilde çöktürülen, genellikle iri gözenekli, ince taneli ve bantlı yapıları karbonat çöktürmeleridir.

Travertenler yataklanma şekli bakımından; damar tipi (albatr yapılı), mağara tipi (damlatışlar) ve tabaka tipi (kabuksu/süngerimsi yapılı) şeklinde, morfolojik görünümleri bakımından ise; teras tipi, sırt (semer) tipi, dom (koni) tipi, tabaka tipi, damar tipi, fay önü tipi, kanal tipi ve mağara travertenleri (damlatışlar) şeklinde sınıflandırılırlar.

Yataklanma şekli bakımından; damar tipi travertenler, yavaş bir çökelmeyle kırık ve çatlaklar içerisinde oluşan, ince ve farklı renkli belirgin bantlanmaları içeren albatr yapısı gösterirler. Mağara tipi travertenler, mağara içlerindeki kırık ve çatlaklardan süzülen/sızan suların oluşan, üst üste sarımsı, genellikle az gözenekli ve masif yapıları damlatışlar şeklinde gözlenirler. Tabaka tipi travertenler ise yer yüzeyinde çökelen travertenler olup, genellikle kabuksu/süngerimsi yapı gösterirler. Bu tip travertenler ender olarak, küçük çanağımsı alanlarda albatr yapılı olarak da çökelebilmektedir.

Morfolojik görünümleri bakımından; damar tipi travertenler albatr yapısında, mağara travertenleri (damlatışlar) sarkit, dikit ve sütun gibi üst üste sarımsı masif yapılarında, teras tipi, sırt (semer) tipi, dom (koni) tipi, tabaka tipi, fay önü tipi ve kanal tipi travertenler ise genellikle kabuksu/süngerimsi yapılarında gözlenirler.

TRAVERTENLERDE YAPILMASI GEREKLİ İNCELEMELER

Saha İncelemeleri ve Morfolojik Özellikler

Travertenler için yapılması gereken ilk incelemeler, saha gözlemleriyle başlar. Bu kapsamda; öncelikle traverten sahalarının genel jeolojisi ve tektonik özellikleri incelenir. Ca^{++} ve $CO_3^{=}$ içeriği bakımından zengin olan kaynak kayalar, ana tektonik yapılar ve yer altı sularına karışarak asitik özellik sağlayan CO_2 'in kökeni (magmatik, metamorfik veya sedimanter) belirlenmeye çalışılır. Derlenen bu veriler,

traverten sahalarının potansiyelinin ve olası yeni yatakların belirlenmesi ile güncel çökelimlerin açıklanmasında büyük yararlar sağlar. Travertenleri çöktürülen sızıntı veya kaynak sularının çıktığı ana tektonik yapılar ve güncel çıkışların incelenmesiyle travertenlerin yataklanma şekilleri ve değerlendirmede büyük önem taşıyan morfolojik özellikleri belirlenir.

Yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediye-lik-süs eşyası yapımında kullanılacak olan travertenlerde blok verme özelliği önemli olup, ana kırıklarla sınırlanmış doğal blok kütlelerinin ölçülmesi ve hacimsel eklem sayısının ölçülmesi şeklinde iki farklı yöntemle belirlenmektedir. Ana kırıklarla sınırlanmış doğal blok kütlelerinin ölçülmesi yöntemi, sahada doğal olarak ortaya çıkmış ve/veya ocaklarda sökülmiş olan blokların direkt ölçülmesi esasına dayanır. Hacimsel eklem sayısının ölçülmesi yöntemi (ISRM, 1978) ise travertenlerin eklem (kırık/çatlak) takımlarının dik yönleri boyunca ölçülmesi ve $J_v = (e_1/a_1) + (e_2/a_2) + (e_3/a_3) + (e_4/a_4)$ bağıntısıyla elde edilen sonucun Tablo 1'e göre yorumlanması esasına dayanır (J_v : Hacimsel eklem sayısı (eklem/ m^3), e : eklem sayısı (adet), a : ölçüm mesafesi (m)). Bu yöntemdeki ölçüm yönleri, ilk üç ölçümde eklem (kırık/çatlak) takımlarına dik, dördüncü ölçümde ise rastgele veya uygun yarmalarda düşey yönde seçilir.

Travertenler morfolojik olarak, ilk kez Chafetz ve Folk (1984) tarafından beş temel başlıkta sınıflandırılmıştır. Bunlar; teras (set) tipi, sırt tipi, fay önü tipi, tabaka tipi ve kanal travertenleridir. Aynı sınıflama Altunel ve Hancock (1993) tarafından da kullanılmıştır. Bu çalışmada travertenler, sekiz temel morfolojik sınıfta incelenmiş olup; bazı çalışmacıların "koni" olarak ifade ettiği ters koni yapısındaki domsal oluşumlar için daha açık ve direkt bir karşılık olan "dom" terimi kullanılmıştır. Bunun yanında, "damar tipi traverten" morfolojisi ile mağaralar içerisinde oluşan damlatışlar (mağara travertenleri) ise morfolojik sınıflama içinde ilk defa değerlendirilmiştir. Buna göre traverten yatakları morfolojik olarak; (1) teras tipi (set tipi), (2) sırt (semer) tipi, (3) dom (koni) tipi, (4) tabaka tipi, (5) damar tipi, (6) fay önü tipi, (7) kanal tipi travertenler ve (8) mağara

Tablo 1. Hacimsel eklem sayısı değerlerine göre blok boyutlarının tanımlanması (ISRM, 1978'den).

Table 1. Determination of the block dimensions according to the joint value in volume (after ISRM, 1978).

Tanımlama	Hacimsel Eklem Sayısı (eklem/m ³)
Çok büyük bloklar	< 1
Büyük bloklar	1 - 3
Orta boyutlu bloklar	3 - 10
Küçük bloklar	10 - 30
Çok küçük bloklar	> 30
Kırılmış kayaç	> 60

travertenleri (damlataşlar) şeklinde sınıflandırılabilirler.

Teras tipi (set tipi) travertenler eğimli ve genellikle dar arazilerde oluşmakta olup, estetik görünümlü havuz, küvet veya fincan şekilli yapılar gösterirler. Ayrıca yer yer farklı mineral içerikleri sular tarafından, çok renklenmeli ilginç görünümler de oluştururlar. İlgünç ve estetik görünümler veren bu travertenlerin blok verimi düşük olup, turizm amaçlı olarak değerlendirilmeye uygundur. Teras tipi travertenlere en tipik olarak Roma'nın doğusundaki Tivoli travertenlerinde (Chafetz ve Folk, 1984) ve ülkemizdeki Pamukkale (Denizli) travertenlerinde rastlanır.

Sirt tipi travertenler, bir kırık hattı boyunca oluşmakta olup, gelişmelerinin ileri evrelerinde tipik olarak semer yapıları gösterirler. Genellikle 20-30 m genişliğinde, 10-15 m yüksekliğinde 700-800 m (bazen 1 km'den fazla) olan bu tip travertenlerin blok verimi çoğunlukla düşüktür. Bu nedenle endüstriyel kullanımlarından ziyade, az bulunmaları ve estetik görünümlü olmaları nedeniyle turizm amaçlı olarak değerlendirilmeleri daha uygundur. Sirt tipi travertenlere en tipik olarak; Tivoli'de (Roma-İtalya) (Chafetz ve Folk, 1984), Santaş Ulusal Park'ta (Wyoming-ABD) (Bargar, 1978), Pamukkale'de (Denizli) ve Sıcak Çermik ile Uyuz Çermik'te (Sivas) (Ayaz, 1998) rastlanır.

Dom (koni) tipi travertenler, bir kaynaktan çıkan sular tarafından ve genellikle küçük ölçeklerde oluşurlar. Çökeltmenin ilerleyen evrelerinde, temel topoğrafyanın durumuna veya çevredeki diğer kaynaklardan çökelen traverten depolanmalarına bağlı olarak, dom yapıları irileşebilir veya birleşip kaybolabilir. Cihanbeyli (Konya) yöresinde, üst kısmı aşınarak yarı dom şekli kazanmış traverten oluşumunun yüksekliği 1.5-2 m, dış çapı ise yaklaşık 6-7 m'dir. Blok verimi genellikle düşük olan bu tip travertenlerin iyi

gelişmiş ve aşınmamış olanları turizm amaçlı olarak değerlendirilebilir.

Tabaka tipi travertenler, yatay veya yataya yakın arazilerde genellikle yüksek debili olarak çıkan Ca(HCO₃)₂'li suların, geniş mesafelere yayılıp yatay olarak çöktüğü traverten oluşumlarıdır. Dünyadaki traverten yatakları çoğunlukla tabaka tipi morfolojisinde bulunmaktadır. Blok verimi genellikle yüksek olan bu tip travertenlerin endüstriyel alanlarda değerlendirilmesi uygundur. Oldukça yaygın olan tabaka tipi travertenler, ülkemizde; Antalya, Adana (Merkez, Ceyhan, Kadirli, Yerköprü), Mersin, Van (Edremit, Çaldıran, Aşağı Süphan), Denizli (Pamukkale, Kocabaş Köyü), Sivas (Sıcak Çermik, Sarıkaya, Uyuz Çermik, Soğuk Çermik, Paşafabrikası), Konya (Cihanbeyli, Seydişehir), Eskişehir, Kayseri (Sızır) ve Erzurum (Hınıs) gibi yöreler başta olmak üzere birçok yörede, tipik morfolojik yapılar verecek şekilde bulunurlar.

Damar tipi travertenler, açılma çatlakları içerisinde yükselen Ca(HCO₃)₂'li sular tarafından, albatır yapısı şeklinde dikey olarak çöktürülen (düşey bantlanmalı) travertenlerdir. Çevre kayaların zamanla aşınması sonucunda açığa çıkan bu travertenler, morfolojik olarak "damar tipi travertenler" şeklinde tanımlanmıştır. Damar tipi travertenler, endüstriyel alanda hediyeleşim eşyası yapımı şeklinde veya iri ve ilginç morfolojik görünümlü olanlar ise koruma altına alınıp turizm amaçlı olarak değerlendirilebilirler. Damar tipi traverten morfolojisinin ülkemizdeki en tipik örnekleri, Sıcak Çermik (Yıldızeli-Sivas) yöresinde bulunmakta ve tabaka tipli travertenlerin sonradan aşınmasıyla ortaya çıkmışlardır. Yöredeki en büyük damar tipli traverten morfolojisinin açığa çıkmış yüksekliği 2.5 m, alt kesimlerdeki genişliği 130 cm ve uzunluğu ise yaklaşık 3-4 m'dir (Ayaz, 1998).

Fay önü tipi travertenler, aktif fay önündeki eğimin azaldığı kesimlerde masif, kaba bantlanmalı ve yer yer farklı kökenli fay breşlerini içerecek şekilde gelişirler. Fay önü tipi travertenlere en tipik örneklerden biri Pamukkale'de (Denizli) bulunur. Bu tip travertenler, yağma binaların temel veya duvarlarında yapıtaşları olarak kullanılabilirler.

Kanal tipi travertenler, yapay veya doğal olarak gelişmiş ark veya kanallar içinde akan Ca(HCO₃)₂'li sular tarafından, CaCO₃'ün; ince, uzun ve yüksek yapılar şeklinde çöktürülmesiyle oluşurlar. Kanal tipi travertenler, genellikle insanlar tarafından sulama veya su tahliyesi için oluşturulan yapay ark veya kanallar boyunca gelişirler. Bunların üstten görünümleri yılankavi, yandan görünümleri de duvar gibidir. Bu nedenle kanal tipi travertenlerin koruma altı-

tına alınıp, turizm amaçlı olarak değerlendirilmesi gerekir. Kanal tipi travertenlerin en tipik örneklerine Denizli-Pamukkale'de rastlanılır. Bazı terkedilmiş kanalların yükseklikleri 10 m.'den fazladır. Mağara travertenleri (damlatışlar), yeraltı sularının karbonat ve karbonatlı kayaları veya sülfatlı kayaları çözüp, bunları mağaralar içerisinde damlamalar şeklinde çökeltmesiyle oluşurlar. Kırık ve çatlaklar boyunca akan/sızan $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 'lı sulardan oluşan damlatışlar, aldıkları özel şekillere göre sarkıt, dikit, sütun, duvar damlatışı, perde-bayrak damlatışı, göğüslük ve sayvan, aykırı şekilli oluşumlar, mağara kalkanları, mağara çiçeği, mağara iğnesi, mağara incisi, mağara taşı ve mağara tüfü gibi çeşitli isimler alırlar. Bu tür mağaraların turizm amaçlı olarak kullanılmalrı gereklidir.

Travertenlerin morfolojik olarak değerlendirilmesi, endüstriyel ve ekolojik verimlilik bakımından büyük önem taşır. Bu nedenle tabaka tipi, damar tipi ve/veya fay önu tipi travertenlerin endüstriyel alanlarda değerlendirilmesi, az bulunup estetik görünüm sunan teras tipi, sırt tipi, dom tipi ve kanal tipi travertenler ile mağara travertenlerinin (damlatışların) ise koruma altına alınıp, turizm amaçlı olarak değerlendirilmesi uygundur.

Petrografik İncelemeler

Travertenlerin petrografik özellikleri; mineralojik, yapısal ve dokusal özelliklerinin incelenmesiyle belirlenir. Petrografik özellikler, travertenlerin endüstriyel alandaki kullanım şeklinin belirlenmesi için bilinmesi gereken en önemli özellikler olup, özellikle yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve süs eşyası yapımında kullanılabilirliği ve ekonomik değeri önemli ölçüde belirler. Petrografik incelemeler, ocaktan kullanıma kadar (ocak yeri seçimi, blok verimliliği, levhalar şeklinde dilimlenebilme, cilalanıp parlatabilme, dayanım ve kullanım yeri seçimi gibi) tüm evrelere ışık tutar.

Petrografik özellikler, oluşum şekli bakımından tabaka tipi ve damar tipi travertenlerde çeşitli farklılıklar gösterirler. Mağaralarda gelişen ve çeşitli estetik görünümüleriyle turizmciilik açısından önem kazanan damlatış oluşumlarında ise morfolojik yapılar ön plana çıkar. Bunlar, kalsitten oluşan, üst üste sarılımlar (zonlanmalar) şeklinde büyüyerek gelişen, genellikle az gözenekli ve masif yapı, çeşitli liginç ve estetik morfolojik yapılar sunarlar.

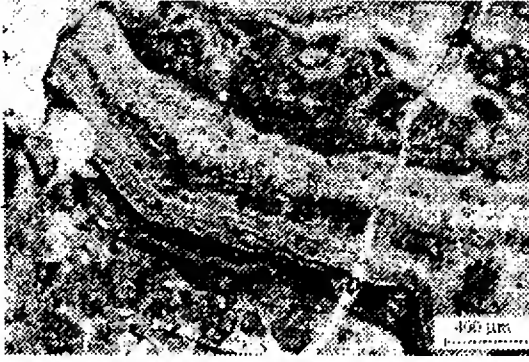
Travertenler, mikroskopik incelemelerde; ana mineral olarak kalsit, ender olarak aragonit, siderit ve limonit içerirler. Dokusal olarak genellikle mikritik ve sparitik kesimler gözlenir.

Mikritik oluşumlar daha çok tabaka tipi kabuksu/süngerimsi travertenlerde, sparitik oluşumlar ise daha çok damar tipi albatr yapı, travertenlerde yaygındır. Mikritik oluşumlar içerisinde, yer yer ileri derecede limonitleşmeler ve kesecikler içerisinde aragonit iğnecikleri gözlenir. Sparitik oluşumlarda ise kalsit kristalleri oldukça düzgün şekilli ve iri kristalli olup, demir içeriğinin arttığı kesimlerde renk koyulaşması ve genellikle mikritik bantlanmalar gelişir (Ayaz, 1998). Traverten yataklarının taban kesimlerinden alınan örneklerde, yer yer çeşitli kayaç kırıntıları (şist, mermer, kıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, traverten vb.) ile bunları kesen kalsit damarları gözlenebilir (Şekil 1).

Çökelim sırasında yumuşak olan, erken diyajenez evresi sonunda ise genellikle iyi pekişen travertenler ilerleyen dönemlerde, ortamda bulunan bazı mikroorganizmaların (özellikle mavi-yeşil alglerin) etkisiyle yer yer zayıf, dağılgan ve toprağımsı yapılara dönüşebilirler. Ayrıca, traverten yataklarının özellikle taban ve kenar kesimlerinde bitki yapı, oolitik-pizolitik, böbreğımsi ve breş dolgusu yapılarına da rastlanılır. Bu yapılar, petrografik açıdan masif yapı ile kabuksu yapı arasındaki bir geçişi oluştururlar.

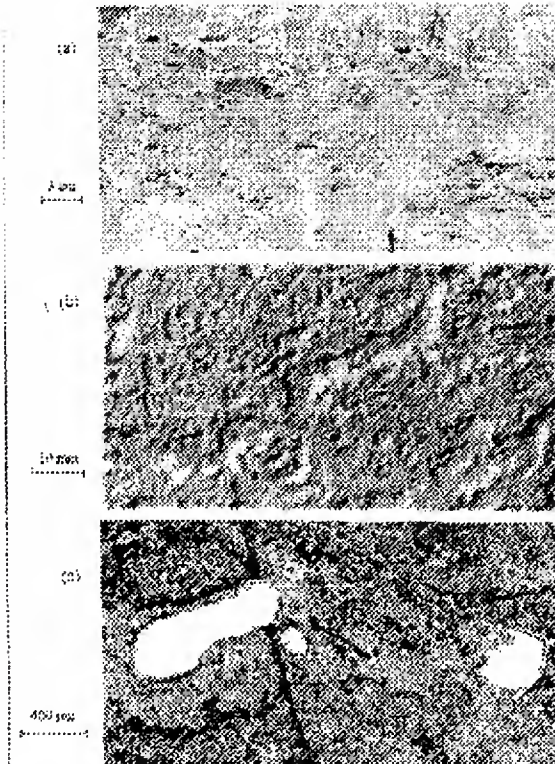
Tabaka tipli traverten oluşumları, damar tipli olanlara göre daha yaygın ve bol bulunurlar. Bunlar; genellikle sarı, krem, kahverengi ve beyaz renkli ve çoğunlukla kalın ve belirsiz tabakalanmalı olup, iri ve bol gözenekli olan kabuksu/süngerimsi yapı, travertenlerdir. Bunların gözenek boyutları, genellikle milimetre boyutundan 5-6 cm boyutuna kadar değişir (Şekil 2). Tabaka tipi travertenler, bazen de ince bantlanmalı albatr yapısı gösterirler. İnce ve farklı renkli bantlanmalardan oluşan bu tip travertenlerin makro gözenek içeriği genellikle çok azdır.

Damar tipi traverten oluşumları ise genellikle tabaka tipi travertenleri kesecek şekilde gözlenir ve daha az bulunurlar. Bunlar, oniksimsi albatr yapısında ve genellikle sarı-krem, kırmızı-kahverengi ve beyaz renkli bantlanmalardan oluşurlar. Bu bantlanmalar, açılma çatlakları içinde farklı fazlarla gelen sulara bağlı olarak, bakışımı çatlak dolgusu yapısında ve simetrik bir şekilde çökeliirler (Ayaz ve Gökçe, 1998). Damar tipi albatr yapı, travertenlerin, genellikle makro gözenek içermemeleri ve güzel görünlü renk-desen sunmaları, hediye-lik-süs eşyası yapımında tercih edilmelerini sağlamaktadır.



Şekil 1. Bantlı doku gösteren travertenlerdeki mikritlik (mk) ve sparitlik (sp) kesimler, kayaç kırıntıları (kk) ve bunları kesen kalsit damarları.

Figure 1. Micritic (mk) and sparitic (sp) zones at the travertines showing banded texture, rock fragment (kk) and the calcite veins cut this primary textures.



Şekil 2. Kabuksu/süngerimsi yapılı travertenlerin petrografik özelliklerinden çeşitli görünümler; (a) el örneği (makro) görünümü, (b) parlatma blok (üstten aydınlatmalı mikroskop) görünümü, (c) ince kesit (alttan aydınlatmalı mikroskop) görünümü.

Figure 2. The different views of the petrographic features of the travertines have covery/spongy structure; (a) views of hand sample (macro), (b) views of polished block, (c) views of thin section.

Kimyasal İncelemeler

Travertenlerin kimyasal bileşimleri, özellikle yüzey kaplama taşı olarak kullanımlarda önemli olur. Kimyasal analizi yapılması gereken ana bileşenler; CaO, SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ ve ± MgO'tir. Yüzey kaplama taşı, yapı taşı ve hediyelik-süs eşyası yapımında kullanılacak olan travertenlerde, sözkonusu bileşenler için standardize edilmiş limit değerler bulunmamaktadır. Bununla birlikte; CaO bileşeninin yüksek olması, travertenlerin renginin beyaz olmasına ve sertliğinin fazla değişkenlik göstermemesine neden olur. Travertenlerin SiO₂ ve Al₂O₃ bileşenleri sertliğini, Fe₂O₃ bileşeni ise özellikle rengini etkiler. SiO₂ ve Al₂O₃ bileşenlerinin yüksek olması sertliği arttırdığından, levha kesiminde zorluklar çıkarabilmektedir. Bu nedenle SiO₂ ve Al₂O₃ değerlerinin yüksek olması istenmez. Fe₂O₃ değerinin yükselmesiyle travertenlerin rengi, açık sarıdan kahverengi ve kırmızıya kadar değişmekte ve bu bileşen, renk tercihine göre arzu edilebilmektedir. MgO bileşeni ise travertenlerde fazla etkili gözükmemekle birlikte, az miktarda sertliği arttırmaktadır.

Ayrıca yüksek MgO bileşeni, travertenlerin oluşum sürecindeki kökensele açıklamalara veya bazik-ultrabazik kayaçlarla ilişkiye veri olabilir.

Travertenlerin kimyasal bileşimleri; Türkiye'nin en önemli traverten yataklarından olan Sıcak Çermik, Sarıkaya ve Uyuz Çermik (Yıldızeli-Sivas), Antalya, Denizli (Kocabaş Köyü) ve Eskişehir travertenlerinin bileşimlerine göre değerlendirilmiştir (Tablo 2). Buna göre travertenlerin ana bileşenleri; % 44.57- 55.12 CaO, % 0.16-9.30 SiO₂, % 0.26-3.36 ΣFe₂O₃, % 0.48-1.62 Al₂O₃ ve % 0.31-1.45 MgO aralıklarında değişmektedir. Ayrıca, Sivas yöresinde bulunan travertenlerin CaO içerikleri, Antalya, Denizli ve Eskişehir yörelerinde bulunan travertenlere göre daha düşük, buna karşılık SiO₂ içerikleri ise çok yüksektir. Aynı fiziko-kimyasal özelliklerdeki yeraltı sularından oluşan travertenlerin farklı kimyasal bileşimler sergilemesi, çözünme bölgelerinin farklı jeolojik yapılar göstermesinden kaynaklanmaktadır.

Travertenlerin genel kimyasal bileşimleri çimento üretimi için genellikle uygun özellikler gösterir. Kireç imalinde ise CaO bileşeni çok yüksek ve kirleticiler açısından temiz olan travertenler aranır. Bununla birlikte travertenler, zenginleştirme işleviyle kireç üretiminde kullanılabilirler.

Tablo 2. Türkiye'deki bazı önemli traverten yataklarının, ana kimyasal bileşenleri (Ayaz ve Gökçe, 1998; Türkiye Mermerleri Kataloğu, 1990 ve Çekiçler Mermer, 2000'den).
Table 2. The main chemical components of the important travertine deposits in Turkey (after Ayaz and Gökçe, 2000; The Catalog of the Turkey Marbles, 1990 and Çekiçler Mermer, 2000).

Saha İsmi	%				
	CaO	SiO ₂	ΣFe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO
Sıcak Çermik-Karlıkaya (Sivas)	45.20-45.95	7.67-8.20	1.87-2.27	1.25-1.38	0.61- 0.66
Sıcak Çermik-Kandilsırtı (Sivas)	44.58-46.10	7.58-8.05	0.95-3.36	1.26-1.33	0.78- 1.00
Sarıkaya (Sivas)	44.93-46.01	7.99-9.30	0.94-1.11	1.35-1.62	0.73- 0.92
Uyuz Çermik(Sivas)	44.57-45.66	7.58-7.74	0.86-1.21	1.26-1.29	1.23- 1.45
Antalya	55.12	0.16	0.26	0.48	0.52
Denizli (Kocabaş)	54.55	0.26	0.32	-	0.31
Eskişehir	54.55	0.26	0.32	-	0.31

Jeoteknik İncelemeler ve Endüstriyel Özellikler

Travertenler endüstriyel açıdan; yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyeşik-süs eşyası yapımı şeklinde, çimento yapımında ve kireç imalinde kullanılabilirler. Bunun yanında altere olup toprak şeklinde ayrışanlar, suyu emip çamurlaşmayı önlediği için yol sergi malzemesi olarak, az bulunup estetik görümlü olanlar ise turistik amaçlı olarak değerlendirilir.

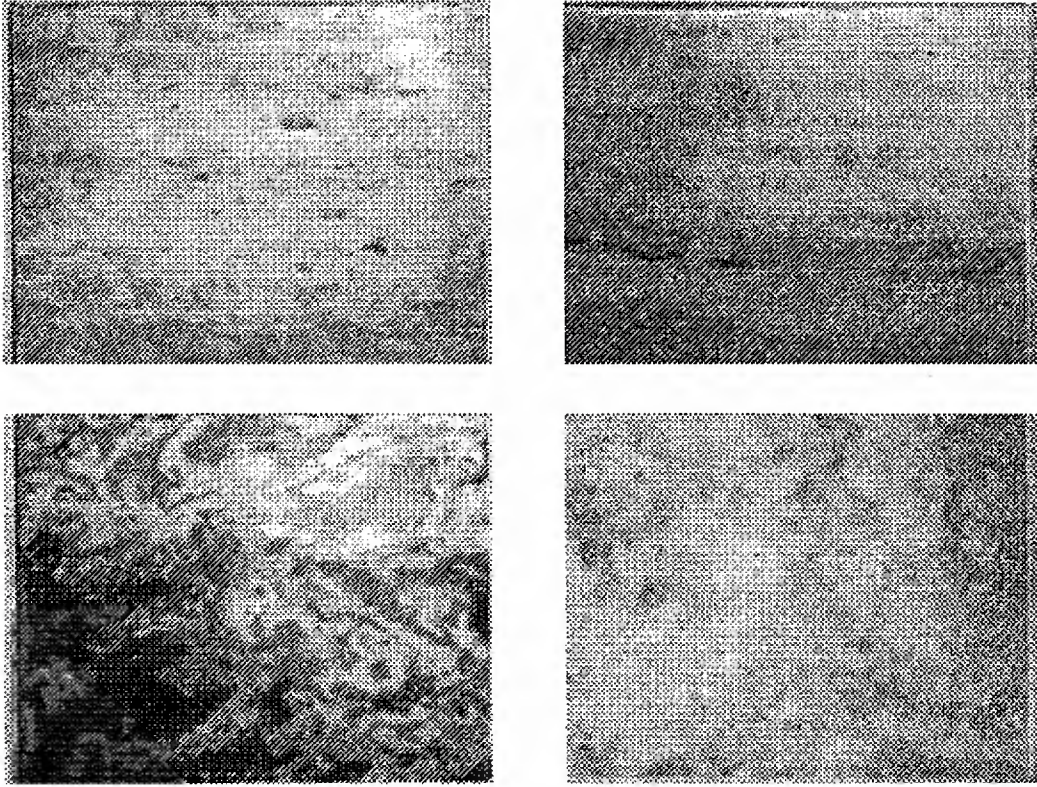
Günümüzde, travertenlerin özellikle yüzey kaplama taşı şeklindeki kullanımları, yapılarca estetik ve antik görünümler verdiğinden, büyük ölçüde artmış ve tercih edilir hale gelmiştir (Şekil 3).

Travertenlerin yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyeşik-süs eşyası yapımında verimli bir şekilde kullanılabilmesi için belirli uygunluk standartlarına sahip olmaları gerekir. Bu nedenle sözkonusu alanlarda kullanılacak travertenler üzerinde; TS 699 (TSE, 1987), TS 6809 (TSE, 1989), ISRM (1978, 1981) ve MTA (1966) gibi çalışmalarda önerilen testler uygulanmalı ve elde edilecek sonuçlar, TS 1910 (TSE, 1977 a) ve TS 2513 (TSE, 1977 b)'de belirtilen kullanım kriterleri ve sınırları dikkate alınarak yorumlan-

malıdır (Ayaz, 1998). Buna göre travertenlerin; blok verme özelliği, renk ve desen özelliği, levhalar şeklinde dilimlenebilme özelliği, cilalanabilme ve parlayabilme özelliği, birim hacim kütlesi, özgül kütle, doluluk oranı, kütlece ve hacimce su emme oranı, gözeneklilik, suda dağılıma dayanımı, sertlik, saydamlık, kalınlıkça ve hacimce aşınma kaybı, tek eksenli basınç dayanımı, don sonu tek eksenli basınç dayanımı, eğilme dayanımı, darbe dayanımı, dona karşı dayanım, dayanım anizotropisi, kimyasal bileşim, açık hava tesirlerine dayanım, asitlere karşı dayanım ve paslanma gibi özellikleri belirlenmelidir (Ayaz ve Karacan, 2000). Bu alanda yapılan tüm çalışmalar, travertenlerin özellikle gözeneklilik özelliğinin belirleyici rol üstlendiğini göstermiştir. Gözenek miktarı ve boyutlarının küçülmesi, başta dayanım olmak üzere hemen hemen tüm özelliklerin pozitif yönde sonuçlar vermesine neden olmaktadır.

Kullanım Alanları ve Seçimi

Travertenler, endüstriyel alanda; yüzey kaplama taşı (mermer), yapıtaşı ve hediyeşik-süs eşyası yapımında, kireç imalinde ve çimento üretiminde, ayrışıp toprağımsı yapı kazanan-



Şekil 3. Travertenlerin yüzey kaplama taşı şeklindeki çeşitli görünümleri.
Figure 3. Different views of the travertines as facing stone.

lar ise toprak yollarda sergi malzemesi olarak kullanılabilirler. Bunların yanında, yer yüzeyinde veya mağara içlerinde bulunan ender morfolojik yapılarıdaki estetik görünümlü travertenler ise turizm amaçlı olarak değerlendirilebilirler.

Travertenlerin kullanım yerlerinin seçimi için; öncelikle morfolojik olarak estetik ve ekolojik değer taşıyan teras tipi, sırt (semer) tipi, dom (koni) tipi ve kanal tipi travertenler ile mağara travertenlerinin (damlataşların) ayırtlanıp koruma altına alınması ve turizm amaçlı olarak değerlendirilmesi düşünülmelidir. Bu özellikteki yataklar çok yaygın bulunmayıp, bunların dışındaki blok veren tüm traverten yataklarının, endüstriyel özellikleri incelenerek uygun kullanım yerleri belirlenmelidir.

Travertenlerin bazı endüstriyel özelliklerinin kullanım kriterleri ve/veya sınırları, TS 1910 ve TS 2513'de belirtildiği gibi; birim hacim ağırlığı en az 2.30 g/cm^3 , gözeneklilik en fazla % 12, atmosfer basıncında ağırlıkça su emme yeteneği en fazla % 7.5, dona karşı dayanım en fazla % 5, tek eksenli basınç dayanımı en az 350 kgf/cm^2 , eğilme dayanımı en az 30 kgf/cm^2 , darbe dayanımı en az 6 kg.cm/cm^3 (kgf/cm^2) ve sürtünmeden dolayı hacimce aşınma kaybı ise

en fazla $15 \text{ cm}^3/50 \text{ cm}^2$ olmalıdır (TSE, 1977 a; TSE, 1977 b). Travertenlerin kullanım yerinin belirlenmesi için yapılacak olan testlere ait sonuçların, bu sınır değerlere uyması gerekir. Aksi takdirde çeşitli sorunların yaşanması kaçınılmazdır.

Endüstriyel özellikleri kullanım kriterlerine ve/veya sınırlarına uyan tüm traverten yataklarının yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyeleş-süs eşyası yapımında kullanılması uygundur. Bununla birlikte, yapıtaşı ve hediyeleş-süs eşyası yapımında kullanılacak olan travertenler için sınır değerler biraz daha esnekler. Örneğin; binaların temelinde kullanılacak olan travertenlerde, sürtünmeden dolayı hacimce aşınma kaybının $15 \text{ cm}^3/50 \text{ cm}^2$ 'nin birkaç değer üzerinde olması, sürtünmeden dolayı aşınmaya maruz kalınmayacağı için problem doğurmazdır. Benzer şekilde biblo, vazo, kalemlik gibi hediyeleş-süs eşyası kullanımlarında, atmosfer basıncında ağırlıkça su emme yeteneğinin % 7.5'in birkaç değer üzerinde olması, su ile fazla muamele olmayacağı için yine herhangi bir sakınca oluşturmayacaktır.

Kabuksu/süngerimsi travertenlerin dayanım özellikleri, genellikle gözenekliliğin azalmasına ve/veya küçülmesine bağlı olarak art-

maktadır. Bu nedenle az ve/veya küçük gözenekli travertenlerin yüzey kaplama taşı şeklinde kullanılmaları daha verimli olacağından öncelikli olarak tercih edilmelidir. Kabuksu/süngerimsi yapılı travertenler, yapıların dış yüzey kaplamalarında antik ve estetik görünümler sunarken, iç döşemelerde estetik ahşap mobilya görünümleri vermektedir. Dış yüzey kaplamalarda; suya ve donmaya maruz kalan traverten levhalarının genellikle elips şeklindeki gözeneklerinin uzun eksenlerinin düşey duracak şekilde applike edilmesi gerekir. Çünkü, bu aplikasyonla gözeneklere dolan yağmur ve kar suları daha kolay süzülüp boşalmakta ve traverten levhalarının donma-çözünme işlevine maruz kalarak aşınmasını engellemektedir. İç döşemelerde ise traverten levhalarının yapay olarak dolgulanmasıyla basamak, zemin ve duvar kaplamalarında, dayanım ve estetik açıdan başarılı sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Gözenekliliği fazla olan veya yüksek dolgulama masrafı gerektiren travertenlerin, yapıtaşı olarak değerlendirilmesi daha uygundur. Çünkü yapıtaşı olarak değerlendirilen travertenler bloklar şeklinde kullanılmakta ve bünyelerindeki boşluklar, ısı ve ses izolasyonu sağlamaktadır. Albatr yapılı travertenlerin, genellikle makro gözenek içermemeleri ve oniksimsi (farklı renk bantlanmalı) güzel görünümler sunmaları, bunların birim fiyatlarını arttırmakta ve daha çok hediyeleşim-süs eşyası yapımında tercih edilmelerini sağlamaktadır.

Travertenlerin, yukarıda açıklanan tüm özellikleri dikkate alındığında; kabuksu/süngerimsi yapı gösterenlerin yüzey kaplama taşı ve yapıtaşı olarak, albatr yapı gösterenlerin ise hediyeleşim-süs eşyası yapımında kullanılması uygun gözükmektedir.

Travertenler, genel kimyasal bileşim ve petrografik özellikleri itibarıyla çimento yapımı ve kireç imali için uygun özellikler gösterirler. Travertenlerin bu alanlardaki kullanımları için, ekolojik değer taşımayan ve blok verimi çok düşük olan traverten yatakları tercih edilmelidir. Çimento hammaddesi olarak kullanılacak travertenlerde, CaO bileşeni için istenen değer, diğer bir çimento hammaddesi olan marnların CaO içeriğine bağlı olarak değişebilmektedir. Bununla birlikte CaO içeriğinin en az % 40-45 civarında olması istenir. Kireç imalinde kullanılacak travertenlerin ise CaO içeriğinin daha yüksek (\geq % 90 CaO) ve temiz olması gerekir. Bununla birlikte CaO içeriği düşük olan veya istenmeyen bileşen oranı yüksek olan travertenler, zenginleştirilerek kullanılabilirler. Ayrıca travertenler, kireçtaşlarına göre daha yumuşak ve gevşek dokulu olduklarından,

öğütülmeleri de daha kolaydır. Yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyeleşim-süs eşyası yapımı için işletilen ocakların artık parçalarının da bu alanlarda kullanılması tercih edilebilir. Bunların dışında, altere olup toprak şeklinde ayrılan travertenler ise suyu emip çamurlaşmayı önlemesi nedeniyle yol sergi malzemesi olarak değerlendirilebilirler.

TÜRKİYE'DEKİ ÖNEMLİ TRAVERTEN YATAKLARI VE BAZI ÖZELLİKLERİ

Ülkemizin jeolojik yapısı, traverten yataklarının oluşumu bakımından elverişli özellikler göstermektedir. Bu nedenle ülkemizde; teras tipi, sırt (semer) tipi, dom (koni) tipi, tabaka tipi, damar tipi, fay önü tipi ve kanal tipi travertenler ile mağara travertenleri (damlataşlar) yaygın bir şekilde bulunmaktadır. Genellikle tabaka tipi oluşumlar şeklinde gözlenen önemli traverten yatakları; Antalya, Adana, Mersin, Van, Denizli, Sivas, Konya, Eskişehir, Kayseri, ve Erzurum gibi bir çok yörede geniş yayılımlar verirler. Denizli yöresinde bulunan ve turizm açısından büyük önem taşıyan Pamukkale travertenleri, pamuksu beyaz renkleri, nispeten düşük gözenekliliği ve değişik morfolojileriyle estetik görünümler sunarlar. Karahayit (Pamukkale-Denizli) ve Uyuz Çermik (Yıldızeli-Sivas) yörelerindeki farklı mineral içerikli sular tarafından oluşturulan ve çok renklenmeli, güzel görümlü traverten oluşumlarının da turizmcilik açısından önemi büyüktür. Antalya, Adana (Merkez, Ceyhan, Kadirli, Yerköprü), Mersin, Van (Edremit, Çaldıran, Aşağı Süphan), Sivas (Sıcak Çermik, Sarıkaya, Uyuz Çermik, Soğuk Çermik, Paşafabrikası), Konya (Cihanbeyli, Seydişehir, Eskişehir, Kayseri (Sızır), Kırşehir ve Erzurum (Hınıs) gibi yörelerdeki tabaka tipi travertenler, ortak özellikler olarak; genellikle sarı, krem, beyazımsı krem, beyaz ve açık kahve renkli, bol gözenekli, kabuksu/süngerimsi yapılı ve belirsiz tabakalanmışlardır (Özüpek ve Çevik, 1964; İnan, 1985; Altunel ve Hancock, 1993; Bayarı ve Kurttaş, 1997; Çakır, 1991; Ayaz ve Gökçe, 1998). Tabaka tipi traverten oluşumları; Antalya, Adana ve Van gibi bazı yörelerde oldukça kalın (70-100 m) ve genellikle tek parça yataklar şeklinde gözlenirken, Sivas, Konya ve Kayseri gibi yörelerde ise daha ince (en fazla 40-50 m) ve çok sayıda yataklar şeklinde gözlenirler.

Tablo 3'de, ülkemizdeki bazı traverten yataklarının önemli endüstriyel özellikleri verilmiştir. Bunlardan Uyuz Çermik (Sivas) sahasındaki travertenler, az ve çok küçük gözenekli albatr yapılı, diğerleri ise bol ve orta-iri gözenekli kabuksu yapılı travertenleri temsil etmektedir. Buna göre, yüzey kaplama taşı olarak kullanılan

Tablo 3. Türkiye'deki bazı traverten yataklarının önemli endüstriyel özellikleri (Ayaz ve Karacan, 2000; Türkiye Mermerleri Kataloğu, 1990 ve Çekiçler Mermer, 2000 'den), (p; bantlanmaya paralel uygulama sonucu, d; bantlanmaya dik uygulama sonucu, pd; bantlanmaya paralel ve dik uygulama sonuçları birbirine eşit, (?); kabuksu yapıli travertenler için limit dışı hatalı sonuç).

Table 3. The Important industrial features of the important travertine deposits in Turkey (From Ayaz and Karacan, 2000; The Catalog of the Turkey Marbles, 1990 and Çekiçler Mermer, 2000), (p; the result of the parallel application to banded, d; the result of the right angle application to banded, pd; the results of the both applications are the same, (?); the wrong result which outside from the limit for the travertine as cover structure).

Sahaları	Birim Hacim Kütle (g/cm ³)	Özgül Kütle (g/cm ³)	Hacimce Su Emme Oranı (%)	Doluluk Oranı (%)	Gözeneklilik (%)	Sertlik (Mche)	Hacimce Aşınma Kaybı (cm ³ /50 cm ²)	Tek Eks. Basınç Dayanımı (kgf/cm ²)	Eğilme Dayanımı (kgf/cm ²)	Darbe Dayanımı (kgf/cm ²)
S.Camık-Karlıkaya	2.36	2.58	4.17	91.30	8.70	3.0	9.75	470 ^(p)	32.0 ^(d)	7.2 ^(p)
S.Camık-Kandırtı	2.34	2.58	4.35	90.60	9.40	3.0	11.61	422 ^(p)	32.0 ^(d)	6.4 ^(p)
Sarıkaya (Sivas)	2.56	2.69	3.61	95.20	4.80	3.0	6.97	464 ^(p)	33.5 ^(p)	7.6 ^(pd)
Uzun Camık (Sivas)	2.66	2.71	0.45	98.30	1.70	3.0	6.62	715 ^(d)	37.8 ^(d)	8.8 ^(pd)
Antalya	2.39	2.72	3.60	87.8	12.2	2.9	-	-	-	-
Derizli (Kocaeli)	2.50	2.72	-	91.9	2.3 ^(?)	4.0	28.7 ^(?)	570 ^(?)	-	11 ^(?)
Esteghr	-	2.50	1.00 ^(?)	91.9	-	4.0	-	-	-	-

kabuksu travertenlerin; birim hacim kütleleri 2.34-2.56 gr/cm³, özgül kütleleri 2.58-2.72 gr/cm³, hacimce su emme oranları % 3.60-4.35, doluluk oranları % 87.8-95.20, gözeneklilikleri % 4.80-12.2, sertlikleri 2.9-4 mohs, hacimce aşınma kayıpları 6.97-11.61 cm³/50 cm², tek eksenli basınç dayanımları 422-470 kgf/cm², eğilme dayanımları 32.0-33.5 kgf/cm² ve darbe dayanımları ise 6.4-7.6 kgf.cm/cm² aralıklarında değişmektedir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Travertenler, oluşum şekli bakımından; yer yüzeyinde çökelen (teras tipi, sırt (semer) tipi, dom (koni) tipi, tabaka tipi, fay önü tipi ve kanal tipi) travertenler, kırık ve çatlaklar içinde çökelen (damar tipi) travertenler ve mağaralar içinde çökelen travertenler (damlataşlar; mağara travertenleri) şeklinde sınıflandırılabilir. Yer yüzeyinde çökelen travertenler genellikle kabuksu/süngerimsi yapıli, kırık ve çatlaklar içerisinde çökelen damar tipi travertenler albatır yapıli, mağaralar içinde çökelen travertenler (damlataşlar) ise üst üste sarılımlı, genellikle az gözenekli ve masif yapıli olarak gözlenirler. Bunların en yaygın bulunanı, yer yüzeyinde tabaka tipinde gelişen kabuksu/süngerimsi yapıli travertenlerdir.

Bu çalışmada, traverten yatakları morfolojik olarak sekiz temel sınıfta incelenmiş olup, bunlar; (1) teras tipi, (2) sırt (semer) tipi, (3) dom (koni) tipi, (4) tabaka tipi, (5) damar tipi, (6) fay önü tipi, (7) kanal tipi travertenler ve (8) mağara travertenleri (damlataşlar) şeklinde sıralanabilir. Travertenlerin morfolojik olarak değerlendirilmesi, endüstriyel ve ekolojik verimlilik bakımından büyük önem taşır. Kabuksu/süngerimsi travertenler; en yaygın bulunan travertenler olup, bol ve genellikle iri gözenekli, belirsiz bantlanmalı ve kabuksu veya süngerimsi görünümü yapıli bulunurlar. Albatır yapıli travertenler ise az ve küçük gözenekli, ince ve belirgin (farklı renkli) bantlanmalı yapıli bulunurlar. Travertenlerin ana kimyasal bileşenleri;

% 44.57- 55.12 CaO, % 0.16-9.30 SiO₂, % 0.26-3.36 ΣFe₂O₃, % 0.48-1.62 Al₂O₃ ve % 0.31-1.45 MgO aralıklarında değişmektedir.

Travertenler, endüstriyel alanda; yüzey kaplama taşı (mermer), yapıtaşı ve hediyeleş-süs eşyası yapımında, çimento üretiminde, kireç imalinde ve ayrışıp toprağımsı yapı kazanlar ise toprak yollarda sergi malzemesi olarak kullanılabilirler. Travertenlerin kullanım yerlerinin seçimi için; öncelikle morfolojik olarak estetik ve ekolojik değer taşıyan teras tipi, sırt (semer) tipi, dom (koni) tipi ve kanal tipi travertenler ile mağara travertenlerinin (damlataşların) ayrılmalı koruma altına alınması ve turizm amaçlı olarak değerlendirilmesi düşünülmelidir. Bu özellikteki yataklar çok yaygın bulunmayıp, bunların dışındaki blok veren tüm traverten yataklarının, endüstriyel özellikleri incelenerek uygun kullanım yerleri belirlenmelidir.

Kabuksu/süngerimsi travertenlerin dayanım özellikleri, genellikle gözenekliliğin azalmasına ve/veya küçülmesine bağlı olarak artmaktadır. Bunlar, yüzey kaplama taşı şeklindeki kullanımlar için uygun olup, yapılara antik ve estetik görünüm kazandırır. Ancak dış yüzey kaplamalarda, suya ve donmaya maruz kalan traverten levhalarının genellikle elips şeklindeki gözeneklerinin uzun eksenlerinin düşey duracak şekilde aplane edilmesi, donma-çözünmeden kaynaklanan aşınma tehlikesini engeller. Gözenekliliği fazla olan veya yüksek dolgulama masrafı gerektiren travertenlerin, yapıtaşı olarak değerlendirilmesi daha uygundur. Yapıtaşı olarak değerlendirilen travertenler bloklar şeklinde kullanılmakta ve bünyelerindeki boşluklar, ısı ve ses izolasyonu sağlamaktadır. Albatır yapıli travertenlerin, genellikle küçük blok veren yataklar şeklinde bulunması, makro gözenek içermemeleri ve oniksimsi (farklı renk bantlanmalı) güzel görünüm sunmaları, bunların birim fiyatlarını arttırmakta ve daha çok hediyeleş-süs eşyası yapımında tercih edilmelelerini sağlamaktadır.

Travertenlerin kullanım yerinin belirlenmesi için yapılacak olan testlere ait sonuçların, kullanım kriterleri ve/veya sınır değerlerine uyması gerekir. Kullanım kriterlerine ve/veya sınır değerlerine uyan tüm traverten yatakları yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyelek-süs eşyası yapımında kullanılabilirler. Söz konusu kriter ve/veya sınır değerlerin gözardı edilmesi durumunda, çeşitli sorunların yaşanması kaçınılmazdır. Bununla birlikte, yapıtaşı ve hediyelek-süs eşyası yapımında kullanılacak olan travertenler için sınır değerler biraz daha esnek olabilmektedir. Bunların dışında travertenler, genellikle çimento hammaddesi olarak uygun özellikler taşır. Kireç üretiminde, kirleticiler açısından temiz ve yüksek CaO bileşimindeki travertenlerin direkt olarak, düşük CaO bileşimindeki travertenlerin ise zenginleştirme kullanılabilmesi mümkündür. Ayrıca, yüzey kaplama taşı, yapıtaşı ve hediyelek-süs eşyası yapımı için işletilen ocakların artık parçalarının da bu alanlarda değerlendirilmesi düşünülebilir.

Ülkemiz, farklı tip traverten yatakları bakımından oldukça zengindir. Genellikle tabaka tipi oluşumlar şeklinde gözlenen önemli traverten yatakları; Antalya, Adana, Mersin, Van, Denizli, Sivas, Konya, Eskişehir, Kayseri, ve Erzurum'da geniş yayılımlar verirler. Bu travertenler genellikle sarı, krem, beyazımsı krem, beyaz ve açık kahve renkli, bol gözenekli, kabuksu/süngerimsi yapılı ve belirsiz tabakalanmışlardır.

KAYNAKLAR

- Altunel, E., Hancock, P.L., 1993, Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale-Turkey, *Geological Journal*, 28, 335-346.
- Ayaz, M.E., 1998, Sıcak Çermik (Yıldızeli-Sivas) yöresindeki traverten sahalarının jeolojisi ve travertenlerin endüstriyel özellikleri, CÜ Fen Bil. Enst. Doktora Tezi (yayınlanmamış).
- Ayaz, M.E., Gökçe, A., 1998, Sivas kuzeybatısındaki Sıcak Çermik, Sarıkaya ve Uyuz Çermik traverten yataklarının jeolojisi ve oluşumu, *C.Ü. Yerbilimleri*, 15, 1-12.
- Ayaz, M.E., Karacan, E., 2000, Sivas batısındaki traverten oluşumlarının yapı ve yüzey kaplama taşı olarak kullanılabilirliklerinin incelenmesi, *Jeoloji Müh.* 23, 87-99.
- Ayaz, M.E., Atalay, Z., 2001, Sivas Tersiyer havzasında gelişen endüstriyel hammaddelerin dağılımları ve genel özellikleri, *MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni*, 1-2, 21-39.
- Ayaz, M.E., 2002, Traverten yataklarında gözlenen morfolojik yapılar, *Ekoloji Çevre Dergisi (Baskıda)*.
- Bargar, K.E., 1978, Geology and thermal history of Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, *Bulletin of the U.S. Geological Survey*, 1444, 1-55.
- Bayarı, C.S., Denizman, C., 1993, Preliminary hydrogeologic evaluation of the travertine-depositing karstic springs in the lower Zamanlı Basin, Eastern Taurids-Turkey, *Yerbilimleri*, 22, 95-109.
- Bayarı, C.S., Kurttaş, T., 1997, Algae: An important agent in deposition of karstic travertines: Observations on natural-bridge Yerköprü Travertines, Aladağlar, Eastern Taurids, Turkey, *Karst Waters and Environmental Impacts*, Günay and Johnson (eds), Rotterdam, 269-280.
- Chafetz, H.S., Folk, R.L., 1984, Travertines, depositional morphology and the bacterially constructed constituents, *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 289-316.
- Çakır, Y., 1991, Van Gölü kuzeyinin (Adilcevaz-Tatvan) jeolojik etüdü, *MTA No:9760*.
- Çekiçler Mermer, 2000, www.Cekicler.com.tr, Organize Sanayi, Eskişehir.
- Ford, T.D., Cullingford, C.H.D., 1976, The science of sepeology, Academic press, 320p., London.
- ISRM, 1978, Suggested method for the quantitative description of discontinuous in rock mass; *Geo. 10 Standart of Lab. and Field Test.*, Int. J. Rock Mec. Min. Sct. Jeomec, Abs. Tr. 15, 319-368.
- ISRM, 1981, Basic geotechnical description of rock masses; *International Society of Rock Mechanics Commission on the Classification of Rock and Rock Mosses*, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanical Abstract, 18, 85-110.
- İnan, N., 1985, Antalya travertenlerinin oluşumu ve özellikleri, *Jeoloji Müh.*, 24, 31-37.
- Mermer, 1991, *Mermer dergisi*, İstanbul Mermerciler Derneği, s.18.
- MTA, 1966, Türkiye Mermer Envanteri, MTA Yay., No.134, 174 s., Ankara.
- Özüpek, S., Çevik, L.M., 1964, 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji Haritası, MTA, Ankara.
- Pentecost, A., 1990, The algal flora of travertine: An overview, *Travertine-marl: Stream Deposits In Virginia*, Virginia Div. Of Mineral Resources Publ. No: 101, Charlottesville, Virginia, 184 p.
- Tekin, E., Kayabalı, K., Ayyıldız, T., İleri, O., 2000, Evidence of microbiologic activity in modern travertines: Sıcak Çermik Geotermal Field, Central Turkey, *Carbonates and Evaporites*, 15, 18-27.
- TSE, 1977 a, TS 1910 - Kaplama olarak kullanılan doğal taşlar, TSE, Ankara.
- TSE, 1977 b, TS 2513 - Doğal yapı taşları, Türk Standardları Enstitüsü, Ankara.
- TSE, 1987, TS 699 - Tabii yapı taşları-muayene ve deney metodları, TSE, Ankara.
- TSE, 1989, TS 6809-Mohs sertlik cetveline göre sertlik tayini; TSE, Ankara.
- Türkiye Mermerleri Kataloğu, 1990, İstanbul Maden İhracatçıları Birliği, 19 s.
- Wyatt, A. (ed.), 1986, *Challinor's Dictionary of Geology*, 6th edn. Univesity of Wales Press, Cardiff, 374pp.

