



Güre (Giresun, KD Türkiye) Granitoidinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri

Petrographical, geochemical and petrological characteristics of the Güre (Giresun, NE Turkey) Granitoid

Mehmet ARSLAN, Hasan KOLAYLI, İrfan TEMİZEL

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 TRABZON

ÖZ

Güre (Giresun) yöresinde Türoniyen-Koniyasiyen yaşlı bazalt ve piroklastitleri, Koniyasiyen-Santoniyen yaşlı dasit/riyodasit ve piroklastitleri ile Kampaniyen-Maestrihtiyen (?) yaşlı biyotitli andezit ve piroklastitleri yüzeylenmektedir. Kretase-Paleosen (?) yaşlı Güre Granitoidi, dasit/riyodasit ve piroklastitlerini keserek yerleşmiştir. Güre Granitoidi, genellikle özşekilsiz taneli, ince taneli porfirik, yer yer yazı ve mikropegmatitik dokulu olup, kuvars, ortoklas, plajiyoklas, hornblend, biyotit, aksesuar apatit ve sfen, ikincil klorit, epidot ve kalsit içermektedir. Mineral termometre ve barometre hesaplamaları, ~650-700°C ve ~0.9-1.5 ($\bar{\chi}$) kbar'lık kristallenme koşullarını göstermektedir. Güre Granitoidi jeokimyasal olarak, I-tipi, kalkalkalin, metalümin-peralümin (A/CNK=0.9-1.2) karakterli, fraksiyonlaşmış ve alümino-kafemik (ALCAF) özelliktedir. Ana ve iz element değişimleri kayaçların gelişiminde ayrımlaşmanın önemli olduğuna işaret etmektedir. Üz element dağılımları birbirine benzemesine rağmen, bazı örnekler K, Rb, Ba ve Th bakımından daha fazla zenginleşme gösterirler. Nadir toprak element dağılımları orta derecede zenginleşmiş ($(La_N/Lu_N)=1-2$) ve kaşık şekilli olup, muhtemel hornblend ve plajiyoklas ayrımlaşmasını yansıtmaktadır. Güre Granitoidi, hibrid bir ana magmadan itibaren gelişmiş olup, bu ana magma muhtemelen yay kabuğu ve manto kaynaklarını kapsamaktadır. Granitik magmanın kristallenmesi, yay kabuğunun nispeten derin kesimlerinde (~6 km) başlamış ve magma yükselmesi ile sığ derinliklerde (~3 km) tamamlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Doğu Pontid, Hornblend, I- tipi Granitoid, Jeotermobarometre, Petrokimya.

ABSTRACT

In the Güre (Giresun) area, Turonian-Coniacian basalt and pyroclastics, Coniacian-Santonian dacite-rhyodacite and pyroclastics, and Campanian-Maestrichtian (?) biotite-bearing andesite and pyroclastics crop out. Upper Cretaceous-Paleocene (?) Güre Granitoid intruded into dacite/rhyodacite and their pyroclastics. The Güre Granitoid shows xenomorphic granular, fine-grained porphyric, rarely graphic and micropegmatitic textures. The rocks contain mainly quartz, orthoclase, plagioclase, hornblende, biotite, accessory apatite and sphene, secondary chlorite, epidote and calcite. Mineral thermometer and barometer calculations indicate crystallization conditions of ~650-700°C and ~0.9-1.5 ($\bar{\chi}$) kbar, respectively. The Güre Granitoid has I-type, calc-alkaline, metaluminous-peraluminous (A/CNK=0.9-1.2) characteristics, fractionated and aluminous-calcic (ALCAF) features. Major and trace element variations indicate that fractionation was significant in the evolution of the rocks. Trace element patterns of the rocks are similar to each other but some exhibit K, Rb, Ba and Th enrichments. The rocks have moderately enriched and spoon-shaped rare earth element patterns with $(La/Lu)_N = 1-2$, reflecting hornblende and plagioclase fractionations in the evolution. The Güre Granitoid evolved from a hybrid parental magma, possibly derived from arc crust and mantle sources. It was concluded that the crystallization of the granitic magma took place relatively at greater depth (~6 km) of the arc crust, and then completed in shallow level (~3 km) following magma uplift.

Key Words: Eastern Pontide, Hornblende, I-type Granitoid, Geothermobarometer, Petrochemistry.

GİRİŞ

Eski bir ada yayı olan Doğu Pontidler, Jura, Geç Kretase ve Eosen olmak üzere üç ana volkanik evre sonunda şekillenmiştir (Adamia vd., 1977; Eğin vd., 1979; Kazmin vd., 1986; Çamur vd., 1996; Arslan vd., 1997). Liyas yaşlı volkanik kayalar toleyitik veya toleyitik kalkalkalen geçişlidir (Çamur vd., 1996; Arslan vd. 1997). Doğu Pontidler'de Üst Kretase'ye kadar olan dönemde kuzey ve güney zonda litolojik olarak benzerlikler gözlenmektedir. Ancak Üst Kretase'de belirgin farklılıklar olup, güney zonda sedimanter kayalara karşın, kuzey zonda volkanik kayaların yaygın olduğu gözlenmektedir. Üst Kretase döneminde gelişen ve genelde volkanik kayalarla temsil edilen birimler; Çatak, Kızılkaya, Çağlayan, Çayırbağ Formasyonları olarak tanımlanmışlardır (Güven, 1993). Geç Kretase yaşlı volkanitler toleyitik (Eğin vd., 1979) veya kalkalkalen-alkalen (Manetti vd., 1983) olarak tanımlanmaktadır. Ayrıca Doğu Karadeniz'deki önemli masif sülfid yataklarının Geç Kretase yaşlı dasit-riyodasit ve bunların piroklastik kayaları ile ilişkili olması, bölgede daha çok maden yatakları ağırlıklı çalışmaların yapılmasına neden olmuştur (Sawa ve Altun, 1977; Pejatovic, 1979; Aslaner vd., 1982; Altun, 1990; Tüysüz ve Er, 1995).

Bölgede aynı zamanda Permo-Karbonifer'den Eosen sonrasına kadar geniş bir yaş aralığında gelişmiş pek çok granitik sokulum da yer almaktadır. Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Granitoidi metamorfiteri (Çoğulu, 1975), Jura-Kretase-Paleosen yaşlı granitoidler ise volkanik ve/veya volkanoklastik serileri keserek yerleşmiştir (Gedikoğlu, 1978; Şen, 1987; Van, 1990; Aslan, 1998; Kaygusuz ve Şen, 1998). Eosen yaşlı sokulumlar ise, daha dar alanlarda tüm serileri kesmiş olarak görülürler (Arslan ve Aslan, 2001). Bölgede yüzeylenen granitik sokulumların yaş ilişkileri çoğunlukla tartışmalı olup, çok azının yaşı radyometrik verilerle belirlenmiştir (Çoğulu, 1975; Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Arslan ve Aslan, 2001). Radyometrik çalışmalar, sokulumların birden çok fazda yerleştiğini göstermektedir. Doğu Pontid yitim zonunda gelişmiş kompleks zonlanma gösteren sokulumlarda, her zonun farklı bir faza ve aynı zamanda magmatik yayının gelişim sürecinde bir evreye karşılık geldiği ileri sürülmüştür (Şen ve Kaygusuz, 1998).

Bu çalışma, Giresun'un 4 km batısında Güre Vadisi'nde Üst Kretase volkanik kayalarını kesen ve yaklaşık 3 km²'lik bir alanda yüzeylenen Güre Granitoidini kapsamaktadır. Volkanik kayalar; Türoniyen-Koniyasiyen yaşlı bazalt ve piroklastitler, Koniyasiyen-Santoniyen yaşlı dasit/riyodasit ve piroklastitler ile Kampaniyen-Maestrihtiyen (?) yaşlı biyotitli andezit ve piroklastitlerinden oluşmaktadır (Şekil 1). Çalışmada, Güre Granitoidinin çevre kayaları olan volkanitler ile dokanak ilişkileri saptanmıştır. Daha önceki çalışmalardan da yararlanılarak; granitoidin yayılımı, sınırları, stratigrafik ilişkileri ile yapısal ve makroskopik özellikleri incelenmiştir. Güre Granitoidinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri ortaya konularak, bölgedeki benzer kayalarla karşılaştırılmış ve Doğu Pontid Üst Kretase magmatizmasının gelişimine açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

ANALİZ YÖNTEMLERİ

Çalışma kapsamında araziden derlenen 40 adet el örneğinin ince kesitleri hazırlanmış, polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenmiş, petrografik özellikleri belirlenerek, modal analiz-



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası.

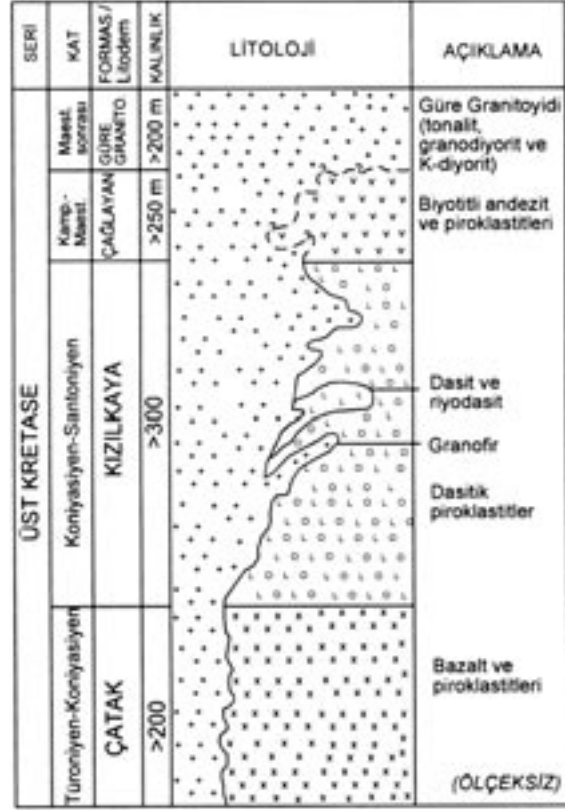
Figure 1. Location and geological map of the investigated area.

leri yapılmış ve isimlendirilmiştir. Seçilmiş örneklerden parlatılmış kesitler hazırlanarak karbonla kaplanmış ve kesitler üzerinde mineral analizleri Alberta Üniversitesi Yer ve Atmosfer Bilimleri Bölümü Elektron Mikroprob Laboratuvarı'nda (Kanada) Cameca SX100 marka mikroprob ile gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları ve petrografik incelemeler esas alınarak ve mümkün olduğu kadar ayrılmamış olmasına özen gösterilerek seçilen 15 örnekten ana, iz ve nadir element analizleri yapılmıştır. Önce çenele daha sonrada halkalı öğütücüde yaklaşık 200 mesh boyutuna kadar öğütülen örnekler ana, iz ve nadir element analizi için Kanada'da ACME Analytical Laboratuvarına (Kanada) gönderilmiştir. Burada ana ve iz elementler ICP, nadir toprak elementler ise ICP-MS ile analiz edilmiştir. Toz örneklerden 0.200 g alınarak 1.5 g LiBO₂ ile karıştırılmış, %5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözdürülmüştür. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ppm olarak ölçülmüştür. Toz örneklerden 0.250 g dört farklı asit içinde çözdürülmüş ve ppm olarak nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir.

GENEL JEOLJİ

Bu çalışmada; stratigrafi ve yaş ilişkileri açısından daha önceden yapılmış olan ve yöredeki volkanitleri de kapsayan genel jeolojik amaçlı çalışmalar esas alındığından, ayrıntılı bölgesel jeoloji kapsam dışında tutulmuştur. Yörenin genel jeolojisi daha önceki çalışmalarda (Güven, 1993; Arslan ve Kolaylı, 2003) ayrıntılı bir şekilde verilmiştir (bkz. Şekil 1).

Doğu Pontid Tektonik Birliği Kuzey Zonu'nda yer alan ve genelde volkanitlerin egemen olduğu çalışma alanında, Türoniyen-Koniyasiyen yaşlı Çatak Formasyonu (Güven, 1993), inceleme alanındaki en yaşlı birimi oluşturur ve dar bir alanda yüzeylenir (bkz. Şekil 1). Bazalt ve piroklastitlerinden oluşan bu formasyonun piroklastitleri daha yaygın olup, genellikle tüf-aglomera karakterindedir. Çatak Formasyonu, Koniyasiyen-Santoniyen yaşlı Kızılkaya Formasyonu (Güven, 1993) tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 2). Kızılkaya Formasyonu inceleme alanında geniş yayılım göstermekte olup, dasit-riyodasit ve piroklastitlerinden oluşmaktadır. Dasit-riyodasitler daha çok volkanik domlar şeklinde gözlenmektedir. Bu birimin



Şekil 2. İnceleme alanının geliştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.

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

üzerine biyotitli andezit ve piroklastitlerinden (tüf ve aglomera-breş) oluşan Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Çağlayan Formasyonu (Güven, 1993) gelmektedir. Güre Granitoyidi Çatak ve Kızılkaya Formasyonlarını keserek yerleşmiştir (bkz. Şekil 2). Ancak Çağlayan Formasyonu ile granitoyid arasında dokanak olmadığından granitoyidin yaşının Üst Kretase-Paleosen (?) olduğu düşünülmüştür (Arslan ve Kolaylı, 2003; Kolaylı ve Arslan, 2003).

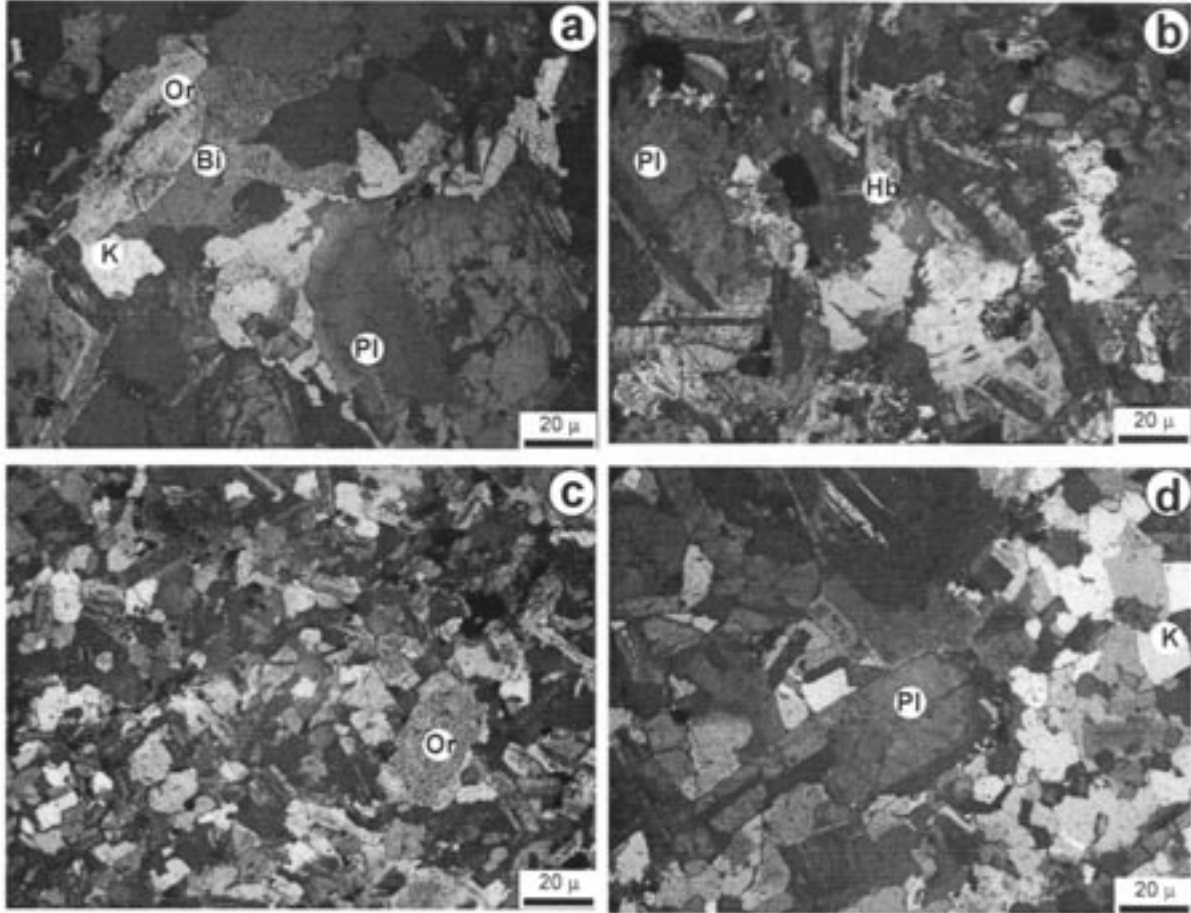
Güre Granitoyidi KD-GB yönünde 3 km boyunda ve 1 km genişliğinde oval şekilli yüzeyleme vermektedir. Yan kayalarla dokanağı belirgindir ve dokanaklarında genellikle epidot, kil ve nadiren pirit oluşumları yaygın olarak gözlenmektedir. Yan kayacın volkanitlerle uyumsuz ve nispeten küçük boyutlu olması, yankayacın anklavları içermesi özellikleri dikkate alındığında, Güre Granitoyidi epizon granitoyidi olarak tanımlanabilir.

GRANİTOYİDİN PETROGRAFİSİ

Güre Granitoyidi, granitten diyorite kadar değişen bir mineralojik bileşim sergiler. Genellikle özşekilsiz taneli, ince taneli porfirik, yer yer de yazı ve mikropegmatitik dokular gösterir (Şekil 3). Ana mineral olarak kuvars (%17-22), ortoklas (%1-18), plajiyoklas (%38-58), hornblend (%0-37), biyotit (%0-6) ve aksesuar mineral olarak apatit ve sfen, ikincil mineral olarak ise klorit, epidot, aktinolit-tremolit ve kalsit içerir. Bu modal mineralojik bileşime göre granodiyorit ve tonalit bileşimindedir.

Plajiyoklaslar, yarı özşekli ve öz şekilsiz kristaller halinde tüm örneklerde yaygın olarak bulun-

maktadır. Granodiyoritlerde %39-52, tonalitlerde %52-65, kuvars-diyoritlerde %66-77, diyoritlerde %80-84 oranındadır. Plajiyoklaslar, diyorit ve kuvars-diyoritlerde öz şekilli, granodiyorit ve tonalitlerde daha çok yarı öz şekillidirler. Genellikle tüm granitoyid içerisinde plajiyoklaslar normal zonlanmalı olup, bu oran asit gruplara doğru artmaktadır. Plajiyoklasların 010'a dik kesitlerinde yapılan cins tayinlerinde bileşimlerinin oldukça değişken olduğu görülmüştür. Bu bileşim granodiyoritlerde An_{22-37} (oligoklas-andezin), tonalitlerde An_{23-38} (oligoklas-andezin), kuvars-diyorit ve diyoritlerde An_{26-43} (oligoklas-andezin) bileşimindedir. Ayrıca kuvars-diyorit ve diyoritlerde ikincil olarak yoğun albitleşme ve daha az oranda epidotlaşma mevcuttur. Diyoritik kayaç-



Şekil 3. Güre Granitoidinin mikrofotografaları: (a) özşekilsiz taneli dokulu granodiyorit (Örnek No. 10; ,N.), (b) özşekli taneli dokulu kuvars monzodiyorit (Örnek No. 26A; Çift Nikol), (c) özşekilsiz ince taneli dokulu mikrogranodiyorit (Örnek No. 15; Çift Nikol), (d) özşekilsiz taneli, porfirik dokulu tonalit (Örnek No. 11; Çift Nikol)(Or: ortoklas, Hb: hornblend, Bi: biyotit, K: kuvars, Pl: plajiyoklas).

Figure 3. Microphotos of the Güre Granitoid: (a) anhedra granular textured granodiorite (Sample No. 10; XPL), (b) subhedral granular textured quartz monzodiorite (Sample No. 26A; XPL), (c) anhedra fine-grained textured microgranodiorite (Sample No. 15; XPL), (d) anhedra granular porphyritic textured tonalite (Sample No. 11; XPL)(Or: orthoclase, Hb: hornblende, Bi: biotite, K: quartz, Pl: plagioclase).

larda plajiyoklaslar yer yer hornblend kristalleri tarafından çevrelenirler. Bu durum, bunların hornblendten daha yüksek sıcaklıkta oluştuğunu gösterir. Plajiyoklas fenokristallerinde yapılan mikroprob analizlerine (Çizelge 1) göre; plajiyoklaslar genellikle andezin, nadiren oligoklas ve albittir (Şekil 4). Genelde mineraller az da olsa belirgin zonlanma gösterecek bileşimsel bir değişime sahiptir. İri gözlenen plajiyoklaslar çoğunlukla andezin olup, bileşimleri mineral merkezinde $An_{36}Ab_{63}Or_1$, kenar kısmında $An_{62}Ab_{38}Or_1$; mineral merkezinde $An_{47}Ab_{52}Or_1$, kenar kısmında $An_{10}Ab_{83}Or_7$ veya mineral merkezinde $An_{46}Ab_{53}Or_1$, kenar kısmında ise $An_9Ab_{87}Or_4$ tür (bkz. Çizelge 1).

Kuvars, granodiyoritlerde % 36-49, tonalitlerde % 31-43, kuvars-diyoritlerde % 5-12, diyoritlerde % 1-3 oranındadır. Genellikle özşekilsiz olup, plajiyoklaslar arasındaki çok köşeli alanları doldururlar. Kısmen de ortoklaslar ile birlikte yazı dokusu oluştururlar. Yer yer dalgalı sönme gösterirler. Kısmen plajiyoklas kapanımları içerirler.

Ortoklas, granodiyoritlerde % 8-17, tonalitlerde % 0-5, kuvars-diyoritlerde % 0-4 ve diyoritlerde % 1 oranında bulunur. Ortoklaslarda yapılan mikroprob analizlerinde ise minerallerin tümü ortoklastır (Çizelge 2). Bileşimleri ise bazı minerallerde, merkezde $An_0Ab_1Or_{99}$, kenar kısmında



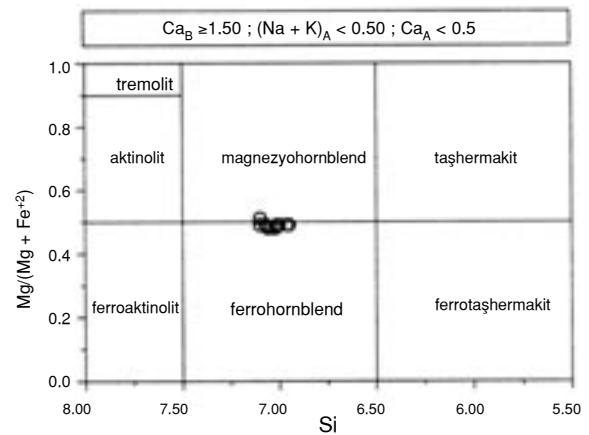
Şekil 4. Güre Granitoidi feldispatlarının An-Ab-Or üçgen diyagramında sınıflaması.

Figure 4. Classification of the Güre Granitoid feldspars on ternary An-Ab-Or feldspars plot.

$An_0Ab_{25}Or_{75}$; merkezde $An_0Ab_{13}Or_{87}$, kenar kısmında $An_0Ab_{16}Or_{84}$; bazı minerallerde ise, merkezde $An_0Ab_{11}Or_{86}$, kenar kısmında $An_0Ab_6Or_{94}$ tür. Minerallerde belirgin bir bileşimsel zonlanma da vardır (bkz. Şekil 4).

Hornblend, diyorit ve kuvars-diyoritlerde % 29 oranına kadar bulunmaktadır. Granodiyorit ve tonalitlerde eser miktarda mevcuttur. Bazı örneklerde kısmen veya tamamen aktinolit ve klorite dönüşmüştür. Altere olmamış hornblendlerden yapılan mikroprob analizlerine göre $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranı genelde minerallerin merkezinde ve kenar kısmında hemen hemen aynı olup, yaklaşık 0.48-0.49 arasında değişmektedir (Çizelge 3). Aynı zamanda hem mineral merkezinde hem de mineral kenar kısmında Fe^{+2} ve Fe^{+3} içerikleri fazla değişmemekte olup, sırasıyla 2.30-2.40 ve 2.52-2.38 arasındadır (bkz. Çizelge 3). Leake vd. (1997)'nin sınıflamasına göre hornblendler, ferrohornblend ve magnezyohornblend ayırım sınırında yer almaktadır (Şekil 5).

Biyotit, az miktardan % 6 oranına kadar değişik oranlarda mevcuttur. Daha çok granodiyorit ve tonalitlerde gözlenir. Bolluk miktarı granitoid stoğunun güneyine doğru artış gösterir. Yapılan mikroprob analizlerine göre fazla kimyasal değişim göstermemektedirler (Çizelge 4). $Mg/(Mg+Fe^{+3}+Fe^{+2})$ oranı mineralin merkezinde yaklaşık 0.39-0.43, kenar kısmında ise yaklaşık 0.41-0.46 arasında değişmektedir. Opak mine-



Şekil 5. Güre Granitoidi örnekleri hornblendlerinin sınıflama diyagramı (Leake vd., 1997).

Figure 5. Hornblende classification diagram (Leake et al., 1997) of the Güre Granitoid samples.

Çizelge1. Güre Granitoyidi plejyoklaslarının mikropob analiz sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).
 Table 1. Results of microprobe analysis of plagioclases from the Güre Granitoid (m: crystal core, k: crystal rim).

Örnek No.	H12				TG8				TG8							
	Pij-2 m	Pij-2	Pij-2 k	Pij-2 k	Pij-6 m	Pij-6	Pij-6 k	Pij-6 k-1	Pij-6 k-2	Pij-8 m	Pij-8	Pij-8 k	Pij-8 k			
SiO ₂	59.31	58.49	58.12	57.98	53.06	55.57	56.06	56.34	57.65	60.03	66.72	65.40	56.26	58.77	62.56	65.76
Al ₂ O ₃	25.56	26.26	26.41	26.69	29.90	26.70	26.32	25.88	25.63	23.92	19.32	20.50	26.86	25.27	22.55	20.61
FeO	0.17	0.29	0.24	0.27	0.42	0.32	0.31	0.28	0.25	0.23	0.08	0.13	0.27	0.26	0.16	0.10
CaO	7.73	8.47	8.90	9.06	12.82	9.93	9.53	9.24	8.50	6.34	0.75	2.07	9.71	7.90	4.48	1.87
Na ₂ O	7.24	6.91	6.89	6.66	4.35	5.97	6.29	6.31	6.80	7.95	10.58	9.68	6.07	6.91	8.41	9.95
K ₂ O	0.10	0.08	0.07	0.11	0.10	0.17	0.19	0.25	0.23	0.44	0.90	1.24	0.19	0.30	0.61	0.67
Toplam	100.11	100.5	100.63	100.77	100.65	98.66	98.7	98.3	99.06	98.91	98.35	100.11	99.35	99.41	98.79	98.96
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.																
Si	2.65	2.61	2.59	2.58	2.39	2.54	2.56	2.58	2.61	2.71	2.98	2.91	2.55	2.64	2.80	2.92
Al	1.34	1.38	1.39	1.40	1.60	1.44	1.42	1.40	1.37	1.27	1.02	1.08	1.43	1.34	1.19	1.08
Fe ⁺²	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.37	0.41	0.43	0.43	0.62	0.49	0.47	0.45	0.41	0.31	0.04	0.10	0.47	0.38	0.22	0.09
Na	0.63	0.60	0.60	0.58	0.38	0.53	0.56	0.56	0.60	0.70	0.92	0.84	0.53	0.60	0.73	0.86
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.05	0.07	0.01	0.02	0.04	0.04
Toplam	5.00	5.00	5.01	5.01	5.02	5.01	5.02	5.01	5.01	5.02	5.00	5.00	5.01	5.00	4.98	4.99
Ab	62.57	59.34	58.15	56.71	37.87	51.61	53.82	54.47	58.41	67.61	91.32	83.18	52.50	60.23	74.51	87.10
An	36.83	40.26	41.46	42.70	61.53	47.41	45.11	44.07	40.31	29.86	3.59	9.85	46.42	38.03	21.91	9.04
Or	0.60	0.40	0.39	0.59	0.60	0.98	1.06	1.46	1.27	2.53	5.09	6.97	1.08	1.74	3.58	3.85
Fe ⁺² , toplam demir olarak verilmiştir.																

Çizelge 2. Güre Granitoidi ortoklaslarının mikroprob analiz sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).
 Table 2. Results of microprobe analysis of orthoclases from the Güre Granitoid (m: crystal core, k: crystal rim).

Örnek No.	TG8				TG8				TG8					
	Ort-5 m	Ort-5	Ort-5 k	Ort-5	Ort-7 m	Ort-7	Ort-7 k	Ort-7	Ort-9 m	Ort-9	Ort-9 k	Ort-9		
SiO ₂	64.83	65.59	64.24	65.65	64.29	64.73	64.59	64.20	64.54	63.67	64.72	64.22	62.68	63.17
Al ₂ O ₃	18.30	18.31	18.46	18.42	18.07	18.10	18.00	17.88	18.19	18.47	18.36	18.24	19.02	18.05
FeO	0.03	0.07	0.05	0.06	0.00	0.09	0.03	0.01	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00
Na ₂ O	0.15	3.12	1.74	2.84	1.37	2.58	0.38	0.27	1.67	1.49	0.95	0.51	0.95	0.69
K ₂ O	16.52	12.45	14.34	15.14	14.26	12.70	15.81	15.77	13.86	14.10	14.58	15.47	14.16	15.24
Toplam	99.84	99.54	99.62	99.09	98.00	98.20	98.81	98.13	98.66	97.74	98.62	98.51	96.83	97.17
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.														
Si	3.00	3.00	3.00	2.99	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	2.98	3.01	3.00	2.95	2.99
Al	1.00	0.99	1.00	1.01	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.02	1.00	1.00	1.06	1.01
Fe ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.28	0.16	0.11	0.12	0.23	0.03	0.02	0.15	0.14	0.09	0.05	0.09	0.06
K	0.98	0.73	0.84	0.90	0.85	0.75	0.94	0.94	0.82	0.84	0.86	0.92	0.85	0.92
Toplam	4.99	5.00	5.00	5.01	4.98	4.99	4.98	4.97	4.98	4.98	4.96	4.98	4.94	4.99
Ab	1.37	27.60	15.56	10.83	12.76	23.60	3.53	2.57	15.50	13.87	8.98	4.80	9.22	6.44
An	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.13	0.04	0.00
Or	98.62	72.40	84.44	89.09	87.24	76.40	96.47	97.42	84.48	86.13	90.96	95.06	90.74	93.56
Fe ⁺² , toplam demir olarak verilmiştir.														

Çizelge 3. Güre Granitoyidi hornblendelerinin mikroprob analiz sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).
 Table 3. Results of microprobe analysis of hornblendes from the Güre Granitoid (m: crystal core, k: crystal rim).

Örnek No.	H12-1 m-1	H12-1 m-2	H12-1 k	H12-3 m-1	H12-3 m-2	H12-3 k-1	H12-3 k-2	H12-4 m-1	H12-4 m-2	H12-4 m-3
SiO ₂	47.24	47.25	47.19	46.50	46.53	47.02	47.67	47.15	47.31	47.07
TiO ₂	1.09	1.19	1.27	1.29	1.44	1.24	1.21	1.19	1.45	1.27
Al ₂ O ₃	5.64	5.59	5.53	6.20	6.24	6.15	5.55	6.13	5.96	5.90
FeO	22.73	22.34	21.84	21.91	21.95	22.06	22.01	22.29	22.22	22.30
MnO	0.48	0.43	0.56	0.42	0.36	0.46	0.49	0.48	0.44	0.45
MgO	10.14	10.27	9.67	10.10	10.12	9.86	10.22	10.00	9.99	9.90
CaO	9.76	9.87	10.04	10.18	10.39	10.25	10.05	9.99	10.23	9.85
Na ₂ O	1.50	1.41	1.14	1.62	1.61	1.65	0.81	1.47	1.58	1.60
K ₂ O	0.13	0.16	0.19	0.16	0.17	0.14	0.17	0.14	0.15	0.14
Toplam	98.71	98.53	97.41	98.37	98.81	98.83	98.18	98.85	99.32	98.47
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.										
Si	7.06	7.07	7.10	6.96	6.95	7.00	7.10	7.01	7.02	7.04
Ti	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.14	0.14	0.13	0.16	0.14
Al [IV]	0.94	0.93	0.90	1.04	1.05	1.00	0.90	0.99	0.98	0.96
Al [VI]	0.05	0.05	0.08	0.06	0.05	0.08	0.07	0.08	0.06	0.07
Fe ⁺³	0.38	0.37	0.48	0.40	0.36	0.45	0.52	0.49	0.36	0.42
Fe ⁺²	2.46	2.43	2.27	2.34	2.38	2.30	2.22	2.28	2.40	2.36
Mn	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Mg	2.26	2.29	2.17	2.26	2.25	2.19	2.27	2.22	2.21	2.21
Ca	1.56	1.58	1.62	1.63	1.66	1.63	1.60	1.59	1.63	1.58
Na	0.43	0.41	0.33	0.47	0.47	0.48	0.23	0.42	0.45	0.46
K	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Toplam	15.34	15.34	15.21	15.39	15.41	15.35	15.15	15.30	15.36	15.34
Mg #	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.51	0.49	0.48	0.48

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayrımı Leake vd. 1997'ye göre hesaplanmıştır. Mg # (Mg-numarası) = Mg / (Mg + Fe⁺²).

Çizelge 4. Güre Granitoyidi biyotitlerinin mikroprob analiz sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).
Table 4. Results of microprobe analysis of biotites from the Güre Granitoid (m: crystal core, k: crystal rim).

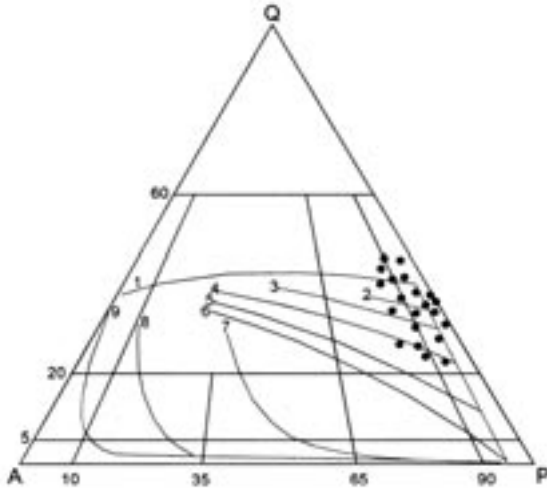
Örnek No.	TG8				TG8				
	biy-7 m-1	biy-7 m-2	biy-7 k-1	biy-7 k-2	biy-5 m	biy-5	biy-5	biy-5	biy-5 k
SiO ₂	34.5	34.58	35.38	34.46	35.07	34.42	34.78	34.58	35.39
TiO ₂	3.90	3.99	3.61	4.97	4.08	3.94	3.84	3.80	3.67
Al ₂ O ₃	12.04	11.81	11.72	11.86	11.72	11.71	11.65	11.89	12.27
FeO	23.42	23.78	22.04	23.17	24.92	24.64	24.42	24.57	23.96
MnO	0.25	0.28	0.24	0.25	0.29	0.27	0.29	0.28	0.25
MgO	9.83	10.04	10.58	9.68	8.9	8.98	9.37	9.59	9.46
CaO	0.02	0.06	0.07	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03
Na ₂ O	0.39	0.27	0.28	0.20	0.42	0.42	0.43	0.32	0.34
K ₂ O	9.02	9.04	9.20	9.09	8.92	8.95	8.85	9.07	8.91
Cl	0.52	0.61	0.68	0.45	0.70	0.61	0.51	0.55	0.55
F	0.80	0.80	0.90	0.70	1.12	1.12	1.10	0.66	0.61
Toplam	94.69	95.26	94.70	94.85	96.15	95.08	95.25	95.33	95.44
Formül 22 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.									
Si	5.53	5.52	5.64	5.50	5.59	5.55	5.58	5.53	5.61
Ti	0.47	0.48	0.43	0.60	0.49	0.48	0.46	0.46	0.44
Al [IV]	2.28	2.22	2.20	2.23	2.20	2.23	2.20	2.24	2.29
Al [VI]	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	3.14	3.18	2.94	3.09	3.32	3.33	3.28	3.29	3.17
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
Mg	2.35	2.39	2.51	2.30	2.12	2.16	2.24	2.29	2.24
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.12	0.08	0.09	0.06	0.13	0.13	0.13	0.10	0.10
K	1.85	1.84	1.87	1.85	1.81	1.84	1.81	1.85	1.80
Cl	0.14	0.17	0.18	0.12	0.19	0.17	0.14	0.15	0.15
F	0.41	0.40	0.45	0.35	0.56	0.57	0.56	0.33	0.31
Toplam	15.77	15.77	15.72	15.68	15.70	15.76	15.76	15.79	15.69
Mg #	0.43	0.43	0.46	0.43	0.39	0.39	0.41	0.41	0.41

Fe⁺², toplam demir olarak verilmiştir. Mg # (Mg-numarası)=Mg / (Mg + Fe⁺²).

ral, saçınım halinde ve az miktarda (%1-4) genellikle yarı öz şekilli olarak mevcuttur. Genel olarak, ferromagnezyen mineral içeriği granitoidin kuzeyine doğru azalır. Bununla birlikte biyotit içeriği kuzeye doğru artarken, hornblend içeriği güneye doğru artar.

QAP modal sınıflaması (Streckeisen, 1976) ana magma serilerinin ayırtlanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Lameyre ve Bowden, 1982; Lameyre ve Bonin, 1991). Bu sınıflamada, üç ana serinin (toleyitik, kalk-alkalen ve alkali) izlediği belirgin yollar, genellikle P ucundan

başlayarak, alkali granit alanına doğru gider. Magmatik yaylarda bulunan granitik kayaların izlediği kalk-alkalen seri de kendi içerisinde, tonalitlik-trondjemitik kalk-alkalen seri, granodiyoritik kalk-alkalen seri ve monzonitik kalk-alkalen seri olarak alt serilere ayrılmıştır (Lameyre ve Bowden, 1982). Modal mineralojik bileşimlerine göre incelenen Güre Granitoid örnekleri hemen hemen tek bir grup oluşturmaktadırlar (Şekil 6); genel olarak granodiyoritik-tonalitlik bileşim sunmaktadırlar. Bu bileşimler dikkate alındığında, sokulum kütlesi toleyitik-kalkalkalen seri yönsemesi göstermektedir (bkz. Şekil 6).



Şekil 6. Güre Granitoyidi örneklerinin QAP modal mineralojik sınıflaması (Streckeisen, 1976) ve granitik kayaların QAP modal bileşimine dayalı ana yönsemeleri: 1-toleyitik seriler, 2-kalk-alkalen trondjemitik seriler, 3-6-kalk-alkalen granodiyorit serileri, 7-monzonitik seriler, 8-9- alkalen seriler (Lameyre ve Bowden, 1982; Lameyre ve Bonin, 1991).

Figure 6. QAP modal mineralogical classification of the Güre Granitoid samples, and main trends of granitic rock series: 1-tholeiitic series, 2-calc-alkaline trondjemitic series, 3-6-various calc-alkaline granodiorite series, 7-monzonitic series, 8-9-various alkaline series (Lameyre and Bowden, 1982; Lameyre and Bonin, 1991).

JEOTERMOMETRE VE JEOPAROMETRE HESAPLAMALARI

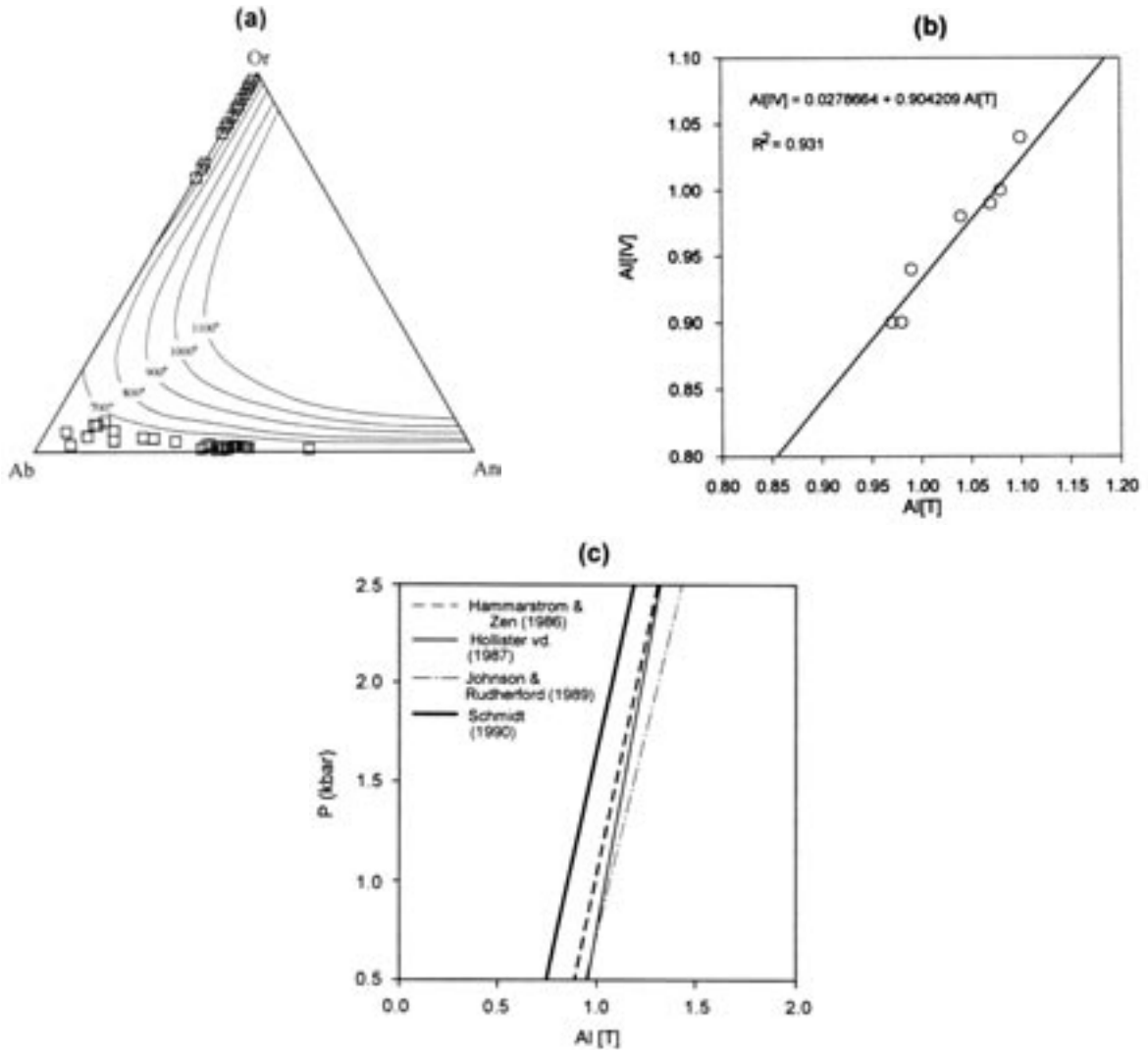
Granitik kayaların gelişimini anlayabilmek için, bunların yerleşim derinliği, bu derinlikteki kristallenme koşulları ve kristallenme sonrası yükselme gibi süreçlerin araştırılması gerekmektedir. Bu bakımdan granitik kütlelerin oluşum sıcaklık ve basınçlarının bilinmesi önemlidir. Bunun için bir çok araştırmacı, jeotermometre ve jeobarometre hesaplamaları için çeşitli görgül eşitlikler önermişler ve diyagramlar geliştirmişlerdir. Bu görgül eşitlik ve diyagramlardan yararlanılarak incelenen Güre Granitoyidinin oluşum sıcaklık ve basınç koşulları saptanmaya çalışılmıştır.

Fuhrman ve Lindsley (1988) feldispatların Ab-An-Or üçgen diyagramı üzerinde, deneysel çalışmalar sonucunda elde ettikleri denge sıcaklık değerlerini gösteren izoterm eğrilerini oluşturmuşlardır. Güre Granitoyidi feldispatlarının bile-

şimleri böyle bir diyagram üzerine düşürüldüğünde, örnek noktaları yaklaşık 700°C sıcaklığa karşılık gelen izoterm eğrisinin altında yer alır (Şekil 7a). Buna göre feldispatların yaklaşık 650±50°C'de dengede kristallendiğini söylemek mümkündür. Holland ve Blundy (1994)'nin çeşitli granitik kayalarda yaptıkları çalışmalar sonucunda önerdikleri hornblend-plajiyoklas mineral çifti termometresine göre ise hesaplanan sıcaklıklar 692-826°C arasında bulunmuştur (Çizelge 5). Bu son değerler feldispat termometresine göre hesaplanandan biraz yüksek olup, muhtemelen hornblend ve plajiyoklasın dengede kristallenmemesinden kaynaklanmaktadır. Bu durum mikroskopik gözlemlerle de doğrulanmaktadır.

Kalkalkalin granitik kayalarda hornblendlerin Al içeriğinden hareketle kristallenme basınçlarının hesaplanması yaygın olarak kullanılmaktadır. Güre Granitoyidi hornblendlerinin Al içeriklerinde kristal merkezi ve kenarı arasında bazı kimyasal değişimler gözlenmektedir. Bu durum Hammarstrom ve Zen (1986)'in belirttiği gibi Al[IV] ile Al[T] arasında iyi derecede pozitif korelasyonla kendini göstermektedir (Şekil 7b). Hammarstrom ve Zen (1986)'in farklı alanlarda yaptıkları çalışmalar sonucunda hornblendlerdeki toplam alüminyumunu esas alarak ortaya koydukları eşitliğe göre ($P = -3.92 + 5.03 Al^T$) hesaplanan basınçlar 0.9-1.5 kb arasında değişmektedir. Hollister vd. (1987)'nin hornblendlerin içerdiği toplam alüminyum baz alınarak önerdiği görgül eşitliğe göre ($P = -4.67 + 5.64 Al^T$) hesaplanan basınçlar ise 0.6-1.3 kb arasında değişmektedir. Johnson ve Rutherford (1989)'un hornblendlerdeki toplam alüminyum göz önüne alınarak ortaya koyduğu eşitliğe göre ($P = -3.46 + 4.23 Al^T$) hesaplanan basınçlar 0.6-1.1 kb arasında değişmektedir. Schmidt (1990)'in hornblendlerin içerdiği toplam alüminyum baz alınarak önerdiği formüle göre ($P = -3.01 + 4.76 Al^T$) hesaplanan basınçlar ise 1.5-2.1 kb arasında değişmektedir (Çizelge 5). Hesaplamalardan elde edilen dört farklı basınç değerleri Al[T]'a karşı P (kbar) ilişkisinde birbirine çok yakın paralellikler sunmaktadır (Şekil 7c). Bu farklı barometre değerleri birlikte değerlendirildiğinde Güre Granitoyidi hornblendlerinden hesaplanan Al barometre değerlerinin 0.9 ilâ 1.5 ($\bar{\chi}$) kbar arasında değiştiği söylenebilir.

Çizelge 5'de görüldüğü üzere, hornblendlerin merkez ve kenar bileşimlerine göre hesaplanan



Şekil 7. a) Güre Granitoyidi feldispatlarının An-Ab-Or diyagramında bileşimleri. İzoterm çizgileri Fuhrman ve Lindsley (1988)'e göre. b) Analiz edilen hornblendelerde Al[T] karşı Al[IV] ilişkisini gösteren diyagram. Verilere ait regresyon doğrusu ve eşitliği diyagramda verilmiştir. c) Güre hornblendlerinden hesaplanan dört farklı hornblend jeobarometresine ait doğruları gösteren Al[T] karşı P (kbar) diyagramı.

Figure 7. a) Composition of the Güre Granitoid feldspars on An-Ab-Or plot. Isotherm lines are from Fuhrman and Lindsley (1988). b) Al[T] versus Al[IV] plot in the analysed hornblendes. The regression line and its equation are shown on the plot. c) Al[T] against P(kb) plot showing the slopes of four calculated hornblende geobarometers.

basınç değerleri biraz farklılık göstermekte olup, elde edilen basınç değerleri minimum 3 km (>0.9 kbar) ve en fazla 6 km (1.5 kbar)'lık bir derinliğe karşılık gelmektedir. Bu sonuçlar; Güre Granitoyidinin erken fazının nispeten derinlerde kristallenmeye başladığını, ancak kristallenme sırasındaki yükselme sonucu son kristallenmenin sığ derinliklerde tamamlandığı şeklinde yorumlanabilir.

GRANİTOYİDİN JEOKİMYASI

Ana ve İz Elementler

Güre Granitoyid stoğundan alınan 15 adet örnekten ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 6 ve 7). Güre Granitoyidinin kimyasal bileşimi oldukça değişken olup, kayalardaki modal mineralojik değişimle ilişkilidir. Granodiyoritlerdeki ana oksit değerleri; SiO_2

Çizelge 5. Güre granitoyidi örneklerinde hornblend-plajiyoklas jeotermometre ve hornblend jeobarometre hesaplamaları.

Table 5. Hornblende-plagioclase geothermometer and hornblende geobarometer calculations from the Güre Granitoid samples.

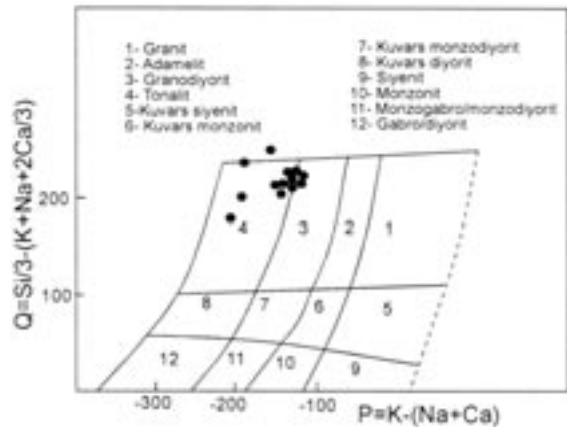
Plajiyoklas-hornblend termometresi							
Mineral 1	Hbl-H12-1-M1	Hbl-H12-1-M2	Hbl-H12-1-K	Hbl-H12-3-M1	Hbl-H12-3-M2	Hbl-H12-3-K1	
Mineral 2	Plj-H12-2-M	Plj-H12-2->	Plj-H12-2->	Plj-H12-2->	Plj-H12-2->	Plj-H12-2-K	
Plj (Xab)	0.63	0.59	0.58	0.56	0.38	0.82	
T (°C)	756 - 760	765 - 769	774 - 781	794 - 798	822 - 826	692 - 698	
Hornblend barometresi							
Örnek No.	H12-1	H12-1	H12-3	H12-3	H12-3	H12-4	H12-4
	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.
	Hornb.	Hornb.	Hornb.	Hornb.	Hornb.	Hornb.	Hornb.
	kenar-1	kenar	merkez-1	merkez-1	kenar-2	merkez-1	merkez-2
P (kbar)							
Hammarstrom ve Zen (1986)	1.0	0.9	1.5	1.4	0.9	1.4	1.2
Hollister vd. (1987)	0.7	0.7	1.3	1.2	0.6	1.2	1.0
Johnson ve Rutherford (1989)	0.6	0.6	1.1	1.0	0.6	1.0	0.9
Schmidt (1990)	1.6	1.6	2.1	2.0	1.5	2.0	1.9
Ortalama (\bar{x})	0.98	0.95	1.5	1.40	0.90	1.40	1.25
Standart sapma (σ)	0.45	0.45	0.43	0.43	0.42	0.43	0.45

%54-73, Al_2O_3 %13-16, Fe_2O_3 %2.8-11.8, MgO %0.3-4.7, CaO %2.5-5, Na_2O %3.5-4, K_2O %0.4-1.7 ve TiO_2 %0.3-1.1 arasında, tonalitlerdeki ana oksit değerleri; SiO_2 %67-76, Al_2O_3 %13-15, Fe_2O_3 %2.4-5.6, MgO %0.2-1.5, CaO %2.2-4.5, Na_2O %3.6-4.3, K_2O %0.2-1.9 ve TiO_2 %0.3-0.6 arasında, kuvars monzodiyoritlerde ana oksit değerleri; SiO_2 %54-57, Al_2O_3 %14.5-15.2, Fe_2O_3 %10.4-11.8, MgO %3-5, CaO %5-8, Na_2O %3.2-4.4, K_2O %0.15-0.3 ve TiO_2 %1-1.25 arasında değişmektedir. Buna göre SiO_2 içeriği tonalitlerde en yüksek, K-monzodiyoritlerde en düşük iken, Fe_2O_3 içeriği bunun aksine tonalitlerde en düşük ve K-monzodiyoritlerde en yüksektir (bkz. Çizelge 6).

Ana element oksitlere dayanarak hazırlanan magmatik kayaların adlandırma diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) yapılan adlandırma modal bileşime dayalı adlama ile uyum içerisindedir. Bu adlandırmaya göre, Güre Granitoyidi örnekleri tonalit ve granodiyorit alanlarında yer almaktadır (Şekil 8).

Harker diyagramında Güre Granitoyidi örnekleri, çoğu ana ve iz elementler için doğrusala yakın bir dağılım göstermektedir (Şekil 9 ve 10). Bu da kayaların gelişiminde fraksiyonel kristal-

lenmenin etkili olabileceğini göstermektedir. Artan silis içeriğine göre; TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MgO, CaO, MnO ve Sr içerikleri negatif, Zr ise pozitif ilişkiler sunmaktadır. Bu ilişkiler, kayaların oluşumunda plajiyoklas+hornblend+magnetit fraksiyonlaşmasından kaynaklanmaktadır. Na_2O ve K_2O nispeten düzensiz dağılımlar göstermektedir. Bu düzensizlik, kısmen alterasyon-



Şekil 8. Güre Granitoyidi örneklerinin Q-P kimyasal adlama diyagramı (Debon ve Le Fort, 1983).
Figure 8. Q-P chemical nomenclature diagram (Debon and Le Fort, 1983) for the Güre Granitoid samples.

Çizelge 6. Güre Granitoidi örneklerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları.
Table 6. Results of major (weight %) and trace element (ppm) analysis of the Güre Granitoid samples.

Örnek No.	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10	G-11	G-12	G-13	G-15	G-22	G-23	G-25	G-26A
SiO ₂	72.28	73.06	72.66	72.69	73.89	72.99	72.83	72.82	72.06	76.05	67.20	74.44	68.30	56.96	54.06	54.69	55.47
TiO ₂	0.30	0.29	0.31	0.33	0.30	0.30	0.30	0.32	0.30	0.30	0.62	0.35	0.58	1.24	1.13	1.06	1.08
Al ₂ O ₃ *	13.70	13.54	13.66	13.88	13.90	13.78	13.90	13.40	13.25	13.08	14.79	12.88	14.22	14.52	16.03	15.08	15.24
Fe ₂ O ₃ *	2.89	3.09	3.37	3.21	2.48	3.05	2.85	2.77	3.33	2.43	5.62	2.74	5.03	11.87	11.84	11.51	10.40
MnO	0.10	0.08	0.09	0.08	0.05	0.07	0.07	0.06	0.08	0.02	0.12	0.07	0.10	0.16	0.13	0.18	0.16
MgO	0.34	0.38	0.42	0.38	0.36	0.41	0.42	0.60	0.80	0.17	1.56	0.65	1.51	3.19	4.70	4.75	4.92
CaO	2.61	2.58	2.56	2.61	2.45	2.74	2.75	2.99	3.04	3.03	4.53	2.21	3.94	5.54	5.05	6.74	7.79
Na ₂ O	3.96	3.60	3.76	3.60	3.77	3.71	3.61	3.48	3.59	4.35	4.09	3.91	3.89	4.40	3.55	3.87	3.25
K ₂ O	1.36	1.75	1.92	1.91	1.68	1.78	1.60	1.67	1.77	0.27	0.22	0.39	0.30	0.16	0.44	0.29	0.15
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.08	0.07	0.05	0.13	0.06	0.08	0.12	0.09	0.07	0.08
AK	2.2	1.4	1.1	1.2	1.2	1.0	1.5	1.6	1.8	0.4	1.0	2.5	2.1	1.8	3.0	1.7	1.4
Toplam	99.84	99.86	99.93	99.99	100.16	99.91	99.92	99.82	100.12	100.16	99.90	100.22	100.06	99.97	100.04	99.96	99.96
Co	3	3	3	3	2	3	3	3	4	2	9	3	7	31	36	37	33
Ga	16	16	16	17	17	17	17	16	15	16	17	15	17	18	17	156	17
Hf	3	3	3	3	4	4	3	3	3	4	2	3	2	2	2	2	2
Nb	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2
Rb	17	48	59	67	53	61	45	56	63	3	3	5	3	2	3	2	1
Sr	134	111	113	116	124	122	136	124	110	121	128	93	161	161	182	218	209
Th	4	4	4	4	4	5	4	4	4	2	1	1	1	2	1	1	1
V	21	19	19	22	17	20	21	21	17	18	67	17	58	318	400	393	374
Zr	100	111	107	111	104	109	79	106	109	118	71	94	64	84	71	67	70
Y	26	31	28	28	18	28	23	25	20	25	34	21	26	29	25	27	25
Cu	6	3	3	3	2	3	3	4	3	5	4	40	6	17	10	10	4
Pb	8	3	4	4	3	4	3	4	5	4	3	3	3	3	3	3	3
Zn	111	30	45	44	31	30	27	30	35	16	27	31	67	18	25	14	10
Ni	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	4	14	12	11
Mg#	11	11	11	11	13	12	13	18	19	7	22	19	23	21	28	29	32

Not: Fe₂O₃*, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. AK, ateşte kayıp (toplam uçucu içeriği). Mg# (Mg-numarası)=100xMgO/(MgO+Fe₂O₃*).

Çizelge 7. Güre Granitoyidi örneklerinin nadir toprak element (ppm) analiz sonuçları.
Table 7. Results of rare earth element (ppm) analysis of the Güre Granitoid samples.

Örnek No.	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10	G-11	G-12	G-13	G-15	G-22	G-23	G-25	G26A
La	8.7	12.9	12.2	12.8	7.1	13.6	11.7	12.5	7.7	7.8	4.8	3.8	4.4	7.3	6.8	6.3	6.4
Ce	18.7	28.5	26.3	28.4	15.0	29.1	23.9	27.5	16.1	19.6	13.1	10.7	11.5	17.3	14.3	12.9	13.9
Pr	2.31	3.48	3.30	3.48	1.93	3.64	3.04	3.50	2.06	2.85	2.11	1.63	1.68	2.49	1.91	2.01	1.98
Nd	10.0	14.9	13.2	14.4	7.3	15.2	12.2	14.0	8.1	12.5	10.3	7.2	8.6	11.2	8.2	8.7	8.3
Sm	2.9	3.8	3.7	3.8	2.4	3.6	3.4	3.3	2.5	3.8	4.1	2.8	3.0	3.4	2.7	2.8	2.8
Eu	1.01	1.05	1.11	1.14	0.88	1.08	1.04	1.03	0.92	1.28	1.20	0.99	1.30	1.22	1.03	0.86	0.88
Gd	3.61	4.50	3.89	4.05	2.41	4.27	3.77	3.84	2.66	3.94	4.69	2.83	3.82	4.14	3.49	3.49	3.54
Tb	0.62	0.79	0.74	0.64	0.44	0.77	0.67	0.73	0.45	0.63	0.78	0.55	0.64	0.70	0.61	0.65	0.61
Dy	4.15	4.85	4.56	4.36	2.72	4.61	3.79	4.21	3.14	4.27	5.40	3.71	3.99	4.90	3.91	3.73	4.00
Ho	1.03	1.18	1.03	1.08	0.64	1.10	0.89	0.89	0.71	0.98	1.26	0.86	1.02	1.15	0.93	0.95	0.96
Er	3.13	3.50	3.56	3.21	2.09	3.24	2.72	3.02	2.37	3.13	3.73	2.81	3.11	3.35	2.89	2.96	2.97
Tm	0.47	0.52	0.50	0.44	0.29	0.50	0.38	0.41	0.35	0.41	0.56	0.44	0.44	0.45	0.36	0.38	0.38
Yb	3.02	3.54	3.66	3.24	2.30	3.41	2.71	3.04	2.41	3.24	3.70	3.25	2.92	3.46	2.78	2.80	2.79
Lu	0.55	0.59	0.60	0.56	0.37	0.57	0.45	0.43	0.44	0.52	0.60	0.56	0.48	0.52	0.44	0.46	0.49

dan ve büyük ölçüde kabuk kirlenmesinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca, Ba ve Rb hiperbolik pozitif bir ilişki sunarak magmatik gelişimde kabuk etkisi ve/veya magma karışımı olaylarına işaret etmektedir (Şekil 10). Y içeriği önce pozitif sonra negatif olan eğrisel bir değişim sunmaktadır. Bu durum muhtemelen, fraksiyonel kristallenme sırasında hornblend ve plajiyoklas kontrollü ayırma işlemine bağlıdır.

Jeokimyasal olarak Güre Granitoyidi, I-tipi, kalkalkalin karakterli, metalümin-peralümin (Şekil 11) özelliktedir ($A/CNK=0.9-1.2$; Maniar ve Piccolli, 1989). Whalen vd. (1987)'nin geliştirdiği ayırım diyagramında örnekler, genel olarak fraksiyonlaşmış granitoyid (FG) alanında yer almaktadır (Şekil 12). Buna göre Güre Granitoyidi, kendisinden daha mafik ana granitoyidik bir magmanın farklılaşmış son faz ürününü temsil edebilir. Debon ve Le Ford (1983)'un karakteristik mineral diyagramında örneklerin çoğunluğu II ve III nolu alanlarda yer almakta ve karakteristik mafik minerali biyotit olup (Şekil 13), Güre Granitoyidi alümino-kafemik (ALCAF) karakterli olarak tanımlanmaktadır. Buna ilaveten granitoyid örnekleri, az belirgin subalkalen (SALKL) alt bölümü yönsemesini izlemektedir.