SİMAV (KÜTAHYA-BATI ANADOLU) GÜNEYİNDE METAMORFİK KAYALARIN PETROGRAFİK VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ

PETROGRAPHIC AND STRUCTURAL FEATURES OF METAMORPHIC ROCKS IN THE SOUTH OF SİMAV (KÜTAHYA-WESTERN ANATOLIA)

Uğur TEMİZ Erciyes Üniversitesi Yozgat Mühendislik Mimarlık Fak., Jeoloji Müh. Böl., Yozgat
Veynel İŞİK Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, Tandoğan, Ankara

ÖZ : Bölgedeki gerilme tektoniğine bağlı gelişen ayrılma fayı inceleme alanında yüksek dereceli metamorfittleri düşük dereceli metamorfik kayalardan ayırır. Yüksek dereceli metamorfik kayaların lito- loji türünü migmatit ve granat mika gnayslar oluşturur. Şist (serizit-klorit-muskovit-albit şist, fillit, granat- mika şist, biyotit-muskovit şist, klorit-muskovit-kuvars şist, kuvarsitik şist, kalkşist) mermer ve amfibolit düşük dereceli metamorfitlerin kaya türüdür.

Yüksek dereceli metamorfittler ayrılma fayı altında değişen oranda milonitleşme gösterir. Si- mav milonitleri olarak tanımlanan bu zonda kayalar protomilonit, milonit ve ultramilonit özelliğindedir. Bu kayalarda milonitik foliyasyon ve lineasyon belirgindir. Asimetrik porfiroklast, mika balığı, genişle- meli makaslama bandları ve oblik mikroskopik foliyasyon milonitler içerisinde gözlenen yaygın kinema- tik göstergelerdir. Bu kinematik göstergeler hareketin yönünü üst-K-KD olarak verir.

Ayrılma fayı dışında bölgede gelişen diğer yapısal elementler yüksek açılı faylanmalar ile tem- sil olur. Bunlar Simav fayı (SF) Kibletası fayları (KF1-KF2) fayları olup normal fay karakteri gösterirler.

Anahtar kelimeler : Menderes masifi, Ayrılma fayı, Milonit, Kinematik göstergeler, Yüksek açılı faylar

ABSTRACT : A detachment fault developed due to tectonic stresses of the region separates the high- grade metamorphic rocks from the low grade ones in the studied area. The high-grade metamorphic rocks consist of migmatites and garnet mica gneisses. Various schists (sericite-chlorite-muskovite- albite schist, garnet-mica schist, biyotite-muscovite schist, chlorite-muskovite-quartz schist, quartzitic schist, calc-schist), phyllite, marble and amphibolite constitutes the low grade metamorphic rocks.

The high-grade metamorphic rocks shows various degrees of mylonitization under the detachment fault. In this zone the so called Simav mylonites are of protomylonite, mylonite and ultramylonite characteristics. Mylonitic foliation and lineation are evident in these rocks. Assymetric porphroclasts, mica fish, extensional shear bands and oblique foliation observed within the mylonites are abundant kinematic indicators. These kinematic indicators shows upward-N-NE direction of movement.

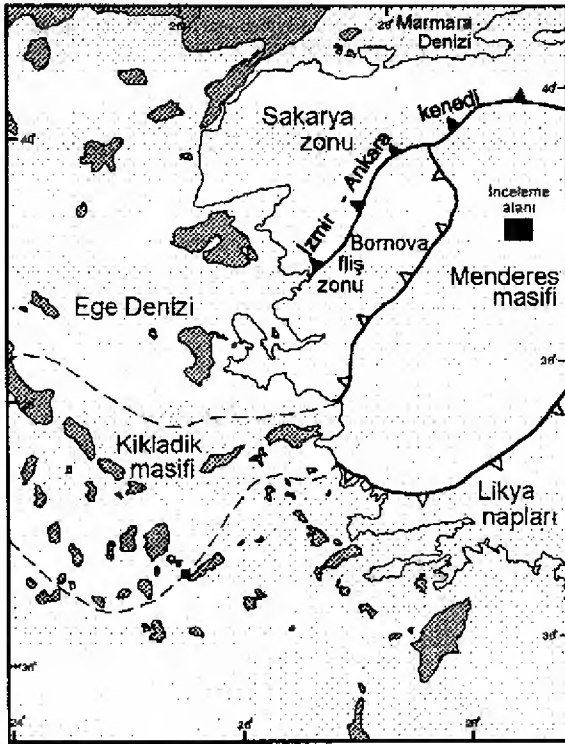
Excluding the detachment fault, the other structural features developed in the region are represented by high angle faults. These are Simav fault (SF), Kibletası faults (KF1-KF2) which have normal fault characteristics.

Key words : Menderes Massif, detachment fault, mylonite, kinematic indicators, high-angle faults.

GİRİŞ

Batı Anadolu'da geniş alanlarda yüzeylemesi bulunan Menderes masifi güney- de Likya napları kuzeybatıda Bornova filiş zonu ve kuzeyde ise İzmir-Ankara kenedini temsil eden kaya toplulukları sınırlar (Şekil 1). Masif karmaşık tektonik bir yapı sunmasının yanısıra genel olarak kabul edilen görü- ş masi-

fin çekirdek ve örtü olmak üzere iki ana kaya grubundan oluştuğudur (Dürr, 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dora ve diğ., 1995). Pan-Afrikan temel ile temsil olan çekirdek kayalarını paragnays, ortognays ve yüksek dereceli mi- kaşistler oluşturmaktadır. Bu kayalardaki ince- lemeler çekirdek kayalarının granulit, eklojit



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

ve amfibolit fasiyesi şeklinde çok evreli Pan-Afrikan yaşlı etkisinde kaldığını önermektedir (Dora ve diğ., 1995; Oberhansli ve diğ., 1997; Candan ve Dora, 1998). Radyometrik yaş verileri (Pb-Pb, U-Pb) bu kayaların oldukça yaşlı bir temel olduğunu doğrular niteliktedir. Buna göre metasedimentler ile intruzif ilişki sunan orto gnaysların zirkon yaşları 520 ile 570 milyon yıl aralığını vermektedir (Hetzel ve Reischmann, 1996; Hetzel ve diğ., 1998; Loos ve Reischmann, 1999). Örtü birimlerini Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı şist, fillit, mermer, kuvarsit ve meta olistostrom oluşturur (Çağlayan ve diğ., 1980; Konak ve diğ., 1987; Dora ve diğ., 1990). Örtü ve çekirdek kaya toplulukları arasındaki dokanak ilişkisinin uyumsuz olduğu belirtilmekle birlikte (Şengör ve diğ., 1984; Dora ve diğ., 1990) çoğu mostralarında tektonik dokanak olarak görülür (Işık ve diğ., 1997, 2001; Hetzel ve diğ., 1998; Ring ve diğ., 1999; Gessner ve diğ., 2001a).

Masifteki yaygın etkileri değişik araştırmalarda belirtilen sıkışma rejiminin yerini Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminden itibaren yaklaşık K-G yönlü gerilme rejimi almıştır (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve diğ., 1992). Yakın zamanda masifdeki saha ve mikrofabrik çalışmalar Menderes masifi'nin bir metamorfik çekirdek kompleksi olabileceğini göstermiştir (Bozkurt ve Park, 1994; Hetzel ve

diğ., 1995a; Emre ve Sözbilir, 1995; Işık ve Tekeli, 1998, 2001). Masifin güney kesiminde, Bozkurt ve Park (1994) Menderes masifinin temelini oluşturan gözlü gnaysların kabuksal gerilme sırasında dinamik metamorfizmaya uğramış milonitik foliyasyon ve KKD-GGB gidişli mineral uzama lineasyonu gösteren granitik kayalar olduğunu öne sürmüşlerdir. Buna göre gerilmeli makaslama zonları boyunca granitik kayalar progresif olarak gözlü gnayslara dönüşmüşler ve milonitten kataklasite kadar bir seri oluşturmuşlardır. Milonitik kayalardaki kinematik göstergeler bölgedeki gerilmeli makaslama zonunun hareket yönünün üst-güney olduğu şeklindedir (Bozkurt ve Park, 1994, 1997a, b).

Hetzel ve diğ., (1995a)'e göre Menderes masifinde meydana gelen gerilme çift yönlü (bivergent) karakterdedir ve masifte simetrik bir metamorfik çekirdek kompleksi oluşumu söz konusudur. Orta Menderes bölgesinde gerilme sırasında oluşan yüzeye çıkma retrograd metamorfik koşullarda ve zıt yönlü makaslama zonları boyunca gelişmiştir (Hetzel ve diğ., 1995a). Bu kesimdeki iki gerilme alanı arasındaki yapısal sınırı kuzey ve güney kesimlerdeki farklı makaslama yönelimleri oluşturur (Hetzel ve diğ., 1995a; b).

Gerilme deformasyon yapıları Kuzey Menderes masifinde de ortaya konulmuştur (Işık ve diğ., 1997, 1998, 2001). Araştırmacılar orta ve yüksek dereceli metamorfik kayalar ve bunlar içine sokulan granitoid kayalarının bir ayrılma (detachment) fayı boyunca düşük dereceli metamorfik kayalardan ayrıldığını ifade ederler ve ayrılma fayı altındaki milonitik kayalarda gelişen mikro yapılar makaslamanın anlamını üst-K-KD olarak vermektedir.

Son yıllarda sedimanter kayalardaki palinolojik ve magmatik kayalardan elde edilen izotopik veriler masifteki gerilme yaşının daha önce önerilen yaşlardan daha yaşlı olduğunu göstermiştir. Seyitoğlu ve Scott (1992, 1994, 1996, 1998) grabenlerdeki yaş aralığı volkanik kayalardaki K-Ar yaşları ile kontrol edilen Eskişehir sporomorf topluluğu ile (24-14 my) gerilme rejiminin yaşını Erken Miyosen olarak saptamıştır. Bu veriler Alaşehir grabeni içerisindeki sintektonik granodiyoritlerdeki $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ yaşları (19.5±1.4 Ma) ile uyum gösterir (Hetzel ve diğ., 1995b). Masifin güneyinde ise gerilme tektoniğinden etkilenmiş gözlü gnays ve şist kayalarında 43-37 Ma Ar-Ar soğuma yaşları elde edilmiştir (Hetzel ve Reischmann, 1996). Son yıllarda sünümlü deformasyonun yaşları ile ilgili elde edilen veriler Menderes masifini etkileyen gerilme tektoniğinin Eosen'den beri etkili olduğunu ve oldukça karmaşık bir yol izlediğine işaret etmektedir.

Bu çalışma Simav güneyinde yer alan metamorfik kayaların petrografik ve yapısal özelliklerini ortaya koymayı amaçlamaktadır.

SİMAV GÜNEYİNDE MENDERES MASİFİ'NİN STRATİGRAFİSİ

Çalışma alanını oluşturan metamorfik kayalar yapısal olarak üç kesime ayrılarak incelenmiştir. Bunlar yüksek dereceli metamorfik kayalar, milonitler ve düşük dereceli metamorfittlerdir (Şekil 2, 3).

Yüksek Dereceli Metamorfik Kayalar

Çalışma alanının en alt kesimini oluşturan yüksek dereceli metamorfittlerin kaya türünü metapelitik kökenli migmatitler oluşturur. Birimin inceleme alanı içerisinde en tipik gözlemlendiği yerler Çavdır ve Değirmenciler Mahallesi dolaylarıdır (Şekil 2). Bu migmatitler önceki çalışmalarda (Akdeniz ve Konak, 1979) Kalkan formasyonu adı altında irdelenmiştir.

Migmatitik kayalar çalışma alanında bantlı, gözlü ve kıvrımlı yapılar sunar. Açık gri, koyu gri ve alterasyondan dolayı açık kahverenginden koyu kahverengine kadar değişen renklerde. Kayada, açık ve koyu renkli minerallerin oluşturduğu bantlaşma belirgindir. Kuvars ve feldispat açık renkli kesimleri (löykosom), koyu renkli kesimleri (melanosom) ise biyotit oluşturur. Biyotit aynı zamanda foliyasyonlu yapıyı belirginleştiren minerallerdir. Bantların kalınlıkları 1-2 cm'dir. Yer yer bantlı yapılarda kıvrımlanma olağandır. Foliyasyon ve lineasyon yapıları belirgindir.

Yüksek dereceli metamorfittlerin alt dokanağı çalışma alanı içerisinde alt dokanağı gözlenmemektedir. Üst dokanağını bunlardan türemiş milonit türü kayalar oluşturur (Şekil 4). Birimin çalışma alanında yapısal kalınlığı yaklaşık olarak 600 m. kadardır. Akdeniz ve Konak (1979)'a göre bu kayalar Varistik öncesi bir fazın ürünleridir.

Simav Milonitleri

Çalışma alanında yer alan, ayrılma fayına (Simav ayrılma fayı: Işık ve Tekeli, 2001) bağlı olarak gelişen milonitik kayalar, çalışma alanında Beyceköyyayla mevki, Fındıkçukuru Tepe, Basmasçidere içerisinde yaygınca gözlenir (Şekil.2). Ayrıca Simav ilçesi güneyinde de çok iyi görüldüğü için bu birim Simav milonitleri olarak adlandırılmıştır.

Simav milonitlerini protomilonit, milonit ve ultramilonit türü kayalar oluşturur. Bu kayalar birbirleriyle çoğunlukla tedrici geçişli olup kesin sınırlarını çizmek güçtür. Simav milonitleri açık gri, koyu gri, açık kahverengiden koyu kahverengiye kadar değişen renklerde mostra verir. Protomilonitler, çalışma sahasında tipik olarak

Acembaba ziyareti ve Apdilolarla mevkisinde izlenir. Yer yer 4-5 cm kalınlığında kuvars bantları içerir. Az oranda küçük kıvrımlanmalar sunar. Milonitler ise Basmasçidere, Fındıkçukuru mevkisinde gözlenir. Koyu gri, açık gri ve alterasyondan dolayı açık kahverenginden, koyu kahverengiye kadar değişen renklere sahiptir. Birimde çok ince düzlemler şeklinde gelişmiş olan foliyasyon düzlemleri ve mineral lineasyonu bulunur. Foliyasyon düzlemleri içerisinde iri porfiroklastlar yer alır. Ultramilonitler çok ince foliyasyon düzlemleri ile tipiktir. Birim çalışma alanında Yörükminerasi'nde yayılım sunar (Şekil 2). Ultramilonitler açık gri, koyu gri renklerde ve alterasyondan dolayı kahverenginden koyu kahverengine kadar değişen renklerde ve belirgin olarak lineasyon gözlenmektedir.

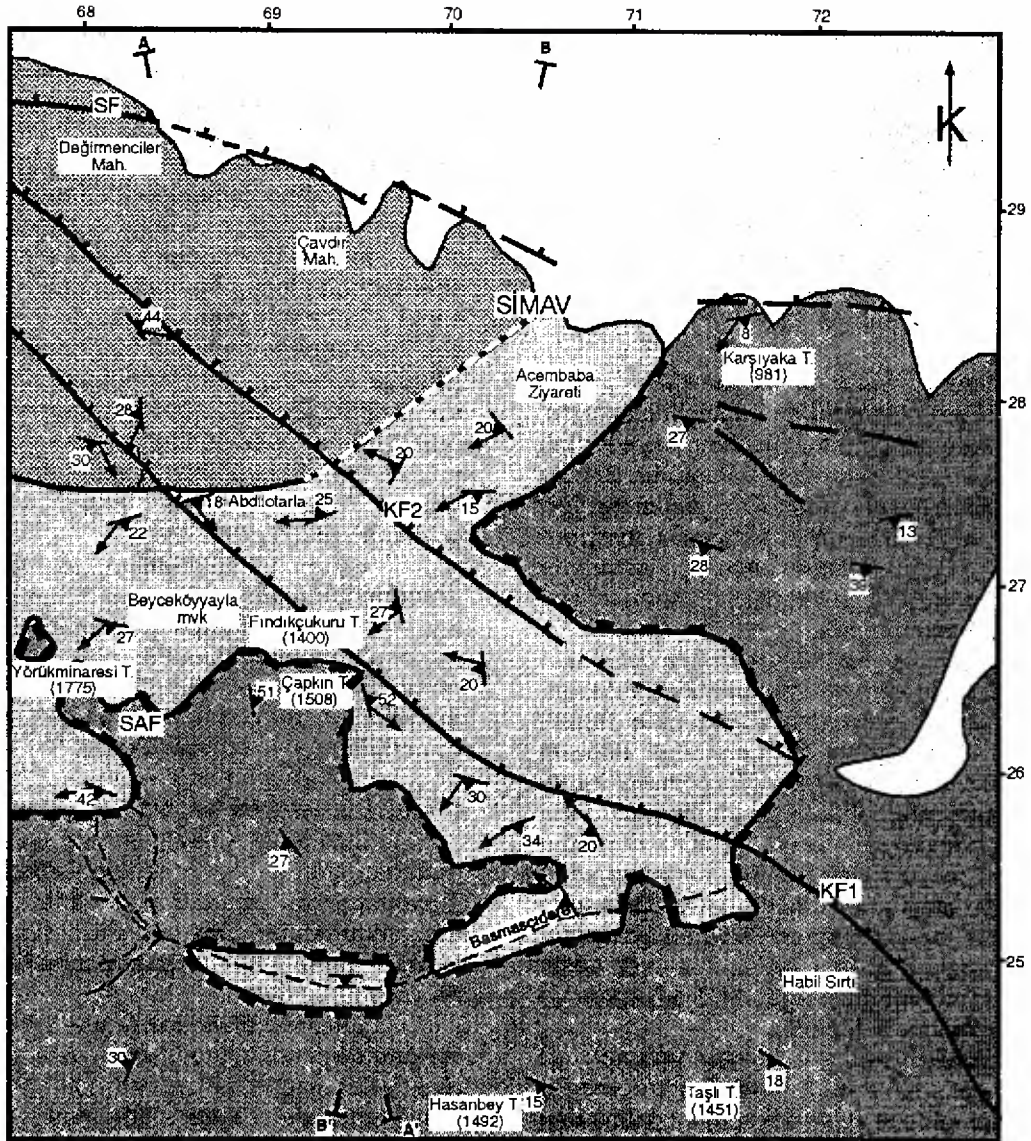
Simav milonitlerine ait kayalarının protolitleri, bunların altlarında bulunan yüksek dereceli metamorfittlerdir. Birimin inceleme alanı içerisinde yapısal kalınlığı yaklaşık olarak 230 m'dir (Şekil 4). Simav milonitleri tektonik bir dokanakla üstte düşük dereceli metamorfittlerin kaya türlerince üzerlenir (Şekil 3).

Düşük Dereceli Metamorfik Kayalar

İnceleme alanında düşük dereceli metamorfittleri metapeli/metapisamit, metakarbonat az oranda metabazit ve metaultramafitler oluşturur. Fillit, şist, kuvarsit, mermer, amfibolit ve metaserpanitler bu birimlerin kaya türleridir.

Çalışma alanı içerisinde tabandaki Simav milonitlerini tektonik dokanakla mermer türü kayalar üzerler. Koyu ve açık gri renklerin aralanmasıyla bantlı görünüm sergileyen mermerleri en iyi Basmasçidere içerisinde ve Çapkın Tepe' de gözlenmektedir (Şekil.2). Sert, kırılğan ve kırıldığında kötü koku çıkaran bu kayalar KB-GD doğrultulu yoğun çatlak sistemlerine sahiptir. Taban kesimleri breşik olup üst kesimlerinde az oranda amfibolit ve metaserpantinit merccekleri bulundurulur.

Çalışma alanı içerisinde ağırlıklı olarak mermer litolojisi sunan düşük dereceli metamorfittlerin üst kesimlerini şist, fillit ile bunlar ile araseviyeli mermerler oluşturur. Bu kayalar tipik yeşil şist fasiyesi metamorfizma özellikleri sunarlar. Bunların yüzeylemelerini Karşıyaka Tepe, Hasanbey Tepe kuzeyi, Taşlı Tepe kuzeydoğusunda görmek olasıdır (Şekil 2). Krem, pembe, açık gri, yeşilimsi gri, koyu yeşil, açık kahverengiden koyu kahverengiye kadar değişen renklerde. Bu kayalarda foliyasyon düzlemleri belirgindir. Ana faylardan etkilenen mostralara iç yapısı bozulmuş olarak gözlenir. Bu nedenle altere görünüm sergilerler.



AÇIKLAMALAR

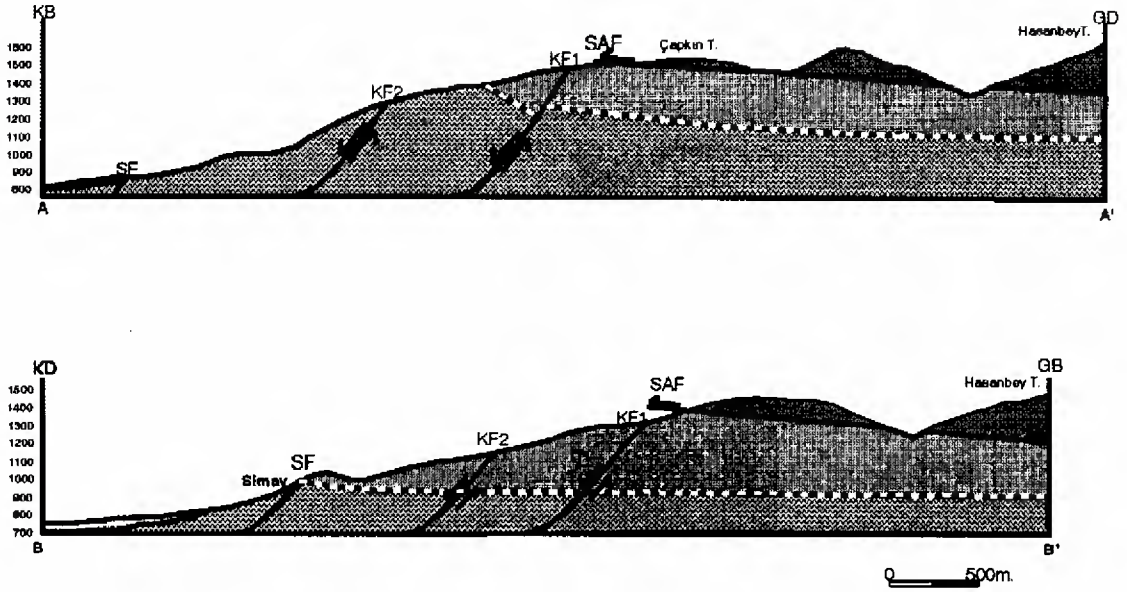
 Alüvyon	 Simav ayrılma fayı(SAF)	 Enine kesit doğrultusu
 Düşük Dereceli Metamorfittler	 Dokanak	 Muhtemel dokanak
 Simav milonitleri	 Simav fayı (SF)	 Folyasyona ait doğrultu, eğim ve lineasyonun gidış ve dalımı
 Yüksek Dereceli Metamorfittler	 Kibletası fayı(KF1-KF2)	

Şekil 2. İnceleme alanının Jeoloji haritası.
Figure 2. Geological map of the study area.

Akdeniz ve Konak (1979) başka bölgelerdeki tespitlerini dikkate alarak üstte tanımlanan birimlerin yaşını Üst Paleozoyik olarak önermiştir.

Düşük dereceli metamorfittlerin daha üst kesimlerinde metamorfizma etkileri azalmakta kayaların ilksel sedimentasyon özellikleri zayıf olarak izlenebilmektedir. Şist, fillit ve az oranda

mermer ardalanmalı birimler üst kesimlerde nisbeten zayıf metamorfizma etkileri gösteren metakirintilılara ve metakarbonatlara geçer. Bunlar inceleme alanında en iyi Taşlı Tepe kuzeyi ve Habıl sırtı'nda mostra verir (Şekil 2). Kahverengi, sarımsı kahverengi, krem renkli olup zayıf foliyasyon düzlemleri belirgindir. Metakirintilılar altta kaba taneli olarak başlayıp



AÇIKLAMALAR

	Alüvyon	SAF	Simav ayrılma fayı
	Düşük Dereceli Metamorfittler	SF	Simav fayı
	Simav milonitleri	KF1-KF2	Kıbetası fayları
	Yüksek Dereceli Metamorfittler		

Şekil 3. İnceleme alanının enine kesit.i
Figure 3. Geological cross-sections of the study area.

üste doğru tane boyu küçülerek, iyi orta boylanmalı metakumtaşlarına geçiş gösterir. Metakumtaşları içerisinde rekristalize kireçtaşı bantlarından oluşan seviyeler bulunur. Üst kesimleri mermer/rekristalize kireçtaşlarıncı egemendir.

Düşük dereceli metamorfittler olarak haritaladığımız birimlerin en üst kesimlerini ise karbonat türü kayalar oluşturmaktadır. Bu kayalarda metamorfizma izleri son derece zayıftır. Bunlar sert, kırılmalı ve kıymıksı kırılmalı eklemlidir. Yer yer gözlenen karstik boşluklu oluşu olmalarının yanı sıra bazı yerlerde ise masif görünüme sahiptir. İnceleme alanı içerisinde belirlenebilen yapısal kalınlık 700 m'dir. Düşük dereceli metamorfittlerin bu kesimi önceki araştırmacılara (Akdeniz ve Konak, 1979) göre Triyas-Kretase'dir.

MENDERES MASİFİ KAYALARININ PETROGRAFİSİ

Yüksek Dereceli Metamorfittler

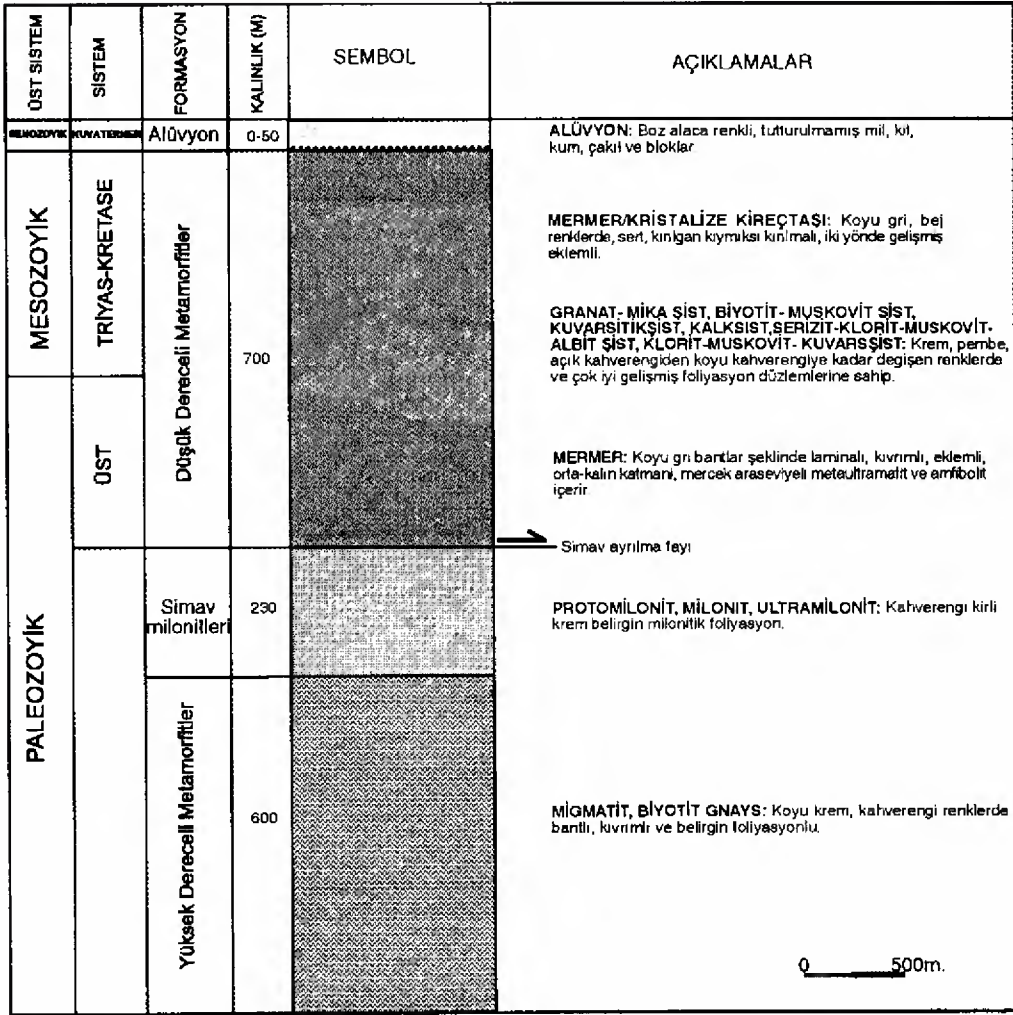
Temelde yer alan bu birim içerisinde petrografik olarak iki farklı litoloji ayrılmıştır. Bunlar: migmatit ve granat-muskovit-biyotit gnays'dır.

Migmatitler

Makroskopik olarak "bantlı", "kıvrımlı" ve yer yer "gözlü" yapılar sunan migmatitlerin mikroskopik incelemelerinde esas mineral bileşenlerini biyotit+kuvars+plajiyoklaz+alkali feldispat+granat mineralleri meydana getirirken, apatit, zirkon, opak mineraller ve Fe-oksitler, tali mineralleri oluşturmaktadır.

Migmatitler genellikle, açık ve koyu renkli minerallerin ardalanmasından oluşmaktadır. Kuvars, plajiyoklaz ve alkali feldispat açık renkli seviyelerini biyotit ve az oranda granat koyu renkli seviyelerde gözlenir. Açık renkli kesimlerde granoblastik doku, koyu renkli kısımlarında ise lepidoblastik doku yaygındır. Plajiyoklaz porfiroblastlarında yer yer polisentetik ikiz lamelleri belirgindir. Bu polisentetik ikiz lamellerine göre yapılan plajiyoklazların tür tayininde, bunların oligoklas oldukları belirlenmiştir. Plajiyoklazlar genelde yarı özşekilli olup serizitleşme şeklinde alterasyon yaygınca gözlenir. Bazı tanelerinde kapanım olarak kuvars içerir.

Kuvarslar özşekilsiz olup, genellikle dalgalı sönme gösterir. İri porfiroblastlar halindeki alkali feldispatlar yarı özşekilli olup zirkon, kuvars ve biyotit kapanımları içerir. Biyo-



Şekil 4. Çalışma alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 4. Generalised columnar section of the study area.

titler foliyasyon düzlemlerini oluşturur. Yeşilimsi kahverengimsi pleokroizma sunan biyotitlerde yer yer kloritleşme izlenir. Granatlar yarıözşekilli - özşekilli olup kuvars ve biyotit minerallerini kapanım olarak bulundurur.

Granat-muskovit-biyotit gnays

Kayanın genel dokusu lepido-granoblastik olup, kuvars + plajiolaz + muskovit + biyotit + granat kayanın ana mineral bileşimini oluştururken tali mineral olarak apatit, turmalin ve opak mineral bulunur. Kuvarslar genelde özşekilsiz taneler halinde ve granoblastik doku oluşturur. Dalgalı sönme belirgindir. Kayanın yaygın mineralini oluşturan plajiolazlar yarı özşekilli taneler halindedir. Serizitleşme çoğu plajiolaz mineralinde görülür. Belirgin pleokroizma renklerine sahip biyotitler muskovit mineralleri ile birlikte kayada lepidoblastik oluşturur. Biyotitlerde yer yer kenar ve dilinim izleri boyunca kloritleşmeler iz-

lenir. Granatlar orta-iri taneli ve taneseli doku sunarlar.

Düşük Dereceli Metamorfik Kayalar Serizit-klorit-muskovit-albit şist

Kayanın genel dokusu grano-lepidoblastiktir. Kuvars + plajiolaz + muskovit + klorit kayanın ana mineral, turmalin, opak mineral ve Fe-oksit ise kayanın tali bileşenlerini oluşturur. İri porfiroblast olarak gözlenen plajiolazlar yarı özşekilli olup bolca biyotit ve kuvars kapanımlarına sahiptir. Porfiroblastların kenarları yaygın mikro kırılanmalar gösterir. Mika grubu mineraller (muskovit, biyotit, klorit) lepidoblastik dokuda ve foliyasyon düzlemlerini oluşturan minerallerdir. Kuvarslarda dalgalı sönme belirgin olup özşekilsiz taneler halindedir. Bu taneler birbirleri ile girintili-çıkıntılı dokanıklar oluşturur.

Granat-mika şist

Kayanın genel dokusu lepidoblastik doku olup belli seviyelerde granoblastik doku egemendir. Kayanın ana mineral bileşimini kuvars + plajiyoklaz + muskovit + biyotit + granat oluşturur. Opak mineraller ise kayanın tali bileşeni olarak gözlenir. Kuvars mineralleri özşekilsiz ve yarı özşekilli taneler halindedir. Dalgalı sönme belirgindir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli olup serizitleşme şeklinde alterasyona uğramıştır. Granatlar yarı özşekilli ve taneler dokudadır. İri tanelerinde kuvars ve biyotit mineralleri kapanım olarak gözlenir. Muskovit ve biyotit mineralleri kayanın foliyasyon düzlemlerini oluşturur. Lepidoblastik dokulu bu mineraller yarı özşekilli levhamsı taneler halinde bulunur.

Biyotit-muskovit şist

Lepidoblastik kaya dokusuna sahip birimde kuvars + plajiyoklaz + muskovit + biyotit kayanın ana mineral bileşimini, opak mineral, turmalin ve apatit ise kayanın tali bileşimini oluşturur. Muskovit ve biyotit kayaya lepidoblastik doku kazandıran mika mineralleridir. Biyotitler yer yer kloritleşme şeklinde alterasyon sunar. Kuvars tane dokanakları girintili-çıkıntılı olup kayada granoblastik dokuyu oluşturur. Plajiyoklaz kaya içerisinde porfiroblastlar şeklinde ve kuvars, muskovit ve biyotit kapanımları bulundurulur. Opak mineraller genel olarak biyotitler ile birlikte gözlenmekte ve foliyasyon düzlemleri boyunca uzanımına sahiptir. Turmalinler yarı özşekillidir. Apatit mineralleri ise prizmatik taneler halinde gözlenir.

Klorit-muskovit-kuvars şist

Kayanın genel dokusu lepidoblastik dokulu olup kuvars + muskovit + plajiyoklaz + klorit kayada ana mineral bileşenlerini olarak görülür. Tali bileşenlerini ise turmalin ve opak mineral oluşturur. Kuvars kayanın yaygın minerali ve belirgin dalgalı sönme gösterir. Kaya içerisinde çok ince foliyasyon düzlemleri boyunca gözlenen klorit ve muskovit lepidoblastik dokuludur. Opak mineraller genelde muskovit ve klorit ile birlikte gözlenir ve foliyasyon düzlemi boyunca uzanım sunar. Turmalin yarı özşekilli ve ince tanelidir.

Kuvarsitlik şist

Kayanın genel dokusu granoblastik dokudadır. Ana mineral bileşeni olarak kuvars + muskovit + plajiyoklaz + serizit bulunur. Opak mineral ve Fe-oksit ise kayada az oranda ve tali bileşen olarak yer alır. Grift doku gösteren kuvars taneleri özşekilsiz ve dalgalı sönme

özelliği tipiktir. Muskovit lepidoblastik dokuda ve ince foliyasyon düzlemlerini oluşturur.

Kalkşist

Kaya grano-lepidoblastik dokudadır. Kayanın ana mineral bileşeni kuvars + kalsit + klorit + muskovit + serizit ve az oranda epidot oluşturur. Opak mineral ve Fe-oksit ise kayanın tali mineral bileşeni olarak gözlenir. Lepidoblastik dokudaki klorit, muslovit, serizit mineralleri foliyasyon düzlemlerini oluşturur. Kalsit granoblastik dokuda ve yaygın basınç izikleri gösterir. Kuvars özşekilsiz taneler halinde ve dalgalı sönme belirgindir. Opak mineral ve Fe-oksit mika grubu mineralleri ile yakın ilişki içindedir.

Mermer

Granoblastik dokuda olan mermerin ana bileşeni kalsit olup az oranda kuvars taneleri bulunmaktadır. Kalsit mineralleri yarı özşekilli ve çoğu taneler polisentetik ikizlenme sunarlar.

Amfibolit

İncekesit incelemelerinde kayanın genel dokusu nematoblastiktir. Hornblend + plajiyoklaz ve az oranda kuvars kayanın ana mineral bileşimini oluşturur. Epidot, apatit, Fe-oksit ve opak mineraller ise kayada tali bileşen olarak görülür. Hornblend mineralleri prizmatik tane şeklinde ve yarı özşekillidir. Çoğu tanelerinde dilinim izleri belirgindir. Bu minerallerin uzun eksenleri boyunca dizilimleri kayaya foliyasyonlu bir doku kazandırır. Plajiyoklazlar yarı özşekilli taneler şeklinde ve çoğu tanelerinde albit ikizlenmesi gözlenir. Kuvars mineralleri özşekilsiz taneler halinde dalgalı sönme belirgindir.

Milonitik Kayalarda Gelişen Mikroyapılar

Milonitik kayalarda hareketin yönünün belirlenmesi oldukça önemlidir. Işık ve diğ., (1997); Işık ve Tekeli, (1998; 1999; 2001) inceleme alanını da kapsayan geniş bir bölgedeki çalışmalarda pek çok kinematik göstergeler tespit edilmiştir (Örneğin, asimetric porfiroklast, S-C,C' yapısı, mika balıkları, oblik kuvars foliyasyonu, V şekilli yapılar gibi). Bu kinematik göstergelere göre hareketin yönünün üst-K-KD olduğu ortaya konulmuştur. Çalışmanın bu bölümünde inceleme alanımızda tespit edilen mikroyapılar verilecektir. Milonitik kayalarda gözlenen kinematik göstergeler, asimetric feldispat porfiroklastları, mika balıkları, genişlemeli makaslama bandları, oblik foliyasyon dokularıdır. Elde edilen veriler Işık ve Tekeli (1998, 2001) tarafından verilen mikro

dokusal özellikler ile benzerdir. Bu kinematik göstergelere ait özellikler aşağıda sunulmuştur.

Asimetrik Porfiroklastlar : Çalışma alanındaki milonitik kayaların hem mostrada hem de yönlü ince kesitlerinde porfiroklastlar σ -tipinde gelişmiştir (Şekil. 5). Feldispat porfiroklastlarının bir tarafındaki kama şeklinde rekristalize olmuş olan materyal porfiroklastın diğer tarafındaki kuyruk kısmı ile basamak görünümü bir görüntü vermektedir. Bu kuyrukların yönelimi üst levhanın hareket yönünün K-KD olduğunu belirtmektedir.

Mika Balıkları: Çalışma alanına ait kayalarda in mika minerallerini biyotit ve muskovit mineralleri oluşturur. Bu porfiroklastlar foliyasyon düzlemi boyunca asimetrik şekilde uzanmaktadır (Şekil.6). Bu asimetrik görünüm üst levhanın hareket yönünün K-KD doğru olduğunu belirtmektedir.

Genişlemeli Makaslama Bandları: İnceleme alanında S-C yapılarının çoğu milonitlerde izlenmektedir (Şekil 7). Burada, S düzlemlerini kuvars şeritleri (ribbon), plajiolaz, az olarak disten porfiroklastları ve ve mika pulları oluştururken, C yüzeylerini yeniden yönlendirilmiş kuvars şeritleri ve mika mineralleri oluşturmaktadır. S ve C arasındaki ilişki ayrılma fayı üzerindeki bloğun K-KD hareket ettiğini göstermektedir.

Oblik Mikroskopik Foliyasyon: Milonitik kayalarda rastlanan diğer bir kinematik göstergede ana foliyasyona oblik durumda bulunan mikroskopik foliyasyondur. Oblik foliyasyon, büyük tanelerce oluşturulan ana foliyasyona nispeten, makaslama yönüne doğru eğilmiş durumda bulunur. Yapılan incekesit incelemelerinde, özellikle ana foliyasyona verev konumlu uzamış kuvars mineralleri bulunmaktadır.

YAPISAL JEOLJİ

Simav Ayrılma Fayı (SAF)

Menderes Masifi kayalarında son yıllarda yapılan ayrıntılı yapısal jeolojik araştırmalar, bölgede pek çok ayrılma (detachment) faylarının varlığını ortaya koymuştur (Örn. Hetzel ve diğ., 1995b; Işık ve Tekeli, 1998; 2001; Koçyiğit ve diğ., 1999; Işık ve diğ. 2001; Gessner ve diğ. 2001b). İnceleme alanında yüzeyleyen metamorfik kayalarda yapılan çalışmada, yüksek dereceli metamorfizma ile düşük dereceli metamorfik kayalar arasında Simav milonit zonuna ait protomilonitler, milonit ve ultramilonitlerin varlığı gözlenmiştir. Bu milonitler büyük ihtimalle Menderes masifinin Paleosen-Eosen dönemindeki kabuksal kalınlaşmayı izleyen genişleme (extension) döneminde gelişen ayrılma fayı boyunca sünümlü deformasyon

sonucu oluştuğunu düşünülmektedir. Işık ve Tekeli (2001) tarafından önerilen "Simav ayrılma fayı" tarafımızca benimsenmiştir (Şekil. 2).

Simav Fayı (SF)

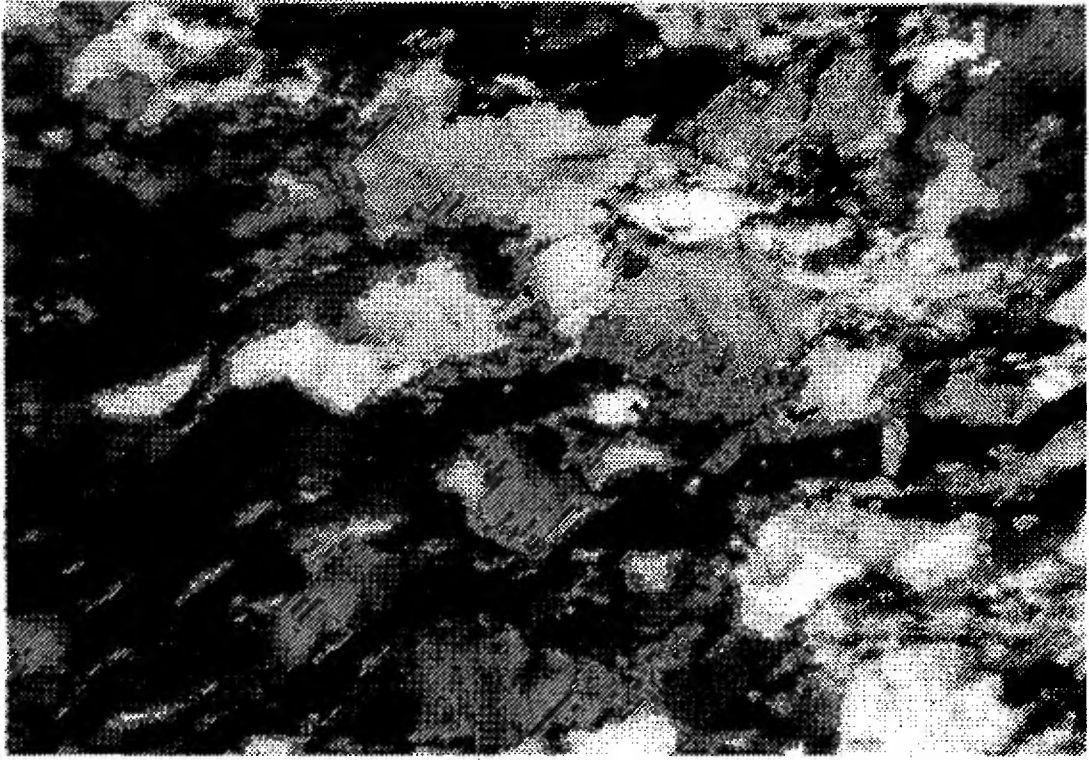
İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Simav grabeni güney kenarı, Simav fayı tarafından sınırlanmaktadır. KB-GD doğrultulu fay, Simav grabenini oluşturan güncel çökellerle Menderes Masifi metamorfik kayalarının sınırı boyunca yer almaktadır. Işık ve Tekeli (2001) bu fayın Simav ayrılma fayını kesen yüksek açılı fay olduğuna işaret etmektedir. Seyitoğlu (1997), Simav fayının aktif ve listrik şekilli bir fay olduğunu belirtmektedir (Şekil. 2).

Kibletaşı I ve II fayları (KF1 ve KF2)

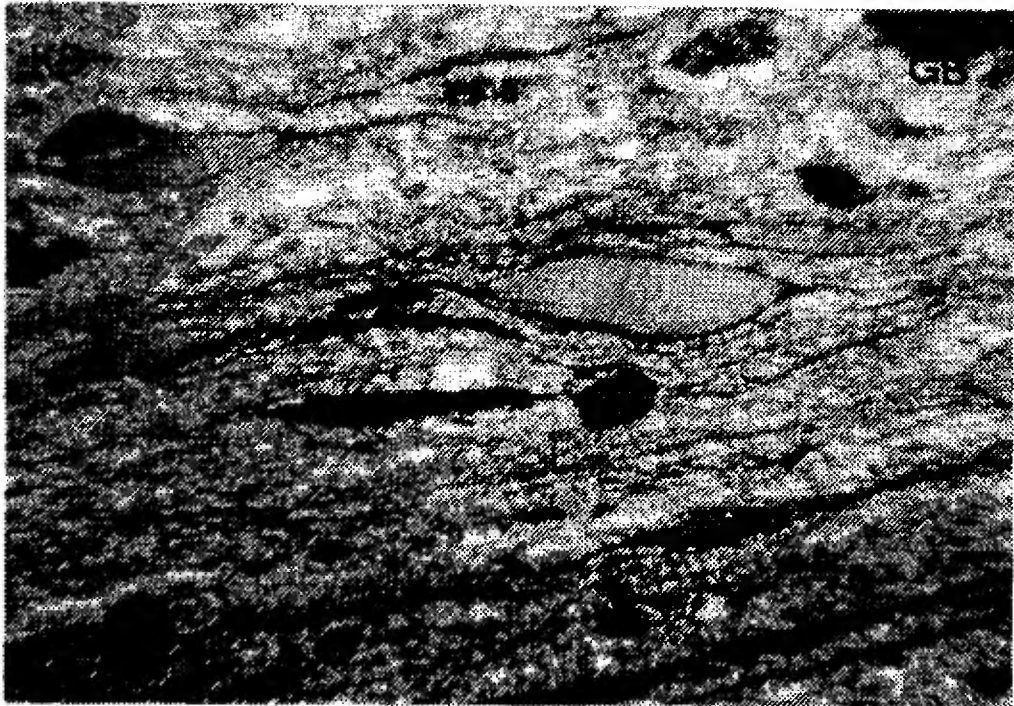
İnceleme alanının orta kesiminde KB-GD doğrultusunda Simav fayına paralel olarak gelişen iki normal fay Kibletaşı I ve II fayları olarak tanımlanmıştır. Bu faylar ilk kez Konak (1982) tarafından inceleme alanının dışında saptanmıştır ve Kibletaşı fayı üzerinde 250 m dolayında düşey atımın varlığı belirtilmiştir. Kuzeydoğuya eğimli olan Kibletaşı I ve II faylarının Simav grabeninin oluşumu sırasında Simav fayı ile eş zamanlı olarak geliştiği düşünülmektedir (Şekil. 2).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Kuzey Menderes masifi'nin temelinde yüksek dereceli metamorfizmanın oluşturduğu çekirdek kayaları bulunmaktadır. Migmatitik gnays, gnays ve şistler bu kesimin ana litolojilerini oluşturur. Gördes civarındaki migmatitik kayalar Ayan (1973)'a göre Prekambriyende çökeltmiş pelit ve grovak türü kayaların Hersiniyen orojenezinin sırasında migmatitleşmesi sonucu oluşmuştur. Gnays ve şistler içerisinde yer yer ara seviyeler ve/veya mercekler halinde amfibolit ve mermer seviyeleri bulunur (Konak, 1982; Işık ve Tekeli, 1998). Aplit ve pegmatoyidler tüm bu kayaları keser konumdadır (Akdeniz ve Konak, 1979). Dağ ve Dora (1991) Gördes çevresinde yaygınca bulunan pegmatoyidlerin KD-GB ve D-B olmak üzere iki farklı oluşumda ve KD-GB doğrultuda olanlar D-B doğrultularına göre daha erken oluşumlar olduğu görüşündedir. Ayan (1973) 'a göre Gördes ve çevresindeki metamorfikler ilerleyen bir metamorfizma karakteri göstermektedir. Buna göre buradaki kayalar artan sıcaklık ve basınçla birlikte önce yeşilşist fasiyesinde metamorfize olmuşlar daha sonra derinliğin 20-25 km'ye basıncın 7-8 kb ve sıcaklığın da 540-680 °C'ye ulaşmasıyla amfibolit fasiyesinde metamorfizma etkisinde kalmıştır; sıcaklığın 700-720 °C'ye ulaşmasıyla



Şekil 5. Asimetrik feildispat porfiroklastları (σ -tipi).
Figure 5. Asymmetric feldspar porphyroclasts (σ -type).



Şekil 6. Asimetrik mika balıkları.
Figure 6. Asymmetric mica fish.



Şekil 7. Gerilmeli makaslama bantları.
Figure 7. Extensional shear bands.

da en alttaki gnaylarda kısmi ergimeler başlamıştır (Ayan, 1973). Candan (1995) masifin bu bölümünün güney kesiminde çekirdek kayalar içerisinde eski granülitik metamorfizmaya ait korunmuş kalıntı prajenezlerinin varlığını saptamıştır. Benzer kalıntı veriler Menderes Masifi'nin diğer kesimlerinde de tespit edilmiştir (Oberhansli ve diğ., 1997). Konak (1982) Simav çevresinde bulunan bu yüksek dereceli metamorfitleerin Kambriyen öncesi çökeldeği ve 500 Ma önce Barroviyen türü bir metamorfizma geçirdiği ve mineral parajenezlerinden bu metamorfitleerin alt kesiminin 5-6 kb basınç ve 700 °C sıcaklık etkisinde kaldığı görüşündedir.

Bu metamorfik kayalar üzerinde bölgede daha düşük dereceli metamorfitleerin oluşturduğu şist-mermer topluluğu yer alır (Işık ve Tekeli, 1998, 2001). Şist, fillit, kuvarsit, amfibolit ve mermer bu topluluğun yaygın kaya birimlerini oluşturur; mermerler daha çok üst kesimlerde kalın seviyeler halinde yüzeylemektedir. Konak (1982) bu metamorfik kayaları Paleozoyik döneminde yeri belli olamayan bir okyanusun ürünleri olduğu ve Orta-Üst Triyas'ta metamorfizmaya uğradığı şeklinde yorumlamıştır. Uz (1985) ise bu kayaların önce Barroviyen türü sonra Abukuma tipi ikinci bir metamorfizmanın etkilediği sonucuna varmıştır. Bölgede bu birimler üzerine tabanda düşük dereceli metamorfizma etkisinde

kalmış klastikler ile başlayan ve üste doğru kalın rekristalize kireçtaşları olarak devam eden Üst Triyas-Kretase yaşlı kayalar yer alır (Akdeniz ve Konak, 1979). Menderes masifinin örtü kayaları olarak düşünülen bu kayaların alttaki yüksek dereceli metamorfitleer ve kendi içerisindeki birimler ile olan dokanak ilişkileri masifi etkileyen deformasyon ve metamorfizma sebebiyle tartışmalıdır. Dora ve diğ., (1995) Menderes masifi'nin güney kesiminde çakılları muhtemelen çekirdek kayalarından türediği ifade edilen yersel metakonglomeraların örtü kayaları ile çekirdek birimleri arasında uyumsuzluk bulunduğunu işaret eder. Menderes masifi'nin kuzeyinde ise Akdeniz ve Konak (1979)'ın uyumsuz olarak nitelediği bu dokanak gerçekte tektoniktir (Konak, 1982; Işık ve diğ., 1997; Işık ve Tekeli, 1998, 2001). Boray ve diğ., 1973 masifin güney kesiminde şistlerin üst kesiminde Geç Devoniyen-Geç Permiyen fosil kalıntıları bulmuştur. Bunlar üzerindeki mermerler ise Geç Triyas-Paleosen yaşlıdır (Dürr, 1975; Çağlayan ve diğ., 1980). Masifin kuzey kesiminde Mesozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşları üzerinde çeşitli büyüklükte kireçtaşı blokları bulunduran vahşi fliş görünümündeki Üst Kretase çökel kayalar yer alır. Daha üst kesimlerde ise kireçtaşı, volkanik ve peridotit bloklarının oluşturduğu ofiyolitik melanaj tektonik olarak yer alır (Akdeniz ve Konak, 1979). Bu metamorfitleer için kabul edilen yaygın görüş tüm

masifin (çekirdek ve örtü kayaları birlikte) Geç Kretase'de İzmir-Ankara Neo-Tetis okyanusunun kapanması ve Paleojen döneminde çarpışma ile birlikte nap dilimleri altında masifin gömülmesi sonucu oluştuğudur (Şengör ve diğ., 1984).

Menderes masifinde irili ufaklı çok sayıda granitoid sokulumları bulunmaktadır. Bu intrüzyonların bir kısmı masifin kuzey kesiminde yüzeylemektedir. Bölgedeki bu granitoidler granit, granodiyorit, siyenomonzonit monzonit bileşimindedir. (Öztunalı, 1973, Bingöl ve diğ., 1982). Ayan (1973)'a göre Gördes metamorfitleeri içerisine yerleşen granit sokulumları Variskan orojenezi sırasında gelişmiştir. Ancak bölgenin daha kuzeyinde yüzlekler veren magmatik intrüzyonların stratigrafik ilişkilerine göre Üst Kretase-Tersiyer veya Paleojen yaşları önerilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979). Ancak granitoidlerdeki radyometrik yaşlar Miyosen yaşını vermektedir (Bingöl ve diğ., 1982; Tekeli ve diğ., 2001).

Tüm bu birimler Neojen yaşlı sedimanter ve volkanik kayalar tarafından örtülür. İstif altta Alt Miyosen yaşlı karasal konglomera ile başlar (Akdeniz ve Konak, 1979). Üstte Orta-Üst Miyosen yaşlı yanal ve düşey ilişkiler gösteren konglomera, kumtaşı, kıltaşı, killi kireçtaşı ile çeşitli volkanik kayalar yer alır (Ercan ve diğ., 1982). Miyosen istifleri üzerine yersel uyumsuzluk gösteren Pliyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, tüfit, kıltaşı, marn ve kalın görsel kireçtaşı kayaları bulunur. Kuvaterner yaşlı tutturulmamış kaba detritikler ile lav akıntılarını alttaki birimleri uyumsuz olarak üzerler (Akdeniz ve Konak, 1979, Ercan ve diğ., 1982).

Masifin bu bölümündeki genişleme tektoniğinin etkileri bazı çalışmalarla ortaya konulmuştur. Işık ve Tekeli (1998, 2001)'e göre Menderes masifi'nin bu kesiminde metamorfik çekirdek kompleksi için iyi bir örnek teşkil eder. Bu kesimde çekirdek ve örtü kayaları düşük açılı bir ayrılma fayı (Simav ayrılma fayı) ile birbirinden ayrılmakta ve bunlar sırasıyla metamorfik çekirdek komplekslerindeki alt ve üst levhaları temsil etmektedir. Alt levha başlıca milonitleşmiş veya milonitleşme göstermeyen orta-yüksek dereceli metamorfitleer ile granitoid türü kayalardan oluşmaktadır (Işık ve diğ., 1997). Ayrılma fayı altında bulunan kayalar değişik oranlarda milonitleşme gösterir (Işık ve Tekeli, 1998, 2001) ve milonitik olmayan kayalar dereceli olarak protomilonit, milonit ve ultramilonite geçer (Işık ve diğ., 1997). Bu çalışmalarda Işık ve diğ., (1997)'ye göre milonitik fabrik alt levhanın soğuması ve yükselmesi sonucu gelişmiştir. Makaslama

zonu içerisindeki kinematik göstergeler asimetrik porfiroklast, mika balıkları, S-C fabrik, oblik foliasyon gibi, bölgede makaslamanın anlamını üst-kuzey olarak vermektedir (Işık ve diğ., 1997; Işık ve Tekeli, 1998; Işık ve Tekeli, 1999) ve alt levhadaki bu milonitik fabriklerdeki kuzey yönelim Batı Anadolu'daki K-G yönlü bölgesel genişleme tektoniği ile uyum sağlamaktadır (Işık ve Tekeli, 1998, 2001).

Yapılan çalışma sonucunda elde edilen bulgular şu şekilde özetlenebilir :

Ayrılma fayı altında yer alan kayalarda migmatit ve granat-muskovit-biyotit gnays, Kalkan formasyonu ve protomilonit, milonit ve ultramilonit olarak ayrılan birim ise Simav milonitleri olarak ayrılanmıştır.

Ayrılma fayının üzerinde ise bandlı mermerlerden oluşan Balıkbaşı, düşük dereceli şistlerden oluşan Sarıcasu, kumtaşı ve karbonatlardan oluşan Kırkbudak ve kristalize kireçtaşlarından oluşan Budağan formasyonları ayrılmıştır.

Milonitik Kayaların mikrofabrik incelemelerinde genişlemeli makaslama bandları, Mika balıkları, asimetrik feldispat porfiroklastları, oblik foliasyon şeklinde gözlenen kinematik göstergeler belirlenmiştir. Belirlenen bu kinematik göstergelere göre makaslamanın yönü üst-K-KD olarak saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Birinci yazarın, Prof.Dr.Okan Tekeli'nin danışmanlığında yürüttüğü Yüksek Lisans Tezi'nden hazırlanan bu makale, 6 Ağustos 2001 tarihinde vefat eden Okan Tekeli'ye ithaf edilmiştir. Değerli katkıları nedeniyle Prof. Dr. M. Cemal Göncüoğlu (ODTÜ), Doç. Dr. Gürol Seyitoğlu (A.Ü) ve Prof. Dr. Yavuz Erkan'a (H.Ü) teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Akdeniz, N., Konak, N., 1979. Menderes Masifinin Simav dolayındaki kayabirimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu (Rocks of Menderes Massif around Simav and significance of metabasic, metaultrabasic rocks). Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 175-184.
- Ayan, M., 1973. Gördes migmatitleri. Maden Tetkik Arama Dergisi, 81, 132-155.
- Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G., 1982. Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. Eclogae Geol. Helvetica, 75, 437-446.

- Boray, A., Akay, U., Akdeniz, N., Akçaören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E., Sav, H., 1973. Menderes Masifinin güney kanadı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri. Cumhuriyetin 50. Yılı, Yerbilimleri Kongresi, 11-20.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1997a. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bull. Soc. Geol. France*, 168, 3-14.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1997b. Microstructures of deformed grains in the augen gneiss of southern Menderes massif, western Turkey and their tectonic significance. *Geol. Rundsch.*, 86, 109-119.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1994. Southern Menderes Massif: An incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Geological Society, London*, 151, 213-216
- Bozkurt, E., 1994. Effects of Tertiary extension in the Southern Menderes Massif, Western Turkey. Ph.D Thesis, University of Keele, Keele, England, 295 p.
- Candan, O., 1995. Menderes masifi'ndeki kalıntı granülit fasiyesi metamorfizması. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 4, 35-55.
- Candan, O. ve Dora, Ö.O. 1998. Menderes masifi'nde granülit, eklojit ve mavişist kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41, 1-35.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980. Menderes masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 9-19.
- Dağ, N., Dora, Ö.O., 1991. Gördes (Menderes masifi kuzeyi) pegmatitoidleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 34, 1-8.
- Dora, Ö.O., Kun, N., Candan, O., 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes massif. *I.E.S.C.A., Proceedings*, 2, 102-115.
- Dora, Ö.O., Candan, O., Dürr, S., Oberhansli, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes massif. *I.E.S.C.A., Proceedings*, 1, 53-72
- Dürr, S., 1975. Über und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins/sw-Anatolien und seine Aquivalente in der mittleren Agais. *Habilitation Thesis. University of Marburg*, 107 p., Lahn.
- Emre, T., Sözbilir, H., 1995. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. *I.E.S.C.A., Proceedings*, 1, 73-93.
- Ercan, T., Günay, E., Savaşçın, M.Y., 1981/1982. Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 97/98, 86-101.
- Gessner, K., Piazzola, S., Güngör, T., Ring, U., Kröner, A., Passchier, C.W., 2001a, Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolian belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 766-780.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel R., Passchier, C.W., Güngör, T., 2001b. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29, 611-614.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, Ö.O., 1995a. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23, 455-458.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. *Journal of Geological Society, London*, 152, 639-654.
- Hetzel, R., Reischmann, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, 133, 565-572.
- Hetzel, R., Ramer, R.L., Candan, O., Passchier, C.W., 1998. Geology of Bozdag area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geol. Rundsch.*, 87, 394-406.

- Işık, V., Tekeli, O., Cemen, I., 1997. Mylonitic fabric development along a detachment surface in northern Menderes massif, western Anatolia, Turkey. *Geol Soc Am., Annual Meeting, Abstracts with programs* 29, A-220.
- Işık, V., Tekeli, O., 1998. Structure of lower plate rocks in metamorphic core complex: northern Menderes Massif, western Turkey. *Abstracts, Third Int Turkish Geol Symp, METU, Ankara;* 268.
- Işık, V., Tekeli, O., 1999. Microstructure of deformed grains in the granitic mylonites of lower plate: northern Menderes massif, western Turkey. *EUG 10, J. Conference Abstracts,* 4, 730.
- Işık, V., Tekeli, O., 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): Evidences for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences,* 89, 757-765
- Işık, V., Cemen, I., Tekeli, O., Seyitoğlu, G., 2001. Ductile-brittle transition in Salihli granitoid below the Karadut detachment surface, Menderes massif, Western Turkey. *4th Int. Turkish Geology Sym., CU, Adana, Turkey,* p. 213
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Buzkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of Geological Society, London,* 156, 605-616.
- Konak, N., Akdeniz, N., Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes massif, correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean Mountain Belt (Guide book for the field excursion along western Anatolia, Turkey) IFCP Project No. 5, 42-53.
- Konak, N., 1982. Simav Dolayının Jeolojisi (Geology of Simav region). *Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Türkiye,* 178 s.
- Loos, S., Reischmann,, 1999. The evolution of the southern Menderes massif in sw Turkey as revealed by zircon dating. *Journal of Geological Society, London,* 156, 1021-1030.
- Oberhansli, R., Candan, O., Dora, O.Ö., Dürr, St.H., 1997. Eclogites within the Menderes massif / western Turkey. *Lithos,* 41, 135-150.
- Öztunalı, Ö., 1973. Uludağ ve Eğrigöz masiflerinin petrolojisi ve jeokronolojisi. *İ.Ü.F.F., Monografileri,* 23, 115 s., İstanbul.
- Ring, U., Gessner, K., Güngör, T., Passchier, C.W. 1999. The Menderes massif of western Turkey and the Cycladic massif in the Aegean-do they really correlate? *Journal of Geological Society, London,* 156, 3-6.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine,* 129, 239-242.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., Rundle, C.C., 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of Geological Society, London,* 149, 533-538.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1994. Late cenozoic basin development in west Turkey, Gördes basin: tectonics and sedimentation. *Geological Magazine,* 131, 631-637.
- Seyitoğlu, G., Benda, L., 1998. Neogene palynological and isotopic age data from Selendi and Uşak-Güre basins ,western Turkey: A contribution to the upper limit of Eskihisar sporomorph association. *News.Stratigr.,* 36, 105-115.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1991. Late Cenozoic crustal extensional tectonics In west Turkey. *Geological Magazine ,* 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1996. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs. back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodynamics,* 22, 145-153.
- Seyitoğlu, G. 1997. The Simav Graben: An example of young E-W trending structures in the late cenozoic extensional system of western Turkey. *Journal of Earth Sciences,* 6, 135-141.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and

evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evaluation of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Tekeli, O., Isik, V., Seyitoglu, G., Cemen, I., 2001. The $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ age of ductile extension and granitoid intrusions in the northern Menderes massif, Western Turkey. 4th Int. Turkish Geology Sym., CU, Adana, Turkey, p. 226

Uz, B., 1985. Akdağ masifinde (Simav-Kütahya) yeşilşistlerin petrojenetik ve kökensel incelemesi. *Jeoloji Mühendisliği*, 21-30.

SÜRGÜ FAYININ NEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

NEOTECTONIC FEATURES OF SÜRGÜ FAULT

Hüseyin YILMAZ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

ÖZ : Çelikhan (Adıyaman) güneybatısında Doğu Anadolu Fayı'ndan ayrılan ve diri olan Sürgü Fayı, Sürgü (Doğanşehir-Malatya) batısındaki Kinnirik mahallesine kadar izlenmektedir. Fay, Sürgü kasabasının doğusunda bazı alanlarda 400 m genişliğinde bir zon oluşturmaktadır. Yaklaşık D-B doğrultulu olan fayın Sürgü kasabasına kadar olan bölümü kuzeye eğimli iken, Sürgü batısındaki bölümü 85° güneye eğimlidir. Sürgü Fayı'nın doğu kesiminde uzamış sırtlar, ötelenmiş vadiler; batı kesiminde ise sol yönlü ötelenen dereler belirgin morfolojik yapılar oluştururlar. Ayrıntılı bir şekilde haritalanan fay boyunca çeşitli kaya türü toplulukları, yapısal unsurlar ve diğer morfolojik yapılar denetlenerek, Sürgü Fayı'nın toplam 4 km'lik sol yanal atıma sahip olduğu saptanmıştır. İnceleme alanında, Sürgü Fayı denetiminde çökelmiş olan Beylerderesi Formasyonu, çoğu araştırmacıya göre Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğundan fayın yaşı Pliyosen olarak kabul edilebilir.

Anahtar kelimeler : Sürgü fayı, Neotektonik, Tektonomorfoloji

ABSTRACT : The Sürgü Fault which is active and separated from the East Anatolian Fault as a branch, in the southeast of Çelikhan (Adıyaman) area, can be followed up to the Kinnirik village to the west of Sürgü (Doğanşehir-Malatya) town. The fault represents a 400 m wide zone in some places to the east of Sürgü. This fault which is approximately E-W trending, dips to the northward in the west, whereas dips to the southward in the east of Sürgü. In addition, the western part of the fault dips 85° to the south. Elongated ridges, offset valleys and left-lateral offset creeks are dominant morphological structures along the Sürgü Fault. On the basis of the detailed mapping, correlations of the lithologic contacts and other morphologic structures, the fault has approximately 4 km sinistral offset. The Beylerderesi Formation deposited under the control of the Sürgü Fault. The age of this formation has been thought as Pliocene by most of references. For this reason, the age of the fault also may be Pliocene.

Key words : Sürgü fault, Neotectonics, Tectonomorphology

GİRİŞ

Ülkemizin bilinen en önemli aktif faylarından biri olan Doğu Anadolu Fayı'nın Çelikhan-Gölbaşı arasındaki bölümünden, Çelikhan'ın güneybatısındaki Seydo Mahallesi kuzeydoğusunda bir kol ayrılmaktadır (Şekil 1d). Bu fay Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından Sürgü Fayı olarak adlandırılmış ve fayın batı kesimi olarak düşünülen bölümü de Yılmaz vd.(1992 ve 1993) tarafından aynı adla irdelenmiştir.

Doğu Toros Kuşağı'nda yer alan inceleme alanında değişik amaçlarla çok sayıda araştırmacı çalışmıştır. Stefanski (1941), Stchepinsky (1944), Holzer (1955) Malatya çevresinde ilk kapsamlı jeolojik çalışmaları yapmışlardır. Baykal (1986) inceleme alanını da

içine alan 1/ 500 000 ölçekli Sivas paftasının derlemesini gerçekleştirmiştir. Torosları birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan birliklere ayıran Özgül (1972) Sürgü ve Doğanşehir dolayını, başlıca Permian ve Triyas yaşlı mermer ve yeşil şistleri kapsayan Alanya Birliği'ne dahil etmiştir. Arpat ve Şaroğlu (1975) Sürgü yakınlarında aktif bir fayın varlığını ilk kez saptamışlar ve bu fayı Doğu Anadolu Fayı'nın bir kolu olarak kabul etmişlerdir. Perinçek (1979) Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman) arasında yapmış olduğu çalışmada ilk kez Maden Karmaşığı olarak adlandırdığı birimin altındaki metamorfileri, Pütürge Metamorfileri ve üstündeki metamorfileri Malatya Metamorfileri olarak kabul etmiş ve Malatya Metamorfileri'nin

kuzeyden güneye sürüklenen allokon bloklar olduklarını ileri sürmüştür. Perinçek ve Kozlu (1984) Sürgü Fayı ile daha batıdaki Çardak Fayını birlikte değerlendirerek Çardak-Sürgü Fayı olarak adlandırmışlardır. Şaroğlu vd. (1987) Türkiye'nin diri fayları ve deprenselliklerini incelerken Sürgü Fayı'nda da gözlemler yapmış ve bir dere yatağında 200 m lik bir atım saptamışlar ancak fay vadilerinin genel durumuna göre atımın daha fazla olması gerektiğini belirtmişlerdir. Baydar (1989) inceleme alanını da kapsayan geniş bir alanda doktora çalışması kapsamında haritalama çalışmaları yapmıştır. Yılmaz vd. (1987), Yiğitbaş (1989), Yılmaz ve Yiğitbaş (1991), Genç vd. (1993) ve Yılmaz vd. (1992, 1993), Engizek ve Berit Dağları dolayındaki metamorfite ve ofiyolitleri irdeleyerek Doğu Toros Kuşağı'nda farklı adlarla tanımlanmış metamorfik masiflerin bir bütünün parçaları olduklarını ve yaşlarının Kampaniyen'e kadar uzanmış olabileceğini belirtmişlerdir. Aynı yörede yüzeylenen metamorfizmaya uğramış düzenli bir ofiyolit topluluğu olan Berit Metaofiyoliti'nin de granolit-eklojit fasiyesindeki kontakt dinamo-termal metamorfizma ürünü olduğunu ortaya koymuşlardır. Taymaz vd. (1991) Doğu Anadolu Fay Zonu'nun deprenselliğini incelerken Doğanşehir çevresinde 5 Mayıs 1986 ve 6 Haziran 1986 da meydana gelen depremlerin Sürgü Fayı ile ilişkili olduğunu belirlemişlerdir. Şaroğlu vd. (1992 b) ise yaptıkları Türkiye Diri Fay haritasında Sürgü fayı ve Çardak Faylarını ayrı faylar olarak göstermişlerdir. Chorowicz vd. (1994) Çardak Fayı'nı, Sürgü Fayı'nın batıya doğru devamı olarak kabul etmişler ve bu fayın, Toroslar'ın altına kuzeye doğru dalan okyanusal levha sınırına kadar devam ettiğini ileri sürmüşlerdir. Sürgü-Doğanşehir-Gözene arasındaki alanda doktora çalışması yapan Yılmaz'ın (1992) inceleme alanında elde ettiği ayrıntılı arazi gözlemleri ve petrografik bulguları, bölgesel bulgularla denetlenerek Sürgü ve Doğanşehir dolayındaki birimler Yılmaz (1999) tarafından yeniden tanımlanmış ve ilişkileri yeniden yorumlanmıştır.

Bölgede gerçekleştirilen önceki çalışmalarda, Sürgü Fayı'nın jeolojik özellikleri konusunda ayrıntılı veriler yer almamaktadır. Bu çalışmada, Sürgü Fayı'nın doğuda Doğu Anadolu Fayı ve batıda Kinnirik mahallesine kadar olan 40 km uzunluğundaki bölümünün temel jeolojik özelliklerinin sunulması amaçlanmıştır.

STRATİGRAFI

Çalışma alanındaki birimler, tektono-stratigrafik ilişkilerine göre tabandan tavana doğru aşağıdaki şekilde sıralanırlar (Şekil 2).

Pütürge Metamorfiteeri

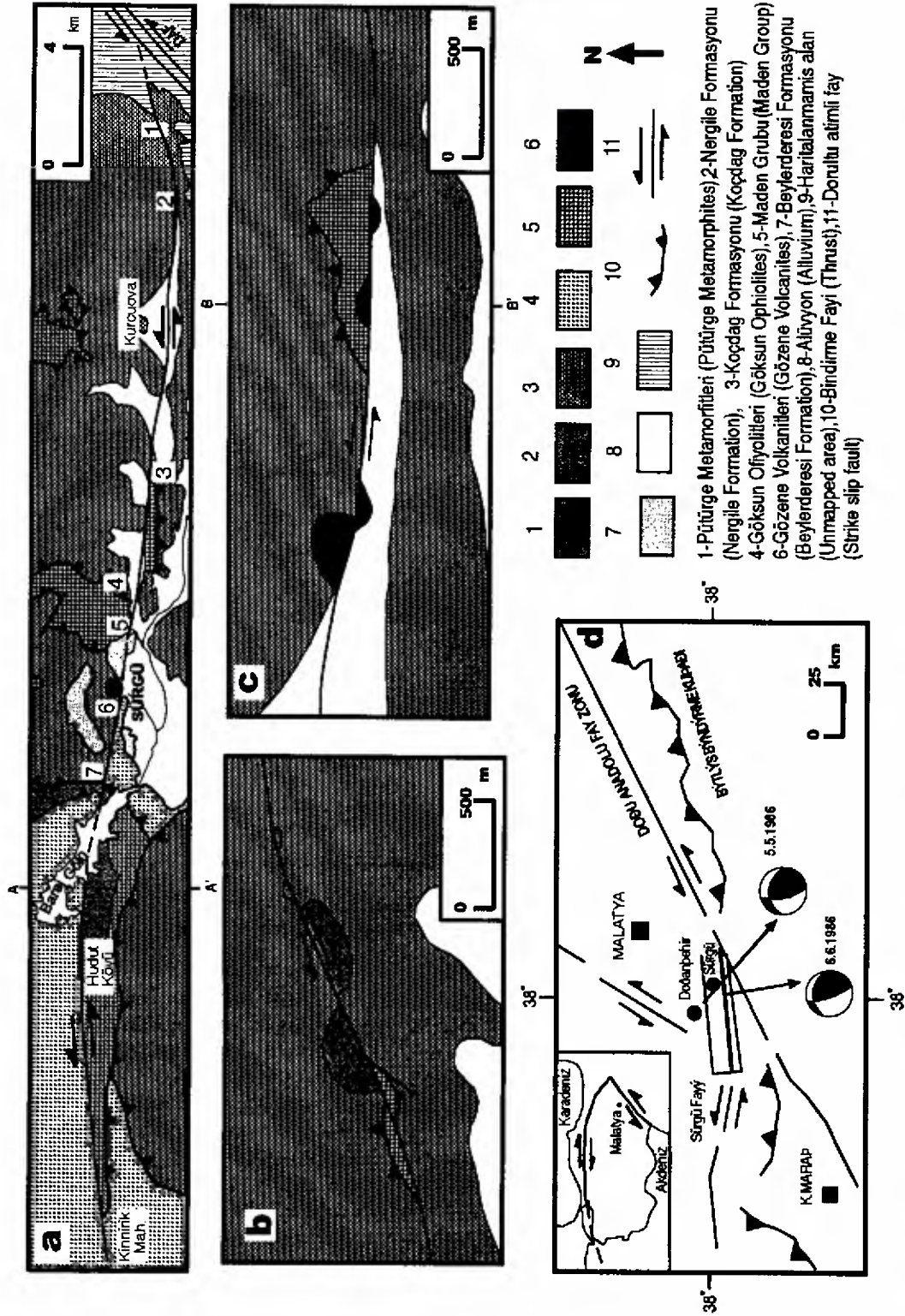
Birimin adı, Perinçek (1979) den alınmıştır. İnceleme alanında Pütürge Metamorfiteeri en alt tektonik düzeyi oluşturur. Göksun Ofiyolitleri tarafından tektonik olarak ve Maden Grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Sürgü Baraj gölünün güneyinde tabanı Sürgü Fayı ile sınırlanır.

İnceleme alanında tabanda orta taneli, beyaz renkli, granoblastik dokulu kuvars, alkali feldispat, plajiyoklas ve muskovit içeren granitik gnays görülür. Bunun üzerine açık bej renkli ince taneli, biyotit, muskovit ve kuvars içeren mikaşist ve sarımsı bej renkli iri taneli gözlü gnaysların ardalanmasından oluşan kayalar gelir. Bu ardalanmanın üzerine kuvars, alkali feldispat, plajiyoklas ve muskovit içeren gnays gelir. Gnaysın üzerinde ise açık gri-bej renkli mermer seviyesi yer alır. Mermerin üzerinde koyu kahverengi renkli, belirgin yapraklanmalı lepidoblastik dokulu, bol miktarda granat, kuvars, alkali feldispat, biyotit ve stavrolit içeren granat-stavrolit gnays gözlenir. Gnaysı açık gri mermer ve koyu kahverengi-siyah renkli, ışınal dokulu, uzun lameller halinde, buket ve demetler şeklinde aktinolit ve yanısıra kuvars ve epidot içeren aktinolit şist düzeyleri izler. Üste doğru sırasıyla koyu kahverengi biyotit-muskovit şist ve beyaz renkli feldispatlı metakuvarsit ardalanması; koyu kahverengimsi nefti yeşil renkli, bol miktarda kırık parçalar halinde plajiyoklas içeren yoğun serizitleşmiş ve silisleşmiş metatuf ve klorit-muskovit-biyotit-kuvars şist gözlenir.

İnceleme alanında Pütürge Metamorfiteeri'nin yaşına ilişkin doğrudan bir veri bulunmamaktadır. Yazgan'ın (1987) Pütürge Metamorfiteeri'nin Prekambriyen-Alt Paleozoik yaşlı olarak kabul ettiği, gözlü gnays, granat-biyotit mikaşist, granitik gnays, amfibol mikaşist ve muskovit şist topluluğu, inceleme alanındaki Pütürge Metamorfiteeri'ne benzer özellikler sunar.

Malatya Metamorfiteeri

Birim inceleme alanında, tabanda kuvars şistler, fillitik sleytler ve bunları üzerleyen düşük dereceli metamorfik karbonat örtüden oluşur (Yalçın vd., 1999). Malatya Metamorfiteeri'nin formasyon düzeyinde ayırtlanmasında Yılmaz vd. (1987)'nin adlamaları benimsenmiştir.



Şekil 1. a. Sürgü Fayının Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kinnirik mahallesi arasındaki bölümlerinin jeolojik haritası, b. 1 Nolu lokasyonun jeolojik haritası, c. 2 Nolu lokasyonun jeolojik haritası, d. İnceleme alanının jeolojik haritası.
 Figure 1. a. Geological map of Sürgü Fault between East Anatolian Fault Zone and Kinnirik village, b. Geological map of 1 location area, c. Geological map of 2 location area, d. Location map of the investigated area.

Yaş Age	Formasyon Formation	Kayatürü Lithology	Açıklamalar Explanations
Pliyo-Kuvaterner Plio-Quaternary	Baylerderesi Formasyonu		Alüvyon (Alluvium) Çakıllaşı-kumtaşı-camurlaş (Conglomerate-sandstone-mudstone)
Neojen Neogene	Gözene Volkanitleri		Andezit-dazit ve tüf (Andesite-dacite and tuff)
Karbonifer- Üst Permian Carboniferous- Upper Permian	Maletya Metamorfileri Koçdağ Formasyonu		Kristalle kireçtaşı (Recrystalline limestone) Lamineli kireçtaşı (Laminated limestone) Fosillli kireçtaşı (Fossiliferous limestone) Dolomitik kireçtaşı (Dolomitic limestone) Mermer (Marble)
Devoniyen Devonian		Nergile Formasyonu	Filitik sleyt (Phyllitic slate) Kuvars şist (Quartz schist) Tektonik dokanak (Tectonic contact)
Orta Eosen Middle Eocene	Maden Grubu		Volcano-ortu: topluluk (Volcano-sedimentary association)
Üst Kretase Upper Cretaceous	Göksun Ofiyolitleri		Amfibolit (Amphibolite) Ektolit(?) - granülit (Ectolite (?) - granulite) Gabbro-peridotit (Gabbro-peridotite) Tektonik dokanak (Tectonic contact)
Prekambriyen- Alt Paleozoyik Precambrian- Lower Paleozoic	Pütürge Metamorfileri		Klorit-muskovit-biyotit-kuvars şist (Chlorite-muscovite-biotite-quartz schist) Mermer (Marble) Granitik gnays-gözülü gnays (Granitic gneiss -augen)

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).
Figure 2. Generalized tectono-stratigraphic columnar section of study area (not to scale).

Nergile Formasyonu

Göksun Ofiyolitleri üzerine tektonik dokanaklı olan birim Koçdağ Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür. Üstündeki Koçdağ Formasyonu'na oranla yumuşak rölyefiyle kolaylıkla ayırt edilir. İnceleme alanında birimin alt seviyelerinde açık yeşilimsi gri ve yeşilimsi sarı renkli iyi yapraklanmalı ve kıvrımlı şistozite yüzeyli klorit-albit-biyotit-kuvars şistler bulunmaktadır. Nergile Formasyonu'nun en üst düzeyinde, Koçdağ Formasyonu'nun hemen altında fillitik sleytler görülür. Koyu

kahverengi ve siyah seviyeler halinde görülen sleytler lepidoblastik dokuludurlar. Başlıca kuvars, klorit ve serizitten oluşmuşlardır. Mikrokıvrımlanma yüzeylerine paralel olarak bol miktarda opak madde içermektedirler.

Nergile Formasyonu'nda birime yaş verecek paleontolojik bulgu saptanmamıştır. Ancak üzerine uyumsuz olarak gelen Koçdağ Formasyonu'nun alt seviyelerinin Alt Karbonifer yaşlı fosiller içermesi, Nergile Formasyonu'nun Alt Karbonifer öncesi ve muhtemelen Devoniyen yaşlı olduğunu göstermektedir.

Koçdağ Formasyonu

Arazide birimin çok derin vadiler ve dik falezler oluşturan oldukça sarp bir topoğrafik görünümü vardır. Nergile Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Formasyonun tavanı inceleme alanında yüzeylenmemektedir. Ancak doğuda Karaman vd. (1993) Malatya Metamorfileri üzerine Jura-Kretase yaşlı Geniz Kireçtaşı'nın geldiğini belirtirler.

Tabanda açık gri ve koyu gri renkli orta tabakalı mermer ve kristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Bunların üzerine kahverengimsi gri renkli sleyt laminasyonlu mermer gelmektedir. Sleyt laminasyonlu mermerleri koyu gri, açık gri ve beyaz dolomitik kireçtaşları izlemekte dolomitik kireçtaşlarının üzerinde bol fosilli koyu gri-siyah renkli orta tabakalı kireçtaşları gözlenmektedir. Bol fosilli kireçtaşlarını kahverengimsi sarı renkli sleyt laminasyonlu mermer ve daha üstte gri renkli, orta tabakalı kristalize kireçtaşı izlemektedir. Formasyonun en üstünde açık gri renkli, orta ve kalın tabakalı kristalize kireçtaşı görülmektedir.

İnceleme alanında Koçdağ Formasyonu'na ait kireçtaşlarının çeşitli seviyelerinin fosil kapsamı, Alt Karbonifer-Üst Permiyen yaşını vermektedir (Yılmaz 1992). Ancak Karaman vd. (1993) Malatya doğusunda Üst Triyas bulgularına da ulaşmışlardır.

Göksun Ofiyolitleri

Birimin adı, Yılmaz vd. (1993) den alınmıştır. Göksun Ofiyolitleri, inceleme alanında Nergile Formasyonu ve Koçdağ Formasyonu'ndan oluşan metamorfik napların altındaki tektonik pencerede yüzeylenir. Göksun Ofiyolitleri üzerine Sürgü Baraj gölü güneyinde Maden Grubu uyumsuz olarak gelir. Ofiyolitik diziyeye ait tüm birimler inceleme alanında görülmez. Birim peridotit, gabro ve metamorfik kayaları kapsamaktadır.

Peridotitler, yeşil renkli, ağsı dokulu, olivin, ojit ve krom içeren dünit; siyaha yakın koyu yeşil renkli ağsı dokulu olivin, enstatit, ojit ve spinel içeren lertzolit ve yeşil-siyah renkli olivin ve ojitin yanısıra yer yer spinel içeren veriltten oluşmaktadır. Peridotitlerde serpantinleşme yaygındır.

Göksun Ofiyolitleri'nde, plajiyoklas, ojit, enstatit ve hornblend içeren ortokümülat dokulu katmanlı gabrolar; plajiyoklas, ojit ve olivin içeren izotropik gabrolar ve yer yer pegmatitik gabrolar gözlenmektedir.

İnceleme alanında Göksun Ofiyolitleri'nde yaygın olarak eklojitik (?) kayalar, granülitik kayalar, gnayslar ve

amfibolitlerden oluşan metamorfik kayalar da görülür.

İnceleme alanında, Göksun Ofiyolitleri'nin oluşum yaşına yönelik doğrudan veriler bulunmamaktadır. Ancak daha batıda epiofiyolitik örtüsünden Üst Portlandiyen-Alt Berriasiyen yaşları elde edilmiştir (Tarhan, 1984). Doğu Toros Kuşağındaki ofiyolitlerin Üst Kretaseden başlayarak yerleştikleri ve aktarıldıkları bilinmektedir (Perinçek, 1979; Yazgan, 1983, 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991). İnceleme alanında Göksun Ofiyolitleri, Orta Eosen yaşlı Maden Grubu üzerinde tektonik dokanaklı olarak yer alır.

Maden Grubu

İnceleme alanı ve çevresinde Malatya Metamorfileri'nin altındaki tektonik pencerelerde, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaların ve Pütürge Metamorfileri'nin üzerinde transgresif olarak görülen Orta Eosen yaşlı volkano-tortul kayalar için Yiğitbaş vd (1993) nin yeniden tanımladıkları Maden Grubu adlaması kullanılmıştır. Birim inceleme alanında Sürgü Baraj gölünün güneyinde Göksun Ofiyolitleri ve Nergile Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak görülür.

Birim tabanda sarımsı kahverengi renkli, orta tabakalı, orta taneli kuvars taneleri içeren kumlu kireçtaşlarıyla başlamaktadır. Kumlu kristalize kireçtaşları üste doğru hafifçe sleytleşmiş kırmızı renkli, ince taneli çamurtaşlarına geçmektedir. Kırmızı renkli çamurtaşlarının üzerine mermer, şist, kuvarsit, volkanit ve kırmızı kireçtaşı çakıllarının kumlu siltli bir matriksle bağlandığı olistostromal çakıltası görülmektedir. Bunlar 5-6 m kalınlığında 100-150 m uzunluğunda ve yanıl devamlılığı olmayan mercerler şeklinde görülmektedirler. Olistostromal çakıltalarının üzerine karbonat çimentolu, grimsi mor renkli kumtaşları gelmektedir.

Karbonat çimentolu kumtaşları üste doğru açık yeşillimsi gri renkli kristalize kireçtaşlarına geçmektedir. Bunların üzerine kırmızı renkli biyomikrit ve çamurtaşları gelmektedir. Kırmızı renkli biyomikrit ve çamurtaşları Sürgü Barajı güneyinde ise beyazımsı gri renkli, ince tabakalı nummulitli kireçtaşlarının üzerine oturmaktadır. Aynı seviyelerde inceleme alanının kuzeyinde yastık lavlar görülmektedir. Kırmızı kireçtaşı-çamurtaşı ardalanması üzerine yeşil renkli ayrılmış bazaltik aglomera ve onu izleyen bordo renkli çamurtaşları gelmektedir. En üstte de sarımsı kahverengi tuf ve koyukahverengi spilitik bazalt ve andezitler görülmektedir.

Serinin çeşitli seviyelerinde irili ufaklı kireçtaşı olistolitleri görülmektedir.

Maden Grubu'nun *Nummulites sp.* (granüllü tip), *Discocyclina sp.* *Rotalia sp.* fosil kapsamı Orta Eosen yaşını vermektedir (Yılmaz, 1992).

Gözene Volkanitleri

Birimin adı Yılmaz (1992) dan alınmıştır. İnceleme alanında Kurcuova Köyü yakınlarında yüzeylenmektedir (Şekil 1). Koçdağ Formasyonu'nu ve Maden Grubu'nu kesen birim, başlıca prizmatik debi gösteren andezit, dasit ve dasitik kristal tüflerden oluşmaktadır. Açık yeşilimsi-mavimsi gri renkli andezitlerde açık gri renkli hamur içerisinde ayrılmış beyaz renkli plajiyoklas, koyu yeşil-siyah renkli hornblend ve biyotit fenokristalleri çıplak gözle görülebilmektedir. Dasitler açık mavimsi gri renklidirler. Bu kayalarda da açık gri renkli hamur içerisinde kuvars taneleri ve koyu renkli biyotit kristalleri çıplak gözle görülebilmektedir.

Dasitik kristal tüfler, plajiyoklas, biyotit ve klorit parçalarından oluşan hamur içerisinde bol miktarda kırık parçalar halinde kuvars ve kalsit minerallerinden oluşmaktadır.

Orta Eosen yaşlı Maden Grubu'nu kestiklerinden Gözene Volkanitleri'nin Orta Eosen sonrası yaşlı olduğu söylenebilir.

Beylerderesi Formasyonu

Formasyon Malatya güneybatısında belirgin yüzeylemeler sunduğu Beylerderesine atfen Önal vd. (1986) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanında Sürgü ve Kurcuova yakınlarındaki düzlüklerde yüzeylenmektedir. İnceleme alanında Beylerderesi Formasyonu kendinden daha yaşlı tüm diğer birimleri üzerine uyumsuz olarak üzerlemektedir. Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç döküntüleri Beylerderesi Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak gelmekte olup başlıca çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır.

Çakıltaşı: Genellikle kırmızı renkli, iyi pekleşmiş ve az belirli katmanlıdır. Çakılları kötü ve orta derecede yuvarlaklaşmış ve orta derecede boylanmışlardır. Bunlar gri renkli andezit, açık gri renkli dasit, yeşil renkli mafik kaya, koyu gri-siyah renkli bazalt, beyaz, bej, gri ve koyu gri renkli kristalize kireçtaşı, mermer ve pembemsi gri renkli granitik kaya parçalarıdır. Polijenik konglomera olan kayacın hamuru açık gri renkli kum ve silt boyutundaki gereçten oluşmaktadır. Vadi

yamaçlarında çıkıntı şeklinde görünüm sunmaktadırlar.

Kumtaşı: Çakıltaşlarının arasında ara düzeyler halinde bulunmaktadır. Açık sarımsı gri renkli ve genellikle çakıllı kumtaşlarıdır. Çakıltaşlarına oranla daha yumuşak bir topoğrafya sunmaktadırlar.

Çamurtaşı: Çakıltaşı ve kumtaşı seviyelerinin arasında açık kahverengi renkli oldukça gevşek malzemeden oluşan mercerler halinde görülmektedirler. Vadi yamaçlarında yer yer çukurluklar oluşturmaktadırlar.

Genellikle akarsu ve sel çökellerinden oluşan formasyonda yaş verebilecek fosil bulgusu saptanamamıştır. Çakıllar arasında Neojen yaşlı Gözene Volkanitlerine ait kaya parçaları bulunmaktadır. Önceki çalışmalarda Pliyo-Kuvaterner yaşlı olarak kabul edilmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984).

SÜRGÜ FAYI

Neotektonik Özellikleri

Sürgü Fayı inceleme alanının doğusunda Merk Düzü mevkiinde Doğu Anadolu Fay Zonu'ndan ayrılmaktadır. Batıya doğru Kurcuova Köyü, Sürgü Kasabası, Hudut Köyleri yakınlarından geçmekte ve Kinnink Mahallesi batısında artık izlenememektedir (Şekil 1). İnceleme alanında 40 km lik bir uzanım sunan Sürgü Fayı kimi yerlerde 400m genişliğinde bir zon oluşturmaktadır.

Tektonomorfolojik Özellikleri

Sürgü Fayı'nın Doğu Anadolu Fayı'ndan ayrıldığı alan tamamen alüvyonla kaplı olduğundan ilişkileri belirgin değildir (Şekil 3). Merk düzünün batısında Koçdağ Formasyonu'ndaki koyu gri-siyah renkli kristalize kireçtaşlarında yaklaşık 1000 m lik sola doğru atım gerçekleştirerek batıya doğru devam eden Sürgü Fayı'nda Koçdağ Formasyonu'nun altında bulunan Nergile Formasyonu'nda Hasangölü tepeleri yakınlarında sırasıyla yaklaşık 250 m ve 500 m ve Maden Grubu'nda yaklaşık 250 m lik atımlar görülmektedir. Beyinbostanı mahallesi yakınlarında Maden Grubu'nu sınırlayan fay boyunca Gözene Volkanitleri'nde yaklaşık 375 m lik sol yönlü doğrultu atım gözlenmektedir (Şekil 4).

Paponun Efsunu tepe kuzeyindeki Nergile Formasyonu içerisinde Sürgü Fayı'na paralel doğrultu atımlı bir fay gözlenmektedir. Bu fay boyunca gri-siyah renkli şistlerde 120 m lik atım saptanmıştır (Şekil 5).

Hasangölü tepeleri güneyinde yamaç molozunu kesen düşey atımlı bir fay görülmek-



Şekil 3. Sürgü Fayı'nın Doğu Anadolu Fayı'ndan ayrıldığı alan.
Figure 3. The place where Sürgü fault separated from the East Anatolian Fault Zone.



Şekil 4. Beyinbostanı mahallesi yakınında Gözene Volkanitleri'nde görülen sol yanal atım. SF: Sürgü Fayı, Mm: Malatya Metamorfikleri, Emg: Maden Grubu, Ngv: Gözene Volkanitleri, Al: Alüvyon.
Figure 4. Sinistral offset of Gözene Volcanites near Beyinbostanı village. SF: Sürgü Fault, Mm: Malatya Metamorphites, Emg: Maden Group, Ngv: Gözene Volcanites, Al: Alluvium.



Şekil 5. Paponun Efsunu tepe kuzeyinde Nergile Formasyonu'ndaki koyu-gri siyah renkli şistlerde sol yanıl atım.

Figure 5. Sinistral offset of dark gray-black schist in Nergile Formation at the northern of Paponun Efsunu hill.

tedir (Şekil 6) . K40D doğrultulu fay yüzeyinde yaklaşık 0.5 m lik düşey atım görülmektedir. Fayın güney bloku yükselmiş kuzey bloku düşmüştür.

Kurcuova yakınlarında Sürgü Fayı, yaklaşık kuzey-güney uzanımlı vadilerin önünü kesmekte ve doğrultu atımlı faylar için karakteristik bir özellik olan doğu-batı uzanımlı boyuna sırtlar oluşturmaktadır. Bu durum Kurcuova köyü ve Kölökkuyu mahallesi arasında belirgin şekilde görülmektedir.

Kölökkuyu batısında Koçdağ Formasyonu ve Maden Grubu'nu kesen fay, Takaz kaynak suyunu izleyerek Sürgü'ye kadar devam etmektedir. Bu arada Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökelleri de kesmektedir. Sürgü yakınlarındaki Pınarbaşı ve Sürmelipınar kaynaklarını izleyen fay bu aralıkta Koçdağ Formasyonu, Nergile Formasyonu ve Göksun Ofiyolitleri'nin dokanağını oluşturmaktadır. Sürmelipınar düzlüğü yakınlarında Maden Grubu'nu kesen fay Muratlı Köyü batısında Sürgü Baraj Gölü'nün güneyinde Göksun Ofiyolitleri ve Nergile Formasyonu arasındaki çizgiselliği oluşturmaktadır (Şekil 1 A).

Hudut Köyü'nün batısında Kalecik Mahallesi ve Kinnirik Mahallesi arasında Maden Grubu ve Göksun Ofiyolitleri arasındaki dokanağı takip eden (Şekil 1 A) Sürgü Fayının, Kinnirik Mahallesi batısında Göksun Ofiyolitleri

içinde devamı izlenemez. Kalecik Mahallesi yakınlarında faya dik olarak gelen bazı derelerde 200 m ye kadar ulaşan sol yanıl atımlar gözlenmektedir.

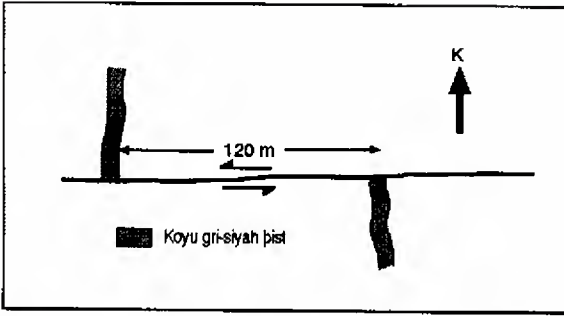
Yaklaşık D-B doğrultulu olan Sürgü Fayı'nın doğuda Sürgü'ye kadar olan 20 km lik bölümü kuzeye, Sürgü batısındaki bölümü ise güneye eğimlidir. Sürgü Barajı ekseninin güneyindeki yol yarmasında fay düzleminin güneye 85° eğimli olduğu saptanmıştır (Şekil 7).

Atım Miktarı

Sürgü Fayı'nda saptanabilen en büyük (Şekil 1 a) atım Kurcuova batısında Maden Grubu ve Koçdağ Formasyonu arasındaki sınırda 3 nolu lokasyonda yaklaşık 4 km lik atımdır.

Sismik Özellikleri

5 Mayıs 1986 tarihinde Sürgü yöresinde meydana gelen deprem sırasında faya bağlı olarak gelişen yüzey kırıkları incelenememiştir, Arazi çalışmalarına 1987 yılı yazında başlanabildiğinden çoğu özellikler kaybolmuştur. Ancak Sürgü girişindeki cami minaresinin kaidesine giriş kapısı ve camiden mineraye çıkış kapısı arasında Şekil 8 de görüldüğü gibi sola doğru bir kayma gözlenmektedir.



Şekil 6. Hasangölü tepeleri güneyinde yamaç molozunu kesen düşey atımlı bir fay. SF: Sürgü Fayı, Emg: Maden Grubu, Ym:Yamaç molozu.

Figure 6. Fault with vertical offset in talus at the southern of hasangölü Hills SF: Sürgü Fault, Emg: Maden Group, Ym: Talus.

Sürgü ve Doğanşehir'i etkileyen 5 Mayıs ve 6 Haziran 1986 depremlerine ait odak mekanizması çözümlerine (Taymaz vd.,1991) göre de 5 Mayıs 1986 depremi yaklaşık doğu-batı doğrultulu ($273^{\circ} \pm 10^{\circ}$), $49^{\circ} \pm 5^{\circ}$ eğimli bir düzlemi ve 4 ± 1 km derinliği; 6 Haziran 1986 depremi ise ana depremden 10 km kuzeyde ($275^{\circ} \pm 10^{\circ}$), $27^{\circ} \pm 5^{\circ}$ eğimli bir düzlemi ve 2 ± 1 km derinliği vermektedir. Bu düzlemler Sürgü Fayı ile uygunluk göstermektedir ve fayın diriliğine kesin kanıtlar oluşturmaktadır. Ayrıca bu değerler yüzeyde 85° güneye eğim ölçülmesine karşın fay düzleminin eğiminin derine doğru giderek düştüğünü göstermektedir.

Yaşı

Şaroğlu vd (1992 a), Doğu Anadolu Fay Zonu için Üst Pliyosen yaşını ileri sürmektedirler. Doğu Anadolu Fayı'ndan ayrılan ve batıya doğru devam eden Sürgü Fayı'nın yaşına ilişkin veriler ise son derecede sınırlıdır. İnceleme alanında katmanları kıvrımlanmamış en yaşlı birim yatay konumlu olan Pliyo-Kuvaterner yaşlı Beylerderesi Formasyonudur. Ancak bu birimin Sürgü Fayı dolayındaki yüzeylemelerinde hafifçe kıvrımlanmalar görülmektedir. Bu durum Beylerderesi Formasyonu'nun aktif olan Sürgü Fayı denetiminde çökelmiş olduğuna kanıt sayılabilir. Buna göre Sürgü Fayı Pliyosen'den daha yaşlı olmamalıdır.

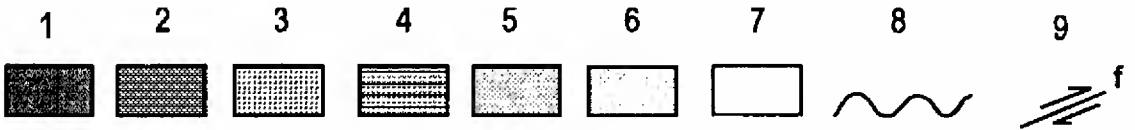
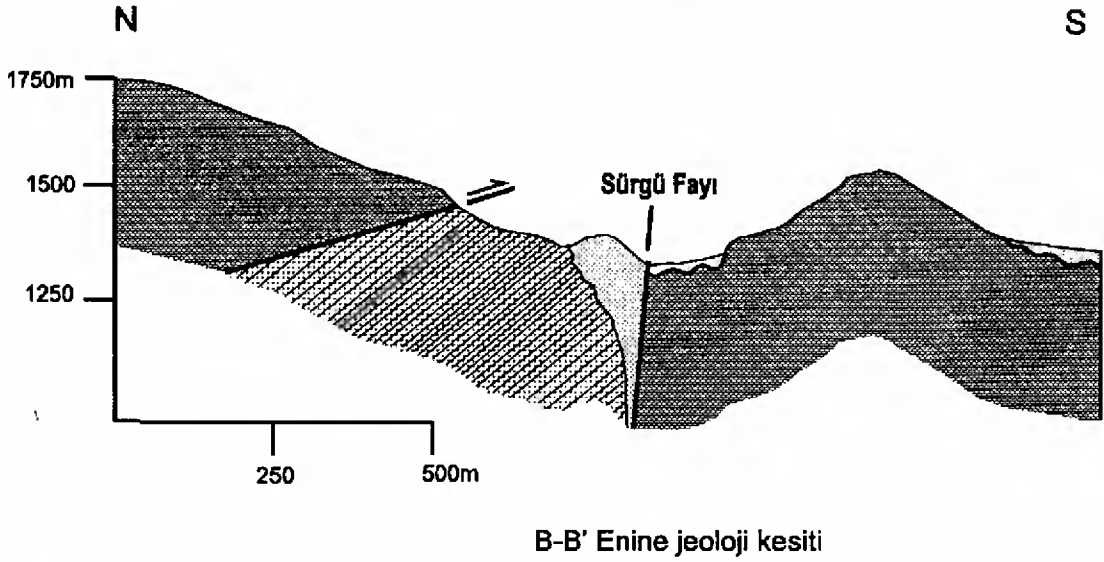
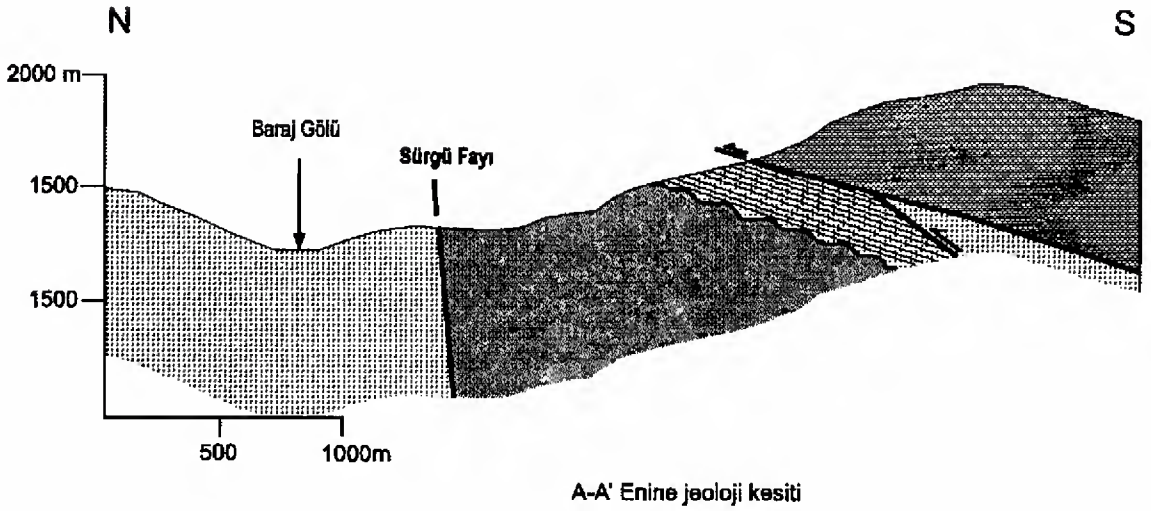
SONUÇLAR

Bu çalışmada Sürgü Fayı, Çelikhhan (Adıyaman) güney batısında yer alan Doğu Anadolu Fayı ile Sürgü (Doğanşehir-Malatya) batısındaki Kinnirik Mahallesi arasında ayrıntılı

olarak haritalanmıştır. Fay Sürgü Kasabasının doğusunda bazı alanlarda 400 m genişliğinde bir zon oluşturmaktadır. Yaklaşık D-B doğrultulu olan fayın Sürgü'ye kadar olan bölümü kuzeye eğimli iken, Sürgü batısındaki bölümü 85° güneye eğimlidir. Ancak 5 Mayıs ve 6 Haziran 1986 depremlerine ait odak mekanizması çözümleri (Taymaz vd.,1991) dikkate alındığında fay düzlemi eğiminin derine doğru azaldığı söylenebilir. Sürgü Fayının doğu kesiminde uzamış sırtlar, önü kesilmiş vadiler; batı kesiminde ise sol yönlü ötelenen dereler belirgin morfolojik yapılar oluştururlar. Fay boyunca çeşitli kayatürü denestimelleriyle 4 km lik toplam sol yanıl atım saptanmıştır. İnceleme alanında, Sürgü Fayı denetiminde çökelmiş olan Beylerderesi Formasyonu'nun yaşı Pliyo-Kuvaterner olduğundan fay en erken, Pliyosen döneminde gelişmiş olmalıdır.