Batchelor ve Bowden (1985)'nin granitik kayalar için geliştirdiği magma-tektonik ayırtma diyagramında, Güre Granitoyidi örnekleri çarpışma ile eş yaşlı alan ile manto fraksiyonları alanını ayıran çizgi sınırında yer almaktadır (Şekil 14). Ayrıca tektonik ortamları tanımlamada kul-

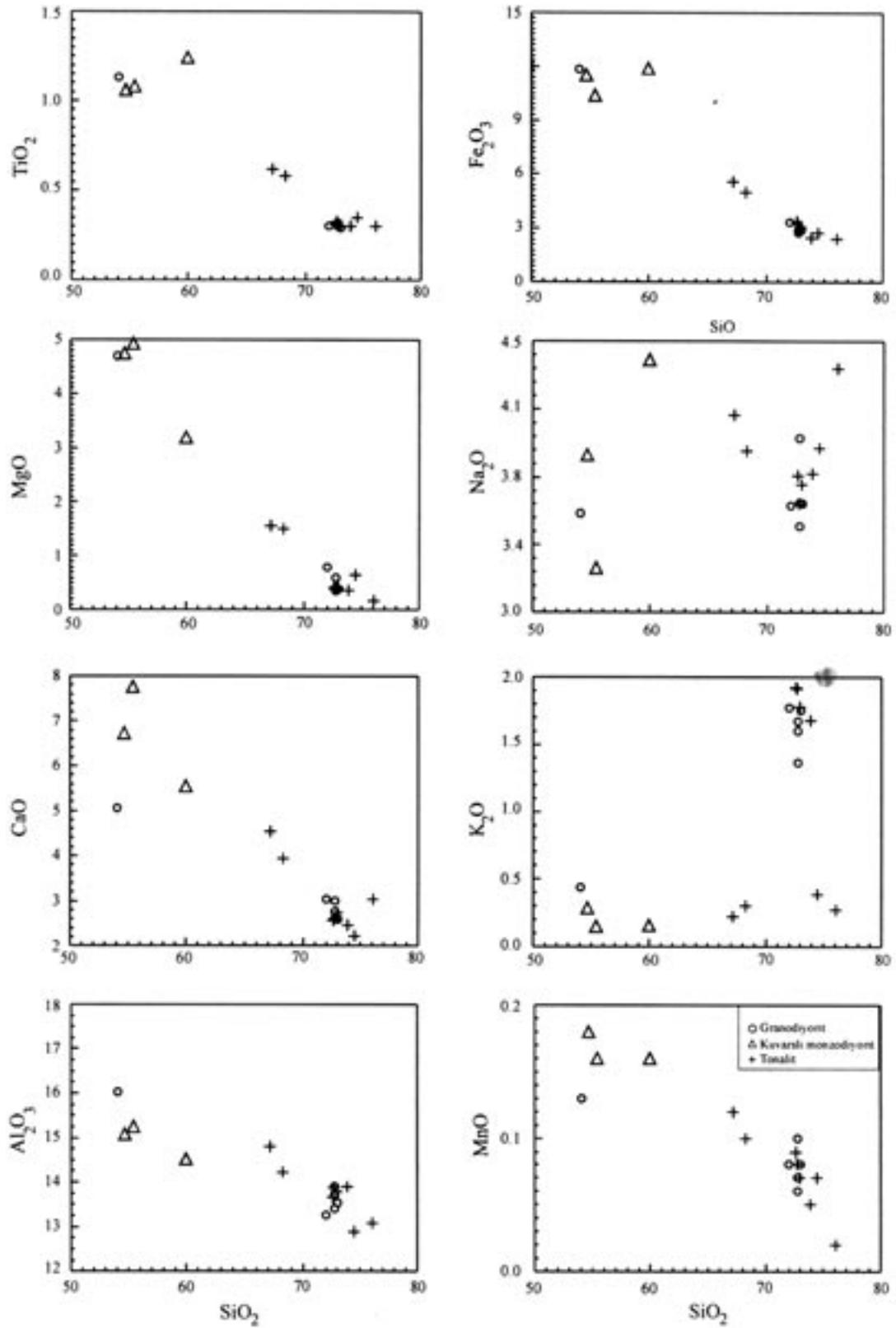
lanılan Rb-Y+Nb iz element diyagramında (Pearce vd., 1984) incelenen sokulum örneklerinin tümü volkanik yay granitoyidleri (VAG) alanına düşmektedir (Şekil 15). Buna göre Güre Granitoyidi yay ortamında gelişen çarpışma granitoyidi olarak yorumlanabilir.

Uyumsuz Elementler

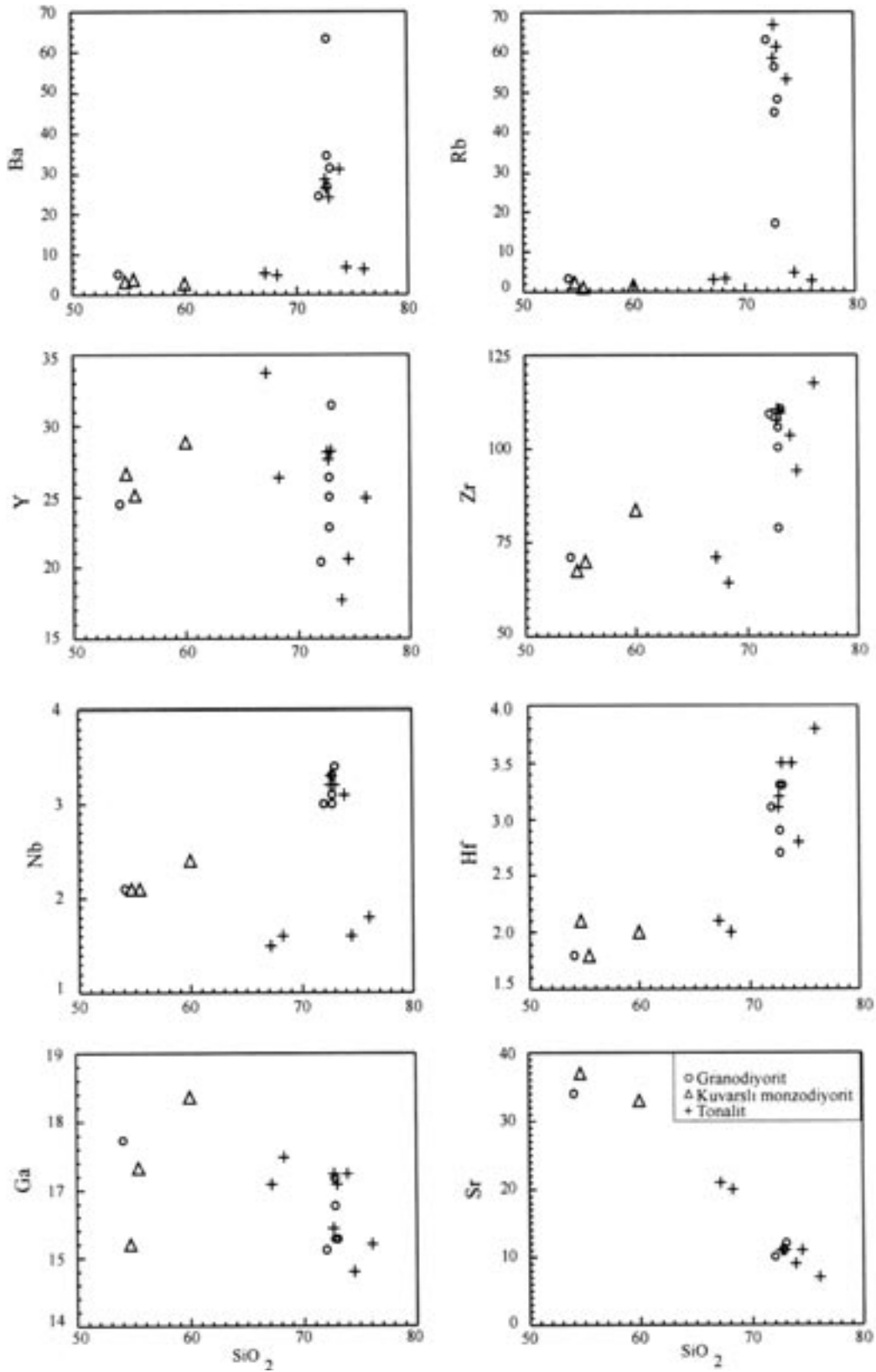
Güre Granitoyidi örneklerinin okyanus sırtı granitlerine normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımları genel olarak birbirine benzerlik göstermesine rağmen, granodiyoritler K, Rb, Ba ve Th bakımından kuvars monzodiyorit ve tonalit örneklerine göre daha fazla zenginleşme göstermektedirler. Genel olarak yüksek iyonik potansiyelli uyumsuz element miktarları normalleştirilmiş bileşime göre daha düşüktür. Bu özellikleriyle volkanik yay granitoyidlerinin özelliklerini yansıtır. Kayaç örneklerinde büyük iyon yarıçaplı elementlerdeki zenginleşme farklılıkları, muhtemelen ana magmanın farklılaşması sırasında gerçekleşen farklı oranlardaki kabuk özümlemesiyle ilişkilidir. Ayrıca dağılımlarda karakteristik negatif Nb anomalileri gözlenmektedir (Şekil 16). İz element dağılımlarındaki özellikler, Pearce vd. (1984) tarafından verilen çarpışma granitoyidlerinin yönsemesine benzemektedir.

Nadir Toprak Elementleri

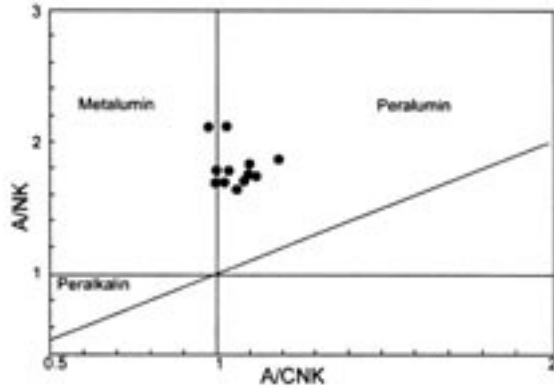
Granitoyid örneklerinin, kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) dağılımları genelde birbirlerine benzer olup, hafif NTE'ler,



Şekil 9. Güre Granitoidi örneklerinin % SiO_2 'ye karşı ana oksit (% ağırlık) değişim diyagramları.
 Figure 9. SiO_2 (wt.%) versus major oxide (weight %) variation plots of the Güre Granitoid samples.

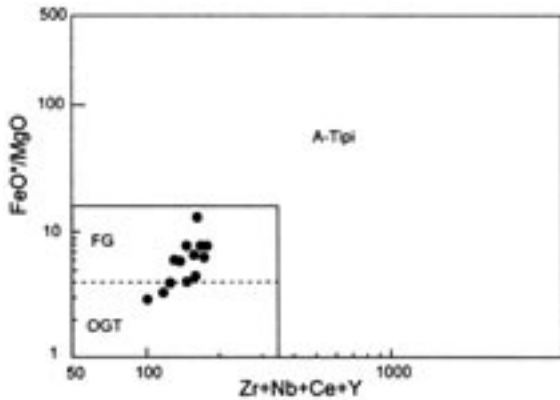


Şekil 10. Güre Granitoid örneklerinin % SiO_2 'ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları.
 Figure 10. SiO_2 (wt.%) versus trace element (ppm) variation plots of the Güre Granitoid samples.



Şekil 11. Güre Granitoyidi örneklerinin moleküler $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (A/CNK) değerine karşı moleküler $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (A/NK) diyagramı (Maniar ve Piccolli, 1989).

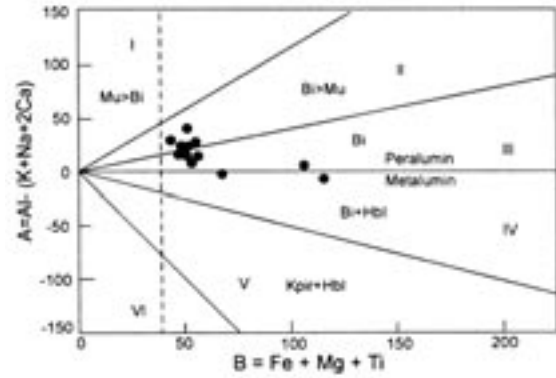
Figure 11. Molecular $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (A/CNK) versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (A/NK) diagram (Maniar and Piccolli, 1989) of the Güre Granitoid samples.



Şekil 12. Güre Granitoyidi örneklerinin fraksiyonlaşmaya bağlı $Zr+Nb+Ce+Y$ karşı FeO^*/MgO ayırım diyagramı (Whalen vd., 1987) (FG: Fraksiyonlaşmış granitoidler, OGT: Fraksiyonlaşmamış granitoidler).

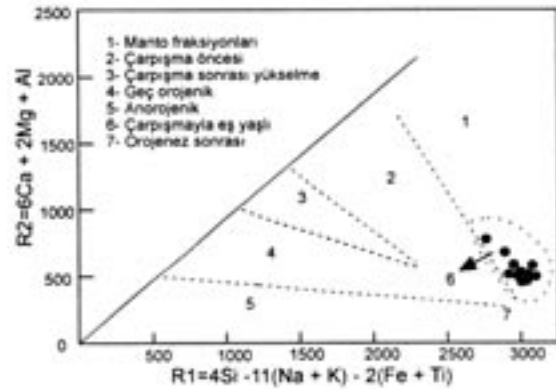
Figure 12. $Zr+Nb+Ce+Y$ versus FeO^*/MgO discrimination diagram (Whalen vd., 1987) of the Güre Granitoid samples (FG: Fractionated granitoids, OGT: Unfractionated granitoids).

ağır NTE'e göre daha fazla zenginleşme gösterir ($(La/Lu)_N=1-2$; Şekil 17). Bu zenginleşme, bazı granodiyorit ve tonalit örneklerinde daha belirgindir. Genel olarak örnekler az zenginleşmiş kaşık şekilli bir dağılım sunmaktadırlar (bkz. Şekil 17). Bu da kayaçların gelişiminde muhtemel hornblend ayrılaşmasına işaret etmektedir. Bazı örneklerde negatif Eu anomalisi göz-



Şekil 13. Güre Granitoyidi örneklerinin A-B karakteristik mineral diyagramı (Debon ve Le Fort, 1983).

Figure 13. A-B characteristic mineral plot (Debon and Le Fort, 1983) of the Güre Granitoid.



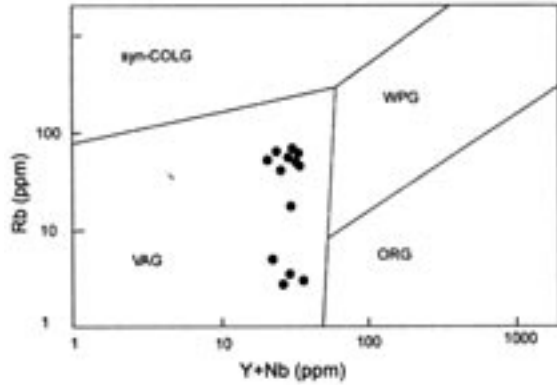
Şekil 14. Güre Granitoyidi örneklerinin R1- R2 ana element ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).

Figure 14. R1-R2 major element discrimination plot (Batchelor and Bowden, 1985) of the Güre Granitoid samples.

lenmekte olup, kayaçların oluşumu sırasında plajiyoklas fraksiyonlaşmasının da etkili olabileceğini göstermektedir.

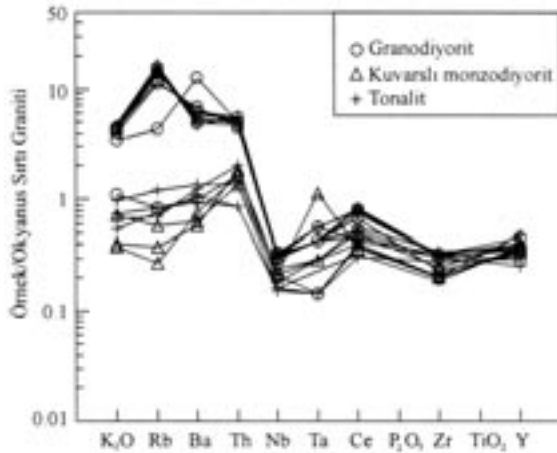
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Güre Granitoidinin yüzeylemesi dikkate alındığında uzun eksenli KD-GB uzanımlıdır. Bu uzanım yönelimi Pontidlerin ana kırık yönleriyle uyumluluk göstermektedir (Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997). Bu ana iki kırık sisteminin Mesozoyik granitlerinin yerleşiminde etkili olduğu Şen ve Kaygusuz (1998) tarafından belirtilmektedir. Ayrıca kalınlaşan ve olgunlaşan Pontid yay ka- buğunun Üst Kretase sonrası magmatizmanın



Şekil 15. Güre Granitoidi örneklerinin Rb-(Y+Nb) tektonik ayırım diyagramı (Pearce vd., 1984). VAG: volkanik yay granitoidleri, syn-COLG: çarpışma ile eş yaşlı granitoidler, WPG: levha içi granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri.

Figure 15. Rb-(Y+Nb) tectonic discrimination plot (Pearce et al., 1984) of the Güre Granitoid samples. VAG: volcanic arc granitoids, syn-COLG: syn-collision granitoids, WPG: within-plate granitoids, ORG: ocean ridge granitoids.

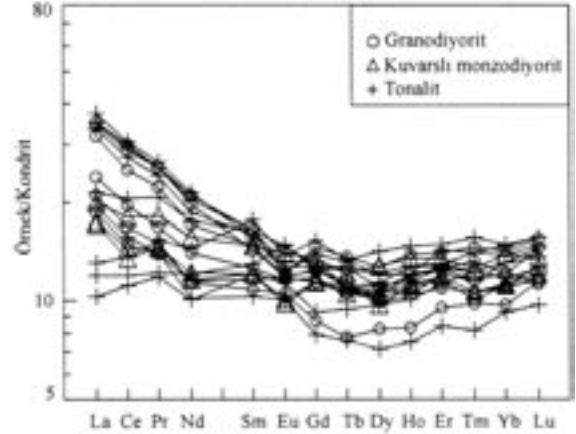


Şekil 16. Güre Granitoidi örneklerinin okyanus ortası sırtı granitlerine (Pearce vd., 1984) göre normalleştirilmiş iz element dağılımları.

Figure 16. Ocean Ridge Granite (ORG) (Pearce et al., 1984) normalised trace element plot of the Güre Granitoid samples.

gelişimi açısından önemli olduğu bilindiğinden (Arslan vd., 2001 ve 2002) Güre Granitoidinin ana magmasının gelişiminde yay kabuk yapısının önemli rolü olduğu ileri sürülebilir.

Bölgede hem volkanitler ve hem de sokulumun yaşı konusunda sağlıklı bilgilerin olmaması elde



Şekil 17. Güre Granitoidi örneklerinin kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları.

Figure 17. Chondrite (Taylor and McLennan, 1985) normalised rare earth element patterns of the Güre Granitoid samples.

edilen bulguların petrojenetik açıdan irdelenmesini zorlaştırmaktadır. Ancak yan kayaç volkanitlerin en azından İst Kretase zaman aralığında oluştuğu kabul edilirse (Kolaylı ve Arslan, 2003), bunları kesen Güre Granitoidinin Üst Kretase-Paleosen (?) yaşlı olduğu söylenebilir. Böyle bir durumda söz konusu sokulumdan elde edilecek jeokronolojik kesin yaş tayini yan kayaç olan volkanitlerin en düşük yaşını da tanımlayacaktır.

Petrografik ve jeokimyasal veriler Güre Granitoidinin, I-tipi, kalkalkalin karakterli, metalümin-peralümin, alümino-kafemik (ALCAF), ayrılaşmış granitoid ve çarpışma ile eş yaşlı volkanik yay granitoidi özellikleri taşıdığını göstermektedir. Granitoid örneklerinin ana ve iz element değişimleri bunların gelişiminde kristal ayrılaşmasının önemli olduğunu göstermektedir. Ayrıca, uyumsuz element ve nadir toprak element dağılımları oluşumlarında olgunlaşan yay kabuğunun katkısının da önemli olduğuna işaret etmektedir. Sokulum, kesmiş olduğu dasitik kayalarla aynı ana magmadan türeyen ürünler veya tamamen ilişkisiz olabilir. Eğer sokulum volkanitlerle ilişkisiz ise, derinlere yerleşen büyük bazik magma odaları tarafından kabuğun ısıtılması nedeniyle gelişen kabuk ergimesine işaret eder. Bu yüzden yitim ve kabuk kalınlaşması esnasında gerçekleşen hibrid kökenli magmatik aktivite için delil oluşturmaktadır. Pet-

rografik ve petrokimyasal özelliklerine göre incelenen granitoidin kökeni hibrid bir malzeme olmalıdır. Ancak bu malzemenin oluşumunda silikalik veya manto kökeni daha fazla olabilmektedir (Debon ve Le Fort, 1983). Bu bakımdan incelenen Güre Granitoidi, hibrid ana magmanın farklılaşma ürünü olup, Doğu Pontid Geç Kretase ve sonrası magmatizmasının gelişiminde olgun yay kabuğunun önemine dikkat çekmektedir.

Güre Granitoidi, ergiyiklerce zengin bir kaynaktan itibaren fraksiyonel kristallenme ile oluşmuş olabilir. Granitik ana magma büyük oranda kısmi ergime ile oluşmuştur ve magma zorlaması (stopping) yolu ile volkanik kayalar içerisine yerleşmiştir. Granitik magmanın kristallenmesi nispeten derin kesimlerde (yaklaşık 6 km) başlamakta birlikte, son kristallenmesi sıg seviyelerde (yaklaşık 3 km) gerçekleşmiş olmalıdır. Bu durumda hornblendin kristallenmesi sırasında yükselmeyle son yerleşmenin tamamlanmış olması gerekmektedir. Bölgenin genel tektoniği (KD-GB ve KB-GD uzanımlı ana kırık sistemleri; Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997) hakkında; incelenen granitik kütlelerin muhtemel yerleşim yaşı ve yayılım geometrisi esas alındığında, bu yükselmenin ve/veya son yerleşmenin kırık sistemleri ile ilişkili olabileceğini söylemek mümkündür. Bu nedenle Güre Granitoidinden ve benzeri granitik sokulumlardan ileride yapılacak jeokronolojik yaşlandırmalar; hem sokulumların yerleşim yaşlarının belirlenmesi, hem de yöredeki Geç Kretase sonrası tektonizmanın aydınlatılması açısından oldukça önemlidir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışma için maddi destek sağlayan Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (Proje No: 2000.112.005.7) Birimi'ne ve mikroprob analizlerinin gerçekleştirilmesinde yardımcı olan Dr. Sergei Matveev'e (Alberta Üniversitesi, Kanada) teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B., and Zakariadze, G. S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-199.

- Altun, Y. 1990. Giresun-Görece ve Tirebolu (Doğu Karadeniz) Yöresindeki renkli metal yataklarının karşılaştırmalı cevher mineralojileri ve kökenleri. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 150 s (yayımlanmamış).
- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2001. Doğu Pontid kuzey (Tonya-Trabzon) ve güney (Yağmurdere-Gümüşhane) zonundaki Eosen yaşlı granitik sokulumların jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi. KTÜ Araştırma Fonu Projesi Raporu No:98.112.005.2, 30 s.
- Arslan, M. ve Kolaylı, H., 2003. Güre (Giresun) Granitoidi ve çevre kayalarının petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik incelenmesi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi Raporu (Proje kod no: 2000.112.005.7), 43 s.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., and Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey. *Chemical Erde (Geochemistry)*, 57, 157-187.
- Arslan, M., Hoskin, P.W.O., and Aslan, Z., 2001. Continental crust formation and thermal consequences of Cenozoic thickening of the Eastern Pontides Tectonic unit: Preliminary temporal constraints and implications. *Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV)*, 121 pp.
- Arslan, M., Temizel, İ., and Abdioğlu, E., 2002. Subduction input versus source enrichment and role of crustal thickening in the generation of Tertiary magmatism in the Pontid Paleo-Arc setting, NE Turkey. In: B. De Vivo and R.J. Bodgar (eds.) *Workshop-Short Course on Volcanic Systems, Geochemical and Geophysical Monitoring, Melt Inclusions: Methods, Applications and Problems*, Napoli, Italy, 13-16.
- Aslan, Z., 1998. Saraycık-Sarıhan granitoidleri (Bayburt) ve çevre kayalarının petrografisi, jeokimyası ve petrolojisiyle Sarıhan granitoidinin jeokronolojik incelenmesi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 222 s (yayımlanmamış).
- Aslaner, M., Gedikoğlu, A. ve Tülümen, E., 1982. Harşit polimetallik mineralizasyonlarının ayrıntılı araştırılması. TÜBİTAK Matematik-Fizik ve Biyolojik Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG 390, Ankara.
- Batchelor, B., and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Bektaş, O. ve Çapkınoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid magmatik arkında (KD Türkiye) neptünien dayklar ve blok tektoniği, Mesozoyik havzaların kinematiki ile ilgili bulgular. Çukurova Üniversitesi 20.Yıl Sempozyumu Bildiri Özleri, 187-189.

- Çamur, M. Z., Güven, İ. H., and Er, M., 1996. Geochemical characteristics of the Eastern Pontide volcanics: An example of multiple volcanic cycles in arc evolution. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 123-144.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar. *İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları*, 112 s.
- Debon, F., and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.
- EğİN, D., Hirst, D.M., and Phillips, R., 1979. The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harşit river area, Pontid volcanic province, northeast Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 105-123.
- Fuhrman, M. L., and Lindsley, D. H., 1988. Ternary-feldspar modelling and thermometry. *American Mineralogist*, 73, 201-215.
- Gedikoğlu, A., 1978. Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları. Doçentlik Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 161 s (yayımlanmamış).
- Güven, İ. H., 1993. 1/250 000 scaled geological and metallogenical map of the Eastern Black Sea Region. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporu, Trabzon* (yayımlanmamış).
- Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Holland, T. J. B., and Blundy, J. D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 443-447.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowel, H. H., and Sisson, V. B., 1987. Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C. 1998. Torul (Gümüşhane) granitoidinin petrografik ve kimyasal karakterleri. *Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı*, 14-15.
- Kazmin, V. G., Sborshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonnenshain, L. P., Boulin, J., and Knipper, A. L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic Evolution of Tethys. *Tectonophysics*, 123, 123-152.
- Kolaylı, H. ve Arslan, M., 2003. Güre (Giresun) yöresi Üst Kretase volkanitlerinin petrografik ve petrokimyasal özellikleri. *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 7-2, 145-160.
- Lameyre J., and Bowden P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-186.
- Lameyre, J., and Bonin, B., 1991. Granites in the main plutonic series. In: J. Didier and B. Barbarin (eds.), *Enclaves and Granite Petrology. Development in Petrology*, 13, 3-17.
- Leake E. B., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
- Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, G., and Corsini, F., 1983. Petrochemical constraints on the models of Cretaceous-Eocene tectonic evolution of the Eastern Pontid Chain (Turkey). *Cretaceous Research*, 4, 159-172.
- Maniar, P.D., and Piccolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G.W., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pejatovic, S., 1979. Pontid Tipi Masif Sülfür Yataklarının Metalojenisi. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayınları No. 177*, 100 s.
- Sawa, T. ve Altun, Y., 1977. Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki tabakalı ve stockwork tip bakır, kurşun, çinko yatakları. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Raporu 1510*.
- Schmidt, M.W., 1990. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5 kbar. *Terra (Abstracts)*, 3, 30.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Şen, C., 1987. Dağbaşı (Trabzon) Bölgesinde yüzeylenen Alt Bazik (Jura)-Granitoid (Üst Kretase) formasyonlarının petrografik-kimya-

- sal özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80 s (yayımlanmamış).
- Şen, C. ve Kaygusuz, A. 1998. Doğu Pontid adayayı granitoidlerin karşılaştırılmalı petrografik ve kimyasal özellikleri. KD Türkiye. Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 12-13.
- Taner, M. F., 1977. Etuda géologique et pétrographique de la région de Güneyce-İkizdere, située au sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie). Doktora Tezi, Université de Genève, 180 s (yayımlanmamış).
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust, Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Tüysüz, N. ve Er, M., 1995. Lahanos (Espiye) ve İsraildere (Tirebolu) masif sülfid cevherleşmeleri çevresinde görülen hidrotermal alterasyon zonlarındaki kimyasal ve mineralojik değişimler. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 10, 104-113.
- Van, A., 1990. Pontid kuşağında Artvin bölgesinin jeokimyası, petrojenezi ve masif sülfid mineralizasyonları. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 185 s (yayımlanmamış).
- Whalen, J.B., Kenneth, L.C., and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95, 407-419.



Terziali-Çayağzı (Kırşehir) altın cevherleşmesi: Kırşehir Masifi'nde saprolitik altın zenginleşmelerinin ilk bulguları

Terziali-Çayağzı (Kırşehir) gold mineralization: Initial findings of saprolitic gold enrichments in the Kırşehir Massif

Ebru COŞKUN DELİBAŞ, Yurdal GENÇ

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

ÖZ

Terziali-Çayağzı (Kırşehir) altın cevherleşmesi başlıca; mermer, gnays, şist ve metajasperoidlerden oluşan Kırşehir Masifi metamorfikleri içinde yer almaktadır. Bölgede yüksek altın değerleri metajasperoidler ve şistlerin yüzeysel bozunma zonlarından elde edilmiştir. Metajasperoidlerin altın içeriği 1ppm'in altındadır. Şistlerin yüzeysel bozunma zonlarının altın içerikleri ise değişken olup, yerel olarak 6 ppm'e kadar ulaşmaktadır. Bozunma zonlarının özellikle yüzeye yakın kesimlerinde altın değerleri daha yüksek olup, altın içeriği derine doğru azalmaktadır. Ünceleme alanındaki metajasperoid ve silisleşmiş şistlere ait sıvı kapanım verilerine göre, metajasperoidlerdeki birincil kapanımların homojenleşme sıcaklık değerleri 319°C ve 420°C arasında ve 485°C'den daha yüksek, tuzlulukları ise ağırlıkça %2.2 ve %14.8 NaCl eşdeğeri arasında değişmektedir. Şistlerin fay zonlarındaki silisleşmiş kesimlerin birincil kapanımlarının homojenleşme sıcaklıkları 154°C ve 390°C arasında ve 421°C'den daha yüksek olup, tuzlulukları %3.3 ve %4.5 değerleri arasında bulunmuştur. Şistler içindeki silisleşmiş zonlarda ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklık değerleri ise 80°C ve 243°C arasındadır. Sıvı kapanım verileri; jeolojik ve petrografik gözlemlerle uyumlu olup, metajasperoidlerdeki ve altın içeriği yüksek silisleşmiş şistlerdeki sıvı kapanımlarının farklı kökene sahip olduğuna işaret etmektedir. Bu verilere göre; metajasperoidlerdeki sıvı kapanımlarının metamorfik kökenli olduğu ve silisleşmiş şistlerdeki sıvı kapanımlarının ise daha genç, muhtemelen meteorik kökenli çözeltileri temsil ettikleri düşünülmektedir. Şistlerin yüzeysel bozunma zonlarına bağlı Terziali-Çayağzı altın cevherleşmesi tenör dağılımı, alterasyon ve mineralojik-petrografik özellikleri açısından dünyadaki lateritik-saprolitik altın yataklarıyla ortak özellikler taşımaktadır.

Anahtar Kelimeler: Altın, Kırşehir Masifi, laterit-saprolit, metajasperoid, Orta Anadolu, sıvı kapanımı.

ABSTRACT

The Terziali-Çayağzı (Kırşehir) gold mineralization is hosted in the Kırşehir Massif metamorphites which are mainly composed of marble, gneiss, schist and metajasperoids. The highest gold contents in the Terziali-Çayağzı region are found in metajasperoids and the weathering zones of the schists. The gold content of the metajasperoids is lower than 1 ppm, whereas that of the weathering zones of the schists reaches up to 6 ppm. The gold content of the weathering zones is variable. The highest gold grades are detected in the upper part of the weathering zones near the surface, while they decrease downwards. Based on the fluid inclusion data of the metajasperoid and the silicified schists in the study area, the homogenization temperatures of the primary inclusions within the metajasperoids range from 319°C to 420°C and higher than 485°C. The salinity values are between 2.2 wt% and 14.8 wt% NaCl equivalent. The homogenization temperatures, which are measured on primary inclusions of the silicified fault zones within the schist, are between 154°C and 390°C and higher than 421°C. The salinity values of these fluid inclusions range from 3.3% to 4.5 % NaCl equivalent. The homogenization temperatures of the secondary inclusions of the silicified zones within the schists range between 80°C and 243°C. The fluid inclusion data are compatible with the geological and petrographical observations, and indicate that the fluid inclusions within the metajasperoids and the silicified schists have derived from different sources. It is considered that the fluid inclusions of the metajasperoids are metamorphic in origin and that of the silicified schist are younger and probably de-

rived from the meteoric fluids. The grade distribution, alteration and mineralogical-petrographical features suggest that the Terziali-Çayağzı gold mineralization hosted in the weathering zones of the schists has similar characteristics with those of lateritic-saprolitic gold deposits in the world.

Key Words: Gold, Kırşehir Massif, laterite-saprolite, metajasperoid, Central Anatolia, fluid inclusion.

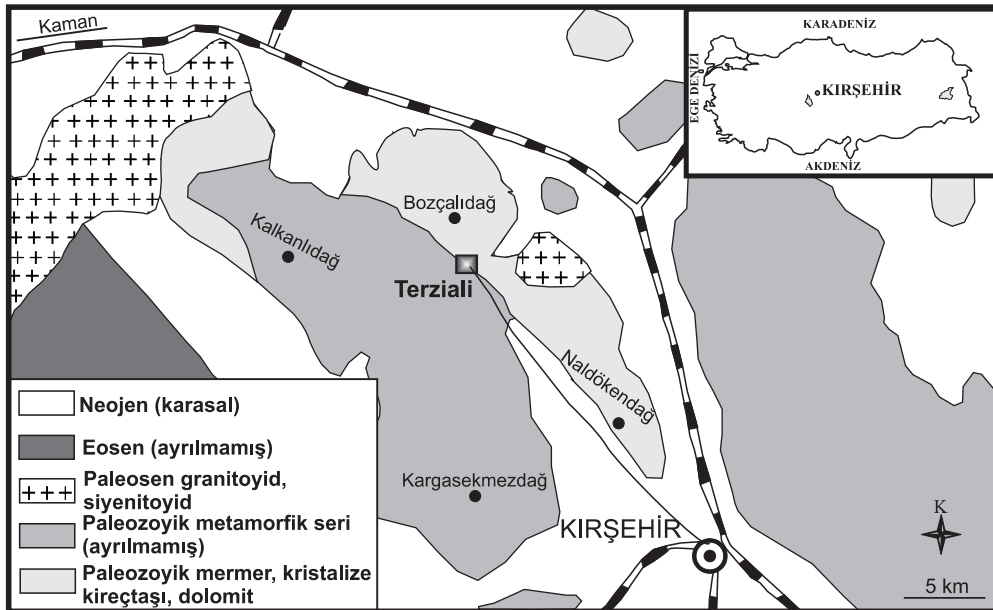
GİRİŞ

Çok eski devirlerden beri Kanada, Avustralya ve Brezilya gibi ülkelerde metamorfitle içindeki silisli zonlardan ve altınlı kuvars damarlarından ekonomik olarak altın üretimi yapılmaktadır (Foster, 1993). Ülkemizde de Kırşehir Metamorfik Masifi'nde son yıllarda altına yönelik arama çalışmaları yoğun bir şekilde yürütülmektedir (Karabalık ve Yüce, 1998). Kırşehir Masifi'nin güneybatısında bulunan inceleme alanı, Kırşehir il merkezinin yaklaşık 20 km kuzeyinde olup, 1/25.000 ölçekli J31-b3, J32-a4 ve J32-d1 paftalarında Kırşehir, Çayağzı-Terziali Köyü sınırları içinde yer almakta ve 70 km²'lik bir alana yayılmaktadır (Şekil 1).

Terziali-Çayağzı (Kırşehir) sahasının büyük çoğunluğunu metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu metamorfikler başlıca, mermer, şist, gnays ve metajasperoidlerden oluşmaktadır. Ünceleme alanında metamorfitle dışında, siye-

nitik ve çok küçük ölçekte fonolitik-trakitik kayalar yüzeylenmektedir. Bölgedeki altın cevherleşmesi, metamorfik kayalar içerisinde. Silisli zonlarda Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından yapılan sondaj ve yarmalardan alınan örneklerde elde edilen altın değerleri, kuvars-mika-aktinolit şistlerde ve metajasperoidlerde 1 ppm'in altında iken, şistlerin yüzeysel bozunma zonlarında ortalama 4 ppm'dir. Metajasperoidlerde altın zenginleşmelerinin yanı sıra, florit zenginleşmeleri de izlenmiştir.

Terziali-Çayağzı (Kırşehir) altın cevherleşmesi, jeolojik ve mineralojik özellikleri açısından, Kırşehir Masifi metamorfitlelerinde literatürde tanımlanan ilk örnektir (Genç vd., 2003). Bu nedenle, Terziali-Çayağzı altın cevherleşmesinin oluşumunu kontrol eden süreçlerin anlaşılabilmesi amacıyla, cevherleşme bölgesinde jeoloji, mineraloji, petrografi ve sıvı kapanımı çalışmaları yapılmıştır.



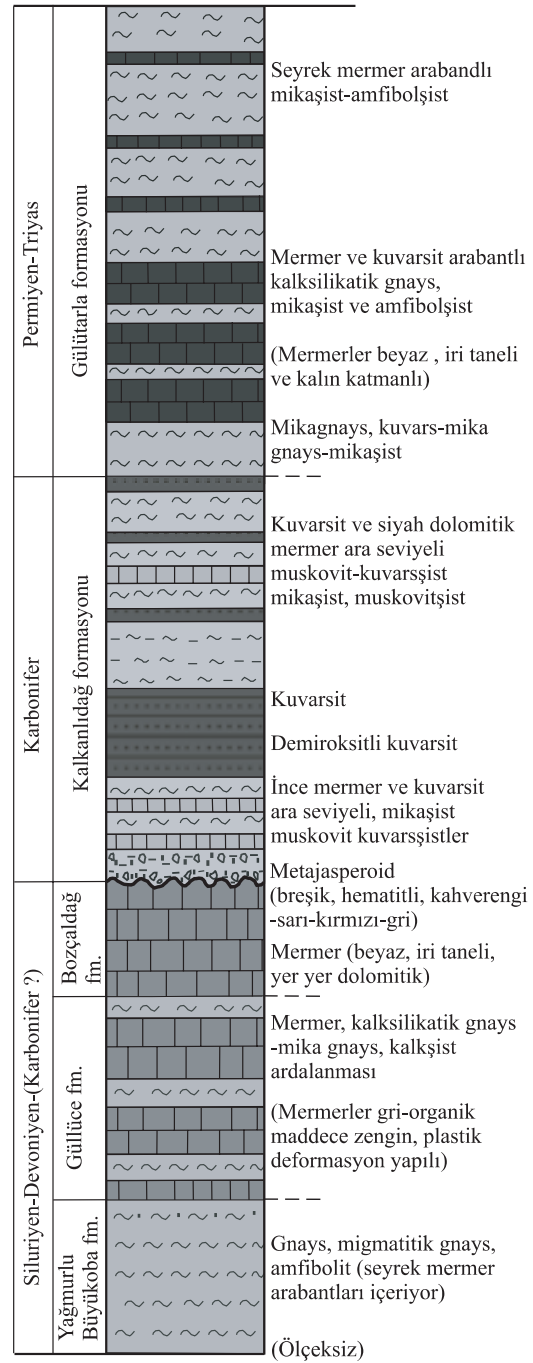
Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası (1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından değiştirilerek alınmıştır).
Figure 1. Location map of the study area (revised from 1/500.000 scaled geological map of Turkey).

CEVHERLEŞME ALANININ JEOLJİSİ

Kırşehir Masifi yaklaşık olarak üçgen şekilli bir alanda, Sulakyurt, Keskin, Kırıkkale, Yozgat, Sivas, Kayseri, Niğde, Aksaray ve Kırşehir yerleşim merkezleri arasında olup, jeolojik olarak ise batıda Tuz Gölü Fayı, doğuda Ecemiş Fayı ve kuzeyde ise İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonuyla çevrelenir. Masifin metamorfik kayaları, Kırşehir'in kuzeyinde, Yozgat'ın güneydoğusunda, Akdağmadeni'nin güneyinde ve Niğde'nin doğusunda gözlenmektedir. Bu kayalar mermer, kuvarsit, kalkışist, amfibolşist, mikaşist ve gnayslardan oluşmakta ve genellikle ardalanmalı olarak bulunmaktadır (Erkan, 1975; Seymen, 1981a ve 1981b; Tolluoğlu, 1986).

Ünçeleme alanı, Seymen (1981a ve 1981b), Tolluoğlu (1986) ve Genç (2003) tarafından tanımlanan Güllüce formasyonu, Bozçaldağ formasyonu ve Kalkanlıdağ formasyonlarını kapsamaktadır. Sahanın büyük çoğunluğunu oluşturan metamorfitleler, Genç (2003)'in önerdiği stratigrafi istifine göre, altta mermer-şist-gnays ardalanmaları (Güllüce formasyonu) ve mermerlerden (Bozçaldağ formasyonu) oluşan bir istifle başlamaktadır. Bu serinin hemen üzerine kuvarsit ve seyrek mermer arabantları içeren mikaşistler (Kalkanlıdağ formasyonu) uyumsuz olarak gelmektedir. Kalkanlıdağ formasyonu ile Güllüce ve Bozçaldağ formasyonları arasındaki bu uyumsuzluk düzlemi metajasperoidlerin varlığı ile karakterize edilmektedir (Şekil 2). Ayrıca inceleme alanında metamorfitleler dışında, silisli zonun doğu kesiminde siyenitik intrüzyonlar da yüzeylenmektedir (Şekil 3).

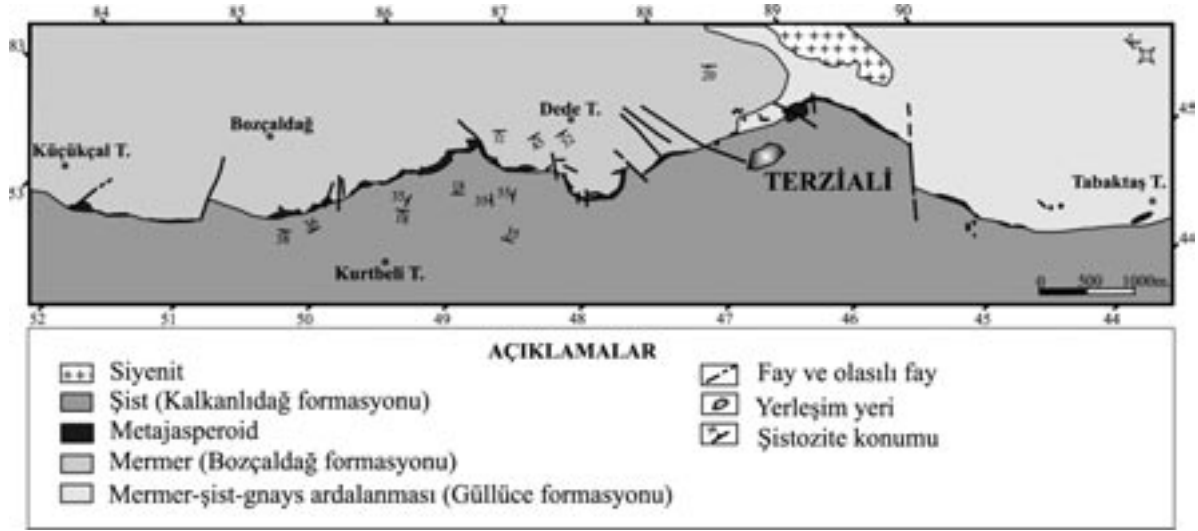
Metajasperoid olarak adlandırılan silisli zonlar, inceleme alanında Küçükçal Tepe, Bozçaldağ, Dede Tepe ve Terziali Köyü'nün doğu kesiminde yaygın olarak yüzeylenmektedir (bkz. Şekil 3). Genellikle 1-25 m arasında değişen kalınlıklara sahip bu silisli zonlar, mermer-şist-gnays ardalanmaları (Güllüce formasyonu) ve mermer (Bozçaldağ formasyonu) ile bunların üzerine uyumsuzlukla gelen mikaşistler (Kalkanlıdağ formasyonu) arasındaki uyumsuzluk yüzeyinde genellikle büyük kütleler veya güncel topoğrafyada mermerler ve şistler üzerinde kalıntı ve taşınmış bloklar şeklinde gözlenmektedir. Bu silisli zonlar, özellikle sahanın en batı kesiminde bulunan Küçükçal Tepe'de mermer-şist dokanağına paralel olarak; sahanın orta kesimlerinde ise



Şekil 2. İnceleme alanı ve çevresinin geliştirilmiş stratigrafik istifi (Genç, 2003).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of the study area and its vicinity (Genç, 2003).

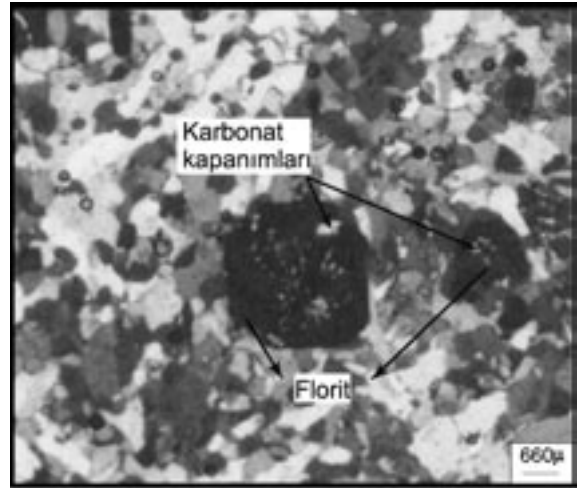
fay zonunda izlenmektedir. Ayrıca, Bozçaldağ mermerleri içinde, birbirine paralel veya birbirini kesen kılcal damarlar şeklinde silisleşmeler de gözlenmektedir. Terziali Köyü'nden doğuya gildikçe; silisli zonlar batı kesimindeki silisli zon-



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası (Türkmen (2002)'den değiştirilerek).
Figure 3. Geological map of the study area (revised from Türkmen, 2002).

lardan farklı olarak mercerler şeklinde görül-
mektedir. Silisli zonların renkleri sütbeyaz, bej,
krem, koyu grimsi kırmızıdan kahverengiye ka-
dar değişmekte ve genellikle masif ve tıkkız yapı-
da olmalarına rağmen, yer yer boşluklu ve gö-
zenekli, yer yer de breşik kesimler içermektedir.
Metajasperoid örnekleri; ekonomik açıdan
önemli olmayan ölçülerde florit içermekte olup,
çoğunlukla mikro ölçekte özel bir ağ dokusuna
(grid-work) sahiptir. Üri tane boyuna sahip (3-5
mm), özşekilsiz-yarı özşekilli kuvarsların yanı
sıra, bunların aralarını doldurmuş şekilde özşek-
illi ve özşekilsiz mikrokristalin kuvarslardan
oluşan bir matriks de gözlenmektedir. Bazı me-
tajasperoid örneklerinde kuvarsların yanı sıra,
muskovit, kalsit, florit ve ender olarak biyotit
gözlenmiştir. Yeniden kristallenmiş, iri taneli ku-
varslar ve floritler yaygın olarak karbonat (özel-
likle kalsit) kalıntıları içermektedir. Bu karbonat
kapanımları belirli yönde dizilimler/zonlanmalar
göstermektedir (Şekil 4).

Terziali-Çayağzı bölgesinde daha önce yapılan
incelemelerde (Seymen, 1982; Tolluoğlu, 1986;
Kara ve Dönmez, 1990), metajasperoidler ku-
varsit ve fay zonu silisleşmeleri olarak isimlendi-
rilmiştir. Ancak metajasperoidler; renk, yapısal
ve dokusal özellikleri açısından fay zonu silis-
leşmeleri ve kuvarsitlerden oldukça farklıdır.
Yaklaşık 13 km boyunca devamlı olan bu silisli
zonlar, Bozçaldağ mermerleri ve Güllüce for-
masyonu ile Kalkanlıdağ mikaşistleri arasındaki



Şekil 4. Metajasperoidlerdeki rekristalize kuvarslar
(rekristalize kuvarslar içinde karbonat kapa-
nımları mevcut).

Figure 4. The recrystallized quartz of the metajaspero-
ids (carbonate inclusions are present in the
recrystallized quartz).

dokanaklar boyunca gözlenmekte olup, sınırları
belirgindir. Bu nedenle, metajasperoidlerin fay
kontrollü silisleşmelerden ziyade, uyumsuzluk
düzlemi kontrollü mermer yüzeylerine bağlı si-
lisleşmeleri temsil ettiği söylenebilir. Karbonat
kayaçlarında (özellikle kireçtaşları) hidrotermal
çözeltilerin etkisiyle veya karstlaşma ve yüzey-
sel bozunma süreçleriyle silisleşmelerin oluştu-
ğu bilinmektedir. Karbonatların ornatılması so-
nucu oluşan silisleşmeler literatürde *jasperoid*

olarak isimlendirilmektedir (Lovering, 1962 ve 1972; Holland vd., 1988; Moort vd., 1995). Metajasperoid örneklerinin büyük çoğunluğunda yeniden kristalleşmiş, özşekilli kuvars kristallerinin yaygın olarak gözlenmesi ve bu örneklerde muskovit ve grafit minerallerinin kuvarslara eşlik etmesi, bu kayaçların yüksek sıcaklık metamorfizması geçirdiğinin kanıtıdır. Bu nedenle silisli zonlardaki hemen hemen tamamen (% hacim olarak >90) kuvars minerallerinden oluşan kayaçlar metajasperoid olarak isimlendirilmiştir.

Sahanın güney kesiminde yaygın olarak gözlenen Kalkanlıdağ formasyonunun şistleri, metajasperoid zonlarıyla dokanak halindedir ve sınırları belirgindir (bkz. Şekil 3). Şistler; mermer ve amfibolit arabantlı mikaşistler, kuvars-mikaşistler ve kuvarşistlerden oluşmaktadır. Renkleri krem, açık bej, koyu gri-siyah ve kahverengi arasında değişmektedir. Şistlerde izlenen ana mineraller kuvars, muskovit ve biyotit; tali mineraller ise klorit, kalsit, turmalin, aktinolit ve stilpnomelendir. Ünceleme alanındaki şistler kendi içinde homojen olmayıp, özellikle kuvars bantları/damarları içermektedir. Bu kuvars arabantlı şistler, yüksek kuvars içeriğine sahip olmaları nedeniyle, el örneğinde oldukça sert ve tıkHz olup, yönlendirmeler makroskobik olarak izlenebilmektedir. Silisli zon döküntülerinin olduğu Dede Tepe'nin güneydoğusunda yer alan şistlerde, yönlendirmeye paralel hematitli damarcıklar yaygın olarak gözlenmektedir. Bu damarcıklar yer yer de pirit içermektedir. Terziali doğusunda KB-GD doğrultulu genç fay zonlarına bağlı şistler içerisinde, silisleşmiş kesimler izlenmiştir. Bu genç fay zonlarında şistler içerisinde gözlenen yaygın alterasyonlar killeşme, silisleşme ve limonitleşmedir. Özellikle killeşme, genç fay zonlarındaki şistlerin yüzeye yakın kesimlerinde yoğun olarak görülmektedir.

CEVHERLEŞME

Terziali-Çayağzı sahasında metamorfitleerin uyumsuzluk düzlemlerini temsil eden metajasperoidlerde ve şistlerin yüzeyel bozunma zonlarında yüksek altın değerleri elde edilmiştir. Metajasperoidlere ait yüzey örneklerinde elde edilen altın değerleri 380-720 ppb arasında değişmektedir (Türkmen, 2002). Metajasperoidlerin ana opak mineralleri başlıca pirit, hematit, limonit ve grafitir. Tali bileşenler ise kalkopirit ve rutildir.

Altın değerleri, inceleme alanının batı kesimindeki şistler içerisinde, özellikle yoğun killeşme ve silisleşmenin olduğu kesimlerde 300- 1030 ppb arasında değişmektedir. Bu şistlere ait örneklerde, ana mineraller olarak aktinolit, muskovit, biyotit ve kuvars; tali mineral olarak ise kalsit gözlenmektedir. Yaygın alterasyonlar; killeşme, silisleşme, limonitleşme ve hematitleşmedir. Şistleri kesen mikro ölçekteki aktinolit damarları boyunca rutil, hematit ve limonitler izlenmektedir.

İnceleme alanının doğu kesimindeki (Terziali doğusu) şistlerde yapılan sondaj ve açılan yarmalarda ise, en yüksek altın içerikleri şistlerin yüzeyel bozunma zonlarında elde edilmiştir. Üst kesimlerde metajasperoid çakılları içeren yüzeyel bozunma zonları, boşluklu ve breşik bir görünüme sahiptir. Şistlerde yoğun kaolinitik alterasyonun yanı sıra, limonitleşme ve karbonatlaşma da yaygındır. Yoğun killeşmenin izlendiği üst zonun alt kesimlerinde ise, kalıntı piritler izlenmiştir. Kimyasal analiz sonuçlarına göre altın değerleri, yapılan sondajda yüzeyden derine doğru ilk 21 m içerisinde, ortalama 4 ppm'dir (Türkmen, 2002). Bu zona ait kayaçların ana minerali kuvars olup, tali mineraller olarak özşekilsiz epidot, kalsit ve şistlere ait muskovit, biyotit ve yer yer kalıntı turmalinler izlenmektedir. Ayrıca örneklerde, sarımsı-açık yeşil pleokroyizmaya sahip kil mineralleri de gözlenmektedir. X-ışınları kırınım analizleri sonucunda özellikle kaolinit, illit ve Na-simektit grubu killer belirlenmiştir. Ana opak mineralleri ise limonit, hematit ve piritir. Tali mineral olarak rutil ve manyetit saptanmıştır. Bu zona ait parlatmalarda, özşekilsiz, parlak sarı renkli ve yansıtma gücü oldukça yüksek mineraller gözlenmiştir. Bu minerallerin 0.3 mikrondan küçük tane boyuna sahip olması nedeniyle tüm özellikleri tam olarak belirlenememiştir. Ancak yüksek yansıtma gücü ve renginden dolayı, bu minerallerin altın olduğu düşünülmektedir.

Şistlerin bozunma zonunun alt kesimindeki genç fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlerde ise şistler oldukça ayrıışmış, makroskobik olarak bol kırık-çatlaklı, çatlakları hematitli ve limonitli olup, yer yer silis parçaları içermektedir. Alt kesimlere doğru, az ayrıışmış şistler içinde piritler gözlenmektedir. Bu ayrıışmış şistlere ait sondaj örneklerinde ana bileşen kuvars ve muskovittir. Kayaçta ince (< 0.5 mm) ve kalın (> 3 mm) kal-

sit damarları gözlenmekte ve bunlar yer yer yönlenmeye paralel, yer yer de yönlenmeyi keser durumdadır. Ana opak mineraller ise pirit, hematit, limonit ve manyetittir. Piritler genellikle kenarlarından itibaren veya tamamen limonite dönüşmüştür. Piritte göre psödomorf limonitlerin genellikle tane boyu 3-5 mm arasındadır. Hematitler küçük-orta tane boyuna (1-3 mm) sahip olup, kırmızı iç yansıma göstermektedir. Manyetitler genellikle özşekilli, kahverengimsi gri renkte ve izotropdur .

Bozunma zonunda altın içeriği, düzensiz bir dağılım göstermektedir. Özellikle yüze yakın kesimlerdeki 6 ppm'e kadar ulaşan yüksek altın değerleri ve altın içeriğinin yüzeysel derine doğru azalması, bozunma zonunda altının yüzeysel süreçlerle zenginleştiğini göstermektedir. Terzali-Çayağzı sahasında Bozçaldağ mermerlerinde kılcal silis damarları dışında başka bir alterasyona rastlanılmamış olup, bu kesimde altın anomali değeri elde edilememiştir.

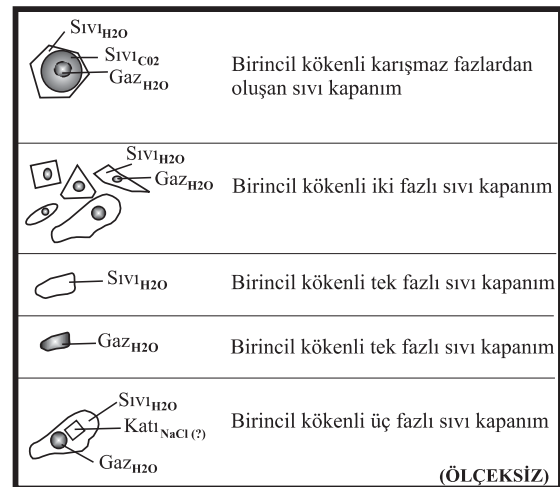
SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Terzali-Çayağzı inceleme alanında yüzey ve sondaj örneklerine ait toplam 34 adet örnekte sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Özellikle sondajlarda; farklı derinliklerde bulunan, altın içeriği yüksek olan metajasperoid ve şistler içerisindeki fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlerden örnekler seçilmiştir. Sıvı kapanım incelemeleri için örneklerden; çift tarafı parlatılmış, yaklaşık 0.5 mm kalınlığında özel kesitler hazırlanmıştır. Çalışmalar için kullanılan ana mineral kuvarstır. Roedder (1984) tarafından tanımlanan ölçütler esas alınarak, önce kapanımların morfolojik görünüm, büyüklük, dağılım, faz durumu ve hacim doldurma oranları gibi genel özellikleri incelenmiştir. Daha sonra kapanımlar ısıtılarak ve dondurularak mikrotermometrik incelemeler gerçekleştirilmiştir. Mikrotermometrik ölçümlerle sıvı-gaz faz homojenleşme sıcaklıkları (T_h °C), donma sıcaklıkları ve son buz ergime sıcaklıkları (T_m °C) saptanmıştır. Donma sıcaklık ve son buz ergime sıcaklık ölçümleri, kapanımların kararsızlığı nedeniyle, oldukça sınırlı sayıda sıvı kapanımda gerçekleştirilebilmiştir. Kapanım türlerinin ve özelliklerinin belirlenmesinde ve mikrotermometrik incelemelerde MTA laboratuvarlarında bulunan Olympus marka programlanabilir ısıtma-soğutma ölçüm sistemi ve bu sisteme monte edilen Nikon mikroskobu kullanılmıştır.

Kapanımların Genel Özellikleri

Metajasperoidlere ait kuvarslarda yapılan sıvı kapanım incelemelerinde yaygın olarak, birincil kökenli karışmaz fazlardan oluşan sıvı kapanımlar (siv_{CO_2} , siv_{H_2O} , gaz_{H_2O}), birincil kökenli üç fazlı sıvı kapanımlar (sıvı, gaz, katı) ve birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar (sıvı, gaz) gözlenmiştir. Bu sıvı kapanımların yanı sıra ender olarak, ikincil kökenli iki fazlı (sıvı, gaz), birincil kökenli tek fazlı (sıvı), ikincil kökenli tek fazlı (sıvı) ve birincil kökenli tek fazlı (gaz) sıvı kapanımları da saptanmıştır (Şekil 5). Birincil kökenli karışmaz fazlardan oluşan sıvı kapanımlar daha çok düzenli şekilli (kare, dikdörtgen, altıgen, üçgen) olup, boyutları 1.4-20 μm arasında değişmektedir. Bu sıvı kapanımların hacim doldurma oranları %45-60 arasındadır. Birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar heterojen dağılımlı ve daha çok düzensiz şekilli gözlenmektedir. Boyutları yaklaşık 1.6-70 μm ve hacim doldurma oranları %4-20 arasında değişmektedir. Sadece üç örnekte birincil kökenli iki fazlı bu sıvı kapanımların hacim doldurma oranları %35-45 arasında bulunmuştur. Birincil kökenli ve üç fazlı sıvı kapanımlar ise; düzensiz şekilli olup, sıvı kapanım hacim doldurma oranları %5-20 arasındadır.

Şistler içerisindeki fay zonlarına bağlı silisli kesimlere ait kuvarsların sıvı kapanım kesitlerinde, birincil kökenli iki fazlı (sıvı, gaz), birincil kö-



Şekil 5. Metajasperoidlere ait kuvarslarda gözlenen sıvı kapanım türleri.

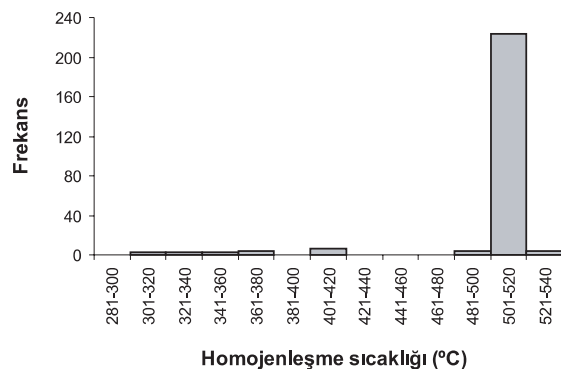
Figure 5. Fluid inclusion types of the quartz within the metajasperoids.

kenli üç fazlı (sıvı, gaz, katı) ve ikincil kökenli iki fazlı (sıvı, gaz) sıvı kapanımlar gözlenmiştir. Silisleşmiş şistlerin birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımları düzensiz şekillidir ve kapanımların boyutları 6-30 μm arasındadır. Üç fazlı birincil sıvı kapanımlar ise; iki fazlı sıvı kapanımlara göre daha düzenli şekilli olup, boyutları 5-22 μm arasında değişmektedir. Her iki tür sıvı kapanımın hacim doldurma oranları %15 civarındadır.

Homojenleşme Sıcaklık Ölçümleri

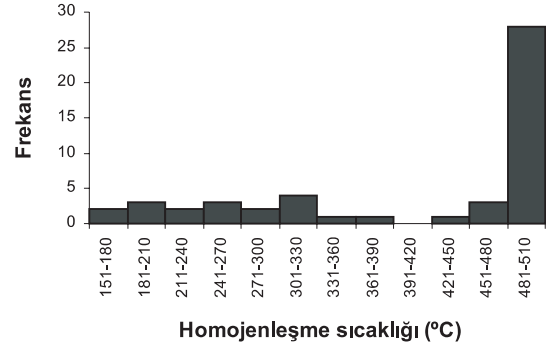
Metajasperoidlere ait kuvars örneklerinin birincil kökenli kapanımlarında yapılan 256 ölçümden elde edilen homojenleşme sıcaklıkları Şekil 6'da verilmiştir. Buna göre, 319°C ile 420°C arasında ve 485°C'den daha yüksek olmak üzere, iki farklı homojenleşme sıcaklık aralığından söz edilmesi mümkündür. Homojenleşme sıcaklıklarından 319°C ve 420°C arasındaki değerler, ölçümlerin %6.6'sını oluştururken, 485°C ve üzerindeki değerler ise %93.4'ünü oluşturmaktadır. Bununla birlikte, homojenleşme sıcaklık değerlerinin özellikle 501°C ve 520°C arasında yoğunlaştığı görülmektedir.

Şistlerdeki fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlerdeki kuvarsların birincil kökenli kapanımlarından ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 154°C ile 390°C arasında ve genellikle 421°C'den daha büyük değerlere sahiptir (Şekil 7). Özellikle homojenleşme sıcaklıkları 481°C ve 510°C arasında yoğunlaşmaktadır. Aynı örneklerde ikincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlarında yapılan ölçüm-



Şekil 6. Metajasperoidlerdeki kuvarsların birincil kapanımlarından ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları (Th°C).

Figure 6. Homogenization temperatures (Th°C) of the primary inclusions of the quartz measured within the metajasperoids.