KAYNAKLAR

- Arpat, E., Şaroğlu, F. , 1975. Türkiyedeki bazı önemli genç tektonik olaylar. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18, 91-101.
- Baydar, O., 1989. Berit-Kandil Dağları (Kahramanmaraş) ve civarının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, İstanbul.
- Baykal, F. , 1966. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas Paftası. MTA Yayınları, Ankara.
- Chorowicz, J., Luxey, P., Lyberis, N., Carvalho, J., Parrot, J.F., Yürür, T., Gündoğdu N., 1994. The Maras Triple Junction (Southern Turkey) based on digital elevation model and satellite imagery interpretation. Journal of Geophysical Research, 99, 225-242.
- Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1993. Berit Metaofiyoliti'nin jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, s. 37-52.
- Holzer, H. 1955. 80/3, 97/1, 97/3 Paftalarında 10.8.1954 tarihinden itibaren 28.10.1954 tarihine kadar yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor. MTA Rapor No: 2368, Ankara.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bakırhan, B., Alan, İ., Kadıncık, G., Yılmaz, H., Kılınc, F., 1993. Malatya-Doğanşehir-Çelikhhan dolayının jeolojisi. MTA Rapor No: 9587 Ankara, s. 57 (yayımlanmamış).

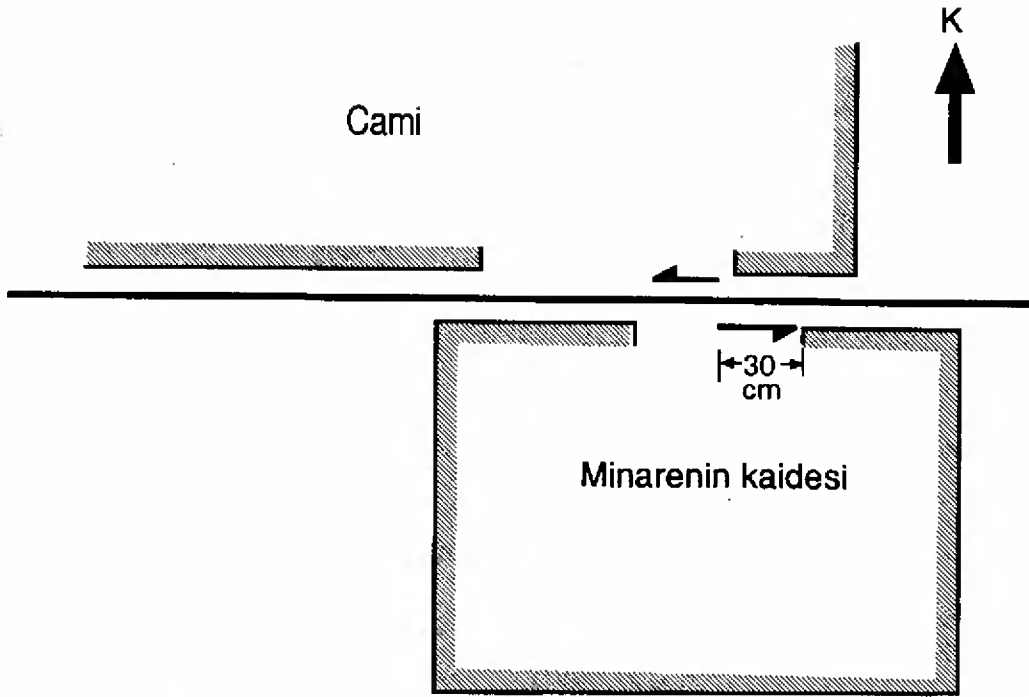


- 1-Pütürge Metamorfileri(Pütürge Metamorphites), 2-Malatya Metamorfileri(Malatya Metamorphites), 3-Göksun Ofiyolitleri (Göksun Ophiolites),4-Maden Grubu(Maden Group)5-Gözene Volkanitleri (Gözene Volcanites),6-Beylerderesi Formasyonu (Beylerderesi Formation),7-Alüvyon(Alluvium), 8-Uyumsuzluk (Unconformity), 9-Fay (Fault),

Şekil 7. İnceleme alanının enine jeolojik kesitleri.
Figure 7. Cross sections of study area.

Önal, M., Şahinci, A., Gözübol, M.A., 1986. Yeşilyurt-Çelikhan (Malatya-Adıyaman) dolayının hidrojeolojik İncelemesi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 29, 5- 12.

Özgül, N., 1972.Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.



Şekil 8. Sürgü girişindeki cami minaresinin kaldesine giriş kapısı ve camiden minareye çıkış kapısı arasında oluşan sola doğru ötelenme.

Figure 8. Sinistral offset between the door of Sürgü Mosque and entrance of its minaret.

Perinçek, D., 1979. Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali Area (Adıyaman Province). İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası. Seri B 44, p. 127-147.

Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). In : Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, p. 181-198

Stchepinsky, V., 1944. Rapport sur la geologie et les ressources minerales de la region de Malatya Sud. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, (yayınlanmamış), Ankara.

Stefanski, M., 1941 Note sur l'étude geologique aux environs de Malatya. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, (yayınlanmamış), Ankara.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987. Türkiye'nin dinî fayları ve

depremsellikleri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, (yayınlanmamış), Ankara.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., 1992a. The East Anatolian Fault Zone of Turkey. Annales Tectonicae, 6, 99-125.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., 1992b. Türkiye Dinî Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Tarhan, N., 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 19, 3-9

Taymaz, T., Eyidoğan, H., Jackson, J., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophys. J. Int. 106, 537-550

Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başibüyük, Z., 1999. Üst Paleozoyik yaşlı çok düşük dereceli Malatya metamorfizmasının fillosilikat mineralojisi. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 10-12 Mayıs, Ankara, s. 271-278.

Yazgan, E., 1983. A Geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur

- nappes. International Symposium on Geology of Taurus Belt, 26-29 September, Guidebook for excursion V, Ankara.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus Belt. In : Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, p. 199-208
- Yazgan, E., 1987. Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi. Maden Tetkik ve Arama Rapor No: 8272. (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusuföđlu, H., Atabey, E., Aydın, N., 1992. Doğu Toroslar'da Uzunyayla ile Beritdađ arasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No:9453, (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusuföđlu, H., Aydın, N., 1993. Doğu Toroslar'da Uzunyayla ile Beritdađ arasının jeolojik yapısı. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 5, 69-87.
- Yılmaz, H., 1992. Doğanşehir-Sürgü- Gözene (Malatya) yöresinin jeolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon, 141 s.
- Yılmaz, H. 1999. Doğu Toroslarda Sürgü (Doğanşehir-Malatya) çevresinin jeolojisi. CÜ Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, Cilt 16, Sayı 1
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yıldırım, M., Yiğitbaş, E., Genç, C., Keskin, M., 1987. Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binbođa Dağları). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor. No: 2028, 1-3, 97 s.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., 1991. GD Anadolu'nun farklı ofiyolit-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, Ankara, s. 128- 140.
- Yiğitbaş, E., 1989. Engizek Dağı (Kahramanmaraş) dolayındaki tektonik Birliklerin petrolojik incelemesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

KONYA YERLEŞİM ALANI YERALTI SUYU KALİTESİ VE KİRLİLİĞİ

GROUNDWATER QUALITY AND CONTAMINATION OF KONYA SETTLEMENT AREA

M. Tahir NALBANTÇILAR
Ahmet GÜZEL

Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Konya
Celal Bayar Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Manisa

ÖZ : Bu çalışmada, Konya yerleşim alanındaki yeraltı suyu seviyesi, akım yönleri, kimyasal nitelikleri, kalitesi ve kirliliği incelenmiştir. İnceleme alanında endüstriyel çalışma alanları, katı atık sahası ve litolojik özelliklerden kaynaklanan kirlilikler nedeni ile yeraltı su kalitesi olumsuz yönde etkilenmektedir. Bu olumsuzlukların sonucunda yeraltı suyunda farklı konsantrasyonlarda Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Ni, Mg, Pb, Se, Zn, Cl ve SO₄ varlığı belirlenmiştir. Ayrıca Piper diyagramına göre su örnekleri çoğunlukla CaCO₃ ve MgCO₃ bileşiminde ve "sert su" özelliğindedir.

Anahtar kelimeler : Yeraltı suyu, su kalitesi, yeraltı su kirliliği, Konya

ABSTRACT : In this study, seasonal fluctuations in groundwater level, groundwater flow directions, hydrochemical properties, water quality and contamination of groundwater in Konya settlement area had been investigated. The groundwater quality within the study area has been affected adversely due to industrial areas, solid waste disposal site, and lithological properties. As a result of these negative impacts different concentrations Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Ni, Mg, Pb, Se, Zn, Cl and SO₄ in the groundwater were found. Most of water samples are of CaCO₃ and MgCO₃ type according to Piper diagram, and have "hard water" properties.

Key words : Groundwater, water quality, groundwater contamination, Konya

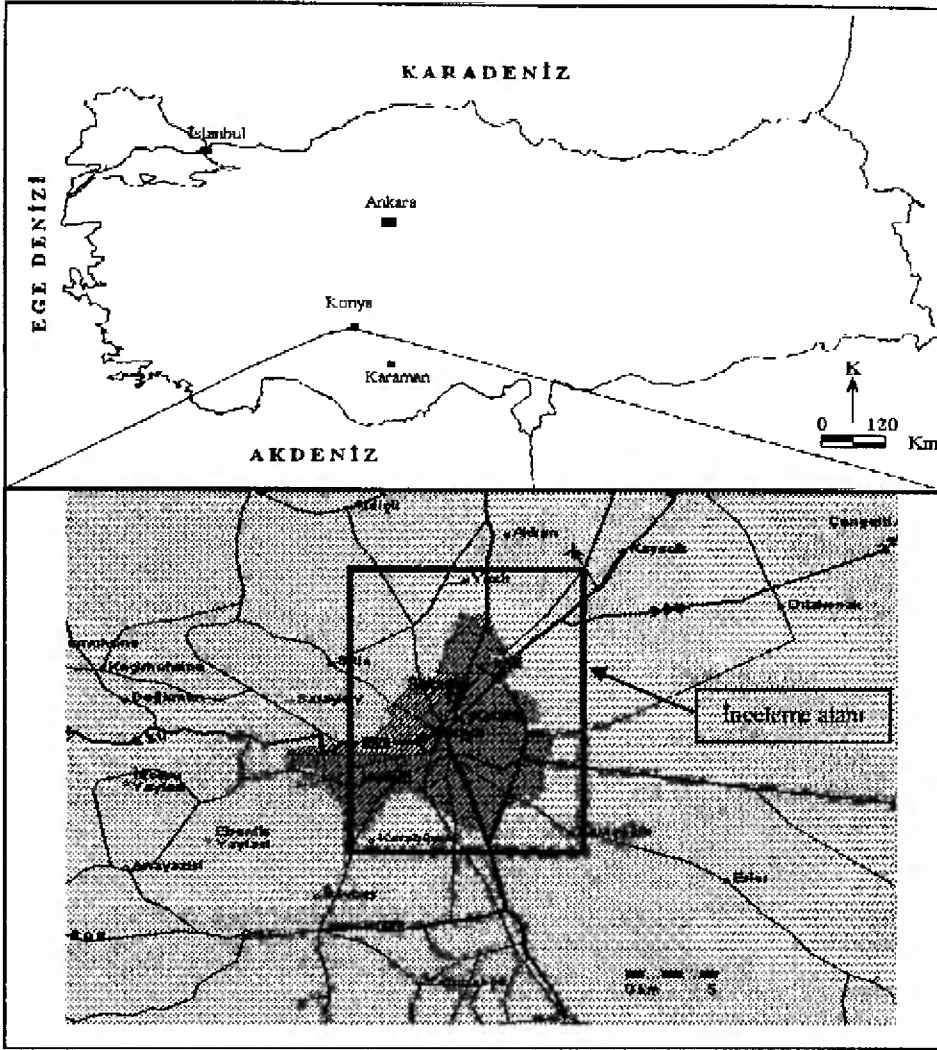
GİRİŞ

Konya yerleşim alanını içeren çalışma sahası yaklaşık 500 km²lik bir alana sahiptir (Şekil 1). Bu alan içerisindeki içme, kullanma, endüstriyel ve sulama amaçlı su gereksiniminin tamamına yakını bu alanda açılmış olan sondaj kuyuları aracılığı ile yeraltı suyundan sağlanmaktadır. Bu nedenle bölgedeki yeraltı suyunun kalitesi, kimyası ve kirlilik durumunun ortaya konulması amaçlanmıştır. Ayrıca inceleme alanındaki yeraltı su seviyesi belirlenmiş; hidrokimyasal sonuçlar çerçevesinde su örnekleri TSE İçmesuyu Standartları'na (1997) ve Su Kirliliği Kontrol Yönetmeliği'ne (1988) göre içilebilirliği ve kalitesi belirlenmiştir.

Örnekleme yapılan kuyularda yeraltı suyunun statik seviyesi ile kuyu başı analizleri yapıp, örnek kaplarına su numunesi alınmıştır. Alınan örneklerin laboratuvarında titrasyon metodu ile Alev Fotometresi ve ICP-AES cihazlarında kalite ve kirlilik analizleri yapılmıştır.

JEOLOJİ

İnceleme alanının jeolojisi, Hakyemez ve diğ. (1992) tarafından hazırlanmıştır (Şekil 2). Buna göre, altta Tersiyer yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, kiltası, çamurtaşı, kireçtaşı, tuf ve aglomeradan meydana gelen Dilekçi formasyonu bulunmaktadır. Bunun üzerine yanal ve düşey geçişlerle Kuvaterner yaşlı formasyonlar gelmektedir. En altta çakıltaşı, kumtaşı ve çakıllı çamurtaşından oluşan Yılanlıkır formasyonu, yerleşim alanında yaygın olarak bulunan çok az tutturulmuş silttaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan Konya formasyonu, şehrin doğu kesiminde geniş alanları kaplayan jips ara tabakalı mamdan yapılı Sakyatan formasyonu, az-orta tutturulmuş kumtaşı ve orta-iyi tutturulmuş çakıltaşından oluşan Göçü formasyonu, çalışma alanının kuzeydoğu kesiminde izlenen tuz-jips ara seviyeli çok az tutturulmuş çamurtaşından meydana gelen Aslımyayla formasyonu, köşeli çakıllı, kötü boylanmalı çakıltaşından yapılı Beşyüzevler formasyonu ve en üstte, killi, siltli,



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

kumlu, kötü boyanmalı çakıl ve bloktan oluşmuş Karahüyük formasyonu yer almaktadır.

HİDROJEOLOJİ

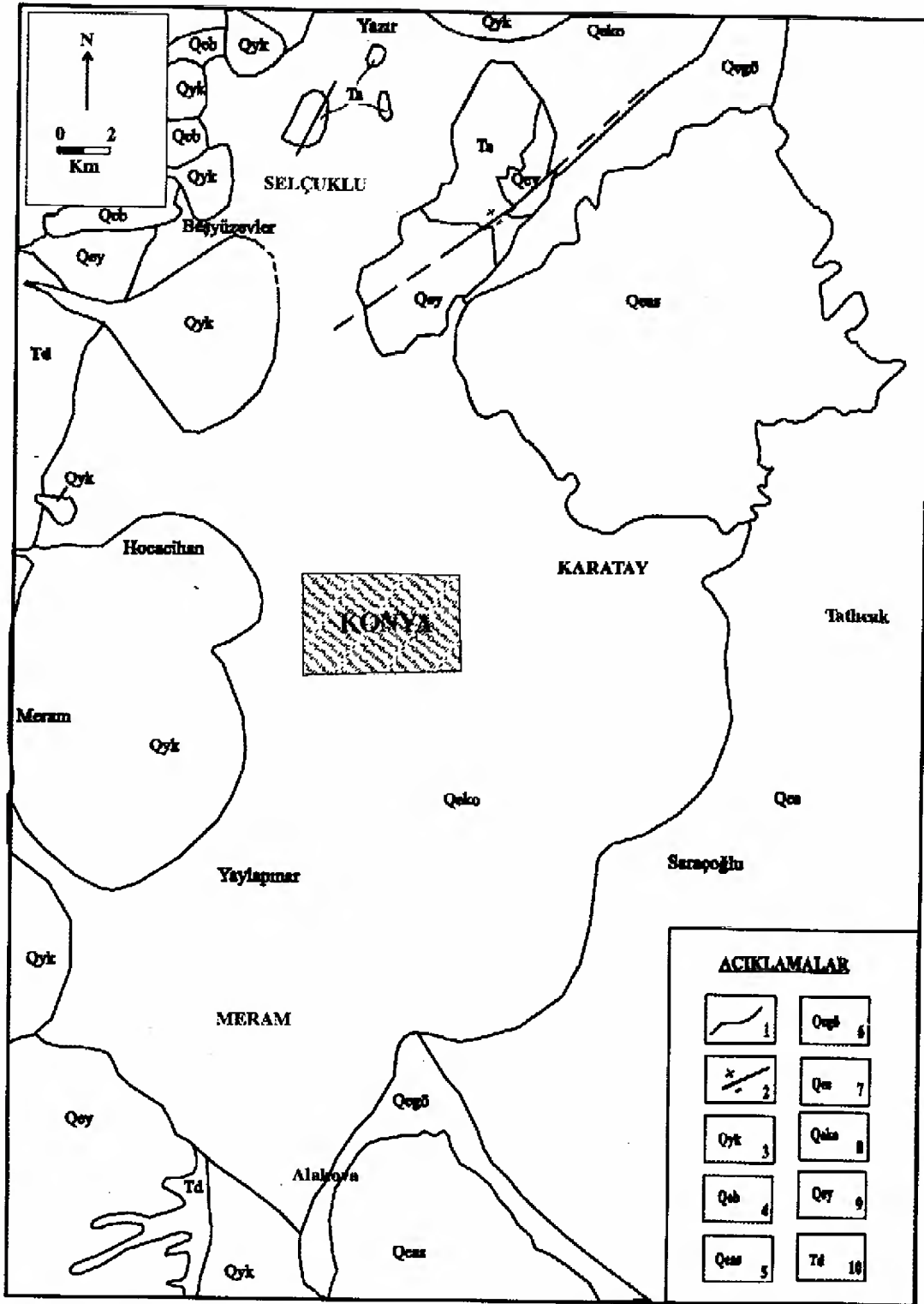
Birimlerin Hidrojeolojik Özellikleri

Çalışma alanında hidrojeolojik özellikleri ile ilgili olarak Gökçekuş (1984), Gökçekuş ve Karahanoğlu (1988), Özdemir ve Aydın (1998), DSİ (1975 ve 2000), Kahveci (2001) ve Nalbantçılar (2002) tarafından yapılan çalışmalara göre, Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı formasyonlar akiferi oluşturmaktadır. Ayrıca yüzeysel beslenme özellikleri bakımından Dilekçi, Aslımyayla ve Karahüyük formasyonları zayıf, Sakyatan formasyonu iyi ve Yılanlıkır, Konya ile Göçü formasyonları ise oldukça iyi olarak belirlenmiş olup, depolama katsayıları 0,07 ile 0,11 arasında ve akifer serbesttir (Nalbantçılar,

2002). Hidrolik eğim inceleme alanının doğu kesiminde 0,01 dolaylarına kadar düşmektedir.

Yeraltı Su Seviyesi

İnceleme alanında 2001 yılı Nisan ayında yapılan yeraltı suyu statik seviye ölçümlerinden elde edilen yeraltı su tablası haritası ve yeraltı suyu akım yönleri Şekil 3'de verilmiştir. Şekilden görüleceği gibi yeraltı suyu hareketi genel olarak batıdan doğuya doğru olmakla birlikte, kuzeyde, doğu kesimlerde ve güneyde bu su akımı yön değiştirmektedir. Bunun sonucunda Konya yerleşim alanında yeraltı suyu akımı tüm yönlerden şehir merkezine doğrudur. DSİ'nin 1975 ve 2000 yılındaki çalışmalarındaki hidrojeoloji haritalarında şehir merkezinde böyle bir yeraltı suyu akım durumu bulunmamaktadır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Hakyemez ve diğ., 1992'den yararlanılarak hazırlanmıştır) : 1-Formasyon sınırı, 2-Fay, 3-Karahüyük formasyonu, 4-Beyüzevler formasyonu, 5-Asımyayla formasyonu, 6-Göçü formasyonu, 7-Sakyatan formasyonu, 8-Konya formasyonu, 9-Yılanlık formasyonu, 10-Dilekçi formasyonu.

Figure 2. Geological map of the investigated area (Modified from Hakyemez et al., 1992) : 1-Formation boundary, 2-Fault, 3-Karahüyük formation, 4-Beyüzevler formation, 5-Asımyayla formation, 6-Göçü formation, 7-Sakyatan formation, 8-Konya formation, 9-Yılanlık formation, 10-Dilekçi formation.

Yeraltı Suyu Beslenimi ve Boşalımı

Çalışma alanında yeraltı suyu yağış, yüzeysel akış ve sulama suyundan beslenmektedir. Ancak son yıllardaki kuraklık nedeni ile yüzeysel akış son derece azdır. İnceleme alanının özellikle doğu ve güneydoğusundaki ovalık kesimden Konya'nın merkezine yani doğudan batıya doğru bir yeraltı beslenimi söz konusudur (Şekil 3). Ayrıca alana düşen ortalama 318.83 mm'lik yıllık toplam yağış ile sulamadan yeraltına süzülen suyun da beslenime katkısı bulunmaktadır. Buna karşılık Konya yerleşim alanı içerisinde resmi ve özel kuruluşlarca içme, kullanma ve sulama amaçlı olarak açılmış yaklaşık 1500 adet kuyu bulunmaktadır. Bu kuyular aracılığı ile yeraltı suyundan yılda yaklaşık 100×10^6 m³ su çekilmektedir.

YERALTI SUYU KİMYASI VE KALİTESİ

Yeraltı suyunun bileşimi ve kalitesini belirlemek amacıyla inceleme alanına yayılmış 86 adet sondaj kuyusundan (Şekil 4) 2001 yılı Ekim ayında yeraltı suyu örneklenmesi yapılarak hidrokimya analizleri yapılmıştır (Çizelge 1).

İncelenen suların EC, Sertlik (Fr), SO₄, Cl, Na, K, Ca ve Mg konsantrasyon (mg/l) dağılımları Şekil 5 a ve b'de verilmiştir. Analizi yapılmış örneklerden 74 adetinde kuyu suyunun kanyon ve anyonlarının Piper (1944) diyagramındaki dağılımına göre, CaCO₃ ve MgCO₃'lü tipte ve "karbonat olmayan sertliği % 50'den fazla olan sular" olduğu, 12 tanesinin ise "iyonlarının hiçbirini % 50'yi geçmeyen karışık bileşimli su" olduğu belirlenmiştir (Şekil 6). Yapılan ölçümlerde elektriksel iletkenlik (EC) değerleri 44 µmhos/cm (35 nolu örnek) ile 2132 µmhos/cm (37 nolu örnek) arasında değişim göstermiştir. Fransız sertlik derecesine göre su örneklerinin sertlikleri 17 (6 ve 28 nolu örnek) ile 100 (37 nolu örnek) arasında olduğu belirlenmiştir. Bu analizlere göre 23, 37, 48, 60, 65, 90, 93, 95, 99, 100, 105, 107 ve 108 nolu kuyu suları "çok sert"tir (Uslu ve Türkman, 1987). Suların sertlikleri "az yumuşak"tan "çok sert"e kadar değişim göstermekte olup, çoğunlukla da "sert su" özelliğindedir. Kalsiyum (Ca) iyonu 22 mg/l (92 nolu örnek) ile 180 mg/l (65 nolu örnek) arasında değişen konsantrasyonlara sahiptir. Sadece 23, 37, 60, 65, 95, 99 ve 100 nolu örneklerin kalsiyum içeriği tavsiye edilen değerlerin üzerindedir. Magnezyum (Mg) ise 4 mg/l (32 ve 67 nolu örnekler) ile 173 mg/l (37 nolu örnek) arasında ölçülmüştür. 5, 15, 23, 26, 37, 46, 48, 66, 68, 81, 87, 94, 99, 100, 102, 103, 105 ve 107 nolu

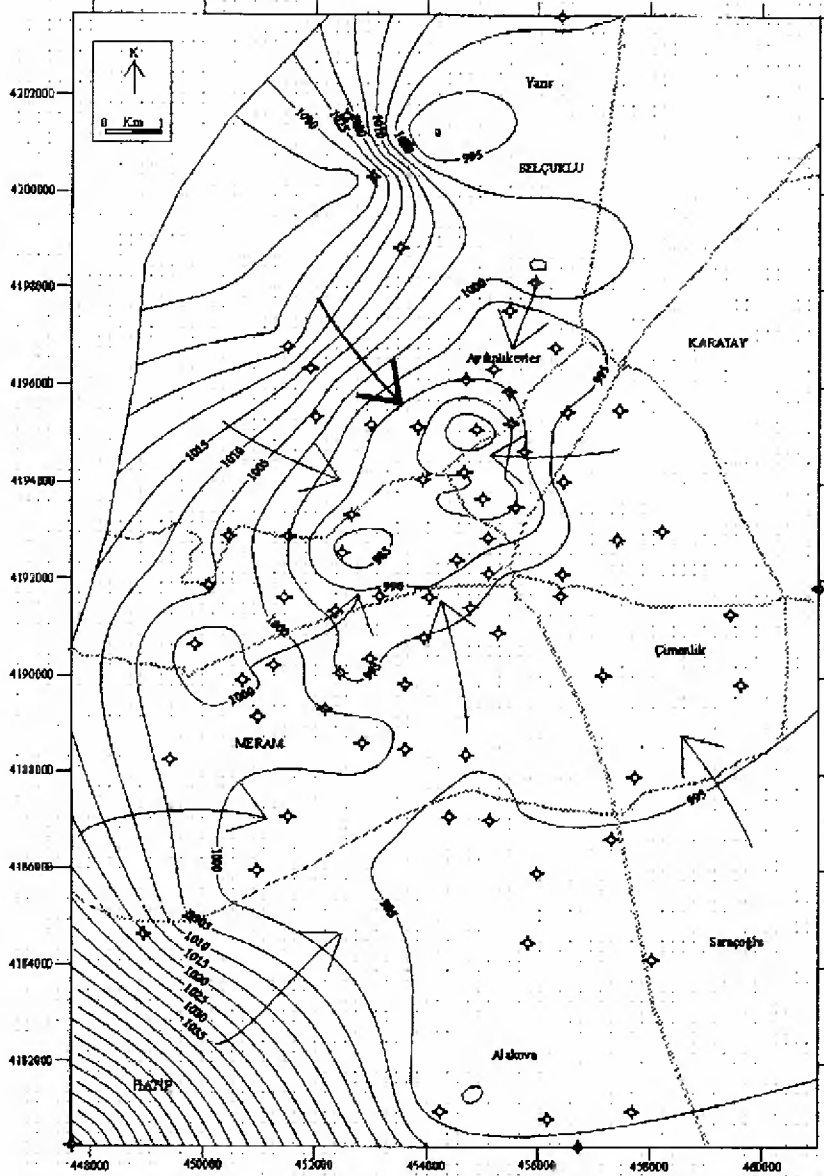
örneklerin magnezyum içeriği müsaade edilebilecek maksimum değerleri aşmaktadır. Örneklerdeki sodyum (Na) konsantrasyonları en düşük 3,8 mg/l ile 78 nolu, en yüksek 78,7 mg/l ile 37 nolu örnekte ölçülmüştür. Na içeriği 12 (47,3 mg/l), 23 (51,9 mg/l), 60 (52,5 mg/l) ve 65 (57 mg/l) nolu kuyu sularında belirlenmiştir. Potasyum (K), 0,8 mg/l ile 78 nolu örnekte en az, 23 nolu kuyu suyunda 49,1 mg/l ile en fazla konsantrasyonuna sahiptir. Analizlere göre 101 nolu örneğin potasyum içeriği tavsiye edilen değeri, 23 nolu örnekte ise maksimum müsaade edilebilecek değeri aşmaktadır.

Klorür (Cl) içeriği 13 mg/l (91 nolu örnek) ile 155 mg/l (23 nolu örnek) arasında değişim göstermekte olup, tavsiye edilen değerler içerisinde 23 nolu örnekteki klorür fazlalığı Aslımyayla formasyonundan kaynaklanmaktadır. Sülfat (SO₄) 15 mg/l (68 ve 78 nolu örnekler) ile 400 mg/l (65 nolu örnek) arasında ölçülmüştür. 30, 60 ve 65 nolu örneklerindeki sülfat konsantrasyonu maksimum müsaade edilebilecek değeri aşmaktadır. Yüksek sülfatın nedeni Şekil 3'de görülebileceği gibi, yeraltı su akımının sözü edilen kuyuların bulunduğu yere doğru aşırı çekim nedeni ile ışınal yöneliminden kaynaklanması olasıdır. Bunun sonucu olarak Sakyatan formasyonu içerisindeki jipsli seviyeler yeraltı suyunun sülfatça zenginleşmesine neden olmuş olabilir. Nitrit (NO₂), 12, 13, 27, 52, 57, 63 ve 107 nolu örneklerde 0,05 mg/l ile 0,2 mg/l arasında bulunmuştur. 13 ve 27 nolu örneklerdeki nitrit maksimum müsaade edilebilecek değeri aşmaktadır. 3, 7, 8, 13, 24, 29, 34, 37, 48, 54, 63, 65, 87, 94, 99, 100 ve 107 nolu örneklerin analizlerinde 0,03 ile 0,25 mg/l arasında değişen miktarda amonyak (NH₃) varlığı belirlenmiş olup, tavsiye edilen değeri aşmamaktadır.

KİRLİLİK

Kirlilik Kaynakları

İnceleme alanında yeraltı suyunda kirlilik oluşturabilecek olası kaynaklar; Yerleşimle içiçe durumdaki fabrikalar-sanayiler, Karatay bölgesindeki 300.000 m²'lik alana ve 2.000.000 m³'lük atık hacmi bulduran katı atık sahası, çok eski medeniyetlere tanık olmasının bir sonucu olarak farklı bölgelere yayılmış çok sayıda mezarlıklar, özellikle Meram ve Karatay ilçelerinde yaygın olan tarımsal ve hayvansal aktivitelerin yoğun olarak yapıldığı alanlardır. Ayrıca inceleme alanının doğu kesiminde yaygın olarak yüzlek veren



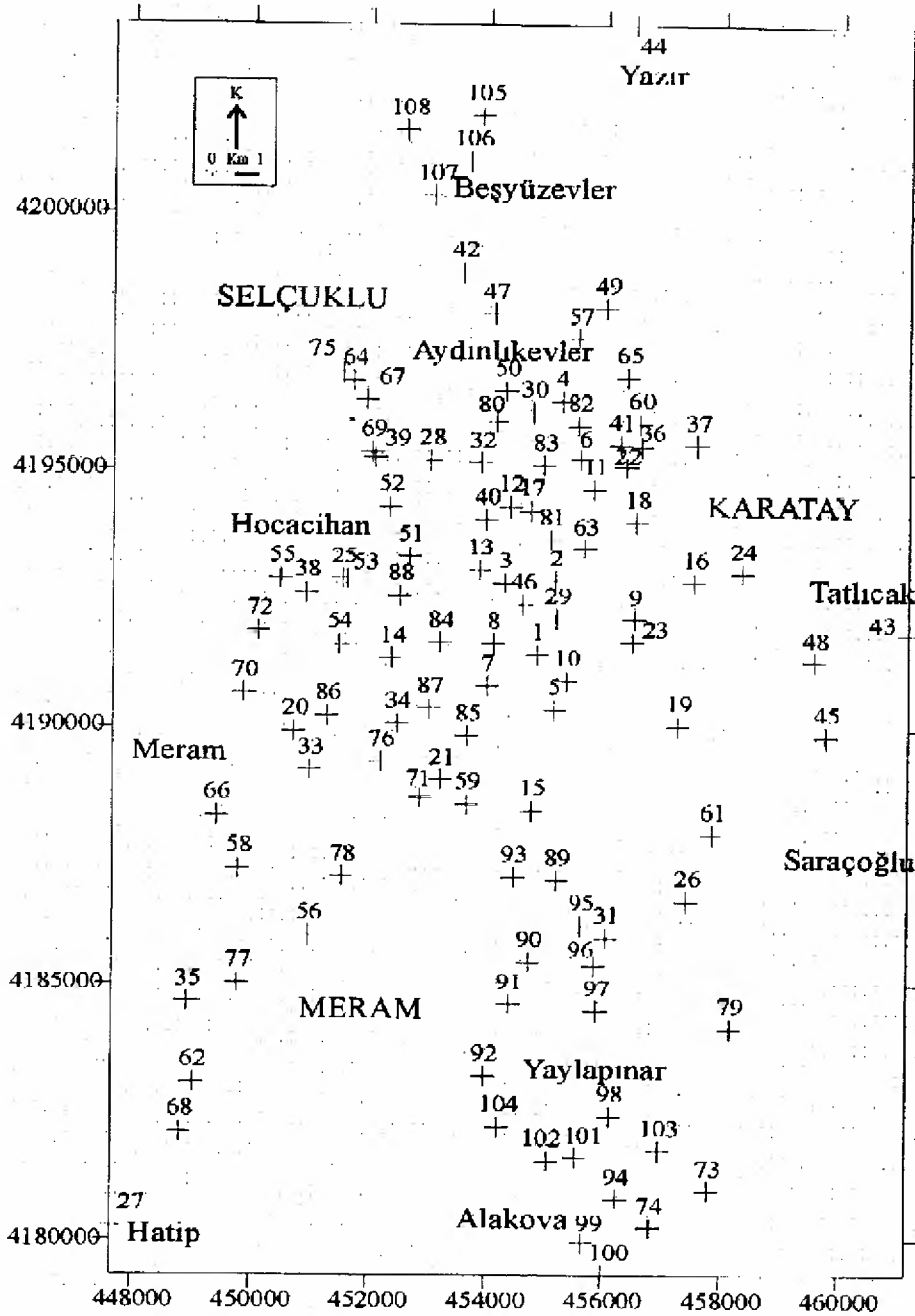
Şekil 3. İnceleme alanına alt yeraltı su tablası ve yeraltı suyu akım yönleri.
Figure 3. Groundwater table and flow directions of the study area.

Sakyatan ve Aslımyayla formasyonu (Şekil 2) içerisindeki gips ara seviyeli litolojilerin yeraltı suyunun kimyasal bileşimi olumsuz yönde değiştirmektedir. İlde kanalizasyon şebekesi % 98 oranında tamamlanmış olup, toplanan evsel ve endüstriyel atıklar sonuçta şehrin dışındaki ana tahliye kanalına deşarj olduğundan yerleşim alanındaki yeraltı suyu için sorun oluşturmamaktadır.

Yeraltı Suyu Kirliliğinin Değerlendirilmesi

İnceleme alanındaki olası bir kirliliği ortaya koyabilmek amacıyla, yukarıdaki kirleticilere yakın noktalardan ve bunların

dışındaki alanlara olabildiğince homojen olarak dağılmış kuyular esas alınarak yeraltı suyu örnekleme yapılmıştır. Bu amaçla 6, 23, 24, 34, 37, 43, 49, 56, 57, 61, 63, 67, 92, 96, 100 ve 106 nolu kuyulardan (Şekil 4) Nisan-2001'de alınan su örnekleri ile, katı atık sahasına ait sızıntı suyu örneğinin ICP-AES cihazında Al, As, B, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, In, Li, Mn, Ni, P, Pb, S, Se, Sr, Tl, V ve Zn analizleri yapılmış (Çizelge 2) olup, As, Cd, Cr ve Cu konsantrasyonları (mg/l) dağılım haritaları Şekil 7 a'da ve Fe, Ni, Pb ve Zn konsantrasyonları (mg/l) dağılım haritaları Şekil 7 b'de verilmiştir.



Şekil 4. Kuyuların yerleri.
Figure 4. Wells locations.

İnceleme alanında sadece 24 nolu kuyu suyunda arsenik (As) (0,0092 mg/lit) belirlenmiş olup, TS 266'ya (1997) göre müsaade edilebilecek maksimum değer altındadır. Bu kuyudaki arsenik varlığı olasılıkla kuyunun katı atık sahasına yakın olmasından kaynaklanmaktadır. Çinko (Zn), örneklerde 0,001248 ile 0,05613 mg/lit arasında bulunmaktadır. Bunlardan 6 ve 34 nolu kuyular sanayi merkezinden, 61 ile 100 nolu kuyular ise

tarımsal aktivitelerde kullanılan gübre ve zirai ilaçlardan etkilenme olasılığı vardır. Kurşun (Pb), sadece 24 ve 43 nolu örneklerde 0,0024 ve 0,0028 mg/lit değerinde bulunmaktadır. Her iki konsantrasyon tavsiye edilen değeri aşmaktadır. İnceleme alanında sadece bu iki su noktasında kurşunun belirlenmesi, bunların katı atık sahasının yaklaşık 3 km güneybatısında bulunması ve yeraltı suyunun bu elementin taşınmasına yardımcı olabilecek hareket

Çizelge 1. Su örneklerinin analizleri.
Table 1. Analysis of the water samples.

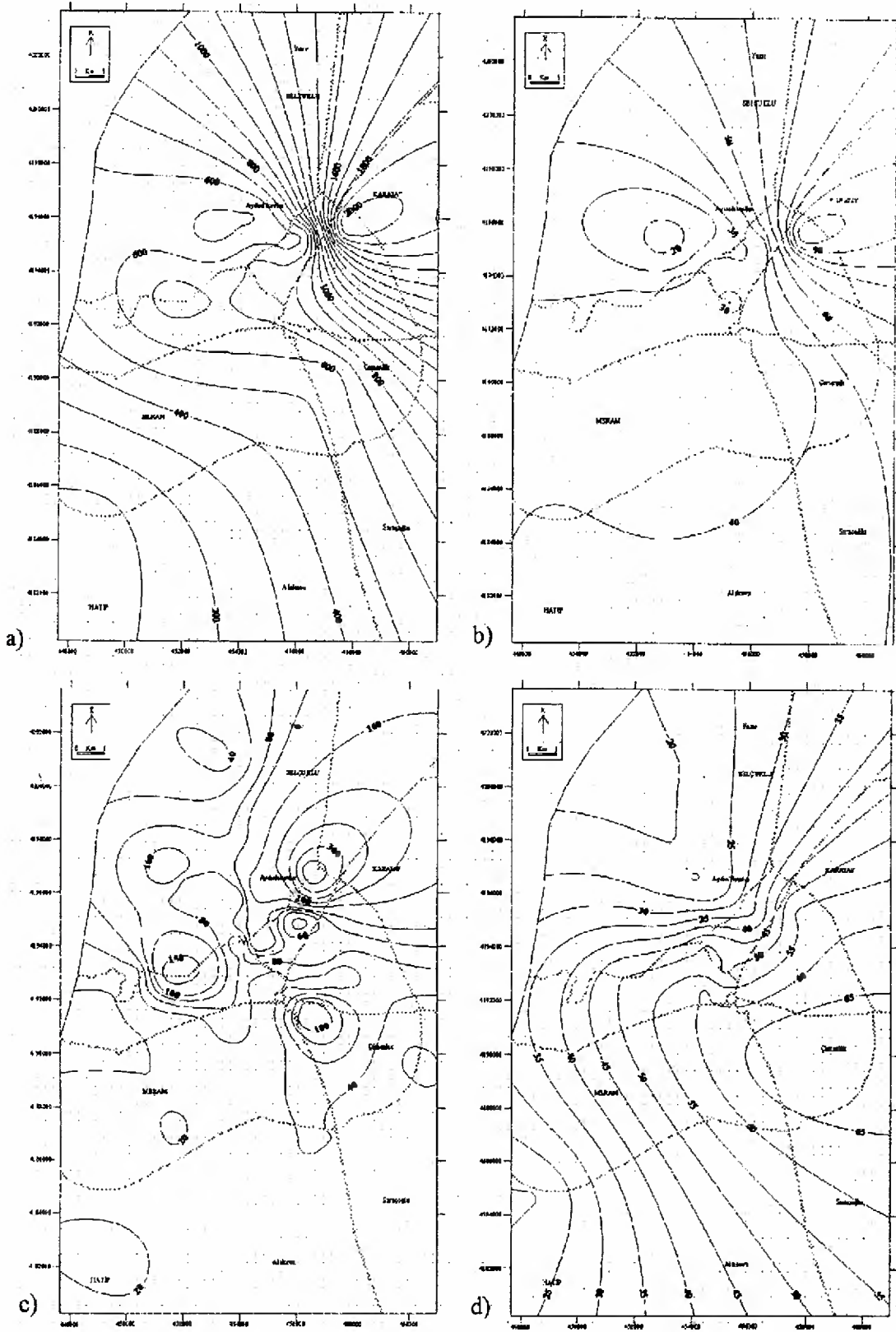
Kuyu No	pH	EC (µmhos/cm)	Sertlik (Fr)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	CO ₃ (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	NO ₂ (mg/l)	NI l ₃ (mg/l)
1	7,5	485	29	54	38	9,5	2	35	26	60	175	0	0
2	7,3	730	26	90	8	16,2	4,9	50	32	0	275	0	0
3	7,4	748	37	76	45	18,7	6,6	53	50	130	145	0	0,2
4	7,8	585	27	70	23	35,2	3,9	40	130	30	145	0	0
5	7,5	553	34	52	55	7,4	2,1	30	20	0	300	0	0
6	8,1	435	17	50	10	32,4	4,2	35	45	20	0	0	0
7	7,7	580	35	80	38	14,5	3,1	22	50	30	270	0	0,04
8	7,6	688	37	84	39	17	4,6	40	55	0	325	0	0,07
9	7,6	543	33	60	44	8,9	2,6	25	30	100	175	0	0
10	7,7	544	34	60	46	---	---	25	40	10	265	0	0
11	7,5	587	33	50	50	13,3	2,9	45	40	130	145	0	0
12	7,8	744	28	56	34	47,3	6,9	80	120	130	95	0,1	0
13	7,9	685	40	86	45	17,5	6	50	60	50	175	0,2	0,03
14	7,4	631	32	90	23	20,2	3,3	30	35	180	120	0	0
15	7,5	554	34	46	55	11,2	2,3	31	20	50	225	0	0
16	7,6	555	37	60	29	13,3	3	25	25	180	70	0	0
17	7,8	740	35	80	38	36,6	7,7	50	150	50	200	0	0
18	7,3	849	33	100	19	37,6	7,7	70	110	150	125	0	0
19	7,7	555	33	54	48	13,8	2,7	70	70	150	200	0	0
21	7,5	558	33	48	50	11,3	2,4	33	26	0	300	0	0
22	7,5	566	31	36	10	11,6	2,5	36	26	40	210	0	0
23	7,3	1490	55	110	69	51,9	49,1	155	160	150	225	0	0
24	7,5	571	31	60	40	11,1	2,5	34	25	---	---	0	0,1
26	7,8	656	37	60	86	13,3	5	35	40	80	220	0	0
27	7,9	370	21	40	28	4,1	1,1	15	25	130	60	0,2	0
28	7,8	460	17	40	17	20,6	6,1	30	75	100	100	0	0
29	7,2	630	31	64	38	14,2	3,8	45	34	20	180	0	0,08
30	7,8	510	25	60	25	30,9	4	20	260	50	100	0	0
31	7,9	540	30	66	34	13,8	2,7	30	40	0	250	0	0
32	7,7	499	23	84	4	18,6	4,4	50	75	30	120	0	0
33	8,1	418	29	50	40	7,1	1,9	20	20	180	0	0	0
34	7,4	661	41	95	44	11,8	2,9	35	34	0	285	0	0,15
35	7,3	44	41	56	18	15,2	1,1	20	24	50	150	0	0
36	7,8	710	33	100	19	35,6	5,6	80	110	0	250	0	0
37	7,3	2132	100	124	173	78,7	7,3	55	130	200	25	0	0,2
39	7,5	474	25	80	11	19,9	5,9	17	80	180	0	0	0
40	6,9	570	34	80	35	11,8	2,5	40	40	40	225	0	0
41	7,7	695	34	86	31	35,2	5,1	60	140	30	195	0	0
42	7,8	471	29	60	34	--	--	30	50	160	40	0	0
43	7,7	602	32	55	35	16,2	2,8	50	35	10	275	0	0
45	7,8	549	34	56	50	9,1	2,3	25	17	0	300	0	0
46	7,6	723	40	66	58	12,6	3,6	60	26	0	285	0	0
47	7,7	512	30	80	25	17,5	3,3	27	90	20	170	0	0
48	7,4	1001	55	100	75	13,3	2,6	145	140	---	---	0	0,2
51	7,9	785	41	100	40	33,5	7,1	53	150	30	220	0	0
52	7,8	579	23	54	23	33,1	7,7	40	100	120	80	0,1	0
53	7,6	768	33	90	40	43,8	6,3	50	200	120	0	0	0
54	7,5	662	30	90	19	15,4	3,6	25	42	30	335	0	0,08
55	7,5	578	33	60	44	13,9	3,3	23	33	90	215	0	0
56	7,9	370	22	26	38	4,8	1	17	25	50	140	0	0

Çizelge 1. (devam ediyor) / Table 1. (continued)

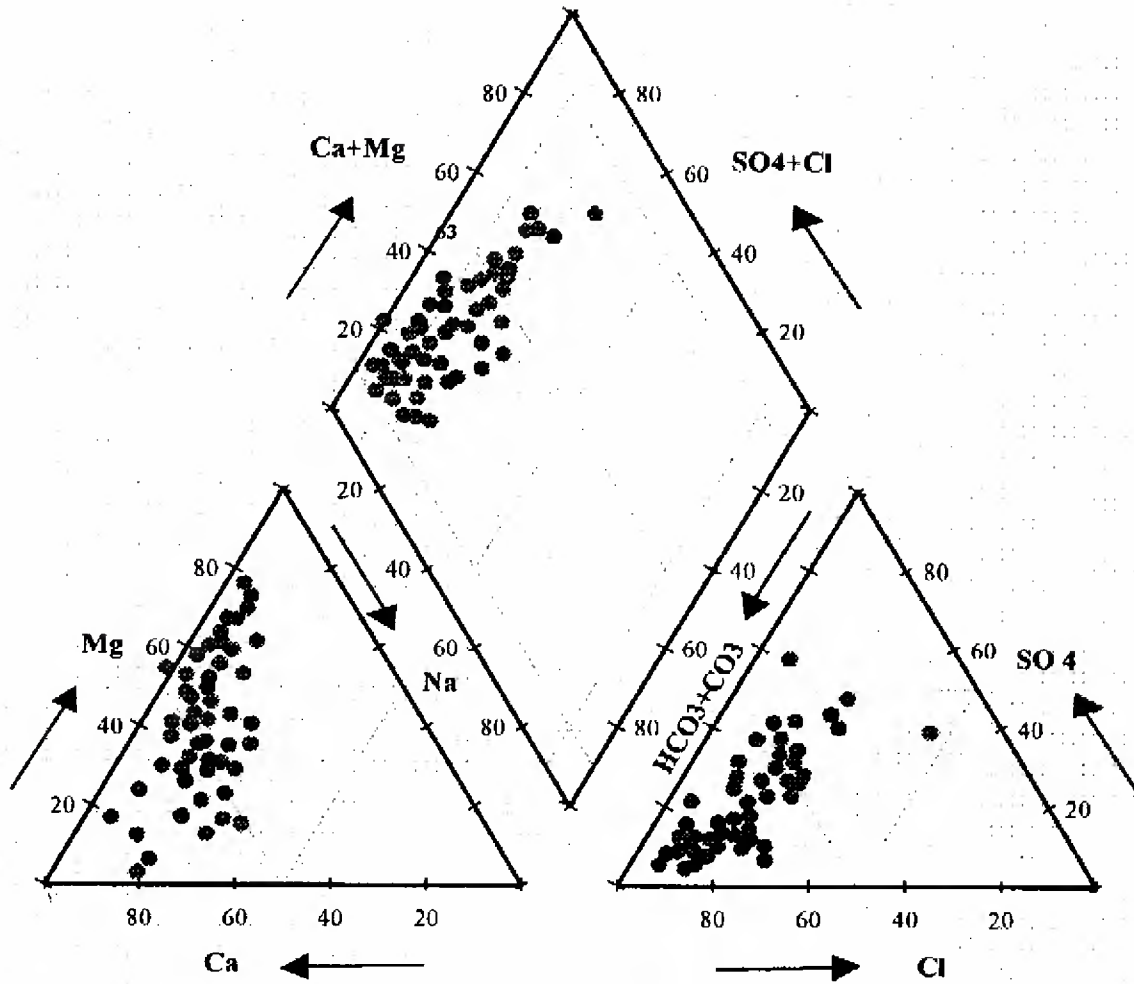
57	7,3	952	40	100	38	41,3	4,4	95	220	50	260	0,15	0
58	8,1	417	20	40	25	6,2	1,4	23	40	30	155	0	0
59	7,7	552	32	94	20	11,1	2,4	32	40	0	260	0	0
60	7,1	1188	48	150	25	52,5	4,9	150	320	5	325	0	0
61	7,9	556	34	60	48	13,8	2,8	35	35	90	215	0	0
62	7,8	403	20	46	21	16,8	1,1	15	27	150	50	0	0
63	7,9	800	45	100	50	20,9	6,1	60	80	50	250	0,12	0,03
64	7,7	425	22	56	19	21	6,5	27	130	30	120	0	0
65	7,7	1410	65	180	50	57	4,5	150	400	0	385	0	0,25
68	7,3	712	42	82	54	---	---	32	26	0	300	0	0
67	7,6	378	19	70	4	17,3	6,2	20	60	20	120	0	0
68	7,9	705	44	90	53	13,6	6,1	30	15	20	350	0	0
71	7,7	523	28	56	34	10,1	2,2	28	28	30	235	0	0
76	7,3	663	40	80	50	9,6	3,9	35	35	20	350	0	0
78	8,2	361	21	28	35	3,8	0,8	20	15	40	145	0	0
80	7,8	409	18	38	6	21,5	3,7	32	66	30	120	0	0
81	7,4	760	40	60	60	28,8	7,4	50	80	80	220	0	0
82	7,9	747	32	80	29	42,1	4,8	83	240	30	130	0	0
83	7,5	597	26	64	23	25	4,4	52	80	20	130	0	0
86	7,4	645	39	76	50	8,5	3,1	32	26	0	310	0	0
87	7,6	669	31	30	59	9	2,8	25	45	70	255	0	0,2
90	7,7	451	30	70	31	9,6	6,5	15	32	120	130	0	0
91	7,7	360	27	44	39	5,3	3,4	13	20	20	180	0	0
92	7,9	380	25	22	49	7,6	1,1	32	25	160	40	0	0
93	7,9	525	30	66	34	6,7	2,1	15	40	20	250	0	0
94	7,9	543	31	36	54	14,5	1,3	27	40	120	155	0	0,1
95	7,6	532	31	102	14	10,6	4,8	20	35	100	165	0	0
96	7,8	475	29	36	50	9,6	4,9	20	32	100	135	0	0
97	7,8	382	27	38	43	7,4	2,3	15	25	120	70	0	0
99	7,7	450	51	120	53	19,4	2	60	150	0	450	0	0,07
100	7,8	980	54	126	59	30	3,2	55	150	0	450	0	0,07
101	7,8	506	27	34	46	15,2	11,9	20	32	70	205	0	0
102	7,8	458	30	30	56	13,3	1,1	17	27	120	130	0	0
103	7,7	533	29	24	58	13,9	1,4	27	35	100	185	0	0
104	7,5	418	20	44	23	11,1	1,1	15	17	30	205	0	0
105	7,7	585	24	60	57	27,7	2,4	50	55	120	115	0,1	0
106	7,6	435	21	40	28	22,7	2,8	20	35	100	90	0	0
107	7,6	845	45	70	69	35,7	2,8	80	150	40	260	0,05	0,08
108	7,7	631	30	60	38	20,8	4,4	53	80	100	165	0	0

yönüne sahip olmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 3). Örneklerde nikel (Ni), 0 ile 0,012277 mg/lt arasında değişen içerikte olup, 6, 23, 24, 57, 67, 92 ve 106 nolu örneklerde tavsiye edilen değeri aşmaktadır. 6 nolu örnek, alındığı kuyunun sanayide yer almasından etkilenmiş olması beklenilmektedir. Yeraltı suyu örneklerinden yapılan analizde 0,002 ile 0,16 mg/lt dolaylarında demir (Fe) belirlenirken, bu miktar 43 nolu kuyuda artış göstermekte (0,30 mg/lt) ve müsaade edilebilecek maksimum değeri aşmaktadır. Bu su noktasında demirin pik yapması katı atık sahasına yakınlıkla

ilişkilidir. Bakır (Cu) 0,000121 mg/lt ile 0,035797 mg/lt arasında olup, tüm örneklerdeki konsantrasyon tavsiye edilen miktarı aşmamaktadır. 6 ve 34 nolu kuyu suları endüstriyel sahalardan etkilenmektedir. Örneklerdeki krom (Cr) konsantrasyonu 0,001536 mg/lt ile 0,025524 mg/lt arasında olup, müsaade edilebilecek maksimum değeri aşmamaktadır. En yüksek konsantrasyona (0,0255 mg/lt) 92 nolu kuyuda rastlanılmaktadır. Yine 24 ve 43 nolu kuyulardaki 0,0169 mg/lt ve 0,0184 mg/lt'lik kromun bulunuşu, katı atık sahasından kaynaklanmaktadır. Örneklerde



Şekil 5a. Su örneklerinin EC (a), Sertlik (Fr; b), SO₄(c) ve Cl (d) konsantrasyonları (mg/l) dağılım haritaları.
 Figure 5a. Maps of EC (a), hardness (Fr; b), SO₄(c) and Cl (d) concentrations (mg/l) distribution of the water samples.



Şekil 6. Su örneklerinin Piper diyagramındaki dağılımları.
Figure 6. Water samples distributions on Piper diagram.

kadmiyum (Cd) 6, 23, 24, 37, 43, 57, 67, 92, 96 ve 100 nolu kuyularda 0,000089 ile 0,00277 mg/lt arasında değişen konsantrasyonlarda bulunmaktadır. En yoğun olarak 6 nolu (0,0027 mg/lt) ve 43 nolu (0,0017 mg/lt) kuyuda bulunmaktadır. Bu kuyu suları Su Kirliliği Kontrol Yönetmeliği (1988) bakımından IV. Kalite'dir. Örneklemesi yapılan tüm kuyulardaki kadmiyum konsantrasyonu içilebilirlik bakımından müsaade edilebilecek maksimum limiti aşmamaktadır. Kadmiyum varlığı, olasılıkla 6 nolu kuyu suyunun endüstriyel faaliyetlerden ve 43 nolu kuyu suyunun ise katı atık sahasından etkilenmesinden kaynaklanmaktadır.

SONUÇLAR

İnceleme alanındaki yeraltı suyu çoğunlukla CaCO_3 ve MgCO_3 özelliğine sahip

olup, karbonat olmayan sertliği % 50'den fazladır. Sular, Fransız sertlik derecesine göre "sert su" sınıfındadır. Yine TSE İçmesuyu Standartları'na (1997) göre suların değerlendirilmesinden elde edilen sonuçlara göre; bazı kuyu sularında EC, As, Ba, Ca, Cd, Cl, Cr, Fe, Mg, Na, Ni, Pb, Se ve SO_4 miktarlarının tavsiye edilen değeri aştığı belirlenmiştir. Bazı kuyularda ise Ba, Cl, Fe, K, Mg, NO_2 , ve SO_4 konsantrasyonları maksimum müsaade edilebilecek değeri aşmaktadır.

Su Kirliliği Kontrol Yönetmeliği'ne (1988) göre çoğunlukla sular SO_4 , NO_2 , NH_3 , Al, As, B, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Na, Ni, Pb, Se ve Zn içerikleri bakımından I. Kalite, Cl içeriğine göre II. Kalite su niteliğindedir.

Çalışma alanında Karatay bölgesinde (Tatlıcak) bulunan katı atık sahası yeraltı suyu kalitesini düşürmektedir. Selçuklu ilçesindeki

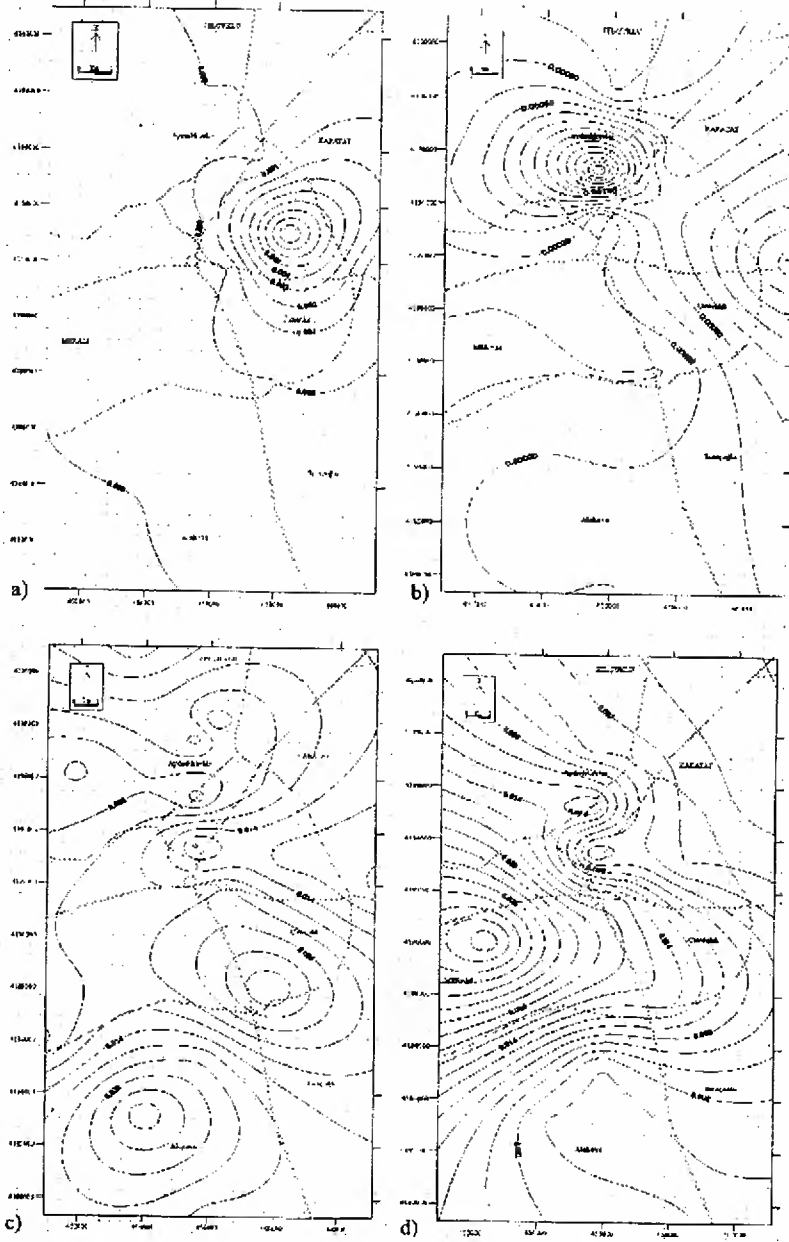
Çizelge 2. Su örneklerinin ağır metal (kirlilik) analizleri.
Table 2. Heavy metal (contamination) analysis of the water samples.

Kuyu No	Al (mg/l)	As (mg/l)	B (mg/l)	Ba (mg/l)	Cd (mg/l)	Co (mg/l)	Cr (mg/l)	Cu (mg/l)	Fe (mg/l)	Ga (mg/l)	In (mg/l)
6	0,020233	0	0,32865	0,18299	0,00277	0,002409	0,005381	0,016158	0,013218	0,003982	0
23	0,023216	0	0,34843	0,39582	0,000374	0	0,009298	0,016515	0,013684	0,004567	0
24	0,006967	0,009250	0,12564	0,51494	0,000882	0,000831	0,016964	0,002253	0,002327	0,002152	0,003721
34	0,015239	0	0,034619	0,62621	0	0,000451	0,011321	0,035797	0,019316	0,001168	0,005613
37	0,006972	0	0,13065	0,49782	0,000504	0,001948	0,010136	0,003439	0,007195	0,001856	0,002469
43	0,14429	0	0,27396	0,48834	0,0017	0,001475	0,018411	0,002826	0,30734	0,004386	0,004645
49	0,17133	0	0,23557	0,12613	0	0,000892	0,006775	0,002656	0,16637	0,002878	0,007136
56	0,022659	0	0,17333	0,065032	0	0	0,00762	0,018646	0,010871	0	0
57	0,006495	0	0,19224	0,16766	0,000586	0,001315	0,012839	0,002941	0,0041	0,002803	0,011239
61	0,018486	0	0,27008	0,35016	0	0	0,001536	0,015574	0,008296	0,003532	0
63	0,006438	0	0,13396	0,38895	0	0,002126	0,01851	0,002021	0,002895	0,000038	0,006587
67	0,027934	0	0,25402	0,16479	0,000467	0,001564	0,005499	0,013228	0,0083	0,003115	0
92	0,004261	0	0,034375	0,2975	0,000362	0,001135	0,025524	0,000304	0,00313	0	0,007366
96	0,004585	0	0,0396	0,60235	0,000089	0,001444	0,017463	0,000121	0,002418	0,000931	0,002176
100	0,005379	0	0,43336	0,79897	0,000184	0,000567	0,015157	0,001222	0,005771	0	0,007233
106	0,018758	0	0,10491	0,44783	0	0,001709	0,017332	0,002626	0,013316	0,003744	0,010898
KASS	7,17	0,51	28,60	0,63	0	0,02	0,88	0,43	17,71	0	0
6	0,006044	0,009421	0,00544	0,005616	0	23,718	0	0,75284	0,022786	0,0166	0,038406
23	0,018908	0,015212	0,012277	0,040805	0	23,198	0	1,1347	0,03941	0,006758	0,052341
24	0,007522	0,008863	0,003284	0	0,002851	9,9737	0	0,77322	0,015407	0,005833	0,005211
34	0,003285	0,010476	0	0	0	12,477	0	1,0642	0,03845	0,003154	0,02083
37	0,033553	0,012882	0	0,001532	0	72,140	0	3,2394	0,005589	0,009434	0,007063
43	0,027216	0,015315	0	0,016494	0,002414	26,585	0	1,2069	0,046187	0,010687	0,001248
49	0,045921	0,01224	0	0	0	104,16	0	2,8918	0,027118	0,004483	0,001791
56	0,000585	0,011104	0	0,021844	0	3,506	0	0,13022	0,021819	0,001988	0,039068
57	0,01958	0,00794	0,001765	0	0	60,602	0,006998	1,7938	0,043419	0,009257	0,008405
61	0,007082	0,012041	0	0,008972	0	10,296	0	0,87712	0,013856	0,003936	0,05613
63	0,008936	0,006553	0	0	0	19,854	0	1,3664	0,024025	0,010122	0,013986
67	0,002592	0,004074	0,00237	0,011935	0	13,705	0	0,41212	0,015188	0,010084	0,009892
92	0,001341	0,00816	0,001424	0,015134	0	2,6528	0	0,24441	0,021506	0,007365	0,002657
96	0,002551	0,006783	0	0,006024	0	8,7269	0	0,65797	0,009817	0,003652	0,004124
100	0,059134	0,007981	0	0,016263	0	29,013	0	1,0728	0,041818	0,004148	0,029096
106	0,004372	0,007939	0,000066	0	0	11,867	0	0,59567	0,025516	0,007423	0,005635
KASS	2,41	4,39	1,06	33,75	0	775,10	0,05	10,71	0	6,36	1,82

*KASS=Katı atık sızıntı suyu

(Aydınlıkevler dolayındaki) sanayiler ile kurum atölyeleri ve fabrikalar yeraltı suyunda kirlilik oluşturan alanlardır. Ayrıca Meram ve Karatay

ilçelerinin Alakova, Yaylapınar, Saraçoğlu ve dolaylarındaki tarımsal faaliyetlerden dolayı yeraltı suyu kirlilik riski taşımaktadır.



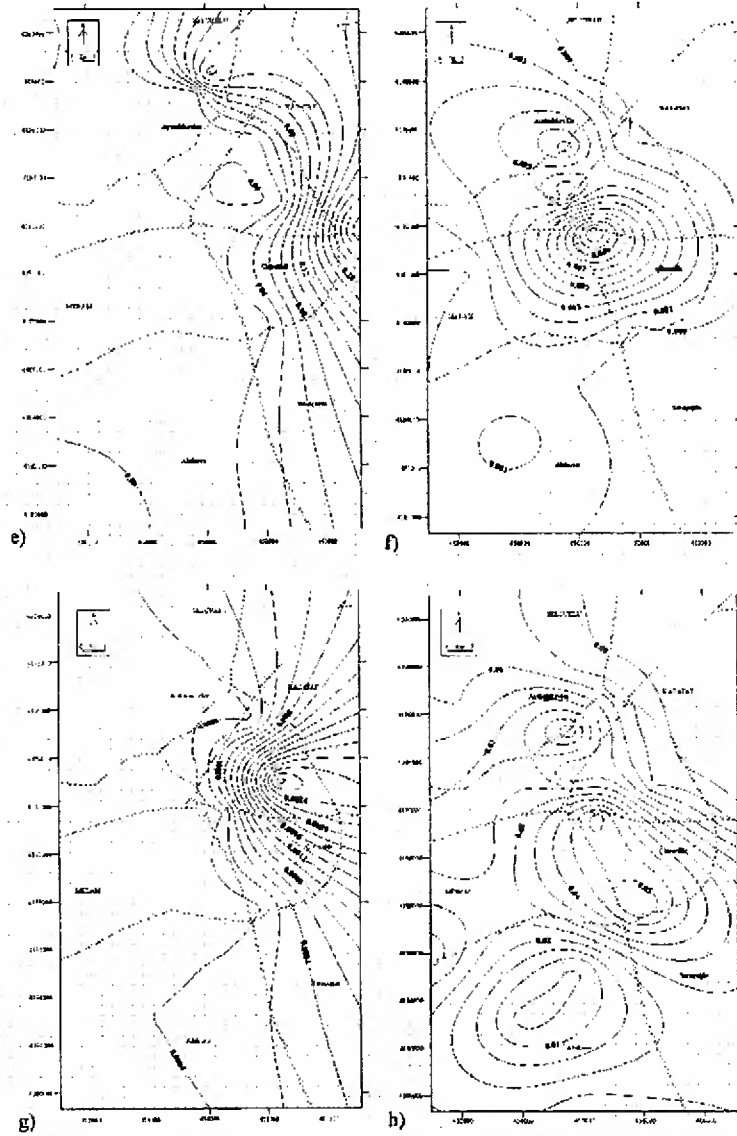
Şekil 7a. Su örneklerinin As (a), Cd (b), Cr (c) ve Cu (d) konsantrasyonları (mg/l) dağılım haritaları.
Figure 7a. Maps of As (a), Cd (b), Cr (c) and Cu (d) concentrations (mg/l) distribution of the water samples.

KAYNAKLAR

- DSİ, 1975. Konya-Çumra-Karapınar Ovası Hidrojeolojik Etüt Raporu: DSİ Genel Müdürlüğü Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı suları Dairesi Başkanlığı, 185 s., Ankara.
- DSİ, 2000. Konya-Çumra III. Merhale Projesi Planlama Raporu: DSİ Genel Müdürlüğü Etüt ve Planlama Dairesi Başkanlığı, Cilt 1-2, 1207 s., Ankara.
- Gökçekuş, H., 1984. Konya Ovası Batı Kesiminin Hidrojeolojisi ve Yeraltısu

Düzeyi Değişimlerinin Yorumu: A.Ü. Yüksek Lisans Tezi, 85 s., Ankara.

- Gökçekuş, H., Karahanoğlu, N., 1988. Konya Ovası Batı Kesimi Hidrojeolojisinin İstatistiksel Değerlendirilmesi: Ulusal I. Hidrojeoloji Simpozyumu, Bildiriler, B. Canik (Ed.), 205-211, Ankara.
- Hakyemez, H.Y., Elibol, E., Umut, M., Bakırhan, B., Kara, I., Dağıstan, H., Metin, T., Erdoğan, N., 1992. Konya-Çumra-Akören Dolayının Jeolojisi: MTA Rapor No: 9449, 63 s., Ankara.



Şekil 7b. Su örneklerinin Fe (e), Ni (f), Pb (g) ve Zn (h) konsantrasyonları (mg/l) dağılım haritaları.
Figure 7b. Maps of Fe (e), Ni (f), Pb (g) and Zn (h) concentrations (mg/l) distribution of the water samples.

Kahveci, B., 2001. Konya'da Su Temin Kaynakları ve Yönetimi: Yerbilimleri Açısından Konya Sempozyumu-1, Bildiri Özetleri, 24-27, Konya.

Nalbantçılar, M.T., 2002. Konya Yerleşim Alanı Yeraltı Suyu Kalitesi ve Kirliliği: S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 117 s., Konya (yayınlanmamış).

Özdemir, A., Aydın, M.E., 1998. An Investigation on Areal Distribution of Konya Groundwater Main Ions: 1st International Workshop on Environmental Quality and environmental Engineering in the Middle East Region 5-7 October '98,

Proceedings, Bahadır, M. and Burdurlu, Y. (eds.), 314-321, Konya-Turkey.

Piper, A.M., 1944. A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses: Trans. Amer. Geophys. Union, 25, pp. 914-928.

Resmi Gazete, 1988. Su Kirliliği Kontrol Yönetmeliği: Resmi Gazete, Tarih: 4 Eylül 1988, No: 19919, Ankara.

TSE, 1997. Sular-İçme ve Kullanma Suları: Türk Standartları Enstitüsü, TS 266, Nisan 1997, Ankara.

Uslu, O., Türkman, A., 1987. Su Kirliliği ve Kontrolü: Başbakanlık Çevre Gen. Müd. Yay. Eğitim Dizisi 1, 364 s., Ankara.

TRAKYA BÖLGESİNDEKİ LİNYİTLİ FORMASYONLARIN (DANIŞMEN VE AĞAÇLI FORMASYONLARI) STRATİGRAFİSİ, FASİYES VE ÇÖKELME ORTAMI ÖZELLİKLERİ

STRATIGRAPHY, FACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE LIGNITE BEARING FORMATIONS (DANIŞMEN AND AĞAÇLI FORMATIONS) IN THE THRACE REGION

Zeki ATALAY MTA Orta Anadolu I. Bölge Müdürlüğü, 58030 Sivas

ÖZ : Çok önemli doğal kaynaklar (doğalgaz, petrol, linyit ve endüstriyel hammadde) bulunduran Trakya Tersiyer Havzası, batıda Rodop Masifi, kuzeyde Istranca Masifi, güneyde Kazdağ Masifi, doğuda İstanbul Zonu ve Sakarya Kıtası arasında yer alır. Trakya Tersiyer Havzası, kuzeye dalan İpçontid Okyanusunun yayla ilişkili bir havzası olarak Orta Eosen'de açılmaya başlamıştır.

Havzada önemli linyit içeren iki formasyon vardır. Bunlardan birisi Erken-Orta Oligosen yaşlı Danişmen Formasyonu, diğeri Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Ağaçlı Formasyonudur. Danişmen Formasyonu daha çok havzanın güneyi, batısı ve iç bölümlerinde, Ağaçlı Formasyonu ise havzanın kuzey ve kuzeydoğusunda yüzlekler verir. Danişmen Formasyonu, tabanında yer alan Erken Oligosen yaşlı Yenimuhacir Formasyonu ile düşey geçişlidir. Ağaçlı Formasyonu, kendisinden yaşlı temel birimleri uyumsuzlukla örter. Çalışma alanında her iki linyitli formasyonun birbirleri ile ilişkileri gözlenememesine karşın, iki formasyon arasındaki ilişkinin uyumlu olabileceği düşünülmüştür. Havza genelinde her iki formasyonu aşılal uyumsuzlukla Ergene ve Trakya Formasyonları örter.

Her iki formasyonun içerdiği kömürlü fasiyesler, daha çok lagün, delta, taşkın ovası ve göl bataklıklarında gelişmiştir. Ekonomik kömürleşmeler çoğunlukla lagün, delta ve göl bataklıklarında oluşmuştur. Pirit ve kükürt içeriği yüksek olan kömürler, vitrinit değerlerinin de düşük olduğu ve gömülmenin de son derece az olduğu ortamlarda oluşmuşlardır.

Linyitli formasyonlar Oligosen dönemi boyunca batıda Rodop Masifi, kuzeyde Istranca Masifi, güneyde Biga Yarımadası ve Gelibolu Yarımadası ile İstanbul Zonu ve Sakarya Kıtasından beslenmiştir.

Danişmen ve Ağaçlı Formasyonlarında yapılan sedimantoloji çalışması sırasında, bu formasyonları oluşturan sedimanter kayaların içerdikleri sedimanter yapıların özellikleri dikkate alınarak, önemli olabilecek on adet litofasiyes ayırtlanmış ve tanımlanmıştır. Tanımlanan bu fasiyeslerin önemli benzerlikleri dikkate alınmış ve bunların lagün, delta, örgülü, menderesli akarsu ve göl litofasiyes topluluklarını oluşturdukları belirlenmiştir. Danişmen Formasyonunu oluşturan litofasiyeslerin lagün, delta, akarsu ortamları ve bunların alt ortamlarında, Ağaçlı Formasyonunu oluşturan litofasiyeslerin, bolca tatlı su gastropodları içeren tatlı su gölü ve akarsu ortamları ile bunların alt ortamlarında çökeldikleri saptanmıştır.

Anahtar kelimeler : Trakya, Linyit, Stratigrafi, Fasiyes, Çökeltme Ortamı.

ABSTRACT : Thrace Tertiary Basin that includen very important natural resources (natural gas, oil, lignite and industrial raw materials) is situated between Rodop Massif in the West, Istranca Massif in the North, Kazdağı Massif in the South, İstanbul Zone and Sakarya continent in the East. Thrace Tertiary Basin has begun to be widened as a result of northerly submerged inner Pontid oceanic arc during Middle Eocene.

There are two lignite including formations in the basin. These are Early-Middle Oligocene Danişmen Formation and Late Oligocene-Early Miocene Ağaçlı Formation. The Danişmen Formation mostly outcrops in the southern, western and central parts of the basin. On the other hand, the Ağaçlı Formation mostly outcrops in the northern and northeaster parts of the basin. The underlying early

Eocene or Early Middle-Oligocene aged Yenimuhacir Formation which is located at the bottom of Danişmen Formation has a vertical transitions boundary with the Danişmen Formation. Ağaçlı Formation unconformably overlies the older formations. Although the relationship between these formations have not been observed in the studied area, a conformable relationship is assumed Both formations disconformably overlie Ergene and Thrace Formations.

The lignite bearing facies of both formations have mostly been developed at lagoonal, deltaic, flood plain and marshes. Also, most of economic lignite depositions have been formed at lagoonal, deltaic and lacustrine marshes. The lignites with highly pyrite and sulphur contents are formed in environment in which lower vitrinite values and relatively shallow burrial. During the Oligosen lignite bearing formation source areas were Rodop massif in the West Istranca Massif in the north, Biga Peninsula and Gelibolu Peninsula in the south, together with İstanbul zone and Sakarya continents in the east.

During the sedimentological survey of Ağaçlı and Danişmen Formations, ten lithofacies are described. The characteristic of these facies indicate as lagoonal, deltaic, braided stream, meandering stream and lacustrine environments. The lithofacies of Danişmen Formation have been deposited at lagoonal, deltaic, fluvial and at these sub-environmental conditions, however Ağaçlı Formation indicates lacustrine with abundant fresh water gastropods, and fluvial environments.

Key words : Thrace, Lignite, Stratigraphy, Facies, Depositional Environment.

GİRİŞ

Türkiye'nin önemli havzalarından birisi olan Trakya Tersiyer Havzasının kuzeyinde Istranca Masifi, güneyinde Kazdağ Masifi, doğusunda İstanbul Zonu ve Sakarya Kıtası bulunur (Şekil 1). Çok çeşitli ekonomik doğal kaynaklar bulunduran havzada, son yıllarda havzanın genelini kapsayan (Şekil 1) linyit etütleri adlı proje uygulamaya konmuştur. Bu projenin arazi çalışmaları sırasında, sorunlu görülen linyitli formasyonlarda kısa dönemli sedimentoloji çalışmaları yapılmıştır.

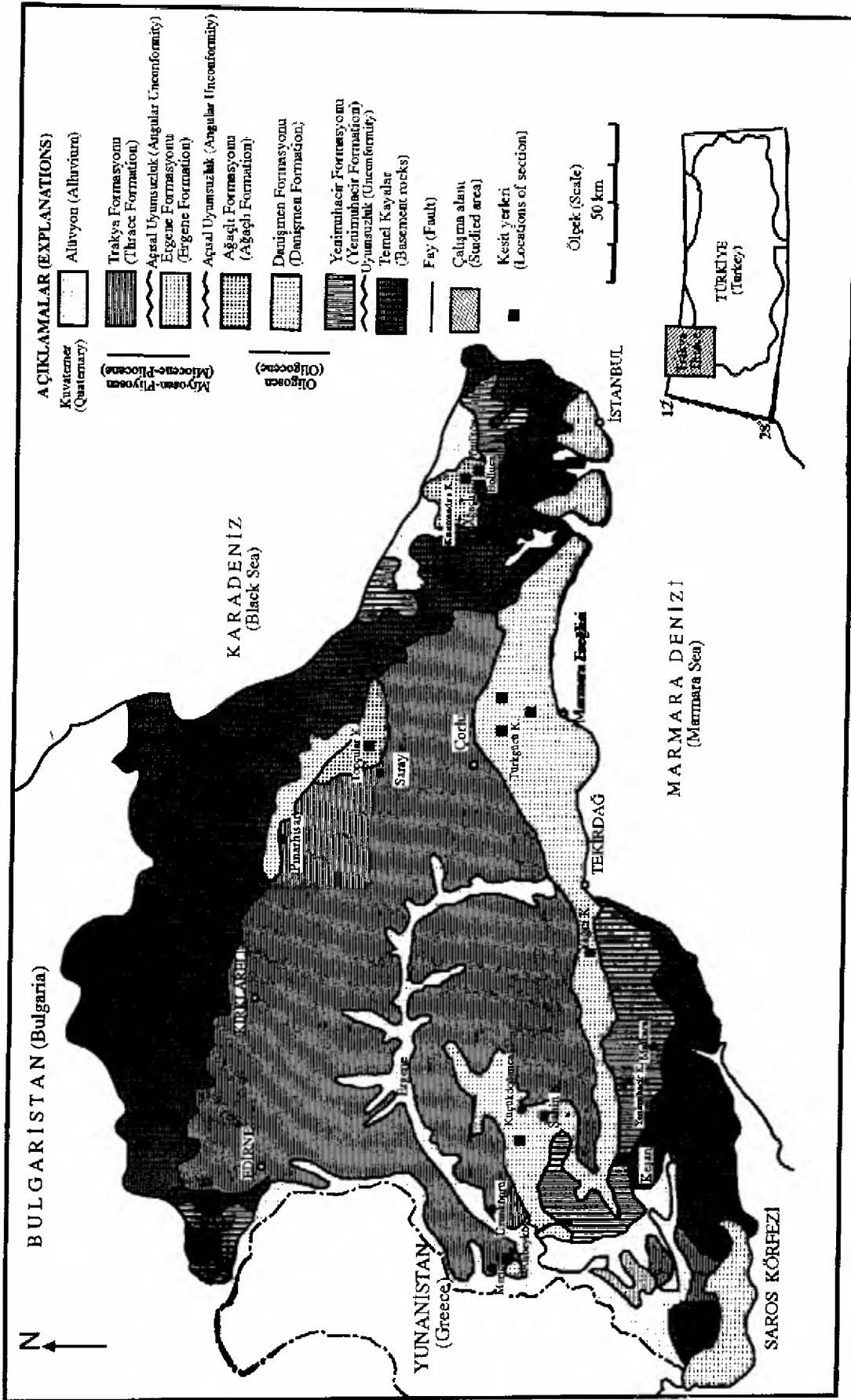
Trakya Tersiyer Havzası çok çeşitli sedimentler kayalardan oluşmuş olup, bu sedimentler kayalar doğal gaz, petrol, endüstriyel hammadde ve linyit içerir. Önceki yıllarda değişik amaçlı birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan Umut ve diğerleri (1983, 1984), Şentürk ve Okay (1984), Perinçek (1991), Yurtsever ve diğerleri (1993), Çağlayan (1996), Yalıtırak (1996), genel jeoloji ve tektonik; Gökçen, (1973), Keskin (1974), Sirel ve Gündüz (1976), Saraç (1987), Akyol ve Akgün (1995), Bürkan (1995), Taner (1995), Toker ve diğerleri (1995), stratigrafi ve paleontoloji, Doust ve Arıkan (1974), Keskin (1974), Kasar ve diğerleri (1983) Kasar ve Eren (1986), Kasar (1987), Kasar (1995), Siyako ve diğerleri (1989), Turgut ve diğerleri (1991), doğal gaz ve petrol; Lebküchner (1974), Kara ve Tuncalı (1986), kömür jeolojisi; Gökçen (1967), Şenol (1980), Sümengen ve diğerleri (1987), Yalıtırak (1995), sedimentoloji konusunda çalışmalar yapmışlardır.

Havzada çok geniş yüzlekler veren ve ekonomik kömür damarları kapsayan Oligosen

yaşlı Danişmen Formasyonu ile Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Ağaçlı Formasyonlarının stratigrafik konumu, geometrisi ve çökeltme modelini ortaya koymak, kömürün çökeltmesine elverişli ortamları belirlemek için gereklidir. Bu çalışma sırasında linyitli Danişmen ve Ağaçlı Formasyonlarının stratigrafik konumları, çökeltme ortamlarını oluşturan temel fasiyesler, bunların içerdikleri özellikler, bu fasiyeslerin oluştuğu çökeltme ortamı ve özellikleri verilmeye çalışılmıştır. Özellikle havzanın güney ve orta bölümlerinde yer alan ve havzanın batısı ile doğusu arasında yüzlekler veren Danişmen Formasyonu ve daha çok havzanın kuzey ile kuzeydoğusunda yüzlekler veren Ağaçlı Formasyonu çalışılmıştır. Yukarıda açıklanan linyitli formasyonlarda sedimentoloji çalışması yapılırken, tane boyu, çökel yapılar, organik kalıntılar ve geometri gibi parametrelere dayanarak 10 adet fasiyes ayırtlanmıştır. Fasiyeslerin düşey değişimlerini gösteren ölçülü sedimentoloji kesitleri yapılmış, bu kesitlerde fasiyeslerin yanıl ve düşey yöndeki ilişkileri dikkate alınarak ortamsal yorumlar yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar paleoortam ve güncel ortam modelleriyle karşılaştırılmıştır.

STRATİGRAFI

Trakya Tersiyer Havzasında yüzeyleyen linyitli formasyonların tabanında yer alan birimler temel birimler, üstlerine gelen birimler de örtü birimleri olarak değerlendirilmiş, bunlar bu çalışmanın dışında tutulmuşlardır. Temel birimler havzanın kuzeyinde ve güneyinde farklıdır. Havzanın



Şekil 1. İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeolojik ve yer bulduru haritası (Kasar ve diğerleri, 1983'den uyarlanmıştır).
Figure 1. Geological and location map of the investigated area (modified after Kasar et al., 1983).

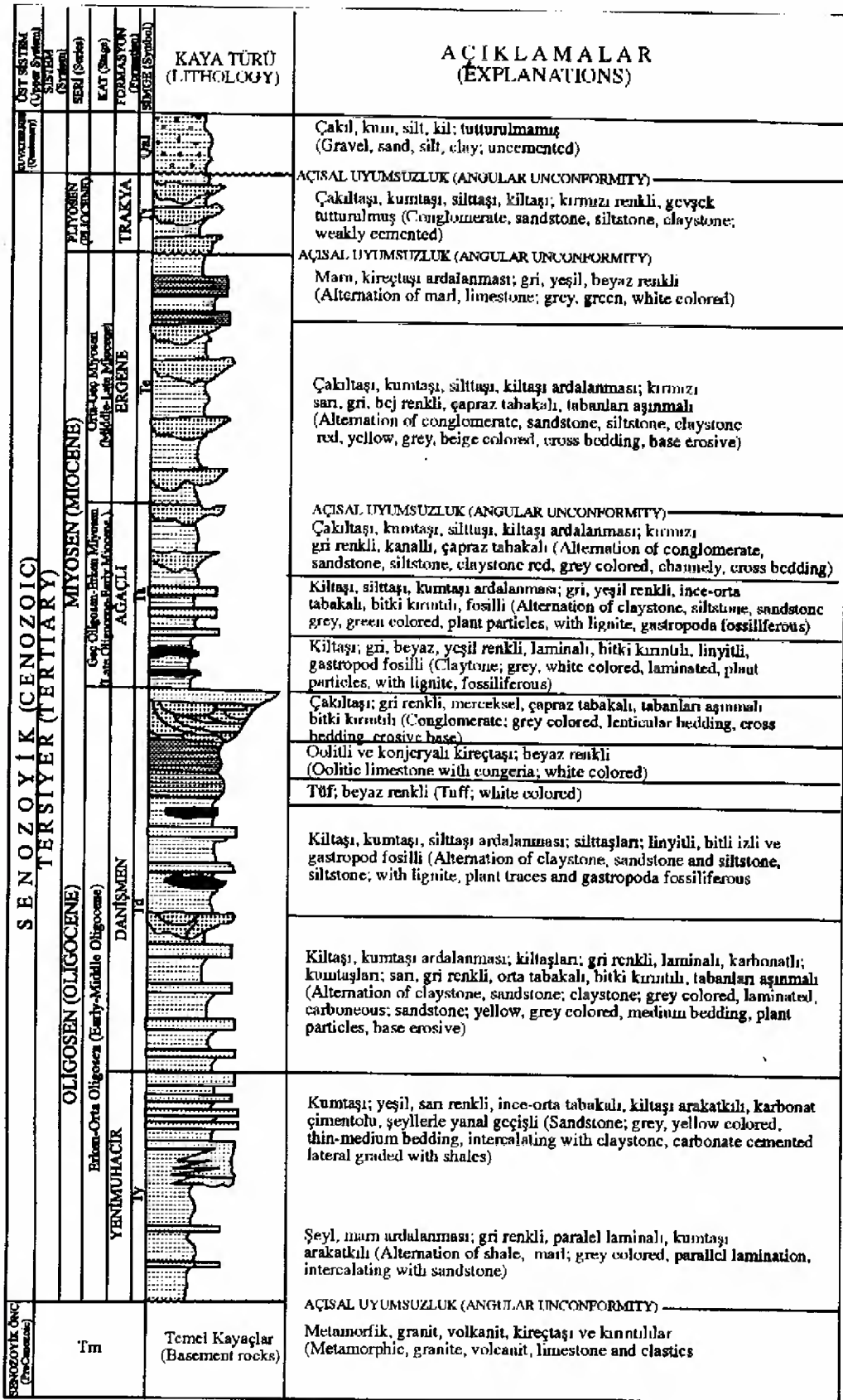
kuzeyinde linyitli birimlerin tabanında daha çok KB-GD uzanımlı, değişik metamorfik kayalar ile bunları kesen magmatik kayalardan oluşmuş Istranca Masifi, İstanbuldaki Paleozoyik birimleri ile bunların üstünde yer alan Geç Kretase yaşlı İgneada Grubu (Avcılar Çakıtaşı; Rezve Formasyonu, Sislioba Kumtaşı Üyesi, Kadembaba Kireçli Çamurtaşı Üyesi; Limaköy Formasyonu, Beğendik Tüf Üyesi, Uzunbacak Spilit Üyesi) ve Eosen yaşlı (İslambeyli Formasyonu; Kırklareli Kireçtaşı, Örencik Kırıntılı Üyesi; İhsaniye Formasyonu) sedimanter kayalar yer alır. Havzanın güneyinde yüzeyleyen linyitli formasyonun tabanında Geç Kretase yaşlı Yeniköy Ofiyolitli Karışığı (dolorit, diyorit, mavi şist, metaçört ve rekristalize kireçtaşları), bu temel kayalar üstünde, temele ait kırıntılardan oluşan Eosen yaşlı (Soğucak Formasyonu, Korudağ Formasyonu, Keşan Formasyonu) sedimanter kayalar bulunur. Tüm bu temel kayalar üstüne yer yer uyumlu, yer yer de açısız uyumsuzlukla Erken ve Orta Oligosen yaşlı Yenimuhacir Formasyonu (Holmes, 1961), Danişmen Formasyonu (De Boer, 1954) ile Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Ağaçalı Formasyonu (İçel ve Sulu, 1999), bunları da açısız uyumsuzlukla örten Orta ve Üst Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu (Holmes, 1961) ve Trakya Formasyonu (Umut ve diğerleri, 1983) gelir (Şekil 2).

Egemen kayatürü gri, koyu gri renkli, ince paralel laminalanmalı şeyl ve marnlardan oluşan Yenimuhacir Formasyonu ilk defa Holmes (1961) tarafından adlanmıştır. Formasyon, Trakya havzasının kuzeyinde yüzlekler veren Mezardere Formasyonu (Doust ve Arıkan, 1974) ile denestirilebilir. Formasyon en güzel tip kesitlerini, Trakya havzasının güneyinde Keşan-Malkara-Uzunköprü dolaylarında verir. Ayrıca Tekirdağ-Marmara Ereğlisi arası ile Marmara denizi kıyılarında geniş yüzlekler, havzanın kuzeyinde ise sınırlı yüzlekler verir. Formasyon altta gri, koyu gri renkli, ince paralel laminalı şeyl, marn, kumtaşı ardalanması ile başlar, üste doğru kumtaşlarına geçer. Şeyl ve marnlarla yanal ve düşey geçişli kumtaşları sarımsı, yeşilimsi renkli, ince-orta tabakalı, karbonat çimentolu olup, üste doğru tabaka kalınlıkları artar ve yer yer kilitaşı arakatlıları içerir. Yenimuhacir Formasyonu altta Keşan Formasyonu üstüne uyumlu, üstte ise Danişmen Formasyonuna dereceli geçişlidir. Bu ilişkinin en iyi gözleendiği yer Keşan-Malkara aralığıdır. Formasyonun kalınlığı 300-1200 m arasında değişmektedir. Önceki yıllarda formasyondan derlenen nanno-

plankton fosillerine göre (Sümengen ve diğerleri, 1987; Toker ve diğerleri, 1995) Erken Oligosen yaşı verilmiştir.

Trakya Havzasında, ekonomik linyit yatakları içeren kilitaşı, silttaşı, kumtaşı, çakilitaşı, kilitaşıdan oluşan birime Danişmen Formasyonu adı verilmiştir (De Boer, 1954). en yaygın ve en iyi yüzleklerini ve tip kesitlerini daha çok havzanın güneyinde Keşan, Malkara, Uzunköprü, Meriç, Tekirdağ, Silivri, Çorlu, Marmara denizi kıyılarında verir. Bu birim, Trakya havzasının kuzeyinde yüzeyleyen Süloğlu Formasyonu (De Boer, 1954) ile denestirilebilir. Formasyon altta gri renkli, laminalı ve karbonatlı kilitaşı ile başlar, bunlar üste doğru sarımsı, grimsi renkli, orta kalın tabakalı, bitki izli, bitki kırıntılı, tabanları aşınmalı, ince kavkılı gastropod fosilleri içeren kumtaşı, silttaşı, kilitaşı ardalanmasına geçer. Formasyonun en üst kesimini mercekşel geometrili, tabanları aşınmalı, çapraz tabakalı çakilitaşları ve bunlarla ardalanan kilitaşı ve silttaşları oluşturur. Çakilitaşları sarımsı, kahverenkli olup, değişik boyutlarda, iyi yuvarlaklaşmış, iyi tutturulmuş kuvarsit, granit, gnays, çört, riyolit, tüf ve metamorfik kayalardan türemiştir. Bunlar orta kalın tabakalı ve karbonat çimentoludurlar. Formasyon havzanın iç bölümlerinde, kuzeyine ve doğusuna doğru (Malkara-Tekirdağ ve Saray-Pınarhisar aralığı) yer yer tüf arakatlıları ile balık fosilleri içeren Congerialı ve oolitle kireçtaşları da içerir. Birim Yenimuhacir Formasyonu üstünde uyumlu ve geçişli olup, üzerine ise olası uyumlu olarak Ağaçalı formasyonu gelir. Havzanın kuzeydoğusunda, birimin kalınlığı 300-1500 m arasında değişmektedir. Formasyonu oluşturan linyitli düzeylerden derlenen Palinoloji örnekleri ve mikro-makro omurgalı fosillerin tanımlamaları sonucunda, birime Erken ve Orta Oligosen yaşı verilmiştir (Umut ve diğerleri, 1984; Sümengen ve diğerleri, 1987; Saraç, 1987; Toker ve diğerleri, 1995; Taner, 1995) (Şekil 2).

Bölgede alt kesimleri ince kırıntılardan, üste doğru kaba kırıntılardan oluşan ve ekonomik kömür damarları içeren birim önceki yıllarda Ağaçalı Formasyonu olarak tanımlanmıştır (İçel ve Sulu, 1999). Ağaçalı Formasyonu havzanın kuzeyinde (Tekirdağ-Saray-Vize) ve kuzeydoğusunda (İstanbul-Ağaçalı-Kısırmandıra-Yeniköy) yüzlekler ve tip kesitler verir. Gri, kirli gri, kirli sarı, kirli beyaz renkli birim, kilitaşı, silttaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Kilitaşları çoğunlukla yapısız, yer yer düzgün tabakalı ve tabakalar yanal devamlı, bazen de ince paralel



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of the investigated area.

laminalı, bitki izli, bitki kırıntılı, bitki kök izli, yaprak fosillidirler. Silttaşı ve kumtaşları orta-kalın tabakalı, bazen merceksi, akıntı rıplılı, sıkı tutturulmuşlardır. Birimi oluşturan sedimanter kayaların karbonat oranları yer yer artmakta, buna koşut olarak tatlısu gastropod fosillerinin arttığı izlenmektedir. Formasyonun en üstünü kırmızı, şarabi, kahve, gri, kirli sarı renkler gösteren, tabanları aşınmalı, merceksi, çapraz tabakalı çakıltaşı, kumtaşı ve bunlarla ardalanan gri, kırmızı renkli kiltası ve silttaşları oluşturur. Birim, tabandaki Paleozoyik, Üst Kretase ve Eosen yaşlı birimlerin üzerini uyumsuzlukla örter. Üstüne ise açısız uyumsuzlukla Trakya Formasyonuna ait sedimanter kayalar gelir. Birimin kalınlığı çok değişken olup 20-75 m arasındadır. Formasyonun yaşı, önceki yıllarda formasyon içindeki linyitli düzeylerden derlenen palinolojik örneklerden tanımlanan Disulcites kalewesis ve Dicolpopollis-Anatolinites fosillerine göre Geç Oligosen-Erken Miyosen olarak kabul edilmiştir. (Ediger ve diğerleri, 1995; Akyol ve Akgün, 1995) (Şekil 2).

Havzadaki karasal kökenli çok değişik kırıntılardan oluşmuş sedimanter kayalara, ilk defa Holmes (1961) tarafından Ergene Formasyonu adı verilmiştir. Bu Formasyon, Ferrai, Demirli, Çantaköy (Keskin, 1974), Sinanlı, Kurtdere, Velimeşe (Umut ve diğerleri, 1983, 1984; Saraç, 1987); Çelebi (Beer and Wright, 1960) formasyonları ile deneştirilebilir. Ergene Formasyonu Trakya havzasının büyük bir bölümünde yüzeylemesine karşın, en iyi yüzleklerini ve tip kesitlerini daha çok havzanın iç kısımlarında verir. Beyaz, sarımsı, kırmızımsı ve yeşilimsi renkler içeren formasyon, çoğunlukla tane boyu yukarı doğru incelen istiflerden oluşmuştur. Yukarı doğru tane boyu azalan istifler çapraz tabakalı, tabanları aşınmalı kumtaşı, çakıltaşı ve bunlarla ardalanan kiltası ve silttaşlarından oluşur. Formasyon içinde bazen de beyazımsı, gri renkli kiltası, marn ve killi kireçtaşları bulunur. Formasyon kendisinden önceki temel kayalar üzerine açısız uyumsuz olup, üstüne açısız uyumsuzlukla Trakya Formasyonu gelir. Formasyonun kalınlığı 40-400 m arasında değişir. Havza ortasında en büyük kalınlıklara ulaşır (Umut ve diğerleri, 1984). Önceki yıllarda derlenen makro ve mikro omurgalı fosillere göre formasyonun yaşı Orta Miyosen olarak verilmiştir (Ünay ve De Bruijn, 1984; Saraç, 1987) (Şekil 2).

Trakya Havzasında çoğunlukla akarsu kökenli kırıntılardan oluşan Pliyosen yaşlı birime Trakya Formasyonu adı verilmiştir

(Umut ve diğerleri, 1984). Bu formasyon, Kırcaşalılı (Keskin, 1974), Trakya Katı (Lebküchner, 1974), Yarmatepe Formasyonu (Umut ve diğerleri, 1983) ile karşılaştırılabilir. Trakya havzasının bütününde yüzeylemesine karşın, en kalın yüzeylemelerini Saray-Kırklareli-Edirne ekseninde verir. Formasyon için tip kesit yerleri, genellikle bu formasyonda açılmış kum ocaklarıdır. Çapraz tabakalı, kötü boylanmış, kil silt matriksli, iyi tutturulmamış, çoğunlukla kuvars, kuvarsit, seyrek şist, gnays, metagranit ve volkanit çakılları içeren çakıltaşlarından oluşan birim, kırmızı, kahve, grimsi ve beyaz renktedir. Birim içinde bazen ince kum boyundan kaba kum boyuna kadar değişen kumtaşları da gözlenir. Bunlar çoğunlukla beyaz renkli kuvars kumlarıdır. İçinde yer yer yeşil renkli bentonitik killi düzeyler de oluşmuştur. Ayrıca birim içinde sık sık silisleşmiş ağaç fosillerine rastlanır. Birim fosil içermediğinden, litostratigrafik ilişkilerine göre yaşı Pliyosen (Umut ve diğerleri, 1984), bazı araştırmalara göre de Plio-Kuvaterner olarak önerilmiştir (Sakıncı ve diğerleri, 1999). Bu çalışmada Formasyonun yaşı Pliyosen olarak düşünülmüştür..

Tüm bu birimlerin üzerinde tümünü açısız uyumsuzlukla vadi tabanlarında ve ağzalarında gelişmiş geniş alüvyon örtüler yer alır. Bunlar genellikle tutturulmamış kum, kil, çakıl boyutunda malzemelerden oluşmuşlardır.

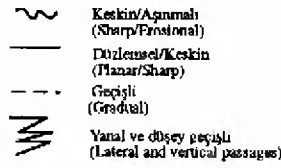
FASİYESLER

Linyitli Danışmen Formasyonu ile Ağaçlı Formasyonlarında yapılan sedimantoloji çalışmalarında, havzanın batısından doğusuna doğru, hem güneyinde hem kuzey ve kuzeydoğusunda ölçülü sedimantoloji kesitleri alınmıştır. Bu kesitler üzerine çökel yapıları, çökel geometrisi, litolojisi ve paleontolojik içeriği ve dikkate alınarak çok genel olarak ayırtlanan on adet litofasiyes işlenmiştir. Bu litofasiyesler aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Şekil 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16).

Fasiyes 1 (Fosilli kiltası ve marn)

Fasiyes, koyu gri-açık yeşil renklidir. Çoğunlukla yapısız, bazen ince paralel laminalı ya da ince-orta tabakalıdır (0,3-15 cm). Bitki kırıntısı, yaprak fosili bitki kök izleri ile acı su fasiyeslerinde yaşayan lamellibrans ve gastropod fosilleri (Turitella, Murina, Syrina) içerir. Canlı yaşam izleri ve linyit seviyeleri bulundurur. Canlı eşelemelerinin yoğunlaştığı yerlerde tabakalanma ve laminalanmalar bozulmuştur. Fasiyes yer yer silttaşı, ince

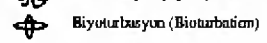
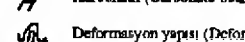
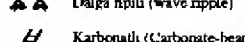
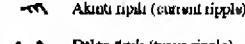
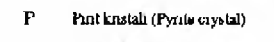
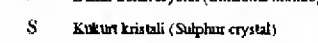
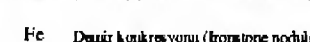
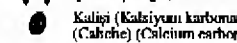
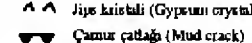
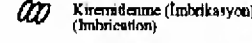
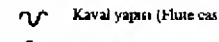
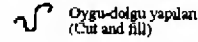
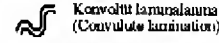
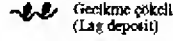
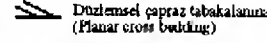
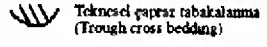
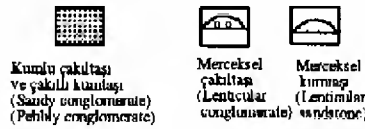
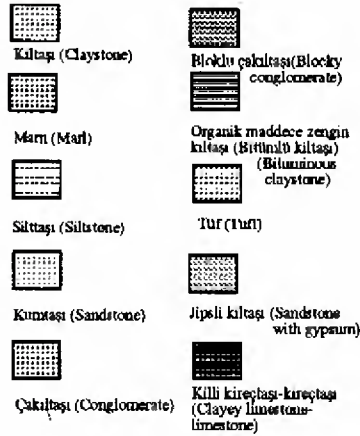
BİRİM VE KATMAN DOKANAĞI



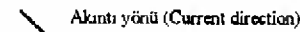
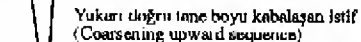
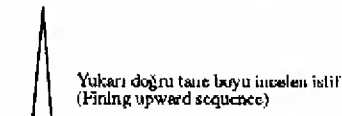
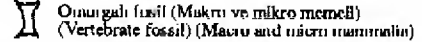
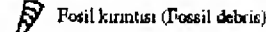
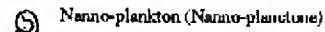
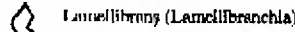
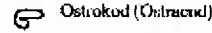
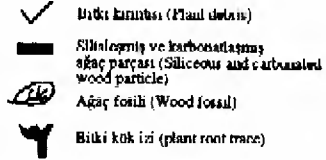
KATMANLANMA (Bedding)



KAYATÜRÜ (Lithology)



BİYOTA (Biota)



Şekil 3. Ölçülü kesitlerde kullanılan simgelerin açıklamaları.

Figure 3. Explanations of the symbols used in the measured sections.

kumtaşı arakatkıları içerir, ya da bunlarla ardalanır. Ardalanmalı olarak izlendiği yerlerde dalga etkisi ile oluşmuş kırışıklıklar ve derecelenmeler oluşmuştur. Ayrıca fasiyes yaygın olarak pirin kristalleri ve kükürt içerir. Fasiyes, Fasiyes 2 ve 5 ile geçişli, 7 ile uyumludur (Şekil 4, 5).

Fasiyes 2 (Kilttaş ve marn arakatkılı linyit)

Linyit, çoğunlukla siyah bazen de kahve renklidir. Fasiyes, ince-orta-kalın tabakalı yanıl devamı olmayan mercerler şeklinde olup, bantlı ve ince laminalı, tabaka kalınlıkları ise 3 cm-2 m arasında değişmektedir linyitteki baskın litotip mat olup, kısmen de parlaktır. Linyit içerisinde yoğun pirin ve kükürt mineralleri gözlenir. Ayrıca fasiyes aradüzeylerinde ve tabanında beyaz, gri, yeşil kilttaş ve marn ara katkıları bulundurulur, bunların tabaka kalınlıkları çok değişkendir. Kilttaş ve marnlar yer yer de acı su gastropod

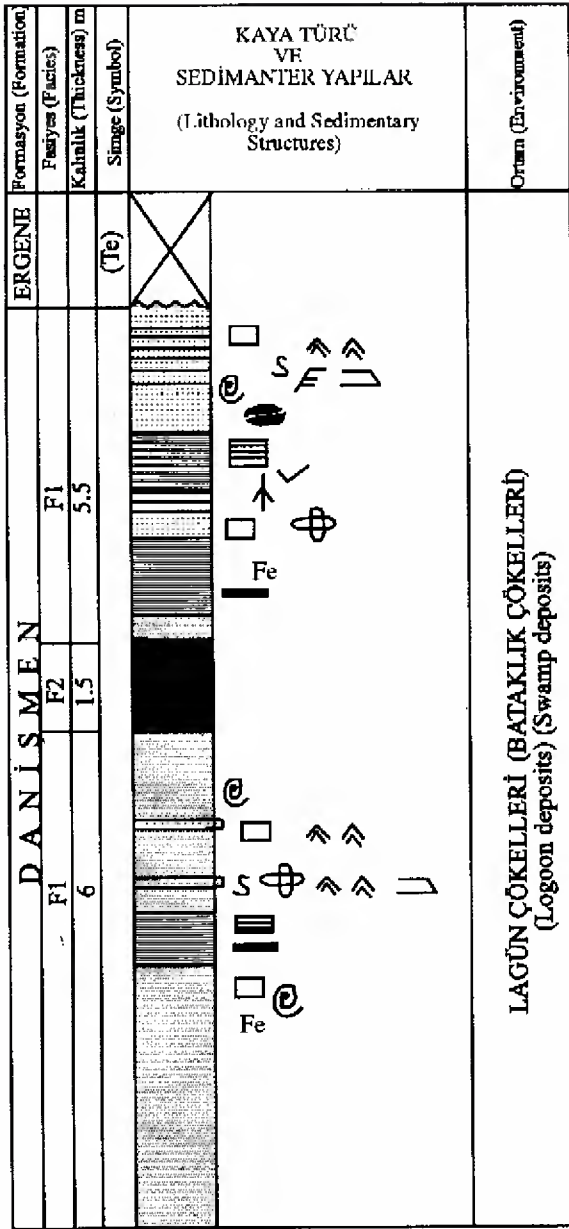
ve lamelibranş fosilleri kapsar. Fasiyes, Fasiyes 1 ve 5 ile uyumlu ya da geçişlidir (Şekil 4, 5, 9).