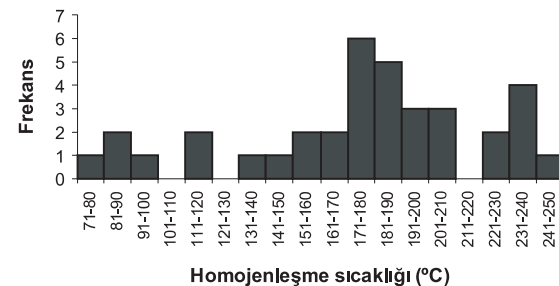
Şekil 7. Şistlerdeki fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlerde kuvarsların birincil sıvı kapanımlarından ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları (Th°C).

Figure 7. Homogenization temperatures (Th°C) of the primary inclusions of the quartz measured within the silicified parts associated with the fault zones in the schists.

lerde ise, homojenleşme sıcaklıkları 80°C ve 243°C arasında değişmektedir (Şekil 8).

Soğutma Ölçümleri

Metajasperoidlere ait kuvarsların birincil kökenli sıvı kapanımlarında yapılan soğutma işlemi sonucunda elde edilen donma sıcaklıkları (°C), son buz ergime sıcaklıkları (Tm°C) ve tuzluluk değerleri (ağırlıkça % NaCl eşdeğeri olarak) Çizelge 1'de verilmiştir. Tuzluluk değerleri, Bodnar (1993)'in önerdiği hesaplama yöntemi kullanılarak belirlenmiştir. Ölçümlerden elde edilen tuzluluk değerleri Şekil 9'da görülmektedir. Bu-



Şekil 8. Silisleşmiş şistlerdeki kuvarsların ikincil kökenli sıvı kapanımlarından ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları (Th°C).

Figure 8. Homogenization temperatures (Th°C) of the secondary inclusions of the quartz measured within the silicified schists.

Çizelge 1. Metajasperoidlerde ve şistlerin fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlerdeki kuvarsların birincil kapanımlarının son buz ergime sıcaklıkları (Tm °C) ve tuzluluk değerleri.

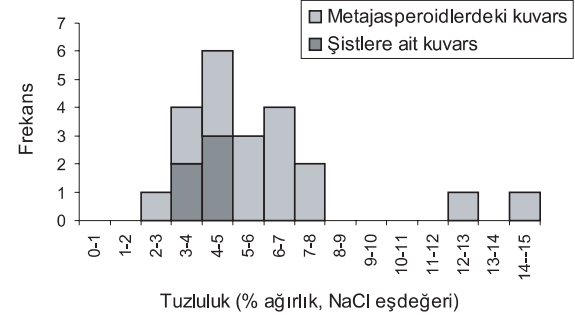
Table 1. Last ice melting temperatures (Tm °C) and salinity values of primary inclusions of the quartz within the metajasperoid and the silicified parts related to the fault zones in the schists.

Metajasperoidlere ait kuvarsların birincil kökenli ve Üç fazlı sıvı kapanımları		
Donma sıcaklığı (°C)	Son buz ergime sıcaklığı (Tm°C)	Tuzluluk değeri (%NaCl eşdeğeri olarak)
-27	+1.8	3.3
-26	+1.8	3.3
-23.6	+3.3	6.4
-	+3.3	6.4
-	+2.8	5.3
-	+2.4	4.5
-	+2.3	4.3
-32	+2.9	5.5
-21.3	+4	7.9
-19	+3.4	6.6
-	+2.8	5.3
-19.9	+4	7.9
Metajasperoidlere ait kuvarsların birincil kökenli ve iki fazlı sıvı kapanımları		
Donma sıcaklığı (°C)	Son buz ergime sıcaklığı (Tm°C)	Tuzluluk değeri (%NaCl eşdeğeri olarak)
-22	+6.2	12.8
-	+7	14.8
-14.6	-	-
-18.2	-	-
-20.7	+2.3	4.3
-17.5	+3.4	6.6
-	-1.2	2.2
-19.9	+4	7.9
Şistlere ait kuvarsların birincil kökenli ve iki fazlı sıvı kapanımları		
Donma sıcaklığı (°C)	Son buz ergime sıcaklığı (Tm°C)	Tuzluluk değeri (%NaCl eşdeğeri olarak)
-25	+1.8	3.3
-	+2	3.7
-	+2.2	4.1
-19.5	+2.2	4.1
-	+2.4	4.5

na göre, metajasperoidlere ait kuvarsların tuzluluk değerleri % 2.2 ve % 14.8 arasında değişmektedir.

Bilindiği gibi, sıvı kapanımlarda ölçülen ötektik sıcaklık (Te) değerleri, kapanlanmış su içindeki su-tuz sistemlerinin ötektik noktaları ile karşılaştırılarak, tuz sistemlerinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. Metajasperoidlere ait kuvarslardaki sıvı kapanımlarındaki tuz sistemi için Shepherd vd. (1985)'nin sıvı kapanımlarında yaygın olarak bulunabilen tuzların su ile ötektik sıcaklıkları çizelgesinden yararlanılmış ve Tm değerleri ve çok az sayıda olmak üzere elde edilen ötektik sıcaklık değerleri (Te) kullanılmıştır. Buna göre tuz sisteminin "H₂O-NaCl-KCl" sistemi olduğu düşünülmektedir.

Silisleşmiş şistlerdeki kuvarsların sıvı kapanımlarında yapılan beş ölçümde (bkz. Çizelge 1) Tm sıcaklıkları ve tuzluluk değerleri saptanmıştır. Bu ölçümlere göre, tuzluluk değerleri % 3.3- % 4.5 arasında değişmektedir (Şekil 9).



Şekil 9. Terziali, ayağızı sahasında metajasperoidler ve silisleşmiş şistlere ait kuvarsların birincil sıvı kapanımlarının tuzluluk değerleri (% ağırlık NaCl eşdeğeri).

Figure 9. Salinity values (% NaCl equivalent) of the primary inclusions of the quartz measured within the metajasperoids and silicified schists.

SONUÇLAR VE YORUM

İnceleme alanında altın içeriğinin en yüksek olduğu kesimler, şistlerin yüzeysel bozunma zonlarıdır. Bu zonlardaki altın zenginleşmeleri, dağılım, ayrışma, mineral içeriği ve petrografik açıdan, lateritik-saprolitik altın yataklarıyla ortak özellikler taşımaktadır. Bozunma zonlarında kaolinitik kil ayrışmasının çok yoğun olarak izlen-

mesi, limonit ve hematitin varlığı, epitermal ve mezotermal altın yataklarının aksine, çok az taneli altın gözlenmesi, lateritik-saprolitik altın yatakları için karakteristiktir (Boyle, 1979; McKelvey, 2003). Saprolitik ortamlarda altın zenginleşmeleri yüzeye yakın sıcaklık ve basınç koşulları altında oluşur (Boyle, 1979). Bu tip yataklarda altına eşlik eden cevher mineralleri pirit, kalkopirit, arsenopirit, kalkosin, malahit, kuprit ve nabit bakır; gang mineralleri ise demirli, alüminyumlu oksit ve hidroksitlerdir. Bu yataklarda limonit yaygın olarak izlenirken, limonitin dışında ana kayaç parçaları, demirce zengin zonlar ve özellikle kaolinit de bol miktarda bulunmaktadır (Boyle, 1979; Monti, 1987; McKelvey, 2003).

Lateritik-saprolitik altın yatakları, büyük ölçüde mevcut birincil zenginleşmelerden türerler. Üleri derecede bozunma ve aşınma süresince yan kayaçların veya mevcut cevherlerin birincil altın içeriği kimyasal olarak çözünür, meteorik sular/çözeltiler ile taşınır ve bozunma zonunun alt kesiminde (saprolit) tekrar çökerek zenginleşirler (Hanglie, 2000). Ünceleme alanındaki şistlerin yüzeysel bozunma zonlarındaki altın zenginleşmelerinin kaynağı olarak, metajasperoidler ve şistler içerisindeki silisli zonlar düşünülmektedir. Kimyasal verilere göre, metajasperoidlerin altın içeriği oldukça düşüktür (<1 ppm). Metajasperoidlerdeki düşük altın değerleri, bu kayaçların ilksel altın içeriklerini yansıtabilir veya metajasperoidlerin yüzey sularıyla yıkanması ile ilişkili olabilir. Mevcut verilerle bu konuda kesin bir yargıya varılması son derece güçtür. Buna karşın, şistlerdeki yüzeysel bozunma zonunun alt kesimlerinde, özellikle şistler içerisinde genç fay zonlarına bağlı silisleşmiş zonların altın içeriği, metajasperoidlerle karşılaştırıldığında yüksektir (>1 ppm). Bu nedenle yüzeysel altın zenginleşmelerinin olası birincil kaynağı olarak fay zonu kontrollü silisli kesimler ön plana çıkmaktadır.

Lateritik-saprolitik yataklarda altının, silisce zengin killi zonlarda yaygın olarak bulunması, bozunma sürecinde altının davranışına bağlıdır (McKelvey, 2003). Oksijence zengin yükseltgen ortamlarda altın çözeltilde klorlu bileşikler oluştururken, indirgen ortamlarda ise bisülfidler şeklinde bulunmaktadır (Foster, 1993; Hanglie, 2000). Terziali-Çayağzı bölgesinde bozunma zonlarında yaygın olarak hematit ve limonitlerin

gözlenmesi, ortamın oksijen açısından zengin olduğunu göstermektedir. Bu ise bölgede altının, şistlerin yüzeysel bozunma zonlarına büyük ölçüde klorlu bileşikler şeklinde taşınmış olması gerektiğini ifade etmektedir.

Lateritik-saprolitik bozunma yataklarında, altının zenginleşme/çökme mekanizması için birkaç faktörün önemli olduğu düşünülmektedir. Bunlardan en önemlisi adsorbsiyon veya yüzeye soğurulmadır. Hanglie (2000), pH değerleri 5 ila 8 değerleri arasında değişen ortamlarda altının özellikle kil mineralleri ve Fe-Mn oksihidroksitler tarafından adsorbe edildiğini ileri sürmüştür. Bozunma zonu kil minerallerince (%hacim olarak 25-40) zengindir. Özellikle illit ve kaolinit, adsorbe ettiği negatif yüklü altın bileşiklerini yüzeyden aşağıya doğru taşır (Conley ve Lloyd, 1971). Bununla birlikte, nemli ve kurak iklim geçişleri ve yeraltısuyu bileşimindeki değişiklikler, Eh ve pH'ın değişimine neden olur. Eh ve pH daki değişikliklerle altın bileşikleri duraysız hale geçer ve altın çöker. Bozunma zonlarında altının oldukça küçük tane boyuna sahip (<1 µ) olması da, tamamen kil minerallerinin altın bileşiklerini adsorbe etmesiyle ilişkilidir (Tong, 1992; Hanglie, 2000).

Terziali-Çayağzı (Kırşehir) sahasında, farklı yerlerden alınan altın içeriği yüksek metajasperoid ve şistler içerisindeki fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlere ait örneklerin sıvı kapanım verilerine göre, metajasperoidlerdeki birincil sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklık (319°C-420°C ve 485°C'den daha yüksek) ve tuzlulukları (%2.2 ve %14.8 arasında), şistlerin fay zonlarındaki silisleşmiş kesimlerin birincil sıvı kapanımlarının homojenleşme sıcaklık (154°C ve 390°C arasında ve 421°C'den daha yüksek) ve tuzluluklarına (%3.3 ve %4.5 arasında) göre daha yüksek değerlere sahiptir. Şistlerdeki silisleşmiş zonlarda ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklık aralıkları ise 80°C ve 243°C arasındadır. Birincil kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları biraz düşük olmasına rağmen, metajasperoidlerde ölçülen değerlere son derece yakındır. Bu da, birincil kapanımların muhtemelen şistlerdeki genç silisleşmelerden önceki kapanımları yansıttığı şeklinde yorumlanabilir. Silisleşmiş zonlardaki ikincil kapanımlarda elde edilen 80°C ve 243°C arasındaki homojenleşme sıcaklıkları ise, genç fay zonu silisleşmelerine neden olan çözeltilerle ilgili olmalıdır. Bu sonuç,

jeolojik ve petrografik gözlemlerle uyumlu olup, metajasperoidlerde ve silisleşmiş zonlardaki sıvı kapanımlarının farklı kökene sahip olduğuna işaret etmektedir. Bu verilerin ışığında, metajasperoidlerdeki sıvı kapanımlarının metamorfik kökenli olduğu düşünülmektedir. Fay zonlarındaki kuvarsların sıvı kapanımlarının homojenleşme sıcaklıkları, özellikle tuzluluk değerlerinin daha düşük olması, altının çökmesi sırasında meteorik suların varlığını göstermektedir. Bu nedenle, şistler içerisindeki fay zonlarına bağlı silisleşmiş kesimlerdeki sıvı kapanımlarının, daha genç, muhtemelen meteorik kökenli çözellileri temsil ettikleri düşünülmektedir.

Terziali-Çayağzı altın cevherleşmesi, jeolojik ve mineralojik özellikleri açısından, Kırşehir Masifi metamorfiteğinde literatürde tanımlanan saprolitik altın zenginleşmelerinin ilk örneğidir. Yazarlar, benzer özellikteki saprolitik altın zenginleşmelerinin aranması açısından Kırşehir Masifi metamorfiteğinin önemli potansiyel alanlar oluşturduğu kanısındadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, birinci yazarın ikinci yazarın danışmanlığında Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapmış olduğu yüksek lisans tez çalışmasının bir bölümünü içermektedir. Yazarlar; arazi ve laboratuvar çalışmaları sırasında yardımları için Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Maden Etüd Dairesi yöneticilerine ve bu daireden Halil Türkmen, Bülent Demiray, Işın Aydın ve Gülay Sezerer Kuru'ya teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Boyle, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada Bulletin* 280, 584 pp.
- Conley, R.F., and Lloyd, M.D., 1971. Adsorption studies on kaolinite, II. Absorption of amines. *Clays and Clay Minerals*, 19, 273-282.
- Erkan, Y., 1975. Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonel metamorfizmanın petrolojik incelenmesi. *Doçentlik Tezi*, Hacettepe Üniversitesi

Yerbilimleri Enstitüsü, 147 s (yayımlanmamış).

- Foster, R.P., 1993. *Gold Metallogeny and Expolaration*. Chapman and Hall, London, 432 pp.
- Genç, Y., 2003. Kırşehir Masifi metamorfiteğeri stratigrafisinde yeni gözlemler. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 55-56.
- Genç, Y., Türkmen, H., Coşkun, E., Çamaşircioğlu, A., Aydın, I. ve Demiray, B., 2003. Çayağzı-Terziali (Kırşehir) altın cevherleşmesi: Kırşehir Masifinde diskordans düzlemi kontrollü altın cevherleşmelerine ilk örnek. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 120-121.
- Hanglie, H., 2000. Behaviour of gold in the weathered mantle at Shewushan, Hubei, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 68, 57-68.
- Holland, P.T., Beaty, D.W., and Snow, G.G., 1988. Comparative elemental and oxygen isotope geochemistry of jasperoid in the Northern Great Basin: evidence for distinctive fluid evolution in gold-producing hydrothermal systems. *Economic Geology*, 83, 1401-1423.
- Kara, H. ve Dönmez, M., 1990. 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Kırşehir G-17 Paftası ve açıklaması. Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, No. 34, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, 17 s.
- Karabalık, N. ve Yüce, N., 1998. Kırşehir, Kırıkkale yöresi genel jeokimya ve Karahmetli ile Dağevi sahaları maden jeolojisi raporu. MTA Derleme No. 2846, 113 s (yayımlanmamış).
- Lovering, T.G., 1962. The origin of jasperoid in limestone. *Economic Geology*, 57, 861-889.
- Lovering, T.G., 1972. Jasperoid in the United States-its characteristics, origin and economic significance. *U.S. Geological Survey*, 710, 164 pp.
- McKelvey G.E., 2003. Descriptive model of laterite-saprolite Au. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2004, 38-40.
- Monti, R., 1987. The Boddington laterite gold deposits, Western Australia: a product of supergene enrichment process, In: S.E. Ho, and D.I. Groves (eds.), *Recent Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits*, Nedlands, University of Western Australia Publication, 11, 355-368.
- Moort, J.C., Hotchkis, M.A.C., and Pwa, A., 1995. EPR spectra and litho-geochemistry of jasperoids at Carlin, Nevada: distinction between auriferous and barren rocks. *Journal of Geochemical Exploration*, 55, 283-299.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12 (2), 12-41.

- Seymen, İ., 1981a. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizması. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 24, 7-14.
- Seymen, İ., 1981b, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin metamorfizması. 35. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Üç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 12-15.
- Seymen, İ., 1982. Kaman dolayında Kırşehir Masifinin Jeolojisi. Doçentlik Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, 164 s (yayımlanmamış).
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son Limited, 235 pp.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1986. Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 237 s (yayımlanmamış).
- Tong, W., 1992. Metallurgical test on Shewushan auriferous ore: in behavior of gold in the weathered mantle at Shewushan, Hubei, China. Journal of Geochemical Exploration, 68, 57-68.
- Türkmen, H., 2002. Kişisel Görüşme., Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi, Ankara.



Çamardı (Niğde) yöresi Tersiyer (Lütésiyen) sedimanlarının bentik foraminifer biyostratigrafisi

Benthic foraminiferal biostratigraphy of the Tertiary (Lutetian) sediments of the Çamardı (Niğde) region

Feyza DİNÇER, Niyazi AVŞAR

Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330 Balcalı, ADANA

ÖZ

Çalışma alanı, Ecemiş Fay Kuşağı içerisinde Çamardı ilçesinin kuzey ve kuzeydoğusunda yer almaktadır. Çamardı ve yakın civarındaki stratigrafik istif; temelde Paleozoyik yaşlı Niğde metamorfileri ile başlayıp, daha sonra Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı karbonat kayalarla devam etmektedir. Bu çalışma; kireçtaşı, kumtaşı, çakıltası, kumlu-killi kireçtaşı, ardalanmasından oluşan Kaleboynu formasyonu içerisinde gerçekleştirilmiştir. Yapılan araştırmada, iki stratigrafik kesit ölçülerek, Erken-Orta Lütésiyen'i karakterize eden 6 cins ve 15 tür tayin edilmiştir. Bu türlerden *Alveolina callosa* Hottinger, *Alveolina* aff. *obtusa* Montanari, *Alveolina obtusa* Montanari, *Alveolina pinguis* Hottinger, *Alveolina levantina* Hottinger, *Alveolina frumentiformis* Schwager, *Alveolina stercusmuris* Mayer-Eymar, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Lockhartia alveolata* Silvestri, *Nummulites praediscorbinus* Schaub Erken Lütésiyen'i belirtmektedir. *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, *Nummulites millecaput* Boubée, *Nummulites praeaturicus* Schaub ve *Discocyclina* cf. *harrisoni* Vaughan ise Orta Lütésiyen tabakaları içerisinde yer almaktadır. Ayrıca tayin edilen bu bentik foraminiferler esas alınarak; Erken Lütésiyen için SB 13 biyozonu, Orta Lütésiyen içinde SB 14 ve SB 15 biyozonları ayırtlanmıştır. Litolojik özellikleri ve bentik foraminifer içeriklerinin değerlendirilmesi sonucu inceleme alanındaki birimlerin resifal ortamda çökeldiği anlaşılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Bentik, biyostratigrafi, biyozon, Çamardı (Niğde), Lütésiyen.

ABSTRACT

The study area is situated in the northeast and northern part of Çamardı, along the Ecemiş Fault Zone. The oldest unit of Çamardı and its close vicinity is the Paleozoic Niğde metamorphics, which are overlain by the Mesozoic and Senozoic carbonate rocks. The study was carried out in the Kaleboynu formation which consists of limestone, sandstone, conglomerate and clayey and sandy limestone. During the field work, two stratigraphic sections were measured, 6 genera and 15 species were identified to characterize Early and Middle Lutetian, systematically. *Alveolina callosa* Hottinger, *A. aff. obtusa* Montanari, *A. obtusa* Montanari, *A. pinguis* Hottinger, *A. levantina* Hottinger, *A. frumentiformis* Schwager, *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Lockhartia alveolata* Silvestri, *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites praediscorbinus* Schaub characterize Early Lutetian. *Nummulites beaumonti* d'Archiac and Haime, *N. millecaput* Boubée, *N. praeaturicus* Schaub and *Discocyclina* cf. *harrisoni* Vaughan are placed within the Middle Lutetian layers. Based on the identified benthic foraminifera, the biozones, SB 13 of Early Lutetian and SB 14 and SB 15 Middle Lutetian, were determined. Due to assesment of lithological characteristics and benthic foraminiferal content, it is concluded that the study area has formed under a reefal environment.

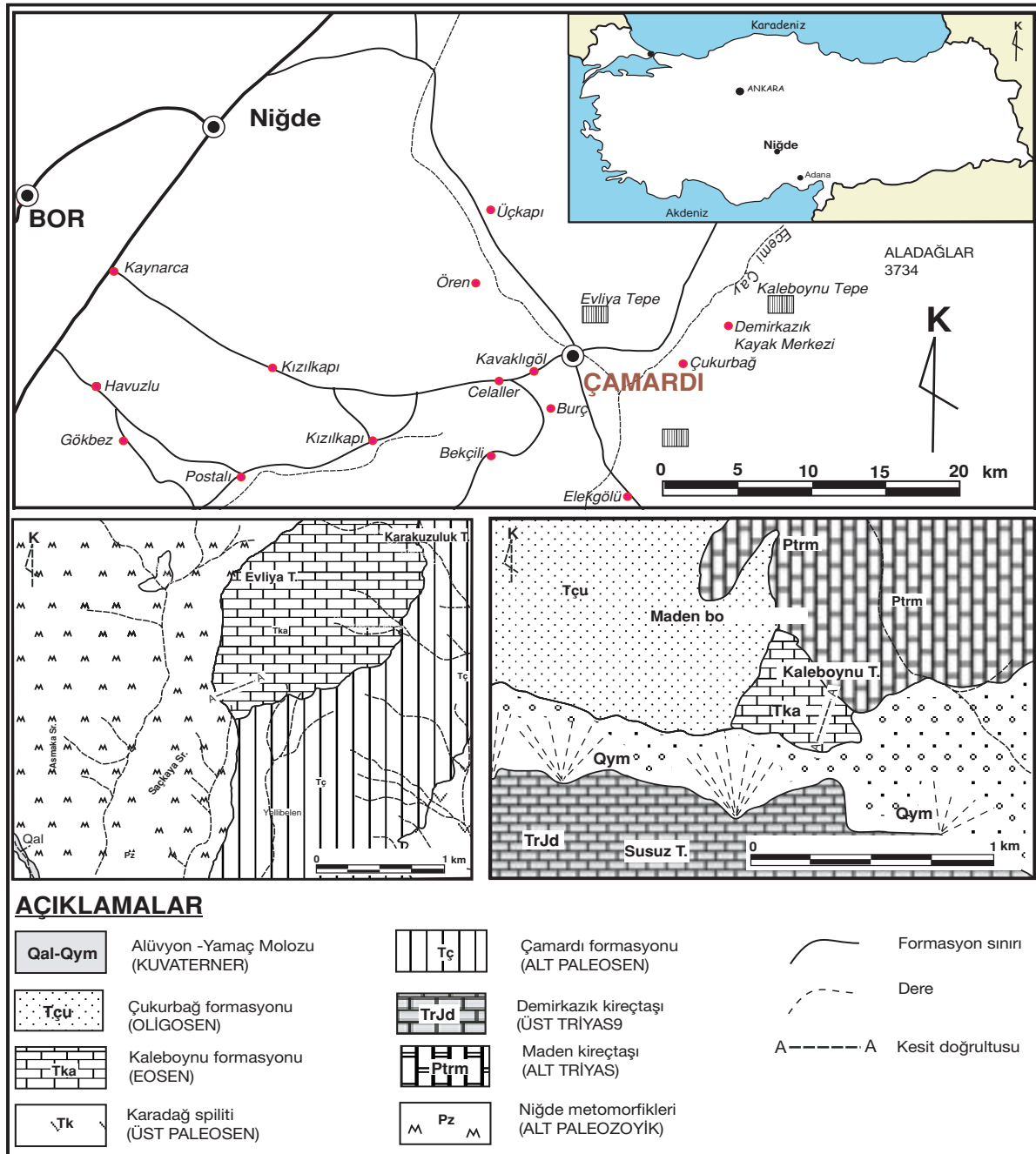
Key Words: Benthic, biostratigraphy, biozone, Çamardı (Niğde), Lutetian.

GİRİŞ

Çalışmanın amacı, Niğde-Çamardı yöresinin (Şekil 1) Tersiyer (Lütesiyen) istifinin bentik foraminifer topluluğunu incelemektir. Çalışma, Niğde iline bağlı Çamardı ilçesi civarında yer alan Kaleboynu formasyonunda gerçekleştiril-

miş olup, inceleme alanı, Çamardı ilçesinin kuzey ve kuzeydoğusunda yer almaktadır.

İnceleme alanı ve yakın civarında stratigrafik, tektonik ve paleontolojik amaçlı çalışmalar yapılmış olup, Blumenthal (1952), Okay (1955), Flugel (1956), Metz (1956), Aytuğ (1964), Kleyn



Şekil 1. inceleme alanının yer bulduru haritası ve ölçülü kesit yerleri (Yetiş, 1978'den basitleştirilerek alınmıştır).
Figure 1. Location map and localities of the measured sections of study area (simplified from Yetiş, 1978).

(1970), Özgül (1976), Yetiş (1978 ve 1987), Tekeli vd. (1981), Çevikbaş (1991), Avşar (1992) ve Uçar (1997) bunlardan bazılarıdır. Yöredeki birimlerin litolojik özellikleri, birbirleriyle olan ilişkileri, Eosen yaşlı çökellerin bentik foraminifer içeriği, çökeltme ortamları ve yaşları jeolojik tarihinin ortaya konmasında önem taşımaktadır. Bu amaç doğrultusunda iki adet stratigrafi kesiti ölçülmüş ve yönlü kaya örnekleri, yumuşak litolojilerden yıkama örnekleri ile tane fosil içeren noktasal ve sistematik örnekler derlenmiştir. Örneklerdeki bentik foraminiferleri elde etmek amacıyla laboratuvarında H_2O_2 (hidrojen peroksit) kullanılarak yıkama yöntemi uygulanmış, binoküler mikroskop altında ayıklanmış ve tanımlanmış, bentik foraminiferlerin fotoğrafları çekilmiş ve elde edilen verilerden yararlanılarak inceleme alanının biyostratigrafisi ve paleoortamsal yorumu yapılmıştır.

STRATİGRAFI

İnceleme alanı, Çamardı ilçesinin kuzey ve kuzeydoğusunda bulunan Eosen yaşlı Kaleboynu formasyonunun en geniş mostra verdiği Evliya Tepe ve Kaleboynu Tepe'de yer almaktadır. İnceleme alanı ve yakın civarında temelde Paleozoyik yaşlı Niğde metamorfileri ile uyumsuz olarak bulunan Maden kireçtaşı yer almaktadır. Daha sonra Mesozoyik yaşlı Demirkazık kireçtaşı ile bunların üzerine uyumlu olarak bulunan Kretase yaşlı Mazmılı Ofiyoliti, bunların üzerine uyumsuz olarak gelen Senozoyik yaşlı Çamardı, Kaleboynu, Çukurbağ formasyonları bulunmaktadır. İstifin üst kısmına doğru ise alttaki birimle uyumlu olarak Miyosen yaşlı Burç formasyonu gelmektedir. En üstte ise alüvyon bulunmaktadır (Şekil 2).

Litostratigrafi

Çalışma, Eosen yaşlı Kaleboynu formasyonunun en geniş yüzlek verdiği Evliya Tepe ve Kaleboynu Tepe'de gerçekleştirilmiştir.

Tanım: Maden Boğazı Kaleboynu Tepe güneyinde yer alan nümürlü kireçtaşı ilk kez Blumenthal (1952) Paleosen kireçtaşı olarak haritalanmış ve Çamardı ilçesinden kuzeydoğuya uzanan nümürlü çakıltaşı, kumtaşı ve marndan oluşan istifin yaşını ise, Lütésiyen olarak belirtmiştir. Daha sonra Okay (1955), ise, Niğde metamorfileri üzerine açılı uyumsuzluk ile gelen bu istifi Eosen filisi olarak yorumlamıştır.

SİSTEM	SERİ	GRUP	FORMASYON	ÜYE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
NEOJEN	KUVATERNER		CAYALCA ÇAKILTAŞI			Alüvyon
						Kalın katmanlı çakıltaşı
PALEOJEN	MİYOSEN		BURÇ			Marn
						Alçıtaşı
						Kumtaşı
						Çakıltaşı
						Silttaşı
						Çamurtaşı
						Bol nummulitesli kumlu kireçtaşı
						Spilit, olivinli bazalt
						Kumtaşı (silttaşı mercikleri)
						Kireçtaşı bloklu ofiyolit
KRETASE		ULUKIŞLA	KARADAĞ	MAVRİTAŞ KCT.		Radyolarit
						Kireçtaşı
						Kireçtaşı bloklu ofiyolit
						Kireçtaşı bloklu ofiyolit
JURA		ALADAĞ	DEMİRKAZIK	SOTAMIZ RADYOLAR		Kireçtaşı
						Kireçtaşı
TRİYAS	ÜST		MADEN			Kireçtaşı
						Kireçtaşı
PERMIYEN	ALT		MADEN			Kireçtaşı
						Kireçtaşı
NİĞDE METAMORFİTLERİ						Mermer, sişt (Ölçeksiz)

Şekil 2. Çamardı yöresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Yetiş, 1978'den basitleştirilerek alınmıştır).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of Çamardı region (simplified from Yetiş, 1978).

Tip yer ve tip kesit: Alt kesimi açık renkli, bol fosilli kireçtaşı; üst kesimi kırmızımsı kumtaşı ve çakıltaşıdan oluşan birime Kaleboynu formasyonu adı verilmiştir (Yetiş, 1978). Birimin tip yeri ve tip kesiti Kaleboynu Tepe'nin güney yamacıdır (bkz. Şekil 1). Kaleboynu formasyonunun Ecemiş Fay Kuşağı doğusundaki mostrası, Kaleboynu Tepe'nin güney ve batısında çok sınırlı bir alanda gözlenir. Ecemiş Fay Kuşağı'nın batısında ise, Evliya Tepe'de yüzlek vermektedir.

Litolojik özellikler: Birim inceleme alanında, Permian-Alt Triyas yaşlı Maden kireçtaşı üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir. İstif tabanda gri turuncu, bağlantılı karstik boşluklu, köşeli kırıklı ve kalın tabakalı, kireçtaşıdan oluşmuştur. Üzerine, orta-kalın tabakalı, gevşek tutturulmuş, kumlu-killi kireçtaşı ve daha üstte doğru ise kırıklı, gevşek tutturulmuş, orta-kalın tabakalı kumtaşı ve seyrek çakıltaşı aralanması gelmekte ve en üstte ise kırmızımsı, tavan çakıltaşı bulunmaktadır. Kaleboynu formasyonunun Ecemiş Fay Kuşağı batısındaki mostrası, Çamardı ilçesinin 3 km kadar kuzeybatısındaki Evliya Tepe'de görülür. Evliya Tepe batısındaki istif grimsi, köşeli kırıklı, iri çakıllı, kötü boylanmalı, sıkı tutturulmuş, kalın tabakalı, fosilsiz bir taban çakıltaşı ile başlar. Çakıllar başlıca Niğde metamorfitelerinden türemiştir. Altta; aralanmalı grimsi yeşil kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı ile az miktarda kumtaşı bulunur. Üste doğru kumlu-killi kireçtaşı, orta-kalın tabakalı, bol nummulitesli kireçtaşları ile en üstte ise orta-kalın tabakalı nummulitesli sıvama fosil yüzeyli kumlu kireçtaşları yer almaktadır.

Kalınlık: Ecemiş Fay Kuşağı'nın doğusunda Kaleboynu ölçülü stratigrafi kesitinde birimin kalınlığı 135 m' dir. Ecemiş Fay Kuşağı'nın batısında Evliya Tepe ölçülü stratigrafi kesitindeki ölçülen kalınlık ise 225 m' dir.

Alt ve üst sınır: Kaleboynu formasyonu, Maden Boğazı'nda Permian - Alt Triyas yaşlı Maden kireçtaşı ile Üst Triyas - Jura yaşlı Demirkazık kireçtaşının oluşturduğu paleotopoğrafik çukurlukları doldurmaktadır. Kaleboynu Tepe güneyinde transgresyonla aşmalı birim, Maden kireçtaşı üzerinde açılı uyumsuzdur. Birimin Demirkazık kireçtaşı ile olan dokanağı yaygın yamaç döküntüsü ile örtülüdür. Maden Boğazı Yaylası'nda Kaleboynu formasyonu üzerinde, kapsadığı nummulitesli çakıllarıyla Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu açılı uyumsuzdur.

Evliya Tepe'de Kaleboynu formasyonu Niğde metamorfite ile Çamardı formasyonu üzerine transgresyonla aşmalıdır. Bu tepenin batısındaki istif, köşeli olarak uzun taneli, çeşitli şist, gnays, kuvarsit, amfibolit kökenli iri çakıllardan oluşma taban çakılları ile Niğde metamorfite üzerinde açılı uyumsuzdur. Burada Kaleboynu formasyonu Niğde metamorfite üzerinde dik yamaçlar sunmaktadır. Birim, Evliya Tepe doğusunda Orta-Üst Paleosen yaşlı, kıvrımlı Çamardı formasyonu üzerinde açılı uyumsuzdur.

Fosil topluluğu ve yaş: Kaleboynu formasyonundan *Assilina mamillata* d'Archiac, *Ass. cf. lammosa* Gill, *Discocyclina archiaci* Schlumberger, *Nummulites* aff. *uranensis* de la Harpe., *N. subirregularis* de la Harpe, *Sphaerogypsina globosa* (Reuss), *Asterocyclina* sp., *Asterigerina* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Gypsina* sp., *Lockhartia* sp., *Nummulites* sp., *Rotalia* sp., Textulariidae, Miliolidae, Algae, Rotaliidae gibi fosiller tayin edilmiş ve bu fosillere göre birime Lütésiyan yaşı verilmiştir (Yetiş, 1978).

Ecemiş Fay Kuşağı'nın doğusunda Kaleboynu Tepe güneyindeki bu nummulitesli kireçtaşları Blumenthal (1952) tarafından Paleosen kireçtaşı olarak haritalanmıştır. Aynı araştırmacı, Ecemiş Fay Kuşağı'nın batısında, Çamardı İlçesi güneyindeki nummulitesli çakıltaşı-kumtaşı-marn aralanmasının da Erken-Orta Lütésiyan yaşında olabileceğini belirtmiştir. Okay (1955), Niğde metamorfite üzerindeki uyumsuz konumdaki filiş istifinin Eosen yaşında olabileceğini öne sürmüştür. Daha sonraki incelemede ise, volkanitli filiş istifinin Orta-Üst Paleosen yaşında olduğu ve üzerine Evliya Tepe' de Lütésiyan yaşlı ile bol nummulitesli, koyu gri, Kaleboynu formasyonunun transgresyonla yerleştiği saptanmıştır (Yetiş, 1978).

Bu çalışmada; Kaleboynu Tepe'nin alt seviyelerindeki kireçtaşları içerisinde *Alveolina callosa* Hottinger, *A. frumentiformis* Schwager, *A. levantina* Hottinger, *A. aff. obtusa* Montanari, *A. obtusa* Montanari, *A. pinguis* Hottinger, *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, *Asterigerina rotula* (Kauffmann), *Lockhartia alveolata* Silvestri, *Nummulites praediscorbinus* Schaub gibi foraminiferler, üstte doğru kumlu-killi kireçtaşları içerisinde ise *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, *N. praeaturicus* Schaub, ve *Discocyclina* cf. *harrisoni* Va-

ughan, en üste doğru ise yine benzer birim içerisinde *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites beaumonti* d' Archiac ve Haime, ve *N. millecaput* Boubée gibi bentik foraminiferler tayin edilmiştir (Çizelge 1) (Levha1-2). Bu foraminifer topluluğuna göre birime Erken-Orta Lütésiyen yaşı verilmiştir.

Kaleboynu formasyonu sığ denizel bir ortamda çökelmiştir. Çökelme koşullarının yerel etkenlere bağlı olması nedeniyle, formasyon eş litolojili değildir. Ecemiş Fay Kuşağı'nın doğusunda Kaleboynu formasyonunun taban düzeyinde *Nummulites* ve *Alveolina* fosillerinin biyomikritik bir çimento içerisinde bulunması, orta-düşük enerjili bir ortamı işaret etmektedir. Birimin alt ve orta kesimleri düşük-orta enerjili, üst kesimleri ise kumtaşı ile çakıltaşının artmasıyla yüksek enerjili bir ortamda çökelmiştir; batısında, Evliya Tepe'deki mostrada ise, taban başlıca kırıntılılardan; üste doğru ise karbonatdan oluşmuştur. Bu bulgulara göre, bölgede Kaleboynu formasyonu-

nunun çökelme evriminin tektonik bir denetim altında geliştiği düşünülmektedir.

Bu formasyondan iki adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmıştır. Bunlardan birincisi Kaleboynu Tepe kesiti olup, 1/25.000 ölçekli Adana M 34-a 2 paftasında yer almaktadır. Kaleboynu formasyonu içinde kesitin kalınlığı 135 m olarak ölçülmüştür. Başlangıç koordinatları; x: 89800, y: 97775, bitiş koordinatları ise, x: 89687, y: 97700' dir. Tabakalar, Kaleboynu Tepe'nin güneyinde 40-45° GD' ya eğimlidir. Bu kesitten toplanan örneklerden tayin edilen bentik foraminiferler Şekil 3'de görülmektedir. Diğeri ise Evliya Tepe kesiti olup, 1/25.000 ölçekli Adana M 33-b 3 paftasında bulunmaktadır. Kaleboynu formasyonu içinde kesitin kalınlığı 225 m olarak ölçülmüştür. Başlangıç koordinatları; x: 75275, y: 92875, bitiş koordinatları ise, x: 75500, y: 92787' dir. Tabakalar 30-40° GD' ya eğimlidir. Bu kesitten toplanan örneklerden tayin edilen bentik foraminiferler Şekil 4'de görülmektedir.

Biyostratigrafi

İnceleme alanından derlenen örneklerde yapılan paleontolojik çalışmalarda bentik foraminiferlerden 6 cins ve 15 tür tanımlanmıştır (Şekil 5). Bu fosil topluluğundan üç adet sığ bentik foraminifer biyozonu ayırtlanmıştır (SB 13-15).

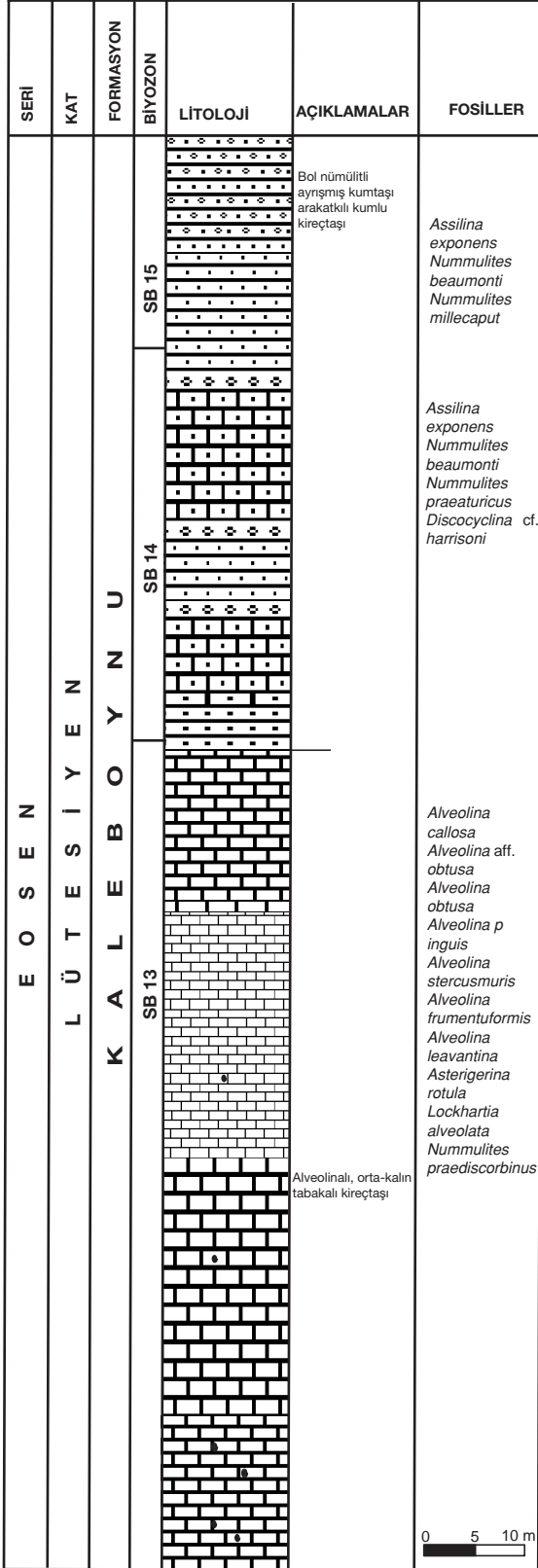
Sığ Bentik (SB) Foraminifer Biyozonları

İnceleme alanında yapılan bentik foraminifer biyostratigrafi çalışmasındaki sığ bentik biyozonların ayrılmasında Serra-Kiel vd. (1998 a ve b) 'nin Tetis Paleosen ve Eosen'i için hazırlamış olduğu sığ bentik foraminifer biyozonları esas alınmıştır.

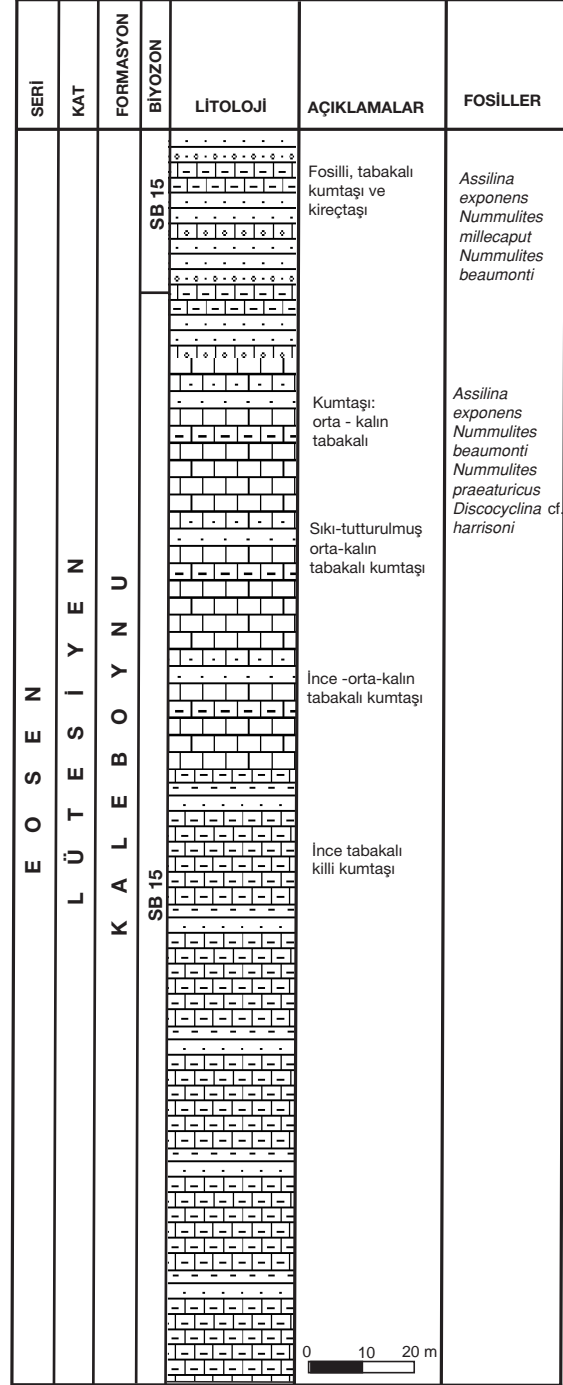
SB: 13 Biyozonu (Erken Lütésiyen): Bu biyozon; *Alveolina stipes* Hottinger, *A. callosa* Hottinger, *A. çayrasi* Dizer, *A. hottingeri* Drobne, *Nummulites laevigatus* Bruguière, *N. obesus* d'Archiac ve Haime, *N. vernevillei* d'Archiac ve Haime, *N. uranensis* de la Harpe, *N. lehneri* Schaub, *N. messinae* Schaub, *Assilina parva* (Douvillé), *Ass. tenuimarginata* Heim, *Ass. praespira* Douvillé ve *Ass. spira abrardi* Schaub' un varlığı ile sınırlanmaktadır. Bu biyozonun alt sınırı Alt-Orta Eosen sınırında yer almaktadır (Şekil 6). Berggren vd. (1995)'ne göre ise P9-P10 sınırına karşılık gelmektedir. SB 13 biyozonu NP14'de

Çizelge 1. Bentik foraminiferlerin stratigrafik dağılımı.
Table 1. Stratigraphic distribution of benthic foraminifera.

	Kesitler	
	Evliya Tepe	Kaleboynu Tepe
Bentik foraminiferler		
<i>Alveolina callosa</i> Hottinger	*	
<i>Alveolina frumentiformis</i> Schwager	*	
<i>Alveolina levantina</i> Hottinger	*	
<i>Alveolina</i> aff. <i>obtusa</i> Montanari	*	
<i>Alveolina obtusa</i> Montanari	*	
<i>Alveolina pinguis</i> Hottinger	*	
<i>Alveolina stercusmuris</i> Mayer-Eymar	*	
<i>Asterigerina rotula</i> (Kaufmann)	*	
<i>Lockhartia alveolata</i> Silvestri	*	
<i>Assilina exponens</i> (Sowerby)	*	*
<i>Nummulites beaumonti</i> d' Archiac ve Haime	*	*
<i>Nummulites praeaturicus</i> Schaub	*	*
<i>Nummulites praediscorbinus</i> Schaub	*	
<i>Nummulites millecaput</i> Boubée	*	*
<i>Discocyclus</i> cf. <i>harrisoni</i> Vaughan	*	*



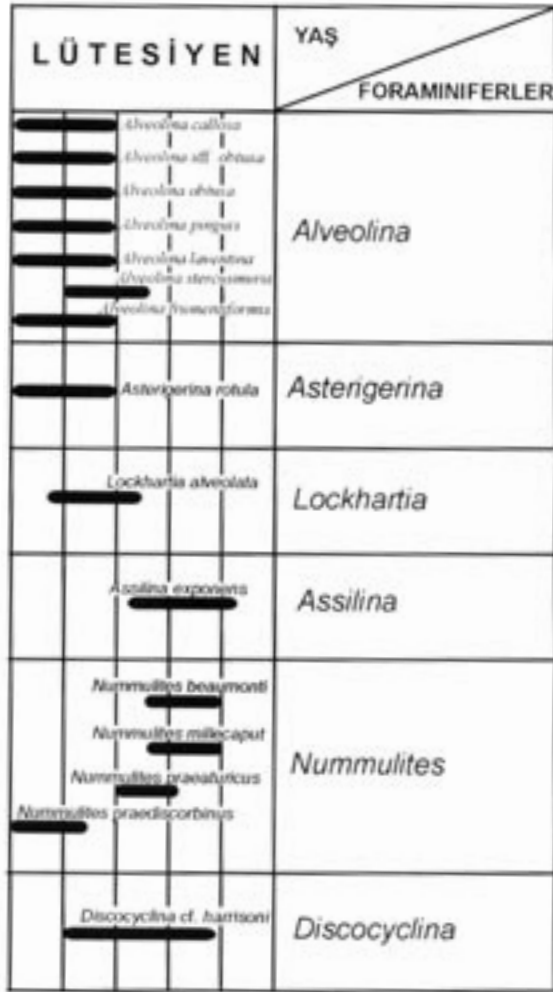
Şekil 3. Kaleboynu Tepe stratigrafi kesiti.
Figure 3. Stratigraphic section of Kaleboynu Tepe.



Şekil 4. Evliya Tepesi stratigrafi kesiti.
Figure 4. Stratigraphic section of Evliya Tepe.

başlamakta ve NP 15'de sona ermektedir (Kapellos ve Schaub, 1973; Martini, 1971).

İnceleme alanında Kaleboynu Tepe ve çevresinde yapılan çalışmada SB 13 biyozonuna karşılık gelen şu fosiller tayin edilmiştir (Çizelge 2)



Şekil 5. İnceleme alanındaki iri bentik foraminiferlerin stratigrafik dağılımı.
Figure 5. The stratigraphic distribution of the larger benthic foraminifera in the study area.

(Levha 1); *Alveolina callosa* Hottinger, *A. aff. obtusa* Montanari, *A. obtusa* Montanari, *A. pinguis* Hottinger, *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, *A. frumentiformis* Schwager, *A. levantina* Hottinger, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Lockhartia alveolata* Silvestri, *Nummulites praediscorbis* Schaub (Serra-Kiel vd., 1998a ve b; Hottinger, 1960).

SB: 14 Biyozonu (Orta Lütesiyen 1): Bu biyozon; *Alveolina munieri* Hottinger, *Nummulites beneharnensis* de la Harpe, *N. gratus* Schaub, *N. aspermontis* Schaub, *N. hilarionis* Schaub, *N. stephan* Schaub, *N. boussaci* Rozlozsnik, ve *Assilina spira* de Roissy' nin varlığı ile sınırlanmaktadır. Bu biyozonun alt sınırı Samsó vd.

Çizelge 2. İnceleme alanında ayrıtlanan Sığ Bentik Foraminifer Biyozonları (SB).
Table 2. Shallow Benthic Zones (SBZ) in the study area.

Yaş	Biyozon	Fosil
	SBZ-15	<i>Assilina exponens</i> <i>Nummulites beaumonti</i> <i>Nummulites millecaput</i> <i>Discocyclus cf. harrisoni</i>
LÜTESİYEN	ORTA	SBZ-14
		<i>Assilina exponens</i> <i>Nummulites beaumonti</i> <i>Nummulites millecaput</i> <i>Nummulites praeaturicus</i> <i>Discocyclus cf. harrisoni</i>
	ALT	SBZ-13
		<i>Alveolina callosa</i> <i>Alveolina aff. obtusa</i> <i>Alveolina obtusa</i> <i>Alveolina pinguis</i> <i>Alveolina stercusmuris</i> <i>Alveolina freumentiformis</i> <i>Alveolina levantina</i> <i>Asterigerina rotula</i> <i>Lockhartia alveolata</i> <i>Nummulites praediscorbis</i>

(1994), Bentham ve Burbank (1996)'a göre yaklaşık olarak P10-P11 sınırına uyum sağlamaktadır. SB 14 biyozonu NP 15'in orta kısmına karşılık gelmektedir (Kapellos ve Schaub, 1973; Hottinger, 1977).

İnceleme alanında Kaleboynu Tepe ve Evliya Tepe'de yapılan çalışmalar sonucunda SB 14 biyozonuna karşılık gelen; *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, *N. millecaput* Boubée, *N. praeaturicus* Schaub, *Discocyclus cf. harrisoni* Vaughan fosilleri bulunmuştur (Schaub, 1981) (bkz. Çizelge 2) (bkz. Levha 2).

SB: 15 Biyozonu (Orta Lütesiyen 2): Bu biyozon *Alveolina prorepta* Hottinger, *Nummulites sordensis* Herb ve Schaub, *N. crassus* Boubée, *N. millecaput* Boubée, *N. tavertetensis* Reguant ve Clavell, *N. crusafonti* Reguant ve Clavell ve *Orbitoclypeus douvillei* Chudeoui' nin varlığı ile sınırlanmaktadır. Bu biyozonun alt sınırı, NP 15'in en üst kısmından başlamakta ve NP 16'nın içine kadar erişmektedir (Kapellos ve Schaub,

Zaman (Ma)	Kron	Polarite	Dönem			Yaş			PLANKTON ZONLAR			İRI FORAMİFER SİĞ BENTİK ZONLAR (SBZ)			
			Oligosen	Erken	Rupelian	Foraminifer		Kalkerli Nannoplankton							
						Berggren ve Miller (1988)	Berggren vd. (1995)	Martini (1971)							
35	C13		E O S E N	ÜST	PREABONİYEN	P18	P18	NP21			SBZ 21				
	C15	P17				P17			SBZ 20						
	C16	P16				P16	NP 19-20				SBZ 19				
	C17	P15				P15	NP 18			SBZ 18					
	C18	P14				P14	NP 17			SBZ 17					
	C19	P13		P13				SBZ 16							
	C20	P12		P12	NP 16			SBZ 15							
	45	C21			ORTA	BARTONİYEN	LÜTESİYEN	P11	P11	NP 15	c			SBZ 14	
		C22		P10				P10			SBZ 13				
		C23		P9				P9	NP 14		b			SBZ 12	
		C24		P8				P8		a			SBZ 11		
		C25		P7				P7			SBZ 10				
		55		C26			ALT	IPERSİYEN	KUIZİYEN	P6	P6	NP 12			SBZ 9
				C27		P5				P5			SBZ 8		
				C28		P4				P4	NP 11				SBZ 7
C29			P3	P3		NP 10						SBZ 6			
C30			P2	P2		NP 9						SBZ 5			
60	C31			ÜST	TANESİYEN	SELLANDİYEN		P4	P4	NP 8			SBZ 4		
	C32		P3					P3			SBZ 3				
	C33		P2					P2	NP 7				SBZ 2		
	C34		P1					P1	NP 6			SBZ 1			
	C35		P1					P1	NP 5			SBZ 1			
	65	C36			ALT	DANİYEN		P1	P1	NP 4			SBZ 1		
		C37	P1					P1			SBZ 1				
		C38	P1					P1	NP 3				SBZ 1		
		C39	P1					P1	NP 2			SBZ 1			
		C40	P1					P1	NP 1			SBZ 1			

Şekil 6. Paleosen-Eosen zaman ölçeği ve Siğ Bentik Foraminifer Biyozonları (SBZ) arasındaki korelasyon (Berggren ve diğ., 1995).

Figure 6. Correlation between the "Shallow Benthic Zones" (SBZ) and the Paleocene-Eocene Time Scale (Berggren et al., 1995).

1973; Martini, 1971). Bölgede yapılan çalışmada SB 15 biyozonuna karşılık gelen; *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, *N. millecaput* Boubée, *Discocyclina cf. harrisoni* Vaughan fosilleri bulunmuştur (bkz. Çizelge 2) (bkz. Levha 2).

Ortamsal Yorum

Bölgesel ölçekte bakıldığında, havzadaki Eosen yaşlı birimler çalışma alanında da Kaleboynu Tepe ile Evliya Tepe'de mostra vermektedir. Kaleboynu Tepe'de genelde tabanda kireçtaşı litolojisinin egemen olduğu ve üste doğru yer yer kumlu ve killi kireçtaşı şeklinde devam ettiği izlenmektedir. Tabandaki kireçtaşları içerisinde iri bentik foraminiferlerden alveolinidler ve kumlu-killi kireçtaşları içerisinde ise bol miktarda *Nummulites* türleri bulunmaktadır. Erken-Orta Lütésiyan yaş aralığı için karakteristik olan bu bentik foraminiferlere göre, Kaleboynu Tepe kesitinin taban kısmının içerdiği alveolinidlerin bolluğu genel olarak resifal ortamda "Normal Tuzlulukta Sınırlı Şelf"i işaret etmektedir. Bilindiği üzere, bu fasiyese ait sedimanlar düşük ortamsal enerjiyi gösterir ve alveolinid kavkuları mikritik sedimanlar içerisinde hafif akıntılar ile yoğunlaştırılmış ve taşınmışlardır (Hottinger, 1960).

Kaleboynu Tepe ve diğer taraftan Evliya Tepe kesitlerinin üst kısımlarına doğru çıkıldığında, buralarda kumlu-killi kireçtaşları içerisinde bulunan nummulites grubu fosiller ise resifal ortamda "Açık Deniz İç Şelf" fasiyesi'nin varlığına işaret etmektedir. Bu fasiyeste yer alan sığ platformlardaki sedimanlar *Operculina*, *Assilina* ve değişik *Nummulites* gibi merceksi-yassılaştırmış ve büyük boy foraminiferler ile küçük bentik foraminiferlerin zengin bir topluluğuna rastlanmaktadır (Hottinger, 1960).

SONUÇLAR

Bu çalışmada; *Alveolina callosa* Hottinger, *A. aff. obtusa* Montanari, *A. obtusa* Montanari, *A. pinguis* Hottinger, *A. laventina* Hottinger, *A. frumentiformis* Schwager, *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Lockhartia alveolata* Silvestri, *Nummulites praedis-corbinus* Schaub gibi Erken Lütésiyan'ı; *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, *N. millecaput* Boubée, *N. praeaturicus* Schaub, ve *Discocyclina cf. harrisoni* Vaughan ise gibi Orta Lütésiyan'ı karakterize eden bentik foraminiferler tanımlanmıştır. Ayrıca, tayin edilen bu foraminiferlere dayanılarak Erken Lütésiyan için SB 13 biyozonu, Orta Lütésiyan için ise SB 14 ve SB 15 biyozonları ayırtlanmıştır.

İnceleme alanında yapılan çalışmalar sonucunda resifal ortamda çökelen kayaçlardan alt kısımlardaki karbonatlı olanların "Normal Tuzlu Sınırlı Şelf" fasiyesinde, üst kısımlardaki kumlu-killi kireçtaşı litolojisinde olanların ise "Açık Deniz İç Şelf" fasiyesinde çökeldiği saptanmıştır.

TEŞEKKÜR

Yazarlar; araştırmaya destek veren Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Birimi Başkanlığı'na, laboratuvar olanaklarını sağlayan aynı üniversitenin Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'na, katkılarından dolayı Dr. Şükrü Acar (MTA)' a ve arazi çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen Arş. Gör. İsmail Dinçer (Çukurova Üniversitesi)'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Avşar, N., 1992. Namrun (İçel) yöresi Paleojen bentik foraminifer faunası. Maden Tetkik Arama Dergisi, 114, 127-144.
- Aytuğ, G., 1964. Niğde-Çamardı demir zuhurları. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Derleme Rapor No. 1375, 7 s.
- Bentham, P., and Burbank D.W., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the south Central Pyrenees. In: P.F Friend and C.J., Dabrio, (eds.), Tertiary basin of Spain, Cambridge University Press, Chapter E 11, 144-152.
- Berggren, W.A., and Miller, K.G. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. Micropaleontology, 34, 362-380.
- Berggren, W.A., Kent D.V., Swisher C.C., and Aubry M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: W.A., Berggren, D.V. Kent, and C.J. Dabrio, (eds.), Tertiary Basin of Spain, Cambridge University Press, Chapter E 11, 144-152.
- Blumenthal, M., 1952. Toroslarda yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdlar. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayınları, Seri D, No. 6, 136.

- Çevikbaş, A., 1991. Ulukışla-Çamardı (Niğde) Tersiyer havzasının jeodinamik evrimi ve maden yatakları yönünden önemi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 235 s (yayımlanmamış).
- Flugel, H., 1956. Güneydoğu Anadolu Permian-Devoniyen Faunaları. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 48, 73-75.
- Hottinger, L., 1960. Recherches sur les Alveolines du Paleocene et de l' Eocene. Mémoires Suisses de Paléontologie, 75/76, 243, 117.
- Hottinger, L., 1977. Foraminifères operculiniformes. Memorial Museum National History Nature, 40, 159 pp.
- Kapellos, C., and Schaub H., 1973. Zur Korrelation von biozonierungen mit grossforaminiferen und nannoplankton im Plaogen der Pyrenaen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 66, 687-737.
- Kleyn, V.D., 1970. Recommendation of exploration for mineralization in the southwestern part of the Niğde-Çamardı Masif. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Derleme Rapor No. 4345, 16 s.
- Metz, K., 1956. Aladağ ve Karanfil Dağının yapısı ve bunların Klikeya Torosu tesmiye edilen batı kenarları hakkında yapılan jeolojik etüd. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 48, 63-76.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In A. Farinacci (ed.), Proceedings II. Palaeontological Conference, Roma, 2, 739-785.
- Okay, A.C., 1955. Niğde-Çamardı (Maden) ve Ulukışla arasındaki bölgenin jeolojisi. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Derleme Rapor No. 2381, 1-27.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19 (1), 65-78.
- Samso, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., and Trave, A. 1994. Crono stratigrafia de las plataformas lutecienses de la zona cenral de la cuenca surpirenaica. In: A. Munoz, A. Gonzalez and A. Perez (eds.), II. Congr. Gr. Esp. Terciario, Comunicaciones, Jaca, 20-208.
- Schaub, H., 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène, Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. Mémoires Suisses de Paléontologie, 104, 236 pp, 18 pls.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Fernandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignattil, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., and Zakrevskaya, E., 1998a. Larger Foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bulletin Geological Society of France, 169, 281-299.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Fernandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignattil, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., and Zakrevskaya, E., 1998b. Benthic foraminifera from Paleocene and Eocene. In: P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T., Jacquin and P.R. Vail, (eds.), Mesozoic-Senozoic Sequence Stratigraphy of Western European Basins, Society of Economic Paleontology and Mineralogy. Special Publication, Tulsa, 767 pp.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ertan, İ.E., Işık, A. ve Ürgün, B.M., 1981. Toros ofiyolit projeleri; Aladağ projesi, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Rapor No. 6976, 133s.
- Uçar, L., 1997. Gülek-Pozanti-Kamışlı dolayının stratigrafik ve sedimanter petrografik incelemesi. Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 496 s (yayımlanmamış).
- Yetiş, C., 1978. Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş Fay Kuşağının Maden Boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, 164 s (yayımlanmamış).
- Yetiş, C., 1987. Çamardı (Niğde) alanındaki Oligosen-Miyosen yaşlı akarsu-göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 30 (2), 1-8.

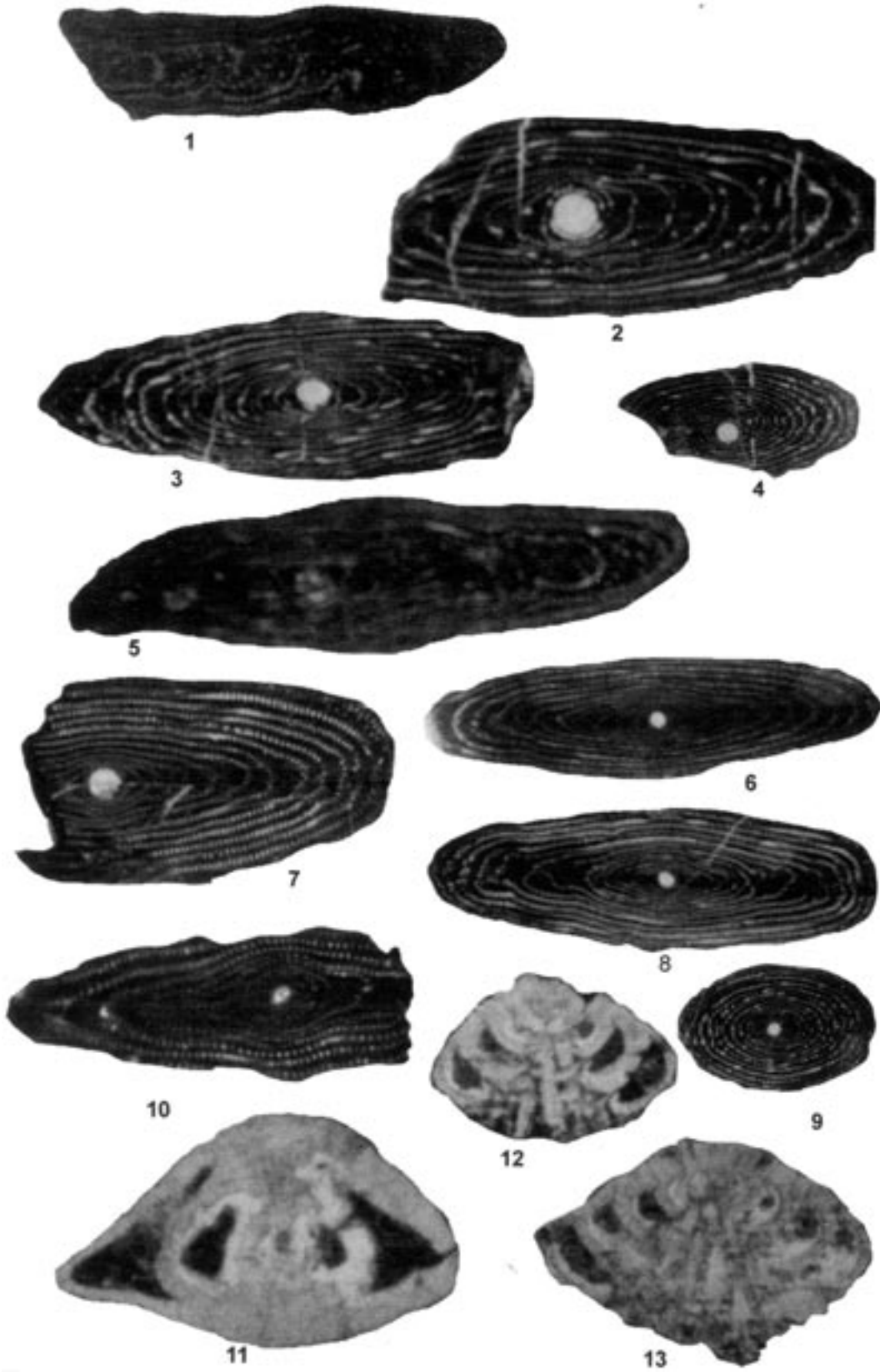
LEVHA 1

- Şekil 1. *Alveolina callosa* Hottinger, 1960
Eksenel kesit, MB.3.1.1.171, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 2. *Alveolina* aff. *obtusa*, Montanari
Eksenel kesit, MB.3.1.1.157, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 3. *Alveolina* aff. *obtusa*, Montanari
Eksenel kesit, MB.3.1.1.161, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 4. *Alveolina* gr. *stercusmuris*, Mayer-Eymar
Eksenel kesit, MB.3.1.1.163, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 5. *Alveolina obtusa*, Montanari
Eksenel kesit, MB.3.1.1.159, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 6. *Alveolina pinguis*, Hottinger
Eksenel kesit, MB.3.1.1.169, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 7. *Alveolina pinguis*, Hottinger
Eksenel kesit, MB.3.1.1.164, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 8. *Alveolina pinguis*, Hottinger
Eksenel kesit, MB.3.1.1.167, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 9. *Alveolina* gr. *stercusmuris*, Mayer-Eymar
Eksenel kesit, MB.3.1.1.175, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 10. *Alveolina frumentiformis*, Schwager, 1883
Eksenel kesit, MB.3.1.1.155, X7, Maden Boğazı.
- Şekil 11. *Asterigerina rotula* (Kaufman)
Eksenel kesit, MB.3.1.1.156, X30, Maden Boğazı.
- Şekil 12. *Lockhartia alveolata*, Silvestri
Eksenel kesit, MB.3.1.1.168, X30, Maden Boğazı.
- Şekil 13. *Lockhartia alveolata*, Silvestri
Eksenel kesit, MB.3.1.1.158, X30, Maden Boğazı.

PLATE 1

- Figure 1. *Alveolina callosa* Hottinger, 1960
Axial section, MB.3.1.1.171, X7, Maden Boğazı.
- Figure 2. *Alveolina* aff. *obtusa*, Montanari
Axial section, MB.3.1.1.157, X7, Maden Boğazı.
- Figure 3. *Alveolina* aff. *obtusa*, Montanari
Axial section, MB.3.1.1.161, X7, Maden Boğazı.
- Figure 4. . *Alveolina* gr. *stercusmuris*, Mayer-Eymar
Axial section, MB.3.1.1.163, X7, Maden Boğazı.
- Figure 5. *Alveolina obtusa*, Montanari
Axial section, MB.3.1.1.159, X7, Maden Boğazı.
- Figure 6. . *Alveolina pinguis*, Hottinger
Axial section, MB.3.1.1.169, X7, Maden Boğazı.
- Figure 7. . *Alveolina pinguis*, Hottinger
Axial section, MB.3.1.1.164, X7, Maden Boğazı.
- Figure 8. *Alveolina pinguis*, Hottinger
Axial section, MB.3.1.1.167, X7, Maden Boğazı.
- Figure 9. *Alveolina* gr. *stercusmuris*, Mayer-Eymar
Axial section, MB.3.1.1.175, X7, Maden Boğazı.
- Figure 10. *Alveolina frumentiformis*, Schwager, 1883
Axial section, MB.3.1.1.155, X7, Maden Boğazı.
- Figure 11. *Asterigerina rotula* (Kaufman)
Axial section, MB.3.1.1.156, X30, Maden Boğazı.
- Figure 12. *Lockhartia alveolata*, Silvestri
Axial section, MB.3.1.1.168, X30, Maden Boğazı.
- Figure 13. *Lockhartia alveolata*, Silvestri
Axial section, MB.3.1.1.158, X30, Maden Boğazı.

LEVHA 1 / PLATE 1



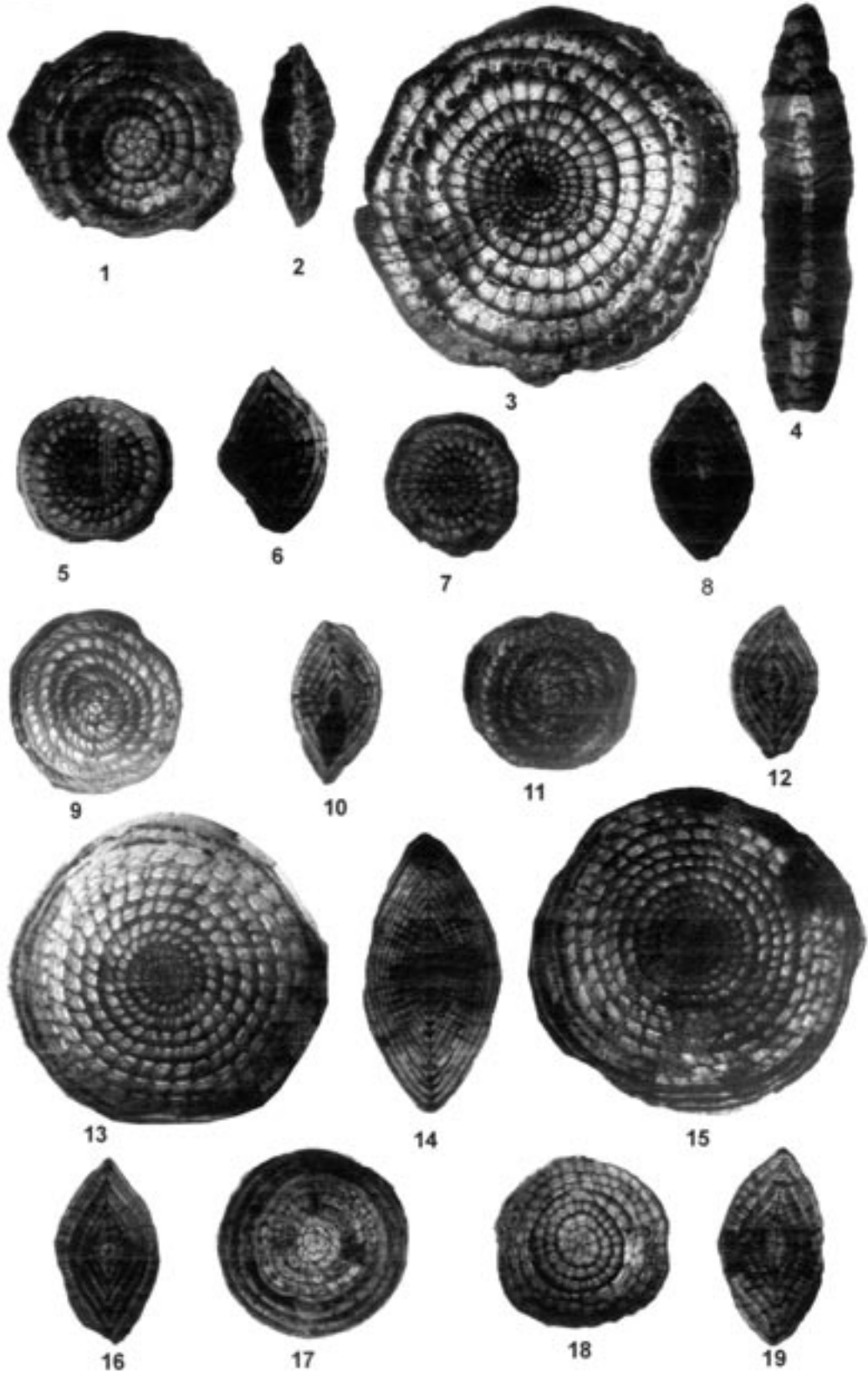
LEVHA 2

- Şekil 1. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, MB.1B.33, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 2. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.1B.5, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 3. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Ekvatoryal kesit, mikrosferik form, MB.1B.34, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 4. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Eksenel kesit, mikrosferik form, MB.1B.17, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 5. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, MB.1A.103, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 6. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.1A.133, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 7. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, MB.1A.108, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 8. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.1A.132, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 9. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, MB.1B.80, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 10. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.186, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 11. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, MB.1B.76, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 12. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.188, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 13. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Ekvatoryal kesit, mikrosferik form, MB.1B.39, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 14. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Eksenel kesit, mikrosferik form, MB.1B.55, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 15. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Ekvatoryal kesit, mikrosferik form, MB.1B.46, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 16. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.1B.70, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 17. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, E.T.128, X5, Evliya Tepe.
- Şekil 18. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Ekvatoryal kesit, makrosferik form, MB.1B.79, X5, Maden Boğazı.
- Şekil 19. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Eksenel kesit, makrosferik form, MB.1B.73, X5, Maden Boğazı.

PLATE 2

- Figure 1. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Equatorial section, makrosferik form, MB.1B.33, X5, Maden Boğazı.
- Figure 2. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Axial section, makrosferik form, MB.1B.5, X5, Maden Boğazı.
- Figure 3. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Equatorial section, mikrosferik form, MB.1B.34, X5, Maden Boğazı.
- Figure 4. *Assilina exponens* (Sowerby, 1840)
Axial section, mikrosferik form, MB.1B.17, X5, Maden Boğazı.
- Figure 5. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Equatorial section, makrosferik form, MB.1A.103, X5, Maden Boğazı.
- Figure 6. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Axial section, makrosferik form, MB.1A.133, X5, Maden Boğazı.
- Figure 7. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Equatorial section, makrosferik form, MB.1A.108, X5, Maden Boğazı.
- Figure 8. *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve Haime, 1853
Axial section, makrosferik form, MB.1A.132, X5, Maden Boğazı.
- Figure 9. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Equatorial section, makrosferik form, MB.1B.80, X5, Maden Boğazı.
- Figure 10. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Axial section, makrosferik form, MB.186, X5, Maden Boğazı.
- Figure 11. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Equatorial section, makrosferik form, MB.1B.76, X5, Maden Boğazı.
- Figure 12. *Nummulites millecaput* Boubee, 1832
Axial section, makrosferik form, MB.188, X5, Maden Boğazı.
- Figure 13. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Equatorial section, mikrosferik form, MB.1B.39, X5, Maden Boğazı.
- Figure 14. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Axial section, mikrosferik form, MB.1B.55, X5, Maden Boğazı.
- Figure 15. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Equatorial section, mikrosferik form, MB.1B.46, X5, Maden Boğazı.
- Figure 16. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Axial section, makrosferik form, MB.1B.70, X5, Maden Boğazı.
- Figure 17. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Equatorial section, makrosferik form, E.T.128, X5, Evliya Tepe.
- Figure 18. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Equatorial section, makrosferik form, MB.1B.79, X5, Maden Boğazı.
- Figure 19. *Nummulites preauricus* Schaub, 1962
Axial section, makrosferik form, MB.1B.73, X5, Maden Boğazı.

LEVHA 2 / PLATE 2





Manyetik ayırma ve flotasyonla magmatik ve metamorfik kayalardan feldispat üretimi

Feldspar production from magmatic and metamorphic rocks using magnetic separation and flotation

Özcan Y. GÜLSOY¹, E. Caner ORHAN¹, N. Metin CAN¹, İrfan BAYRAKTAR²

¹ Hacettepe Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

² Çine Akmaden Madencilik Ticaret A.Ş., 09500 Çine, AYDIN

ÖZ

Ülkemizde feldispat üretiminin büyük çoğunluğu Menderes Masifi albit cevherlerinden yapılmakta ve bölgede bulunan çeşitli firmalar tarafından manyetik ayırma ve/veya flotasyonla yüksek kaliteli Na-feldispat konsantreleri üretilmektedir. Hem üretim miktarı, hem de konsantre kalitesi ile ülkemiz dünya Na-feldispat üretiminde önemli bir yere sahiptir. Bunun aksine, K-feldispat konsantresi üretimi ise yerel talebi karşılayamamakta ve sanayinin K-feldispat gereksinimi ithalat ile karşılanmaktadır. Bu çalışma kapsamında Menderes Masifi albit cevherlerinin yanı sıra, Manisa-Gördes pegmatitleri, Kırşehir Masifi altere granitoyitleri ve Bursa-Orhaneli syenitlerinden alınan örneklerden kaliteli feldispat konsantrelerinin elde edilebilirliği araştırılmış ve halen işletilen Menderes Masifi'nin yanı sıra farklı bölgelerin feldispat potansiyeli ortaya konmuştur. Elde edilen sonuçlar; Manisa-Gördes pegmatitlerinden ve Kırşehir altere granitoyitlerinden yüksek kalitede K-feldispat konsantresi elde edilebildiğini, Bursa-Orhaneli syenitlerinin ise içerdiği renk verici safsızlıkların çok ince tane boyunda serbestleşmesi nedeniyle hem verim, hem konsantre kalitesi bakımından yüksek kalitede feldispat üretimine uygun olmadığını göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Endüstriyel hammadde, feldispat, flotasyon, manyetik ayırma.

ABSTRACT

In Turkey, main portion of the feldspar is produced from the albite ores in Menderes Massive and high grade Na-feldspar concentrate is produced by various companies in the region by means of magnetic separation and/or flotation. Turkey is an important country in Na-feldspar production of the world in terms of both concentrate quality and quantity. On the contrary, K-feldspar production cannot meet the local demand and K-feldspar need of the industry is compensated by importing. In this study, the possibility of production of high quality feldspar concentrates from the samples taken from Menderes Massive albite ores as well as Manisa-Gördes pegmatites, altered granitoids of Kırşehir Massive and Bursa-Orhaneli syenites is investigated and besides the currently operated Menderes Massive, the feldspar potential of different districts is put forward. The results show that it is possible to obtain high quality K-feldspar concentrates from Manisa-Gördes pegmatites and altered granitoids of Kırşehir Massive, and that Bursa-Orhaneli syenites are not suitable for high quality feldspar production in terms of both recovery and concentrate quality due to very fine liberation size of colouring impurities.

Key Words: Industrial mineral, feldspar, flotation, magnetic separation.

GİRİŞ

Feldispat, yer kabuğunun yaklaşık % 60'ını oluşturan bir alüminasilik grubudur. Bu grubun en

önemli mineralleri albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), ortoklaz/mikroklin (KAlSi_3O_8) ve anortittir ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Dünya Na- ve K-feldispat üretiminin büyük çoğunluğu cam ve seramik sanayi tarafından tüketilmekte, ticari anortit yatağı bulunmadığından Ca-feldispat üretimi yapılmamaktadır.

Dünyada üretilen yaklaşık 12 milyon ton feldispatın yaklaşık % 90'ını seramik (% 55) ve cam (% 35) sanayileri tüketmektedir. Geri kalan % 10'luk kısım ise; emaye, kaynak elektrotları ve boya sanayi vb. tarafından tüketilmektedir. Her tüketim alanı, feldispatları belirli fiziksel ve kimyasal özelliklerde talep etmektedir. Esas tüketim hacmini oluşturan seramik ve cam sektörlerinde en önemli ortak nokta, feldispatların demir (Fe_2O_3) içeriğidir. Örneğin, züccaciye camında demirin (Fe_2O_3) 400 ppm'in altında olması gerekmektedir. Seramik endüstrisinde ise, demirin yanı sıra, titan oksit (TiO_2) içeriği de demir kadar belirleyici olup, demir ve titan içeriği düşükçe pişme rengi beyazlaşmakta ve bu da feldispatın fiyatını arkırcı bir unsur olmaktadır. Özetle, feldispatların satılabilirliğini belirleyen başlıca kimyasal bileşenler; alkali (% Na_2O , % K_2O), demir (% Fe_2O_3), titan (% TiO_2) içerikleri ile cam endüstrisi için bunlara ek olarak alümina (% Al_2O_3) içeriğidir.

Feldispatların geniş kullanım alanları ve görece olarak büyük üretim hacmi içinde, granitoyitik kayaçlar (örn. pegmatitler, alkali siyenitler, meta-granitler, gnayslar ve bunların alterasyon ürünleri yani feldispatik kumlar vb.) oldukça önemli bir yer tutar. Çünkü granitoyitler, özellikle inşaat sektöründe kullanılan malzemelerden (sıva kumu, parke taş, yer ve duvar kaplamala-

rı, seramik, cam, vb.) çağdaş yaşamın önemli elementlerinden lityuma ve çok değerli süs taşlarına (beril) yataklık etmektedir. Granitoyitler adı altında; günümüzde seramik ve cam endüstrileri için hammadde üretimine uygun olan kayaçlar ve genel mineralojik içerikleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Granitoyitlerin zenginleştirilmesinden, genelde seramik ve cam endüstrilerinin talebi olan, belirli teknik özelliklere sahip feldispat ve kuvars minerallerinin üretimi anlaşılmaktadır. Ancak, bazı durumlarda mika, özellikle muskovit, alterasyon ürünü killer de yan ürün olarak değerlendirilmektedir. Bazı pegmatitlerde ise spodümen, beril ve tantalum minerallerinin (tantalit, kolumbit) ekonomik değeri feldispat ve kuvarstan fazla olduğundan, temel bileşenler olan feldispat-kuvars yan ürün sayılmaktadır.

Ülkemizde feldispat üretiminin büyük bir kısmı Menderes Masifi albit cevherleri ve küçük bir kısmı da Bursa-Orhaneli siyenitlerinden yapılmaktadır. Ülkemiz, dünya sodyum feldispat üretiminde çok önemli bir paya (~ %25) sahip iken, potasyum feldispat üretiminde ise kendine yeterli bile değildir (Hızal, 1997). Örneğin, Türkiye'nin 2002 yılındaki sodyum feldispat ihracatı 2.162.841 ton iken, potasyum feldispat ihracatı yoktur. Ayrıca, 2002 yılında, Türkiye 19.000 ton potasyum feldispatı ağırlıklı olarak Hindistan'dan ithal etmiştir (Madencilik Bülteni, 2003). Ülkemizin değişik bölgelerindeki feldispat rezervlerinden, feldispat konsantresi üretimini konu alan çalışmalar (Akar, 1994; Bayraktar vd. 1998, 1999, 2001; Çelik vd., 2001; Gülsoy vd.

Çizelge 1. Ticari magmatik ve metamorfik kayaçların içerdiği mineraller.

Table 1. Minerals in commercial magmatic and metamorphic rocks.

Kayaç	Feldispat türü	Diğer ana mineraller	Tali mineraller	
Granit				
Granodiyorit		Kuvars	Apatit	Sfen
Monzonit	K-feldispat	Mikalar	Zirkon	Rutil
Siyenit	Na- ve Ca-feldispat	Amfibol	Kassiterit	İlmenit
Alaskit				
Pegmatit			Spodümen	Kolumbit
Aplit	K-feldispat	Kuvars	Lepidolit	Tantalit
		Mikalar	Kassiterit	Turmalin
			Beril	
Gnays	K-feldispat	Kuvars	Turmalin	İlmenit
	Na-feldispat	Mika	Sfen	Apatit
		Amfibol	Rutil	Zirkon

2003; Seyrankaya, 2003), bu konuda ciddi bir ekonomik potansiyelin varlığını göstermektedir. Bu çalışma kapsamında, ülkemizin çeşitli feldispat oluşumlarından, seramik ve cam endüstrilerinin gereksinimi olan feldispat konsantrilerinin elde edilebilirliği teknik ve ekonomik ölçütlerle birlikte irdelenmiştir. Bu doğrultuda; Demirci-Gördes yöresi düşük kaliteli pegmatitleri, Kırşehir Masifi altere granitoyitleri (Gülsoy vd., 2003), Menderes Masifi albit cevherleri ve Bursa-Orhaneli siyenitleri olmak üzere 4 farklı bölgeden alınan örnekler üzerinde mineralojik tanımlanmasını takiben yapılan manyetik ayırma ve flotasyon deneylerinden elde edilen sonuçlar verilmiştir.

MALZEME VE YÖNTEM

Malzeme

Deneyisel çalışmalar sırasında kaliteli feldispat konsantrisi üretmek amacıyla Demirci-Gördes pegmatitleri, Kırşehir Masifi altere granitoyitleri, Menderes Masifi albit cevherleri ve Bursa-Orhaneli siyenitlerinden (Şekil 1) alınan örneklerin öncelikle mineralojik tanımlamaları yapılmıştır.

Demirci-Gördes pegmatitleri: Demirci-Gördes yöresi pegmatitleri, pertitik dokuya sahip ortok-

lazlarla birlikte, muskovit, biyotit, turmalin, sfen ve rutil minerallerinden oluşmuştur. Ortoklaz, kuvars ve mika mineralleri genelde iri taneli olup, boyları 0.5-20 mm arasında değişmektedir. Ancak sfen ve rutil mineralleri ortoklaz içinde 20-600 µm arasında değişen inklüzyonlar halindedir. Cevherin kimyasal bileşimi Çizelge 2'de verilmiştir. K_2O/Na_2O oranının düşük (~1.89) olması ve görece yüksek kuvars içeriği nedeniyle düşük kaliteli olarak sınıflandırılmıştır.

Kırşehir Masifi altere granitoyitleri: Kırşehir Masifi (Ağaçören-Panlı, Balıseyh-Kilevli ve Kaman-Başköy) altere granitoyitleri, Aksaray ilinin kuzeybatısından başlayıp, kuzeye doğru Sulakyurt ilçesine kadar takip edilen, buradan doğuya dönerek Sivas iline kadar devam eden Orta Anadolu granitoyitlerinin porfirik dokulu ve arenalaşmış bölümlerini temsil etmektedir. Orta Anadolu granitoyitleri genellikle monzogranit, kuvars monzonit, granodiyorit ve yer yer kuvars siyenit bileşimi gösterirler (Erlar ve Bayhan, 1995). Kayacın arenalaşmasına bağlı olarak ve ortoklaz mega-kristallerinin doğal olarak serbestleşmesine yol açan alterasyon zonu yüzeyden itibaren genellikle 80 m ve yer yer 150 m derinliğe kadar takip edilebilmektedir (Çakır, 2003). Altere granitoyitler üzerindeki çalışmalar kapsamında, Ağaçören (Panlı) - Aksaray, Balı-



Şekil 1. Deneylerde kullanılan örneklerin alındığı bölgeler.
Figure 1. The locations of the samples used in the experiments.

Çizelge 2. Demirci-Gördes pegmatit örneği kimyasal bileşimi.
Table 2. Chemical composition of Demirci-Gördes pegmatite sample.

Bileşen	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	K.K.*
İçerik (%)	73.10	15.70	0.54	0.09	0.41	0.61	5.94	3.14	0.49

* K.K.: Kızdırma kaybı

şeyh (Kılevli) - Kırıkkale ve Kaman (Başköy) - Kırşehir bölgelerinden, yerinde harmanlama ve dörtleme yoluyla 200'er kg'lık örnekler alınmıştır. Örnekler yaş elenerek boyut fraksiyonlarına ayrılmış ve bu fraksiyonlardaki potasyumca zenginleşme incelenmiştir. Örnekler, alterasyon nedeniyle doğal olarak ufalanmış olduklarından herhangi bir kırma işlemini gerektirmemektedir. Balıseyh-Kılevli bölgesinden alınan örnek üzerinde yapılmış olan tane boyu analizlerine göre hiçbir boyut küçültme işlemi uygulanmadığı durumda genel dağılımın ve K₂O ile Na₂O içeriklerinin Çizelge 3'te verilen sınırlarda olduğu belirlenmiştir. Örneklerin tümü kuvars monzonit bileşiminde ve porfirik dokulu olup, ileri derecede arenalaşma göstermektedir. Yapılan mineralojik incelemelerdeki en önemli gözlemlerden birisi, genel olarak örneğin ağırlıkça yaklaşık % 20'sini tane boyu 5-50 mm arasında değişen özşekilli ortoklaz kristallerinin oluşturmasıdır. 2 mm'den daha ince taneli olan genel hamur dokusu ise ortoklaz, plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Tali mineraller ise, bölgelere göre değişik oranlarda tita nit, apatit, granat (muhtemelen melanit, Ca ve Fe'li granat) ve demir oksit mineralleridir. Ortoklaz mineralleri genellikle alterasyona uğramamış veya hafif şekilde killeşme göstermesine karşın, yapının yaklaşık % 30'unu oluşturan plajiyoklaz mineralleri ileri derecede serisitleşme

ve killeşme göstermektedir. Bölgedeki bütün altere granitoyitlerde, ortoklaz fenokristalleri plajiyoklazlara oranla alterasyondan etkilenmediği için, doğal olarak iri fraksiyonlarda yoğunlaşmıştır. Bu nedenle, eleme yapıldığında iri boyarlarda önemli bir potasyum zenginleşmesi olmaktadır.

Menderes Masifi albit cevherleri: Menderes Masifi'nde Çine-Milas arasında uzanan Karadere zonunda yer alan pek çok açık ocakta esasen albitçe zengin gnayslar işletilmektedir. Bu gnayslar içinde masif albitleşmeler ve yerel değişiklikler olmakla birlikte, genel olarak albitçe zengin gnaysların mineralojik ve kimyasal bileşimi Çizelge 4'te verilmiştir. Deneyleerde kullanılan albit örneği Çine Akmaden Madencilik Tic. A.Ş.'den temin edilmiş olup, kimyasal bileşimi Çizelge 5'teki gibidir.

Bursa-Orhaneli siyenitleri: Deneyleerde kullanılan siyenit örneği Matel Hammadde San. Tic. A.Ş.'den temin edilmiştir. Cevherin kimyasal ve mineralojik bileşimi Çizelge 6'da verilmektedir. İnce kesit çalışmaları, cevherin yaklaşık %80 alkali feldispat, %8 hornblend ve %5 kuvars minerallerinden oluştuğunu göstermektedir. Cevher ayrıca, yaklaşık %2 plajiyoklaz, %1-2 tita nit (sfen), %1 rutil, %1 apatit ve %1 opak mineral içermektedir. Cevher bünyesindeki alkali feldispat, ortoklaz (%60) ve mikrokliinden (%20) oluş-

Çizelge 3. Balıseyh (Kılevli) örneğinin tane boyu dağılımı ve fraksiyonların kimyasal analizi.
Table 3. Particle size distribution and fractional chemical composition of Balıseyh (Kılevli) sample.

Tane boyu (mm)	Ağırlık*		K ₂ O		Na ₂ O	
	En az	En çok (%)	En az	En çok (%)	En az	En çok (%)
+9.5	4	8	9.5-10.6		2.0	2.3
-9.5+8	2	5	7.5-9.5		2.2	2.4
-8+5.6	3	7	6.8-8.0		2.3	2.5
-5.6+0.15	70	80	4.0-5.0		> 2.5	
-0.15	8	15	2.0-3.0		> 3.0	

* Alterasyon ürünü olduğundan bölgesel değişimler gözlenmektedir.

Çizelge 4. Menderes Masifi'ndeki albitçe zengin gnaysların genel mineralojisi ve kimyasal bileşimi.
Table 4. Mineralogy and chemical composition of albite ores in Menderes Massive.

Mineral	Tane boyu (μm)		Bileşen	İçerik (%)
	En az	En çok		
Plajiyoklaz (albit, oligoklaz)	160	5700	SiO_2	65-69
Mikalar (muskovit, biyotit)	75	7000	Al_2O_3	17-20.5
Kuvars	90	800	Fe_2O_3	0.04-0.40
Ortoklaz, perit	150	4400	TiO_2	0.1-0.4
Apatit	70	370	MgO	0.01-0.30
Sfen	35	250	CaO	0.4-2.0
Rutil	20	400	K_2O	0.15-0.60
Zirkon	40	300	Na_2O	9.0-10.7
			P_2O_5	0.15-0.40
			K.K.	0.2-1.3

Çizelge 5. Menderes Masifi albit örneğinin kimyasal bileşimi.
Table 5. Chemical composition of Menderes Massive albite sample.

Bileşen	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	K.K.
İçerik (%)	65.03	20.11	0.33	0.27	0.20	1.87	10.20	0.48	0.20	0.52

Çizelge 6. Bursa-Orhaneli siyenit örneğinin mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları.
Table 6. Mineralogical and chemical analysis results of Bursa-Orhaneli syenite sample.

Mineral	Ort. tane boyu (μm)	Bileşen	İçerik (%)
Hornblend	200-1000	SiO_2	67.37
Hornblend (kapanım)	1000-3000	Al_2O_3	17.06
Titanit	100-200	Fe_2O_3	1.385
	50-300	TiO_2	0.370
Rutil	300-800	CaO	1.48
	20-100	MgO	0.03
Kuvars	100-500	Na_2O	4.65
Opak min.	100-1000	K_2O	6.97
Hematit	10-500	KK	0.68
	10-100		

maktadır ve tane boyları 500 μm 'dan büyüktür. Bunun yanı sıra, cevher içerisindeki renk verici ana mineral olan hornblendin %90 civarındaki önemli bir bölümünün 200 μm 'da serbestleşmesine rağmen, yaklaşık %1'lik kısmı K-feldispatlar içerisinde kapanım halinde bulunmakta ve 100 μm 'dan daha ince tane boylarında serbestleşmektedir. Cevher içerisinde renk verici diğer minerallerden rutil (%1) ve titanit (%2) ise düşük miktarda olmasına karşın, titanit yaklaşık 50 μm 'da, rutil ise yaklaşık 20 μm 'da serbestleştiğinden pişme rengini önemli ölçüde etkileyecek bileşenler olarak ortaya çıkmaktadır. Bunlara ek olarak, ince çatlaklar içerisinde yer alan ikincil hematit mineralleri (%2) ince tane boylarında

serbestleştiğinden pişme rengini etkileyecek diğer bir unsur olarak görülmektedir.

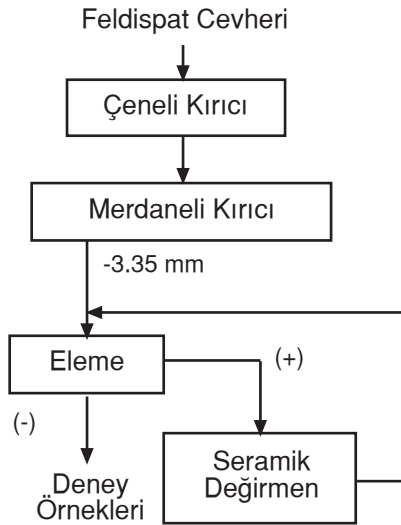
Yöntem

Feldispat üretiminde yaygın bir şekilde kullanılan flotasyon ile son yıllarda kullanımı hızla yaygınlaşan ve nadir toprak elementlerinden üretilen kalıcı mıknatıslı (REM-rare earth magnets) kuru manyetik ayırıcıların, farklı örneklerden elde edilen konsantrelerin verimi ve kalitesi üzerine etkileri incelenmiştir. Sadece Bursa-Orhaneli siyenit örneğinden flotasyonla elde edilen konsantr kalitesinin yükseltilebilmesi için flotasyon konsantrresi yaş manyetik ayırıcıdan geçirilmiş-

tir. Deneysel çalışmalarda, manyetik ayırma ve flotasyon deney örneklerinin hazırlanması için cevher; ilk olarak çeneli kırıcı ve merdaneli kırıcıda -3.35 mm'ye kırılmış ve daha sonra seramik değirmen ve elekten oluşan kapalı devrede öğütülerek, istenilen tane boyunda gerekli deney örnekleri hazırlanmıştır. Şekil 2'de deney örneklerinin hazırlanmasında izlenen akım şeması verilmektedir.

Kuru manyetik ayırma deneylerinde yüksek alan şiddetli kalıcı mıknatıslı rulo tipi kuru manyetik ayırıcı (Permroll) kullanılmıştır. Deneyler sırasında sabit tutulan kuru manyetik ayırma deney koşulları Çizelge 7'de verilmektedir.

Flotasyon deneyleri, Denver D-12 flotasyon makinasında, 1.5 L'lik hücrede yapılmıştır. Flotasyon deneylerinden önce işlemi olumsuz yönde etkileyen -25 μm 'luk fraksiyon (şlam) dekantasyonla ayrılarak kalan örnek flotasyon deneyine



Şekil 2. Deney örnekleri hazırlama akım şeması.
Figure 2. Test samples preparation flowsheet.

Çizelge 7. Kuru manyetik ayırma deney koşulları.
Table 7. Dry magnetic separation test conditions.

Deney koşulları	
Mıknatıs dizilimi	Çelik: Mıknatıs = 1:4
Bant kalınlığı	0.125 mm
Şlam tane boyu	0.075 mm
Devir	Deney sırasında ayarlanır
Bıçak konumu	Deney sırasında ayarlanır
Kademe sayısı	2

tabi tutulmuştur. Flotasyon deneyleri sırasında toplayıcı olarak tallow amin asetat (Armac T), sodyum oleat, petrolyum sülfonat (R840) ve sukkinamat (R845) kullanılmıştır. Armac T Akzo Nobel'den, R840 ve R845 Cyanamid'den temin edilmiş, sodyum oleat ise laboratuvarında zeytinyağı kullanılarak hazırlanmıştır. Köpürtücü olarak 1:1 oranda çam yağı ve metil izobütil karbinol (MIBC) karışımı kullanılmıştır.

Kuru manyetik ayırma ile yeterli verimin sağlanamadığı Bursa-Orhaneli siyinit örneğinin zenginleştirme deneylerinde yaş manyetik ayırma ile kaliteli konsantre elde edilebilirliği araştırılmış ve bu amaçla yüksek alan şiddetli matriks tipi yaş manyetik ayırıcı (Carpco) kullanılmıştır.

DENEY SONUÇLARI VE TARTIŞMA

Manyetik Ayırma

Demirci-Gördes pegmatitleri: Örnek içindeki, Fe_2O_3 içeriği nedeniyle istenmeyen minerallerin ayrılması amacıyla Şekil 2'deki akım şeması ile -600 μm 'a öğütülen örnek içerisinde kuru manyetik ayırma işlemi olumsuz yönde etkileyen -75 μm 'luk fraksiyon ayrılmıştır. Çizelge 8'de Demirci-Gördes pegmatit örneğinin kuru manyetik ayırma deney sonuçları verilmektedir.

Çizelge 8'deki atıkta Al_2O_3 'ün artış nedeni az miktarda da olsa cevherdeki killeşmeden; K_2O ve Na_2O 'nun artış nedeni ise, potasyumlu mikalarla birlikte ortoklaz ve plajiyoklazların gerek di-

Çizelge 8. Demirci-Gördes pegmatit örneğine uygulanan manyetik ayırma deney sonuçları.

Table 8. Magnetic separation test results of Demirci-Gördes pegmatite sample.

Bileşen	Besleme (%)	Konsantre (%)	Atık* (%)
SiO_2	73.10	76.40	64.60
Al_2O_3	15.70	13.60	21.10
Fe_2O_3	0.54	0.20	1.42
TiO_2	0.09	0.04	0.22
MgO	0.41	0.12	1.16
CaO	0.61	0.60	0.61
K_2O	5.94	5.86	6.15
Na_2O	3.14	2.96	3.60
K.K.	0.49	0.23	1.16
Ağırlık	100.00	72.10	27.90

* Şlam (-75 μm) dahil

linimleri ve gerekse kuvarsa göre daha kolay öğütüldüklerinden şlam fraksiyonuna geçmesidir. Mika ve turmalin içindeki demir ve titanın yaklaşık % 70'i atığa gitmekte, beyaz pişme renkli ve alkali içeriği % 8.82 olan bir feldispat-kuvars konsantresi elde edilmektedir. Bu düşük kaliteli pegmatitten üretilen konsantre seramik sektöründe kullanılabilir nitelikte olmakla birlikte, teknik ve ekonomik açıdan değerli bir konsantre olmadığı görülmektedir. Bu tip bir cevherde, -600+75 µm tane boyunda, serbestleşmeye bağlı olarak kuru manyetik ayırma ile ancak bu kalitede bir konsantre elde edilebilmektedir.

Kırşehir Masifi – Ağaçoören (Panlı), Balıseyh (Kilevli) ve Kaman (Başköy) altere granitoyitleri: İri boylarda potasyumca zenginleşmenin incelenmesi amacıyla örnekler yaş elenerek boyut fraksiyonlarına ayrılmıştır (bkz. Çizelge 3). Örnekler, alterasyon nedeniyle doğal olarak ufalanmış olduklarından, herhangi bir kırma işlemini gerektirmemektedir. Örnekler, yeterince serbestleşmenin görüldüğü -600 µm'a öğütülerek manyetik ayırma deneyine tabi tutulmuştur.

Yapılan manyetik ayırma sonunda +5.6 mm fraksiyonundan elde edilen konsantre orijinal beslemenin yaklaşık olarak % 8-10'unu, aynı yöntem -5.6 mm fraksiyonuna uygulandığında ise, elde edilen konsantre beslemenin yaklaşık % 50-55'ini oluşturmaktadır. Ancak, beslemenin çok büyük bir kısmının bulunduğu -5.6 mm fraksiyonu K₂O içeriği açısından fakir (~% 5 K₂O)

olup, kuru manyetik ayırma işlemi sonunda elde edilen konsantrenin Fe₂O₃ içeriği % 0.35'ten aşağı düşürülememektedir. -5.6 mm fraksiyonundan manyetik ayırma ile yüksek kalitede bir konsantre üretilmeyeceği ortaya konmuştur. Farklı bölgelerden alınan örneklerde, K₂O içeriği yüksek konsantreler üretmenin mümkün olduğu +5.6 mm fraksiyonuna uygulanan kuru manyetik ayırma deney sonuçları Çizelge 9'da verilmiştir.

Altere granitoyit oluşumlarının delme-patlatma gerektirmemesi, basit eleme/yıkama ile feldispat fenokristallerinin ayrılması, yatırımı ve işletmeciliği görece ucuz olan yeni REM manyetik ayırıcılarla zenginleştirilmesi ve ayrıca, atık olarak ayrılan kısımların da sıva kumu ve kiremit tuğla üretimi gibi alanlarda kullanılabilmesi göz önüne alındığında, masifin pek çok yerinde ekonomik olarak uygulanabilir projeler oluşturulabileceği açıktır. Zaten bölgede 2 yıldır faaliyette olan küçük ölçekli bir işletme de mevcuttur (Bayraktar vd., 2001).

Menderes Masifi albit cevherleri: Bu bölgedeki cevherlerde manyetik ayırma uygulaması, mika kaynaklı demirin ve Al⁺³ ile yer değiştirerek mika bünyesine giren Ti⁺⁴ ün mika mineralleri ile birlikte ayrılması ile bir ölçüde titanın da temizlenmesi için yapılabilir. Zira ne rutil, ne de sfenin manyetik duyarlılığı bu mineralleri REM'lerle atık fazına geçirmeye yeterli değildir. Çizelge 10'da oldukça fazla biyotit içeren Eğlence Deresi cevheri -500+75 µm fraksiyonu üzerinde yapılan

Çizelge 9. Altere granitoyitlerin +5.6 mm fraksiyonuna (600 µm'a öğütülüp şlam ayrıldıktan sonra) uygulanan kuru manyetik ayırma deney sonuçları.

Table 9. Dry magnetic separation test results of +5.6 mm fraction (after grinding to 600 µm and desliming) of altered granitoids.

	Ağaçoören		Balıseyh		Başköy	
	Besleme	Konsantre	Besleme	Konsantre	Besleme	Konsantre
SiO ₂	66.50	66.70	67.82	66.90	63.00	62.80
Al ₂ O ₃	17.70	17.65	17.20	17.50	20.20	20.50
CaO	0.80	0.71	1.27	0.55	1.18	1.27
MgO	0.03	0.03	0.18	0.01	0.19	0.20
Na ₂ O	2.75	2.28	2.39	2.12	2.53	2.41
K ₂ O	10.50	11.50	9.11	11.10	10.42	11.42
Fe ₂ O ₃	0.65	0.22	1.05	0.24	0.78	0.18
TiO ₂	0.05	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03
K.K.	1.02	0.88	0.94	1.57	1.66	1.19
Ağırlık*	100.00	63.50	100.00	59.60	100.00	68.50

* Cevherin içindeki +5.6 mm'ye göre

Çizelge 10. Eğlence Deresi mikalı albit cevheri manyetik ayırma deney sonuçları.
Table 10. Magnetic separation test results of Eğlence Deresi micaceous albite ore.

Bileşen	Besleme (%)	Konsantre (%)	Atık*
SiO ₂	65.03	65.41	63.59
Al ₂ O ₃	20.11	20.30	19.42
Fe ₂ O ₃	0.33	0.06	1.48
TiO ₂	0.27	0.12	0.93
MgO	0.20	0.08	0.72
CaO	1.87	1.93	1.65
Na ₂ O	10.20	10.56	8.57
K ₂ O	0.48	0.21	1.61
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.12
K.K.	0.52	0.17	1.87
Ağırlık	100.00	80.5	19.5

* -75 µm (şlam) dahil

manyetik ayırma deneyinin sonuçları verilmiştir. Çizelge 10'dan görüleceği üzere, biyotit kaynaklı demir önemli oranda (yaklaşık % 87) atılabilmektedir. Titan ayırmasının verimi ise, yukarıda sözü edilen nedenlerden ancak yaklaşık % 67 olmaktadır. Elde edilen konsantre, cam sanayinin (düz cam) demir limitinin (% 0.2 Fe₂O₃) çok altında kalmakta ve ayrıca yüksek Al₂O₃ içeriği de ek bir avantaj sağlamaktadır. Bu yöntemin tek dezavantajı, -75 mikron fraksiyonunun ayrılma zorunluluğu nedeniyle ağırlık veriminin düşük olmasıdır.

Çine bölgesine ait başka bir araştırmada da Fe₂O₃ içeriğinin % 0.32'den % 0.099'a, TiO₂ içeriğinin de % 0.36'dan % 0.088'e düşürüldüğü belirtilmektedir (Çelik vd., 2001). Genel olarak manyetik ayırma ile demirin ve mika bünyesindeki titanın önemli ölçüde ayrılmasına karşın, bölgedeki farklı cevherlerde farklı sonuçlara ulaşılabileceği unutulmamalıdır. Bu nedenle zenginleştirme çalışmaları öncesi mutlaka ayrıntılı proses mineralojisi ve deney çalışmaları yapılmalıdır.

Bursa-Orhaneli siyenitleri: Bursa-Orhaneli siyenitinin içermiş olduğu Fe₂O₃ ve TiO₂ içeriklerinin düşürülebilmesi amacıyla, görece daha ince öğütmeden sonra -300+75 µm tane boyu fraksiyonuna uygulanan 4 aşama kuru manyetik ayırma deneyi sonucunda elde edilen ürünlerin yüzde ağırlıkları ve kimyasal analizleri Çizelge 11'de sunulmuştur.

Çizelge 11. Bursa-Orhaneli siyenit örneği -300+75 µm fraksiyonuna uygulanan 4 aşama kuru manyetik ayırma deney sonuçları.

Table 11. 4 stages of dry magnetic separation test results of Bursa-Orhaneli syenite sample's -300+75µm fraction.

Bileşen	Şlam	Artık	Konsantre	Besleme
SiO ₂	65.97	66.86	73.18	67.37
Al ₂ O ₃	17.47	17.35	14.58	17.06
Fe ₂ O ₃	1.57	1.52	0.218	1.385
TiO ₂	0.38	0.42	0.040	0.370
CaO	1.66	1.42	1.43	1.48
MgO	0.05	0.03	0.00	0.03
Na ₂ O	4.89	4.64	4.19	4.65
K ₂ O	6.91	7.16	6.04	6.97
KK	1.07	0.59	0.32	0.68
Ağırlık (%)	24.63	63.82	11.55	100.00
Fe ₂ O ₃ verimi (%)	27.92	70.26	1.82	100.00

Çizelge 11'den görüleceği üzere, -300 µm tane boyunda cevher kuru manyetik ayırıcıdan 4 aşama geçirildiğinde Fe₂O₃ ve TiO₂ içeriği düşük, kaliteli bir konsantre elde edilmekte, ancak konsantre ağırlık verimi %11.55 gibi çok düşük bir düzeyde kalmaktadır. Bu değerler, cevher üzerinde yapılan mineralojik çalışmalarda elde edilen bulguların ışığında beklenen bir sonuç ortaya koymakta ve cevher içerisindeki renk verici, manyetik özellik gösteren minerallerin serbestleşmesi ile ilgili sorunu açıkça göstermektedir. Cevher içerisinde bulunan renk verici minerallerin oldukça ince tane boylarında serbestleşmesi nedeniyle feldispatın büyük bir bölümü atığa gitmekte, bu da konsantre ağırlık veriminin düşük olmasına yol açmaktadır. Daha ince tane boylarında yapılan kuru manyetik ayırma deneyleri ise, şlam olarak atılacak miktarın oldukça arttığını göstermekte ve tesis ölçeğinde ekonomik olmayacak bir durum sergilemektedir. Bu nedenle, daha ince tane boylarında yaş manyetik ayırma denenmiş ve optimum sonuçlar -106 µm fraksiyonunda elde edilmiştir. Çizelge 12'de Bursa-Orhaneli siyeniti -106 µm fraksiyonuna uygulanan yaş manyetik ayırma deney sonuçları görülmektedir.

Cevherin oldukça fazla miktarda hornblend içermesi ve bunun kapanımlar halinde olması ve çatlak dolguları halinde hematitin varlığı nedeniyle, Fe₂O₃ içeriği ancak % 0.303'e düşmektedir. Konsantrenin TiO₂ içeriği ise % 0.06 düzeylerine inmektedir. Ancak görece ince tane boyuna rağmen serbestleşmenin yeterli ölçüde ol-

Çizelge 12. Bursa-Orhaneli siyeniti -106 µm fraksiyonuna uygulanan 4 aşama yaş manyetik ayırma deney sonuçları.

Table 12. 4 stages of dry magnetic separation test results of Bursa-Orhaneli syenite sample's -106µm fraction.

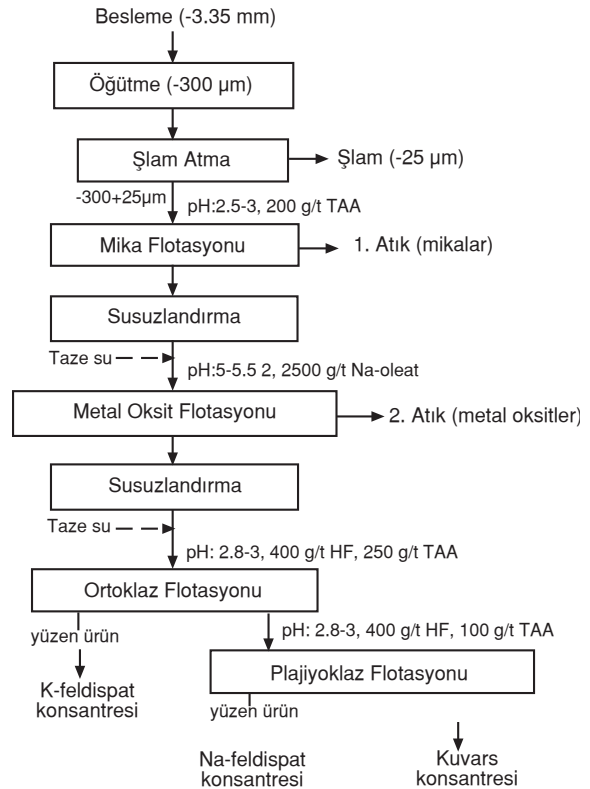
Bileşen	Man. Atık (%)	Konsantre (%)	Besleme (%)
SiO ₂	65.13	68.41	67.37
Al ₂ O ₃	15.46	17.80	17.06
Fe ₂ O ₃	3.730	0.303	1.385
TiO ₂	1.052	0.060	0.370
CaO	3.34	0.62	1.48
MgO	0.00	0.05	0.03
Na ₂ O	4.06	4.92	4.65
K ₂ O	5.84	7.49	6.97
KK	1.38	0.35	0.68
Ağırlık (%)	31.58	68.42	100.00
Fe ₂ O ₃ Verimi (%)	85.03	14.97	100.00

maması nedeniyle hornblend ve hematitin yanı sıra bağlı taneler halinde oldukça yüksek miktarda feldispat da manyetik atığa gitmektedir. Hornblend ve hematit cevherin yaklaşık %10'unu oluşturmakla birlikte, bağlı taneler halinde atığa giden feldispat bu miktarı % 31.58'e çıkarmaktadır.

Flotasyon

Demirci-Gördes pegmatitleri: Demirci-Gördes yöresi pegmatitlerine uygulanan flotasyon deney koşulları Çizelge 13'te, flotasyon deney akım şeması Şekil 3'te, flotasyon deney sonuçları Çizelge 14'te verilmiştir. Çizelge 14'ten görüleceği üzere, bölgede atık olarak adlandırılan pegmatitten -300+25 µm tane boyunda flotasyon yoluyla % 13.44 alkali (Na₂O+K₂O) içerikli konsantre üretmek mümkün olmuştur. Feldispat konsantrisinde ortoklaz-albit ayrımı yapıldığında ise, K-feldispat konsantrisinde K₂O içeriği % 12.65'e yükseltilmiştir. Ayrıca üretilen kuvars hem seramik, hem de cam sektöründe kullanılabilir niteliktedir.

Aynı bölgeden alınan benzeri bir örnek üzerinde yapılan dikkate değer, özenli ve ayrıntılı bir çalışmada, Fe₂O₃ içeriği flotasyonla % 0.40'ın altına düşürülemediğinden, flotasyon konsantrisi, yaş, yüksek alan şiddetli bir manyetik ayırıcıdan geçirildikten sonra Fe₂O₃ içeriği, bu cevherler için çok iyi sayılabilecek % 0.12 düzeyine düşürülmüştür (Seyrankaya, 2003).



Şekil 3. Demirci-Gördes pegmatit örneği flotasyon deneyi akım şeması.

Figure 3. Flotation test flowsheet of Demirci-Gördes pegmatite sample.

Kırıkkale-Balışeyh-Kılevli altere granitoyitleri: Cevherin içindeki renk verici içeriklerin (mika, amfiboller, Fe ve Ti oksitler vb.) manyetik ayırma yerine sadece flotasyonla uzaklaştırılması amacıyla potasyumca zengin +5.6 mm fraksiyonuna flotasyon uygulanmıştır. Böylece kuru manyetik ayırma işleminde zorunlu olarak ayrılan 0.075 mm fraksiyonu yerine daha ince boyda (-25 µm) şlam atarak kayıpların azaltılması ve manyetik ayırmaya oranla daha kaliteli konsantreler üretilmesi tasarlanmıştır. Amaç, sadece renk verici içeriklerin flotasyonla ayrılabilirliğini ortaya koymak değil, aynı zamanda K₂O içeriği açısından da daha yüksek tenörlü bir konsantre elde etmektir. Buna göre +5.6 mm fraksiyonu hiçbir ön zenginleştirme işlemine tabi tutulmadan -0.3 mm'ye öğütülmüş ve hem metal oksit, hem de ortoklaz/plajiyoklaz flotasyonu ile nihai konsantreler üretilmiştir. Uygulanan flotasyon deney koşulları Çizelge 15'te flotasyon deneyi sonunda elde edilen ürünlerin kimyasal bileşimleri ve ağırlık yüzdeleri ise Çizelge 16'da sunulmuştur.

Çizelge 13. Demirci-Gördes pegmatit örneği flotasyon deney koşulları.
Table 13. Flotation test conditions of Demirci-Gördes pegmatite sample.

		Mika flotasyonu	Fe-Ti oksit flotasyonu	Ortoklaz flotasyonu	Plajiyoklaz flotasyonu
Katı içeriği (%)	Koşullandırma	45	55	40	40
	Flotasyon	40	40-45	35	35
pH	Koşullandırma	2.5-3.0	5.0-5.5	2.8-3.0	2.8-3.0
	Flotasyon	3.0	5.0-5.5	3.0	3.0
Köpürtücü dozajı* (g/t)		30	30	30	30
NaCl dozajı (g/l)		—	—	20	—
HF dozajı (g/t)		—	—	400	400
Toplayıcı		TAA** (Armac TD)	Na-oleat	TAA** (Armac TD)	TAA** (Armac TD)
Toplayıcı dozajı (g/t)		200	2500	250	100
Koşullandırma süresi (dk)		3	4	4	4
Flotasyon süresi (dk)		4	4	4	4

* %50 MIBC + %50 çam yağı

** TAA: tallow amin asetat

Çizelge 14. Demirci-Gördes pegmatit örneği flotasyon deneyi sonuçları.
Table 14. Flotation test results of Demirci-Gördes pegmatite sample.

Bileşen	Feldispat konsantresi	K-feldispat konsantresi	Na-feldispat konsantresi	Kuvars konsantresi
K ₂ O	9.22	12.65	4.33	0.12
Na ₂ O	4.22	3.10	5.82	0.17
CaO	0.89	0.33	1.32	0.15
MgO	0.06	—	—	0.11
Fe ₂ O ₃	0.14	0.11	0.18	0.04
TiO ₂	0.03	0.04	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	21.62	—	—	1.00
SiO ₂	63.60	—	—	98.24
K.K.	0.19	—	—	0.04
Ağırlık	48.54	28.54	20.00	29.03

Çizelge 15. Balışeyh +5.6 mm fraksiyonuna (-300 µm'a öğütüldükten sonra) flotasyon deney koşulları.
Table 15. Flotation test conditions of Balışeyh +5.6 mm fraction (after grinding to -300 µm).

	Mika flotasyonu		Metal oksit flotasyonu		Ortoklaz flotasyonu	
	Koşul	Yüzdürme	Koşul	Yüzdürme	Koşul	Yüzdürme
pH (H ₂ SO ₄)	2.5-3	3	5.5-6.0	6.0	2.2-2.8	2.8-3.0
HF (g/t)	—	—	—	—	600	—
Amin* (g/t)	200+200+100	—	—	—	100	—
Oleat** (g/t)	—	—	2000+1000	—	—	—
Palp yoğ. (%)	> 45	> 40	> 50	> 50	> 40	> 35
Süre (dk)	3	3-4	4	2-3	4	4-5
NaCl (g/l)	—	—	—	—	20	—
Köpürtücü (g/t)	30	30	30	30	30	30

* Tallow amin asetat

** Sodyum oleat

Çizelge 16. Balıışeyh +5.6 mm fraksiyonuna (-300 µm'a öğütüldükten sonra) uygulanan flotasyon ürünlerinin ağırlık yüzdeleri ve kimyasal bileşimleri.

Table 16. Weights and chemical compositions of flotation products from Balıışeyh +5.6 mm fraction (after grinding to -300 µm).

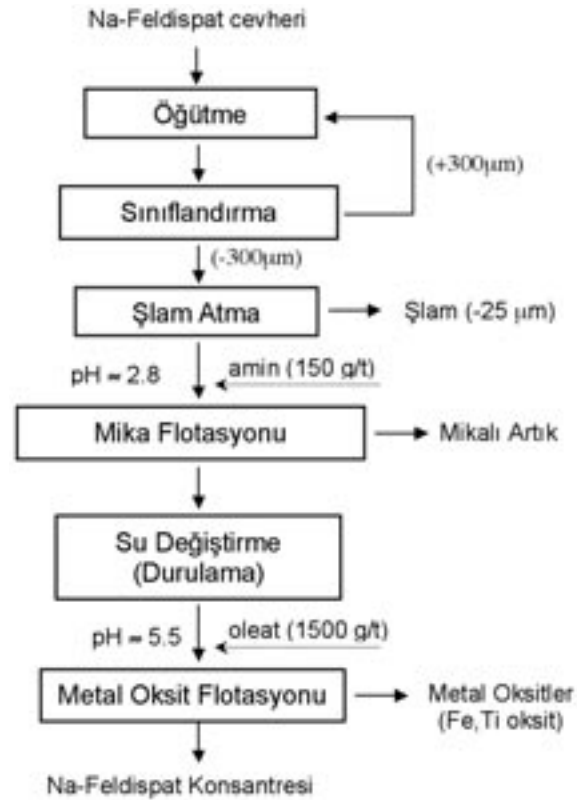
	Ağırlık (%)	İçerik (%)								
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K.K.
Konsantre	42.3	63.88	18.60	0.75	0.01	2.42	12.48	0.16	0.002	1.71
Ara ürün*	39.9	74.70	14.20	1.87	0.02	2.65	5.91	0.31	0.002	0.34
Artık+şlam	17.8	61.80	20.80	1.15	0.94	1.75	8.29	4.81	0.220	0.30
Toplam	100.0	67.80	17.20	1.27	0.18	2.39	9.11	1.05	0.040	0.91

* Potasyumca zengin kısım yüzdürüldükten sonra hücrede kalan, renk verici içeriklerinden arındırılmış kısım

Çizelge 16'dan görüleceği üzere, konsantre oldukça yüksek potasyum (% 12.48) içeriğine sahip ve beslemenin ağırlıkça % 42.3'ü kadardır. Bu miktar, sadece manyetik ayırma uygulanarak elde edilen konsantre ile yaklaşık olarak aynıdır. Miktarı arttırmak amacıyla daha fazla ürün yüzdürülmeye çalışıldığında, yüzen ürünün tenörü düşmekte ve ürün kalitesi göreceli olarak bozulmaktadır. Flotasyonla üretilen konsantre, manyetik ayırmayla elde edilen konsantreye göre daha yüksek potasyum, daha düşük titan ve demir içermektedir. Flotasyon sonunda elde edilen konsantrenin demir içeriği % 0.16-0.17 düzeylerinde kalmakta ve oldukça beyaz ve parlak bir pişme rengi (1260 °C) vermektedir. Nihai konsantrenin CaO ve Na₂O içerikleri de kabul edilebilir üst sınırların altındadır.

Oldukça kaliteli bir K-feldispat konsantresi elde edilebilmesine karşın, +5.6 mm fraksiyonunun cevherin % 9-20'sini (bkz. Çizelge 3) oluşturmakta ve bu miktarın ancak % 42.3'ü konsantre olarak elde edilebilmektedir. Bu durum, tesis ölçeğinde zenginleştirmenin ekonomikliğini olumsuz yönde etkilemektedir.

Menderes Masifi albit cevherleri: Oldukça fazla biyotit içeren Eğlence Deresi cevheri üzerindeki flotasyon çalışmaları Şekil 4'te verilen akım şemasına göre yapılmıştır. Şekil 4'teki akım şemasına ve koşullara göre yapılan flotasyon deneyinin sonuçları Çizelge 17'de verilmiştir. Çizelge 17'den görüleceği üzere, mika ve metal oksit flotasyonlarını takiben Fe₂O₃ içeriği % 0.01 ve TiO₂ içeriği % 0.035 olan oldukça yüksek kaliteye sahip bir Na-feldispat konsantresi elde etmek mümkün olmaktadır. Cevher içerisinde bulunan floroapatitin Na-oleat kullanılarak yapılan metal oksit flotasyonu sırasında



Şekil 4. Na-feldispat cevheri genel flotasyon akım şeması.

Figure 4. Flotation flowsheet of Na-feldspar ores.

yüzerek atığa gitmesi sonucunda, konsantre P₂O₅ ve CaO içeriği düşmektedir.

Bursa-Orhaneli siyenitleri: Bursa-Orhaneli siyenit örneğine uygulanan flotasyon deneylerinden önce, işlemi olumsuz yönde etkileyen -25 µm fraksiyon dekantasyonla ayrıldıktan sonra kalan kısım flotasyona tabi tutulmuştur. Bu amaçla cevher içerisindeki renk verici Fe-Ti

Çizelge 17. Eğlence Deresi cevheri flotasyon deney sonuçları.

Table 17. Flotation test results of Eğlence Deresi ore.

Bileşen	Besleme (%)	Konsantre (%)	Atık* (%)
SiO ₂	65.03	66.87	63.59
Al ₂ O ₃	20.11	20.54	19.42
Fe ₂ O ₃	0.33	0.010	1.48
TiO ₂	0.27	0.035	0.93
CaO	1.87	1.58	0.72
MgO	0.20	0.01	1.65
Na ₂ O	10.20	10.73	8.57
K ₂ O	0.48	0.19	1.61
P ₂ O ₅	0.20	0.01	0.12
K.K.	0.52	0.03	1.87
Ağırlık	100.00	87.58	19.5

* -25 µm (şlam) dahil

oksit/silikat mineralleri sülfonat ve sukkinamat tipi toplayıcılar ile pH 3-3.5'te yüzdürülmüştür. Bu doğrultuda, R840 ve R845 toplayıcıları ile yapılan deney koşulları ve sonuçları Çizelge 18'de verilmiştir.

Flotasyon deney sonuçları, Bursa-Orhaneli siyenitinin zenginleştirilmesinde, sukkinamat

Çizelge 18. Bursa-Orhaneli siyenit örneği -106 µm fraksiyonuna uygulanan flotasyon deney koşulları ve deneyler sonucunda elde edilen konsantrelerin kimyasal bileşimi.

Table 18. Flotation test conditions and chemical compositions of the concentrates obtained from -106 µm fraction of Bursa-Orhaneli syenite sample.