Fasiyes 3 (Marn ve şeyli)

Gri, koyu gri, mavimsi renkler sunan fasiyes, yer yer karbonat ve çok ince taneli, ince tabakalı kumtaşı ara katkıları kapsar. Marn ve şeyller çoğunlukla yapısız, bazen ince paralel laminalı, ince-orta tabakalı, sıkı tutturulmuş, kıymışmış ayrışmalı olup, canlı eşeleme izli olduğu yerlerde laminalanmalar ve tabakalanmalar bozulmuştur. Fasiyes, Fasiyes 4 ile yanıl ya da düşey geçişlidir (Şekil 6, 7, 10).

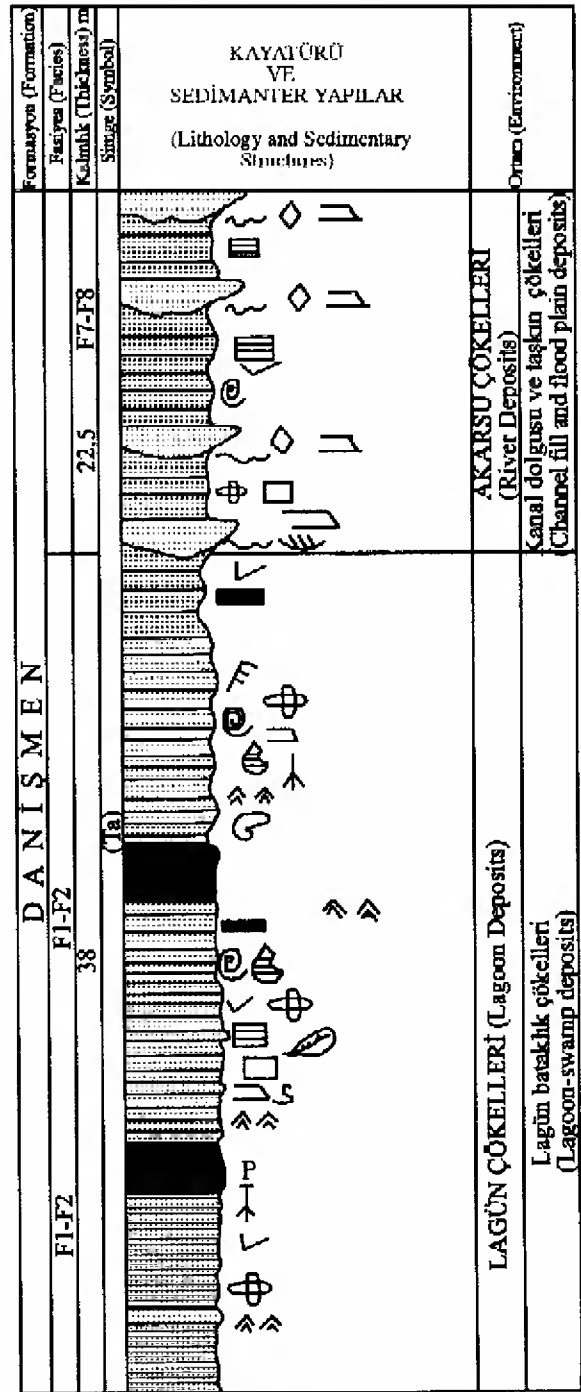
Fasiyes 4 (Tabanları oygu-dolgu yapıllı kumtaşı, kilttaş ardalanması)

Fasiyesi oluşturan kumtaşıları sarı, kirlili sarı, yeşilimsi gri renkli, bunlarla ardalanmış kilttaşları ya da marnlar ise gri ve koyu renklidir.



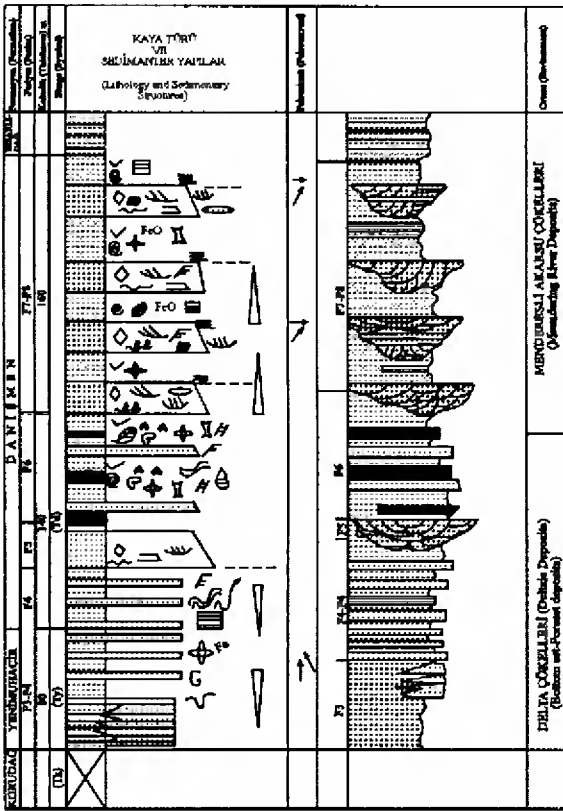
Şekil 4. Edirne-Meriç-Alibeyköy açık kömür ocağı ölçülü sedimantoloji kesiti.
Figure 4. Measured sedimentological section of Edirne-Meriç-Alibeyköy open coal mine.

Kumtaşlarındaki tanelerin boyu çok değişken olup, kum boyundan silt boyuna kadar değişir. Çoğunlukla ince-orta tabakalı, yer yer de kalın tabakalanmalıdır. Fasiyesi oluşturan kumtaşları bazen tekil olarak, bazen de ardalanmalı olarak izlenirler. Çoğunlukla alt düzeyleri keskin ya da düz, üst düzeyleri ise kıltaşı ya da mamlara geçişlidir. Bunlar bazen mercexsel bazen de yanıl devamlı olup, normal ve ters derecelenmeler gözlenir. Tabanlarında küçük



Şekil 5. Malkara-Şahin Köyü ölçülü sedimantoloji kesiti.
Figure 5. Measured sedimentological section of Malkara-Şahin köyü.

ve büyük ölçekli yük kalıpları, çarpma izleri, kaval yapıları gelişmiştir. Özellikle çok ince taneli kumtaşları konvolüt laminalanma, akıntı rıppıları içerir. Ayrıca bunlarda Ta-Tb; Ta-Tc; Tb-Te; Te-Td ve Ta yapıları gelişmiştir. Fasiye-



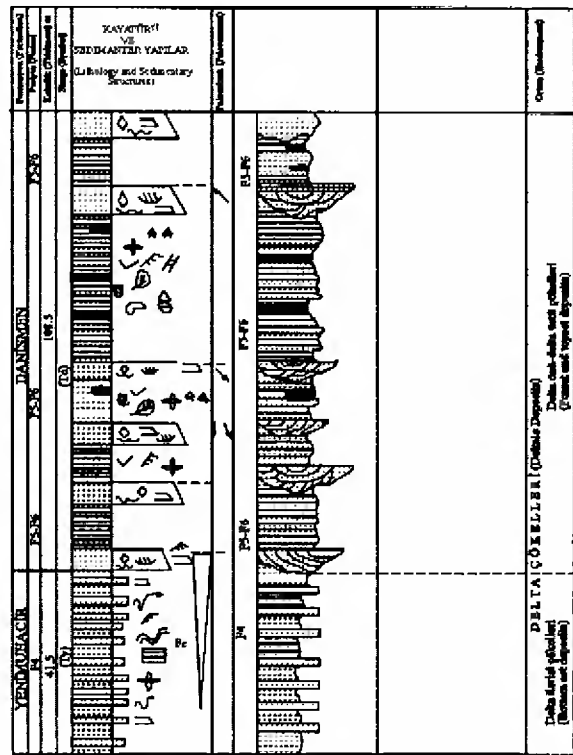
Şekil 6. Keşan-Yenimuhacir-Köyü ölçümlü sedimentoloji kesiti.

Figure 6. Measured sedimentological section of Keşan-Yenimuhacir village.

sin kalınlığı çok değişkendir (8m-200 cm arasında değişir). Kumtaşları karbonat çimentolu olup, çoğunlukla sıkı tutturulmuşlardır. Bu kumtaşları üste doğru kabalaşan özellikte olup, ya kanal dolgusu çökellerinin altında onlardan uzaklarda ya da kanal dolgusu çökelleri ile birlikte bulunurlar. Kumtaşları tabanda masif kilttaşları ya da masif marnlar üzerinde gözlenirler. Tabanları aşınmalı, kaba taneli, kanallı çakıllı kumtaşları kilttaşları ile birlikte, üste doğru kabalaşan dizilerle izlenirler (Keşan-Yenimuhacir Köyü dolayı). Kumtaşları ile ardalanmış kilttaş ve marnlar çoğunlukla yapısız olup, bazen ince paralel laminalanma ve seyrek olarak da canlı yaşam izleri içerirler. Kumtaşları yer yer biyoturbasyonlu ya da canlı yaşam izlidir. Fasiyes 4, Fasiyes 5 ile uyumlu ve geçişlidir (Şekil 6, 7).

Fasiyes 5 (Merceksel, kaba taneli kumtaşı)

Gri, kirli gri renkli, orta tabakalı, tabanları aşınmalı, çakıllı, kanallı kumtaşları ya kilttaşları içinde ya da üste doğru kabalaşan



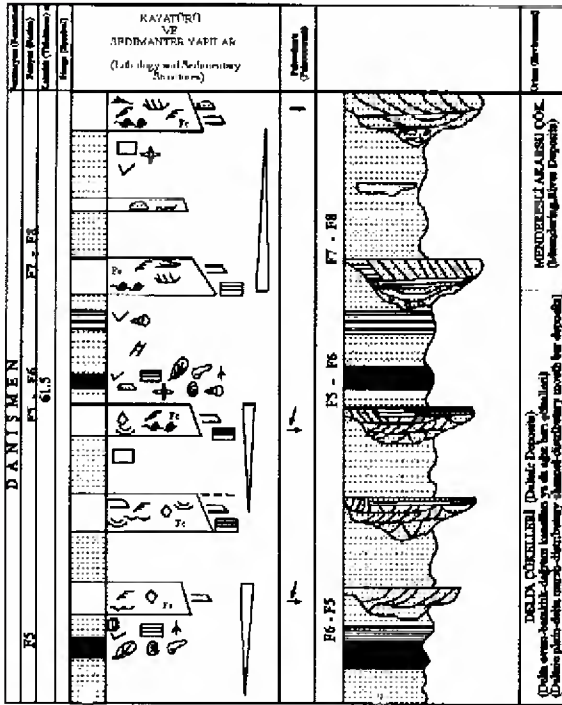
Şekil 7. Küçükdoğanca Köyü ölçümlü sedimentoloji kesiti.

Figure 7. Measured sedimentological section of Küçükdoğanca village.

birimlerle birlikte bulunurlar. Bunlar yanıl devamlı, bazen de yanıl devamsız olup, tabanlarında kömürleşmiş ağaç ya da merceksi çakıltası gözlenir. Kum/kil oranı yüksek olan bu kanallı kumtaşları zaman zaman masif, bazen de dereceli, çapraz (teknesel) tabakalı, tabaka üst düzeyleri ince paralel laminalı ya da akıntı rıppıllıdır. Bunlarda iyi seçilmiş çakıl cepleri, yaprak fosilleri ile lamellibrans kavkı ve fosilleri bulunur. Fasiyes, tabanında yer alan Fasiyes 4'ün üstünde uyumlu olup, üste doğru Fasiyes 2 ve 6 ile düşey ve yanıl geçişlidir (Şekil 6, 7, 9).

Fasiyes 6 (Linyit izli ve linyitli kumtaşı-kilttaş-silttaş ardalanması)

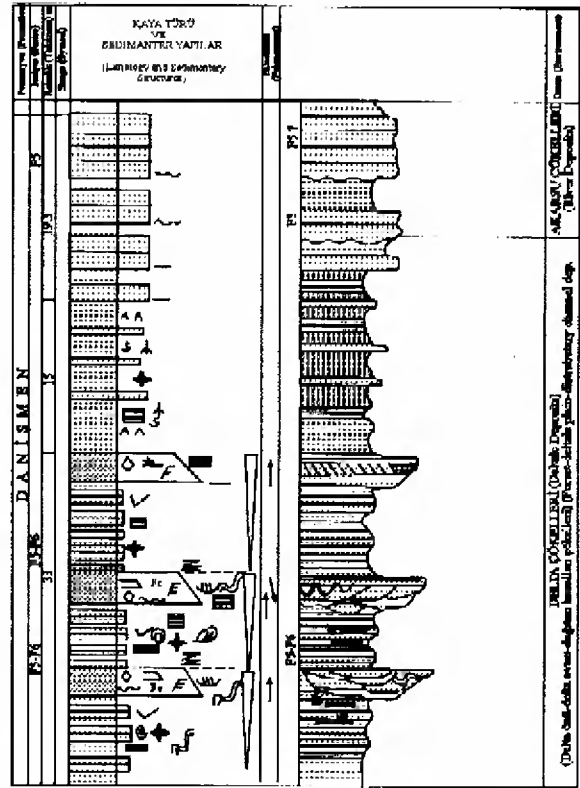
Fasiyes sarımsı, kirli kahve, turuncu renkler sunar. Özellikle kumtaşları ve silttaşları kirli sarı, koyu sarı ya da kahve renklidir. Kilttaşları kirli gri, yer yer de yeşil, kirli yeşil ve siyahi renklidirler. Çok ince linyit damarları, izleri ile yaygın bitki kırıntısı kapsar. Orta tabakalı olan kumtaşlarının tabanları aşınmalı olup, tane boyları inceden çok kaba tane boyuna kadar değişir. Kumtaşları killi, siltli ve kireç çimentolu, sıkı tutturulmuş, kötü boylanmalı, taneler çoğunlukla orta-iyi yuvar-



Şekil 8. Tekirdağ-Kumbağ-Yağcı Köyü ölçülü sedimentoloji kesiti.

Figure 8. Measured sedimentological section of Tekirdağ-Kumbağ-Yağcı village.

İaklaşmıştır. Kumtaşları akıntı ve konvolüt laminalar ve dalga rıplıları içerir. Kilitaşları ve silttaşları çoğunlukla yapısız, bitki kırıntılı, gastropod fosilli, bitki kök izli, yaprak fosillidirler. Zaman zaman ince paralel laminalı, orta-kalın katmanlı, ince ya da ekonomik linyit düzeyli, canlı eşelemeli ve canlı yaşam izlidir. Canlı eşelemelerinin yoğun olduğu yerlerde tabakalanma ve laminalar bozulmuştur. Linyit, siyah, kahvemsi siyah renkli olup, baskın litotip parlak, bazen de mattır. Mercekler şeklinde izlenen linyitlerin yanıl devamlılıkları çok değişkendir, mercekse tabakalı bu linyitlerin uzunlukları birkaç yüz metreden birkaç km. ye kadar değişir, kalınlıkları ise 5-150 cm arasındadır. Bazen kil içeriği artar bu durumlarda yoğun pirit içerir. Kilitaşlarının zaman zaman karbonat oranları artmakta, özellikle lamelli fosillerinin yoğunlaştığı ve zonlandığı yerlerde, yanıl devamı ve kalınlığı fazla olmayan mercekse killi kireçtaşlarına geçmektedirler. Linyit düzeylerine yakın yerlerde büyük omurgalı hayvan fosilleri içerirler. Fasiyes, Fasiyes 2 ve 7 ile geçişli ve uyumludur (Şekil 6, 10).

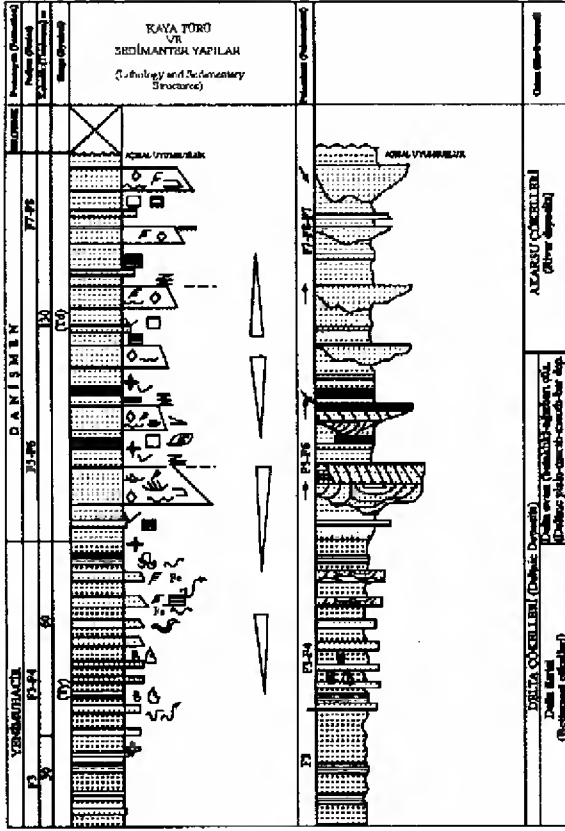


Şekil 9. Marmara Ereğlisi ölçülü sedimentoloji kesiti.

Figure 9. Measured sedimentological section of Marmara Ereğli.

Fasiyes 7 (Üste doğru tane boyu incelen kumtaşı, çakıllı kumtaşı, kumlu çakıtaşı ve çakıtaşı)

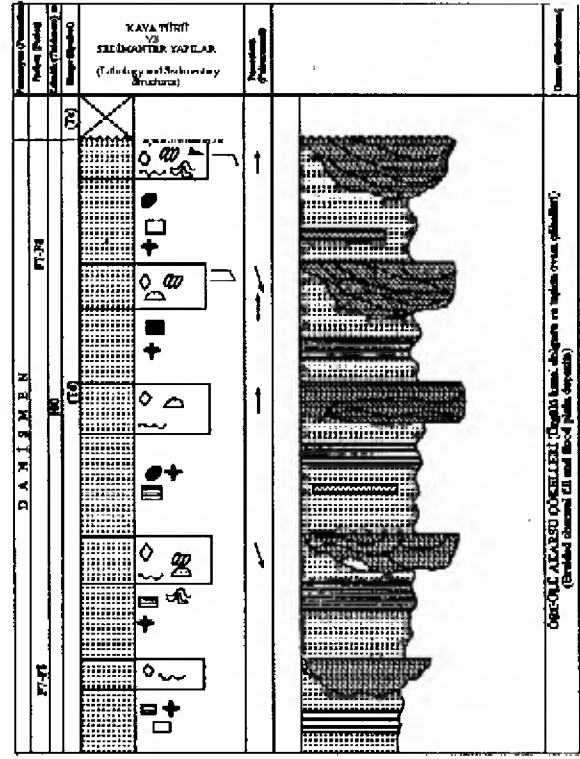
Fasiyes çoğunlukla gri ve boz renkler ile sarımsı, kırmızı renkler gösterir. Fasiyesin tabanları çoğunlukla aşınmalıdır. Yer yer masif görünümlü, yer yer de çok değişik kalınlıkta katmanlıdır (kanal kalınlıkları 2-15 m; uzunlukları ortalama 5-30 m arasında değişir). Kanalları dolduran kumtaşlarının tane boyları çok kaba tane boyundan ince tane boyuna kadar değişir. Çakıtaşılarının boyutları çakılcıktan çakıla kadar değişken olup, seyrek de olsa blok boyutunda malzeme içerir (çakıl boyutları ortalama 1-20 cm). Çakıllar çoğunlukla kuvarsitler, kristalen şistler, serpantinler, kireçtaşları, granitler ve türevleri ile volkanitlerden türemişlerdir. Bunların yoğunlukları yerden yere değişiklik gösterir. Bunlar orta iyi yuvarlaklaşmış, seyrek de olsa yassıdırlar. Bu kanallı fasiyesi zaman zaman kumtaşları, zaman zaman çakıllı kumtaşları ya da kumlu çakıtaşı oluşturmuş olup, bunlar bazen birbirlerinin içinde cepler ya da mercek-



Şekil 10. Çorlu-Türkgözü köyü-Kurtdere ölçülü sedimantoloji kesiti.

Figure 10. Measured sedimentological section of Çorlu-Türkgözü-Kurtdere area.

ler şeklinde ya da birbirine geçişli olarak izlenirler. Çakıltaşları ve kumtaşları çoğunlukla orta-gevşek tutturulmuş, bazen de sıkı tutturulmuş, orta kötü boylanmalıdır. Çakıltaşları zaman zaman tane destekli, bazen de kum ya da kil-silt matrislidirler. Çakıltaşları tane destekli oldukları yerlerde çakıl imbrikasyonları içerirler. Fasiyes kanallı, mercekse geometriye olup, üste doğru tane boyu incilmesi gösterir. Fasiyes, tabanında kömürleşmiş ağaç parçaları, kırmızı kil parçaları ile çok köşeli iri çakıllar bulundurulur. Bu çökellerin üstüne gelen çökellerde çok büyük ölçekli teknesel ve düzlemsel çapraz tabakalar ile bazen de uzunlamasına çapraz tabakalar bulunur. Bunların boyutları üste doğru azalır. Çapraz tabakaların set kalınlıkları bazen 50 cm, uzunlukları da 4 m den büyüktür (İstanbul-Ağaçlı Formasyonu). Birim üste doğru paralel laminasyon, yer yer de tırmanan rıptılar içerir. Fasiyes kesit yerinin dışında çok iyi gelişmiş epsilon (sigmoidal) çapraz katmanlanmaları da kapsar (Malkara-Şahin



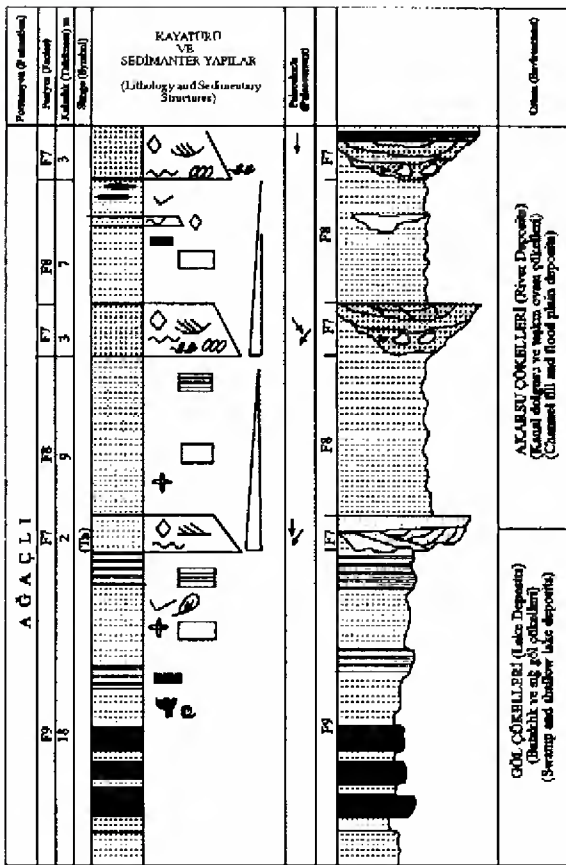
Şekil 11. Çorlu-Türkgözü-Suludere ölçülü sedimantoloji kesiti.

Figure 11. Measured sedimentological section of Çorlu-Türkgözü-Suludere.

yolu). İstif içinde özellikle kanallı çökellerde çok yaygın irili-ufaklı demir nodülleri bulunmaktadır. Bu Fasiyes, Fasiyes 6, 8, 9 ve 10 ile yanıl ve düşey geçişli veya uyumludur (Şekil 5, 6, 8, 10,12, 14, 15).

Fasiyes 8 (Kumtaşı mercikleri içeren kilitaşı-silttaşı ardalanması)

Fasiyes koyu gri, kirlı gri, kirlı sarı, yeşil ve kırmızı, şarabi renklidir. Kilitaşı çoğunlukla masif ve yapısızdır. Yer yer ince paralel laminasyonlu, kumlu, siltli olduğu yerlerde ince-orta-kalın tabakalanmalıdır. Canlı eşelemelerinin yoğunlaştığı yerlerde tabakalanma ve laminasyonlar bozulmuştur. Organik madde içeriği yoğun olan kilitaşı ve silttaşları iyi korunmuş ve kömürleşmiş bitki parçası, bitki kırıntısı ve yaprak fosilleri bulundurulur. Fasiyes içinde çok ince ve mercekse kömürlü düzeyler de izlenir. Ayrıca kilitaşları içinde küçük memeli fosilleri ile tatlı su gastropodları vardır. Fasiyesin kirlı sarı ve kirlı kahve renklerde gözlemlendiği yerlerde, çapları çok değişken olan kalsiyum karbonat yumruları, çok büyük boyutlu silisleşmiş odun parçaları ile demir yumruları kapsar. Fasiyesin içerdiği mer-



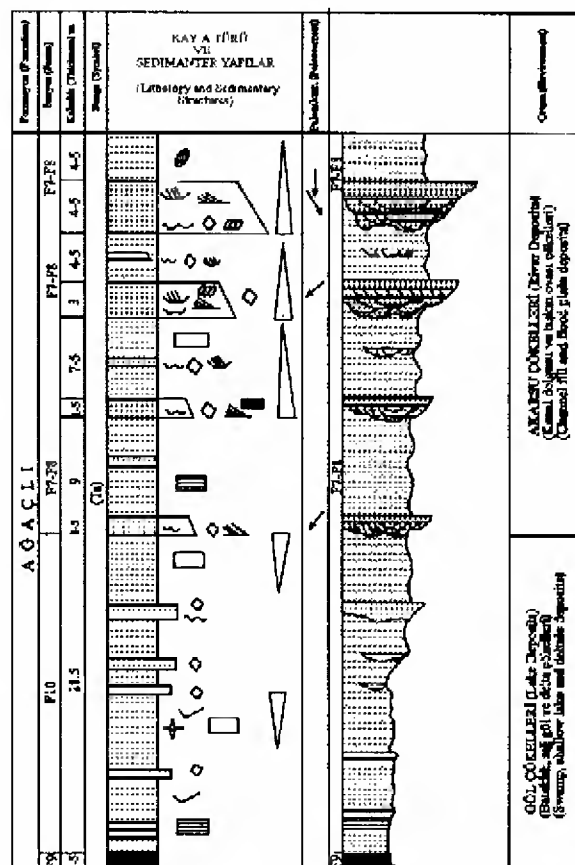
Şekil 12. İstanbul-Eyüp açık kömür ocağı ölçülü sedimentoloji kesiti.

Figure 12. Measured sedimentological section of İstanbul-Eyüp open coal mine.

ceksel kumtaşlarının tabanları keskin, bazen aşınmalı, derecelenmeli, küçük ölçekli teknesel ve düzlemsel çapraz tabakalı ve üst düzeyleri akıntı rippillidir. Bunlar yanal ve düşey yönde kıltaşı ve silttaşlarına geçişli olup, tane boyları onlardan daha iridir. Fasiyes, Fasiyes 7 ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 5, 7, 9, 11, 12, 13, 14).

Fasiyes 9 (Linyitli kıltaşı)

Fasiyeste egemen renk beyaz, kirli yeşil, kirli gri ve çok ender kırmızıdır. Çoğunlukla tabakasız, bazen de orta - kalın, çok kalın tabakalı, seyrek ince paralel laminalıdır. Tabakalanmalar ve laminalanmalar çoğunlukla canlı eşelemeleri sonucu bozulmuşlardır. Siltli, kumlu olan fasiyes bazen içinde silt taşı ve kumtaşı mercikleri içerir. Ayrıca fasiyes içinde siyah, kirli kahverenkli kalınlıkları 15-300 cm. arasında değişen, tabakalanmaya dik, odunsu dokulu ya da odunsu özellikle ekonomik linyitli düzeyler ge-



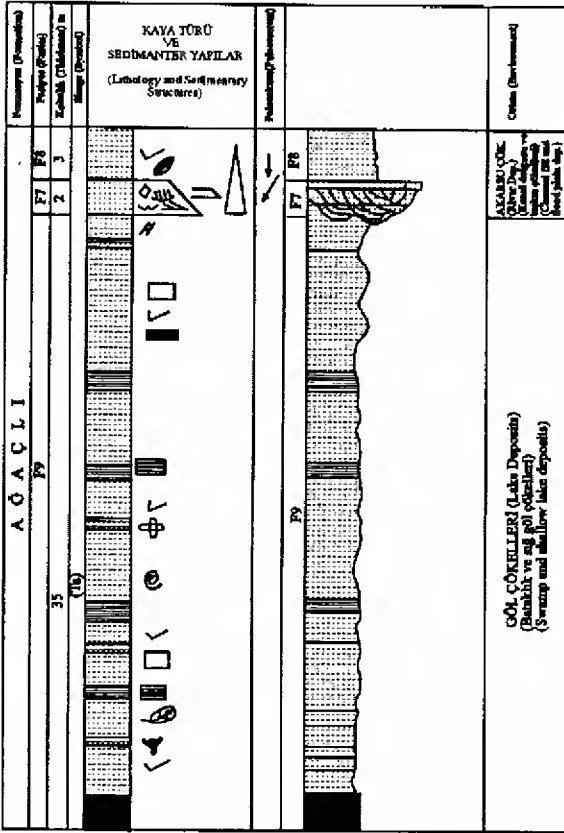
Şekil 13. İstanbul-Kisirmandıra Köyü açık kömür ocağı ölçülü sedimentoloji kesiti.

Figure 13. Measured sedimentological section of İstanbul-Kisirmandıra village open coal mine.

lişmiştir. Linyitli düzeylerin tabanında çoğunlukla beyaz renkli refrakter kıltaşı bulunur. Linyitlerle ara katkılı kil taşları içinde bitki kırıntısı, linyit izleri, bitki kök izleri, iyi korunmuş yaprak fosilleri ve tatlısu gastropod (planorbis) fosilleri bulunur. Odunsu özellikteki kömürler çoğunlukla yanal devamlıdır ve kükürt yada pirit içerirler. Fasiyesin üstüne uyumlu olarak Fasiyes 10 gelir (Şekil 12,13,16).

Fasiyes 10 (Tatlısu gastropodlu kıltaşı, silttaşı, kumtaşı ardalanması)

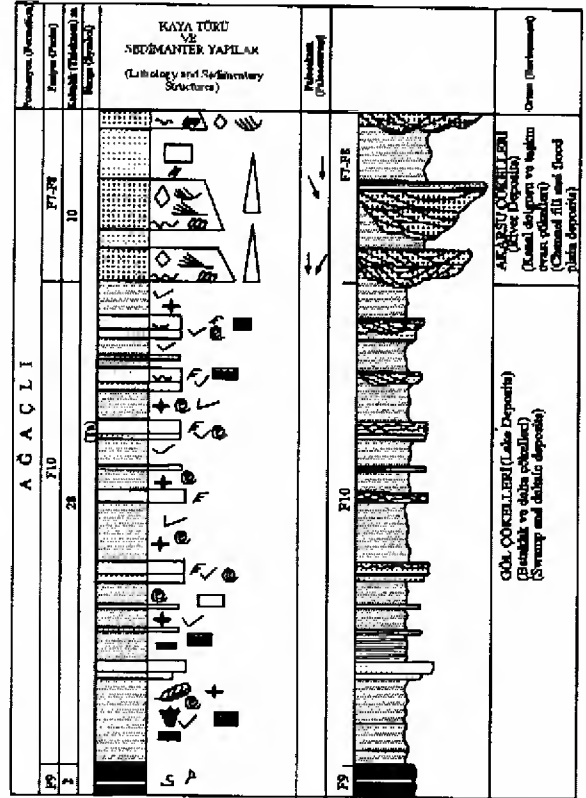
Fasiyes, koyu gri, kirli yeşil ve açık kırmızı renktedir. Koyu gri renkli kıltaşı yapısız, bazen de ince-orta tabakalı ya da çok kalın tabakalanmalı (2-3 m), seyrek de olsa ince paralel laminalıdır. Tabakalanma ve laminalanmalar canlı eşelemeleri sonucu bozulmuşlardır. Fasiyes içerisinde tabakalanmaya dik duran kısmen kömürleşmiş, silisli, ağaç fosilleri ile bitki izi, bitki kırıntısı, bitki kök



Şekil 14. İstanbul-Bolluca Köyü ölçülü sedimantoloji kesiti.

Figure 14. Measured sedimentological section of İstanbul-Bolluca village.

izi, yaprak fosilleri bulunur. Fasiyesi oluşturan kilttaşların, özellikle üst seviyelerde gözlenen açık kırmızı renkli kilttaşlarının, karbonat oranları yüksek olup, kireçtaşı yumruları içerirler (Kırklareli-Saray-Topçular). Fasiyesi içindeki kumtaşları gri, kirli sarı renkli, tabanları keskin ya da aşınmalı, kalınlıkları ise çok değişkendir (15-40 cm'den 3 m'ye kadar). Yukarı doğru tabaka kalınlıkları artan kumtaşları bitki kırıntılı, bitki izlidir; üste doğru tane boyları azalmakta ve ince paralel laminalar içermektedirler. Bu kumtaşlarının çoğunlukla tane boyları ince-orta, seyrek de olsa kaba taneli ve sıkı kalsit çimentoludurlar. Tabakalanmaları çoğunlukla merceksel, bazen de yanal devamlıdır. Merceksel kumtaşlarının tabaka kalınlıkları 2-3 m arasında değişmekte, düşey ve yanal yönde kilttaşlarına geçmektedir. Ayrıca fasiyesi içerisinde kalınlıkları çok fazla olmayan karbonat yumrulu, bitki kök izli, bitki izli, siltli, kumlu kilttaşı düzeyleri gelişmiştir. Fasiyesi 10, Fasiyesi 2, 7 ve 9 ile uyumludur (Şekil 13, 14, 15, 16).

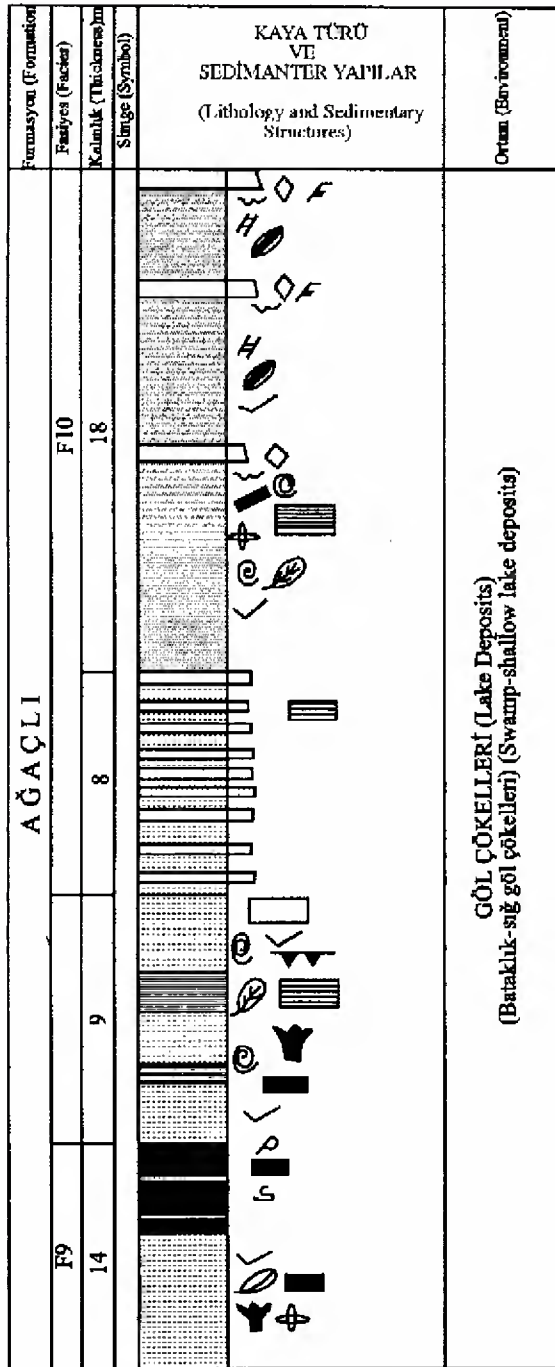


Şekil 15. İstanbul-Yeniköy ölçülü sedimantoloji kesiti.

Figure 15. Measured sedimentological section of İstanbul-Yeniköy.

Paleoakıntı Yönleri

Özellikle havzanın güneyinde ve havza içleri ile doğusuna doğru (Marmara kıyısı boyunca) yüzlekler veren linyitli Danişmen Formasyonu ile havzanın kuzeyinde (Tekirdağ-Saray dolay) kuzeydoğusunda (İstanbul-Ağaçlı-Yeniköy) yüzlekler veren linyitli Ağaçlı Formasyonlarının paleoakıntı yönlerini belirlemek için, bu formasyonların içerdiği kanal taban yapıları, kanal eksenleri, büyük ve küçük ölçekli çapraz tabakalar ile çakıl binim yapılarından yer yer ölçümler alınmış ve bunlar değerlendirilerek akıntı yönleri belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan paleoakıntı ölçümlerine göre, Danişmen Formasyonundaki akıntı yönleri daha çok GD'dan KB'ya; KD'dan GB'ya; D'dan B'ya ve B'dan D'ya doğrudur (Keşan-Uzunköprü-Malkara-Tekirdağ aralığı) (Şekil 5, 6, 7). Tekirdağ-Çorlu-Marmara Ereğlisi-Silivri dolaylarında alınan paleoakıntı ölçümlerine göre akıntı yönleri G'den K'ye ve K'den G'ye doğrudur (Şekil 8, 9, 10). Ağaçlı Formasyonunda yapılan çok sınırlı ölçümlere göre akıntı yönleri K'den G'ye; KB'dan GD'ya



Şekil 16. Tekirdağ-Saray-Topçular açık kömür ocağı ölçülü sedimentoloji kesiti.

Figure 16. Measured sedimentological section of Tekirdağ Saray-Topçular open coal mine.

ve KD'dan GB'ya doğrudur (Şekil 11, 12, 13, 14).

Litofasiyes Toplulukları ve Çökeltme Ortamları

Bu çalışma sırasında ayrıntılanan fasiyeslerin öncelikli benzerlikleri dikkate alınarak, Lagün Litofasiyes Topluluğu, Delta Litofasiyes Topluluğu, Örgütü ve Menderesli Litofasiyes Toplulukları ile Göl Litofasiyes Toplulukları belirlenmiş ve tanımlanmıştır.

Lagün litofasiyes topluluğu

Fasiyes topluluğu Fasiyes 1 ve 2'den oluşmuştur. Bu fasiyes topluluğunu oluşturan fasiyeslerin içerdikleri özelliklere göre, fasiyesler kıyı lagününde çökelmişlerdir (Warme, 1971). Fasiyes 1'in bitki kök izleri, yaprak fosilleri, linyit izi ve linyit içermesi, fasiyesin lagün bataklığında çökeldiğini düşündürmüştür.

Delta litofasiyes topluluğu

Litofasiyes topluluğunu oluşturan Fasiyes 4 ve 5'in en büyük özelliği, yukarı doğru tane boyu ve tabaka kalınlığı artan birimler oluşturmaları ve linyitli düzeyler içermesidir. Bu fasiyesler, olası büyük bir deltanın farklı alt ortamlarında çökelmişlerdir (Coleman ve Wright, 1975; Wright, 1985; Elliot, 1978; Coleman, 1981). Delta litofasiyes topluluğunun tabanında yer alan Fasiyes 3'ün laminalı gri, koyu gri, yeşil renkli şeylerden oluşması, şeylerle ardalanmış kumtaşlarının büyük ve küçük ölçekli taban yapıları içermeleri (oygu-dolgu), dercelenmeli olmaları ve nannoplankton fosilleri bulundurmaları (Yenimuhacir Formasyonu), fasiyesin üste doğru linyit izli, bitki kırıntılı kumtaşlarından oluşmuş Fasiyes 4'e geçmesi, her iki fasiyesin de delta ilerisinde çökeldiği söylenebilir. Özellikle şeylerle ardalanmalı olan kumtaşlarının dercelenmeli olmaları ve Ta-Tb; Ta-Tc; Tb-Tc; Tc-Td ve Ta yapıları içermelerinden dolayı bu kumtaşları türbiditik kumtaşları olarak yorumlanabilir. Olası kumtaşları, delta yarmacında biriken malzemenin (deprem vb.) açık denize doğru ani bir hareketi sonucu türbidit yada düşük yoğunluktaki bulantı akıntıları tarafından çöktürülmüş olabilirler (Walker, 1979; Nelson, 1982). Bu fasiyeslerin en üstünde yer alan ve bunlarla geçişli olarak izlenen Fasiyes 5'in üste doğru kabalaşan birimlerle birlikte bulunması; uzun mesafelerde devam etmesi, bazen de yaygın şekilde izlenmesi, çapraz tabakalar içermesi, bu fasiyesin delta önünde çökelmiş kanal ağız-bar çökelleri olabileceğini göstermektedir. Linyit izli ya da linyitli, yoğun bitki kırıntılı iyi korunmuş bitki kök izli, yaprak fosilli, konvolüt laminaların ile akıntı ve dalga rıppaları içeren Fasiyes 6 ise delta düzlüğü ve bataklığında çökelmiştir.

Örgülü akarsu ve menderesli akarsu litofasiyes topluluğu

Fasiyes 7 ve 8'den oluşan litofasiyes topluluğunun birinci özelliği, tane boyu yukarı doğru incelen istiflerden oluşmasıdır. Merceksel şekilleri, büyük ölçekli çapraz tabakalı, gecikme çökeli, aşınmalı tabanlı, üste doğru tane boyu azalan çakıltası, kumlu çakıltası, kumtaşı, çakıllı kumtaşlarından oluşmuş Fasiyes 7, akarsu kanal dolgusu çökelleri olarak yorumlanabilir (Allen, 1965, 1970; Miall, 1978; Selley, 1985). Bazen de Fasiyes 7'nin, epsilon türü çapraz tabakalar bulundurması, olasılı bu kanal dolgularının da menderesli akarsu kanallarına karşılık gelebileceğini göstermektedir (Collinson ve Thompson, 1982). Bazen içinde ince merceksel şekilli kumtaşı ya da çakıltası ile tatlısu gastropodlu killi kireçtaşları içeren kiltası ve silttaşı ardalanmasından oluşan Fasiyes 8'in içerdiği sedimanter özelliklere göre, fasiyes akarsu taşkın ovasında çökelmiştir (Cant ve Walker, 1976; Jackson 1976). Fasiyes içindeki merceksel şekilli küçük boyutlu kumtaşı ve çakıltaları ise kanal yarık çökelleri olarak yorumlanabilir (Coleman, 1969; Singh, 1972). Tatlısu gastropodlu (planorbis) killi kireçtaşları dirsek ya da taşkın göllerinde çökelmiştir. Fasiyes 8, çalışma alanında ölçülen bazı kesitlerde çok kalın iken başka bazı kesitlerde çok ince olarak izlenmektedir. İnce olduğu yerler olasılı örgülü ırmakların taşkın çökellerine, çok kalın olduğu yerler ise menderesli ırmakların taşkın çökellerine karşılık gelebilir (Reineck ve Singh, 1980). Fasiyesdeki kalınlık değişmesinin ise olasılı topografyadaki eğim açısındaki değişiklikten de ileri geldiği söylenebilir (Collinson, 1978; Selley, 1980).

Göl litofasiyes topluluğu

Fasiyes 9 ve 10'dan oluşan topluluğun içerdiği sedimanter özelliklere göre, fasiyes topluluğu tatlı su gölünde çökelmiştir (Eugster ve Kelts, 1983; Yağmurlu, 1991; Atalay, 2001). Litofasiyes topluluğunu oluşturan fasiyeslerden Fasiyes 9'un, fasiyesin üste doğru bitki kırıntısı, bitki kök izi ve iyi korunmuş yaprak fosilleri içeren Fasiyes 10 ile geçişli olması, olasılı her iki fasiyesin de sığ göl ve bataklığında çökelmiş olabileceği şeklinde yorumlanabilir (Allen, 1981; Çelik ve Kerey, 1999; Atalay, 2001). Fasiyes içinde izlenen açık kırmızı renkli, yaygın kalkritli (kalişilli) kilttaşlarının bulunması, fasiyes içinde zaman zaman paleosol oluşumlarının geliştiğini, zaman zaman gölün kapandığını gösterir (Tekirdağ-Saray-Topçular). Ayrıca fasiyes içinde izlenen derecelenmeli,

akıntı rıppıllı, çapraz laminalı kumtaşlarının bulunması, periyodik olarak göle akarsu girişlerinin olduğunu ve göl içinde ilerlediklerini, bazen bu akarsuların göl içinde küçük boyutlu deltalar oluşturdukları biçiminde açıklanabilir (Müller, 1966; Coleman, 1981). Göle giren bu akarsular baskın çökel tipine dönüşerek kömürlü göllerin kapanmasına neden olmuşlardır (İstanbul-Ağaçlı Formasyonu).

PALEOCOĞRAFYA

Kuzeyinde Istranca Masifi, güneyinde Kazdağ Masifi, doğusunda İstanbul zonu ve Sakarya Kıtasının yer aldığı Trakya havzası oluşumu, İstanbul zonu ile Sakarya kıtasının çarpışmasından sonra ya da başka bir deyişle Trakya havzası kuzeye dalan İç-Pontid Okyanusunun yayla ilişkili bir havzası olarak Orta Eosen'de açılmaya ve evrimlenmeye başlamıştır (Okay ve Görür, 1995).

Çalışma alanında denizel rejim Oligosen'e kadar sürmüştür. Çalışma alanının güneyinde, egemen kaya türü türbiditik kökenli kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan Eosen dönemi boyunca etkili olan denizel rejim (Keşan Formasyonu), bu dönemin sonunda ya da Erken Oligosen'de çekilmeye başlamış, bu çekilmeye koşut olarak çalışma alanının güneyinde ve havza içlerinde, havzanın doğusunda Erken Oligosen-Erken Miyosen aralığında birden fazla delta ve alt ortamları ile yaygın lagün gölü ve bataklıkları, tatlısu gölleri, akarsu ve alt ortamları gelişmiştir (Edirne-Keşan-Uzunköprü-Tekirdağ-Malkara-Çorlu-Marmara Ereğlisi; İstanbul-Silivri-Selimpaşa). Eosen yaşlı derin deniz çökelleri içeren Keşan Formasyonu, üste doğru tabaka kalınlığı ve tane boyu artan, Erken Oligosen yaşlı delta ilerisinde çökelmiş altta laminalı şeyl, kumtaşı ardalanmalı birim üste doğru çok kalın tabakalı, bitki kırıntılı, linyit izli, kirlili sarı, kirlili gri renkli kumtaşlarına geçer (Yenimuhacir Formasyonu). Bu delta ilerisi çökelleri ise üste doğru daha da kabalaşarak uzun mesafelerde yaygın şekilde izlenen ağız-barı çökelleri tarafından örtülür. Bunların da üstünde delta düzlüğü, delta bataklığı, örgülü ve menderesli kanallar ve göl çökellerinden oluşan delta üstü çökelleri yer alır (Danışmen Formasyonu). İnce taneli kırıntılılar (kiltası, silttaşı, çamurtaşı) ve kumtaşı, kumlu çakıltası ve çakıltaşlarından oluşmuş delta üstü çökelleri, havza içlerine (Keşan-Uzunköprü aralığı-Çavuş köyü dolaylı) ve havzanın doğusuna doğru (Tekirdağ-Çorlu-Marmara Ereğlisi; İstanbul-Silivri-Kumburgaz-Güzelce aralığı) daha çok bloklu çakıltası, kumlu çakıltası, çakıltası-kumtaşı, çakıllı kumtaşları

ile ardalanan kiltası ve siltaşından oluşmuş örgülü ve menderesli akarsu ve bunların taşkın ovası çökelleri ile temsil edilir (Danışmen Formasyonu). Havzanın kuzeyinde ise Eosen dönemi boyunca güneyden-kuzeye doğru ilerleyen deniz (Keşan Denizi), Eosen sonunda tüm Istranca Masifinin alçak bölümlerini örtmüştür. Bu dönemin sonunda Istranca Masifi hızla yükselerek su yüzüne çıkmıştır (Kasar ve diğerleri, 1995). Masifin aşınma yüzeyi üzerinde gelişen kıyı ve lagün ortamı ve bataklığında çökelmiş kırıntılılar (kiltası, siltaşı, çamurtaşı) ile kireçtaşları, yaygın balık fosilli, manganlı kumtaşı, ooliteli kireçtaşları ve kiltası, siltaşı, kumtaşı ardalanmalı, linyit izli, linyitli kumtaşı ve kiltaları çökelmiştir (Danışmen Formasyonu). Ayrıca Geç Oligosen-Erken Miyosen aralığında ise havzanın kuzeyinde, kuzeydoğusu ve doğusunda (Tekirdağ-Saray; İstanbul-Ağaçlı-Yeniköy-Karaburun) alta tabakalı, yoğun bitki kırıntılı, yaprak fosilli, yoğun tatlısu gastropodlu, linyit izli, linyitli kiltası, siltaşı ardalanmalı birimler siğ göl ve bataklığında çökelmişlerdir. Bu linyitli göl çökelleri üstünde ise örgülü ve menderesli akarsu ve alt ortamlarında çökelmiş kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve çakiltası ile bunlarla ardalanan kırmızı, şarabi renkli kiltası ve siltaşı ardalanmalı birim yer alır. Bu akarsular, kömürlü göllerin içine zaman zaman girmiş ve bu göllerde deltalar oluşturmuşlar, zamanla da bu gölleri doldurarak kapanmalarına neden olmuşlardır. Bölgede Eosen sonunda gerileyen deniz Oligosen döneminde gerilmeye devam etmiş, Miyosen ve Pliyosen dönemi boyunca hızlı bir karasallaşma dönemi yaşanmış, bu dönemde gelişen çökeller, bütün havza genelinde Danışmen ve Ağaçlı Formasyonlarını örtmüşlerdir (Ergene ve Trakya Formasyonları).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma bölgesinde, Eosen sonunda ya da Erken Oligosen başından itibaren hızlı bir karasallaşma döneminin başladığı belirlenmiştir. Oligosen döneminde, özellikle havzanın güneyinde yaygın delta komplekslerinin gelişmesine koşut olarak (Keşan-Malkara-Tekirdağ-Marmara Ereğlisi-Silivri aralığı) batısında ve kısmen havza içlerinde ve kuzeyinde daha çok lagün göllerinin geliştiği görülmüştür. (Meriç-Uzunköprü-Malkara-Saray dolayları). Daha sonraları ise bölgede akarsu sistemlerinin egemen duruma geçerek lagün ve delta düzlüklerini doldurduğu saptanmıştır. Bu akarsu sistemlerinin yer yer taşkın göllerinin ya da tatlı su göllerinin oluşmasına neden oldukları tespit edilmiştir.

Trakya Havzasının oluşumu İstanbul zonu ile Sakarya kıtasının çarpışmasından hemen sonra, Orta Eosen'de oluşmaya başladığı önceden de belirtilmişti. İç-Pontid Okyanusu, Oligosen'in başında bu bölgede tümüyle yitilmiş ve İstanbul ve Sakarya zonlarının nihai çarpışması bu dönemde gerçekleşmiştir (Okay ve Görür, 1995). Bu sıkışmalı ya da daralmalı tektonik rejime koşut olarak havzanın güneyinde gelişen akarsu sistemleri örgülü ve menderesli akarsular olarak tanımlanmış, bunların sık sık dönemli çökelmeye neden oldukları, büyük kalınlıklar oluşturdukları saptanmıştır. Geç Oligosen-Erken Miyosen aralığında ise havzanın kuzeyinde göreceli genişleme rejiminin olduğu, buna paralel olarak yaygın tatlı su göllerinin geliştiği, bu rejimin sona ermesiyle akarsu sistemlerinin gelişerek, tatlı su göllerini doldurduğu belirlenmiştir.