Parametre	R840	R845
pH	3.5	3.5
Toplayıcı dozajı (g/ton)	2000	1200
Koşul. süresi* (dk)	1+5	1+5
Köpürtücü dozajı (g/ton)	40	40
Bileşen	Konsantre kimyasal bileşimi	
SiO ₂	68.96	69.39
Al ₂ O ₃	17.70	17.54
Fe ₂ O ₃	0.253	0.263
TiO ₂	0.016	0.013
CaO	0.20	0.24
MgO	0.06	0.05
Na ₂ O	4.66	4.56
K ₂ O	7.79	7.70
KK	0.36	0.24
Ağırlık (%)	60.83	64.49
Fe ₂ O ₃ Verimi (%)	11.11	12.25

* pH + toplayıcı koşullandırma süresi

(R845) kullanıldığında; sülfonata (R840) oranla daha yüksek bir verimle (%64.49) konsantre elde edileceğini göstermektedir. Ayrıca sukkinamat kullanımı, sülfonattan daha düşük dozajlarda (1200 g/t) konsantre elde edilmesini sağlamaktadır. Ancak, R840 kullanılan deneyde elde edilen konsantrenin Fe₂O₃ içeriği (%0.253) ise, sukkinamat ile elde edilen konsantrenin Fe₂O₃ içeriğinden (%0.263) daha düşük olmaktadır. Ayrıca, hem sukkinamat ile elde edilen konsantrenin veriminin oldukça yüksek olması, hem de sukkinamat dozajının sülfonat dozajından daha düşük olması, ekonomik değerlendirmenin yapılmasında toplayıcı fiyatları ile birlikte değerlendirilmesi gereken konulardır.

Konsantre kalitesini yükseltmek amacıyla flotasyon konsantreleri bir aşama yaş manyetik ayırıcıdan geçirildiğinde elde edilen sonuçlar Çizelge 19'da sunulmuştur. Çizelge 19'dan görüleceği üzere, flotasyon konsantreleri yaş manyetik ayırıcıdan bir aşama geçirildiğinde her iki konsantre de birbirine oldukça yakın Fe₂O₃ içeriklerine sahip olmaktadır. Fe₂O₃ içeriklerinin %0.20'nin altına düşürülebilmesi ise, cevher içerisinde bulunan hornblend kapanımlarının ve çatlak dolgusu halinde bulunan hematitin çok ince tane boylarında serbestleşmesinden kaynaklanmaktadır. Cevherden optimum sonuçlar -106 µm'da elde edilmekle birlikte, gerek tane boyunun görece ince (-106 µm) olması, gerek beslemenin en iyi koşulda bile yaklaşık

Çizelge 19. Bursa-Orhaneli siyenit örneği -106µm flotasyon konsantresine uygulanan yaş manyetik ayırma deney sonuçları.

Table 19. Magnetic separation test results of Bursa-Orhaneli syenite sample's -106 µm flotation concentrate.

Bileşen	Konsantre kimyasal bileşimi	
	R840	R845
SiO ₂	69.51	70.51
Al ₂ O ₃	17.65	17.42
Fe ₂ O ₃	0.216	0.208
TiO ₂	0.019	0.009
CaO	0.21	0.20
MgO	0.05	0.03
Na ₂ O	4.39	4.10
K ₂ O	7.69	7.27
KK	0.26	0.25
Ağırlık (%)	88.27	87.81
Tüvenana göre ağı. (%)	53.69	56.63

%43'ünün atık olarak atılması ve konsantre $K_2O:Na_2O$ oranının 1.75 düzeylerinde olması nedeniyle bölge siyenitlerinden feldispat üretecek bir tesisin kurulması günümüz pazar koşullarında geri dönüş hızı yüksek bir yatırım olmayacaktır.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Menderes Masifi albit yatakları mineralojik ve teknik açıdan dünyanın en kaliteli Na-feldispat rezervlerini barındırmaktadır. Yerel değişimler gözlenmekle birlikte, renk verici safsızlıkların serbestleşmesi açısından önemli bir sorun bulunmamakta ve gerek manyetik ayırma, gerekse flotasyonla yüksek kaliteli Na-feldispat üretimi mümkün olmaktadır. Nitekim Çine ve Milas yöresinde Menderes Masifi albit cevherlerinden manyetik ayırma ve/veya flotasyon ile Na-feldispat üreten birçok tesis bulunmakta ve sürekli yeni yatırımlar yapılmaktadır.

Ülkemiz, özellikle sodyum feldispat kaynakları açısından nicelik ve nitelik olarak çok zengindir. Ancak, feldispat içeren masiflerin daha ayrıntılı incelenmesi halinde potasyum feldispat üretimi açısından da kendine yeterli olmanın çok ötesinde olduğu görülecektir. Özellikle Demirci-Gördes pegmatitleri ve Kırşehir Masifi bu açıdan büyük önem taşımaktadır. Bursa-Orhaneli siyenit cevheri, günümüz pazar koşullarında yüksek kalitede feldispat konsantresi üretimi açısından ekonomik görülmemektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar; mineraloji çalışmaları sırasındaki yardımlarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Üner Çakır (Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü)'a, örnek temini ve kimyasal analiz konusundaki yardımlarından dolayı Çine Akmaden Madencilik Tic. A.Ş.'ye ve Matel Hammadde Sanayi Ticaret A.Ş.'ye teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Akar, A., 1994. Evaluation of Gördes Köprübaşı district feldspar industrial raw material deposits. *Progress in Mineral Processing Technology*. H. Demirel and S. Ersayın (eds.), *Proceedings of the 5th International Mineral Processing Symposium, Turkey*, 243-249.
- Bayraktar, İ., Ersayın, S., and Gülsoy, Ö.Y., 1998. Magnetic separation and flotation of albite ore. *Innovations in Mineral and Coal Processing*. S. Atak, G. Önal and M.S. Çelik (eds.), *Proceedings of the 7th International Mineral Processing Symposium, Turkey*, 315-318.
- Bayraktar, İ., Ersayın, S., Gülsoy, Ö.Y., Ekmekçi, Z. ve Can, M., 1999. Temel seramik hammaddelerimizdeki (feldispat, kuvars ve kaolin) kalite sorunları ve çözüm önerileri. 3. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, İzmir, 22-33.
- Bayraktar, İ., Gülsoy, Ö.Y., Can, N. M. ve Orhan, E.C., 2001. Feldispatların zenginleştirilmesi. 4. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, İzmir, 97-105.
- Çakır, Ü., 2003. Kişisel görüşme. Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe-Ankara.
- Çelik, M.S., Pehlivanoğlu, B., Aslanbaş, A., and Asmatülü, R., 2001. Flotation of colored impurities from feldspar ores. *Minerals and Metallurgical Processing*, 18 (2), 101-105.
- Erlar, A. ve Bayhan, H., 1995. Orta Anadolu granitoidlerinin genel değerlendirmesi. *Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Gülsoy, Ö.Y., Bayraktar, İ. ve Can, N.M., 2003. Altered granitlerden yüksek potasyumlu feldispat üretimi. *Madencilik*, 42 (3), 3-9.
- Hızal, M., 1997. Potasyum feldispatların dünü, bugünü ve yarını. 2. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, İzmir, 31-39.
- Madencilik Bülteni, 2003. TMMOB Maden Mühendisleri Odası, 66, 70 s.
- Seyrankaya, A., 2003. Upgrading low-grade feldspar ores for use in the ceramic and glass industries by combination of froth flotation and magnetic separation methods. *Yerbilimleri / Geosound*, 42, 223-235.



Gediz ayrılma zonu: Fay kayacı stratigrafisi ve tektonik önemi

Gediz detachment zone: Fault rock stratigraphy and tectonic significance

Mehmet Akif SARIKAYA

Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

ÖZ

Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca uzanan düşük eğim açılı Gediz ayrılma fayı, bölgede çeşitli kataklastik kayalar ve milonitik doku içeren bir ayrılma zonu oluşturmuştur. Kalınlığı yer yer 55 ile 140 m arasında değişen ayrılma zonunda, temel kayalardan itibaren yüze doğru, kataklastik kayalar kendi aralarında belirli bir dizilim gösterir. Arazi çalışmaları ve petrografik incelemelere göre ayrılma zonu; (1) geçiş zonu, (2) milonitik zon ve (3) breşik zondan oluşur. Geçiş zonunda, temel kayalardan itibaren fiziksel ve kimyasal bozunmaya uğramış çeşitli metamorfik kayalar ile granodiyoritler ve belli belirsiz milonitik foliasyonlar içeren metagranodiyoritler bulunur. Milonitik zonda, sınırlı deformasyonun izlerini taşıyan milonitik şist, milonit, kataklazit, ultramilonit ve yer yer mikrobreş gözlenir. Yüze yaklaşıldıkça, kırılma deformasyonunun izleri artar. Breşik zon içerisinde, genellikle mikrobreş ve fay breşi bulunur. Derinlerden itibaren yüze doğru böylesi bir dizilim gösteren kayalar, başlangıçta sınırlı ve sonrasında da kırılma ilerleyen bir deformasyon sonucu, Gediz ayrılma zonunu oluşturmuştur. Bu zon, bölgede Miyosen'den beri süregelen kıtasal açılmaya neden olan deformasyonun türü ve büyüklüğü hakkında önemli ipuçlarına sahiptir.

Anahtar Kelimeler: Çekirdek kompleks, fay kayacı stratigrafisi, Gediz ayrılma fayı, Gediz Grabeni, gerilmeli tektonizma, Menderes Masifi.

ABSTRACT

Low-angle Gediz detachment fault, which extends along the southern rim of the Gediz Graben, constitutes a detachment zone that including various cataclastic rocks and mylonitic fabrics. The depth of the zone changes between 55-140 m. Based on the field observations and petrographic studies, the cataclastic rocks exhibit a well defined succession. The detachment zone can be divided into 3 parts; (1) transition zone, (2) mylonitic zone and (3) breccia zone. The transition zone is composed of physically and chemically altered metamorphic and granodioritic rocks, and metagranodiorites which include mylonitic fabrics. Ductile deformed mylonitic schist, mylonite, cataclastite, ultramylonite and microbreccia make-up the mylonitic zone.

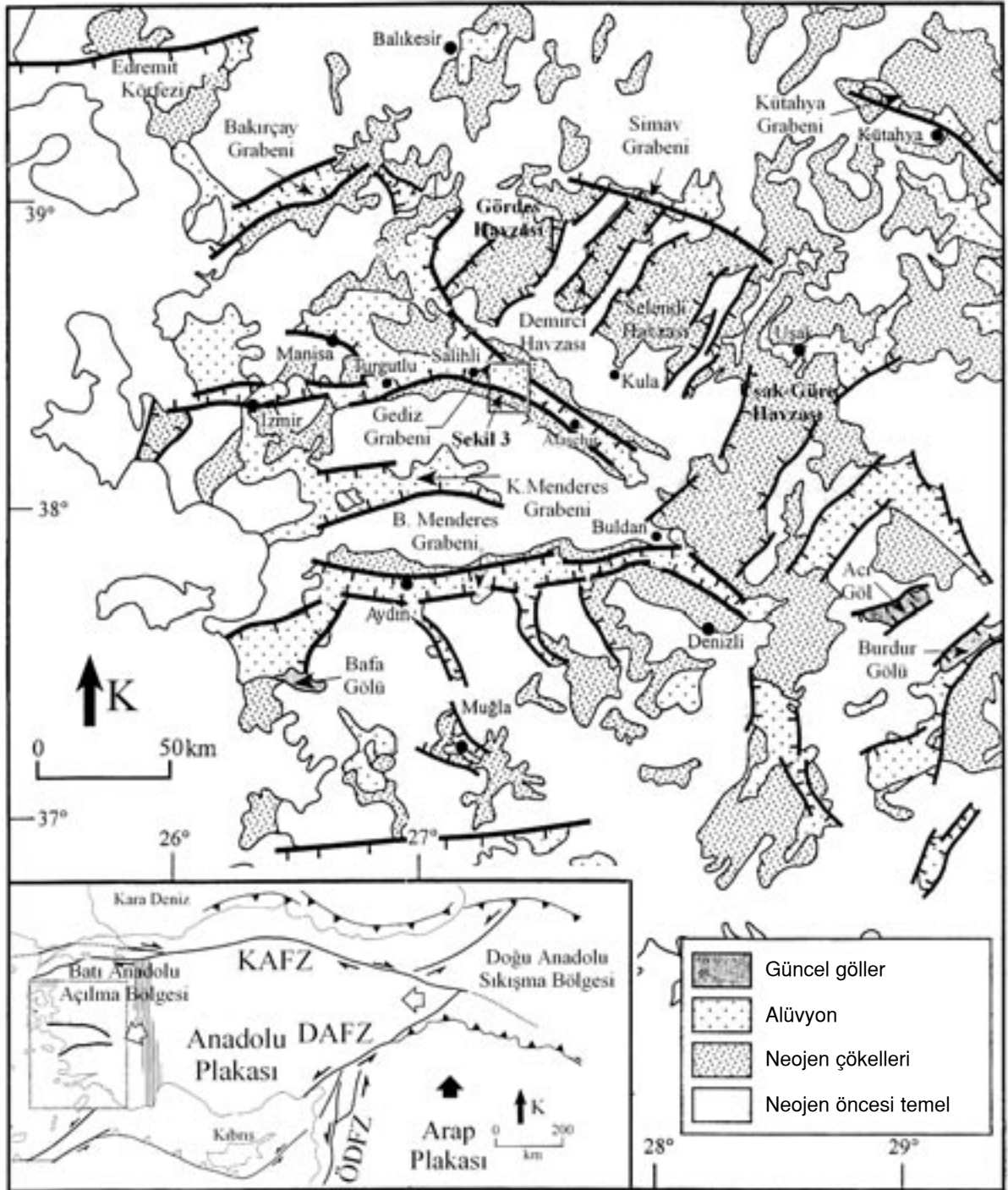
Breccia zone is composed of microbreccia and fault breccia. The overall succession indicates a ductile deformation, followed by a progressive brittle deformation. Therefore, the Gediz detachment zone shows the characteristics of the extensional regime that governed the region during Miocene.

Key Words: Core complex, fault rock stratigraphy, Gediz detachment fault, Gediz Graben, extensional tectonics, Menderes Massif.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Batı Anadolu Açılma Bölgesi (Şengör, 1987)'ndeki Gediz Grabeni'nin güney kenarında, Manisa ilinin güneydoğusunda Ala-

şehir ile Salihli ilçeleri arasında bulunmaktadır (Şekil 1). Batı Anadolu'nun tektonik açıdan önemli yapısal unsurlarından olan Gediz Grabe-



Şekil 1. Çalışma bölgesinin yerbulduru haritası (Bozkurt, 2001'den) (KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, BZZY: Bitlis-Zagros Yitim Zonu).

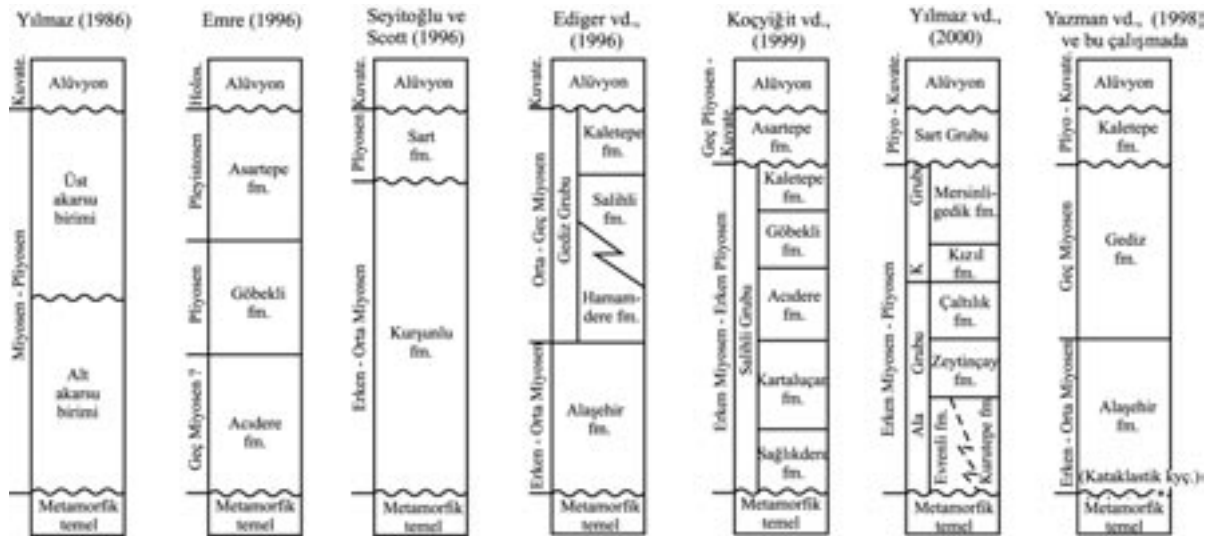
Figure 1. Location map of the studied area (after Bozkurt, 2001) (KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, ÖDFZ: Dead Sea Fault Zone, BZZY: Bitlis-Zagros Suture Zone).

ni'nin güney kenarı boyunca Menderes Masifi'ne ait temel kayalar ile Neojen yaşlı sedimanter örtü kayalarını birbirinden ayıran ve araştırmacılar tarafından farklı isimlerle adlandırılan (Karadut ayrılma fayı: Emre, 1996; Çamköy ayrılma fayı: Koçyiğit vd., 1999; Kuzey ayrılma fayı: Gessner vd., 2001a) Gediz ayrılma fayı (Lips vd., 2001; Sözbilir, 2001 ve 2002) bölgede, öncesinde sünümlü, sonrasında da kırılğan şekilde ilerleyen deformasyon sonucu bir zon tektonik oluşturmuştur. Bu çalışma kapsamında Gediz ayrılma fayının en iyi gözlemlendiği Karadut köyü ve çevresinde, (bkz. Şekil 1) bu makaslama zonuna ait milonitik ve kataklastik kayalar, ayrıntılı arazi ve laboratuvar çalışmalarıyla aktarılmıştır.

Gediz Grabeni ve çevresinde yapılan daha önceki çalışmalarda bölgenin stratigrafisi önceki araştırmacılar tarafından ayrıntılı bir biçimde incelenmiştir (Evirgen, 1979; Yılmaz, 1986; Yağmurlu, 1987; İztan ve Yazman, 1990; Cohen vd., 1995; Ediger vd., 1996; Emre, 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Yazman vd., 1998; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir, 2001). Yukarıda sözü edilen çalışmalarda stratigrafik birimler oldukça farklı isimlerle anılmıştır (Şekil 2).

Batı Anadolu'da oldukça geniş yüzlekler veren Menderes Masifi ile onu kabaca üç parçaya ayı-

ran D-B gidişli grabenler (Büyük Menderes ve Gediz grabenleri) ve bu yapılar arasındaki ilişki, bölgenin özellikle neotektonik gelişiminin anlaşılmasında önemli bilgiler içermektedir. Bu nedenle Ege Bölgesi açılmalı tektonik evrimine ilişkin çalışmalar bu bölgelerde yoğunlaşmıştır (Evirgen, 1979; Öztürk ve Koçyiğit 1983; Dora vd., 1992; Ediger vd., 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Seyitoğlu vd., 2000; Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2001a ve 2001b; Bozkurt ve Oberhanslı, 2001; Lips vd., 2001; Seyitoğlu vd., 2002; Gürsoy, vd., 2003; Işık vd., 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Özellikle, Menderes Masifi'nin yükselmesini sağlayan düşük açılı ayrılma faylarına yönelik çalışmalar son yıllarda artarak devam etmektedir (Emre ve Sözbilir, 1995; Hetzel vd., 1995a; Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2000 ve 2002; Sözbilir, 2002; Özer, vd., 2004). Batı Anadolu Bölgesi'ndeki bulunan düşük açılı normal fay karakterindeki ayrılma faylarından en iyi bilineni ve en çok inceleme konusu olanı, Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca uzanan, Gediz ayrılma fayıdır (Dart vd., 1995; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Seyitoğlu vd., 2000; Gökten vd., 2001; Sözbilir, 2001; Seyitoğlu vd., 2002, Bozkurt, 2003; Işık vd., 2003). Daha önce yapılan çoğu çalışmada, Gediz Grabeni'ndeki stratigrafik birimler ayırtılmı, bu yapıların tektonizma ile ilişkisi ortaya konulmuş



Şekil 2. Çalışma bölgesinde yapılmış bazı çalışmalara göre genelleştirilmiş stratigrafik kesitler (Bozkurt, 2003'den).

Figure 2. Generalized stratigraphic sections of the investigated area from previous investigations (after Bozkurt, 2003).

ve bölgede hüküm süren tektonik rejim yapısal olarak ele alınmıştır. Bölgedeki faylar ve faylara bağlı gelişen yapılar ayrıntılı arazi verileriyle yukarıda sözü edilen yayınlarda sunulmuştur.

Ancak Menderes Masifi'ne ait metamorfik temel kayalar ile Neojen yaşlı sedimanter örtü kayalarını birbirinden ayıran Gediz ayrılma fayının oluşturduğu ayrılma zonuna yönelik ayrıntılı saha çalışmaları bulunmamaktadır. Ayrılma zonunda yüzeylenen milonitik özellikteki kataklastik kayalar ve temel kayalarından itibaren ayrılma fayının bulunduğu yüzeye doğru kendi içinde bir dizilim göstermektedir. Gediz ayrılma fayı ve taban bloğunda gelişen böylesi bir deformasyon, özellikle Menderes Masifi'nin kıta kabuğunun derinlerinden yüzeye çıkış mekanizmasının anlaşılmasında önemli bir yer tutmaktadır.

Bu çalışmada, bölgede bulunan Gediz ayrılma zonuna ilişkin arazi gözlemleri ve bu zondan alınan örneklerin petrografik incelemeleri ile elde edilen sonuçlar sunulmuştur. Bu kapsamda, arazi ve petrografik verilerden yararlanılarak, Gediz ayrılma fayına bağlı olarak oluşan sünümlü ve kırılğan deformasyona uğramış kayaların stratigrafisi ve sonuçları aktarılmıştır.

STRATİGRAFI

Bölgede yapılan daha önceki çalışmalar (bkz. Şekil 2) esas alınarak inceleme alanında yüzeylenen kayalar başlıca iki grupta toplanabilir; (1) temel kayalar ve (2) sedimanter örtü kayaları. Bu iki kayaç grubu arasında ise, inceleme konusunu oluşturan temel kayalarının dinamik metamorfizması sonucu oluşan kataklastik kayalar bulunmaktadır.

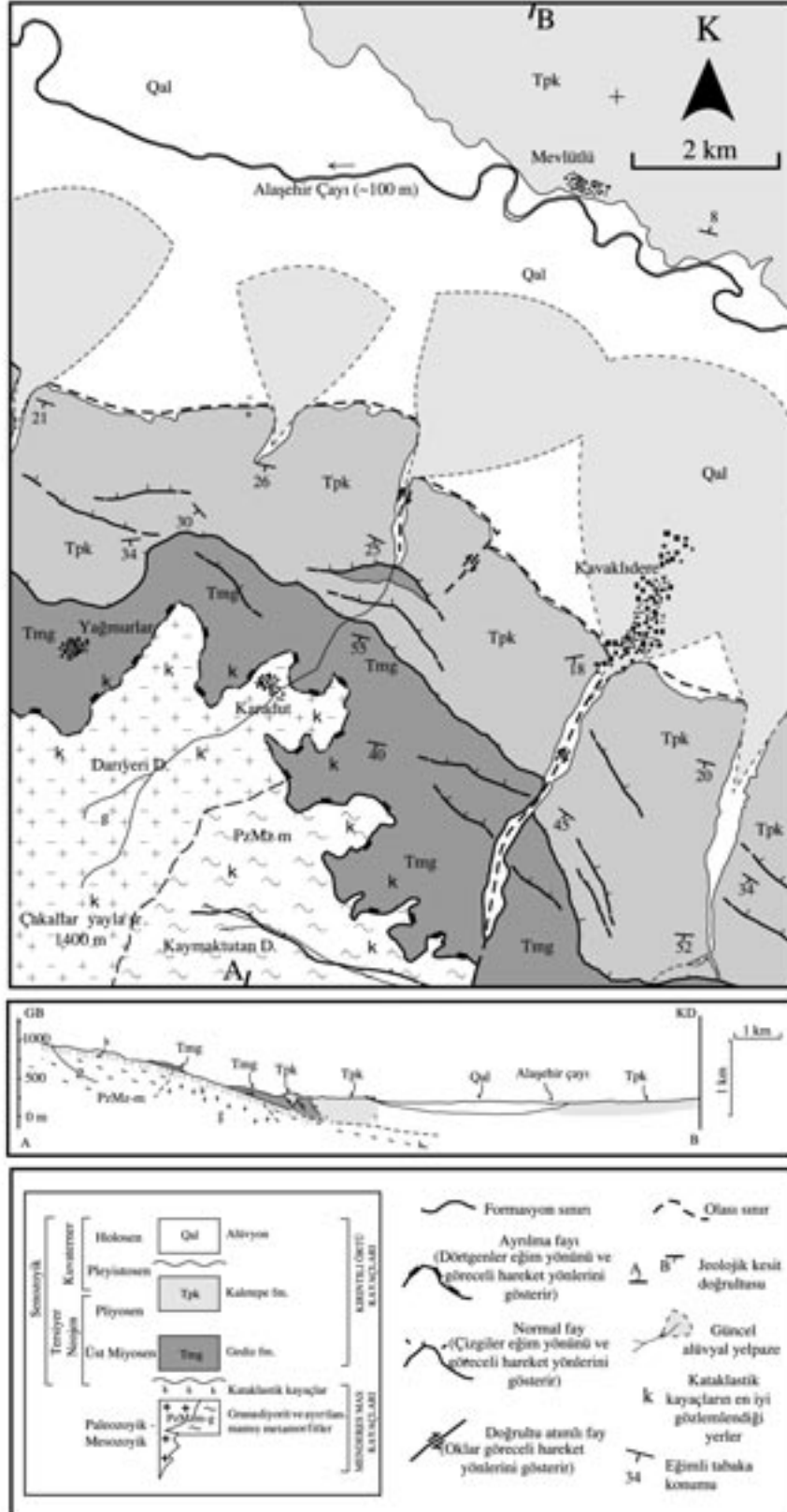
Temel Kayalar

Bu çalışmada; (a) Menderes Masifi'ne ait çeşitli metamorfik kayalar ve (b) bu kayaç toplulukları içine sokulum yapmış granodiyorit, temel kayalar olarak nitelendirilmiştir. Temel kayalar, çalışma bölgesinin güneybatısındaki yüksek kotlu topoğrafik seviyelerde yüzeylenmişler ve Gediz ayrılma fayının etkisiyle tamamen kataklastizmaya uğramışlardır. Kataklazma etkilerinin görülmediği, ana kayaç özelliklerini yansıtan temel kayalarına ancak çalışma alanının güney

ve güneybatısında bulunan Darıyeri dere ve Kaymaktutan dere gibi derin kazılmış vadi tabanlarında rastlanmaktadır (Şekil 3).

Temel içinde incelenen metamorfik kayalar Menderes Masifi'ne ait birimlerden oluşmaktadır. Ege bölgesinde Menderes Masifi'ne ait kayalar D-B doğrultulu grabenler tarafından üç adet alt masife ayrılmıştır (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986). Genel olarak Menderes Masifi kayaları, granitik gözlü gnays, yüksek dereceli metamorfizma koşullarına işaret eden şistler ve migmatitler ile metavolkanik kayalardan oluşan çekirdek (Dora vd., 1990) ve çekirdek kayalarını çevreleyen Paleozoyik Tersiyer zaman aralığında çökeltmiş sedimanter kayaların metamorfizması ile oluşmuş çeşitli şistler, fillit, kuvarsit ve mermerlerden (Dürr, 1975; Şengör vd., 1984) oluşan kılıf kayaları olmak üzere, iki kısma ayrılabilir (Hetzel vd., 1995b). Çalışma bölgesinde yoğun maki bitki örtüsüyle kaplı metamorfik kayalar örtü kayaları içerisinde değerlendirilmektedir (Cohen vd., 1995; Hetzel vd., 1995b). Bunlar başlıca; mika şist, ince taneli gnayslar, granat-mika şist, muskovit-kuvars şist, metakuvarsit ve mermerlerdir (Hetzel vd., 1995b; Emre, 1996).

Çalışma bölgesinde yaklaşık 13 km²'lik bir alan kaplayan granodiyorit, Menderes Masifi metamorfikleri içine sokulum yapmıştır (Hetzel vd., 1995a; Yılmaz, 2000). Erken Miyosen yaşlı (Hetzel vd., 1995a) granodiyoritik kayalar da metamorfik kayalar gibi faylanmalarla kataklastik etkiye maruz kalmışlardır. Bu nedenle, bölgedeki Gediz ayrılma fayının granodiyorit sokulumundan daha genç olduğu düşünülmektedir. Ana kayaç özelliği gösteren, kataklazma etkilerinden yoksun, granodiyoritik sokulum kayalarını ancak bölgedeki derin kazılmış vadi tabanlarında görmek mümkündür. Vadi tabanlarından yukarıya, vadi yamaçlarına doğru gidildikçe ana kayaç özelliği gösteren birimlerden, dinamik metamorfizma özelliği gösteren milonitik kayalara doğru göreceli bir geçiş gözlenir. Genellikle beyaz, bej ve grimsi bir renk sunan granodiyoritik temel kayaları, tipik granitik doku sergilerler. Arazi gözlemlerine göre ince taneli, yer yer anklav içeren bu kayalar, bol çatlaklı ve ileri derecede bozunmuştur. Saha çalışmaları sırasında kolayca fark edilebilen granodiyorit temel kayalarının metamorfik kayalarla olan sınırlı ilişkisi, bölgede bulunan bitki örtüsünden ve özellikle kataklazma etkisinin yoğun oluşundan dolayı kesin olarak belirlenememiştir.



Şekil 3. Karadut ve çevresinin jeoloji haritası ve kesiti.

Figure 3. Geological map and cross-section of the Karadut region.

Bölgede kataklastik kayalara yönelik arazi çalışmaları da bulunmaktadır (Evirgen, 1979; Işık vd., 2003). Evirgen (1979), Turgutlu çevresinde yaptığı çalışmada, Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca yer yer 10 km genişlikte bir zon boyunca kataklastik kayaların varlığını ilk kez belirlemiştir. Işık vd. (2003) ise, Gediz Grabeni'nde sünümlü-kırılgan geçişini ve bölgedeki diğer grabenlerle ilişkisini ortaya koymuştur. Çalışma bölgesinde Gediz ayrılma fayı yüzeyi boyunca 55-140 m arasında değişen kalınlıkta bir zon içinde gözlenen kataklastik kayalar, uzaktan bakıldığında, fazla engebeli olmayan ancak yakından dar ve derin vadilerle kesilmiş engebeli bir topoğrafya sunarlar. Genellikle sarımsı kahverengi, grimsi ve mavimsi renklere sahip kataklastik kayalar, belirgin milonitik foliasyon gösterirler. Derinlerde sünümlü deformasyona, sonrasında da kırılmalı bir deformasyona uğrayarak yüzeylenen kataklastik kayalardan başlıcaları, bolluk sırasına göre; mikrobreş, milonit, kataklazit, milonit şist, ultramilonit ve kataklazma izlerinin belirgin olduğu ve kataklazmanın bir geçiş zonu oluşturduğunun açık bir göstergesi olan metagranodiyoritlerdir.

Sedimanter Örtü Kayaları

Çalışma bölgesinde Gediz Grabeni'nin hem güney hem de kuzey kenarında geniş alanlarda yüzeylenen sedimanter örtü kayaları, temel ve kataklastik kayalar üzerine gelmektedir (bkz. Şekil 2 ve 3). Batı Anadolu'da etkili olan açılmalı tektoniğe bağlı olarak gelişen ayrılma fayları önünde çökelen kırıntılı kayalar, çalışma alanı içerisinde iki farklı stratigrafik birimde bulunmaktadır. Bunlar, Gediz formasyonu ve Kaletepe formasyonlarıdır (Yazman vd., 1998).

Gediz formasyonu

Çalışma bölgesinde, temel ile örtü kayaları arasındaki dokunak boyunca gözlemlenen Gediz formasyonu (Yazman vd., 1998), ayrıca, temelde ayrılma fayı üzerinde yamalar şeklinde bulunur (Şekil 4). Temel birimlerinden sonra gelen ilk sedimanter birim olan ve çalışma alanının doğusunda yüzeylenen Alaşehir formasyonu (İzcan ve Yazman, 1990; Ediger vd., 1996; Yılmaz vd., 2000) ile uyumlu dokunağa sahip (Yazman vd., 1998) Gediz formasyonu, çalışma bölgesinde Gediz Grabeni'ne paralel bir şekilde uzanır ve yaklaşık 40 km²'lik bir alanda yüzeylenir (bkz. Şekil 3).



Şekil 4. Gediz ayrılma fayı yüzeyi ve Gediz formasyonuna ait yamalar.

Figure 4. Gediz detachment fault surface and a patch of Gediz formation.

Sahada kırmızı - bordo rengeyle kolaylıkla fark edilen Gediz formasyonu başlıca; çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kiltası ardalanmalarından oluşmaktadır. Tabanda iri taneli çakıltaşları içinde mercekler halinde killi kireçtaşı seviyeleri bulunmaktadır. Alüvyal yelpaze ve örgülü akarsu ortamlarında çökelmiş (Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000) Gediz formasyonu içerisinde, üste doğru gidildikçe, tamamen çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasına geçilir. Alaşehir formasyonundan elde edilen Yeni Eskişehir polinomorf topluluklarına göre verilen Geç Serravaliyen-Erken Tortoniyen (Benda ve Meulenkamp, 1979) yaşına göre Gediz formasyonuna stratigrafik ilişkiye uygun olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşı verilmiştir (Koçyiğit vd., 1999; Sözbilir, 2001).

Kaletepe formasyonu

Çalışma bölgesinde, graben ve ayrılma fayının uzanımına paralel konumda yüzeylenen Kaletepe formasyonu (Yazman vd., 1998), arazide çok engebeli bir topoğrafya sunar. Kırgı bayır (bad lands) tipi yüzlekler veren formasyon seyrek bitki örtüsüne ve kolay erozyona uğrayan bir özelliğe sahiptir. Çalışma alanında yaklaşık 80 km²'lik bir alanda yüzeylenen Kaletepe formasyonu, üzerlediği Gediz formasyonu ile tektonostratigrafik bir dokunağa sahiptir (Koçyiğit vd., 1999; Sözbilir, 2001) (bkz. Şekil 3). Gediz Grabeni'ne ait güncel çökeller ise bu formasyonu Alaşehir Ovası'nda yatay bir şekilde örter.

Arazide tipik sarımsı rengi ile kolayca ayırt edilen Kaletepe formasyonu az pekişmiş katman-

lanmalar halinde çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı ardalıdır. Kolay aşınan çamurtaşları ile nispeten daha sert kumtaşı ve çakıltası seviyelerinin aşınma özelliklerinden dolayı peribacasına benzer ayrışma sunarlar. Kaletepe formasyonu alüvyal yelpaze çökellerinden oluşmuştur (Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999; Sözbilir, 2001). Büyük Menderes Grabeni'nde Kaletepe formasyonunun eşleniği birimlerde yapılan çalışmalarda (Ünay vd., 1995) elde edilen yaş verilerine göre formasyonun Geç Pliyosen-Pleyistosen'de çökeldiği belirtilmektedir (Sarica, 2000; Sözbilir, 2001).

Alüvyon

Gediz Grabeni'ni sınırlandıran fayların, yükselmiş taban bloklarından itibaren gelişen alüvyal yelpaze çökelleri ve graben vadisi boyunca Alaşehir Çayı'nın menderesli akarsu çökelleri güncel çökeltmenin birer örneğidir (bkz. Şekil 3).

YAPISAL JEOLJİ

Bu bölümde, Gediz ayrılma zonuna değinilmeden önce, bu zonu oluşturan Gediz ayrılma fayı ile Neojen birimleri içinde gelişmiş yaklaşık D-B uzanımlı yüksek açılı normal faylar ve sedimanter örtü kayaçlarındaki tabakalanmalarla ilgili arazi gözlemleri verilmiştir. Arazide elde edilen fay konumları ve fay çizikleri, StereoNett v.2.40 programında değerlendirilmiştir.

Gediz Ayrılma Fayı

Düşük eğim açılı normal fay karakterinde olan Gediz ayrılma fayı, Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca yaklaşık D-B doğrultusunda uzanır. Daha önceki pekçok çalışmada Gediz ayrılma fayına ait arazi gözlemleri kinematik verilerle desteklenerek ayrıntılı biçimde sunulmuştur (Hetzl vd., 1995b; Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2001a ve 2002; Gessner vd., 2001b; Lips vd., 2001; Sözbilir, 2001 ve 2002). Menderes Masifi'ne ait temel kayaçları ile sedimanter örtü kayaçlarını birbirinden ayıran yapısal bir sınır oluşturan Gediz ayrılma fayı, bölgede kataklastik kayaçlarla birlikte bulunur. Fay aynasının uzaktan bakıldığında kolayca tanımlanabilen Gediz ayrılma fayı üzerinde ölçülen fay konumları Çizelge 1 ve Şekil 5'de gösterilmiştir. Buna göre, Gediz ayrılma fayının ortalama konumu K80B/28KD'dur. Çalışma bölgesinde

de dört yerde ölçülebilen fay çiziklerinden belirlenen, Gediz ayrılma fayının ortalama hareket doğrultusu ise, yaklaşık K21D'dur (bkz. Şekil 5).

Yüksek Açılı Normal Faylar

Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca uzanan Gediz ayrılma fayının tavan ve taban bloklarında pek çok sayıda yüksek açılı normal fay gelişmiştir. Bu faylar, çoğunlukla Gediz Grabeni'ne ve ayrılma fayına paraleldir. Çalışma bölgesinde sedimanter örtü kayaçlarında ölçülebilen 52 adet yüksek açılı normal faya ait stereografik izdüşümler ve bunlardan 5 tanesine ait fay çizimi Şekil 5a'da sunulmuştur. Buna göre; sedimanter birimlerdeki yüksek açılı normal faylar ayrılma fayına göre genelde sentetik olup, ortalama doğrultusu yaklaşık BKB-DGD ve eğim yönleri KKD'ya doğrudur (bkz. Şekil 5a). Gediz ayrılma fayının taban bloğunda bulunan temel kayaçlarda ise 43 adet yüksek açılı normal fay ölçülmüştür. Bu faylardan 28 tanesinde fay çizimi saptanmıştır (Çizelge 1 ve Şekil 5b). Bu verilere göre; temel kayaçlarındaki faylar ayrılma fayına göre antitetik olup, ortalama doğrultusu yaklaşık DKD-BGB ve eğim yönleri GGD'ya doğrudur (bkz. Şekil 5b). Elde edilen fay çiziklerinden ise, her iki bloktaki fayların ortalama hareket doğrultusunun yaklaşık K-G olduğu düşünülebilir.

Neojen Tabakalanmaları

Alaşehir - Salihli arasında kalan kesiminde Gediz Grabeni'nin kuzey ve güney kenarları belirgin farklılıklar gösterirler. Güney kenar graben ovasına kadar 4-10 km arasında genişliğe sahipken, kuzey kenar çalışma bölgesinde 1-4 km genişliktedir. Ayrıca güney kenar, kuzey kenara göre daha engebeli bir topografya sunar. Graben ovası, çalışma alanında kuzeybatıdan güneydoğuya doğru, genişliği 3 km ile 7 km arasında değişen şekilde uzanmaktadır. Genellikle dar (50-80 m) ve derin (450-550 m) vadilerin bulunduğu güney kenarın aksine, kuzey kenardaki vadiler çoğu zaman belli belirsiz, yayvan (550-700 m) ve sığdır (40-50 m). Güney kenardaki en yüksek nokta ile en alçak nokta arasındaki yükseklik farkı 1360 m iken, kuzeyde bu yükseklik farkı sadece 150 m'dir. Grabenin iki kenarı arasında tabaka konumlarında da büyük farklılıklar vardır. Güney kenarda tabaka eğimleri genellikle GB, G ve GD yönlerinde olup, ku-

Çizelge 1. Fay çiziklerinin belirlenebildiği sedimanter örtü birimleri ve temel kayalar içindeki yüksek açılı normal faylar ile düşük açılı Gediz ayrılma fayına ait konumlar.

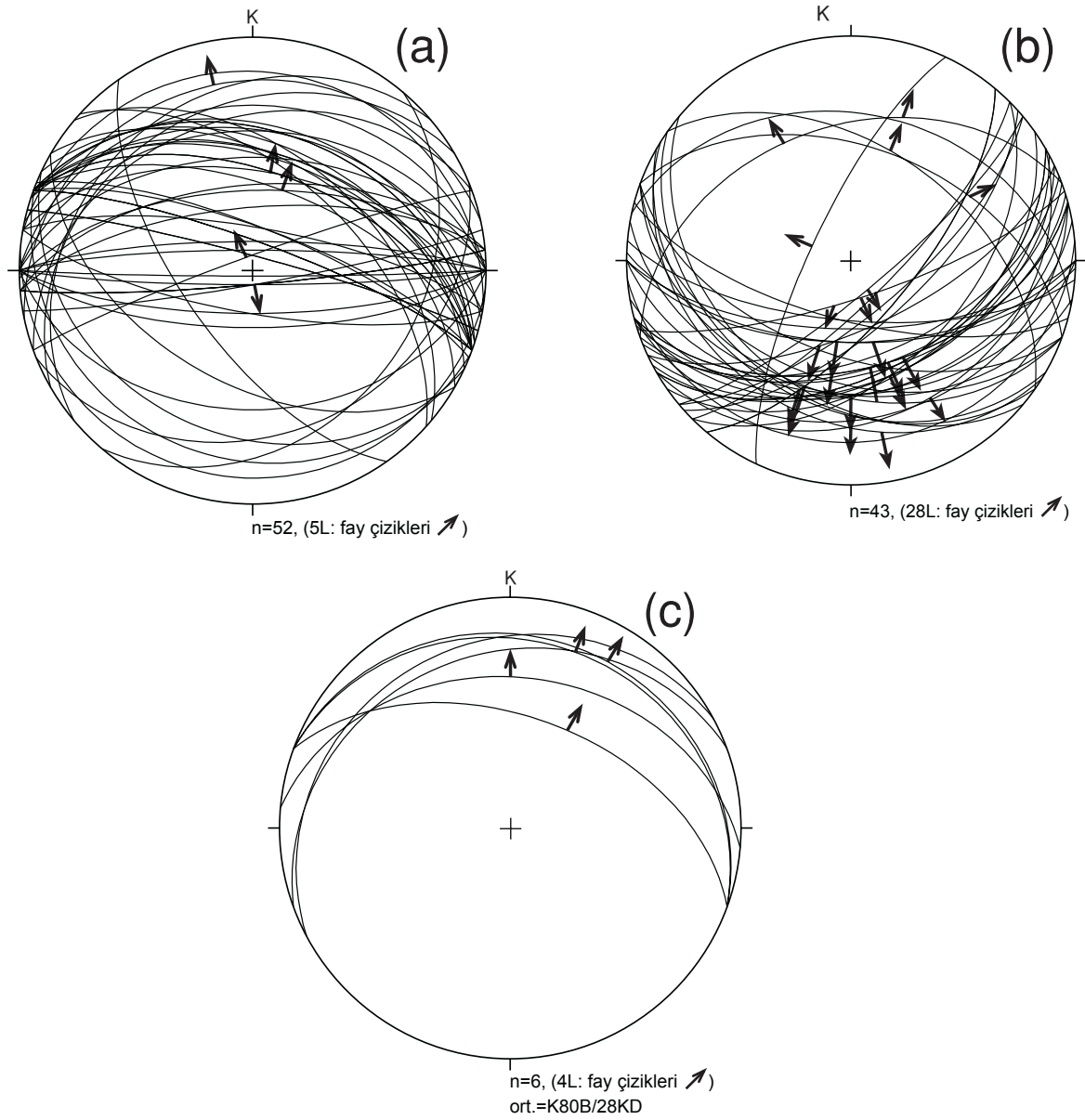
Table 1. Measurements of slickensides and slickenlines of the high-angle normal faults in sedimentary and basement units and low-angle Gediz detachment fault.

No.	Eğim yönü (°N)	Eğim (°)	Sapma (°)	Tür
Sedimanter örtü kayalarında ölçülen yüksek açılı normal faylar				
1	020	60	9	Normal
2	010	55	90	Normal
3	175	85	90	Normal
4	348	20	90	Normal
5	340	85	80	Normal
Temel kayalarda ölçülen yüksek açılı normal faylar				
1	295	75	85	Normal
2	150	30	90	Normal
3	340	40	80	Normal
4	175	20	85	Normal
5	165	30	125	Normal
6	165	40	105	Normal
7	020	48	90	Normal
8	035	48	117	Normal
9	185	68	105	Normal
10	012	35	98	Normal
11	190	40	102	Normal
12	155	65	100	Normal
13	130	68	130	Normal
14	170	40	100	Normal
15	145	45	125	Normal
16	162	76	93	Normal
17	150	48	92	Normal
18	180	60	100	Normal
19	180	65	110	Normal
20	182	60	98	Normal
21	180	40	90	Normal
22	165	50	85	Normal
23	200	45	90	Normal
24	155	45	95	Normal
25	165	50	95	Normal
26	163	48	102	Normal
27	160	50	100	Normal
28	140	78	100	Normal
Düşük açılı Gediz ayrılma fayı				
1	020	50	100	Normal
2	020	18	100	Normal
3	332	20	98	Normal
4	005	35	85	Normal

zey kenara göre daha yüksek açılıdır. Güney kenarda tabaka konumları genellikle temelden ovaya doğru ilerledikçe değişiklik arz etmektedir (Şekil 6). Temel kayalarına, dolayısıyla ayrılma fayına yakın olan tabaka konumları daha yüksek açılıyken (ortalama 44⁰), ayrılma fayından uzaklaştıkça tabakaların eğim açıları düşmektedir (ortalama 20⁰) (bkz. Şekil 6). Kuzey kenarda ise, sedimanter kayalardaki tabakalar genellikle yatay veya yataya yakındır.

GEDİZ AYRILMA ZONU

Bozunmamış ve kataklastik metamorfizma etkisinde deformasyona uğramamış temel kayalar ile sedimanter örtü kayaları arasında kalan, bozunmaya ve yeryüzünün derinliklerinde ayrılma fayı etkisiyle kataklastmaya uğramış, ortalama kalınlığı 50-140 m arasında değişen, makaslama zonuna, bu çalışma kapsamında temel ile örtü kayaları arasındaki "ayrılma zonu" adı

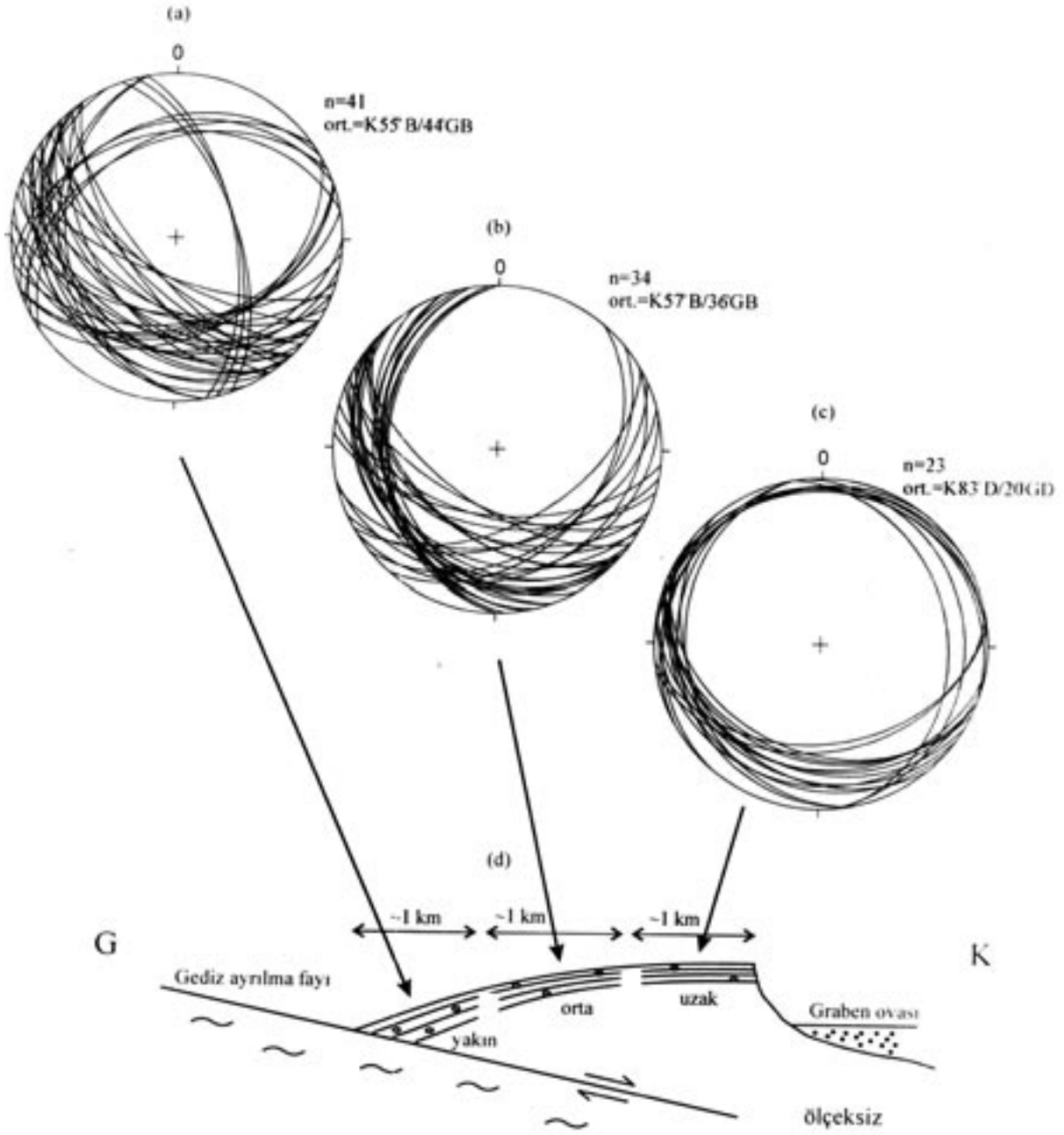


Şekil 5. Fay ve fay çiziklerinin Schmidt ağı, eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi: (a) sedimanter örtü birimlerindeki yüksek açılı normal faylar, (b) temel kayalardaki yüksek açılı normal faylar ve (c) düşük açılı Gediz ayrılma fayına ait çeşitli yerlerde ölçülen düzlem konumları ve dört yerdeki fay çizikleri (ayrıntılı bilgi için Çizelge 1'e bakınız).

Figure 5. Schmidt lower hemisphere equal-area projections of fault slip data from (a) high-angle normal faults in sedimentary units, (b) high-angle normal faults in basement units and (c) Gediz detachment fault planes from different locations and four slickenlines of the fault (see table 1 for details).

verilmiştir. Bu zon, Coney (1980) tarafından tanımlanan tipik Cordilleran metamorfik çekirdek komplekslerdeki ayrılma zonuna benzerlik göstermektedir.

Çalışma bölgesinde yaklaşık 30 km²'lik bir alanda yüzeylenen ayrılma zonu, Gediz Grabeni'nin yükselmesini sağlayan ana fay olan Gediz ayrılma fayına bağlı olarak gelişmiş ve Davis ve

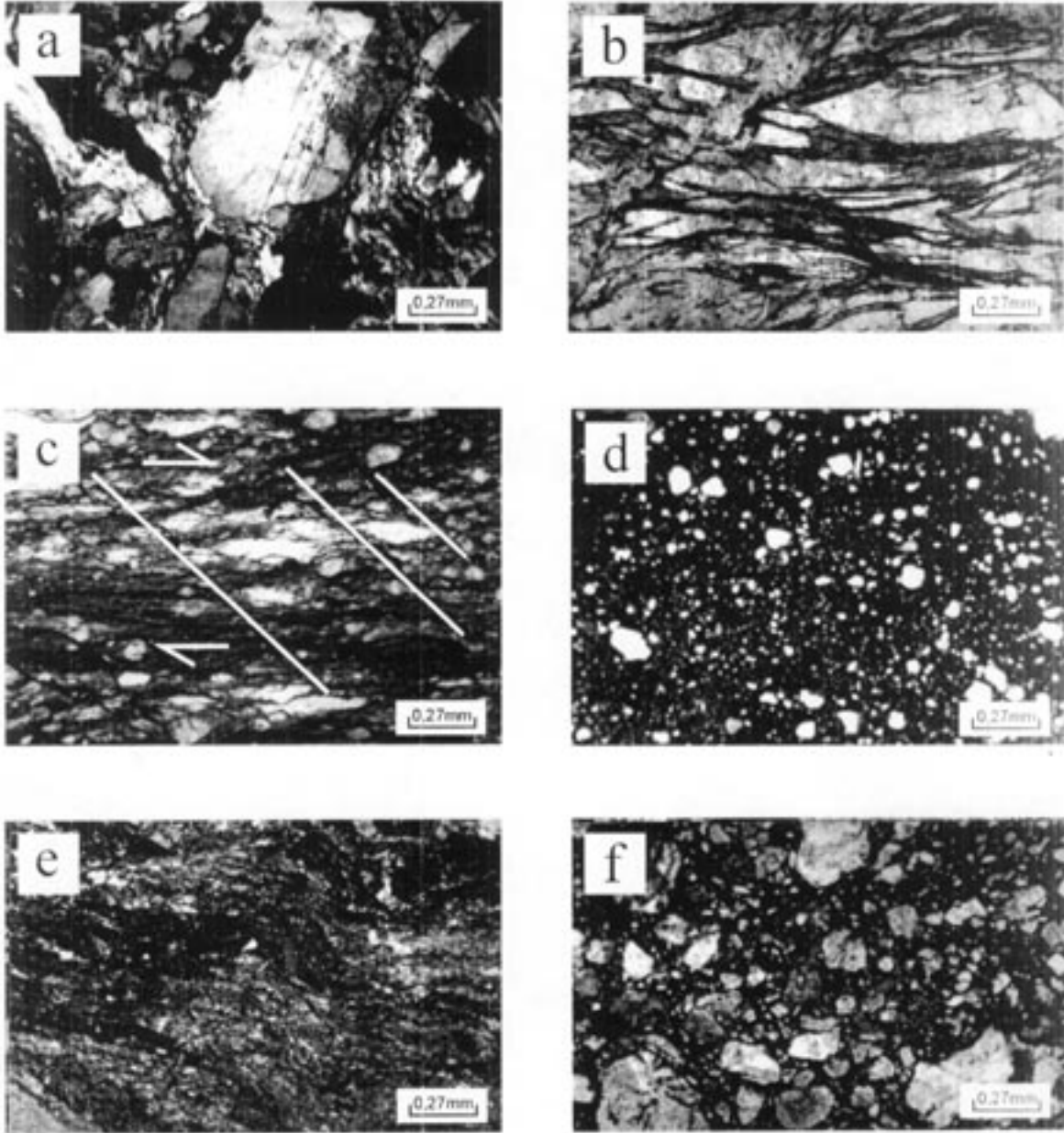


Şekil 6. Çalışma bölgesinde ölçülen tabaka konumlarının ayrılma fayına uzaklıklarına göre değerlendirilmesi, Schmidt ağı, eşalan projeksiyonu, alt yarım küre: (a) ayrılma fayına yakın olan tabakalara ait stereografik görüntü, (b) ayrılma fayına orta uzaklıkta olan tabakalara ait stereografik görüntü, (c) ayrılma fayına uzak olan tabakalara ait stereografik görüntü ve (d) ayrılma fayı ile tabaka konumları arasındaki ilişkinin şematik kesiti.

Figure 6. Stereographic projections of attitudes of bedding planes of the studied area: evaluation of the bedding planes according to distances from the detachment fault, Schmidt net, equal area projection, lower hemisphere: (a) stereographic representation of bedding planes which are closed to the detachment fault, (b) stereographic representation of bedding planes which are not closed to the detachment fault, (c) stereographic representation of bedding planes which are far from the detachment fault and (d) schematic cross section of the relationship between the detachment fault and the attitudes of bedding planes.

ce, bu zondan ve ana kayaçtan farklı özelliklere sahip ve kalınlığı 15-60 m arasında değişen bir geçiş zonu bulunmaktadır. Geçiş zonunun ana kayaca yakın olan 5-20 m'lik kısmında ana kayaç fiziksel ve kimyasal bozunmaya uğramıştır. Kayaçlar fiziksel olarak ayrışmış, temelde gösterdiği masif yapı geçiş zonunda kaybolmuştur. Bu ilk zonda özellikle granodiyoritlerdeki feldis-

patlardan itibaren belirgin bir ayrışmanın olduğu gözlenmiştir. Ayrıca geçiş zonu içerisinde feldispatlarda belirgin serisitleşmeler görülmektedir (Şekil 8a). Bu zonun üzerinde belli belirsiz milonitik bir foliasyonun bulunduğu, ancak ana kayaç özelliklerini henüz yitirmemiş ve kalınlığı 10-40 m arasında değişen ikinci bir zon bulunmaktadır. Bu zondaki kayaçlar, ana kayaçtan



Şekil 8. Ayrılma zonunda deformasyon şekillerinin ince kesit görüntüleri: (a) metagranodiyorit, (b) milonit şist, (c) milonit, (d) kataklazit, (e) ultramilonit, (f) mikrobreş.

Figure 8. Thin section views of deformation structures in the detachment zone: (a) metagranodiorite, (b) mylonite schist, (c) mylonite, (d) cataclasite, (e) ultramylonite, (f) microbreccia.

farklı olarak, çok hafif gelişmiş bir foliasyon göstermektedir.

Milonitik Zon

Ana kayaçtan itibaren geçiş zonundan sonra 40-80 m arasında değişen kalınlığa sahip milonitik zon bulunmaktadır (bkz. Şekil 7). Ana kayaç özelliğini tamamen yitirmiş ve dinamik metamorfizma etkisi altında yeryüzünün derinliklerinde sünümlü deformasyon sonucu oluşmuş bu zonda, belirgin milonitik foliasyon gösteren kayalar bulunur. Milonitik zon içerisinde yüzeye doğru gidildikçe sünümlü deformasyonun izleri artmaktadır. Alt seviyede granitlerden itibaren gelişmiş metagranodiyoritlerden, yüzeye doğru sırasıyla milonit şist, milonit, kataklazit, ultramilonit ve yer yer mikrobreş litolojisinde kayalara rastlanılmaktadır.

Milonit şist

Arazi çalışmalarında, milonit şistlere daha çok metamorfik kayalardan itibaren oluşmuş kataklazitik kayaların bulunduğu bölgelere de rastlanılmıştır. Milonit şistler sahada ve el örneğinde çok belirgin bir yönlü doku sergilerler. Kayaç ince kesitlerinde, yönlü dokunun yanı sıra, birincil bağlantıya sahip ve daha da önemlisi yeni mineral oluşumu ve yeniden kristalleşme süreçlerinin, kataklazdan daha baskın olduğu bir doku gözlenmiştir. Ayrıca, milonit şistlerde tipik şist dokusuna benzer klorit ve çeşitli mika minerallerinde yönlenmeler bulunmaktadır (Şekil 8b). Kayaçta, biyotitlerden itibaren yeniden oluşan penin grubu klorit mineralleri, epidotlar, feldispatlardan oluşmuş kalsit gibi mineraller ile kuvarslarda yeniden kristalleşme, kayaçtaki kataklaz izlerini silmiştir. Porfiroklastları genellikle yeniden kristalleşmiş kuvarslardan oluşan milonit şistlerde, klorit ve muskovit gibi mika mineralleri bu porfiroklastların etrafını sarmışlar ve milonitik gözlü dokuya benzer bir görünüm oluşturmuşlardır (bkz. Şekil 8b).

Milonit

Milonitik zonda, milonit şistlerden sonra milonitler yer almaktadır. Saha gözlemlerinde belirgin bir yönlenmeyle dikkati çeken milonitler içerisinde porfiroklastlar %30 civarındadır ve porfiroklastları çıplak gözle görülebilmektedir. Kayaç genellikle kuvars, serisit, muskovit, klorit, bazen

plajiyoklaz, biyotit ve ender olarak opak mineraller içerir. Kayaçta yönlü doku belirgin olup, ayrıca milonitlerde mikro faylanmalar da bulunmaktadır (Şekil 8c).

Kataklazit

Ayrılma zonunda milonitlerden sonra deformasyonun arttığını gösteren kataklazitlere geçilir. Kataklazitlerde mikroskop altında çok ince taneli porfiroklastlar belli belirsiz çok ince taneli bir matriks içinde yüzer durumda bulunmaktadır (Şekil 8d). Porfiroklastlar gözle görülmez ve kayacın %10'undan daha azdır. Kataklazitler milonit doku sergilemektedirler. Kayaç büyük oranlarda kuvars ve daha az serisit minerallerinden oluşmaktadır. Yer yer ikincil kalsit oluşumları çatlaklarda dolgular şeklinde kuvars ve serisite eşlik ederler.

Ultramilonit

Milonitik zondaki kataklazitlerden sonra ultramilonitler yer alır. Ultramilonitler el örneğinde; taneleri belli olmayan, ancak ince kesitte çok ince taneli yönlü kayalardır. Birincil bağlantıya sahip, kataklazın yeni mineral oluşumu ve yeniden kristalleşme süreçlerinden daha baskın olduğu ultramilonitlerin, ince kesit altında bazen kıvrımlanmaya uğradıkları gözlenmektedir (Şekil 8e). Milonit dokusu sergileyen ultramilonitler genellikle kuvars, serisit, klorit ve ikincil kalsit içermektedir. Serisit minerallerinde belirgin yönlenmenin olduğu ultramilonitlerde porfiroklastlar çok küçük taneli ve kayacın %10'undan daha az oranlarda bulunur.

Breşik Zon

Yukarıda petrografik özellikleri sunulmuş milonitik zondan sonra yüzeye doğru gidildikçe, fay ayasının altında yaklaşık 50 cm'lik bir kalınlığa sahip kırılmalı deformasyon izlerini yansıtan breşik zon yer almaktadır. Breşik zon ile milonitik zon arasındaki geçiş çok belirgin değildir. Milonitik zonun üst kısımlarında mikrobreşler bulunmaktadır. Arazi gözlemlerine göre, ayrılma zonu en üst kısmında ise yer yer fay breşine rastlanılmıştır. Breşik zondaki fay breşinin bileşenleri köşeli (tane boyu yaklaşık 3-6 mm) olup, silisli bir matriksle tutturulmuştur. Bu silisli matriksin, fay zonu boyunca derinlerden gelen ve bölgedeki magmatik sokulumlardan itibaren oluşan

silisli çözeltilerden meydana geldiği düşünülmektedir.