Trakya havzasında linyit içeren iki formasyon ayırtlanmıştır (Danışmen Formasyonu ve Ağaçlı Formasyonu). Bunlardan Erken-Orta Oligosen yaşlı Danışmen Formasyonu daha çok delta ve alt ortamları ile örgülü, menderesli akarsu ve alt ortamları, lagün gölü ve bataklığında çökelmiştir. Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı linyitli Ağaçlı Formasyonu ise tatlı su gölü ve bataklığında çökelmiştir. Danışmen Formasyonunun içerdiği linyitler daha çok lagün bataklığı ile delta bataklıklarında, kısmen de menderesli akarsuların taşkın ovası bataklıklarında ya da bunların oluşturdukları taşkın gölü ve bataklıklarında oluşmuşlardır. Ekonomik linyit yatakları daha çok delta bataklıkları ile lagün bataklıklarında gelişmiştir. Linyitli tabakaların çökdikleri ortamın geometrisine uygun olarak daha çok mercekssel tabakalanma gösterdikleri, mercekssel tabakaların yanıl devamlılıklarının saptanamamasına karşın, kalınlıkların çok değişken olduğu ve fazla kalın olmadıkları çalışma bölgesinde önceki yıllarda yapılan sondajlardan ortaya konmuştur. Bunun olası sebeplerinden birisi Oligosen başında devam eden deniz kıyı çizgisinin sık sık değişmesi, kömürlü ortamın bundan olumsuz etkilenmesidir (linyitlerin alt ve üstünde yer alan tabakaların bolca acı su fasiyesini temsil eden fosiller içermesi); diğer etmen ise denizel rejimin gerilemesine koşut olarak hızlı bir karasallaşma rejimine geçilmesi, bu dönemde gelişen örgülü ve menderesli akarsuların kömürleşme ortamlarını hızla doldurması, iklimin kuraklaşmasıdır. Bunun kanıtı ise bu dönemde gelişen akarsuların taşkın çökellerinin yoğun kalsiyum karbonat ve demir yumruları

içermesi, hatta iklimin kurak-yarı kurak döneme girmesi ile birlikte akarsuların mevsimlik akarsulara dönüştüğü belirlenmiştir. Ayrıca bu akarsuların taşkın çökellerinin çok değişik kalınlık göstermesi bölgedeki eğim gradyanının sık sık değiştiğini gösterir. Bir diğer faktör ise çalışma alanında yer alan kömürlü ortamlardaki çökmenin farklı özellikler göstermesi, buna bağlı olarak da kömürleşmenin olumsuz yönde etkilenmesidir. Örneğin çalışma bölgesindeki lagün bataklıklarında gelişen kömürlerin pirit ve kükürt içeriklerinin yüksek olması, ayrıca bu kömürlerde ölçülen oldukça düşük vitrinit değerleri (Batı ve diğ., 1995) bu kömürlü ortamların çok yavaş gömüldüğünü göstermektedir. Havzada çok yaygın olan delta kömürlerinin kalınlıklarının fazla olmamasının nedenlerinden birisinin de, bu kömürlerin yukarı ve aşağı delta ovalarında gelişmelerinin olduğu söylenebilir, çünkü bu ortamlarda kömürleşmeler çok kalın gelişemezler. Trakya Havzasında gözlenen, daha çok havzanın kuzeyinde ve kuzeydoğusunda bulunan Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı linyitli Ağaçlı Formasyonunun diğer kömürleşme ortamlarından farklı olarak tatlı su gölü ve bataklığında çöklediği saptanmıştır (Tekirdağ-Saray; İstanbul-Ağaçlı-Yeniköy dolayları). Tekirdağ-Saray dolaylarındaki kömürlü gölle İstanbul-Ağaçlı-Yeniköy dolaylarındaki kömürlü göllerde gelişen litofasiyelerin benzer olduklarının saptanmasına karşın, bu göllerin birbirleriyle ilişkili olup olmadıkları saptanamamıştır. Çünkü bu göller daha genç çökeller tarafından örtüldüğünden yanal devamlılıkları izlenememiştir. Bu olası kömürlü göllerin tek bir gölle değil, birkaç göl topluluğundan oluşmuş ve birbirlerinden eşiklerle ayrılacakları düşünülmüştür. Havzanın kuzeyindeki Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı linyitlerin, havzanın güney ve ortasındaki Erken-Orta Oligosen yaşlı linyitlerden daha kalın ve yanal devamlı olmalarının nedenlerinden birisi, çökme ortamının göl olması, kömürleşmenin bu göl geometrisine göre oluşması, gölün duraylı olması ve yaygın göl bataklıklarına sahip olmasıdır. Diğer etmen ise Erken-Orta Oligosen'e göre göreceli Geç Oligosen-Erken Miyosen'de iklimin nemli ve yağışlı olması, bitki örtüsünün çok sayıda ve yüksek ağaçlardan oluşmasıdır (linyitli tabakalar içinde çok kalın gövdeli yüksek ağaç fosilleri ile memeli faunasının bulunması).

Danışmen Formasyonu ile Ağaçlı Formasyonlarında linyitli tabakalar içinde kömürleşmiş ağaç fosillerinin bu tabakalara dik

olarak bulunması, havzadaki linyitlerin otokton olduğunu göstermektedir.

Havzanın batısından doğusuna doğru, sedimanter kayaların tane boylarının arttığı, buralarda enerjisi yüksek ortamların geliştiği (örgülü ve menderesli akarsular), dolayısıyla havzanın doğusunda kömürleşmeye uygun ortamların bu nedenle sınırlı geliştiği belirlenmiştir.

Linyitli formasyonlar Oligosen dönemi boyunca batıda Rodop Masifi'nden, kuzeyde Istranca Masifi'nden, güneyde Biga Yarımadası ve Gelibolu Yarımadası'ndan, doğuda ise olası İstanbul dolayındaki Paleozoyik yaşlı birimlerden ve Sakarya Kitası'nı oluşturan birimlerden beslenmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazar, öncelikle bu makalenin hazırlanmasında yardımlarını gördüğü MTA 1. Bölge Müdürlüğü çalışanlarından Jeo.Yük.Müh. Gülşen Su'ya; Trakya Tersiyer Havzası Linyit Etütleri Projesini uygulamaya koyan MTA Genel Müdürlüğü Enerji Dalresel Yöneticilerine, yardımlarını gördüğü Proje Başkanı Hasan Kara'ya, Kamp Şefi Abdullah ÖNER'e, proje çalışanlarından Jeo.Müh. Necati KIR'a, Kemal Sulu ve Mehmet Eyüpoğlu'na, Enerji Dairesi Koordinatörü Dr. Berk BESBELLİ'ye, ayrıca makaleyi inceleyen ve önemli eleştiri ve önerilerde bulunan eleştirmenlerden H.Ü. Mühendislik Fakültesi öğretim üyelerinden Prof.Dr. Atilla ÇİNER'e, O.G.Ü. öğretim üyelerinden Yrd.Doç.Dr. Faruk OCAKOĞLU'na teşekkürü bir borç bilir.

KAYNAKLAR

- Akyol, E., Akgün, F., 1995. Trakya Karasal Tersiyerindeki yaş tayınları. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu bildiri özetleri. s. 28, Lüleburgaz-Kırklareli.
- Allen, J.R.L., 1965. Finning upward cycles in alluvial successions. Geological Journal, 1-4, 229-246.
- Allen, J.R.L., 1970. Studies of fluvial sedimentation : A comparison of fining upwards cyclothem, with special reference to coarse member composition and interpretation. Journal of Sedimentary Petrology, 40, 298-323.
- Allen, P.A., 1981. Devonian lake margin environments and processes S.E., Shetland, Scotland, Journal of Geological Society, London, 138, 1-14.
- Atalay, Z., 2001. Amasya yöresindeki linyitli Çeltik Formasyonunun stratigrafisi,

- fasiyes ve çökeltme ortamı özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 44, 1-22..
- Beer, H., Wright, J.A., 1960. Stratigraphy of the Ganosdağ, Korudağ and Keşan Hills: Geological Report T.26, s. 28.
- Bürkan, K., 1995. Trakya Havzasındaki tüflerin stratigrafik konumu, yayılımı ve hidrokarbon potansiyeli. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu bildiri özleri, s. 26, Lüleburgaz-Kırklareli.
- Cant, D.J., Walker, R.G., 1976. Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, 13, 102-119.
- Colleman, J.M., 1969. Brahmapudra River: Channel processes and sedimentation. Sedimentary Geology, 3, 129-239.
- Colleman, J.M., 1981. Deltas processes and models of deposition for exploration, pp. 124, Burgess Publ. Co., CEPO Division, Minneapolis.
- Colleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas :Variability of processes and sand bodies. In : Deltas for Exploration (Ed.By M.L.,Broussand), pp. 99-149. Houston Geological Society, Houston.
- Collinson, J.D., 1978. Alluvial sediments. In:Reading (Ed.). Sedimentary Environments and Facies, 15-60, Blackwell.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1982. Sedimentary structures. Allenand Univ. Hd., London, 194 p.
- Çağlayan, M.A., 1996. Istranca Masifinin Mesozoyik-Alt Tersiyer'deki evrimi ve Trakya Havzası'nın gelişimindeki rolü. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 8, 82-93.
- Çelik, Y., İ. Kerey, E., 1999. Domaniç Neojen Havzası kömür içerikli çökellerin litofasiyesleri ve depolanma ortamları. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı bildirileri kitabı, s. 318-325, Ankara.
- De Boer, N.P., 1954. Report and geological Reconnaissance in Turkish Thrace: September, December G.A. Report No. 25373,s. 36.
- Doust, H., Arıkan, Y., 1974. The geology of the Thrace. Turkey Turkish Gulf Oil Company, s. 119-131.
- Ediger, V.Ş., Batı, Z., Erenler, M., Aışan, C., Akça, N., Aköz, Ö., Erk S., Ertuğ K., 1995. Kuzey Trakya Havzasının Biyostratigrafisi. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu Bildiri Özleri, s. 26, Lüleburgaz-Kırklareli.
- Elliot, T., 1978. Deltas (Ed Reading, H.G.):Sedimentary Environments and Facies, Elsevier, 97-142, New-York.
- Eugster, H.P., Kelts, K., 1983. Lacustrine chemical sediments and geomorphology (Ed. A.S.Geoudie and P'ye), pp. 321-368, Academic Press, London.
- Gökçen, S.L., 1967. Keşan bölgesinde Eosen-Oligosen sedimantasyonu (Güneybatı Trakya) Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 69, 1-10.
- Gökçen, N., 1973. Pınar hisar Formasyonunun yaşı ve ortam şartlarında görülen yanıl değişimler (Kuzey-Kuzeydoğu Trakya). Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri. 128-143.
- Holmes, A.W., 1961. A Stratigraphic review of Thraces. TPAO Rap. 368., s. 20.
- İçel, İ ve Sulu, K., 1999. İstanbul Yarımadası'nın Tersiyer Jeolojisi ve Kömür Olanakları. Maden Tetkik ve Arama Raporu (Yayınlanmamış).
- Jackson, R.G., 1976. Depositional models of point-bar in the Lower Wabash River Journal of Sedimentary Petrology, 46, 573-594.
- Kara, H., Tuncalı E. 1986. Tekirdağ İli-Marmara Ereğlisi arasındaki sahanın kömür olanakları raporu. Maden Tetkik ve Arama Derleme No.7189., s. 26.
- Kasar, S., 1987. Edirne-Kırklareli-Saray(Kuzey Trakya) bölgesinin jeolojisi: Türkiye 7. Petrol Kongresi, s. 281-297, Ankara.
- Kasar, S., 1995. Trakya Havzası Kuzey Şelfinin Jeolojisi. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu bildiri özleri, s. 23. Lüleburgaz-Kırklareli
- Kasar, S., Bürkan, K., Siyako, M., Demir, O., 1983. Tekirdağ-Şarköy-Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları T.P.A.O. Arama Grubu Arşivi No:1771.s.71.
- Kasar, S., Eren, A.A., 1986. Kırklareli-Saray-Kıyıköy Bölgesinin jeolojisi: T.P.A.O. Arşiv No.(Yayınlanmamış).
- Keskin, C., 1974. Kuzey Ergene Havzasının Stratigrafisi: Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, Ed., Okay, H., ve Dileköz, E., Ankara, 137-163.
- Lebküchner, R.F., 1974. Orta Trakya Oligosenin Jeolojisi hakkında Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 83, 1-29.

- Miall, A.D., 1978. Fluvial Sedimentology : Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoirs, 859 p.
- Müller, G., 1966. The new Rhine delta in lake Constance. In: Deltas in their Geologic Framework (Ed. L. Shirley), Geological Society of Houston, pp.108-124.
- Nelson, C.H., 1982. Modern shallow-water graded sand layers from storm surges bearing shelf:anemic of Bouma sequences and turbidite systems. Jour., Sed., Petrology, 52, 537-546.
- Perinçek, D., 1991. Possible strand of the North Anatolian Fault in the Thrace basin, Turkey an interpretation. Turkish Association of Petroleum Geologists, 75, 241-257.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. Depositional sedimentary environments-2th Edition, 549p. Berlin Heidelberg, NewYork Springer-Verlag
- Saraç, G., 1987. Kuzey Trakya Bölgesinde Edirne-Kırklareli-Saray-Çorlu-Uzunköprü- Derelkebir yörelerinin memeli paleofaunası : Ankara Üniv.Fen.Bil.Enst.Jeo.Müh.Anabilim Dalı Yüksek lisans tezi.
- Sakıncı, M., Yalıtırak, C., Oktay, F.Y., 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys-paratethys relations at northwestern Turkey (Thrace). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 153, 17-40.
- Selley, R.C., 1985. Ancient Sedimentary Environments and their subsurface diagnosis (Third Edition). English language Book Society, Chapman and Hall, 317p.
- Singh, J., 1972. On The Bedding In The National-Levee and Point-bar deposits of the Gomt. River, Uttar pradesh Indian Sedimentary Geology, 7, 309-317.
- Sirel, E., Gündüz H., 1976. Kırklareli (Kuzey Trakya) denizel Oligosenin stratigrafisi ve nümümlites türleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 155-158.
- Siyako, M., Bürkan, K., Okay, A.I., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaalarının Tersiyer Jeolojisi ve hidrokarbon olanakları . Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1/3, 183-200.
- Sümengen, M. Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E.N., Ünay, E., Gürbüz, M., Atalay, Z., 1987. Gelibolu Yarımadası ve güneybatı Trakya Tersiyer Havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği. Maden Tetkik ve Arama Derleme No. 8218, (Yayınlanmamış), s. 120.
- Şenol, M., 1980. Keşan(Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) yakın yörelerinde Oligosen yaşlı birimlerin çökel ortamları ve linyit oluşumları: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 133-140.
- Şentürk, K., Okay, A.I., 1984. Saroz Körfezi dogusunda yüksek basınç metamorfizması. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 97/98, 152-155.
- Taner, G., 1995. Batı Trakya Havzasının Mollusk Faunası ve Yaşı. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu Bildiri Özleri, S. 1, Lüleburgaz-Kırklareli.
- Toker, V., Şengüler, I., Yıldız, A., 1995. Trakya Havzası güneyinin Orta Eosen-Oligosen birimlerinin nannoplakton biyostratigrafisi. Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu bildiri özleri, s. 30-31.
- Turgut, S., Türkaslan, M., Perinçek, D., 1991. Evolution of the Thrace Sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation and production of Europe's Hydrocarbons, Oxford University Press, pp. 415-437.
- Umut, M., Kurt, Z., İmlik, M., Özcan, I., Sarıkaya, H., Saraç G., 1983. Tekirdağ, Silivri(İstanbul), Pınarhisar alanının Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Derleme No. 7604 (Yayınlanmamış).
- Umut, M., Kurt, Z., İmlik, M., Ateş, M., Saraç., 1984. Edirne-Kırklareli, Lüleburgaz, Uzunköprü civarının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Derleme, Rapor No. 7604, (Yayınlanmamış).
- Ünay, E., De Bruijn, 1984. One some Neogene rodent assemblage from both sides of the Dardanelles, Turkey. Newls. Stratigraphy, 13, 119-132.
- Walker, R.G., (Ed), 1979. Facies Models. Geoscience Canada Reprint Series 1. Geological Society of Canada, Waterloo, 1-1-3-9-4, 7-2-1.
- Warne, J.E., 1971. Muga Lagoon coastal Southern California: Origin, sediment and productivity. In: Castaneres, A.A., Phleger F.B., eds., Coastal Lagoons, a Symposium, Mexico, Universidad Nacional Autonoma, p. 137-154.
- Wright, L.D., 1985. River Deltas : Coastal sedimentary environments. (Ed.

- Dewies, R.A), 2nd ed., Springer-Verlag, New York, 1-76.
- Yağmurlu, F, 1991. Yalvaç-Yarıkkaya Neojen Havzasının stratigrafisi ve depolanma ortamları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 34, 9-19.
- Yalıtırak, C., 1995. Gaziköy-Mürefte arasındaki sedimantolojisi ve tektoniği. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6, 93-112.
- Yalıtırak, C., 1996. Ganos Fay sisteminin tektonik tarihi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 8, 137-156.
- Yurtsever, A., İmik, M., Özcan, İ., Arda, A., Çağlayan, M.A., 1993. Yıldızdağlarının (Istranca Masifi) jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Derleme Rapor No.9929, 2 cilt, 400 s (Yayımlanmamış).

HEKİMHAN (MALATYA) ÇEVRESİNDEKİ ÜST KRETASE YAŞLI VOLKANİKLERİN ALTERASYON MİNERALJİSİ VE JEOKİMYASI : DENİZSUYU-KAYAÇ ETKİLEŞİMİNE BİR ÖRNEK

ALTERATION MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE UPPER CRETACEOUS VOLCANICS AROUND HEKİMHAN (MALATYA), CENTRAL EAST TURKEY : AN EXAMPLE FOR THE SEAWATER-ROCK INTERACTION

Hüseyin YALÇIN
Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas

ÖZ : Hekimhan çevresinde Üst Kretase yaşlı, ortaç, subalüminalı, potasik ve alkalin bileşimli trakian-dezitik volkanik kayalar yaygın bozuşma göstermektedir. Deniz suyu-kayaç etkileşimi sonucu volkanik malzemenin yaklaşık % 30'u bozuşmuş ve neoformasyon minerallerinden zeolit (analsim), karbonat (kalsit, dolomit), silika (kuvars), kil (smektit, illit, klorit, kaolinit, karışık tabakalı C-S ve I-S) ve Fe-oksit / hidroksitler (hematit, götit) oluşmuştur. Bozuşma sonucu kayada ortalama Fe, Mg ve Ca-oksitte zenginleşme; Na ve K-oksitte tüketilme gerçekleşmiştir. Si ve Al-oksitte ise çok az bir fakirleşme gözlenmektedir.

Volkaniklerdeki bozuşma süreci dört aşamayı kapsamaktadır : (1) Vesiküllerin neoformasyon mineralleri ile doldurulması (özellikle analsim, klorit ve C-S), (2) camsı ve mikrokristalin matriksin ayrışması, (3) açık (plajiyoklaz) ve koyu renkli minerallerin (hornblend) ornatılması, (4) kayaların gözenek, yüzey ve çatlaklarına Fe-minerallerinin yerleşmesi. Aynı kayada farklı fizikokimyasal koşulları gerektiren minerallerin birlikteliği başlıca iki parametre tarafından denetlenmiş gözükmektedir. Bunlardan birincisi deniz + gözenek suyunun fizikokimyası (pH, tuzluluk ve/veya alkalinite, bileşim), ikincisi ise kayacın dokusal özelliği (kristalinite derecesi, taneellik, gözeneklilik vb.), mineralojik-kimyasal bileşimi ve bozuşma derecesidir (çözünme hızı ve miktarı).

Anahtar kelimeler : Hekimhan, Üst Kretase, volkanik, bozuşma, analsim, fillosilikat.

ABSTRACT : Upper Cretaceous trachyandesitic volcanic rocks with intermediate, sub-aluminous, potassic and alkaline compositions are intensively altered in the Hekimhan around. A volcanic material of 30 % was approximately altered as a result of seawater-rock interaction and thus neoformation minerals such as zeolite (analcime), carbonate (calcite, dolomite), silica (quartz) clay (smectite, illite, chlorite, kaolinite, mixed-layers C-S and I-S) and Fe-oxide / hydroxide (hematite, goethite) were occurred. The enrichments in Fe, Mg and Ca-oxides, and depletions in Na and K-oxides are happened in the rocks dependent upon the alteration. A little amount of depletion in Si and Al-oxide were also observed.

Alteration processes in the volcanics comprise the four stages : (1) filling of vesicles with the neoformation minerals (particularly analcime, chlorite and C-S), (2) hydrolyses of glassy and microcrystalline matrix, (3) replacement of felsic (plagioclase) and mafic (hornblend) minerals, (4) settling of Fe-minerals within the pore, surface and fissures of the rocks. The association of minerals requiring different physicochemical conditions in the same rock seem to be controlled by two major parameters. First is physicochemistry of sea + pore water (pH, salinity and/or alkalinity, composition), the second is textural feature (crystallinity degree, granularity, porosity etc.), mineralogical-chemical composition and alteration degree of rock (dissolution rate and quantity).

Key words : Hekimhan, Upper Cretaceous, volcanic rock, alteration, analcime, phyllosilicate.

GİRİŞ

Speiss vd. (1980) tarafından hidrotermal bozuşma (alterasyon) ve deniz suyu arasındaki önemli bağlantının ortaya konulmasından sonra, özellikle okyanus kabuğu içindeki denizaltı hidrotermal sistemlerine eşlik eden bozuşma ürünlerine yönelik çok sayıda inceleme yapılmaya başlanmıştır (Örneğin, Alt, 1995 ve içindeki kaynaklar). Volkanik kayaların yüzeysel bozunma ve düşük-sıcaklık derinsel bozuşması, ana kayaçta mineralojik ve kimyasal değişimlere neden olmaktadır. Farklı jeolojik ortamlarda gelişebilen bozuşma süreçlerine bağlı olarak volkanik kayaların gözenek ve matriksinde neoformasyon, volkanojenik kristallerinde ise ornatma mineralleri oluşmaktadır. Bu minerallerin başlıcaları zeolit, fillosilikat, silika, karbonat ve Fe-oksit / hidroksitlerdir.

Hekimhan çevresindeki volkanik dizilim Üst Kretase ve Neojen yaşlı birimlerde gözlenmektedir. Bunlardan Neojen volkaniklerinden Yamadağı'nın bazaltik kesiminin petrojenezi Yalçın vd. (1998) tarafından ayrıntıları ile açıklanmıştır. Yamadağı volkanizmasının riyolitik kesimi hemen hemen bütünüyle hidrotermal kaolinleşme göstermekte olup, Yalçın (1991) tarafından incelenmiştir. Bu çalışmada ise Üst Kretase yaşlı denizaltı volkaniklerinin bozuşma süreçleri, minerallerin kökeni ve oluşan minerallerin türünü denetleyen faktörler tartışılmıştır.

STRATİGRAFI VE LİTOLOJİ

Hekimhan ilçesi çevresinde Jura'dan Miyosen'e kadar değişik ortam, yaş ve litolojilere sahip birimler bulunmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Öztürk vd.1996). Üst Kretase yaşlı volkanik ürünler denizaltı lav akıntıları ve volkanoklastikler ile temsil edilmektedir. Lav türü ürünler Deveci volkanikleri olarak tanımlanmış, volkanoklastikler ise Kösehasan formasyonu içinde değerlendirilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Volkanoklastikler fliş fasiyesindeki silisiklastik-karbonat kayalarının en üst kesimlerinde kılavuz seviye (10-17 m) niteliğinde yer almaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1991).

Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar Hekimhan'ın kuzey-kuzeydoğusunda Hacılar, Deveci ve Çanakkınar köylerinin kuzeyinde olmak üzere üç yörede, doğu-batı yönde yüzeylenmekte olup, yaklaşık 30 km²'lik bir alan kapsamaktadır (Şekil 1). Yoğun bir bozuşma gösteren volkaniklerde başlıca üç farklı fasiyesi ayırt edilmiştir : (1) Yeşil renkli amigdaloidal volkanikler, (2) Bordo renkli masif volkanitler, (3) Gri renkli porfiritik volkanikler. Birinci fasiyesi temsil eden volkanitlerde yeşil renkli min-

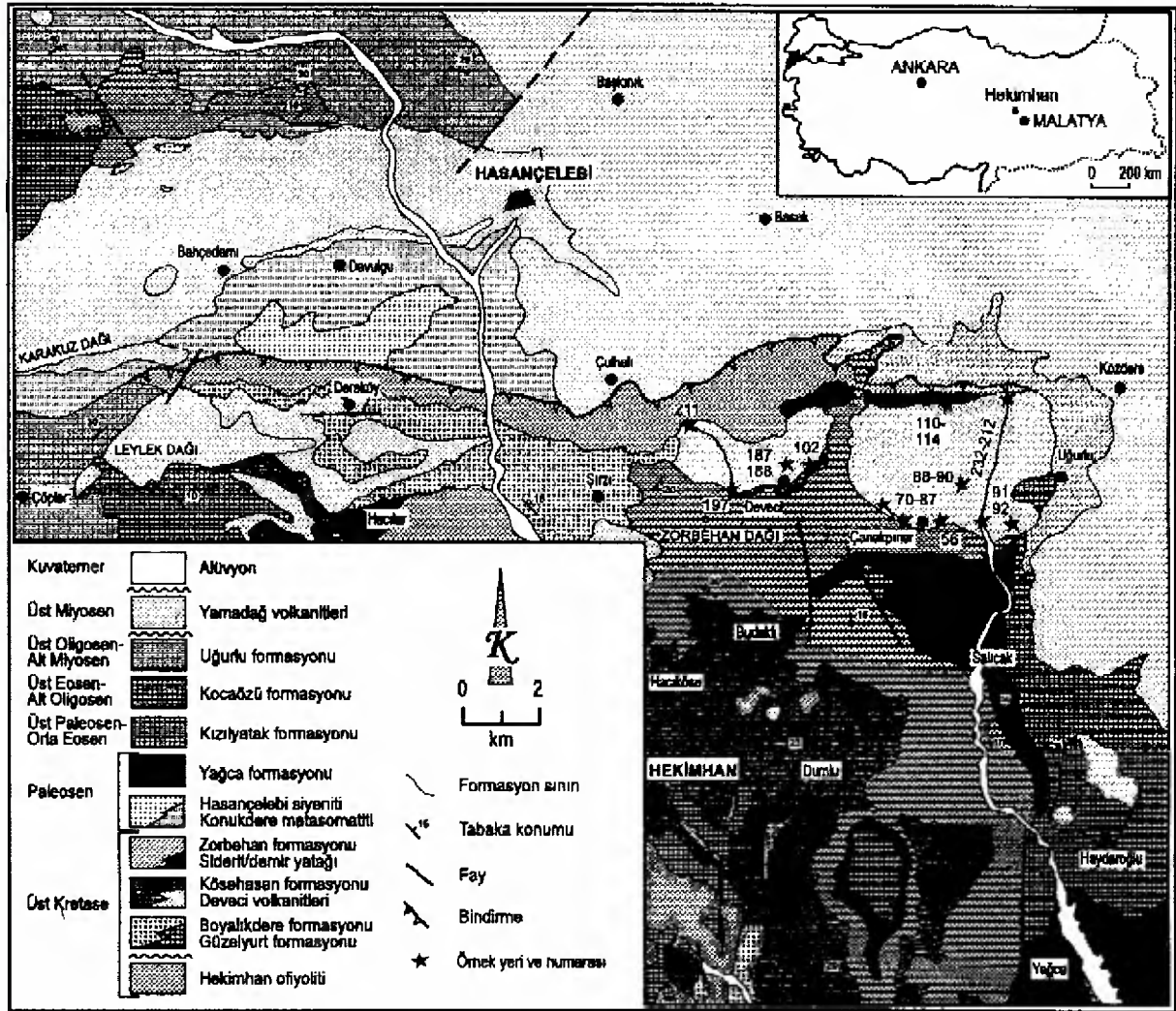
eraller vesikülleri doldurduğu gibi, kayacın matriksinde yeşil renkli benekler de oluşturmuş ve kayaca breşik bir görünüm kazandırmıştır. İkinci fasiyesteki volkanikler ince taneli ve masiftir. Buna karşın, porfiritik volkaniklerdeki feldispat fenokristalleri kolaylıkla seçilebilmektedir. Tüm fasiyesteki volkanikler gri-kahverengi ve iri fenokristalli porfiritik daykılarla (0.5-1.5 m) kesilmektedir. Ayrıca volkaniklerin gözenek, yüzey ve kırık zonlarında siyah renkli ve parlak Fe-sıvamalarına (çoğunlukla spekülür hematit) ve saçılımlarına rastlanılmaktadır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Volkanik kayalardan toplam 52 adet kayaç örneği alınmış ve Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) incelenmiştir. Optik mikroskop incelemeleri, Nikon marka, binoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda yapılmış ve ince-kesitli yapılabilen bütün örneklerde uygulanmıştır. İnce-kesit petrografisi ile bileşenler ve dokusal özellikler tanımlanarak kayaların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

X-ışınları kırınımı (XRD) çalışmalarında kullanılan örnekler önce 3-5cm'lik parçalar halinde çekiçle, daha sonra Fritsch marka çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde yaklaşık 10-20 dk. süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme naylon torbalara konulup etiketlendikten sonra çözümlemelere hazır konuma getirilmiştir. XRD çözümlmeleri 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. İnce taneli bozuşmuş volkanik kayaların tümkayac ve kil boyu bileşenleri (< 2 µm) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayac ve kil fraksiyonu hesaplamalarında Çizelge 1 ve 2'deki mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, yansımalar mm cinsinden ölçülmüştür. Bu yöntemde tüm kayac için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak kullanılmıştır.

Sedimentasyon yöntemi ile ayrılan kil fraksiyonu için santrifüjleme işlemi Heraeus Sepatech marka Varifuge 3.2 S model 5600 devir/dak. hıza ve 200 cc kapasiteli metal ko-



Şekil 1. Hekimhan çevresinin jeoloji haritası (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Öztürk vd. 1996).
Figure 1. Geology map of Hekimhan around (Bozkaya and Yalçın, 1992; Öztürk et al. 1996).

delere sahip santrifüjde yapılmıştır. Ayrılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet yönlendirilmiş lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı 2θ=2-30° (hata miktarı ±0.04°) olarak ayarlanmıştır. d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

I-S ve smektitlerin oktaedrik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla b_0 -parametresi hesaplanmıştır. Bu ölçüm, kuvarsın (211) piki ($2\theta = 59.982^\circ$,

$d=1.541 \text{ \AA}$) referans alınarak $2\theta = 59-63^\circ (\pm 0.01^\circ)$ kayıt aralığında ve $1^\circ/\text{dak}$ gonyometre hızında ölçülmüştür. I-S'deki illit veya smektit oranı, Moore ve Reynolds'un (1997) değerlerinden elde edilen $\% \text{ illit} = 183.41 \ln(\Delta^\circ 2\theta) - 297.48$ ($R^2=0.9896$) denkleminde itibaren hesaplanmıştır. Burada $\Delta^\circ 2\theta$, I-S'lerin glikollü çekimlerdeki d_{005} ve d_{003} yansımalarına karşılık gelen 2θ 'lar arasındaki farkı ($\Delta^\circ 2\theta = 2\theta_{005} - 2\theta_{003}$) ifade etmektedir.

Illit ve klorit politipleri, bu minerallerin yönlendirilmemiş toz fraksiyonları üzerinde $2\theta=16-36$ ve $31-52^\circ$ arasındaki tanımlan (diagnostik) pikler yardımıyla saptanmıştır (Bailey, 1988). Kaolinit politiplerinin belirlenmesinde ise $2\theta = 2-65^\circ$ kayıt aralığında çekim yapılmıştır. Politipi incelemelerinde $2^\circ/\text{dak}$ gonyometre hızı kullanılmıştır.

Çizelge 1. Dolomit referans alınarak hesaplanan mineral şiddet faktörleri.

Table 1. Mineral intensity factors calculated as a reference of dolomite.

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Dolomit	(104)	2.89	30.92	1.00
Kalsit	(104)	3.04	29.36	0.86
Kuvars	(101)	3.34	26.64	0.89
Opal-CT	(101)	4.04	21.98	2.72
Feldispat	(040)	3.20	27.86	3.28
Analsim	(400)	3.42	26.03	2.44
Piroksen	(2 21)	2.94	30.38	3.67
Biyotit	(001)	10.1	8.75	6.53
Hematit	(104)	2.69	33.28	3.06
Götit	(011)	4.18	21.24	4.65
Kil (Smektit)	(001)	-15	6	18.98
Kil (İllit)	(001)	10.0	8.84	22.81
Kil (İllit)	(003)	3.35	26.58	13.18
Kil (Klorit)	(001)	14.3	6.16	9.40
Kil (Klorit)	(002)	7.16	12.36	4.20
Kil (Klorit)	(003)	4.72	18.79	6.05
Kil (Kaolinit)	(001)	7.20	12.28	7.69
Kil (Kaolinit)	(002)	3.57	24.92	7.63

Çizelge 2. Kaolinit-EG referans alınarak hesaplanan kil minerali şiddet faktörleri.

Table 2. Clay mineral intensity factors calculated as a reference of kaolinite-EG.

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Kaolinit	(002)	3.57	24.92	1.00
İllit	(001)	10.0	8.84	1.52
İllit	(002)	5.03	17.62	2.80
İllit	(003)	3.35	26.58	1.38
Smektit	(001)	~15	~6	1.57
Smektit	(002)	8.6	10.28	13.05
Smektit	(003)	5.7	15.52	9.39
Smektit	(005)	3.4	26.18	5.57
Klorit	(001)	14.3	6.16	3.41
Klorit	(002)	7.16	12.36	0.65
Klorit	(003)	4.72	18.79	2.01
C-S	(002)	15.5	5.70	7.57
C-S	(004)	7.8	11.34	6.25
C-S	(006)	5.2	17.04	16.18
I-S	(003)	8.2	10.78	6.41
I-S	(005)	5.4	16.40	10.85
I-S	(008)	3.38	26.34	3.21

Kloritlerin yapısal formülleri, XRD bazal yansımaları kullanılarak hesaplanmıştır. Tetrahedral Al için $Al^{IV} = (14.55 - d_{001}) / 0.29$ formülü (Brindley, 1961) kullanılmış olup, d_{001} (Å) ölçümü için $d_{005} \times 5$ alınmıştır. Burada $Al^{VI} = Al^{VI}$

kabul edilmiştir. Fe^{VI} saptanmasında Brown ve Brindley'in (1980) oktahedral Fe^{VI} karşılık gelen şiddet oranlarına $I_{Fe} = I[(002) + (004)] / [I(001) + I(003)]$ göre, regresyon eğrisi çizilmiş ve $Fe^{VI} = 2.5083I_{Fe} - 1.7544$ ($R^2 = 0.9841$) denklemi elde edilmiştir. Bu biçimde elde edilen Fe^{VI} içeriği, $I(004)/I(003)$ ve $I(002)/I(001)$ oranlarının kullanıldığı Chagnon ve Desjardins (1991) yöntemi ile de uyumludur.

C-S minerallerindeki % klorit veya % smektit içeriği, Moore ve Reynolds'un (1997) verdiği değerlerden itibaren elde edilen regresyon eğrisinin denklemi % Klorit = $27.872(\Delta^{\circ}2\theta) + 452.51$ ($R^2 = 0.9917$) ile hesaplanmıştır. $\Delta^{\circ}2\theta$ değeri, C-S'in glikollü çekimlerinde d_{008} ve d_{004} yansımalarına karşılık gelen 2θ açıları arasındaki farkı ($\Delta^{\circ}2\theta = 2\theta_{008} - 2\theta_{004}$) temsil etmektedir.

İllit "kristallik derecesi" ölçümlerinde Kübler (1968; 1984) indisi ($d_{001} = 10\text{-Å}$ illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği : $\Delta^{\circ}2\theta$) kullanılmıştır. Bu işlemlerin kalibrasyonunda Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristallik derecesi standartları (CIS) esas alınmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1996).

Analsimlerin birim hücre boyutu (a_0) ve kimyasal bileşimleri arasındaki ilişki Saha (1959) yöntemi ile Coombs ve Whetten'in (1967) regresyon eğrisi birleştirilerek araştırılmıştır. Burada analsimin (963) yansıması ($d = 1.22 \text{ Å}$) kullanılmış, kayıt aralığı $2\theta = 59\text{-}80^{\circ}$ olarak seçilmiş, aletin kalibrasyonunda ise kuvarın (211) piki ($2\theta = 59.982^{\circ}$, $d = 1.541 \text{ Å}$) referans alınmıştır. Araştırmacıların regresyon eğrisinden itibaren $Al = \exp [(5.2842 - \Delta^{\circ}2\theta) / 1.2703]$ $R^2 = 0.9992$ denklemi elde edilmiş ve böylece analsimlerin birim hücre bileşimleri hesaplanmıştır. $\Delta^{\circ}2\theta$ değeri, analsimin d_{639} ve silisyumun d_{331} farkına ($Al_{639} - Si_{331}$) karşılık gelmektedir.

Bir taze volkanik kayaç örneğinde (HB-102) minerallerin mikroprob analizi Université Blaise Pascal'da (Clermont-Ferrand, Fransa), CAMEBAX Microsound marka mikrotaramalı X-ışını mikroprob analizör'de gerçekleştirilmiştir. Ana elementlerin ölçüldüğü bu yöntemde hata sınırları % 0.01-0.10 arasındadır.

Hem taze ve hem de bozmuş volkaniklerde yapılan ana ve iz/ eser element çözümlenmeleri, Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi'nde (XRF), toz örnek Al-kapsüllere konularak yaklaşık 10 tonluk yük altında preslenen pastiller üzerinde gerçekleştirilmiştir. Kimyasal analizler USGS (Flanagan, 1976) ile CRPG, GIT-IWG ve ANRT (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde % ± 2 ,

eser/iz elementlerde % ± 5 mertebesinde dir. Ateşte kayıp (LOI) ise örneğin etüvde 110 °C de 16 saat kurutulduktan sonra, fırında 1000 °C deki su ve uçucuların % ağırlığına karşılık gelmektedir. Kimyasal çözümlenmelerde ana (major) elementler % oksit cinsinden SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Σ Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; iz/eser element çözümlenmeleri ppm cinsinden Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y ve Th elementlerini kapsamaktadır.

İNCE-KESİT PETROGRAFİSİ

Volkanik kayaçlar, Mackenzie vd.'nin (1988) tanımlamalarına göre, genellikle üç farklı dokusal ilişki göstermektedir : a) Eştanesel olmayan dokulardan porfiritik, b) Boşluk dokularından amigdalooidal, c) Yönlü dokulardan trakitik-hiyalopilitik veya pilotaksitik. Volkaniklerde yer yer breşleşmeler / breşik doku da gelişmiştir. Volkanik lavların bağlayıcı malzemesini genellikle volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri oluşturmaktadır (hipokristalin veya hipohiyalin). Bazı örneklerde ise hamurun tamamına yakını kristallerden meydana gelmiştir (holokristalin).

Volkaniklerde belirlenen mineraller; açık renkli bileşenlerden plajiyoklaz ve sanidin, koyu renkli bileşenlerden ise hornblend, biyotit, ojit, enstatit ve Fe-oksitlerdir. Streckeisen (1978) sınıflamasına göre, bunlar andezit olarak adlandırılmıştır.

Volkanik kayaçları oluşturan bileşenlerde yaygın bozuşmalar gözlenmektedir. Bunlardan volkanik camda killeşme, kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, serisitleşme ve Fe-oksidasyonu gözlenmektedir. Ayrıca, plajiyoklazlarda killeşme (kaolinleşme), serisitleşme, karbonatlaşma (kalsitleşme ve dolomitleşme) ve kloritleşme, piroksenlerde kloritleşme ve karbonatlaşma, hornblendlerde kloritleşme ve opaklaşma, biyotitlerde opaklaşma gelişmiştir.

Mikrolitik-porfirik ve amigdalooidal dokulu volkanik kayaçlarda genellikle 1 mm'den küçük küresel ve oval boşluklarda, bağlayıcı malzemede ve çatlaklarda farklı neoformasyon mineralleri gelişmiştir. Bunlardan analsimler zayıf bir anizotropi göstermekte ve çevresinde çok ince bir kuşak halinde klorit ve/veya C-S ile çevrelenmektedir. (Şekil 2a). Matrikste serisit oluşumları da gözlenene aynı kayacın gözeneklerinde/boşluklarında kalsit ve klorit mineralleri de belirlenmiştir.

Kloritler matrikste gelişebildiği gibi (Şekil 2b), amigdalleri bütünüyle veya kısmen doldurmuş durumda da bulunabilmektedir (Şe-

kil 2c). Matrikste illitin yanı sıra I-S biçimindeki serisitik oluşumlar da gözlenmektedir. Matrikste kloritler, iğnemsiz / lifsi bireylerin oluşturduğu yelpaze biçimlere sahiptir (Şekil 2d). Bazı volkanik kayaçların matriksinde illitik serisit yanı sıra, gözeneklerinde büyümüş jel dokulu kloritler de gözlenmiştir (Şekil 2e). Plajiyoklaz fenokristallerini ornatın klorit ve kalsitlerin yanı sıra (Şekil 2f), bazı örneklerde bütünüyle kloritleşmiş hornblendler ve lifsi kristallerin oluşturduğu yelpaze biçimli kloritler ayırt edilebilmektedir (Şekil 3a).

Amigdalleri dolduran bir diğer mineral de kalsedonik kuvarlardır (Şekil 3b). Amigdallerin arasında ve matrikste serisit oluşumlarına da rastlanılmaktadır. Serisitler, plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerini ornatır biçimde de bulunmaktadır (Şekil 3c).

Amigdallerde gelişen diğer bir kil minerali de kaolinit olup, (Şekil 3d), bazı örneklerde gözenekteki kaolinit mineralleri kloritler tarafından sarılmıştır. Plajiyoklazları ornatın kaolinit oluşumlarına da rastlanılmaktadır (Şekil 3e).

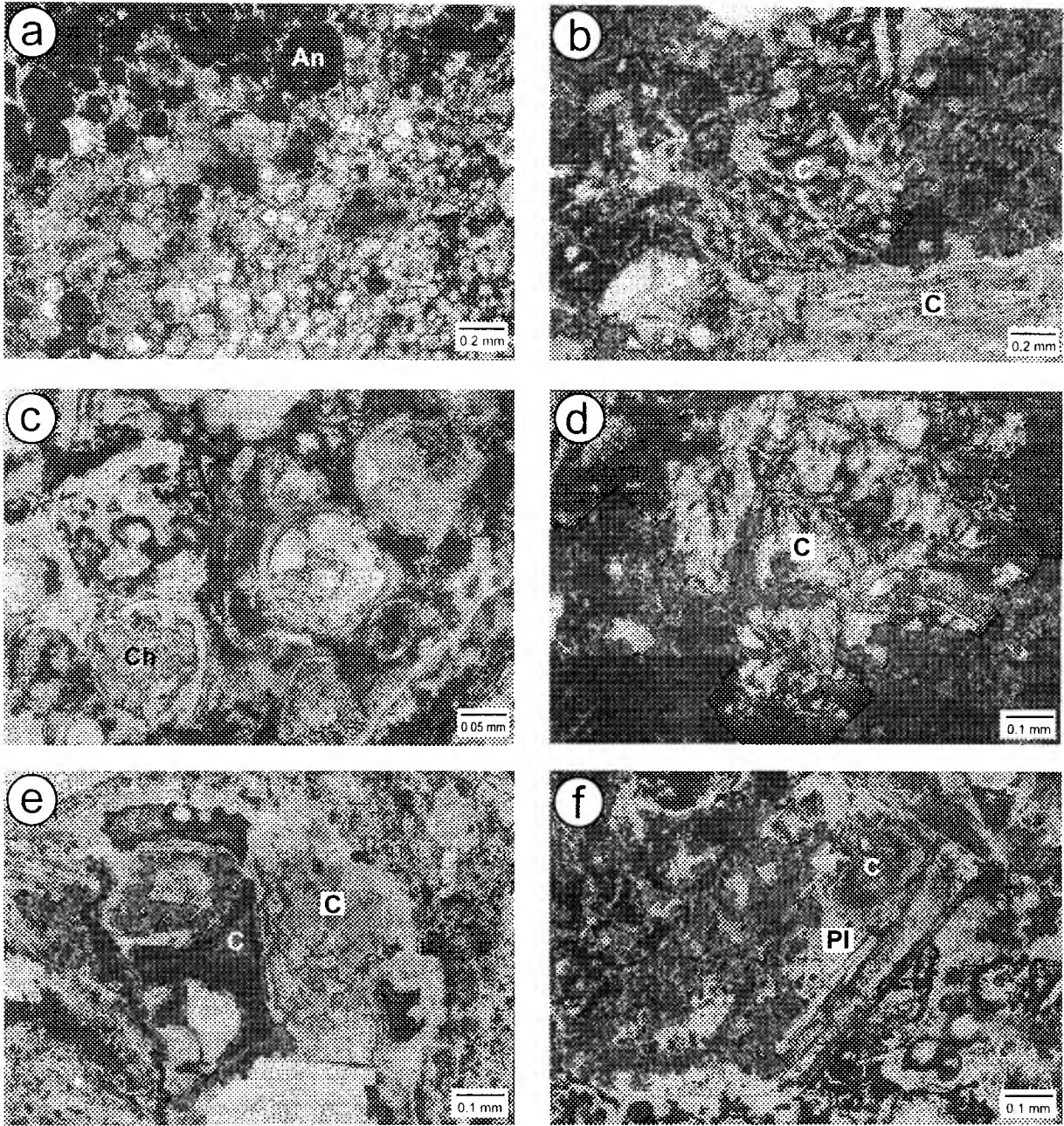
Gözeneklerde karbonat minerallerinden kalsitin yanı sıra, dolomit de bulunmaktadır (Şekil 3f). Özşekli dolomitler jel dokusu göstermekte olup, yer yer kloritler tarafından kuşatılmıştır.

X-İŞİNİ MİNERALOGİSİ

Bozuşmuş volkanik kayaçlar, hem volkanojenik (feldispat, biyotit ve piroksen) ve hem de neoformasyon mineralleri (kil, analsim, dolomit, kalsit, kuvars, hematit ve götit) içermektedir. En tipik birliktelikler Şekil 4'de sunulmuştur. Bu minerallerin bazı istatistiksel sonuçları ise Çizelge 3'te görülmektedir. Feldispat tüm örneklerde ve en bol bulunan mineraldir. En az rastlanılan mineral ise biyotittir. Götit çok düşük miktarlarda (< % 5) bazı örneklerde gözlenirken, speküler hematitin yaygınlığı dikkati çekmektedir. Volkanik kökenli minerallerin ortalama miktarı % 68 olup, volkanojenik malzemenin ortalama % 32'sinin bozuşmaya uğradığına işaret etmektedir.

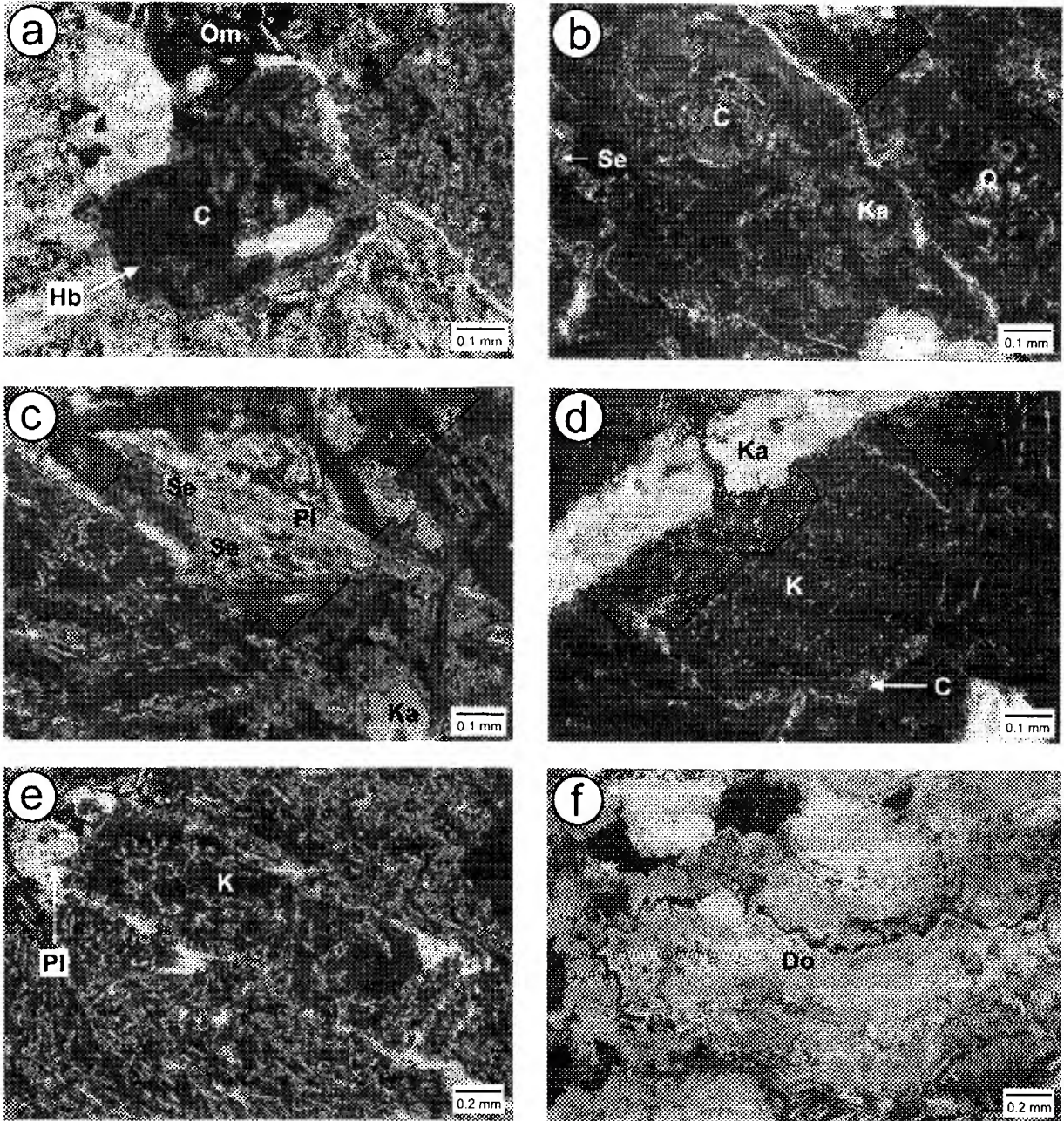
Kil minerallerini smektit, illit, klorit, kaolinit, I-S ve C-S oluşturmaktadır. Önemli kil parajenezleri Şekil 5'te verilmiştir. Kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmelerinden elde edilen sonuçlara göre (Çizelge 4), volkanik kayaçlarda en sık rastlanılan kil minerali illit, ancak en bol bulunan ise klorittir.

Glikollü çekimlerinde, smektitlerin $d_{(001)}$ bazal yansımaları birbirlerinin katları biçiminde olup, integral bir seriyi (Hoffman ve Hower,



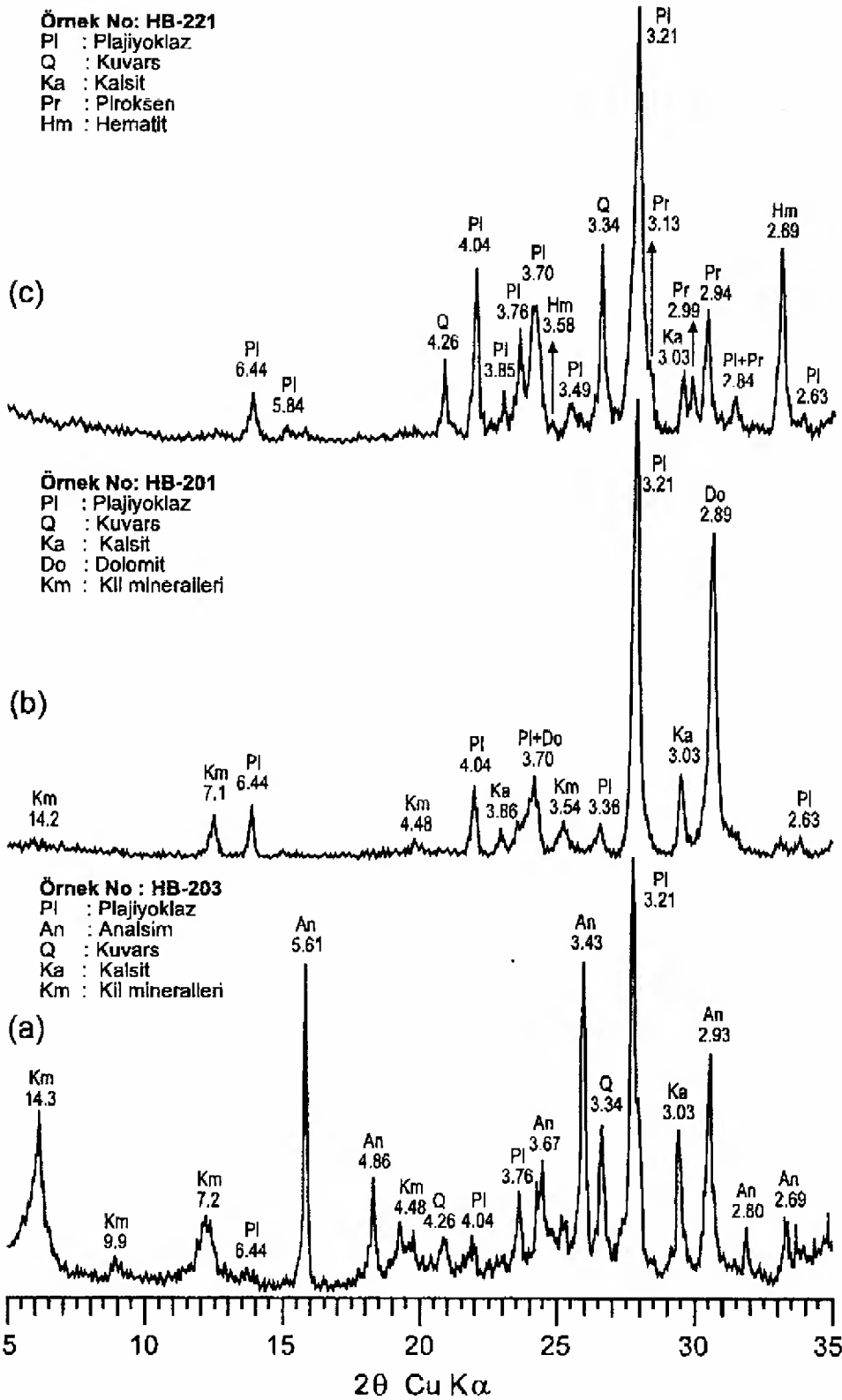
Şekil 2. Bozuşmuş volkanik kayalarda gelişen neof ormasyon mineralleri, a) Amigdallerde analcım (siyah) ve kalsit (HB-203, çift nikol=çn), b) Amigdallerde ve matrikste (sağ alt köşe) kloritler (HB-203, çn), c) Amigdalleri bütünüyle veya kısmen doldurmuş kloritler (HB-204, tek nikol=tn), d) Matrikste iğnemsiz / lifsi demetlerden oluşan yelpaze biçimli kloritler (HB-210, çn), e) Gözeneklerde jel dokulu kloritler (HB-207, tn), f) Plajiyoklaz fenokristalini ornat an klorit ve kalsitler (HB-203, tn).