Mikrobreş

Breşik zonun baskın kayacı mikrobreşlerdir. El örneğinde genellikle sarımsı kahverengi olan mikrobreşler, yönlenme göstermemeleriyle ayırtanırlar. Porfiroklastları, el örneğinde bazen açık bir şekilde gözlenebilen mikrobreşlerde, kırılma ve parçalanma sonucu oluşan bir matriks bulunmaktadır. İnce kesit örneklerinde birincil bağlantıya sahip kataklazın belirgin bir şekilde yeni mineral oluşumu ve yeniden kristallenme süreçlerinden daha baskın olduğu, yönsüz kayalar olarak ortaya çıkmaktadır. İlk bakışta kolayca fark edilebilen kırılma ve ufalanma kayaca belirgin bir görünüş sunmaktadır (Şekil 8f). Kayaç içindeki porfiroklast oranı tüm kayacın %30'undan fazla ve porfiroklastları çıplak gözle görülebilecek boyuttadır. Genellikle bol oranlarda kuvars, serisit, daha az klorit gibi mika mineralleri, bazen artık plajiyoklaz ve seyrek oranda ikincil kalsit dolguları içeren mikrobreşler, çoğunlukla porfiroklastik dokuya sahiptir.

Breşik zonun üzerinde, bazı yerlerde çok açık bir şekilde gözlemlenen fay aynası bulunmaktadır. Güneş ışığında parlayan, fay çiziklerinin bulunduğu, bazen demirli çözeltilerle kahverengimsi bir görünüş alan fay aynası, yaklaşık KKD yönüne eğimlidir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Batı Anadolu Bölgesi'nde açılmalı tektonizma etkisiyle oluşan yaklaşık D-B uzanımlı Gediz Grabeni'nin güney kenarı düşük eğim açılı Gediz ayrılma fayı ile sınırlandırılmıştır. Bu ayrılma fayı bölgede Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar ile sedimanter örtü kayaları arasında yapısal bir sınır oluşturmaktadır. Bölgede bulunan Neojen yaşlı sedimanter kayalar ile Gediz ayrılma fayının ilişkisi hala tartışma konusudur. Bu çalışma kapsamında elde edilen veriler ışığında Gediz ayrılma fayının ortalama konumunun K80B/28KD olduğu belirlenmiştir.

Bölgede bulunan yüksek açılı normal fayların ortalama doğrultusu Gediz ayrılma fayı ile uyumluluk göstermektedir. Temel kayalarındaki yüksek açılı normal fayların genel eğimlerinin ayrılma fayına doğru olmasına karşın, Neojen

birimlerindeki yüksek açılı normal fayların ayrılma fayıyla uyumlu olması kayda değer verilerdendir.

Çalışma bölgesinde ölçülen tabaka konumlarının değerlendirilmesi sonucunda Neojen birimlerine ait katmanlanmaların graben baseninden Gediz ayrılma fayına doğru ilerledikçe çok belirgin olarak değişir (bkz. Şekil 6). Bölgede tabaka eğim yönleri genelde ayrılma fayına doğrudur. Gediz ayrılma fayından uzak olan graben kenarında tabakalar genelde yatay veya yataya yakınken, ayrılma fayına yaklaştıkça tabakaların eğim açıları artmaktadır (bkz. Şekil 6d). Bu tip bir değişim, Neojen tabakalarındaki Gediz ayrılma fayına bağlı gelişmiş bir rollover kıvrımlanmayı işaret eder.

Gediz ayrılma fayına bağlı olarak oluşan ve temelini üzerini kataklastik kayaların örttüğü ayrılma zonu, Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca, ayrılma fayına paralel olarak uzanmaktadır. Bozunmamış ve dinamik metamorfizma etkisi ile kataklastmaya uğramamış ana kayaç özelliklerin yansıtan temel birimlerinden sonra yüzeye doğru 50-140 m arasında değişen kalınlığa sahip makaslama zonuna, Gediz ayrılma zonu adı verilmiştir. Bu zon ana kayaktan sonra, fiziksel ve kimyasal bozunmaya uğramış ana kayalar ile belli belirsiz milonitik foliasyonlar içeren bir geçiş zonuna sahiptir. Yüzeye çıkıldıkça önce sünümlü deformasyon özellikleri gösteren milonitik zon, daha sonra ise kırılma deformasyon gösteren breşik zon yer almaktadır. Milonitik zon alt seviyelerden itibaren sırasıyla; milonit şist, milonit, kataklazit, ultramilonit ve yer yer mikro breşten oluşur. Breşik zonda ise, genelde mikrobreş ve fay breşi bulunur. Arazi ve petrografik çalışmalar ile belirlenen ayrılma zonu stratigrafisi bölgede öncesinde sünümlü ve daha sonrasında da kırılma şeklinde gerçekleşen bir dinamik metamorfizmanın varlığını belirtmektedir. Herhangi bir değişime uğramamış ana kayaktan itibaren gelişen bu şekilde bir zon, Gediz ayrılma fayının öncelerde derinlerde sünümlü bir deformasyon gerçekleştirdiğinin kanıtıdır. İlerleyen açılmalı tektonizma etkisiyle derinlerde gelişen sünümlü deformasyon gösteren temel kayaları ayrılma fayı ile birlikte yüzeylenmişlerdir. Kırılma deformasyon ise, bundan sonra daha sığ derinliklerde gelişmiştir.

Ege Bölgesi gibi kıtasal açılmaya maruz kalmış bölgeler için tipik özelliklerden olan ayrılma fay-

ları ve bu faylanmalara bağlı olarak açığa çıkan metamorfik çekirdek kompleksler çalışma yapılan bölgede de yer almaktadır. Davis (1977) ve Coney (1980)'e göre, tipik bir metamorfik çekirdek kompleks üç ana kısımdan oluşmaktadır. Bunlar; (a) metamorfize olmuş alt kabuk kayalar ile çeşitli magmatik sokulum kayalarından oluşan çekirdek kayaları, (b) kırılğan olarak deforme olmuş listrik ve üst üste binmiş normal fay sistemleriyle karakteristik örtü kayaları ve (c) bu iki kayaç grubu arasında ayrılmalı faylanmaya bağlı oluşmuş milonitik fabriklerle kataklastik kayalardan oluşan bir ayrılma zonudur. Buna göre, çalışma bölgesindeki Menderes Masifi'ne ait metamorfik ve granodiyorit olarak tanımlanan kayalar, metamorfik çekirdek komplekslerin çekirdek kayalarını, Senozoyik yaşlı kırıntılı kayalardan oluşan ve normal fay sistemleri ile kırılmış sedimanter kayaç grupları, örtü kayalarını ve bu iki kayaç grubu arasında yukarıda ayrıntıları belirtilen zon ise ayrılma zonunu temsil etmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, yüksek lisans tezinin bir bölümünü içeren bu çalışmanın hazırlanması sırasında katkılarından dolayı, Sezai Görmüş'e, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Doç. Dr. Attila Çiner'e, Arş. Gör. Bülent Akıl'a, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü'nden Yük. Müh. Zafer İçten'e ve çok değerli görüş ve önerilerinden yararlandığı Ortaoğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Erdin Bozkurt'a teşekkürlerini sunar.

KAYNAKLAR

- Benda, L., and Meulenkamp, J.E., 1979. Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene-5: Calibration of sporomorph associations, marine microfossils and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale. *Annales Geologique Des Pays Helleniques*, 1, 61-70.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey and its tectonic implications. In: E., Bozkurt, J.A., Winchester, and J.A.D., Piper, (eds.) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 385-403.
- Bozkurt, E., 2001a. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 728-744.
- Bozkurt, E., 2001b. Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., 2002. Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 159, 105-109.
- Bozkurt, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E., and Oberhanslı, R. 2001. Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution - a synthesis, *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.
- Bozkurt, E., and Sözbilir, H. 2004. Geology of the Gediz Graben: new field evidence and tectonic significance. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Cohen, H.A., Dart, C., Akyüz, H.S., and Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Turkey. *Geological Society of London*, 152, 629-638.
- Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: An overview. In: M.D., Crittenden, P.J., Coney and G.H., Davis, (eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America Memoir, 153, 7-34.
- Dart, C.J., Cohen, H.A., Akyüz, S.H., and Barka, A.A. 1995. Basinward migration of rift-border faults: implications for facies distributions and preservation potential. *Geology*, 23, 69-72.
- Davis, G.A., and Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the Southeastern U.S. Cordillera. *Geological Society of America*, Special Paper 218, 133-159.
- Davis, G.H., 1977. Characteristics of metamorphic core complexes, Southern Arizona: *Geological Society of America Abstract with Programs*, 9, 944.
- Dora, Ö., Kun, N., and Candan, O. 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: M.Y., Savaşçın, and A.H., Eronat, (eds.) *Proceedings of the International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, 102-115.
- Dora, Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992. Menderes Masifi metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 1-14.

- Dürr, S., 1975. Über das Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins / SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Agais. Habilitationsschrift, Marburg/Lahn, 62-74.
- Ediger, V. Ş., Batı, Z., and Yazman, M., 1996. Paleopalynology of possible hydrocarbon source rocks of Alaşehir-Turgutlu area in the Gediz Graben (western Anatolia). Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin, 9, 11-23.
- Emre, T., 1996. Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. Turkish Journal of Earth Science, 5, 171-185.
- Emre, T., and Sözbilir, H., 1995. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and B. Menderes Grabens, Western Anatolia. Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Proceedings, V1, 73-93.
- Evirgen, M. M., 1979. Menderes masifi metamorfizmasına petroloji, petrokimya ve jenez açısından yaklaşımlar (Ödemiş-Tire-Bayındır-Turgutlu yöresi). Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, 179 s (yayımlanmamış).
- Gessner, K., Piazzolo, S., Güngör, T., Ring, U., Kröner, A., and Passchier, C.W. 2001a. Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. International Journal of Earth Sciences, 89, 766-780.
- Gessner, K., Ring, U., Christopher, J., Hetzel, R., Passchier, C.W., and Güngör, T. 2001b. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. Geology, 29, 611-614.
- Gökten, E., Havzoğlu, T., and Şan, Ö., 2001. Tertiary evolution of the central Menderes Massif based on structural investigation of metamorphics and sedimentary rocks between Salihli and Kiraz (western Turkey). International Journal of Earth Sciences, 89, 745-756.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., and Tatar, O., 2003. Neotectonic deformation in the western sector of tectonic escape in Anatolia: paleomagnetic study of the Afyon region, central Turkey. Tectonophysics, 374, 57-79.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., and Dora, O.Ö. 1995a. Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes Massif (southwestern Turkey). Geology, 23, 455-458.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., and Troesch, M., 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. Journal of Geological Society of London, 152, 639-654.
- Işık, V., Seyitoğlu, G., and Çemen, İ., 2003. Ductile-brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes massif, western Turkey. Tectonophysics, 374, 1-18.
- İzitan, H., and Yazman, M., 1990. Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area. In: M.Y. Savaşçın, A.H. Eronat (eds.) Proceeding of the International Earth Sciences Colloquium on Aegean Region, İzmir, 327-338.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., and Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. Journal of the Geological Society, London, 156, 605-616.
- Lips, A., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H., and Wijbrans, J., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). International Journal of Earth Sciences, 89, 781-792.
- Mason, R., 1978. Petrology of the Metamorphic Rocks. Alleen and Unwin, London, 492 pp.
- Özer, E., Koç, H., and Özsayar, T.Y., 2004. Stratigraphical evidence for the depression of the northern margin of the Menderes-Tauride Block (Turkey) during the Late Cretaceous, Journal of Asian Earth Sciences, 22, 401-412.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1983. Menderes grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla). Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 99-106.
- Sarıca, N., 2000. The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in west Anatolia: Mammalian evidence from the continental deposits. Geological Journal, 35, 1-24.
- Satır, M., and Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: A rubidium / strontium and oxygen isotope study. Geologische Rundschau, 75, 703-714.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1996. Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geological Journal, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ., and Tekeli, O., 2000. Extensional folding in the Alaşehir (Gediz graben, western Turkey). Journal of the Geological Society of London, 157, 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., and Işık, V., 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. Geological Magazine, 139, 15-26.

- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and geometry of related macroscopic structures : Field evidence from the Gediz detachment, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277-288.
- Şengör, A. M. C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: Examples of western Turkey. In: M.P., Coward, J.F., Dewey, and P., Hancock, (eds.), *Continental Extensional Tectonics*, The Geological Society Special Publication, 28, 575 - 589.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., and Akkök, R. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M., and Şan, Ö. 1995. Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 38, 75-80.
- Yağmurlu, F. 1987. Salihli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyon yelpaze çökelleri ve Gediz grabeninin tektono-sedimenter gelişimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 33-40.
- Yazman, M.K., Güven, A., Ermiş, Y., Yılmaz, M., Özdemir, İ., Akçay, Y., Gönülalan, U., Tekeli, Ö., Aydemir, V., Sayılı, A., Batı, Z., İztan, H., Korucu, Ö. ve Grunnaleite, İ., 1998. Alaşehir grabeni ve Alaşehir - 1 prospektinin değerlendirme raporu. TPAO Rapor No. 3864, 146 s (yayımlanmamış).
- Yılmaz, H., 1986. Yeşilyurt (Alaşehir) sahasındaki uranyum belirtilerinin kökeni ve bunların depolanma sonrası alterasyonlarla tahribi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 29, 43-42.
- Yılmaz, Y., 2000. Ege bölgesinin aktif tektoniği, *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu. Bildiriler Kitabı*, 3-14.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., and Elmas, A., 2000. When did the western Anatolia grabens begin to develop? In: E., Bozkurt, J.A., Winchester and J.A.D., Piper, (eds.) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society of London, Special Publications, 173, 131-162.



Feldispat cevherinden mikanın spiral zenginleştirici ile uzaklaştırılması

Removal of mica from feldspar ore by spiral concentrator

Murat KADEMLİ

Hacettepe Üniversitesi, Hacettepe Meslek Yüksekokulu Müdürlüğü, 06532 Beytepe, ANKARA

Özcan Y. GÜLSOY

Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

ÖZ

Bu çalışmada, feldispat cevherleri içindeki mika minerallerinin spiral zenginleştirici ile ayrılabilirliği araştırılmıştır. Mika, bu tür cevherlerde en önemli demir kaynağıdır. Böylece mikanın cevherden uzaklaştırılması ve demir içeriği düşük konsantrasyon elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla bir sodyum feldispat cevheri kullanılarak işlem değişkenlerinin mikanın spiral ile ayırımı üzerine etkisi ortaya konulmuştur. Buna göre, incelenen değişkenlerden tane boyu ve katı içeriğinin ayırım üzerinde önemli etkisi olduğu belirlenmiştir. Yapılan çalışmada en iyi sonuçlar -212 µm +74 µm tane boyu için ağırlıkça %15 katı içeriğinde elde edilmiştir. Buna göre, beslemede % 0.71 olan Fe₂O₃ içeriği %0,07 değerine düşürülebilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Feldispat, mika, spiral zenginleştirici.

ABSTRACT

In this study, separability of mica minerals in the feldspar ores through the use of spiral concentrator was investigated. Mica is the primary source of iron in these kinds of ores. The objective behind this practise is to remove the mica from the ore and to obtain low concentration with small amount of iron. For this purpose, a sodium feldspar ore was used and the effects of process variables on the separation of mica by using spiral were investigated. Accordingly, it was found out that particle size and solid content had significant effect on the separation. In the study, best results were obtained with the solid content of 15% by weight for the particle size of -212 µm +74 µm. In line with this value, Fe₂O₃ content, which was 0.71% could decrease down to 0,07%.

Key Words: Feldspar, mica, spiral concentrator.

GİRİŞ

Feldispatlar; yerkabuğunun %60-65'ini oluşturan, yapıları ve özellikleri birbirine oldukça benzeyen susuz alüminasilikatlar olup, birçok magmatik kayacın temel bileşenini oluşturmaktadır. Feldispatlar, genellikle kil, mika, demir oksitler, turmalin, rutil, sfen gibi renk verici, istenmeyen mineraller ve kuvars ile birlikte bulunmaktadır. Kaliteli feldispat üretimi için, pişme sırasında renk verici, istenmeyen minerallerin uzak-

laştırılması gerekmektedir (Bayraktar vd., 1999, 2002).

Feldispat minerali, genel olarak seramik ve cam sanayinin ana hammaddesini oluşturmaktadır. Ancak, feldispat cevherleri genellikle demir ve titan gibi cam ve seramikte renklenmeye neden olan safsızlıklar içermektedir. Feldispat cevher-

leri içinde demir kaynağını genellikle mika mineralleri oluşturmaktadır. Titanın kaynağı ise; rutil, sfen, ilmenit olabildiği gibi, bazı durumlarda da kristal kafesindeki yer değişimine bağlı olarak mika mineralleri olabilmektedir (Bayraktar vd., 1998).

Seramik ve cam hammaddesi olan feldispatlar içindeki bu safsızlıkların uzaklaştırılması amacıyla genel olarak flotasyon yöntemi kullanılmaktadır. Flotasyon, bazı kimyasalların kullanımı nedeniyle çevresel açıdan sorunlar yaratabilmektedir. Diğer taraftan, mika ve oksit ayrı flotasyon aşamalarını gerektirmektedir. Her iki aşama arasında cevher üzerinden reaktifin yıkanması ve yeniden koşullandırma yapılması gibi ilave işlemler gerekmektedir (Bayraktar vd., 1999, 2002; Çelik vd., 1998, 2001; Akar, 1994).

Yerçekimi ile feldispat mineralinin zenginleştirme çalışmaları ilk olarak 1932'de başlamıştır. Sallantılı masa kullanılarak yapılan bu çalışmada, feldispat minerali içerisindeki demir kaynağını oluşturan mika minerallerinin feldispat ve kuvars minerallerinden ayrılması sağlanmış, ancak endüstride kullanım alanı bulamamıştır (Iverson, 1932). 1951 yılında yapılan diğer bir çalışmada ise, spiral zenginleştirici kullanılarak mika minerallerinin feldispat, kuvars ve kaolin minerallerinden etkili bir biçimde ayrılması sağlanmış ve mika minerallerinin zenginleştirme yöntemi olarak endüstride kullanım alanı bulmuştur (Adair vd., 1951).

Bu çalışmada, mika minerallerinin feldispattan uzaklaştırılması amacıyla yerçekimiyle zenginleştirme yönteminin uygulanabilirliği araştırılmıştır. Böylece feldispat üretimi yapılan zenginleştirme tesislerinde cam sektörüne satılan hammaddenin kalitesini artıracak ve ham cevherden kaynaklanabilecek, satışı etkileyen mika gibi istenmeyen safsızlıkların uzaklaştırılmasını sağlayacak bir yöntemin geliştirilmesine çalışılmıştır. Ayrıca mika ve oksit ayrımı için gerekli iki kademe flotasyon yerine, flotasyon aşamalarının birini ortadan kaldıracak bir yöntem belirlemek için şemalarının basitleştirilmesi de amaçlanmıştır.

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlarla; önemli bir feldispat üreticisi olan ülkemizde kaliteli ürün üretecek bir yöntemin ve işletme koşullarının or-

taya konulmasının, bu konudaki önemli bir açığı tamamlayacağı düşünülmektedir.

MALZEME VE YÖNTEM

Çalışmada, Çine Akmaden A.Ş.'den temin edilen Na-Feldispat (albit) örneği kullanılmıştır. Deneylerde kullanılan feldispat örneğinin X – ışınları floresan spektrofotometrisi (XRF) ile yapılan analiz sonuçları, Çizelge 1'de verilmiştir. Deney örnekleri, çeneli kırıcı ile kırılarak -2 cm'ye kadar indirilmiş daha sonra ince boyların elde edilebilmesi için kademeli bir şekilde merdaneli kırıcıdan geçirilmiştir. Deneylerde kullanılmak üzere hazırlanan örneklerde spiral zenginleştirici için uygun olmayan -74 µm fraksiyon kuru eleme yapılarak ayrımını etkilememesi için uzaklaştırılmıştır. Daha önceden belirlenen tane boyu fraksiyonlarına uygun olacak şekilde Çizelge 2'de gösterilen tane boyutlarında beş ayrı fraksiyon hazırlanmıştır.

Deneyler, Reichert spirali kullanılarak yapılmıştır. Deneylerde endüstriyel ölçekte Reichert spirali kullanılmış olup, düzenek bir tank ve pompa ile kapalı devre halinde çalıştırılmıştır. Deneyler sırasında birincil konsantre, ikincil konsantre ve atık kollarından örnekler eş zamanlı olarak alınmıştır. Her bir deney için düzenek durdurulmuş, boşaltılmış, temizlenmiş ve taze besleme, katı içeriklerine uygun şekilde düzeneğin tekrar çalışması sağlanmıştır. Bu şekilde, 135 farklı koşul test edilmiştir. Yapılan testlerde tane boyu, cam sanayinde kullanılan tane boyları da dikkate alınarak (-850 µm + 74 µm, -600 µm + 74 µm, -425 µm + 74 µm, -300 µm + 74 µm ve -212 µm

Çizelge 1. Feldispat örneğine ait kimyasal analiz (XRF) sonuçları.

Table 1. Results of chemical analysis of feldspar sample (XRF).

Bileşen	İçerik (%)
SiO ₂	65.01
Al ₂ O ₃	20.09
Fe ₂ O ₃	0.73
MgO	0.20
CaO	1.82
Na ₂ O	10.20
K ₂ O	0.48
TiO ₂	0.25
K.K*	0.42
Toplam	99.40

* Kızdırma kaybı

Çizelge 2. – 74 µm fraksiyonunun ve besleme fraksiyonunun kimyasal analiz sonuçları.
Table 2. Results of chemical analysis of – 74 µm fraction and feed fraction.

T.Boy (µm)	%-74µm (Şlam)	-74µm, %Fe ₂ O ₃	Besleme %Fe ₂ O ₃
-850 +74	4.2	0.03	0.74
-600 +74	5.28	0.06	0.74
-425 +74	7.1	0.07	0.76
-300 +74	8.54	0.08	0.77
-212 +74	10.25	0.12	0.78

+ 74 µm), bıçak aralıkları, (maksimum açıklık olan 16 cm mesafenin 1/4, 1/2 ve 3/4'ü), akış hızları, literatür araştırmaları ve spiral zenginleştiricinin çalışma koşulları göz önünde bulundurularak (1 lt/s, 1.5 lt/s ve 2 lt/s) ve katı içerikleri (%15, %20 ve %25) olarak incelenmiştir.

SONUÇLARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

Deneylerde sırasıyla; bıçak aralığının, akış hızının, katı içeriklerinin ve tane boyunun uzaklaştırma verimine ve Fe₂O₃ tenörüne etkisi incelenmiştir.

Bıçak Aralığının Fe₂O₃ Tenörüne Etkisi

Yapılan deneylerde iki kalite konsantre elde edilmiştir. Elde edilen birincil ve ikincil konsantre örneklerinin Fe₂O₃ tenörleri tayin edilmiştir. Böylece diğer değişkenler (akış hızı, % katı oranı ve tane boyu) sabit tutularak, yapılan deneyler sonucunda bölücü bıçak konumunun, elde edilen konsantrelerin Fe₂O₃ tenörü üzerindeki etkisi belirlenmiştir.

Şekil 1a'da 1 lt/s akış hızı ve %15 katı içeriği, Şekil 1b' de 1 lt/s akış hızı ve % 20 katı içeriği, Şekil 1c' de ise 1 lt/s akış hızı ve %25 katı içeriği olmak üzere, tüm tane boyu fraksiyonları için denenen bölücü bıçak konumunun konsantre Fe₂O₃ tenörü üzerine etkisi görülmektedir. Şekillerden de anlaşılacağı üzere, her bir tane boyu fraksiyonu için farklı %Fe₂O₃ değerleri elde edilmektedir. Ancak, aynı ve/veya farklı bıçak aralıklarında birincil konsantre ve ikincil konsantre örneklerinin Fe₂O₃ tenörleri arasında bölücü bıçak konumuna bağlı olarak anlamlı bir fark olmadığı görülmektedir. Bıçak aralığının tenör üzerindeki etkisi, tane boyu ve katı içeriği sabit tutulmuş akış hızı 1.5 lt/s ve 2 lt/s olarak de-

ğiştirilerek test edilmiş, ancak farklı sonuçlar elde edilememiştir. Dolayısıyla konsantrenin birincil ve ikincil olarak ayrılmasının bir anlam taşımadığı görülmektedir. Bunun nedeni de, geniş bir konsantre aralığı ve dar bir artık aralığı olmasıdır.

Dolayısıyla, bundan sonra sonuçların değerlendirilmesi sırasında bir atık ve iki konsantrenin ortalama özelliğini veren tek bir konsantre verisi kullanılmıştır. Sonuçlar değerlendirildiğinde, atık ile konsantrenin oldukça keskin bir sınır ile ayrıldığını söylemek mümkündür. Dolayısıyla, ayırmada ikinci bir bıçak kullanılarak ara ürün alınması zorunluluğu doğmamaktadır. Bu da, işlemin tesis ölçeğinde kolay uygulanmasına ve kontrol edilebilmesine olanak sağlayacaktır.

Akış Hızının Fe₂O₃ Tenörüne Etkisi

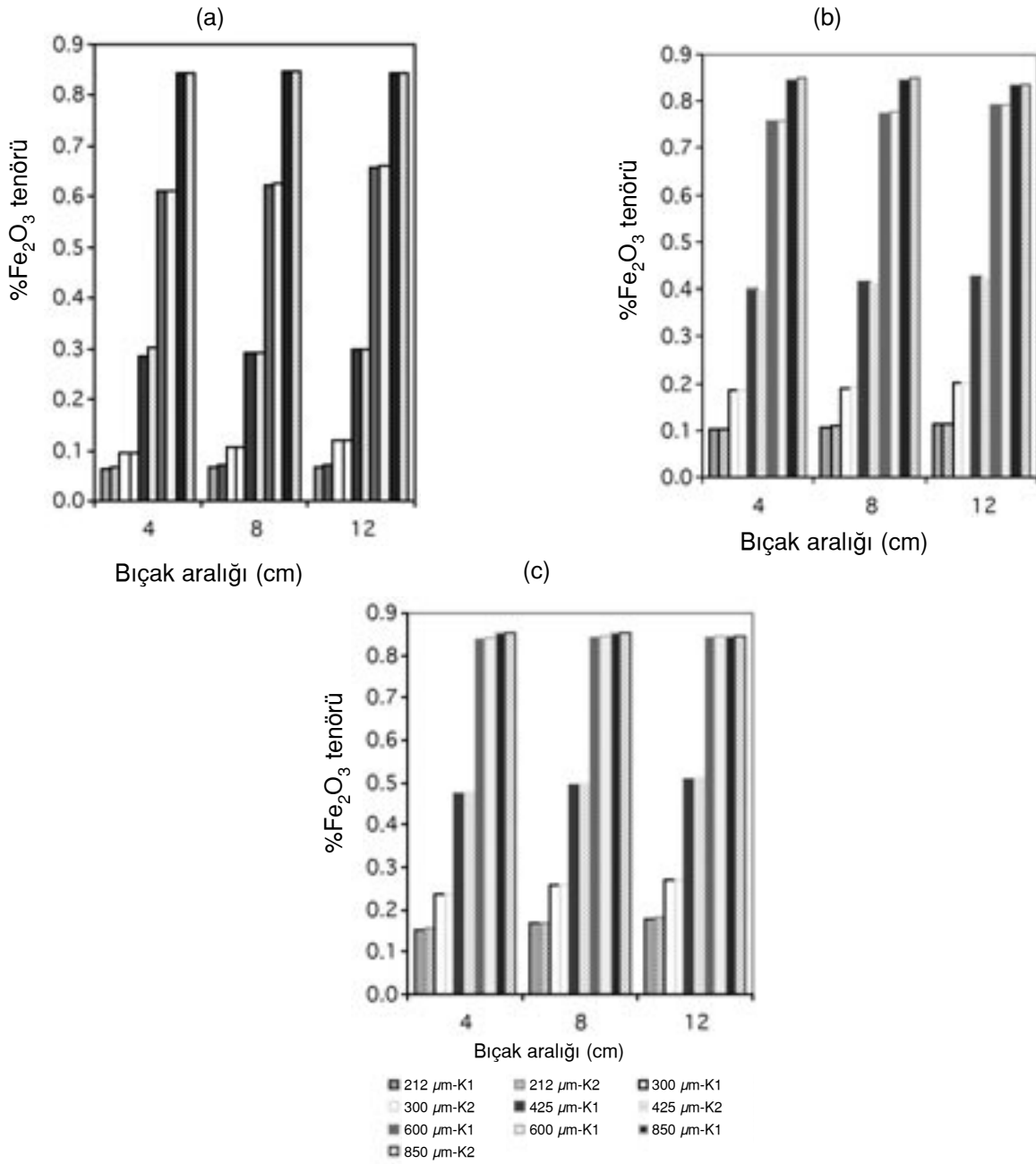
Önemli değişkenlerden biri olan akış hızlarının belirlenmesinde, deneylerde kullanılan Reichert spiralinin özelliklerine bağlı olarak en düşük ve en yüksek çalışma akış hızları göz önünde bulundurulmuştur. Buna göre, tüm katı içeriklerinde sabit kalmak koşuluyla 1 lt/s, 1.5 lt/s ve 2 lt/s olmak üzere 3 farklı akış hızı belirlenmiştir. Bunun sonucunda değişik katı içeriklerinde akış hızlarının sabit kalması sağlandığından, spiral kapasitesi katı içeriklerine göre değişmektedir. Akış hızları ve katı içeriklerine göre değişiklik gösteren kapasiteler Çizelge 3'de verilmiştir.

Çizelge 3'den de görüldüğü gibi, değişik katı içeriklerinde akış hızlarının sabit tutulması 9 ayrı kapasitenin ayırım etkinliği üzerine etkisinin

Çizelge 3. Akış hızı ve katı içeriklerine göre kapasiteler.

Table 3. Capacities at various flow rate and solid contents.

Akış hızı (lt/s)	Katı oranı (%)	Kapasite (ton/saat)
1	15	0.596
	20	0.822
	25	1.065
1.5	15	0.894
	20	1.233
	25	1.598
2	15	1.192
	20	1.644
	25	2.130



Şekil 1. (a) 1 lt/s akış hızı ve % 15 katı içeriğinde, (b) 1 lt/s akış hızı ve % 20 katı içeriğinde, (c) 1 lt/s akış hızı ve %25 katı içeriğinde “bıçak aralığı – tenör” ilişkisi.

Figure 1. Relationship between “divider position and grade” at (a) 1 lt/s flow rate and 15 % solids content, (b) 1 lt/s flow rate and 20 % solids content, and (c) 1 lt/s flow rate and 25 % solids content.

araştırılmasına olanak tanımaktadır. Tenör – verim eğrileri incelenirken, kapasite farklılıklarının göz önünde bulundurulması son derece önemlidir.

Bu aşamada elde edilen konsantrelerin Fe_2O_3 tenörleri belirlenmiş ve diğer değişkenler (katı

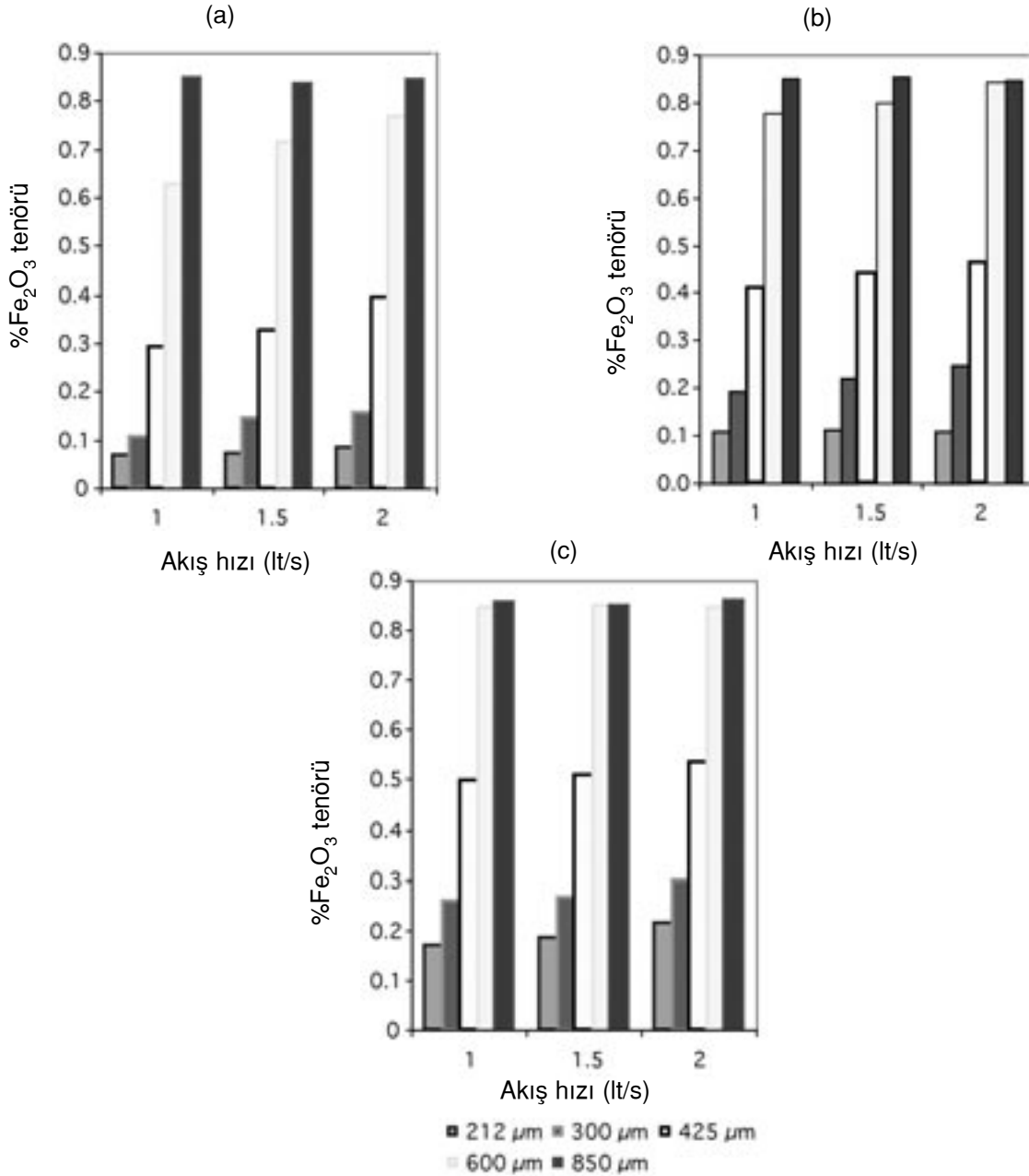
içerikleri ve tane boyu) sabit tutularak yapılan deneyler sonucunda elde edilen konsantrelerin Fe_2O_3 tenörü ve uzaklaştırma verimi üzerinde akış hızının etkisi araştırılmıştır (Şekil 2).

Şekil 2’den de görüldüğü gibi, akış hızının Fe_2O_3 tenörüne etkisi her tane boyuna bağlı olarak

çok fazla değişmemekle birlikte, akış hızının artması durumunda konsantrenin Fe_2O_3 tenörünü, çok az da olsa olumsuz yönde etkilediği anlaşılmaktadır. Ayrıca katı içeriğinin % 15'den % 20'ye ve daha sonra da % 25'e çıkmasıyla akış hızının ayırımı bozucu yöndeki etkisinin azaldığı görülmektedir. Buna göre katı içerikleri ve akış hızları arasında etkileşim olduğunu söylemek mümkündür.

Katı İçeriğinin Fe_2O_3 Tenörüne Etkisi

Önemli değişkenlerden biri olan besleme katı içeriklerinin sınama aralıklarının belirlenmesinde, deneylerde kullanılan Reichert spiralinin en düşük ve en yüksek çalışma katı içerikleri göz önünde bulundurularak %15, % 20 ve % 25 katı olmak üzere 3 farklı değer belirlenmiştir (Şekil 3). Şekil 3'ten de anlaşılacağı gibi, katı içeriği-

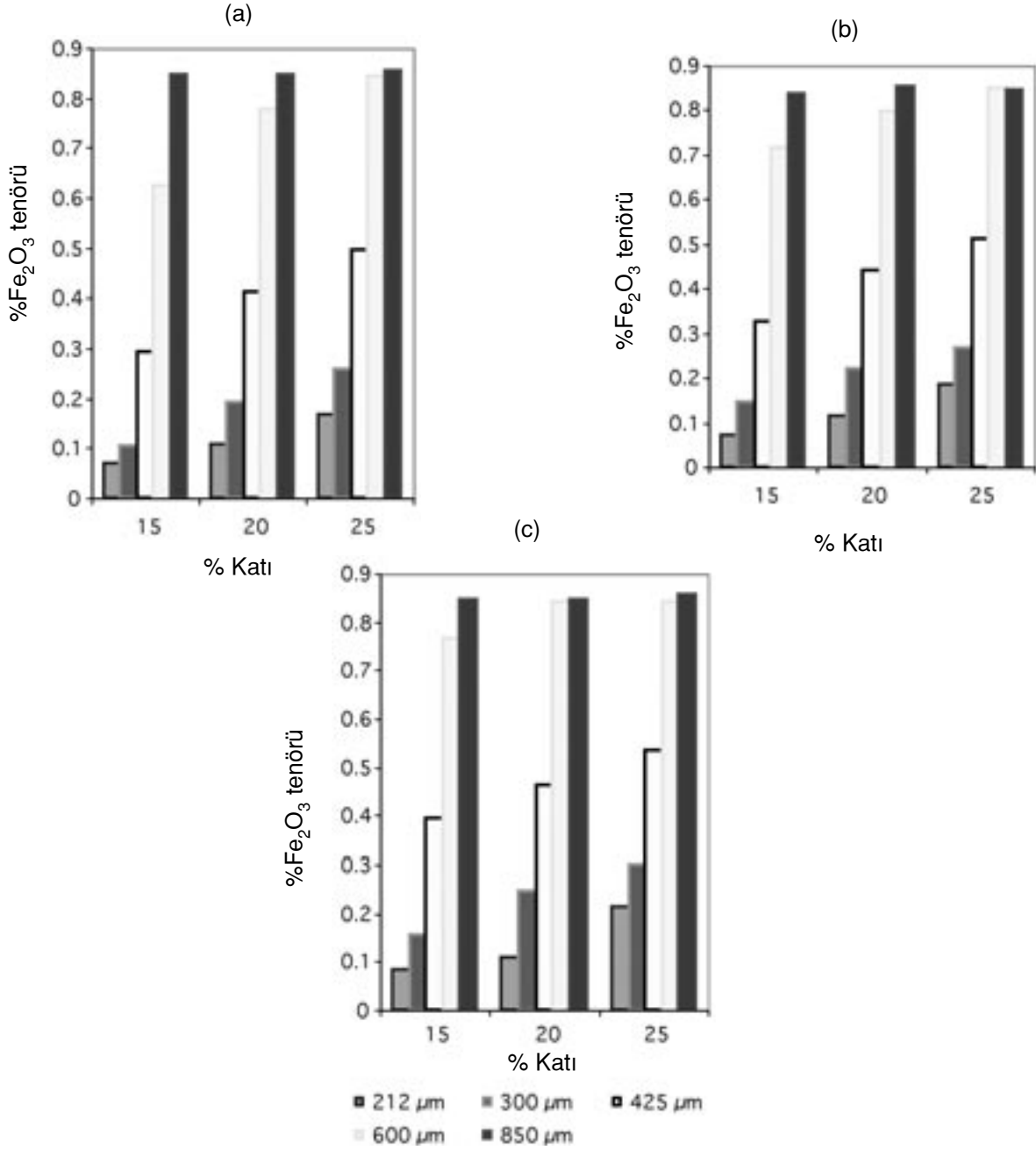


Şekil 2. (a) % 15, (b) % 20 ve (c) % 25 katı içeriğinde "akış hızı – tenör" ilişkisi.
Figure 2. Relationship between "flow rate and grade" at (a) 15, (b) 20, and (c) 25 % solids content.

nin Fe_2O_3 tenörüne etkisi her tane boyu fraksiyonu için çok fazla değişmemekle birlikte, katı içeriğindeki artışın Fe_2O_3 tenörü'nü olumsuz yönde etkilediği açıkça görülmektedir. Sınanan üç ayrı koşulda da özellikle $-850 \mu\text{m} + 74 \mu\text{m}$ fraksiyonunda beslemenin katı içeriğinin hiçbir etkisi olmamaktadır. Ayrıca bu fraksiyon için ayırım son derece başarısız olmaktadır.

Tane Boyunun Fe_2O_3 Tenörüne ve Fe_2O_3 Uzaklaştırma Verimine Etkisi

Spiral zenginleştirici ile yapılan deneylerin en önemli değişkenlerinden biri olan tane boyu değişkenlerinden biri olan tane boyu fraksiyonlarının belirlenmesinde, elde edilecek konsantrinin doğrudan cam sanayinde kullanılabileceği de düşünülmüştür. Bu nedenle, $-850 \mu\text{m} + 74 \mu\text{m}$, $-600 \mu\text{m} + 74 \mu\text{m}$, $-425 \mu\text{m} + 74 \mu\text{m}$,

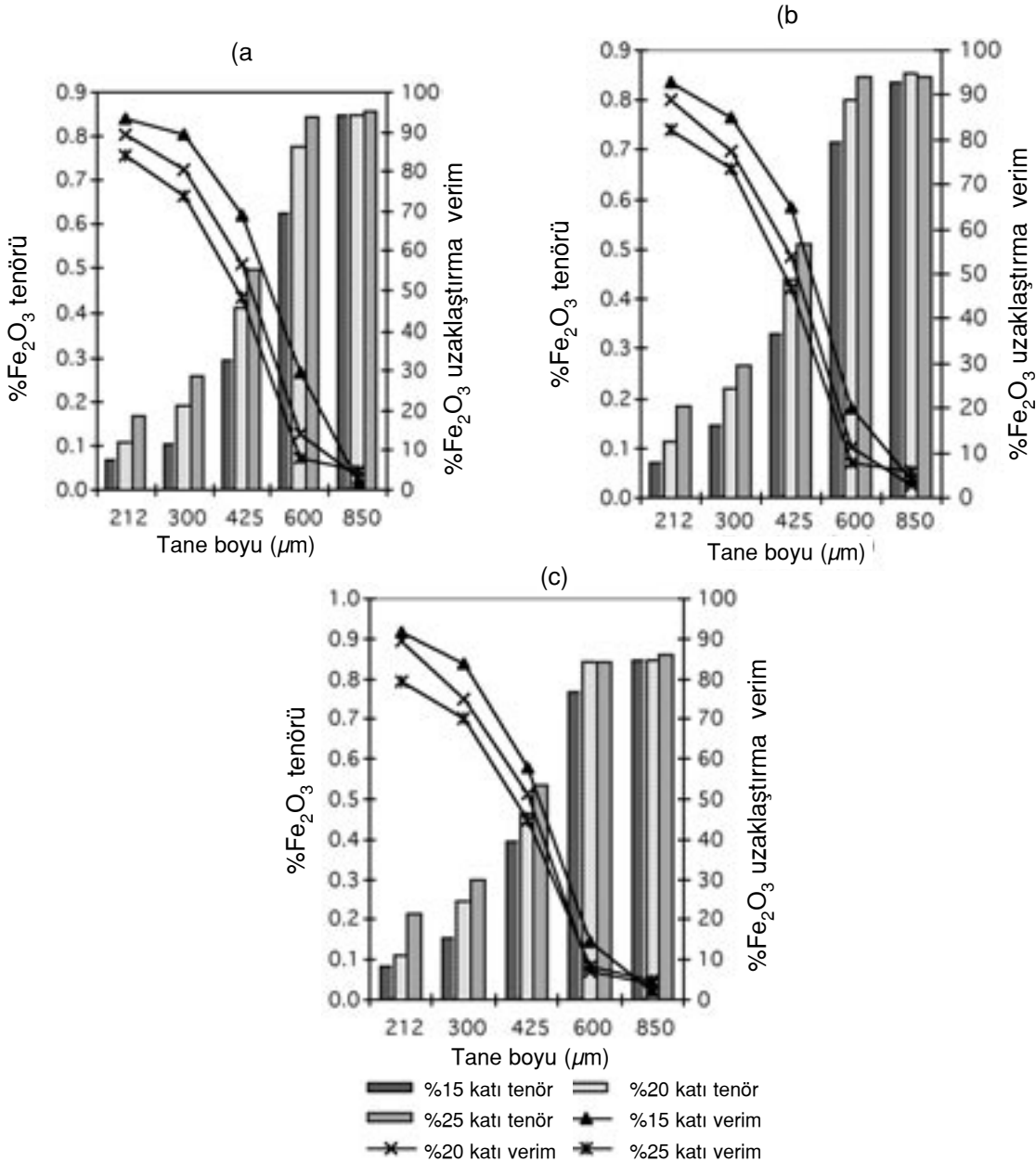


Şekil 3. (a) 1 lt/s, (b) 1.5 lt/s ve (c) 2 lt/s akış hızındaki “katı içeriği – tenör” ilişkisi.

Figure 3. Relationship between solids content and grade at (a) 1 lt/s, (b) 1.5 lt/s, and (c) 2 lt/s flow rate.

-300 μm + 74 μm , -212 μm + 74 μm olmak üzere 5 ayrı fraksiyon hazırlanarak tane boyunun ayırma etkisi geniş bir aralıkta incelenmiştir. Ayırım üzerindeki olumsuz etkisi çok iyi bilinen -74 μm fraksiyonunun ayrılması amacıyla hazırlanmış olan bütün örnekler kuru olarak elenmiş ve ayrılmıştır. 1lt/s, 1.5 lt/s ve 2 lt/s akış hızlarında tüm katı içerikleri için tane boyunun Fe_2O_3 uzaklaştırma verimi ve Fe_2O_3 tenörü'ne etkisi sırasıyla Şekil 4'te verilmiştir. Bu şekilden de an-

laşılacağı gibi, konsantrenin Fe_2O_3 tenörü ve uzaklaştırma verimi, tane boyunda ki değişim ile doğrudan ilişkilidir. Ancak, özellikle -212 μm + 74 μm ve -300 μm + 74 μm tane boyu fraksiyonlarında katı içeriklerindeki değişiminin de konsantrenin Fe_2O_3 tenörü ve uzaklaştırma verimi üzerinde etkisinin olduğu görülmektedir. Tane boyundaki artış uzaklaştırma verimini düşürürken, konsantrenin Fe_2O_3 tenörünü arttırdığı gö-



Şekil 4.(a)1 lt/s, (b) 1.5 lt/s ve (c) 2 lt/s akış hızındaki tane boyunun Fe_2O_3 tenörü ile uzaklaştırma verimine etkisi.
Figure 4. The effect of particle size to Fe_2O_3 grade and removing recovery at (a) 1 lt/s, (b) 1.5 lt/s, and (c) 2 lt/s flow rate.

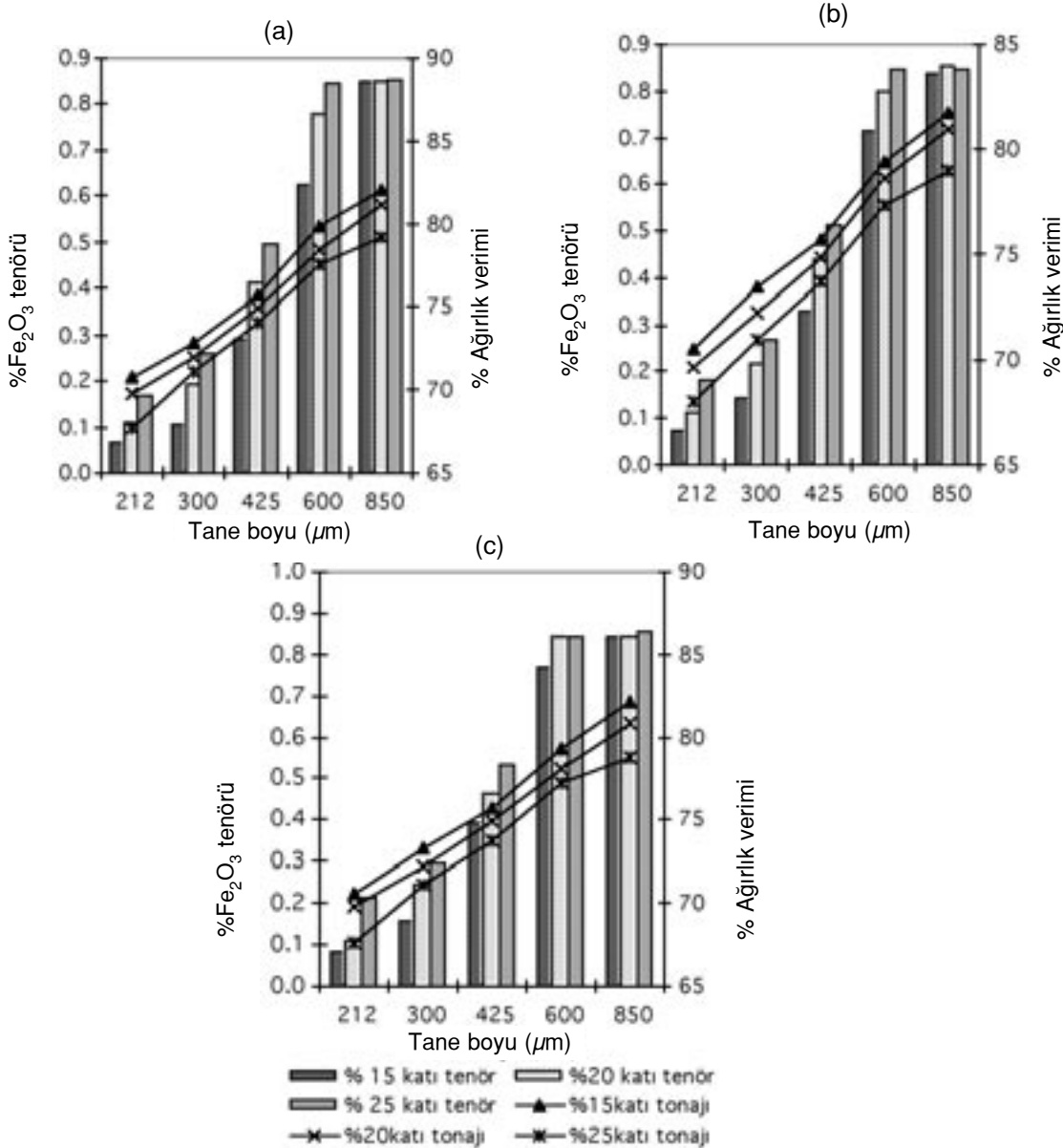
rılmaktadır. Aynı zamanda katı içeriğindeki artışın, yine tane boyunun artışına koşut olarak uzaklaştırma verimini düşürürken, konsantrenin Fe_2O_3 tenörünü artırdığı belirlenmiştir. Ancak akış hızındaki artışın ayırım üzerindeki etkisinin, diğer değişkenler göz önüne alındığında, çok anlamlı olmadığı görülmektedir.

Tane Boyunun Ağırlık Verimine ve Fe_2O_3 Tenörüne Etkisi

Spiral deneylerinde tane boyunun Fe_2O_3 tenörüne etkisi ile birlikte ağırlık verimine etkisinin

beraber incelenmesi, optimum koşulların belirlenmesi açısından son derece önemlidir. Böylelikle, Fe_2O_3 tenör değerlerine karşılık gelen beslemenin ağırlıkça ne kadarının konsantreye geldiği, değerlendirilerek en iyi ayırım koşulları belirlenebilir.

1 lt/s, 1.5 lt/s ve 2 lt/s akış hızlarında tüm katı içerikleri için tane boyunun Fe_2O_3 tenör ve ağırlık verimine etkisi sırasıyla Şekil 5'te verilmiştir. Buna göre, ince tane boyu fraksiyonlarında üç



Şekil 5. (a) 1 lt/s, (b) 1.5 lt/s ve (c) 2 lt/s akış hızındaki tane boyunun ağırlık verimi ile Fe_2O_3 tenörüne etkisi.
Figure 5. The effect of particle size to Fe_2O_3 grade and weight recovery at (a) 1 lt/s, (b) 1.5 lt/s, and (c) 2 lt/s flow rate.

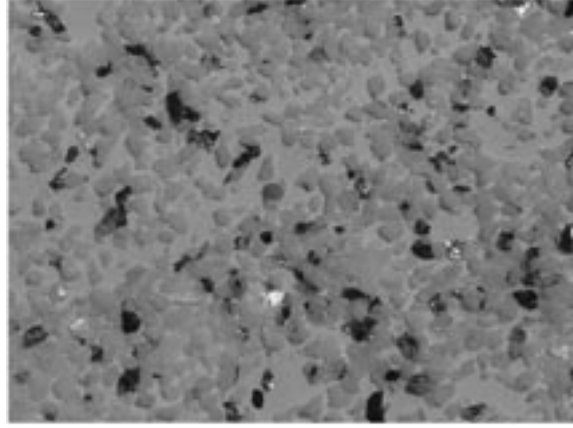
farklı katı içeriğinde % 0.10 – 0.25 arasında Fe_2O_3 tenör değerleri elde edilmesine rağmen, %70'ler seviyesinde düşük ağırlık verimleri elde edilmektedir. İnce tane boyu fraksiyonlarında ağırlık veriminin % 70'ler seviyesinde kalmasının başlıca nedeni, kademeli boyut küçültme çalışmalarına rağmen iri besleme örneklerine göre -74 μm malzeme miktarının yüksek oranda oluşmasından kaynaklanmaktadır. Çizelge 2 incelendiğinde, -74 μm malzeme olarak ayrılan ince tanelerin düşük mika içeriğinden dolayı demir içeriği de düşüktür. Dolayısıyla, bu kısımda nihai ürüne katılarak ağırlık veriminin belli oranda artırılması mümkün olabilir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada, mika minerallerinin feldispattan uzaklaştırılması amacıyla yerçekimiyle zenginleştirme yönteminin uygulanabilirliği araştırılmış, ayrıca tane boyu, katı içeriği, bıçak aralığı ve akış hızı gibi işlem değişkenlerinin ayırım üzerine etkileri incelenmiştir. Buna göre, tane boyunun ayırım üzerinde son derece etkili olduğunu söylemek mümkündür. -850 μm +74 μm ve -600 μm +74 μm tane boyu fraksiyonlarında ayırım etkisiz olmaktadır. Bu durum, serbestleşmeden kaynaklanan bir sorun değildir. Şekil 6'dan da görüleceği gibi, en iri fraksiyonda dahi serbestleşme gerçekleşmektedir. Ancak iri tane boylarında, mika minerallerinin ince pulsu yapısının ortaya çıkmaması, şekil farklılığının oluşmasına engel olmaktadır. Dolayısıyla, iri tane boylarında şekil farklılığına dayalı bir ayırım gerçekleşmemektedir. -425 μm +74 μm tane boyu fraksiyonunda ise, ayırım etkinliği artmakta ve -300 μm +74 μm ve -212 μm +74 μm tane boyu fraksiyonlarında son derece başarılı sonuçlar elde edilmektedir. Elde edilen demir tenörleri cam sanayii için gerekli olan sınırlar içerisinde kalmaktadır.

Beslemenin ağırlıkça katı içeriğinin tane boyuna göre ayırım üzerinde daha az etkili olmasına rağmen, katı içeriğinin artmasının ayırımı olumsuz yönde etkilediği özellikle iri tane boylarında tane boyu ile katı içeriği arasında bir etkileşimin olduğu sonucuna varılmıştır.

Akış hızındaki artışın ayırım üzerindeki etkisi, az da olsa, düşük katı içeriklerinde olumsuz yönde iken, katı içerikleri arttıkça anlamlı bir etkisinin kalmadığı sonucuna varılmıştır.



Şekil 6. - 850 μm + 74 μm fraksiyonu.
Figure 6. Fraction of -850 μm + 74 μm .

Bölücü bıçağın konumu, çok geniş bir sınaama aralığında etkili değildir. Spiral üzerinde geniş bir feldispat ve dış kısma yakın bir mika aralığı oluşmaktadır. Feldispat ve mika mineralleri arasındaki ayırım oldukça keskin olup, bir ara ürün oluşmaması ayırım sırasında bıçak konumunun ayarlanması, dolayısıyla kontrol açısından önemli avantajlar sağlamaktadır.

En iyi koşullarda elde edilen örnekler pişme deneylerine tabii tutulmuş, demirden kaynaklanan grillığın azaldığı, ancak titandan gelen pembe rengin korunduğu gözlenmiştir. Elde edilen örneklerin tamamında demir analizi yapılmış, ancak titan analizleri yapılmamıştır. Cevherdeki titan kaynağının genel olarak rutil ve sfen olduğu göz önüne alınırsa, titan içeriklerinde bir azalmanın beklenmediği, ancak bazı durumlarda özellikle biyotit mineralinin kristal kafeslerinde bulunan titanın mikanın ayrılmasıyla uzaklaştırabileceği de göz önünde bulundurulmalıdır.

Ayrıca, Çizelge 2 incelendiğinde, -74 μm altı fraksiyonunun demir içeriğinin önemli ölçüde düştüğü görülmektedir. Bunun nedeni, mikanın tabakalı yapısından dolayı iri boylarda kalmasından kaynaklanmaktadır.

Elde edilen konsantrenin demir içeriğinin cam sanayii için gerekli sınırlar içinde bulunmasından dolayı, flotasyon yöntemi kullanılarak titan mineralinin uzaklaştırılmasıyla seramik sanayii için gerekli olan demir ve titan tenörleri sağlanabilir. Böylece standart iki aşama flotasyondan bir aşama kaldırılmış olur.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmada kullanılan örneklerin temininde yardımcı olan Çine Akmaden A.Ş.'ye teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Adair, R., McDaniel, W.T., and Hudspeth, W.R. 1951. A new method for recovery of flake mica. *Mining Engineering*, 3, 252-254.
- Akar, A., 1994. Evaluation of Gördes Köprübaşı district feldspar industrial raw material deposits. *Progress in Mineral Processing Technology*. H. Demirel and S. Ersayın (eds.), *Proceedings of 5th International Mineral Processing Symposium, Turkey*, 243-249.
- Bayraktar, İ., Ersayın, S., and Gülsoy, Ö., 1998. Magnetic separation and flotation of albite ore. *Innovations in Mineral and Coal Processing*, S. Atak, G.Önal and M.S. Çelik (eds.), 315-318.

Bayraktar, İ., Ersayın, S., Gülsoy, Ö.Y., Ekmekçi, Z. ve Can, N.M., 1999. Temel seramik ve cam hammaddelerimizdeki (feldispat, kuvars ve kaolin) kalite sorunları ve çözüm önerileri. 3. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, İzmir, 22-33.

Bayraktar, İ., Gülsoy, Ö.Y., Can, N.M. ve Orhan, E.C., 2002. Feldispatların zenginleştirilmesi. 4. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, İzmir, 97-105.

Çelik, M.S., Can, İ., and Eren, R.H., 1998. Removal of titanium impurities from feldspar ores by new flotation collectors. *Minerals Engineering*, 11(12), 1201-1208.

Çelik, M.S., Pehlivanoğlu, B., Aslanbaş, A., and Asmatülü, R., 2001. Flotation of colored impurities from feldspar ores. *Minerals and Metallurgical Processing*, 18(2), 101-105.

Iverson, H.G., 1932. Separation of feldspar from quartz. *Engineering and Mining Journal*, 4, 227-229.



Implications of GPS-derived displacement, strain and stress rates on the 2003 Miyagi-Hokubu earthquakes

2003 Miyagi-Hokubu (Japonya) depremleri için GPS'ten elde edilen yer değiştirme, birim deformasyon ve gerilme hızlarının değerlendirilmesi

Ömer AYDAN

Tokai University, Department of Marine Civil Engineering, Shizuoka, JAPAN

ABSTRACT

Earthquake prediction has been an important field of research for years and some earthquake prediction projects such as the Tokai Earthquake Prediction Project in Japan and the Parkfield Earthquake Prediction Project in USA have been recently undertaken to progress on short-term prediction. As also shown by the author, the stress rates derived from the GPS deformation rates can be effectively used to locate the areas with high seismic risk. Furthermore, daily variations of derived strain-stress rates from dense GPS networks in Japan and USA may provide a high quality data to understand the behaviour of the earth's crust preceding earthquakes and also to predict the occurrence time of earthquakes. In this study, the method proposed by Aydan (2000) is applied to the daily GPS measurements in the northern part of Miyagi prefecture during the period between 1998 and 2003. Although the responses of deformation velocities of stations obtained from the GPS are not generally consistent with the plate tectonics model of the region, the regional strain and stress rates are in accordance with those expected from the faulting mechanism of the earthquakes. It is shown that the mean, maximum shear and disturbing stress rates can be quite useful for identifying the areas with high seismic risk in addition to tilting strains and associated stresses obtained in this article. They may be further useful for near future (in the order of months) earthquake prediction. However, they can not be used for the very near future (of the order of several hours to days) predictions unless the precision of measurements is substantially improved.

Key Words: Earthquake prediction, faulting mechanism, finite element method, global positioning system, Miyagi-Hokubu earthquakes.

ÖZ

Deprem tahmini uzun yıllardan beri çok önemli bir araştırma alanı olup, Japonya'da Tokai Deprem Tahmini Projesi ve ABD'de Parkfield Deprem Tahmin Projesi bu amaç için yürütülen projelerin belli başlılarıdır. Yazarın daha önceki bir makalesinde (Aydan, 2000) gösterildiği gibi, GPS yer kabuğu deformasyon ölçümlerinden elde edilen birim deformasyon ve gerilme hızlarını kullanarak deprem riskinin çok yüksek olabileceği alanların saptanabileceği kanıtlanmıştır. Japonya ve ABD'de yoğun GPS ağlarından elde edilen günlük ölçümlerden birim deformasyon ve gerilim hızları deprem öncesi yer kabuğunun davranışının anlaşılması ve deprem oluş zamanının kestirimi açısından oldukça yararlı olacaktır. Bu çalışmada ise, Aydan (2000) tarafından önerilen yöntem Japonya'da Miyagi vilayeti-nin kuzey kısmında 1998-2003 yılları arasında alınan günlük ölçümlere uygulanmıştır. GPS ölçümlerinden elde edilen deformasyonlar, bölgesel tektonik hareketlerle uyum içerisinde olmamakla birlikte, elde edilen birim deformasyon hızları ile gerilim hızları faylanma mekanizmasından beklenenlerle uyum içerisinde. Özellikle tanımlanan ortalama, en büyük maksal ve kırılabilirlik gerilim hızlarının deprem riskinin yüksek olduğu alanların saptanmasında oldukça yararlı olduğu bir kez daha kanıtlanmıştır. GPS yönteminin yakın gelecekte örneğin hafta ve ay mertebesinde deprem tahmininde kullanılabilir olduğuna şüphe yoktur. Bununla birlikte, çok yakın gelecekte başka bir deyişle saat mertebesinde deprem tahminine uygulanabilir olabilmesi için ölçüm hassasiyetinin oldukça artırılması gerekmektedir.

Anahtar Kelimeler: Deprem tahmini, faylanma mekanizması, sonlu elemanlar yöntemi, küresel konumlama sistemi, Miyagi-Hokubu depremleri.

Ö. Aydan

E-mail: aydan@scc.u-tokai.ac.jp

INTRODUCTION

Earthquake prediction has been an important field of research for years, that resulted some success on long-term and intermediate prediction but short-time prediction is still unpredictable. Thus, some earthquake prediction projects such as the Tokai Earthquake Project in Japan and the Parkfield Earthquake Project in USA have been recently undertaken to progress on short-term prediction. The recent Parkfield earthquake on September 28, 2004 validated the prediction methodology based on the recurrence concept.