Figure 2. Neof ormation minerals developed in the altered volcanic rocks, a) Analcime (black) and calcite in the amygdales (HB-203, crossed nicol=çn), b) Chlorites in the amygdales and matrix (right bottom corner) (HB-203, çn), c) Chlorites partly and completely filling amygdales (HB-204, single nicol=sn), d) Accicular / fibrous bunches of chlorite fan in the matrix (HB-210, çn), e) Chlorites with gel texture within the pores (HB-207, sn), f) Chlorite and calcites replaced plagioclase phenocrystal (HB-203, sn).



Şekil 3. Bozmuş volkanik kayalarda gelişen neof ormasyon mineralleri, a) Hornblendeli ornatan lifsi kloritler (HB-110, tn), b) Amigdallerde kalsedonik kuvars ve matrikste serisitler (HB-204, çn), c) Plajiyoklaz fenokristal ve mikrolitlerini ornatan serisitler (HB-211, çn), d) Amigdalde kaolinit yaprakçıkları (HB-208, çn), e) Plajiyoklaz fenokristalini ornatan kaolinitler (HB-229, çn), f) Gözeneklerde jel dokulu dolomitler (HB-225, tn).

Figure 3. Neof ormation minerals developed in the altered volcanic rocks, a) Fibrous chlorites replaced hornblende (HB-110, sn), b) Chalcedonic quartz in the amygdales and sericites in the matrix (HB-204, cn), c) Sericites replaced plagioclase phenocrystal and microlites (HB-211, cn), d) Thin plates of kaolinite in the amygdales (HB-208, cn), e) Kaolinites replaced plagioclase phenocrystal (HB-229, cn), f) Gel textured dolomites within the pores (HB-225, sn).



Şekil 4. Bozmuş volkanitlerde gelişen neoformasyon minerallerinin tipik X-ışını tümkayaç diffraktogramları, a) Analsim + Kil + Kuvars, b) Dolomit + Kalsit + Kil, c) Kalsit + Kuvars + Hematit.

Figure 4. Representative X-ray whole-rock diffractograms of neoformation minerals developed in the altered volcanics a) Analcime + Clay + Quartz, b) Dolomite + Calcite + Clay c) Calcite + Quartz + Hematite.

Çizelge 3. Tüm kayacı oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi.

Table 3. Statistical evaluation of whole rock-forming minerals.

Mineral	Bulunış frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama (%)	Genel Ortalama (%)*
Kalsit	45	1	17	4	2
Dolomit	40	3	27	8	3
Kuvars	74	1	21	6	5
Feldispat	100	18	100	62	63
Analsim	17	8	60	30	5
Biyotit	6	10	29	20	1
Piroksen	32	8	18	13	4
Hematit	36	2	21	8	3
Kil	77	5	49	18	14
Toplam					100

*Genel ortalama (%) = $(X/\Sigma X) \times 100$

X=Mineralin Bulunış frekansı/Aritmetik ortalaması

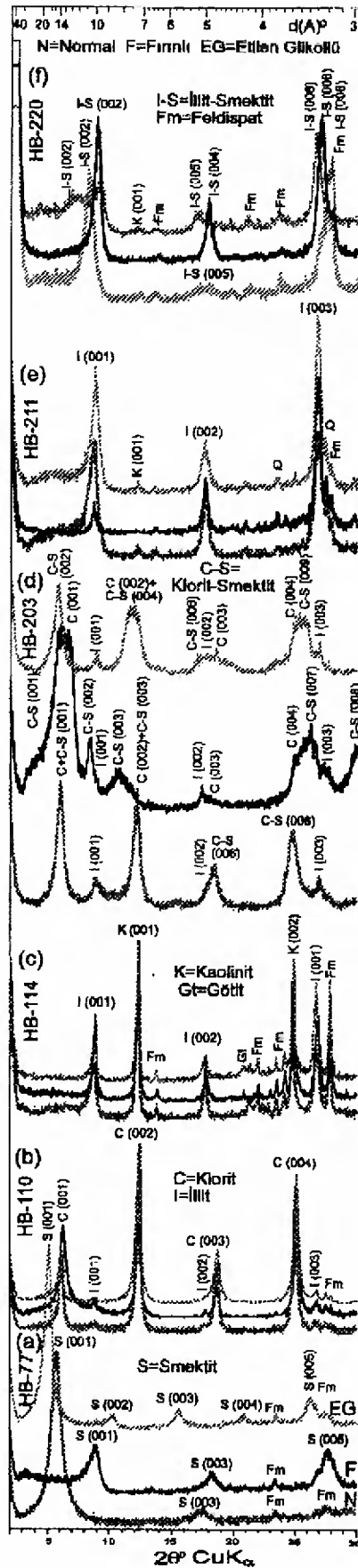
Çizelge 4. Kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi.

Table 4. Statistical evaluation of clay fraction-forming minerals.

Kil Minerali	Bulunış frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama (%)	Genel Ortalama (%)
Smektit	48	10	100	23	15
İllit	68	5	80	15	13
Klorit	64	5	90	36	30
Kaolinit	25	5	70	40	13
I-S	32	20	90	58	24
C-S	12	10	80	33	5
Toplam					100

Şekil 5. Bozmuş volkanitlerin tipik X-ışını kil fraksiyonu difraktogramları, a) Smektit, b) Klorit + İllit, c) Kaolinit + İllit, d) C-S + Klorit + İllit, e) İllit + Kaolinit, f) I-S + Kaolinit.

Figure 5. Representative X-ray clay fraction diffractograms of altered volcanics, a) Smectite, b) Chlorite + Illite, c) Kaolinite + Illite, d) C-S + Chlorite + Illite, e) Illite + Kaolinite, f) I-S + Kaolinite.



1979) temsil etmektedir (Şekil 5a). Bu da smektitlerin herhangi bir illit tabakası içermediğini işaret etmektedir. Smektitlerin glikollü çekimlerinde $\Delta^{\circ}2\theta=5.35$ bulunmuş olup, Moore ve Reynolds'un (1997) değerlerine göre de smektitler hiç illit tabakası içermemektedir. Smektitlerin d_{060} değerleri sırasıyla 1.496 Å ve 1.514 Å olup, dioktahedral ve trioktahedral bileşimlere karşılık gelmektedir. Smektitlerin miktarı, genellikle koyu renkli mineral içermeyen ve gözenekli olmayan bozuşmuş volkaniklerde artmaktadır.

I(002)/I(001) şiddet oranı Fe-kloritlerde artmakta, Mg-kloritlerde ise azalmaktadır (Şekil 5b). Kloritler iki örnekte (HB-110 ve HB-210) sırasıyla Ia ve Ib (monoklinik) poliptipindedir. d_{060} değerleri de 1.559 ve 1.553 Å olup, trioktahedral bileşime karşılık gelmektedir.

Kloritlerin yapısal formülleri, XRD bazal yansımaları yardımıyla elde edilen element miktarlarından itibaren belirlenmiş ve Foster (1962) sınıflaması esas alınarak adlandırılmıştır:

$(\text{Si}_{2.85}\text{Al}_{1.15})(\text{Al}_{1.15}\text{Fe}_{4.40}\text{Mg}_{0.45}\text{O}_{10})(\text{OH})_4$
(Şamozit, Örnek No. HB-205)

$(\text{Si}_{3.05}\text{Al}_{0.91})(\text{Al}_{0.91}\text{Fe}_{2.50}\text{Mg}_{2.59}\text{O}_{10})(\text{OH})_4$
(Brunsvigite, Örnek No. HB-110)

$(\text{Si}_{3.13}\text{Al}_{0.82})(\text{Al}_{0.82}\text{Fe}_{1.30}\text{Mg}_{3.88}\text{O}_{10})(\text{OH})_4$
(Diyabantit, Örnek No. HB-210)

Kaolinler, fırınlı çekim için d_{001} yansımalarında önemli şiddet kaybı göstermemekte (Şekil 5c) ve kaolinit poliptipi ile temsil edilmektedir.

Karışık tabakalı C-S minerallerinin glikollü çekimlerinde düşük $2\theta=5-6^{\circ}$ aralığında şiddetli d_{002} pikine sahiptir (Şekil 5d). Bu özellik düzenli bir aratabakalanmaya işaret etmektedir. Bir örnekte (HB-203) bu mineralin d_{009} ve d_{004} yansımaları için $\Delta^{\circ}2\theta=13.72$ ölçülmüştür. Moore ve Reynolds'un (1997) yöntemine göre, C-S minerallerinin % 70 klorit tabakası içerdikleri saptanmıştır. Aynı örneğin d_{060} yansıması 1.547 Å olup, kloritin trioktahedral (talk ve brusit) tabakalar ile temsil edildiğini göstermektedir.

İllitler geniş (001) pikler sergilemekte olup, açık illit yapısına sahiptir (Şekil 5e). İllitlerin d_{001} yansımasının yarı-yüksekliğindeki genişliği ($\Delta^{\circ}2\theta$) biçiminde ifade edilen illit kristalinite (Kübler, 1984) değeri üç örnek (HB-114, HB-216, HB-211) için 0.65, 0.87 ve 0.94 ölçülmüştür. Bu değerler, illitin volkanojenik biyotitden ziyade neoformasyon kökenli olduğunu göstermektedir. İllitin bir örnek (HB-211) için belirlenen d_{060} değeri (1.505 Å) de

dioktahedral mikalara (muskovitik bileşim) karşılık gelmekte olup (Hunziker vd., 1986), bu görüşü desteklemektedir.

Karışık tabakalı I-S minerallerinin glikollü çekimlerinde $2\theta=6.5-7.0^{\circ}$ aralığındaki şiddetli d_{002} pikinin varlığı, bunların R1 tipinde düzenli bir aratabakalanmaya sahip olduklarını göstermektedir (Şekil 5f). Bir örnek (HB-220) için I-S'lerin glikollü çekimlerinde d_{003} ve d_{005} yansımaları için $\Delta^{\circ}2\theta=7.79$ bulunmuştur. I-S'deki illit oranı Moore ve Reynolds'un (1997) verdiği değerlere göre, I-S'lerin yaklaşık % 80 illit içerdiği görülmüştür. Aynı örnek için d_{060} değeri 1.502 Å olup, dioktahedral bileşimi işaret etmektedir.

Bozuşmuş volkanitlerdeki analsimlerin kristalokimyasal özellikleri ile XRD verileri arasındaki ilişki Saha'nın (1959) yöntemi ile Coombs ve Whetten'in (1967) regresyon eğrisi birleştirilerek araştırılmıştır (Şekil 6). Diyagrama karşılaştırma amacı ile aynı yöreye ait Üst Kretase yaşlı piroklastik kayalarda saptanan analsimlerde konulmuştur (Yalçın ve Bozkaya, 1991). Diyagramda volkanik ve piroklastik kökenli analsimler belirgin bir biçimde birbirlerinden ayrılarak gruplanmaktadır. Piroklastik kayalardaki analsimler ideal bileşimlerine yakın ve sedimanter analsim alanında yer alırken, volkaniklerdeki Na'ca daha zengin alanda dağılım göstermektedir. Regresyon eğrisi denkleminde itibaren volkanik ve piroklastiklerdeki analsimlerin ortalama kimyasal bileşimleri sırasıyla aşağıdaki gibidir:

$\text{Na}_{16.8}\text{Al}_{16.3}\text{Si}_{31.2}\text{O}_{96} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($\text{Si}/\text{Al} \approx 1.86$) ve
 $\text{Na}_{15.6}\text{Al}_{15.6}\text{Si}_{32.4}\text{O}_{96} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($\text{Si}/\text{Al} \approx 2.08$).

JEOKİMYA

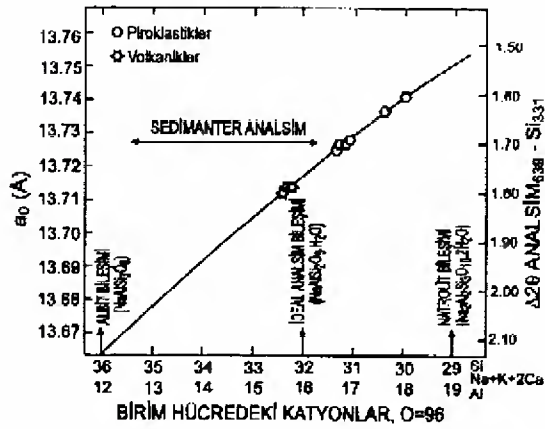
Mineral Kimyası

Trakiandezitik kayaç örneğindeki feldispat, biyotit ve Fe-Ti oksitlerin mikroprob analiz sonuçları ile sırasıyla 8, 11 ve 3 oksijen bazına göre hesaplanmış birim hücre bileşimleri Çizelge 5, 6 ve 7'te sunulmuştur.

Feldispatlar, üçlü katı çözümlü serisi sınırına paralel bir yönelim sunmaktadır (Şekil 7). Fenokristallerden plajiyoklazlar bütünüyle andezin, K-feldispatlar ise sanidin bileşimindedir. Mikrolitler, hem anortoklaz, hem de sanidin bileşimine sahiptirler. Ayrıca, fenokristallerin merkez ve kenarları arasında önemli bir bileşimsel farklılık gözlenmemiştir.

Biyotitlerde Mg/Fe oranı yaklaşık ortalama 1.00 olup, filogopit-annit serisinin (Deer vd. 1992) tam ortasına karşılık gelmektedir.

Fe-Ti oksitler, yüksek sıcaklık katı çözümlü serisinden ilmenit-hematit çizgisine yaklaşık paralel uzanmaktadır (Şekil 8). Bu mine-



Şekil 6. Bozuşmuş volkanitlerdeki analisimlerin birim hücre, kimyasal bileşim ve XRD verileri arasındaki ilişkiler (Coombs ve Whetten, 1967).

Figure 6. The relations among unit-cell, chemical composition and XRD data of analisims in the altered volcanics (Coombs and Whetten, 1967).

raller ilmenit, hemoilmenit ve ilmoematit olarak adlandırılabilir (Deer vd. 1992).

Kayaç Kimyası

Taze volkanik kayaların (ateşte kayıp < % 2) ana ve eser element çözümlenmeleri Çizelge 8 de, bozuşmuş örneklerinki ise Çizelge 9 de sunulmuştur. Taze volkaniklerin SiO_2 içerikleri % 55.59-64.81 arasında değişmekte olup; çoğunlukla tipik ortaç bileşimi (% 52-63) yansıtmaktadır. Alümina içeriğine göre (Hughes, 1982), moleküler $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ oranı 1.23-1.68, $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ oranı 0.87-1.25 arasında değişmektedir. Son oran 4 örnek için 1'den büyük; diğer 3 örnek için 1 den küçük olup, sırasıyla peralüminalı ve metaalüminalı kayalar grubuna girmektedir.

Volkanik kayalar ana ve iz element içeriklerine göre çeşitli araştırmacıların diyagramlarında sınıflandırılmış ve adlandırılmıştır. Le Bas vd.'nin (1986) alkali-silika diyagramında (Şekil 9), örnekler traki-andezitten ve trakite kadar giden geniş bir bileşimsel aralık sergilemektedir. Örneklerin normalif kuvars içerikleri yaklaşık % 3.9-11.2 arasında değişmektedir. Rickwood'un (1989) alkali-subalkali çizgisine göre bunların alkali karakteri belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Örneklerin dağılımları da fraksiyonel kristalleşme yönüne paralel dizilmektedir. Alkali oksitlerden sadece potasyum dikkate alındığında (Le Bas vd., 1986) volkanikler yüksek-K'lu kayalar olarak adlandırılabilir.

Çizelge 5. Feldispatların mikroprob analizleri ve yapısal formülleri (c=fenokristal merkez, r=fenokristal kenar, m=mikrolit).
Table 5. Microprobe analyses and structural formulas of feldspars (c=phenocryst core, r=phenocryst rim, m=microllite).

	c1	r1	r1	c2	c3	c4	c5	c6	r6	m7
SiO_2	57.38	56.53	56.99	66.16	65.21	66.57	61.64	57.52	58.31	67.21
Al_2O_3	26.50	27.73	26.63	20.27	18.83	18.83	20.35	26.77	27.69	19.10
FeO	0.44	0.37	0.36	0.49	0.39	0.43	0.44	0.31	0.43	0.30
CaO	8.98	10.16	8.37	1.28	1.27	0.25	1.52	9.11	9.78	0.27
BaO	0.17	0.04	0.14	0.28	0.38	0.05	0.24	0.00	0.18	0.00
Na_2O	5.93	5.31	5.78	5.04	4.78	3.50	5.64	5.65	5.24	3.23
K_2O	0.80	0.87	1.44	9.87	9.00	11.38	7.38	1.78	1.08	11.21
Σ	100.50	101.01	99.71	102.39	100.85	101.01	100.41	100.65	100.72	101.26
Si	2.58	2.90	2.93	2.93	2.94	3.00	2.91	2.58	2.53	3.00
Al	1.41	1.06	1.06	1.08	1.05	1.00	1.08	1.41	1.40	1.01
Fe	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Ca	0.43	0.06	0.06	0.06	0.06	0.01	0.07	0.44	0.47	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.52	0.43	0.43	0.43	0.42	0.31	0.51	0.49	0.46	0.28
K	0.05	0.50	0.50	0.50	0.52	0.65	0.42	0.07	0.06	0.64
Σ	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	4.98	5.02	5.00	5.00	4.98
Ab	51.78	46.15	50.79	43.30	41.54	31.43	50.41	48.99	45.97	30.00
Or	4.90	5.05	8.57	50.62	52.25	67.39	42.34	7.96	6.61	68.58
An	43.33	48.8	40.64	6.08	6.11	1.24	7.25	43.65	47.42	1.39
	c8	c9	c10	m10	m11	m12	m13	m14	m15	m16
SiO_2	64.30	56.67	55.91	56.51	64.79	64.12	66.53	62.60	63.70	65.50
Al_2O_3	19.53	20.11	27.84	27.00	19.74	19.36	17.93	24.26	23.20	22.75
FeO	0.31	0.59	0.41	0.41	0.28	0.31	0.36	0.39	0.40	0.43
CaO	1.22	1.04	10.04	9.38	1.34	0.68	0.81	5.97	4.61	3.43
BaO	0.22	0.17	0.00	0.00	0.25	0.41	0.07	0.13	0.28	0.31
Na_2O	4.78	4.92	5.19	5.39	4.75	3.98	4.03	6.40	6.42	6.04
K_2O	9.13	8.99	1.13	0.81	8.23	9.65	8.70	2.76	3.74	4.42
Σ	99.49	102.40	100.52	99.58	99.38	98.51	98.43	102.41	102.34	103.01
Si	2.94	2.94	2.51	2.56	2.94	2.95	3.03	2.74	2.79	2.85
Al	1.05	1.06	1.48	1.44	1.06	1.06	0.96	1.25	1.20	1.16
Fe	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Ca	0.06	0.07	0.48	0.45	0.07	0.03	0.04	0.28	0.22	0.16
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.42	0.42	0.45	0.47	0.42	0.35	0.35	0.54	0.55	0.51
K	0.53	0.48	0.06	0.05	0.48	0.57	0.51	0.15	0.21	0.25
Σ	5.02	4.98	5.01	4.98	4.98	4.98	4.92	4.98	4.98	4.95
Ab	41.54	42.99	45.20	46.46	43.36	36.89	38.45	55.77	55.92	55.05
Or	52.60	51.99	6.48	4.94	49.89	59.62	56.17	16.04	21.80	27.68
An	5.86	5.02	48.32	46.60	6.76	3.48	4.38	28.24	22.19	17.28

Taze ve bozuşmuş örnekler, Winchester ve Floyd'un (1977) diyagramında, benzer bir biçimde çoğunlukla traklandezit alanında yer almaktadır (Şekil 10).

Üst Kretase yaşlı volkaniklerin yay (Yılmaz vd., 1993) veya çarpışma sonrası gelişen basen içi volkanizmasını (Öztürk vd. 1996) temsil ettiği belirtilmektedir. Bir örneğin (HD-102) ve Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitlerinin ortalama izotop oranları Yalçın vd. (1998) tarafından verilmiştir (Çizelge 10). Bu değerler, fraksiyonel kristalleşme ile birlikte kabuğu asimilasyonuna da işaret etmektedir.

İnceleme alanındaki bozuşmuş volkaniklerin ana ve eser elementlerin ortalama, minimum ve maksimum bileşimleri, taze volkanik kayalara göre normalize edilmiştir (Şekil

Çizelge 6. Biotitlerin mikroprob analizleri ve yapısal formülleri (c=fenokristal merkez, r=fenokristal kenar).

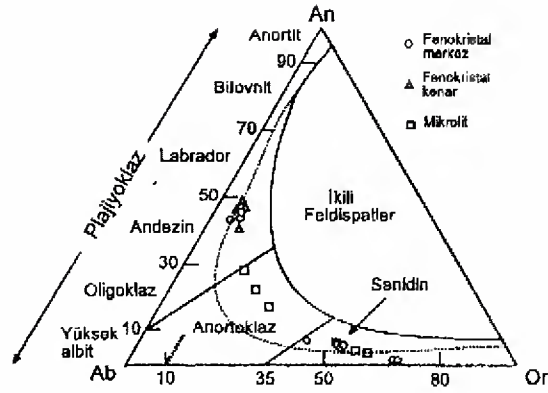
Table 6. Microprobe analyses and structural formulas of biotites (c=phenocryst core, r=phenocryst rim).

	c1	r1	r1
SiO ₂	35.63	34.79	34.69
TiO ₂	2.85	3.10	2.64
Al ₂ O ₃	20.86	20.28	20.08
FeO	16.15	16.50	14.85
MnO	0.35	0.25	0.33
MgO	9.36	8.86	8.59
Na ₂ O	0.13	0.17	0.12
K ₂ O	9.13	9.05	9.37
OH	3.98	3.91	3.83
Toplam	98.44	96.91	94.50
Si	2.68	2.67	2.72
Ti	0.16	0.18	0.16
Al	1.85	1.84	1.85
Fe	1.02	1.06	0.97
Mn	0.02	0.02	0.02
Mg	1.05	1.01	1.00
Na	0.02	0.03	0.02
K	0.88	0.89	0.94
Toplam	7.68	7.69	7.68
Mg/Fe	1.03	0.96	1.03

Çizelge 7. Fe-Ti oksitlerin mikroprob analizleri ve yapısal formülleri (II=İlmenit, HI=Hemoilmenit, IH=İlmohematit).

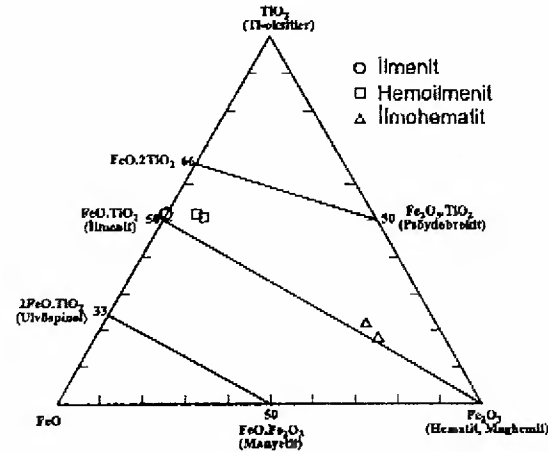
Table 7. Microprobe analyses and structural formulas of Fe-Ti oxides (II=Ilmenite, HI=Hemoilmenite, IH=ilmohematite).

	II	II	HI	HI	IH	IH
TiO ₂	49.68	49.21	49.68	49.21	16.91	19.56
Al ₂ O ₃	0.03	0.10	0.03	0.10	1.65	2.70
FeO	45.76	46.29	39.65	38.63	15.01	15.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	6.79	8.52	62.41	55.19
MnO	1.23	0.99	1.23	0.99	0.81	1.37
Cr ₂ O ₃	0.05	0.08	0.05	0.08	0.00	0.14
NiO	0.07	0.03	0.07	0.03	0.00	0.45
MgO	2.14	2.65	2.14	2.65	0.30	1.77
Toplam	98.96	99.35	99.64	100.21	97.09	96.18
Ti	0.95	0.94	0.93	0.92	0.34	0.39
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08
Fe ⁺²	0.98	0.99	0.83	0.80	0.33	0.33
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.13	0.16	1.25	1.10
Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.08	0.10	0.08	0.10	0.01	0.07
Toplam	2.04	2.05	2.00	2.00	2.01	2.02
ΣFe/Ti	1.03	1.15	0.89	0.88	1.14	1.07



Şekil 7. Feldispatların Ab-Or-An üçgen diyagramında bileşimsel adlandırılması (Deer vd. 1992).

Figure 7. Compositional nomenclature of feldspars on triangular Ab-Or-An diagram (Deer vd. 1992).



Şekil 8. Fe-Ti oksitlerin TiO₂-FeO-Fe₂O₃ üçgen diyagramında bileşimsel adlandırılması (Deer vd. 1992).

Figure 8. Compositional nomenclature of feldspars on triangular TiO₂-FeO-Fe₂O₃ diagram (Deer vd. 1992).

11). Elde edilen sonuçlara göre, volkaniklerin bozuşması sonucu elementlerde maksimum 30 zenginleşme ve minimum 50 kat fakirleşme / tüketilme belirlenmiştir. En belirgin değişimler, ana elementlerden MgO ve CaO'de zenginleşme; buna karşın Na₂O ve K₂O'de tüketilme biçiminde ortaya çıkmaktadır. SiO₂ ve Al₂O₃'de element konsantrasyonları sabit kalmaktadır. Ortalama değerler dikkate alındığında geçiş elementlerinden Co, V ve Zn; düşük değerli veya iri iyonlu litofil elementlerden (LFSE /

Çizelge 8. Üst Kretase yaşlı taze volkanik kayaların ana ve iz element içerikleri.

Table 8. Major and trace element contents of Upper Cretaceous fresh volcanic rocks.

Örnek	HB-56	HB-85	HB-102	HB-188	HB-197	HB-198	HB-220
SiO ₂	64.86	55.59	57.38	60.28	58.76	58.13	60.81
TiO ₂	0.82	1.68	1.42	0.99	0.95	1.00	0.63
Al ₂ O ₃	18.95	17.68	19.60	16.62	16.51	16.92	19.76
ΣFe ₂ O ₃	1.32	9.65	6.22	7.57	9.65	8.89	5.11
MnO	0.01	0.07	0.07	0.06	0.09	0.05	0.50
MgO	0.12	0.75	0.77	0.32	0.25	0.28	0.39
CaO	1.44	3.73	3.24	2.00	2.26	2.44	0.62
Na ₂ O	3.92	3.77	4.07	5.66	4.37	4.83	6.18
K ₂ O	7.37	4.01	5.68	3.85	5.79	4.74	4.13
P ₂ O ₅	0.22	0.53	0.46	0.72	0.37	0.27	0.28
LOI	0.42	1.17	1.43	0.84	0.57	1.12	1.44
Toplam	99.45	98.63	98.91	98.91	99.56	98.57	99.85
Cr	11	14	8	8	14	9	4
Ni	3	4	10	4	3	3	4
Co	3	21	18	18	21	21	13
V	70	144	97	76	79	83	49
Cu	3	3	5	4	3	3	4
Pb	9	2	27	11	5	10	2
Zn	83	61	104	98	63	72	68
Rb	449	88	153	106	126	141	176
Ba	633	1079	913	1419	982	1158	1128
Sr	110	422	388	468	339	430	125
Ga	21	37	21	24	20	22	14
Nb	140	62	67	85	73	74	127
Zr	308	634	397	193	192	263	43
Y	60	30	42	36	36	33	48
Th	75	17	20	17	24	26	32

LILE) Ba, Sr ve Ga; yüksek değerlikli elementlerden (HFSE) Zr'da zenginleşme, diğer elementlerde ise fakirleşme bulunmaktadır.

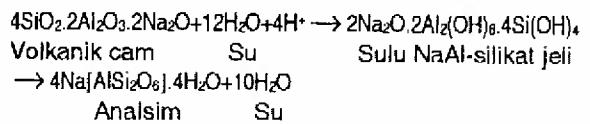
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Post-volkanik minerallerin kökeni ile ilgili olarak farklı ortamlarda gelişebilen dört farklı mekanizma önerilebilir : (1) yüzeysel bozunma (Müller vd., 1984; Salil vd., 1997), (2) geç-evre magmatik çözeltiler ile hidrotermal bozunma (Keith ve Staples, 1985; Robert ve diğ., 1988; Pearce, 1993; Zierenberg vd., 1995; Geptner ve Petrova, 1998; Eroshchev-Shak vd., 1998; Clayton ve Pearce, 2000), (3) volkanik kayaç-taze su etkileşimi ile bozunma (Keith ve Staples, 1985; Robert ve Goffé, 1993; Yalçın, 1997), (4) açık ve koyu renkli minerallerin ornatılması (Karlsson ve Clayton, 1990; Pearce, 1993). Mineralojik-petrografik incelemeler, inceleme alanındaki volkanitlerde yüzeysel bozunmanın, camdan itibaren yer yer smektitin oluşumu ile sınırlı kaldığını (< % 5) göstermektedir. Hidrotermal bozunmaya işaret

edecek mineral parajenezleri de gözlenmemiştir. Bunlara karşılık, üçüncü ve dördüncü mekanizmaları destekleyen veriler elde edilmiş olup, volkanik malzemenin yaklaşık % 30'unun bozunması ile neoforomasyon mineralleri oluşmuştur.

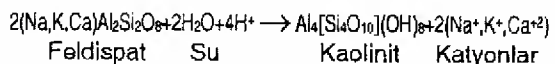
İnceleme alanındaki Üst Kretase yaşlı volkanik kayalarda, dokusal özelliklerine (kristalinite derecesi, taneellik, gözeneklilik vb.) göre farklı bozunma mineralleri gelişmiştir. Post-volkanik minerallerin kökeni ile ilgili olarak aşağıdaki senaryo önerilmektedir : Volkaniklerde hidrotermal bozunmaya işaret edecek mineraller gözlenmemiştir. Dolayısıyla vesiküllerde ve matrikste bulunan analsim, kil, silika, karbonat ve Fe-oksit / hidroksit mineralleri için hidrotermal bir köken olasılığı değildir. Lavların su ortamında depolanmış olması nedeniyle, volkanojenik malzeme ve deniz suyu arasındaki reaksiyonlarla neoforomasyon minerallerinin oluşması biçimindeki bir mekanizma daha geçerli gözükmemektedir. Birbirini izleyen bozunma süreci / evrimi dört aşamayı kapsamaktadır : (1) Vesiküllerin neoforomasyon mineralleri ile doldurulması, (2) camı ve mikrokristalin matriksin ayrışması, (3) açık ve koyu renkli minerallerin ornatılması, (4) kayaçların gözenek, yüzey ve çatlaklarına Fe-sivamalarının yerleşmesi. Neoforomasyon minerallerinin volkanik malzemenin üzerinden doğrudan veya sulu Al-silikat jeli biçimindeki ara bir fazdan geçerek gerçekleşmesi olasılığı gözükmemektedir.

Kararsız bir yapıya sahip olan volkanik camın su ile ayrışmasını izleyen süreçte analsimin oluşması beklenen bir tepkimedir :



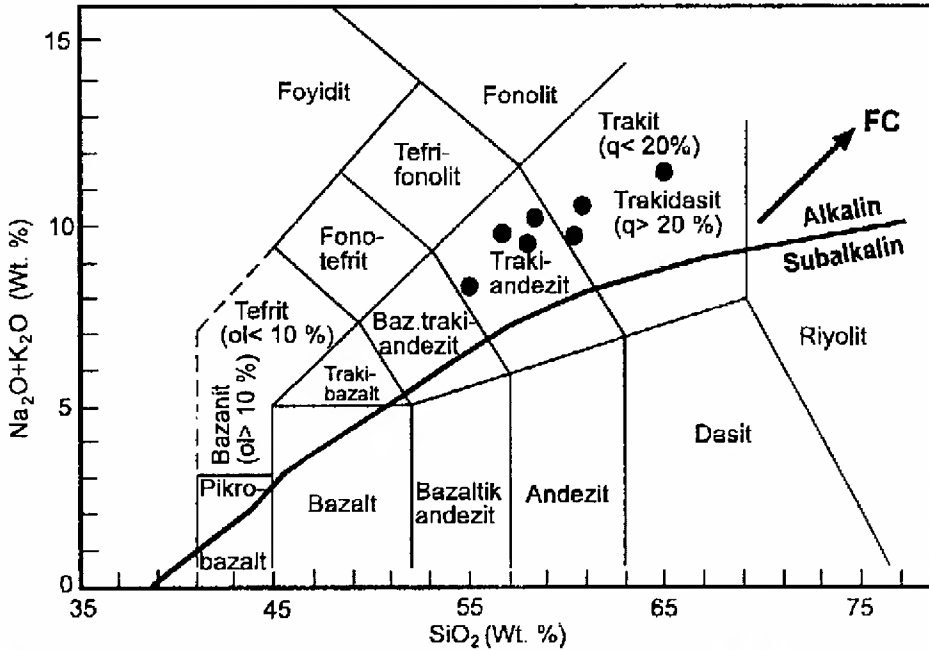
Deniz suyundaki alkalinitenin zaman zaman artması ile de boşlukların bir kısmı kalsit ve/veya dolomit ile doldurulmuştur. Volkanik cam-su etkileşimi sonucu zeolitlerin yanı sıra, gerek matrikste gerekse boşlukların çevresinde kil (smektit, kaolinit, karışık tabakalılar ve klorit), silika (kuvars) ve Fe-oksit / hidroksit (hematit ve götit) mineralleri de oluşmuştur.

Kaolinitler için iki oluşum mekanizması önerilmektedir. Birincisi plajiyoklazların, ikincisi Bohor ve Triplehorn'un (1993) tonştaynlarda formülize ettiği biçimde volkanik camın bozunmasıdır :



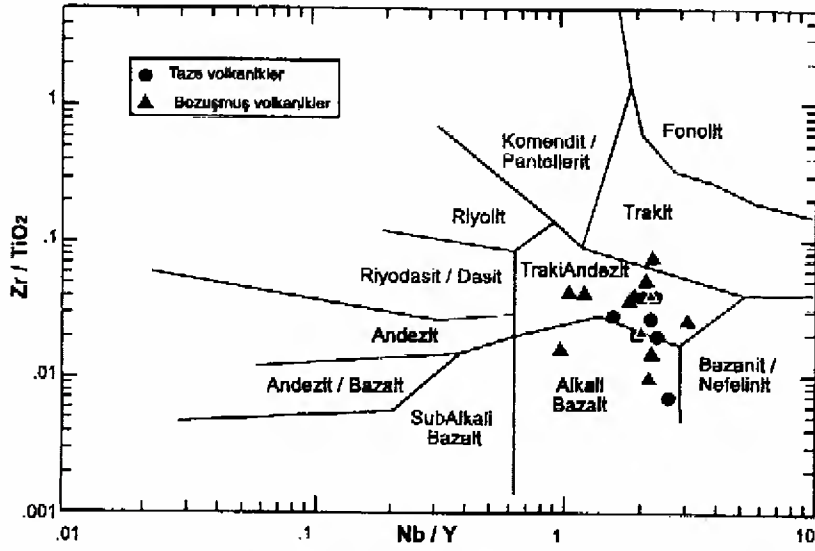
Çizelge 9. Üst Kretase yaşlı bozmuş volkanik kayaların ana ve iz element içerikleri.
Table 9. Major and trace element contents of Upper Cretaceous altered volcanic rocks.

Örnek	HB-87	HB-199	HB-200	HB-202	HB-204	HB-207	HB-208	HB-210	HB-216	HB-217	HB-231
SiO ₂	52.50	55.93	50.81	52.01	50.37	56.77	49.97	44.58	57.41	57.55	53.56
TiO ₂	1.65	0.97	1.18	1.11	1.74	1.18	0.90	1.65	0.33	0.48	0.23
Al ₂ O ₃	16.74	15.92	17.80	14.95	15.90	17.76	18.19	13.60	16.95	15.45	13.23
ΣFe ₂ O ₃	10.41	8.14	9.56	5.51	9.88	6.32	8.04	10.62	2.84	2.95	15.71
MnO	0.18	0.17	0.06	0.11	0.07	0.04	0.13	0.15	0.09	0.17	0.40
MgO	1.42	0.74	1.28	1.87	2.17	1.17	1.27	8.68	1.44	3.67	0.64
CaO	5.96	4.26	3.07	6.79	3.99	3.07	4.74	5.09	1.87	2.89	2.23
Na ₂ O	3.99	4.07	6.47	4.08	6.17	4.11	5.86	1.95	8.13	6.35	2.34
K ₂ O	2.91	5.71	4.15	5.56	1.37	4.64	3.54	3.97	5.38	4.86	7.71
P ₂ O ₅	0.46	0.40	0.56	0.38	0.41	0.48	0.26	0.33	0.10	0.10	0.10
LOI	2.58	3.31	3.65	6.30	6.46	3.28	7.13	9.15	4.18	4.34	3.46
Toplam	98.80	99.62	98.59	98.67	98.53	98.82	99.03	99.75	98.72	98.79	99.61
Cr	10	5	11	12	69	11	7	58	17	81	11
Ni	3	3	3	3	5	3	3	4	3	99	3
Co	24	18	26	17	27	18	23	28	11	11	27
V	144	79	138	88	221	150	100	224	36	57	5
Cu	3	3	5	85	4	5	4	4	4	4	3
Pb	7	25	22	16	12	51	8	50	28	49	23
Zn	239	71	78	881	202	120	78	293	174	179	90
Rb	63	160	101	363	84	211	154	45	271	285	286
Ba	1277	1421	991	1622	265	1256	1764	547	471	586	457
Sr	491	289	370	317	48	400	319	331	111	170	15
Ga	33	23	33	20	42	43	24	43	9	16	3
Nb	55	74	71	45	30	94	83	28	99	96	191
Zr	608	211	625	180	754	915	367	700	50	45	61
Y	30	36	33	46	28	41	37	23	44	44	61
Th	13	30	20	65	11	36	28	6	45	4	39



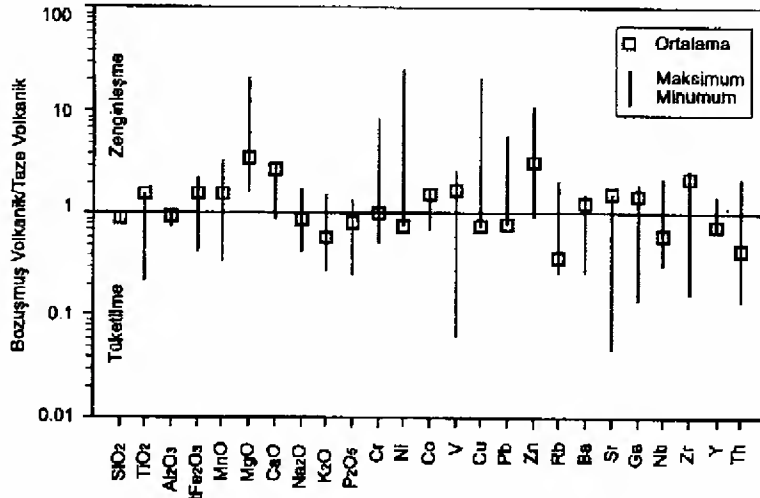
Şekil 9. Taze volkanik kayaların toplam alkali-silika diyagramında (Le Bas et al. 1986) adlandırılması (alkali-subalkali çizgisi Rickwood, 1989'dan; FC=Fraksiyonel kristalleşme).

Figure 9. Nomenclature of fresh volcanic rocks in the total alkali-silica diagram (Le Bas et al. 1986; alkali-subalkali line from Rickwood, 1989; FC=Fractional Crystallization).



Şekil 10. Taze ve bozuşmuş volkanik kayaların hareketsiz element diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) adlandırılması.

Figure 10. Nomenclature of fresh and altered volcanic rocks in the immobile element diagram (Winchester and Floyd, 1977).



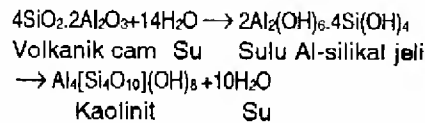
Şekil 11. Taze ve bozuşmuş volkanik kayaların ana ve iz element içeriklerinin karşılaştırılması.

Figure 11. Comparison of fresh and altered volcanic rocks based on major and trace element contents.

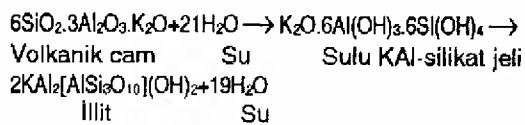
Çizelge 10. Üst Miyosen yaşlı Yamadağı ve Üst Kretase yaşlı Devinci volkanitlerinin bazı izotop oranları (Yalçın et al. 1998).

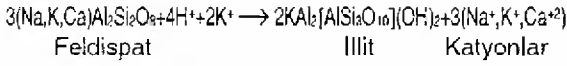
Table 10. Some isotope ratios of Upper Miocene Yamadağı and Upper Cretaceous Devinci volcanic rocks (Yalçın vd. 1998).

	Neojen	Kretase
ϵ Nd	1.53	-3.82
ϵ Sr	2.56	46.50
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704979	0.708077
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512716	0.512442
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.123655	0.111620

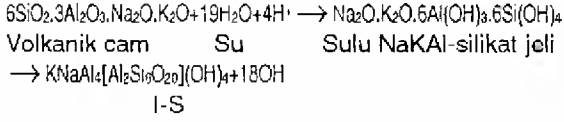


İllitler hem volkanik camdan türeme, hem de plajiyoklazları ornatma biçiminde iki tip oluşuma sahiptir :

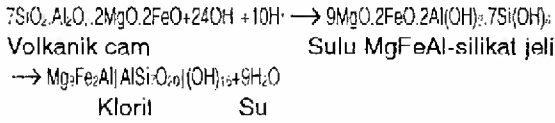




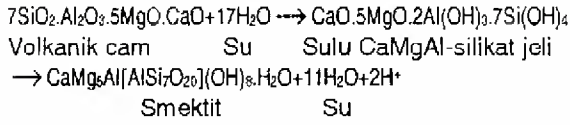
Petrografik gözlemler, I-S'in feldispat-tan ziyade, volkanik camdan türemiş olduğunu göstermektedir :



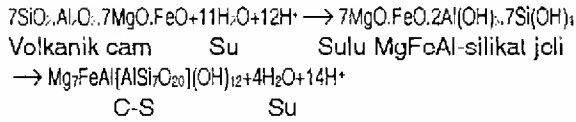
Plajiyoklaz ve hornblendi ornatılan kloritlere rastlanılmakla birlikte, Mg-kloritler amigdallerde gözlenmekte ve genellikle analsime eşlik etmekte iken, Fe-kloritler matrikste volkan camından itibaren gelişmiş gözükmektedir :



Smektitin oluşumu, bütünüyle matriksteki volkanik cam ile ilişkilidir :



Karışık tabakalı C-S mineralleri gerek matriste, gerekse amigdallerde volkanik cam ile tepkime izleri taşımaktadır :



Aynı volkanik kayacıkta farklı fizikokimyasal koşulları gerektiren minerallerin birlikteliği ve oluşacak minerallerin türünü aşağıdaki parametreler denetlemiş gözükmektedir (Örneğin, Bohor ve Triplehorn, 1993; Gündoğdu vd., 1996; Çerikcioğlu ve Yalçın, 1998; Yalçın ve Gümüşer, 2000; Yalçın ve Bozkaya, 2001) : deniz + gözenek suyunun pH'ı (asitik ve/veya ortaç ise kaolinit, ortaç ve/veya bazik ise diğerleri); deniz + gözenek suyunun tuzluluğu ve/veya alkalinitesi; açık ve kapalı sistemde yıkanma derecesi (gözeneklilik ve geçirgenlik derecesi); silika doygunluğu; iyonların (H^+ , H_4SiO_4 , $[\text{Al}(\text{OH})_4]^-$ vb.) ve suyun aktivitesi; volkanojenik malzemenin çözünme hızı ve miktarı ile bileşimi; bazı katyon oranları (Na/K, Mg/Fe).

Fillosilikatların sentezinden artan silis, kuvars'ın; demir ise yükseltgen bozuşma koşul-

larında hematit ve götit gibi Fe-oksit / oksihidroksit minerallerinin oluşumunu gerçekleştirmiştir. Bozuşmuş volkaniklerde Fe-minerallerinin yaygınlığı, bölgedeki Fe-oksit ve Fe-karbonat biçimindeki Fe yataklarının kaynağına da işaret eder niteliktedir.

Bozuşmuş volkaniklerin, taze eşdeğerlerine göre ortalama ile minimum ve maksimum değerler arasındaki aşırı değişimlerin, örneklerdeki bozuşmalar sonucu meydana gelen mineral topluluklarının farklı olması ile ilişkilidir. Bozuşmuş volkaniklerdeki hareketsiz elementlerin miktarları taze olanlarıki ile aynı olmayıp, az da olsa farklılık göstermektedir. Bu durum volkanik ürünlerin alterasyonu sırasında hareketli elementlerin de etkilendiklerini düşündürmektedir (Yalçın ve Sezeri, 1999; Yalçın ve Gümüşer, 2000). Diğer bir ifade ile farklı dokusal özelliklere sahip kayalarda, önemli ve farklı element hareketliliği gerçekleşmiştir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma C.Ü. Araştırma Fonu Başkanlığı (Proje No. M-5 ve M-6) ve Devlet Planlama Teşkilatı Sosyal Planlama Genel Müdürlüğü'nün desteği kapsamında hazırlanmıştır. Arazi çalışmalarındaki lojistik yardımları için TDÇİ Hekimhan Madenleri Müessesesi Müdürlüğü'ne, mikroprob analizlerindeki destekleri için M.Niyazi GÜNDOĞDU ve Alain GOURGAUD'ya, laboratuvar çalışmalarındaki yardımları için Fatma YALÇIN ve Ufuk KUŞ'a teşekkürü bir borç biliriz.

KAYNAKLAR

- Alt, J.C., 1999. Very low-grade hydrothermal metamorphism of basic igneous rocks. In : Low-Grade Metamorphism, M.Frey and D.Robinson (eds.), Blackwell, Oxford, UK, pp. 169-201.
- Bohor, B.F., Triplehorn, D.M., 1993. Tonsteins: altered volcanic ash layers in coal-bearing sequences. Geological Society of America, Special Paper 285, 44 pp.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer istifinin jeolojisi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Ozan Sungurlu Özel Sayısı, 4, 59-80.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 49, 1-22.
- 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.
- Clayton, T., Pearce, R.B., 2000. Alteration mineralogy of Cretaceous basalt from ODP Site 1001, Leg 165 (Caribbean Sea). *Clay Minerals*, 35, 719-733.
- Coombs, D. S., Whetten, J. T., 1967. Composition of analcime from sedimentary and burial metamorphic rocks. *Geological Society of American Bulletin*, 78, 269-282.
- Çerikcioğlu, B., Yalçın, H., 1998. Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) Eosen yaşlı volkanojenik kayalarla ilişkili kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası, C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 15, 87-100.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, New York, 696 pp.
- Eroshchev-Shak, V.A., Zolotarev, B.P., Karpov, G.A., Grigor, V.S., Pokrovskii, B.G., Artamonov, A.V., 1998. Secondary alterations of basalts and dacites in the Uzon Caldera, Kamchatka. *Lithology and Mineral Resources*, 33, 172-182.
- Flanagan, F. J., 1976. Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards, In: *Twenty-eight papers present analytical data on new and previously described whole rock standards*, F.J. Flanagan (ed.), US Geological Survey Professional Paper, 840, 171-172.
- Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *US Geological Survey Professional Paper*, 414-A, 1-33.
- Geptner, A.R., Petrova, V.V., 1998. Stages of the contact and hydrothermal authigenic mineral formation in the Dike Swarms, Iceland. *Lithology and Mineral Resources*, 33, 69-81.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts. *Geostandarts Newsletter*, 13, 1-113.
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A., Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kirka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. *Mineralium Deposita*, 31, 492-513.
- Hoffman, J., Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers : application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: *Aspects of Diagenesis*, P.A. Scholle and P.R. Schluger (eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication 26, 55-79.
- Hughes, C.J., 1982. *Igneous Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 551 p.
- 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.
- 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. *Bull. Centre Rech. 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.), Soc. Français Minér. Crist., Paris, pp. 489-596
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745-750.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1988. *Atlas of Igneous Rocks and their Textures*. ELBS Longman, London, 148 pp.
- Moore, D. M., Reynolds, R.C.JR., 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and*

- Analysis of Clay Minerals. Oxford University, 378 pp.
- Öztürk, A., Boztuğ, D., Yalçın, H., İnan, S., Gürsoy, H., Bozkaya, Ö., Yılmaz, S., Uçurum, A. 1996. Hekimhan (KB Malatya) ve Kangal (GD Sivas) Yörelerinde Mevcut Maden Yataklarının Jeolojik ve Madencilik Açısından Değerlendirilmesi Çalışmaları. Cilt I: Jeolojik Etüdler, DPT Projesi, No.89 K 120450., 186s.
- Pearce, T.H., 1993. Analçime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary?-Discussion. *American Mineralogist*, 78, 225-229.
- Pichler, T., Ridley, W.I., Nelson, E., 1999. Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: additional information about early stages of seafloor weathering. *Marine Geology*, 159, 155-177.
- Robert, C., Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3597-3612.
- Robert, C., Goffé, B., Saliot, P., 1988. Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control. *Bulletin Minéralogie*, 111, 207-223.
- Saha, P., 1959. Geochemical and X-ray investigation of natural and syntetic analcites. *American Mineralogist*, 44, 300-313.
- Shau, Y.-H., Peacor, D.R., Essene, E.J., 1990. Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD, and optical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 123-142.
- Speiss, F.N. et al. (1980). East Pasific Rise: Hot springs and geophysical experiments. *Science*, 207, 1421-1433.
- 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 Abhandlungen* 31, 1-14.
- 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.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Yalçın, H., 1991. Hidrotermal kaolinitlerin morfolojisi ve kimyası : Eskişehir ve Malatya yörelerinden örnekler. V. Ulusal Kil Sempozyumu, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı (Ed. M.Zor), 74-86.
- Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Şeri A-Yerbilimleri, 14, 43-56.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1991. Hekimhan çevresi volkanoklastik kayalarındaki gömülme diyajenezi ile ilişkili denizel zeolitlerin incelenmesi. V. Ulusal Kil Sempozyumu, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı, M.Zor (ed.), 127-139.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2001. Sivas Çevresi Kaolin Oluşumlarının Mineralojik ve Kökensel İncelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi, No : M-162, 49 s.
- Yalçın, H., Gümüşçü, G., 2000. Mineralogic and geochemical characteristics of of Late Cretaceous bentonite deposits at the north of Kelkit valley, Northern Turkey, *Clay Minerals*, 35, 807-825.
- Yalçın, H., Sezen, T.F., 1999. İznik Gölü güney kesiminde Üst Kretase yaşlı analçim türü zeolit oluşumları. 11. Mühendislik Haftası, Yerbilimleri Sempozyumu, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, 20-23 Ekim, Bildiriler Kitabı, Cilt I, 146-155.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Gaugoud, A., Vidal, P., Uçurum, A., 1998. Geochemical characteristics of Yamadağı volcanics in Central East Anatolia: An example from collision-zone volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Special issue, Volcanism in Anatolia, 85, 303-326.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., Öztürk, A., 1993. Geological setting, petrographic and geochemical characteristics of the Cretaceous and Tertiary igneous rocks in the Hekimhan-Hasançelebi area, north-west Malatya, Turkey. *Geological Journal*, 28, 383-398.
- Zierenberg, R.A., Schiffman, P., Jonasson, I.R., Tosdal, R., Pickthorn, W., McClain, J., 1995. Alteration of basalt hyaloclastite at the off-axis Sea Cliff hydrothermal field, Gorda Ridge. *Chemical Geology*, 126, 77-99.