If the stress state and the yielding characteristics of the earth's crust are known at a given time, one may be able to predict earthquakes with the help of some mechanical, numerical and instrumental tools. The stress rates derived from the GPS deformation rates can be effectively used to locate the areas with high seismic risk as proposed by Aydan et al. (2000). Thus, daily variations of derived strain-stress rates from dense continuously operating GPS networks in Japan and USA may provide a high quality data to understand the behaviour of the earth's crust preceding earthquakes.

In this study, an interpolation technique of finite element method proposed by Aydan (2000; 2003), which is briefly presented, is used to compute the strain rates and consequently stress rates in the plane tangent to the surface of the earth's crust from crustal deformations. This method is then applied to the GPS measurements in the Northern part of Miyagi Prefecture, where recently large earthquakes with a magnitude of 7.0 (May 26, 2003) and 6.2 (July 26, 2003) occurred. The stress rates for the area in the close vicinity of the epicenter of M6.2 earthquake are computed and compared with seismic activity, and their implications are discussed. In addition, the general tendency of deformation pattern obtained from the GPS measurements are discussed with that expected from the tectonic model of the prefecture.

THE METHOD FOR COMPUTING TANGENTIAL STRAIN AND STRESS RATES

The crustal strain rate components can be related to the deformation rates at an observation

point (x, y, z) through the geometrical relations (i.e. Eringen, 1980) as given below:

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_{xx} &= \frac{\partial \dot{u}}{\partial x}; \dot{\epsilon}_{yy} = \frac{\partial \dot{v}}{\partial y}; \dot{\epsilon}_{zz} = \frac{\partial \dot{w}}{\partial z}; \gamma_{xy} = \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} + \\ &\frac{\partial \dot{u}}{\partial y}; \gamma_{yz} = \frac{\partial \dot{w}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial z}; \gamma_{zx} = \frac{\partial \dot{w}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{u}}{\partial z} \end{aligned} \quad (1)$$

Where \dot{u} , \dot{v} and \dot{w} are displacement rates in the direction of x, y and z respectively. $\dot{\epsilon}_{xx}$, $\dot{\epsilon}_{yy}$ and $\dot{\epsilon}_{zz}$ are strain rates normal to the x, y and z planes and $\dot{\gamma}_{xy}$, $\dot{\gamma}_{yz}$, $\dot{\gamma}_{zx}$ are shear strain rates. The GPS measurements can only provide the deformation rates on the earth's surface (x (EW) and y (NS) directions) and it does not give any information on deformation rates in the z direction (radial direction). Therefore, it is impossible to compute normal and shear strain rate components in the vertical (radial) direction near the earth's surface. The strain rate components in the plane tangential to the earth's surface would be $\dot{\epsilon}_{xx}$, $\dot{\epsilon}_{yy}$ and $\dot{\gamma}_{xy}$. Additional strain rate components $\dot{\gamma}_{yz}$ and $\dot{\gamma}_{zx}$, which would be interpreted as tilting strain rate in this study, are defined by neglecting some components in order to make the utilization of the third component of deformation rates measured by GPS as follows:

$$\dot{\gamma}_{zx} = \frac{\partial \dot{w}}{\partial x}; \dot{\gamma}_{zy} = \frac{\partial \dot{w}}{\partial y} \quad (2)$$

Let us assume that the GPS stations re-arranged in a manner so that a mesh is constituted similar to the ones used in the finite element method. Figure 1 illustrates a simple case for triangular elements. Using the interpolation technique in the finite element method, the displacement in a typical element may be given in the following form for any chosen order of interpolation function:

$$\{\dot{u}\} = [N] \{\dot{U}\} \quad (3)$$

Where $\{\dot{u}\}$, $[N]$ and $\{\dot{U}\}$ are the deformation rate vector of a given point in the element, shape function and nodal displacement vector, respectively. The order of shape function $[N]$ can be chosen depending upon the density of observation points. The use of linear interpolation functions has been already presented elsewhere (Aydan, 2000 and 2003). From equations (1), (2) and (3), one can easily show that the follo-

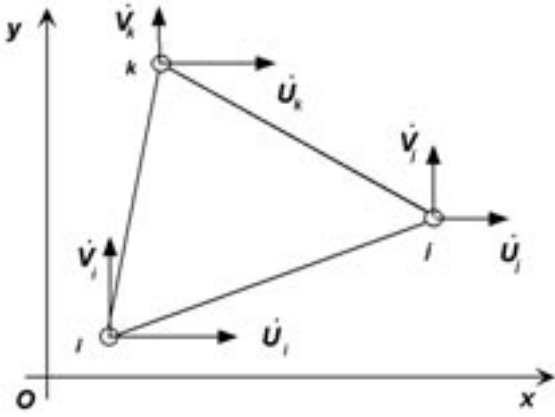


Figure 1. Coordinate system and the definition of displacement rates for a triangular element.
Şekil 1. Koordinat sistemi ve bir üçgen eleman için yer değiştirme hızlarının tanımı.

wing relation holds among the components of the strain rate tensor of a given element and displacement rates at nodal points.

$$\{\dot{\varepsilon}\} = [B]\{\dot{U}\} \quad (4)$$

Using the strain rate tensor determined from the Eq. 4, the stress rate tensor can be computed with use of a constitutive law such as Hooke's law for elastic materials, Newton's law for visco materials and Kelvin's law for visco-elastic materials (Aydan, 1997; Aydan and Nawrocki, 1998). In this particular study, Hooke's law is chosen and is written in the following form:

$$\begin{Bmatrix} \dot{\sigma}_{xx} \\ \dot{\sigma}_{yy} \\ \dot{\sigma}_{xy} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{\varepsilon}_{xx} \\ \dot{\varepsilon}_{yy} \\ \dot{\gamma}_{xy} \end{Bmatrix} \quad (5)$$

Where λ and μ are Lamé's constants, which are generally assumed to be $\lambda = \mu = 30$ GPa (Fowler, 1990). It should be noted that the stress and strain rates in Eq. (5) are for the plane tangential to the earth's surface. From the computed strain rate and stress rates, principal strain and stress rates and their orientations may be easily computed as an eigen value problem.

To identify the locations of earthquakes, one has to compare the stress state in the earth's crust at a given time with the yield criterion of the crust. The stress state is the sum of the

stress at the start of GPS measurement and the increment from GPS-derived stress rate given as:

$$\{\sigma\} = \{\sigma\}_0 + \int_{T_0}^t \{\dot{\sigma}\} dt \quad (6)$$

If the previous stress $\{\sigma\}_0$ is not known, a comparison for the identification of location of the earthquake can not be done. The previous stress state of the earth's crust is generally unknown. Therefore, Aydan et al. (2000) proposed the use of maximum shear stress rate, mean stress rate and disturbing stress for identifying the potential locations of earthquakes. The maximum shear stress rate, mean stress rate and disturbing stress rate are defined below:

$$\dot{\tau}_{\max} = \frac{\dot{\sigma}_1 - \dot{\sigma}_3}{2}; \dot{\sigma}_m = \frac{\dot{\sigma}_1 + \dot{\sigma}_3}{2}; \tau_d = |\dot{\tau}_{\max}| + \beta \dot{\sigma}_m \quad (7)$$

Where β may be regarded as a friction coefficient. It should be noted that one (vertical) of the principal stress rates is neglected in the above equation since it can not be determined from GPS measurements. The concentration locations of these quantities may be interpreted as the likely locations of the earthquakes as they imply the increase in disturbing stress. If the mean stress has a tensile character and its value increases, it simply implies the reduction of resistance of the crust.

GPS NETWORK

The GPS network of Japan, called GEONET, is probably the most extensive network in the world and is run by Japan Geographical Survey Institute. In this study, the number of stations was chosen as 6 and the area was divided into 5 elements as shown in Figure 2. The elements are denoted as MIY_WAK_YAM, WAK_ONA_YAM, ONA_OSH_YAM, OSH_RIF_YAM and RIF_MIY_YAM with the use of first three letters of the GPS stations in clock-wise. Yamoto station is the nearest station to the epicenter of the July 26, 2003 earthquake. The area chosen may be of great interest to understand the near field displacement and stress rate variations in the close vicinity of the epicentres of earthquakes.

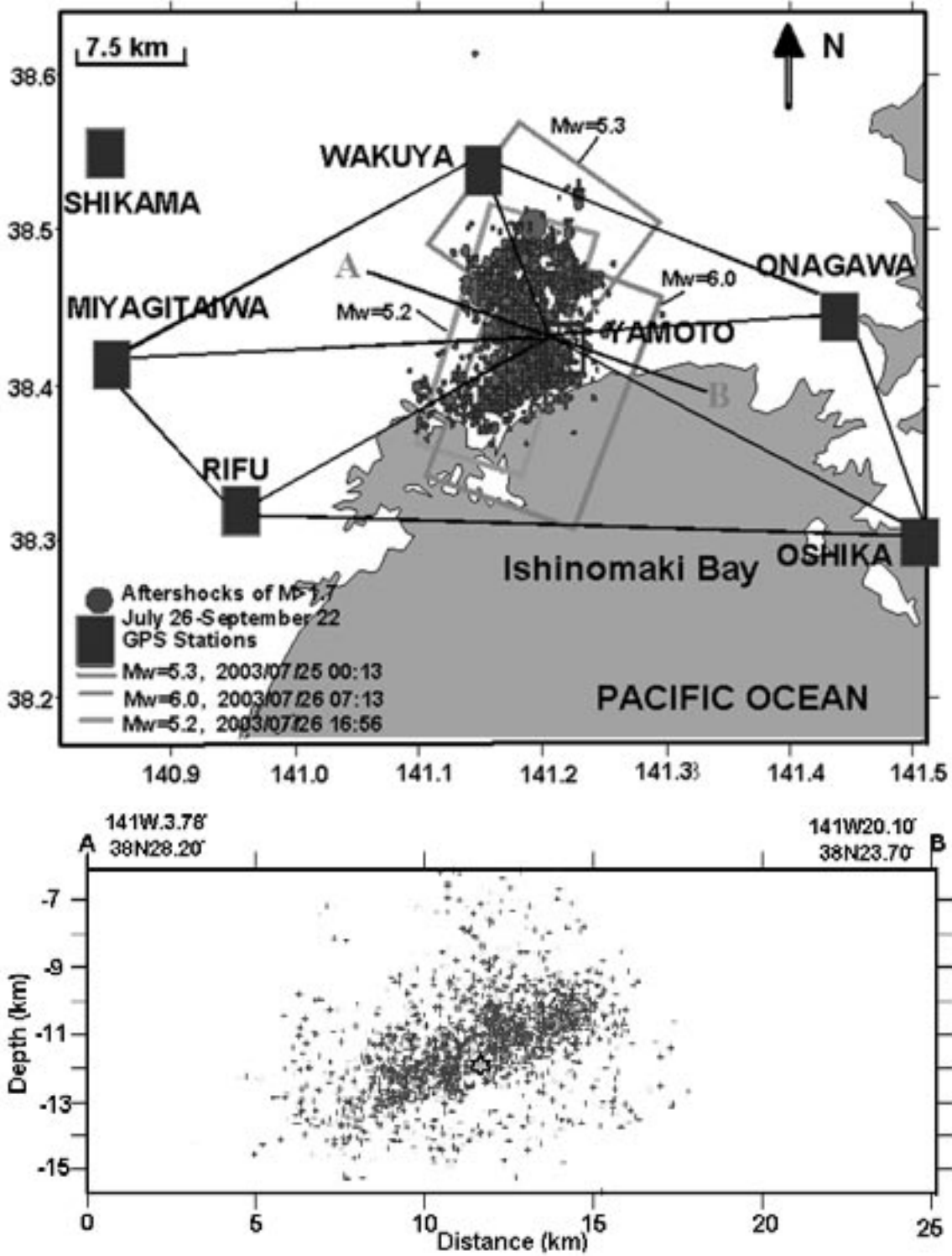


Figure 2. Seismicity map of the Nahanni fault zone for aftershocks with $M > 1.7$ between July 26, 2003 and September 22, 2003 (GPS stations and configuration of GPS mesh and a cross-section for aftershocks through the A-B) (after Öncel and Aydan, 2003).

Şekil 2. Eylül 22, 2002 ile Temmuz 26, 2003 tarihleri arasında $M > 1.7$ 'den büyük artçı depremlerin dağılımı (GPS istasyonları ve kullanılan GPS ağı ve A-B dorultusu boyunca artçıların izdüşümü) (Öncel ve Aydan 2003'ten).

CHARACTERISTICS OF THE MIYAGI EARTHQUAKE OF JULY 26, 2003

A series of earthquakes occurred in the northern part of Miyagi Prefecture of Japan on July 26, 2003 and these are officially named as Miyagi-Hokubu earthquakes. Table 1 gives the parameters of fault planes for largest foreshock and aftershock of the July 26 event. Figure 3 shows the faulting mechanism obtained by NIED and the normalised principal stresses associated with the earthquake inferred from the focal plane solutions using the author's method (Aydan et al., 2002). The faulting mechanism of the earthquake was caused mainly by a blind thrust fault with an almost NS strike and dipping towards west with an inclination of 30°- 45°. The maximum horizontal stress acts in the direction of N83W and the least principal stress is almost vertical. The earthquakes with magnitudes of 7.0 and 5.5 occurred on May 26 and July 26, 2003, respectively, had quite similar faulting mechanisms. Fault planes for largest foreshock, aftershock and mainshock are also shown in Figure 3.

PHYSICAL BACKGROUND FOR INTERPRETATION OF MEASURED GPS RESPONSES

Some rock mechanics laboratory tests and a numerical simulation of thrust faulting are described in this section in order to have some physical background for the interpretation of variables obtained from GPS measurements. Firstly, axial stress and axial strain responses measured during a compression test on a gypsum sample from Turkey is shown in Figure 4 (Aydan et al. 2003). The sample was subjected to a very complex loading history. The rock behaves elastically when the response is linear. However, if some fracturing starts to take place in the sample, the behaviour is no longer linear and some plastic strains occur upon unloading

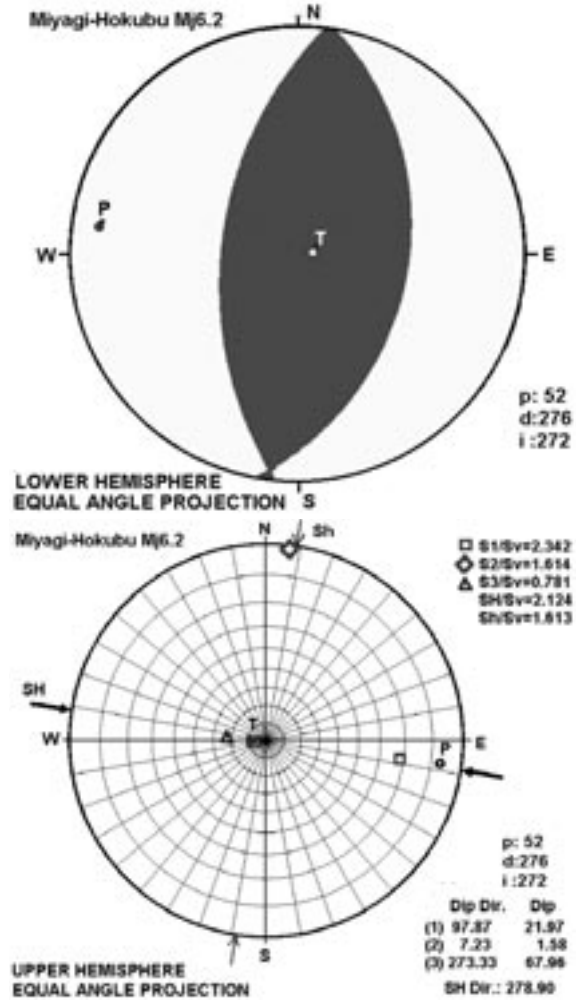


Figure 3. (a) Focal plane solution of July 26 Mj6.2 earthquake and (b) its associated stress field.

Şekil 3. (a) Temmuz 26 Mj6.2 depreminin faylanma mekanizması ve (b) ilişkin gerilme ortamı.

as noted in the figure. When rock approaches to failure, the axial strain starts to increase very rapidly.

Next, an experimental result for the response of a tuff sample subjected to a uniaxial compressi-

Table 1. Orientation of fault planes and model rupture parameters.
Çizelge 1. Fay düzlemlerinin eğimi, eğim yönü ve deprem parametreleri.

Event	Strike	Dip	Rake	L (km)	W (km)	M0 (x 10^{17} N-m)	Fault model reference	Location degree
7/25/2003	197	49	86	18	12	1.2	ERI	38.43N/141.17E
7/26/2003	201	42	102	18	15	14	ERI	38.40N/141.20E
7/26/2003	126	27	112	12	15	0.71	ERI	38.50N/141.20E

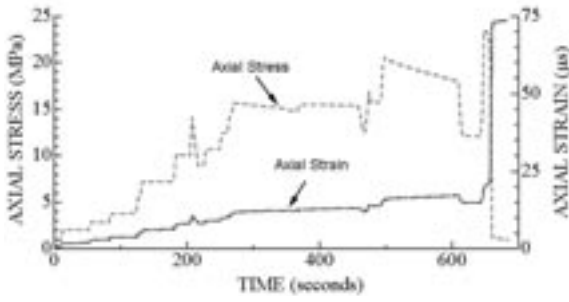


Figure 4. Mechanical responses of gypsum rock sample during uniaxial compression.

Şekil 4. Türkiye'den bir jips örneğinin tek eksenli sıkışma deneyi sırasındaki mekanik davranışı.

ve creep loading is shown in Figure 5 (Aydan et al., 1999). As seen in the figure, the axial strain shows an accelerating creep response and the rock sample fails following the linear creep stage. As noted in the results of the previous and this experiments, the failure is always associated with an accelerating strain or deformation response.

It is also known that the stick-slip tests have some relevance to the behaviour of earthquake faults (Jaeger and Cook, 1979). Figure 6a shows an example of a stick-slip experiment on a saw-cut surface of Ryukyu limestone blocks from Japan (Tokashiki and Aydan, 2003). It is of great interest that the stick-phase of deformation exhibits a linear deformation response and the slip behaviour is distinguished with a sharp offset of deformation. Figure 6b shows a close-up view of the response during the second slip event. As

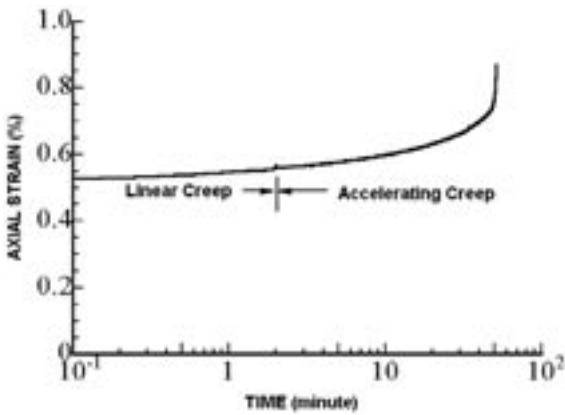


Figure 5. Creep response of Ürgüp (Turkey) tuff.

Şekil 5. Ürgüp (Türkiye) tufünün krip davranışı.

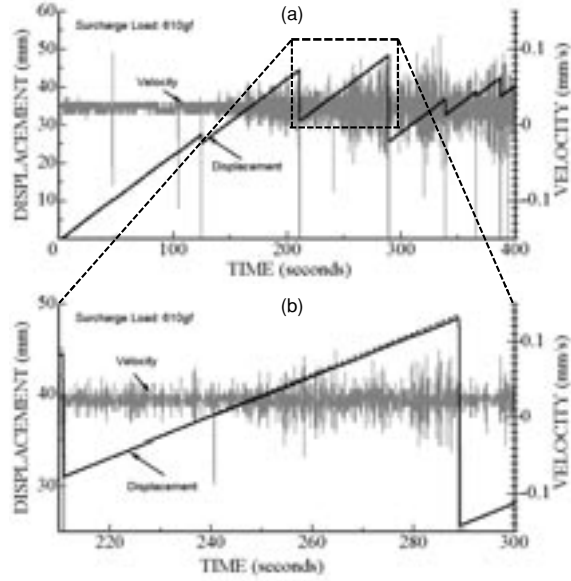


Figure 6. Stick-slip response of saw-cut Ryukyu (Japan) limestone blocks.

Şekil 6. Ryukyu (Japonya) kireçtaşı bloklarının kesik arayüzeyinin yapışma-kayma davranışı.

noted from the figure, the linear deformation response in stick phase tends to deviate from the linear behaviour before the slip. In other words, the velocity was no longer constant and it fluctuated before the slip took place.

As the faulting mechanisms of the Miyagi earthquakes were mainly thrust faulting, numerical simulations carried out by Aydan (2002) on the deformation responses of the faults during thrust faulting using Discrete Finite Element Method (DFEM) are referred herein to have some ideas on the expected ground deformations before, during and after the earthquake. Figure 7 shows the boundary conditions imposed on

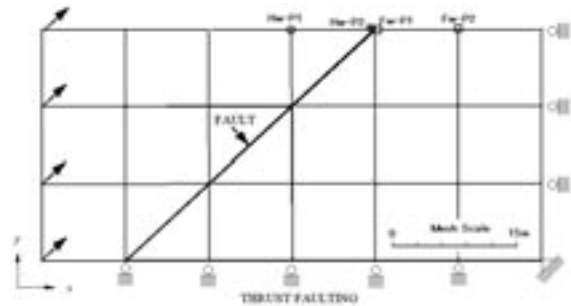


Figure 7. Finite element mesh used in DFEM analysis.

Şekil 7. DFEM analizinde kullanılan sonlu elemanlar ağı ve sınır koşulları.

the numerical faulting model. The numerical fault model was subjected to forced displacements of 100 mm horizontally and vertically along the vertical and horizontal boundaries of hanging wall side of the fault plane. In the same figure, four control points on the ground surface are selected. Figure 8 shows deformed configurations for different steps of the computation, which may be viewed as a fictitious time step. The first step corresponds the elastic response of the model. As noted from the figure, the ground surface is tilted and the whole body is compressed horizontally. However, once the fault starts to rupture near the lower boundary, the compressed footwall of the fault is relaxed and relative sliding starts to take place along the fault. Figure 9 shows the displacement responses of points on the hanging wall and footwalls following the initial elastic displacement. The elas-

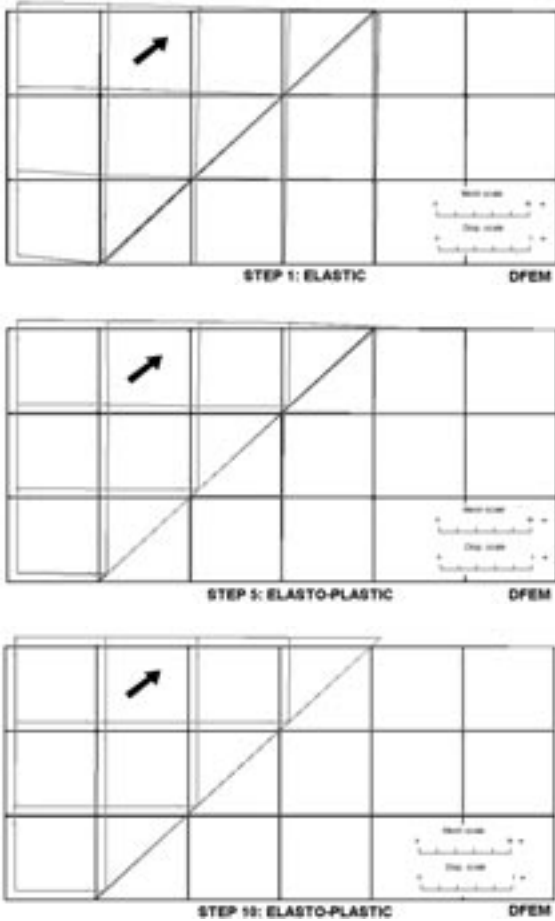


Figure 8. Deformed configurations during various computation steps.

Şekil 8. Değişik hesaplama aşamalarında yerdeğiştirme durumları.

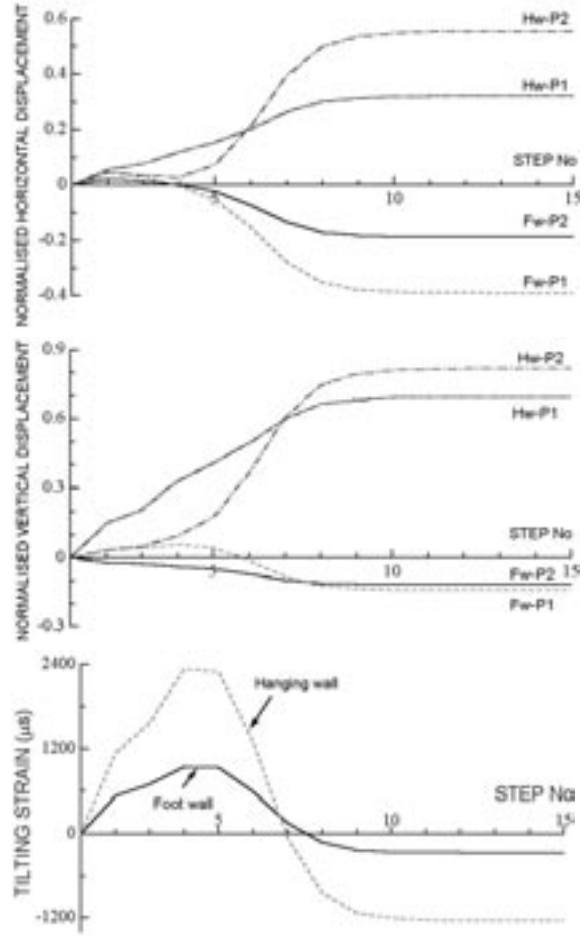


Figure 9. Responses of control points on the footwall, hanging wall and tilting strain.

Şekil 9. Taban ve tavan bloklarındaki kontrol noktalarının yerdeğiştirme davranışı ve eğilme birim deformasyonu.

tic displacement is subtracted from the displacement responses, and the resulting displacement is normalised by the forced displacement at the boundary. The normalised horizontal displacements of control points on the footwall decrease, while those of control points on the hanging wall increase as the fracture propagation progresses. Similar responses are also observed for the normalised vertical displacement of control points. The variation in displacements of the control points far from the fault plane is gradual while those of control points nearby the fault plane are sharp during the propagation of the fault. The tilting strain perpendicular to the strike of the fault decreases gradually as the compressed body is released from the forced displacement field.

GPS MEASUREMENTS AND THEIR EVALUATION

Displacement Rates

The expected deformation pattern for the faulting mechanism from the previous two-dimensional analysis implies that there should be contraction along perpendicular (EW direction) to the strike of the fault and the extension parallel to the fault strike (NS direction) due to Poisson effect. As for the vertical motion, the east side of the fault (denoted B in Figure 2) should be moving downward while the motion of its west side should be upward.

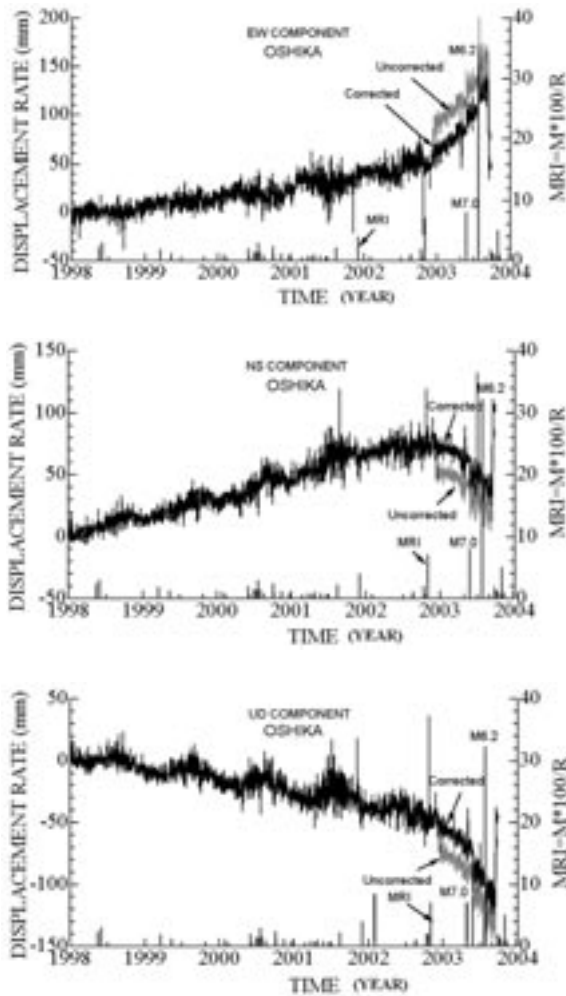


Figure 10. Uncorrected and corrected time series of displacement rates of Oshika GPS station.

Şekil 10. Oshika GPS istasyonunda düzeltilmemiş ve düzeltilmiş yerdeğiştirme miktarının zamana bağlı değişimi.

Figure 10 shows the displacement rates for Oshika GPS station versus time. The displacement rates presented in this study are obtained by subtracting the global coordinates of GPS stations with respect to those on the 1st January of 1998. The right vertical axis is defined as $MRI = M \times 100 / R$, in which M is magnitude, R is hypocenter distance (km). The index MRI may be an indicator of the effect of earthquakes on the region. In Figure 10, there are two time series plots of the deformation rates; one is for an uncorrected plot and the other is an corrected plot. The offsets in displacement rates of all stations were observed in December 2002. Nevertheless, there was no significant earthquake in the region within a radius of 500 km or worldwide during that period. If the measured GPS data are reliable, these should be corresponding to some silent crustal movements. However, the author have recently found out that these offsets were due to the antenna replacement of the GPS stations in the region in December 2002. Therefore, some corrections were done on the time series plot of the displacement rates for all GPS stations by taking into account the general trend of before and after the antenna replacement.

Figure 11 shows the time series plots of the corrected displacement rates for all GPS stations. Rifu and Miyagi-Taiwa stations on the hanging-wall of the causative fault while Oshika and Onagawa GPS stations are on its foot-wall block. Wakuya GPS station is almost at the north tip of the causative fault, while Yamoto GPS station is just on the fault. It is noted that there are some sinusoidal year-long fluctuations of the displacement rates. These fluctuations are due to the deformation of the earth due to its motion around the sun. The displacement rates of Yamoto and Oshika stations are the most striking ones and these stations move in the direction of SE after the beginning of 2003 while they subside as expected from the fault deformation before the release of stored mechanical energy by the earthquake. On the other hand, the rest of other GPS stations moves NW while they are uplifted. The deformation responses after the beginning of 2003 are similar to those in the accelerating stage of creep tests as discussed in the previous section.

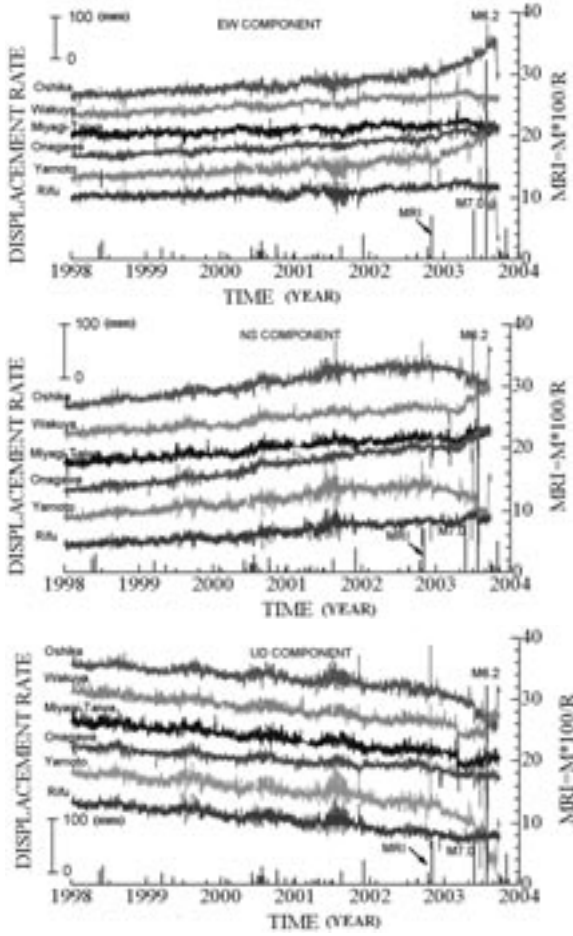


Figure 11. Corrected time series of displacement rates of all GPS stations.

Şekil 11. Bütün GPS istasyonunda düzeltilmiş yerdeğiştirme miktarının zamana bağlı değişimi.

Strain Rates

The interpretation of deformation velocity components of GPS stations becomes meaningless when they are considered individually. Therefore, the utilization of strain and stress rates is more meaningful as they are the indicators of the distribution of regional straining. The sign convention for strain rate tensor follows that of the continuum mechanics. Therefore, maximum principal stress rate has either an extensional character or the least compressive strain while minimum principal strain rate is vice versa. Figure 12 shows the maximum (tensile), minimum (compression) and maximum shear strains of each GPS element with time. It is of great interest that the year-long sinusoidal fluctuations observed in displacement responses almost di-

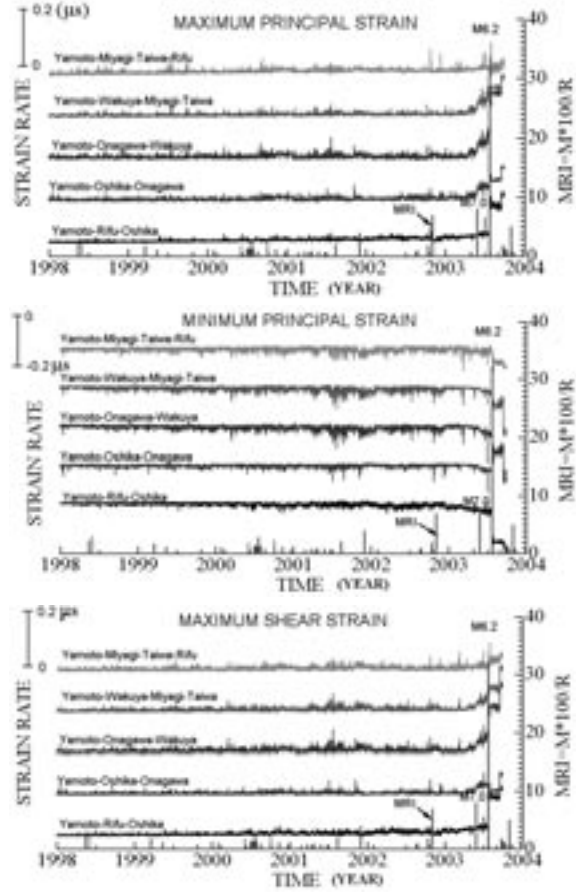


Figure 12. Time series of minimum, maximum principal and maximum shear strain rates of GPS elements.

Şekil 12. Bütün GPS elemanlarının en büyük, en küçük asal ve en büyük maksaslama birim deformasyonlarının zamana bağlı değişimi.

sappeared in the computed strain rates. In other words, if the strain rate concept is used, there is no need to consider the displacement component of the earth's crust due to the year-long motion of the earth around the sun.

The strain rate components of Yamoto-Rifu-Oshika element indicates a visible linear strain rate variation with time while strain variations of other GPS elements are not distinct at all. The strain rate high strain variations of Yamoto-Rifu-Oshika element become more apparent in October 2002. The epicenter of the main shock was located within this element. However, the strain rate components of the elements of Yamoto-Oshika-Onagawa, Yamoto-Onagawa-Wakuya and Yamoto-Wakuya-Miyagi-Taiwa started to change remarkably at the beginning of

May, 2003 and after M7.0 of Kinkazan earthquake on May 26, 2003, the strain rates of these element became greater with time. The high rate of variations after the M7.0 earthquake resulted in a series of earthquakes on July 26, 2003, called Miyagi-Hokubu earthquakes. As noted from the figure, extensional strain rates are larger than compressive strain rates. It is also noted that the maximum shear strain rates may be a good indicator of regional straining.

Figure 13 shows the tilting strain rates for all GPS elements. Since the element of Yamoto-Rifu-Oshika spans over both sides of the fault, the tilting strain components of this element are smaller than those of other elements. The tilting strain components of Yamoto-Onagawa-Wakuya and Yamoto-Wakuya-Miyagi-Taiwa are greater than those of other GPS elements. All strain rate components resemble accelerating creep strain responses particularly after the beginning of 2003. The strain rates are particularly accelerated following the M7.0 Kinkazan earthquake.

Stress Rates

First maximum and minimum principal stress rates and shear stress rate associated with tilting

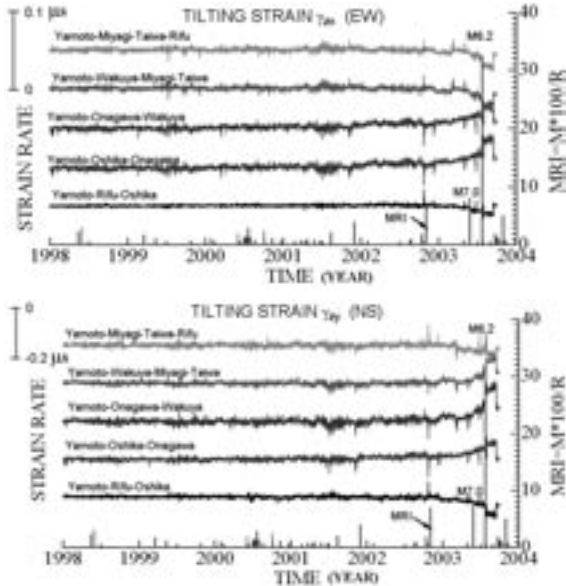


Figure 13. Time series of tilting strain rates of GPS elements.

Şekil 13. Eğilme birim deformasyonlarının zamana bağlı değişimi.

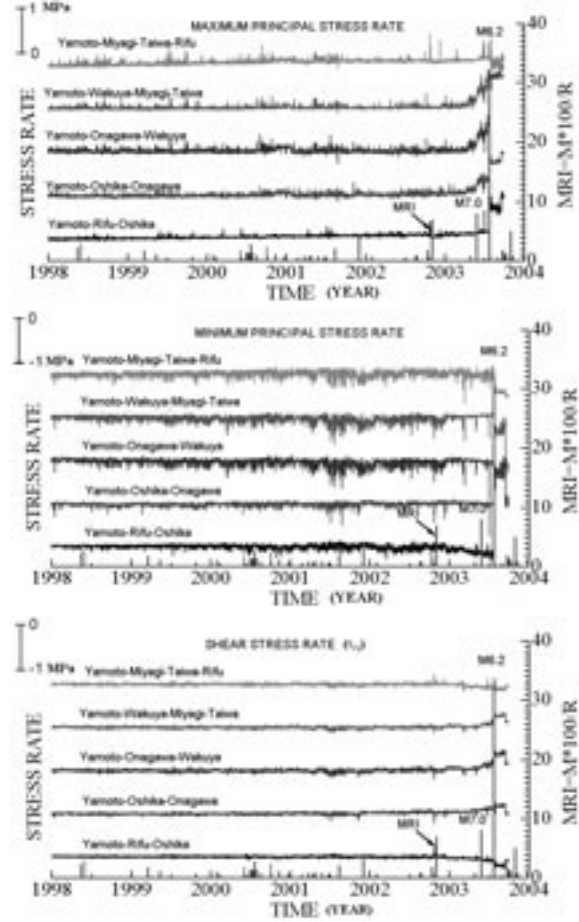


Figure 14. Time series of maximum, minimum principal stresses and shear stress associated with tilting strain rates of GPS elements.

Şekil 14. En büyük, en küçük asal ve eğilme makaslama gerilmelerinin zamana bağlı değişimi.

strains are shown in Figure 14. The sign convention for stress rate tensor follows that of the continuum mechanics. Therefore, maximum principal stress rate has either a tensile character or the least compressive stress while minimum principal stress rate is vice versa. The largest compressive stress rates occur almost in EW direction while the least compressive or tensile stress rates are aligned along NS direction. It is of great interest that a regional unloading occur before the earthquake since the maximum principal stress rate, which is of tensile character, increases while the minimum principal stress rate is almost constant. The time of remarkable variations are the same those stated for strain rates. The shear stress rates associated with tilting strains also indicate remarkable changes after the beginning of 2003.

Aydan et al. (2000) found better correlations among the stress rates given by Eq. (7) and earthquake occurrences. The characters of mean, maximum shear and disturbing stress rates have certain meanings for the interpretation of faulting mechanism and seismic risk of the regions. The mean, maximum and disturbing stress rates are computed and results are shown in Figure 15, using the stress rate definitions given by Eq. (7).

The stress rate components of Yamoto-Rifu-Oshika element indicates that remarkable stress variations started in October 2002 as noted in the previous sub-sections. However, the strain rate components of the elements of Yamoto-Oshika-Onagawa, Yamoto-Onagawa-Wakuya and Yamoto-Wakuya-Miyagi-Taiwa started to change remarkably at the beginning of May, 2003 about 1 month before the M7.0 Kinkazan earthquake that occurred on May 26,

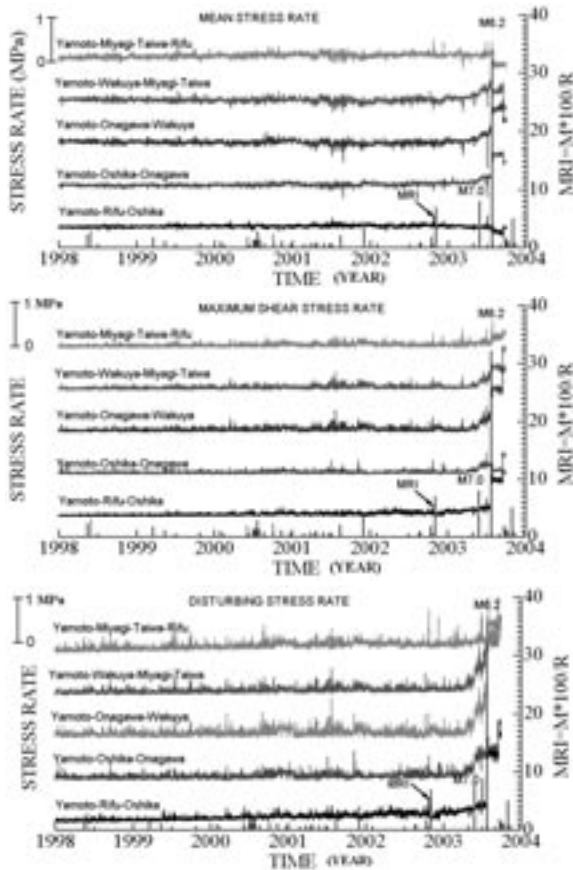


Figure 15. Time series of mean, maximum shear and disturbing stress rates of GPS elements.

Şekil 15. Ortalama, en büyük ve eğilme makaslama gerilmelerinin zamana bağlı değişimi.

2003. The high rate of variations continued after the M7.0 earthquake and resulted in July 26, 2003 Miyagi-Hokubu earthquakes. As noted from the figure, the variations of disturbing stress rates are greater than those of mean and maximum shear stress rates. This may indicate that the disturbing stress rate may be a good indicator of regional stress variations and precursors of following earthquakes.

As noted from Figure 15, large changes in mean, maximum shear and disturbing stress rates are observed following the M7.0 earthquake. Very large variations observed in computed stress rate components stations of all elements was first observed on February 26, May 26 and June 26. These events almost correspond to the moon phase and moon distance relative to the Earth as seen in Figure 16.

CONCLUSIONS

In this study, the principles of a method for the computation of strain and stress rates in a plane tangential to the earth's surface from GPS measurements are briefly presented. This method is then applied to the GPS measurements in the northern part of Miyagi Prefecture between 1998 and 2003. Although the response of deformation rates of the stations obtained from GPS measurements are not generally consistent with the plate tectonics model of the region, the regional strain and stress rates are in accordance with those expected from the faulting mechanism of the earthquakes.

As seen in the previous applications to the GPS measurement in Turkey (Aydan et al. 2000, Aydan 2003), the mean, maximum shear and disturbing stress rates can be quite useful for iden-

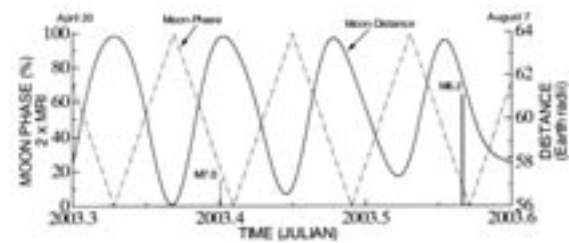


Figure 16. The variation of moon-distance and moon-phase between April 20 and August 7, 2003.

Şekil 16. 2003 yılında Nisan 20 ile Ağustos 7 arasında ayın uzaklığı ve durum değişimi.

tifying the areas with a high seismic risk. They may be further useful for near future (in the order of months) earthquake prediction. However, they can not be used for very near future predictions, say, in the order of several hours to days unless their sensitivity of measurements is substantially improved. Furthermore, the changing antenna and some artificial causes such as the releasing correct information on the exact positions of satellites operated by USA (i.e. offsets during Iraq war) may cause some undesirable offsets. If the earthquake predictions utilize GPS measurements, such offsets may result in false alerts.

ACKNOWLEDGEMENT

The author thanks Dr. Tetsuro Imakiire from GSI and Dr. Ali Öncel from JGS of Japan to help him with GPS data.

REFERENCES

- Aydan, Ö., 1997. Dynamic uniaxial response of rock specimens with rate-dependent characteristics. Proceedings of the South African Rock Engineering Symposium, Johannesburg, SARES'97, 322-331.
- Aydan, Ö., 2000. Annual strain rate and stress rate distributions of Turkey from GPS Measurements, *Yerbilimleri*, 22, 21-32.
- Aydan, Ö., 2002. Actual observations and numerical simulations of surface fault ruptures and their effects on engineering structures. 8th Workshop on Earthquake Resistant Design of Lifeline Facilities and Countermeasures against Liquefaction, Tokyo, Japan.
- Aydan, Ö., 2003. The earthquake prediction and earthquake risk in Turkey and the applicability of global positioning system (GPS) for these purposes. Turkish Earthquake Foundation, TDV/KT 024-87, 1-73 (in Turkish).
- Aydan, Ö., and Nawrocki, P., 1998. Rate-dependent deformability and strength characteristics of rocks. Proceeding of the International Symposium on the Geotechnics of Hard Soils-Soft Rocks, Napoli, 1, 403-411.
- Aydan, Ö., Ulusay, R. Yüzer, E., Erdoğan, M., and Kawamoto, T., 1999. A research on the living environment of Derinkuyu Underground City, Central Turkey. (MONBUSHO Research Project No: 09044154) (in Japanese).
- Aydan, Ö., Kumsar, H., and Ulusay, R., 2000. The implications of crustal strain-stress rate variations computed from GPS measurements on the earthquake potential of Turkey. International Conference of GIS on Earth Science and Applications. ICGESA'2000, Menemen (on CD).
- Aydan, Ö., Kumsar, H and Ulusay, R., 2002. How to infer the possible mechanism and characteristics of earthquakes from the striations and ground surface traces of existing faults, *JSCE, Earthquake and Structural Engineering/Earthquake Engineering*, 19 (2), 199-208.
- Aydan, Ö., Tokashiki, N., Ito, T., Akagi, T., Ulusay, R., and Bilgin, H. A., 2003. An experimental study on the electrical potential of non-piezoelevtrik geomaterials during fracturing and sliding, Proceeding of the 9th ISRM Congress, South Africa, 73-78.
- Eringen, A.C., 1980. *Mechanics of Continua*, R.E. Krieger Pub. Co., New York.
- Fowler, C.M.R., 1990. *The solid earth - An introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Jaeger, J.C and Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*, 3rd Edition, 593 pp. Chapman and Hall, London.
- Öncel, A., and Aydan, Ö., 2003. Variations in GPS-derived displacement and stresses during the 2003 Miyagi earthquakes. Proceeding of the International Colloquium on Instrumentation and Monitoring of Landslides and earthquakes in Japan and Turkey, Koriyama, (H. Tano and Ö. Aydan (eds.)), 81-90.
- Tokashiki, N., and Aydan, Ö., 2003. Characteristics of Ryukyu Limestone and its utilization as a building stone in historical and modern structures. Proceeding of the International Symposium on Industrial Minerals and Building Stones, Istanbul, 311-318.



Güncel bir foraminifer; *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

A Recent foraminifer; Amphicoryna scalaris (Batsch)

Engin MERİÇ¹, Niyazi AVŞAR², Fulya BERGİN³

¹ İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 34470 Vefa, İSTANBUL

² Çukurova Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330 Balcalı, ADANA

³ Boğaziçi Üniversitesi, Kültür Mirası Müzesi, 34342 Bebek, İSTANBUL

ÖZ

Bu çalışmada; Doğu Ege Denizi'nde, Saros Körfezi ile Marmaris Körfezi arasında kalan alanda 40 noktada bulunmuş olan *Amphicoryna scalaris* (Batsch) mikrosferik ve makrosferik fertlerinin özellikleri sunulmuş, ayrıca kavkı gelişmesinde gözlenen özellikler ortaya konulmuştur. Çalışmanın amacı; ender olarak rastlanılan *Amphicoryna scalaris* (Batsch) mikrosferik fertlerinin Korsika Adası çevresi, Napoli Körfezi ve Adriyatik Denizi'nde olduğu gibi, Doğu Ege Denizi'nde de nadiren bulunduğunu, üst ve alt sirkalitoral ile üst ve alt epibatyal zonlarda yaşadığını ortaya koymaktır.

Anahtar Kelimeler: *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Doğu Ege Denizi, foraminifer, makrosferik birey, mikrosferik birey.

ABSTRACT

In this study microspheric and macrospheric individuals of Amphicoryna scalaris (Batsch) collected from 40 stations located between the Gulf of Saros and Marmaris Bay in the Eastern Aegean Sea. Some differences in the test development were observed. The purpose of this study is to prove that the presence of the microspheric individuals of the Amphicoryna scalaris (Batsch) is also rare in the Eastern Aegean Sea, as is around the Corsica Island, Gulf of Naples and Adriatic Sea.

Key Words: *Amphicoryna scalaris (Batsch), Eastern Aegean Sea, foraminifer, macrospheric individual, microspheric individual.*

GİRİŞ

Amphicoryna scalaris, ilk kez Batsch tarafından 1791'de *Nautilus (Ortoceras) scalaria* olarak adlandırılmış, daha sonra 1881'de bu cinsin adı Schlumberger tarafından *Amphicoryna* olarak değiştirilmiştir. Bu cins ve tür ile ilgili olarak günümüze değin çeşitli araştırmacılar tarafından çok sayıda çalışma yapılmıştır (Parker ve Jones, 1865; Brady, 1884; Cushman, 1913 ve 1921; Asano, 1938; Buchner, 1940; Parker, 1958;

Barker, 1960; Hofker, 1960; Daniels, 1970; Le Calvez, 1974; Bizon ve Bizon, 1984; Loeblich ve Tappan, 1988; Cimerman ve Langer, 1991; Hatta ve Ujii, 1992; Sgarrella ve Moncharmont-Zei, 1993; Yassini ve Jones, 1995; Avşar, 2002; Meriç vd., 2004a ve 2004b). Söz konusu foraminifer, Doğu Ege Denizi'nde kuzeyde Saros Körfezi ile güneyde Marmaris Körfezi arasında kalan alanda farklı derinliklerden derlen-

miş olan 40 örnekte gözlenmiştir (Şekil 1 ve 2). Örneklerin alınmış olduğu derinlikler Çizelge 1'de verilmiştir.

SİSTEMATİK ÖZELLİKLER

Ordo LAGENIDA Lankester, 1885

Üstfamilya NODOSARIACEA Ehrenberg, 1838

Familya Vaginulinidae Reuss, 1860

Altfamilya Marginulininae Wedekind, 1937

Cins *Amphicoryna* Schlumberger, 1881 (Milne-Edwards, 1881'den)

Amphicoryna scalaris (Batsch), 1791

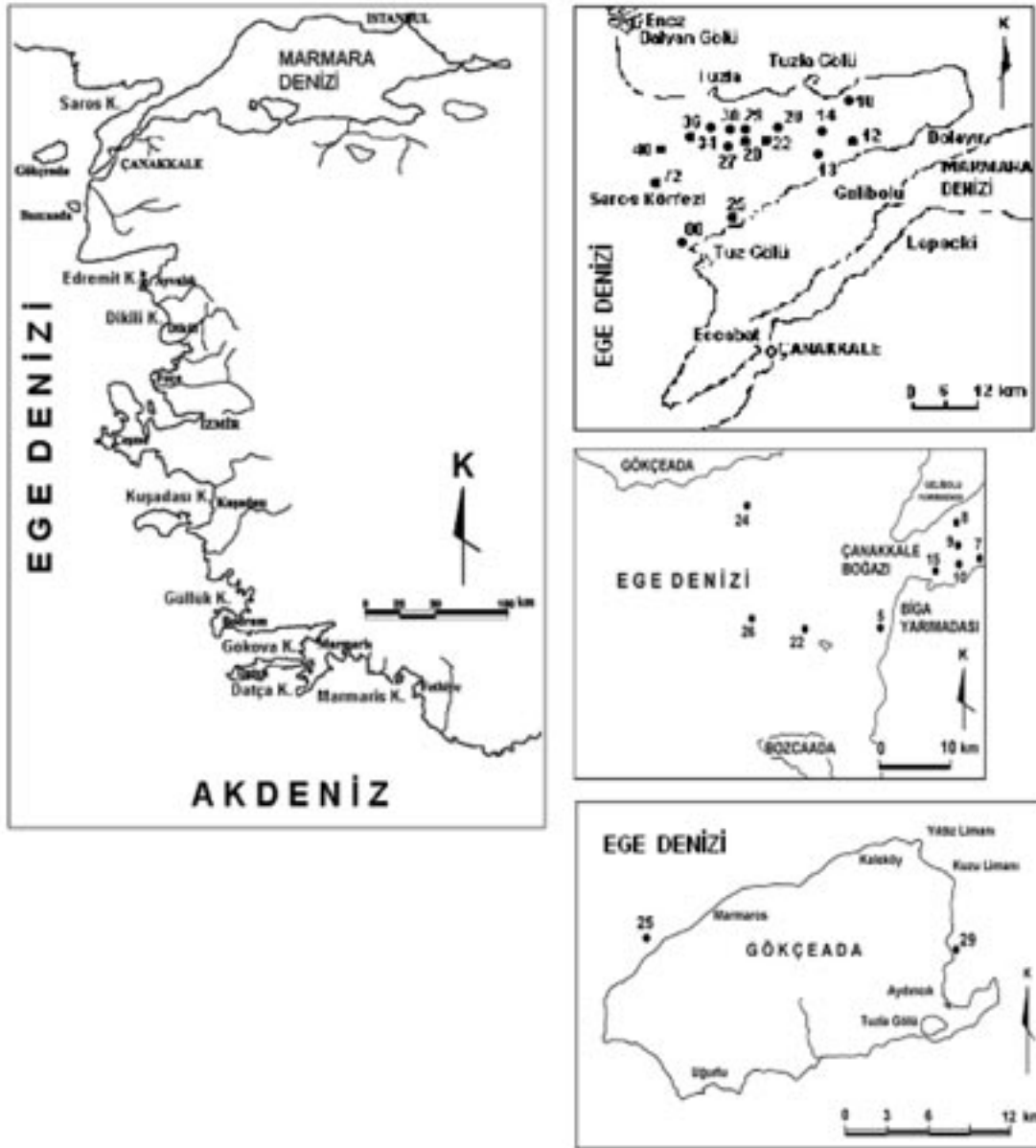
(Levha 1, şekil 1-13; Levha 2, şekil 1-10; Levha 3, şekil 1-11)

1791 *Nautilus (Ortoceras) scalaria*, Batsch, s. 91, Levha 2, şek. 4 a-b.

1865 *Nodosaria scalaris* (Batsch), Parker ve Jones, s. 340, Levha 16, şek. 2.

1884 *Nodosaria scalaris* (Batsch), Brady, s. 510, Levha 63, şek. 28-31.

1913 *Nodosaria scalaris* (Batsch), Cushman, s. 58, Levha 24, şek. 7.



Şekil 1. Saros Körfezi, Gökçeada, Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale Üçgeni örnekleme noktaları bulduru haritası.
Figure 1. Map of sampling locations (Gulf of Saros, Gökçeada, Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale Triangle).

Çizelge 1. Örnek noktalarının derinlikleri ve koordinatları.
Table 1. Depths and coordinates of the sampling locations.

Örnek No.	Derinlik (m)	ENLEM	BOYLAM	Örnek No.	Derinlik (m)	ENLEM	BOYLAM
Saros 10	68.50	40° 35' 76"	26° 34' 00"	G.B.Ç. 8	58.00	40° 03' 80"	26° 16' 60"
Saros 12	214.70	40° 31' 13"	26° 35' 50"	G.B.Ç. 9	72.00	40° 02' 20"	26° 16' 80"
Saros 13	156.00	40° 28' 90"	26° 31' 85"	G.B.Ç. 10	57.00	40° 02' 20"	26° 17' 00"
Saros 14	84.00	40° 32' 77"	26° 30' 44"	G.B.Ç. 15	47.00	40° 00' 80"	26° 14' 50"
Saros 20	92.00	40° 32' 52"	26° 23' 64"	G.B.Ç. 22	45.00	39° 57' 00"	26° 02' 00"
Saros 22	118.50	40° 31' 23"	26° 33' 01"	G.B.Ç. 24	56.00	40° 04' 70"	25° 56' 60"
Saros 25	188.00	40° 23' 00"	26° 19' 70"	G.B.Ç. 26	72.00	39° 57' 80"	25° 56' 80"
Saros 27	144.80	40° 30' 85"	26° 18' 63"	Kuşadası 3	113.00	38° 09' 25"	26° 18' 06"
Saros 28	115.50	40° 31' 41"	26° 19' 70"	Kuşadası 4	226.00	38° 04' 78"	26° 27' 39"
Saros 29	92.00	40° 32' 33"	26° 19' 63"	Kuşadası 5	137.00	38° 06' 52"	26° 34' 28"
Saros 30	90.50	40° 32' 19"	26° 18' 32"	Kuşadası 8	29.00	37° 27' 11"	27° 12' 24"
Saros 34	82.00	40° 32' 00"	26° 15' 47"	Gökova 5	34.50	36° 48' 71"	27° 51' 62"
Saros 36	74.00	40° 31' 50"	26° 13' 59"	Gökova 7	198.00	36° 46' 37"	27° 24' 55"
Saros 40	77.30	40° 30' 06"	26° 09' 04"	Datça 1	252.30	36° 40' 25"	27° 42' 78"
Saros 72	500.00	40° 26' 40"	26° 09' 15"	Datça 3	139.50	36° 43' 21"	27° 46' 68"
Saros 80	98.00	40° 20' 30"	26° 13' 00"	Datça 9	147.00	36° 38' 39"	28° 02' 31"
Gökçeada 25	25.00	40° 11' 00"	25° 42' 15"	Marmaris 1	106.40	36° 32' 98"	28° 00' 20"
Gökçeada 29	11.00	40° 10' 23"	25° 58' 44"	Marmaris 2	79.10	36° 35' 13"	28° 04' 40"
G.B.Ç. 5	49.50	39° 39' 11"	26° 05' 57"	Marmaris 4	71.80	36° 40' 89"	28° 11' 87"
G.B.Ç. 7	18.00	40° 02' 00"	26° 19' 90"	Marmaris 5	128.80	36° 38' 39"	28° 13' 80"

G.B.Ç.: Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale.

1921 *Nodosaria scalaris* (Batsch), Cushman, s. 199, Levha 35, şek. 6
 1938 *Lagenonodosaria scalaris* (Batsch), Asano, s. 210, Levha 25, şek. 28; Levha 27, şek. 11-13.
 1940 *Nodosaria scalaris* (Batsch), Buchner, Levha 1, şek. 1-19.
 1958 *Lagenonodosaria scalaris* (Batsch), Parker, s. 258, Levha 1, şek. 32-33.
 1960 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Barker, Levha 63, şek. 28-31.
 1960 *Nodogenerina scalaris* (Batsch), Hofker, s. 244, şek. 63-65.
 1970 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), v. Daniels, s. 78, Levha 4, şek. 4.
 1974 *Nodosaria striaticollis* (d'Orbigny), Le Calvez, Y., s. 32, Levha 8, şek. 1-5.
 1984 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Bizon ve Bizon, Levha 8, şek. 1-4.
 1988 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Loeblich ve Tappan, s. 410, Levha 450, şek. 11-14.
 1990 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Meriç ve Sakıncı, s. 14, Levha 3, şek. 9 a-b.
 1991 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Cimerman ve Langer, s. 52, Levha 54, şek. 1-9.
 1992 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Hatta ve Ujii, s. 166, Levha 21, şek. 8 a-b.
 1993 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Sgarrella

ve Moncharmont-Zei, s. 191, Levha 11, şek. 2-3.

1995 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Yassini ve Jones, no. 290, s. 228, şek. 598.

2002 *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Avşar, s. 64, Levha 2, şek. 8-9.

2004 a *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Meriç vd., s. 10, Levha 5, şek. 2.

2004 b *Amphicoryna scalaris* (Batsch), Meriç vd., s. 125, Levha 19, şek. 2-7.

Kavkı ince ve uzun bir şekildedir. Makrosferik bireylerde kavkının alt kısmında ince bir diken bulunur (Levha 3, Şekil 6a, 7a ve 7b). İlk locayı tek sıra halinde sıralanmış ve şişkin görünüm sunan localar izler. Bu locaların sayısı, bireylere göre 3-5 arasında değişir (Levha 1, Şekil 6-13; Levha 2, Şekil 1-8; Levha 3, Şekil 1-11). Mikrosferik bireylerde ise, kavkının başlangıcında kama gibi kıvrık ve kalın bir uzantı yer alır (Levha 1, Şekil 1-5) (Bizon ve Bizon, 1984; Levha 8, Şekil 1 ve 4; Cimerman ve Langer, 1991; Levha 54, Şekil 1-4; Sgarrella ve Moncharmont-Zei, 1993; Levha 11, Şekil 3; Meriç vd., 2004 b; Levha 19, Şekil 6 ve 7). Bunu astakolus döngüde sıralanmış olan localar izler. Bu locaların şekilleri makrosferik bireylerinki ile benzerlik taşır. Her iki tipte localar üzerinde düzgün sıralanmış boyuna kalın kotlar bulunmaktadır. Ağız uzun



Şekil 2b. Kuşadası Körfezi, Gökova Körfezi, Datça Körfezi ve Marmaris Körfezi örnekleme noktaları bulduru haritası

Figure 2b. Map of sampling locations (Gulf of Kuşadası Gulf of Gökova, Gulf of Datça and Marmaris Bay).

bir boynun üzerinde yer alır ve ışınal özelliktedir. Ayrıca, boyun üzerinde birbirine paralel ve ardışık yatay süsler bulunur (Levha 1, Şekil 6b, 10b, 12b; Levha 2, Şekil 1b, 4b, 6b, 9, 10; Levha 3, Şekil 6b).

Amphicoryna scalaris (Batsch) Tirhen Denizi güneyinde, Vulcano Adası'nın kuzeybatısında 130-210 m (Cimerman ve Langer, 1991), Napoli Körfezi'nde 13-60 m (Sgarrella ve Moncharmont-Zei, 1993), Orta Adriyatik Denizi'nde

180 m (Cimerman ve Langer, 1991), Kuzeybatı Akdeniz'de 320-480 m ve en fazla 600 m'den daha derinde (Bizon ve Bizon, 1984), Doğu Akdeniz'de 995 m altındaki derinlikler de (Parker, 1958), Doğu Ege Denizi'nde 11-500 m arası derinliklerde (Meriç vd., 2004 a ve 2004 b), kuzeybatı Pasifik'deki Iriomote Adası'nın güneydoğusunda 250 m (Hatta ve Ujiie, 1992) gibi infralitoral, alt ve üst sirkalitoral ile ender olarak alt-üst epibatyal zonlarda yaşamını sürdürür.

SONUÇLAR

Akdeniz'deki farklı yerlerde ve farklı derinliklerde sıkça gözlenen *Amphicoryna scalaris* (Batsch) türü, mikrosferik ve makrosferik bireyler ile temsil edilir. Çeşitli bölgelerde gözleendiği üzere, Doğu Ege Denizi'nde Türkiye kıyılarında da bu türe ait mikrosferik bireylere ender olarak rastlanılmıştır. Makrosferik bireylerde kavkıyı oluşturan localar başlangıçtan itibaren düzenli bir gelişme sunmaz. Ancak genelde, ilk locayı izleyen 2. veya 3. loca yüksekliği az olup, bunu izleyen localar ve özellikle son loca en fazla yüksekliğe sahiptir (Levha 1, Şekil 7, 8, 9, 10a, 12a, 13a ve b; Levha 2, Şekil 1a, 2a ve b, 5, 6a, 8 a ve b; Levha 3, Şekil 2a ve b, 3, 4, 5a ve b, 7 a ve b, 8, 9, 10, 11). Bu tür, genel olarak, üst ve alt sirkalitoral ile üst ve alt epibatyal zonlarda yaşamaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar; bu çalışmada incelenen *Amphicoryna scalaris* (Batsch) örneklerinin elektron mikroskopunda (Jeol JSM 5600) fotoğraflarının çekimini sağlayan ASSAN A.Ş. Araştırma-Geliştirme Merkezi Başkanlığı'na, fotoğrafları çeken Teknisyen Hüsnü Öztürk'e, fotoğrafların bilgisayar ortamında basımını gerçekleştiren İstanbul Üniversitesi'nden Dr. Müfit Özuluğ ile şekilleri hazırlayan Dr. İpek Barut'a teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Asano, K., 1938. Japanese fossil Nodosariidae, with notes on the Frondiculariidae. Science Reports Thoku Imperial University, 2nd serie, 19 (2), 179-220, pls.24-31.

Avşar, N., 2002. Gökçeada, Bozcaada ve Çanakkale üçgeni kıta sahanlığı (KD Ege Denizi) bentik foraminifer dağılımı ve taksonomisi. Yerbilimleri, 26, 53-75.

Barker, R. W., 1960. Taxonomic notes on the species figured by H. B. Brady in his report on the foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873-1876. Accompanied by a reproduction of Brady's plates. Soc. Econom. Paleont. Miner., Spec. Publ. 9, 1-238, pls. 1-115.

Batsch, A. I. G. C., 1791. Sechs Kupfertafeln mit Conchylien des Seesandes, gezeichnet und gestochen von A. J. G. K. Batsch, pls. 1-6.

Bizon, G., et Bizon, J. J., 1984. Foraminiferes des sédiments profonds. In: Ecologie des microorganismes en Méditerranée Occidentale. "ECOMED" J. J. Bizon, et P. F. Burollet, (eds.) 104-139.

Brady, H. B., 1884. Report on the foraminifera dredged by H. M. S. Challenger, during the years 1873-1876. Report on the Scientific Results of the Voyage of the H. M. S. Challenger during the years 1873-1876. 9, 819 pp., 115 pls.

Buchner, P., 1940. Die Lagenen des Golfes von Neapel und der marinen Ablagerungen auf Ischia (Beitrage zur Naturgeschichte der Insel Ischia 1). Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, 9 (62), 363-560.

Cimerman, F., and Langer, M. R., 1991. Mediterranean foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti. Academia Scientiarum et Artium Slovenica, 118 pp.

Cushman, J. A., 1913. A monograph of the foraminifera of the North Pacific Ocean. Pt. 3, Lagenidae. U. S. National Museum Bulletin, 71 (3), 125 p., 47 pls.

Cushman, J. A., 1921. Foraminifera of the Philippines and adjacent seas. U. S. National Museum Bulletin, 100 (4), 608 p., 100 pls.

Daniels, V. H. v., 1970. Quantitative ökologische Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilung rezenter Foraminiferen in Limski-Kanal bei Rovinj (nördliche Adria). Göttingen Arbeit der Geologische und Paleontologische. 8, 1-109, pls. 1-8.

Ehrenberg, C. G., 1838. Über dem blossen Auge unsichtbare Kalkthierchen als Hauptbestandtheile der Kreidegebirge, Bericht über die zu Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlichen Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin 1838: 192-200.

Hatta, A., and Ujiie, H., 1992. Benthic foraminifera from Coral Sea between Ishigaki and Iriomote Islands: Southern Ryukyu Island Arc, Northwestern Pacific. Bulletin College of Science, University of the Ryukyus, 54, 163-287.

Hofker, J., 1960. Foraminiferen aus dem Golg von Neapel. Paleontologie Zeitung, 34 (3/4), 233-262.

Lankester, E. R., 1885. Protozoa, in Encyclopaedia Britannica, V. 19, 9th ed., 830-866 pp.

- Le Calvez, Y., 1974. Révision des Foraminifères de la collection d'Orbigny. I. Foraminifères des îles Canaries. Cahiers de Micropaléontologie, 1974 (2), 1-108, pls. 1-28.
- Loeblich, Jr. A. R., and Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, 970 pp., 842 pls.
- Meriç, E. ve Sakiç, M., 1990. Foraminifera, İstanbul Boğazi Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. E. Meriç (ed.), 15-41.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Eryılmaz, M. ve Yücesoy-Eryılmaz, F., 2004 a. Saros Körfezi'nin (Kuzey Ege Denizi) güncel bentik ve planktik foraminifer toplulukları ile çökel dağılımı. Çukurova Üniversitesi Yerbilimleri/Geosound Dergisi, 45 (baskıda).
- Meriç, E., Avşar, N. and Bergin, F., 2004 b. Benthic foraminifera of Eastern Aegean Sea (Turkey) systematics and autoecology. Turkish Marine Research Foundation and Chamber of Geological Engineers of Turkey, Publication No: 18, 306 pp.
- Milne-Edwards, A., 1881. Compte rendue sommaire d'une exploration zoologique, faite dans le Méditerranée, à bord du navire de l'État "le Travailleur". Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences, Paris 93, 876-882.
- Parker, F. L., 1958. Eastern Mediterranean Foraminifera. Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition, 3, 219-285, 6 pls.
- Parker, W. K., and Jones, T. R., 1865. On some foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits and Baffin's Bay. Philosophical Transactions of the Royal Society, 155, 325-441, pl. 12-19.
- Reuss, A.E., 1860. Die foraminiferen der Westphälischen Kreideformation. Sitzungsbereichte der K. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe 40, 147-238.
- Sgarrella, F., and Moncharmont-Zei, M., 1993. Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. Bulletino della Societa Paleontologica Italiana, 32 (2), 145-264.
- Wedekind, P. R., 1937. Einführung in die Grundlagen der historischen Geologie. Band II. Mikrobiostratigraphie die Korallen und Foraminiferenzeit. Stuttgart: Ferdinand Enke, 136 pp.
- Yassini, I. and Jones, B. G., 1995. Foraminiferida and ostracoda from estuarine and shelf environments on the southeastern coast of Australia. University of Wollongong Press, 484 pp.

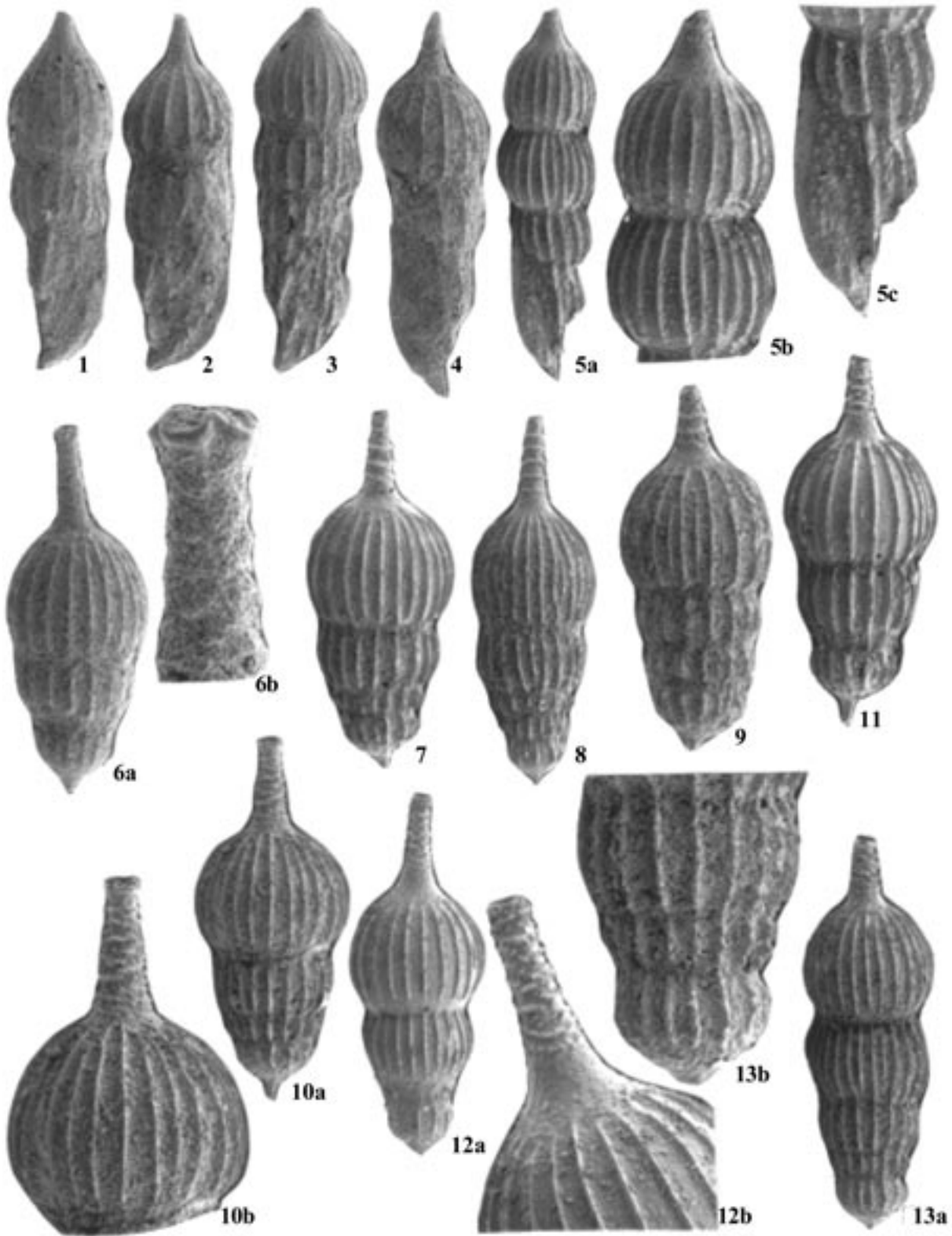
LEVHA 11-13. *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

1. Mikrosferik fert, dış görünüm, x 80, Datça Körfezi-1.
2. Mikrosferik fert, dış görünüm, x 80, Datça Körfezi-1.
3. Mikrosferik fert, dış görünüm, x 70, Kuşadası Körfezi-5.
4. Mikrosferik fert, dış görünüm. x 80, Gökova Körfezi-7.
5. Mikrosferik fert, a, dış görünüm, x 70; b, son iki locanın ayrıntılı görünümü, x 110; c, ilk locaların ayrıntılı görünümü, x 110, Gökova Körfezi-7.
6. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 90; b, boyun ve ağızın ayrıntılı görünümü, x 400, Datça Körfezi-1.
7. Makrosferik fert, dış görünüm, x 90, Datça Körfezi-1.
8. Makrosferik fert, dış görünüm, x 80, Datça Körfezi-1.
9. Makrosferik fert, dış görünüm, x 95, Datça Körfezi-1.
10. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 85; b, son loca, boyun ve ağız, x 130, Datça Körfezi-1.
11. Makrosferik fert, dış görünüm, x 90, Datça Körfezi-7.
12. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 80; b, boyun ve ağız, x 180, Gökova Körfezi-7.
13. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 65; b, ilk üç locanın ayrıntılı görünümü, x 150, Gökova Körfezi-7.

PLATE 11-13. *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

1. Microspheric form, external view, x 80, Gulf of Datça -1.
2. Microspheric form, external view, x 80, Gulf of Datça -1.
3. Microspheric form, external view, x 70, Gulf of Kuşadası -5.
4. Microspheric form, external view, x 80, Gulf of Gökova -7.
5. Microspheric form, a, external view, x 70; b, detailed view of last two chambers, x 110; c, detailed view of first chamber, x 110, Gulf of Gökova -7.
6. Macrospheric form, a, external view, x 90; b, detailed view of neck and aperture, x 400, Gulf of Datça -1.
7. Macrospheric form, external view, x 90, Gulf of Datça -1.
8. Macrospheric form, external view, x 80, Gulf of Datça -1.
9. Macrospheric form, external view, x 95, Gulf of Datça -1.
10. Macrospheric form, a, external view, x 85; b, last chamber, neck and aperture, x 130, Gulf of Datça -1.
11. Macrospheric form, external view, x 90, Gulf of Gökova -7.
12. Macrospheric form, a, external view, x 80; b, neck and aperture, x 180, Gulf of Gökova -7.
13. Macrospheric form, a, external view, x 65; b, detailed view of first three chambers, x 150, Gulf of Gökova -7.

LEVHA 1 / PLATE 1



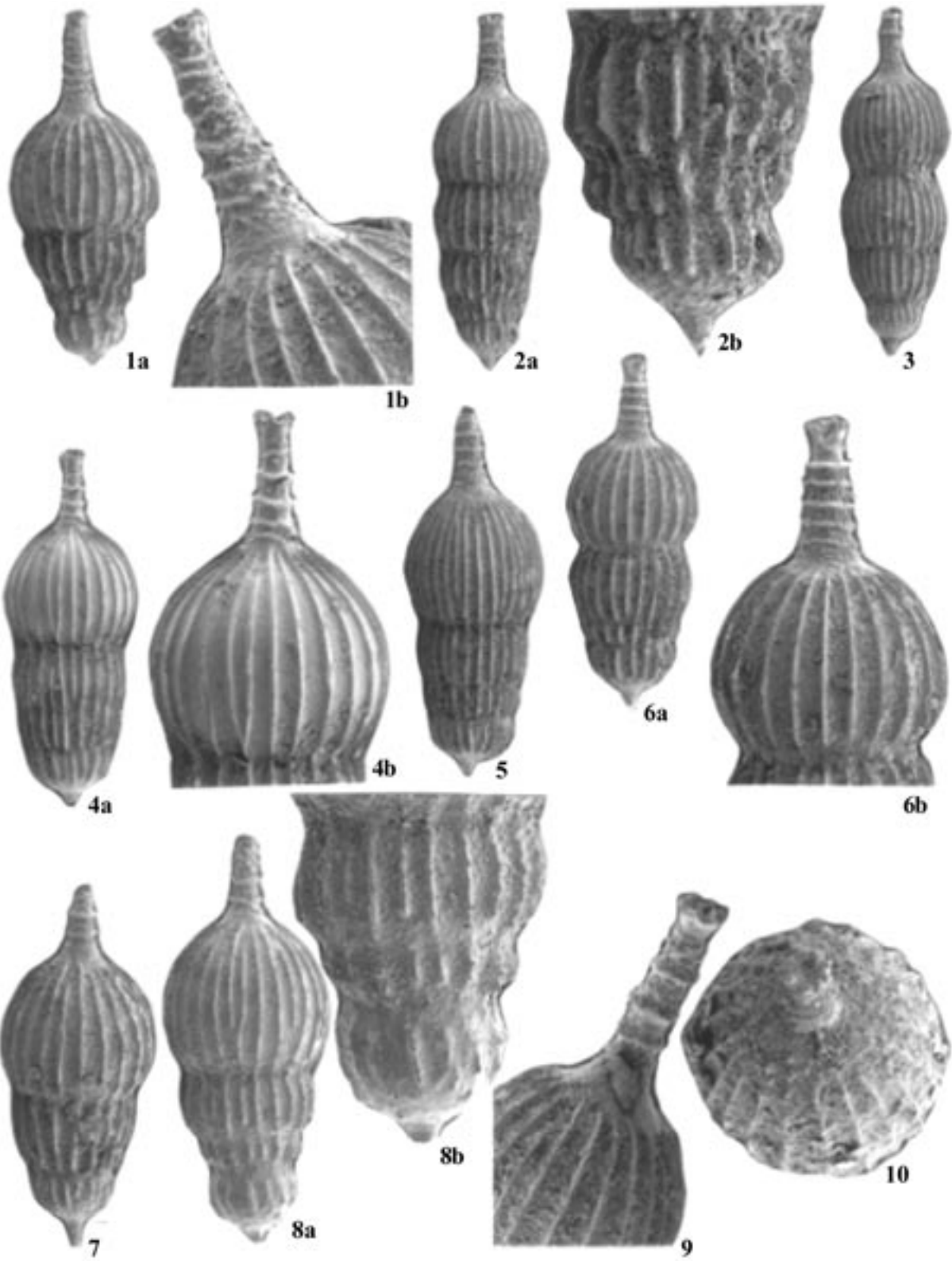
LEVHA 21-10. *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

1. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 80; b, boyun ve ağzın ayrıntılı görünümü, x 200, Gökova Körfezi-7.
2. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 60; b, ilk üç loca, x 160, Gökova Körfezi-7.
3. Makrosferik fert, dış görünüm, x 60, Kuşadası Körfezi-4.
4. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 80; b, son loca, boyun ve ağız, x 140, Kuşadası Körfezi-4.
5. Makrosferik fert, dış görünüm, x 70, Kuşadası Körfezi-4.
6. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 70; b, son loca, boyun ve ağız, x 120, Kuşadası Körfezi-4.
7. Makrosferik fert, dış görünüm, x 90, Kuşadası Körfezi-3.
8. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 90; b, ilk üç loca, x 160, Marmaris Körfezi-1.
9. Makrosferik fert, boyun ve ağız, x 140, Gökova Körfezi-5.
10. Makrosferik fert, ağzın ayrıntılı görünümü, x 140, Gökova Körfezi-5.

PLATE 21-10. *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

1. Macrospheric form, a, external view, x 80; b, detailed view of neck and aperture, x 200, Gulf of Gökova -7.
2. Macrospheric form, a, external view, x 60; b, first three chambers, x 160, Gulf of Gökova -7.
3. Macrospheric form, external view, x 60, Gulf of Kuşadası -4.
4. Macrospheric form, a, external view, x 80; b, last chamber, neck and aperture, x 140, Gulf of Kuşadası -4.
5. Macrospheric form, external view, x 70, Gulf of Kuşadası -4.
6. Macrospheric form, a, external view, x 70; b, last chamber, neck and aperture, x 120, Gulf of Kuşadası -4.
7. Macrospheric form, external view, x 90, Gulf of Kuşadası -3.
8. Macrospheric form, a, external view, x 90; b, first three chambers, x 160, Gulf of Marmaris -1.
9. Macrospheric form, neck and aperture, x 140, Gulf of Gökova -5.
10. Macrospheric form, detailed view of aperture, x 140, Gulf of Gökova -5.

LEVHA 2 / PLATE 2



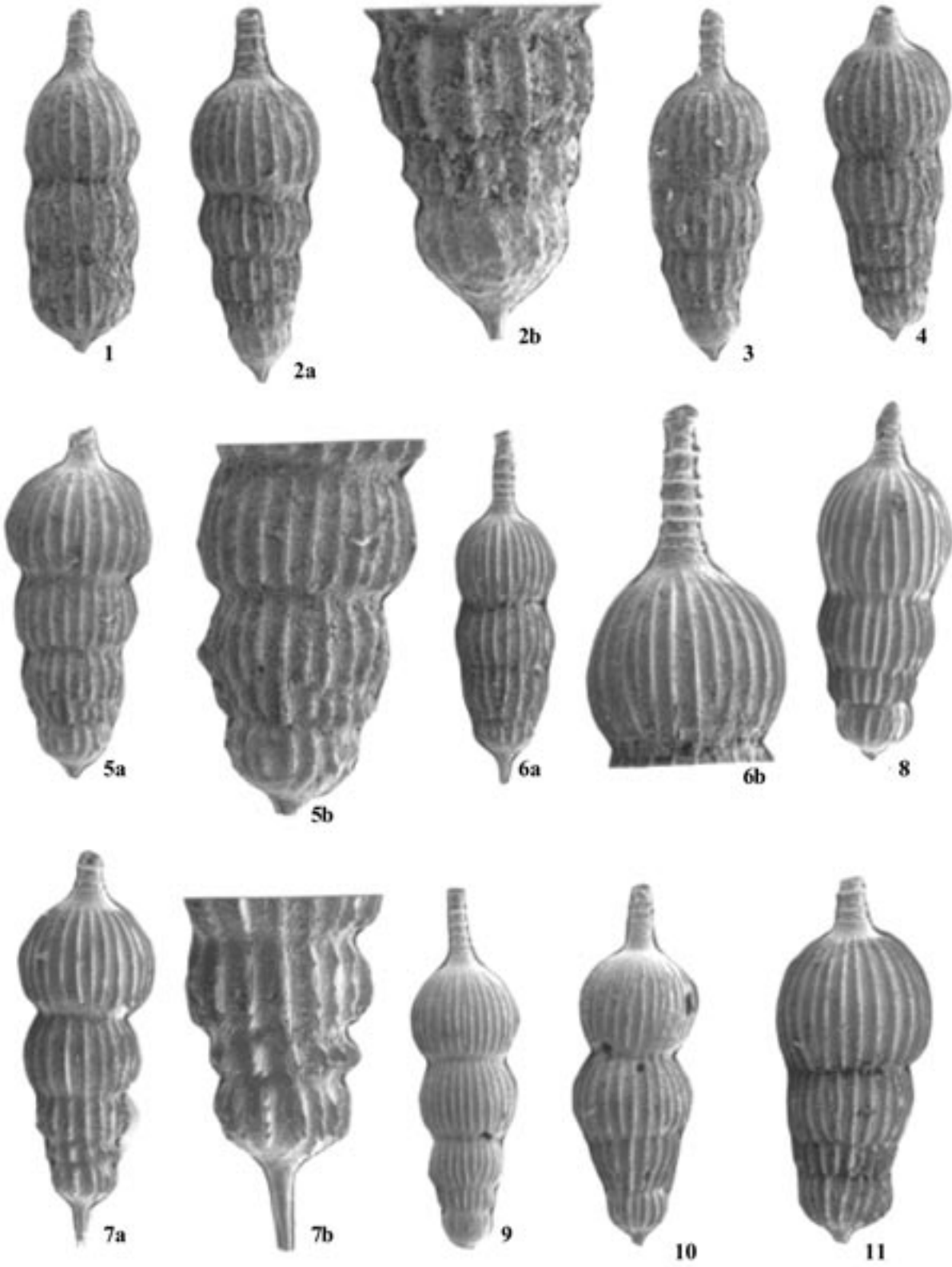
LEVHA 31-11. *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

1. Makrosferik fert, dış görünüm, x 80, Gökova Körfezi-5.
2. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 75; b, ilk üç loca, x 180, Gökova Körfezi-5.
3. Makrosferik fert, dış görünüm, x 70, Gökova Körfezi-5.
4. Makrosferik fert, dış görünüm, x 70, Gökova Körfezi-5.
5. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 70; b, ilk üç loca, x 130, Marmaris Körfezi-5.
6. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 50; b, son loca, boyun ve ağız, x 100, Saros Körfezi-22.
7. Makrosferik fert, a, dış görünüm, x 70; b, ilk üç loca, x 140, Saros Körfezi-28.
8. Makrosferik fert, dış görünüm, x 70, Saros Körfezi-29.
9. Makrosferik fert, dış görünüm, x 50, Saros Körfezi-40.
10. Makrosferik fert, dış görünüm, x 60, Saros Körfezi-60.
11. Makrosferik fert, dış görünüm, x 80, Saros Körfezi-80.

PLATE 31-11. *Amphicoryna scalaris* (Batsch)

1. Macrospheric form, external view, x 80, Gulf of Gökova -5.
2. Macrospheric form, a, external view, x 75; b, first three chambers, x 180, Gulf of Gökova -5.
3. Macrospheric form, external view, x 70, Gulf of Gökova -5.
4. Macrospheric form, external view, x 70, Gulf of Gökova -5.
5. Macrospheric form, a, external view, x 70; b, first three chambers, x 130, Gulf of Marmaris -5.
6. Macrospheric form, a, external view, x 50; b, last chamber, neck and aperture, x 100, Gulf of Saros -22.
7. Macrospheric form, a, external view, x 70; b, first three chambers, x 140, Gulf of Saros -28.
8. Macrospheric form, external view, x 70, Gulf of Saros -29.
9. Macrospheric form, external view, x 50, Gulf of Saros -40.
10. Macrospheric form, external view, x 60, Gulf of Saros -60.
11. Macrospheric form, external view, x 80, Gulf of Saros -80.

LEVHA 3 / PLATE 3





Dört farklı elektrot dizilimine göre bazı üç-boyutlu sığ yeraltı yapılarının görünür öz direnç modellemesi

Apparent resistivity modelling of some three-dimensional shallow structures using by four different electrode configurations

**Mahmut G. DRAHOR^{1,2}, Gökhan GÖKTÜRKLER¹, Meriç A. BERGE¹,
T. Özgür KURTULMUŞ²**

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Kaynaklar Yerleşkesi, 35160 Buca, İZMİR

² Dokuz Eylül Üniversitesi, Sığ Jeofizik ve Arkeolojik Prospeksiyon Araştırma ve Uygulama Merkezi (SAMER), Kaynaklar Yerleşkesi, 35160 Buca, İZMİR

ÖZ

Bu çalışmada, bir sonlu-farklar algoritması yardımıyla elektrik öz direnç yönteminde yaygın olarak kullanılan Schlumberger, Wenner, pol-pol ve dipol-dipol elektrot dizilimlerinin bazı üç-boyutlu sığ yeraltı modelleri için bilgisayar ortamı benzetimleri yapılmıştır. Bu modeller, sığ jeofizik araştırmalarda sıklıkla karşılaşılan çevresel, hidrojeolojik ve karstik sorunlara göre oluşturulmuştur. Benzetimler, çok kanallı veri toplama tekniği temel alınarak, görünür öz direnç kesitleri ve haritalarının hesaplanmasını içermiş ve bunlar birbirleriyle karşılaştırılmıştır. Yüzeğe yakın iletken veya dirençli yapıların varlığı, hedef yapıların derinliklerindeki artış ve modellerin karmaşıklaşması dizilimlerin ürettiği anomalilerdeki ayrımlılığı önemli oranda etkilemiştir. Anomaliye en büyük katkı sığ derinlikte gömülü bulunan yapılardan oluşmaktadır. Böylece; hedef yapıların yüzeğe yakın olduğu durumlarda görünür öz direnç haritalarından yorum yapmak çoğunlukla daha kolay olmaktadır. Bu nedenle; sığ jeofizik araştırmaların üç-boyutlu yapıldığı durumda, görünür öz direnç yapma kesit ve haritaları yardımıyla da yorumlamada bulunulabilecektir. Ayrıca, araştırmanın amacına uygun dizilim seçilmesi, araştırmanın başarısı açısından önem taşımaktadır.

Anahtar Kelimeler: Elektrik öz direnç, modelleme, sığ jeofizik, sonlu farklar.

ABSTRACT

In this study, using a finite-difference algorithm, the responses of the Schlumberger, Wenner, pole-pole and dipole-dipole configurations, which are widely used in the resistivity method, to some three-dimensional shallow subsurface models were simulated. These models are based on environmental, hydrogeological and karstic problems which are frequently encountered in near surface geophysics. Based on the multi-channel data acquisition, simulations included calculation of the apparent resistivity pseudo-sections and maps for each model by each configuration. The presence of the shallow resistive or conductive bodies, increase in the depth of the target structures and complexity of the models seriously affected the resolution of the anomalies generated by the configurations. The maximum contribution to anomaly is originated by shallow structures. Therefore, the interpretation of the apparent resistivity maps is easier when the target structures are present in shallow depths. In case of the three-dimensional geophysical surveys the interpretations can be achieved using the apparent pseudo-sections and maps. Considering the success of the survey, choosing the appropriate configuration according to target is important.

Key Words: Electrical resistivity, modelling, near surface geophysics, finite difference.

GİRİŞ

Elektrik özdirenç yönteminde; anomalinin belirlenmesinde gömülü yapının fiziksel özelliklerinin yanı sıra, kullanılan elektrot dizilimlerinin de büyük önemi vardır. Herhangi bir yer modeli için hesaplanan, ya da ölçülen görünür özdirenç değerleri farklı elektrot dizilimlerine göre değişik sonuçlar verir. Bu nedenle, çalışmanın amacına uygun elektrot diziliminin seçimi araştırmanın başarısı açısından önem taşımaktadır. Değişik elektrot dizilimlerinin karmaşık yeraltı yapıları için vereceği anomalilerin analitik yöntemlerle hesaplanması olanaklı değildir. Analitik hesaplama, genelde, basit geometrik cisimler ve yer yüzünden başlayan modeller üzerinde yapılmaktadır (Parasnis, 1965; Van Nostrand ve Cook, 1966; Telford vd., 1976). Yüzey altında prizmatik biçimli gömülü cisimlerin görünür özdirenç değerlerinin belirlenmesinde ise, 1970'li yıllarda yapılan deneysel tank çalışmaları büyük önem taşır (Apparao, 1979; Brizzolari ve Bernabini, 1979). Ancak daha hızlı işlemcilerin ortaya çıkışı ile başlayan bilgisayar teknolojisindeki gelişme; sonlu elemanlar (Coggon, 1971; Rijo, 1977; Pridmore vd., 1981), sonlu farklar (Jepsen, 1969; Mufti, 1976; Dey ve Morrison, 1979 a ve 1979 b; Scriba, 1981) ve integral denklemi (Dieter vd., 1969; Hohmann, 1975; Meyer, 1977; Okabe, 1981; Das ve Parasnis, 1987) gibi sayısal yöntemleri kullanarak daha gerçekçi modellerin kurulmasına ve etkili hesap yapabilmeye olanak sağlamıştır. Son yıllarda yüksek duyarlı ve hızlı veri toplayabilen elektrik özdirenç aletlerinin geliştirilmesi, daha ayrıntılı yorum yapma olanağını da vermiştir. Bu gelişimde sonlu farklar ve sonlu elemanlar gibi sayısal hesaplama tekniklerinin önemi büyüktür. Çözüm tekniklerindeki bu gelişme, birçok farklı elektrot dizilimi için karmaşık yeraltı yapılarının iki- ve üç-boyutlu düz ve ters-çözüm (Candansayar ve Başokur, 2001; Berge, 2002; Kurtulmuş, 2003; Dahlin ve Zhou, 2004) modellemesinin etkili bir biçimde yapılmasını olanaklı kılmıştır. Düz çözüm çalışmalarında elde edilen değer, görünür özdirençtir. Bu değer, ortamın özdirenç zıtlığına, dizilim geometrisine ve derinliğe bağlı olarak değişir ve doğal olarak ortamın gerçek elektriksel yeraltı modelini yansıtmaz. Diğer bir deyişle, belirtilen parametrelere bağlı olarak oluşan görünür değişimi yansıtır. Bu nedenle, gerçek yeraltı modelini elde etmek için mutlaka ters çözüm çalışmaları yapılmalıdır. Son yıllarda, sığ

ortamları modellemek için uygulanan iki ve üç-boyutlu ters çözüm işlemleriyle birçok sığ sorun incelenmektedir (Candansayar ve Başokur, 2001; Dahlin vd., 2002; Dahlin ve Zhou, 2004).

Sığ yapıların araştırılmasında genellikle, yanal özdirenç taraması olarak adlandırılan profillemeye ölçüm tekniği kullanılır. Bu teknikte; seçilen elektrot dizilimine bağlı olarak, değişik görünür derinlik düzeyleri için, yeraltının görünür özdirenç yapma kesitleri elde edilir. Son yıllarda, kısa sürede duyarlı veri elde etmeyi sağlayan çok-kanallı ölçüm cihazları, sığ yapıların araştırılmasında yaygın olarak kullanılmaya başlamıştır (Dahlin, 2001).

Bu çalışmada; Dey ve Morrison (1979b) tarafından geliştirilen ve üç boyutlu yapılar için uygulanan bir sonlu farklar hesaplama tekniği kullanılmış olup, dört ayrı elektrot dizilimi (Schlumberger, Wenner, pol-pol ve dipol-dipol) için tasarlanan model yapıların görünür özdirençleri RES3DMOD (Loke, 2001a) bilgisayar programı kullanılarak hesaplanmıştır. Model yapılar, değişik hidrojeolojik ortamları ve çevresel sorunları tanımlayabilecek biçimde oluşturulmuştur. Böylece; modellerde kullanılan yapıların boyutları, gömülü derinlikleri ve özdirençlerine bağlı olarak oluşturacakları görünür özdirenç anomalileri hesaplanmıştır.

ÇOK- KANALLI VERİ TOPLAMA

Özdirenç yönteminde bilgisayar denetimli veri toplama sistemleri son 15 yıl içinde oldukça gelişmiştir. Bu tür sistemler; özdirenç aleti, bilgisayar, elektrotları denetleyen bir anahtar devresi, elektrot kabloları, bunların bağlantıları ve elektrotlardan oluşur (Van Overmeeren ve Ritsema, 1988; Griffiths vd., 1990; Griffiths ve Barker, 1993; Dahlin, 2001). Bu tür bir cihaz ve gerekli yazılım yardımıyla; dizilim türleri, akım ve potansiyel elektrotları ile ölçülecek noktalar arası uzaklıklar adreslenebilmektedir. Bu sistemlerin en önemli işlevsel bölümlerinden biri de, elektrotları denetleyen anahtar devresidir. Bazı cihazlarda bunlar doğrudan her bir elektrotta bulunurken, genelde merkezi bir anahtar devreyle denetlenen cihazlar daha yaygındır. Bu tür cihazlarda elektrot kanal sayısı 25, ya da daha fazladır ve genelde 32 ya da 64 kanallı cihazlar yaygın olarak kullanılmaktadır. Elektrot aralıkları da araştırmacının gereksinimine bağlı olarak

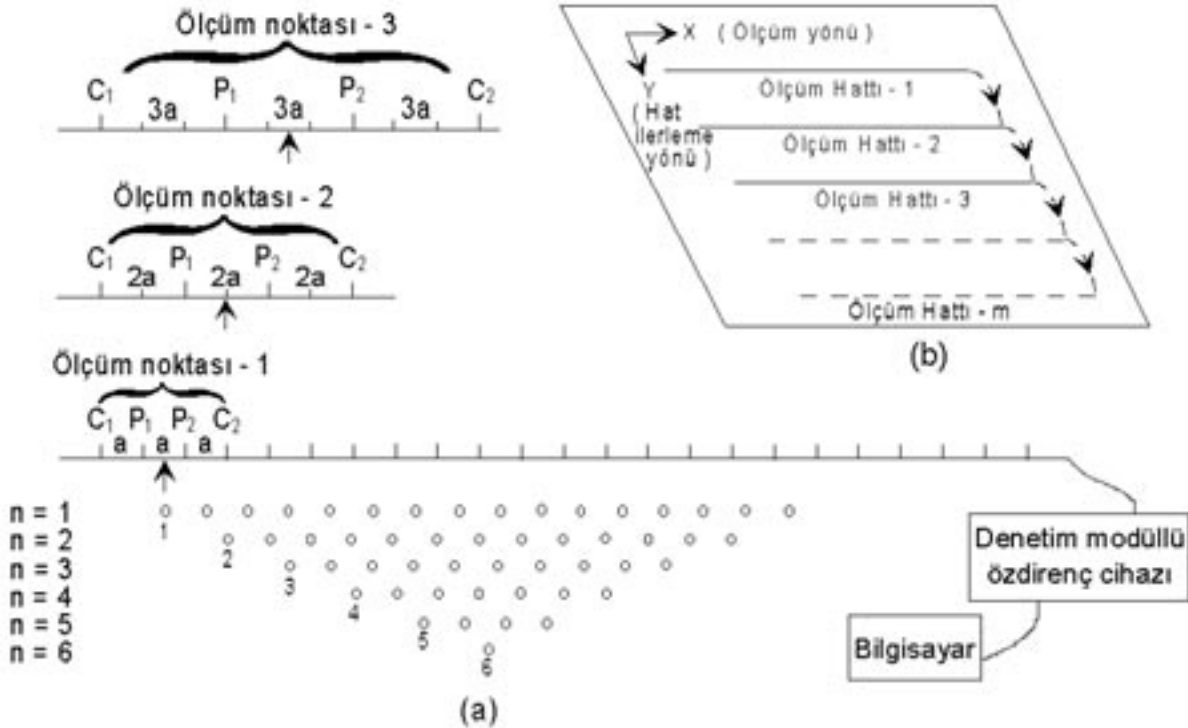
istenilen aralıklarda düzenlenebilmektedir. Genelde 1 ile 25 m aralıklar birçok araştırmada yeterliyken, daha geniş aralıklı düzen kurma olanağı da vardır. Çalışmalar sırasında elektrotların bağlandığı kablolar çalışma alanına serildikten sonra, elektrotlar yere çakılır ve kablolar elektrotlara bağlanarak sistem ölçüme hazır duruma getirilir. Veri toplamadan önce her bir elektrotun temas durumları ve diğer taramaları otomatik olarak yapılır. Bunlarda bir sorun çıkmazsa, ölçümler istenilen dizilim türleri için kısa süre içinde gerçekleştirilir ve ölçüm hattı bir sonraki hatta kaydırılır. Böyle bir sistemi oluşturan ana elemanlar ve ölçüm sistemi Şekil 1'de verilmiştir.

Şekil 1'de 32 elektrot, çoklu iletken bir kablo, denetim modülü ve taşınabilir bir bilgisayardan oluşan bir sistem ile Wenner dizilimine göre yapılan bir ölçüm gösterilmektedir. Öncelikle istasyon 1'de elektrot aralıklarının "a" olduğu durumda, akım elektrotları olarak 1 ve 4, potansiyel elektrot olarak da 2 ve 3 adreslenmekte ve böylece bu noktanın ölçümü 2 ile 3 noktasının ortasına atanarak, işlem tamamlanmaktadır. Benze-

ri işlem her bir elektrotun bir kez ötelenmesiyle oluşan yeni adreslemeler sırasında da yapılarak, işlem profil sonuna değin sürdürülür ve $n=1$ düzeyi için görünür öz direnç verileri elde edilir. Daha sonra elektrot aralıklarının "2a" olduğu durum için adreslemeler yeniden değiştirilir ve bir öncekine benzer işlem yinelenerek, bu düzeye ilişkin görünür öz direnç verileri toplanır. Ölçümler, tasarlan "n" düzeylerine göre sürdürülür ve böylece ilk ölçüm hattındaki veri toplama işlemi tamamlanır. Daha sonra sistem ölçülecek diğer ölçüm hattına kaydırılır ve benzer işlemler sürdürülür. Böylece tasarlanan "m" adet ölçüm hattı üzerinde "n" düzeyine değin yapılan ölçümlerle, ortamın üç boyutlu görünür öz direnç haritaları ve hacimsel görüntüleri elde edilir.

KURAMSAL MODELLER VE UYGULAMALAR

Bu çalışma; hidrojeolojik ve çevresel amaçlı sığ jeofizik araştırmalarda karşılaşılan bazı temel sorunlarda, yaygın olarak kullanılan dört elektrot dizilimiyle (Schlumberger, Wenner, pol-pol ve dipol-dipol) elde edilmesi olası görünür özdi-



Şekil 1. Çok kanallı öz direnç ölçü sistemi ve ölçüm aşamaları (Griffiths ve Barker, 1993).

Figure 1. Multi-electrode resistivity measuring system and measurement stages (Griffiths and Barker, 1993).

renç yanıtlarının bilgisayar ortamındaki benzetimine dayanmaktadır. Modeller oluşturulurken; bunların sorunu en iyi yansıtabilecek biçimde olmasına özen gösterilmiştir. Hesaplamalar mümkün olan en yüksek duyarlılıkta yapılmış olup, dizilim türü ve model boyutlarına göre inceleyebilecek en derin düzeyler irdelenmiştir. Her dizilim için elde edilen yapma görünür öz direnç kesitleri birbirleriyle karşılaştırılarak, dizilimlerin modellere karşı yanıtları incelenmiştir (Göktürkler ve Drahor, 2004).

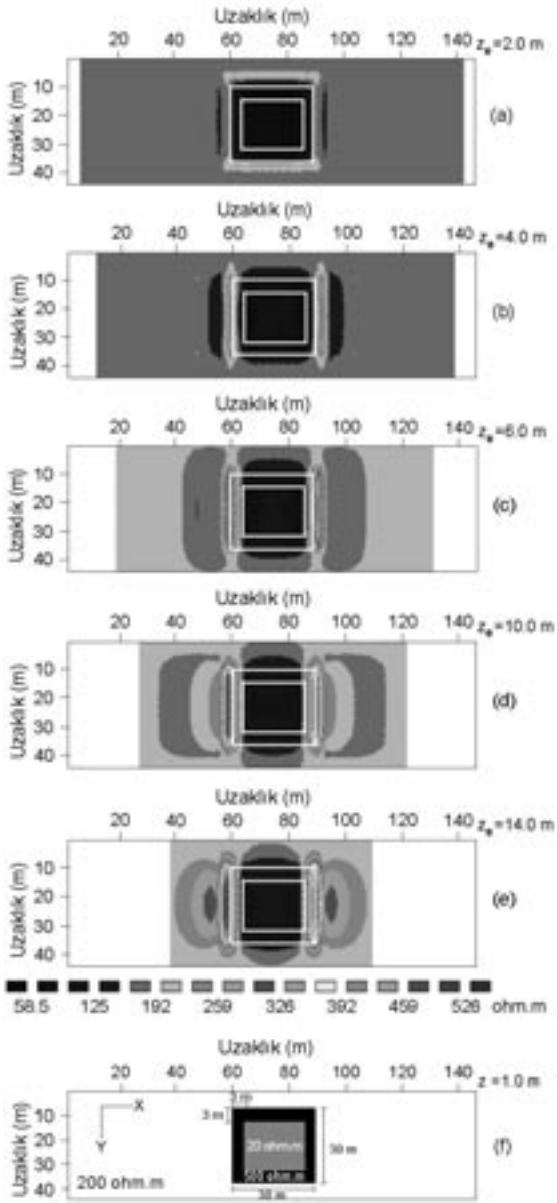
Karmaşık Modeller

Sığ amaçlı aramalarda sıkça karmaşık yeraltı durumları ile karşılaşmakta, dolayısıyla sorunların çözümü de karmaşıklık ölçüsünde zorlaşmaktadır. Karmaşık bir yeraltı benzeşim modeli kurulurken, oluşturulan modelin hedeflenen yapıya benzer olmasına özen gösterilmelidir. Böylece olası yeraltı duruma en yakın benzeşim modeli elde edilebilecek ve yorumlamaya önemli bir katkı sağlanacaktır. Bu çalışmada; modeller karmaşılaştırılarak hidrojeolojik ve çevresel sorunlara uygun olacak biçimde tasarımı yapılmıştır. Bu sorunlar üzerinde yukarıda değinilen dört ayrı elektrot dizilimi kullanılarak yapılan üç-boyutlu sonlu farklar hesaplamalarıyla, yapıların oluşturacağı görünür öz direnç haritaları ve yapma kesitleri elde edilmiştir. Bulunan öz direnç yapma kesitlerine ait görünür derinlik değerleri ise, Loke (2001b) tarafından verilen katsayılar çizelgesinden hesaplanmıştır. Bu çizelgenin oluşturulmasında, dizilime ait duyarlılık fonksiyonu kullanılmaktadır. Homojen yer modeli için araştırma derinliği ve dizilimin yeraltındaki yatay ve düşey öz direnç değişimlerine duyarlılığı, dizilim duyarlılık fonksiyonu tarafından tanımlanabilir (Mc Gillivray ve Oldenburg, 1990). Temelde duyarlılık fonksiyonu, potansiyeli etkileyecek olan yüzey altı öz direncindeki değişimin derecesini vermektedir. Ölçümde, duyarlılık değerinin yüksekliği, yeraltına daha fazla nüfuz anlamına gelmektedir. Duyarlılık fonksiyonu, matematiksel olarak, Frechet türevleri yardımıyla hesaplanmakta ve böylece etki derinliği, dizilimin toplam uzunluğuna ve elektrotlar arası uzaklığa göre hesaplanarak, değişik dizilimler için katsayılar biçiminde verilebilmektedir (Edwards, 1977). Böylece ortaya çıkan etki derinliği (z_e) kavramı, görünür öz direnç kesitlerinin araştırma derinliğinin hesaplanmasını sağlamaktadır. Hesaplanmış bu etki derinliklerine göre

elde edilen yapay görünür öz direnç haritaları, yoruma katkı sağlayacaktır. Bu nedenle; üç-boyutlu bir yeraltı modelini en iyi tanımlayabilecek seviyelerden hesaplanan etki derinliklerine göre elde edilen görünür öz direnç haritalarıyla; ortamdaki değişimler, yapı boyutları ve derinlikler için yorum yapılabilecektir.

Çevresel ve Sızıntı Amaçlı Tasarımlanan Modeller

Sıvı atıkların yeraltındaki yayılımının izlenmesi, sığ jeofizikğin önemli uygulama alanlarından biridir. Bu tür alanlar, özellikle sığ ölçekli öz direnç yöntemi ile etkili bir biçimde incelenebilmekte ve belirlenebilirlikleri üzerine son yıllarda yaygın modelleme çalışmaları yapılmaktadır. Bu çalışmada, böylesi bir sorunun irdelenmesi açısından oluşturulan iki ayrı model, sonlu farklar yöntemiyle üç-boyutlu olarak incelenmiştir. Bu amaçla (150 x 45) m boyutlarındaki bir alan içine yapılmış (30 x 30 x 7) m boyutlarında bir atık havuzu, altın üretiminde kullanılan bir siyanür havuzu olabileceği düşünülerek tasarımı yapılmıştır (çevresel model-1). Modelleme çalışmasında, havuzda oluşabilecek herhangi bir deformasyonun (havuz çeperlerinde oluşabilecek çatlama gibi) ortamda yaratacağı öz direnç değişimlerinin etkisini görebilmek amacıyla, tasarımı yapılmış ikinci model (çevresel model-2) ile de sızıntı öncesi ve sonrası durumu karşılaştırma olanağı ortaya çıkmıştır. Hesaplamalarda, alanın x ve y yönlerinde 3 m aralıklarla ölçüldüğü düşünülmüştür. (Şekil 3e ve 4e). Kullanılan dört ayrı dizilim için yapılan hesaplamalardan sonra; dizilimlere göre değişik etki derinliklerinden elde edilmiş görünür öz direnç haritaları karşılaştırılmıştır. Böylece, yorumlamaya katkı sağlayacağı düşünülmüş ve dizilimlerin böylesi bir yapıya karşı duyarlılığı araştırılmıştır. Şekil 2'de, tanımlanan atık havuzu için Schlumberger dizilimine göre beş ayrı etki derinliğine ($z_e=2, 4, 6, 10$ ve 14 m için) göre elde edilen görünür öz direnç haritaları verilmiştir. Bu şekilden de görüldüğü gibi, model yapı ile görünür öz direnç anomalisi 0-2 m aralığında birbirine çok benzerdir. Ancak derine doğru gittikçe, ayrımlılık azalmakta ve dizilim geometrisinin önemi ortaya çıkmaktadır. Ölçüm hattı olduğu varsayılan "x" doğrultusu boyunca hattın yapıyı dik kesmesi nedeniyle, yapının dış ve iç sınırları 6 ile 10 m arasında iyice belirginleşmekte ve model yapının üzerinde görünür öz dirençler gerçek öz direnç değerlerine yaklaş-



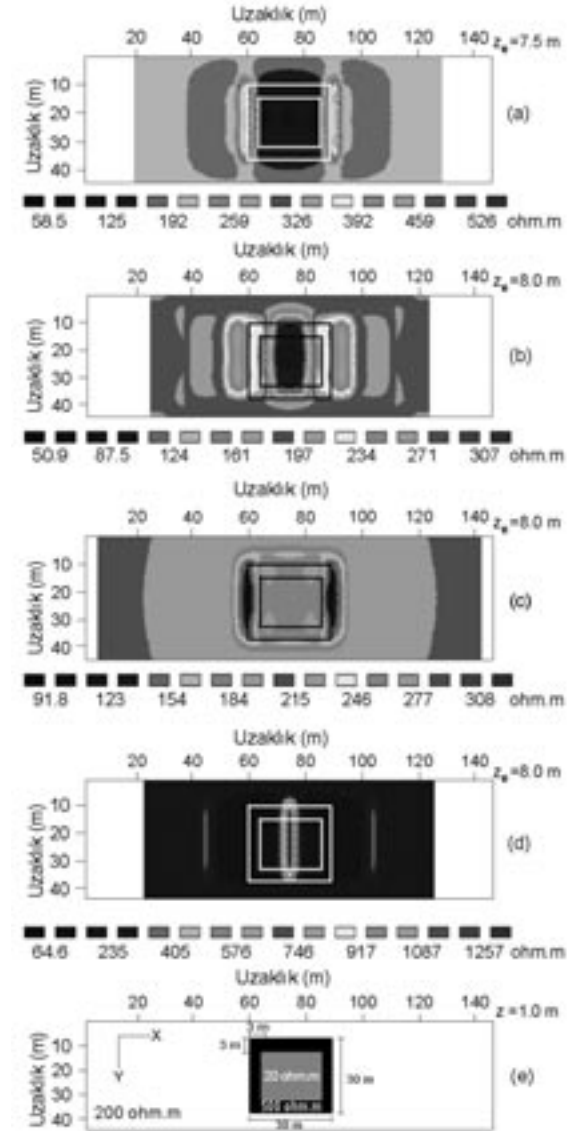
Şekil 2. Çevresel model-1'in Schlumberger dizilimi için değişik derinliklerdeki görünür özdirenç haritaları: (a) $z_e=2m$, (b) $z_e=4m$, (c) $z_e=6m$, (d) $z_e=10m$, (e) $z_e=14m$ ve (f) modelin $z=1m$ 'deki yatay kesiti.

Figure 2. Apparent resistivity maps for Schlumberger array in different depths of the environmental model-1: (a) $z_e=2m$, (b) $z_e=4m$, (c) $z_e=6m$, (d) $z_e=10m$ and (e) $z_e=14m$, (f) horizontal resistivity model at the depth of $z=1m$.

maktadır. Ayrıca, derine doğru indikçe, anomalilerin uzanımları havuz geometrisine uygun olarak daralmaktadır. Böylece; bu tür modelleme çalışmalarında, yüzeyden derine doğru elde

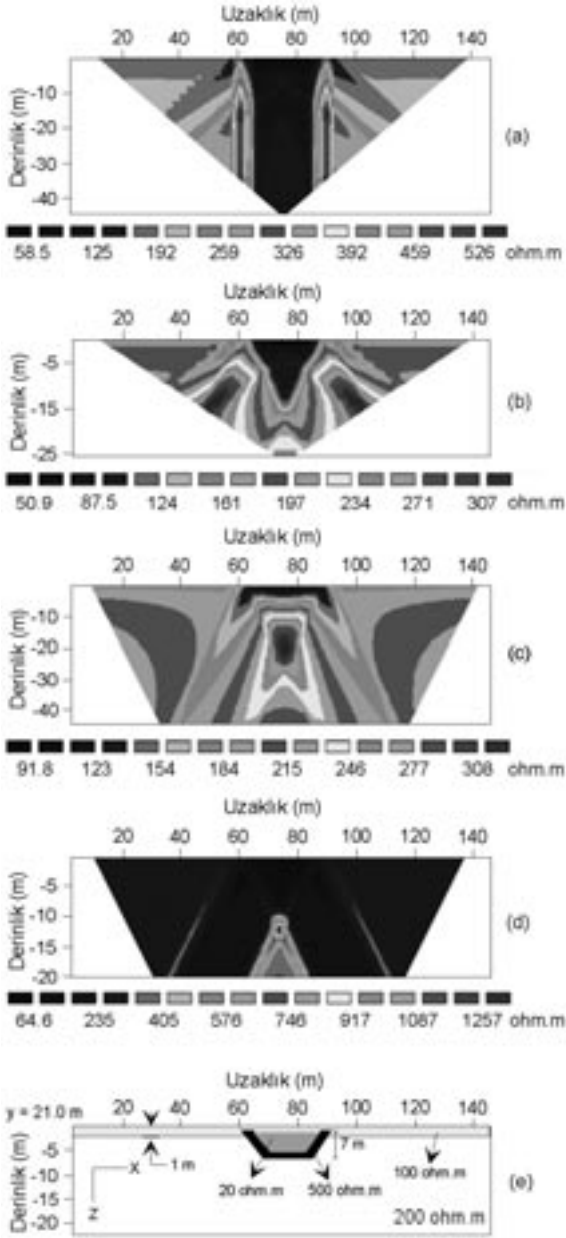
edilen ve etki derinlikleri ile tanımlanan görünür özdirenç haritaları yorumda kolaylık sağlayabilecektir.

Şekil 3 ve 4 birlikte incelendiğinde; tüm dizilimlerde yapıdan kaynaklanan görünür özdirenç anomalileri açıkça görülmektedir. Wenner dizili-



Şekil 3. Çevresel model-1'in görünür özdirenç haritaları: (a) Schlumberger, $z_e=7.5m$, (b) Wenner, $z_e=8m$, (c) pole-pole, $z_e=8m$, (d) dipole-dipole, $z_e=8m$ ve (e) modelin $z=1m$ 'deki yatay kesiti.

Figure 3. Apparent resistivity maps of the environmental model-1: (a) Schlumberger, $z_e=7.5m$, (b) Wenner, $z_e=8m$, (c) pole-pole, $z_e=8m$, (d) dipole-dipole, $z_e=8m$ and (e) horizontal resistivity model at the depth of $z=1m$.



Şekil 4. Çevresel model-1'in $y=21$ m'deki görünür öz-direnç yapma kesitleri: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pol-pol, (d) dipol-dipol, (e) modelin $y=21$ m'deki düşey kesiti.

Figure 4. Apparent resistivity pseudo-sections of the environmental model-1 at the y -horizontal distance of 21 m: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pole-pole, (d) dipole-dipole, (e) vertical resistivity model at the y -horizontal distance of 21 m.

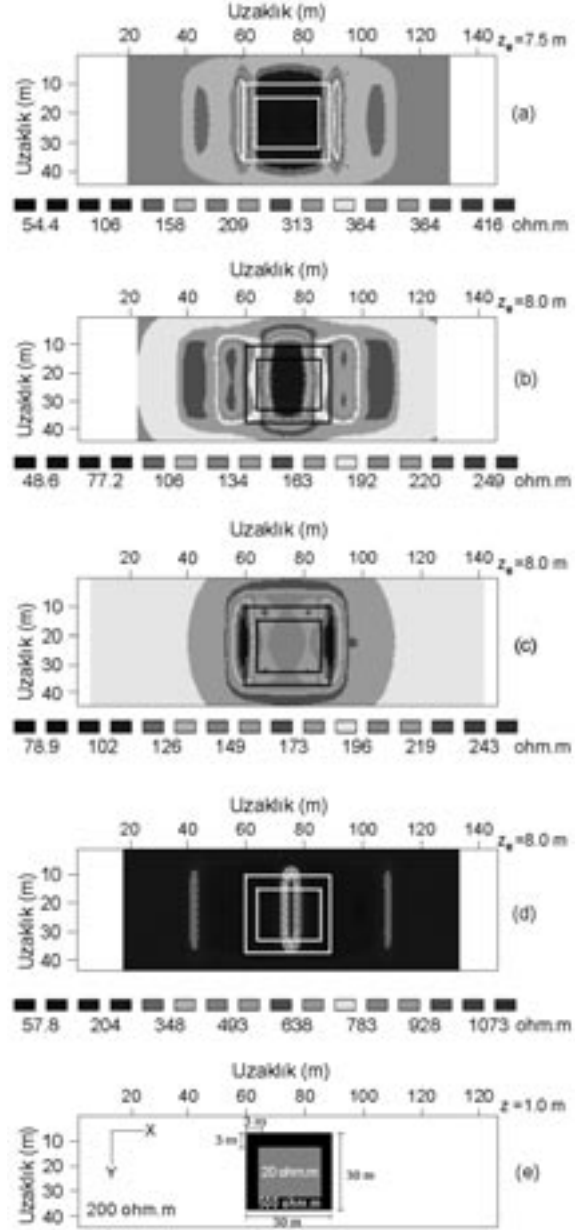
minden elde edilen görünür öz-direnç yapma kesitinde, havuzun şekli belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Havuz içi ve çevreleyen ortamın görünür öz-direnç değerleri model öz-direnç değerle-

rine oldukça yakındır. Ancak havuz içindeki iletken yapının etkisiyle havuzun altındaki ortamın görünür öz-direnç değerleri düşüş göstermektedir (Şekil 4b). $z_e=8$ m'den elde edilen yatay görünür öz-direnç haritasına göre, havuzun oluşturduğu anomaliyi ve havuz sınırlarını belirlemek oldukça zordur. Burada "M" ve "W" biçiminde anomaliler üreten Wenner diziliminin böylesi bir yapıyı tanımlamaktan ne derece uzak olduğu görülmektedir (Şekil 3b ve 4b). Havuz kenarındaki süreksizliklere en duyarlı dizilim Schlumberger'dir ve havuz içindeki görünür öz-direnç değerleri model öz-direnç değerlerine yakındır. Havuzun kenarlarından itibaren, derine doğru dik yönde uzanan ve yüksek görünür öz-direnç değerlerine sahip iki ayrı anomali grubu bulunmaktadır ve bunların havuz çeperlerinden kaynaklandığı düşünülmektedir (Şekil 4a). Bu dizilimin $z_e=7.5$ m'den elde edilen görünür öz-direnç haritası ise, havuz sınırları ile havuz içi görünür öz-direnç değerlerini tanımlamada modele oldukça yaklaşmıştır (Şekil 3a). Dipol-dipol diziliminin yapma kesitinde; havuz içi ve çevresinde model öz-direnç yakın görünür öz-direnç değerleri gözlenmesine karşın, dipol kollarının hiperbolik anomaliler ortaya çıkarması ayrımlılığı azaltmaktadır (Şekil 4d). Bu dizilimin $z_e=8$ m'den elde edilen görünür öz-direnç haritasında da ayrımlılık çok düşüktür (Şekil 3d). Pol-pol diziliminin yapma kesitinde ise, atık havuzunun içindeki görünür öz-direnç değerlerinin yükselmesine karşın, havuzu çevreleyen ortamın görünür öz-dirençleri model değerlere oldukça yakınsamıştır. Ancak anomali biçimi; dizilimin bir akım ve bir potansiyel kolu içermesinden dolayı, ters yönde bir uzanımına sahip olmakta ve derinde yüksek öz-dirençli görünür bir anomalinin oluşmasına neden olmaktadır. Dizilim duyarlılığının derinliğe bağlı olarak hızla azalması, atık havuzunun üst yüzünü tanımlamasına karşın, alt yüzünün tanımlanmasını engellemektedir (Şekil 4c). Bu dizilimin $z_e=8$ m'den oluşturulan görünür öz-direnç haritasında, atık havuzunun bulunduğu yerdeki anomali şekli açısından model yapıya çok benzemektedir. Ancak, görünür öz-direnç değerleri model yapıdan oldukça farklıdır ve genel olarak Schlumberger'den sonra böylesi bir modele uyum sağlayan ikinci dizilimin pol-pol olduğu belirtilmelidir (Şekil 3c). Böylece bu dizilimle atık havuzu gibi yüzeye yakın yapılardan elde edilecek görünür öz-direnç haritalarıyla oldukça iyi bir yorumlama yapılabileceği belirtilebilir.

Tasarımlanan ilk modelin zaman içinde çeşitli etkiler nedeniyle (deprem, heyelan, zemin sorunları vb.) sızdırdığını ve havuzu çevreleyen birime kimyasal içerikli bir akışkan sızıntısı olduğu düşünülerek, ikinci model tasarlanmıştır. Burada amaç; böylesi alanlar üzerinde periyodik olarak yapılacak öz direnç izleme ölçümlerinin, bir ölçüde de olsa, bilgisayar ortamında benzetiminin yapılmasıdır. Modelden sızan atık; akışkan havuzun altından başlayarak, yeraltına doğru gözenek iletimiyle hareket ederek, ortamın öz direnç değerlerini, içindeki kimyasal maddenin türüne bağlı olarak, azaltacak ya da artıracaktır. Bu örnekte öz direnç değerini azaltan bir model seçilmiştir. Bu durumun ortamın öz direncini atık içeren bölümlerde 200 ohm.m'den 50 ohm.m'ye düşürdüğü varsayılmıştır (Şekil 5e ve 6e). Hesaplamalar sonucunda elde edilen görünür öz direnç yapma kesitleri incelendiğinde; anomali biçimlerinin bir önceki örnektekine (pol-pol dizilimi hariç) oldukça benzediği, ancak havuzun altındaki görünür öz direnç değerlerinin sızan akışkan etkisiyle azaldığı görülmektedir (Şekil 6a, b, d). Pol-pol diziliminde ise, atık akışkanın ortama yayılması havuzun altındaki görünür öz direnç değerlerinin diğer dizilimlere göre daha fazla azalmasına neden olmuştur (Şekil 6c). Görünür öz direnç haritalarında da, sızıntı etkisi net biçimde ortaya çıkmaktadır (Şekil 5a, b, c, d). Bu haritalar içinde en iyi sonuç, yine Schlumberger dizilimiyle elde edilmiş ve bu dizilimi pol-pol diziliminin izlediği görülmüştür. Böylece bu iki dizilimin böylesi ortamları tanımlamada daha iyi olduğu, görünür öz direnç anlamında ve bu tür çalışmalarda öncelikli seçilmesi gerekli dizilimler olabileceği ortaya çıkmıştır. Bu benzetim, çevre kirliliği ve sızıntı izleme çalışmalarında, öz direnç yönteminin ortamdaki değişimlerin izlenmesinde yararlı bir yöntem olacağını göstermektedir.

Gömülü Bir Paleo-kanal Modeli

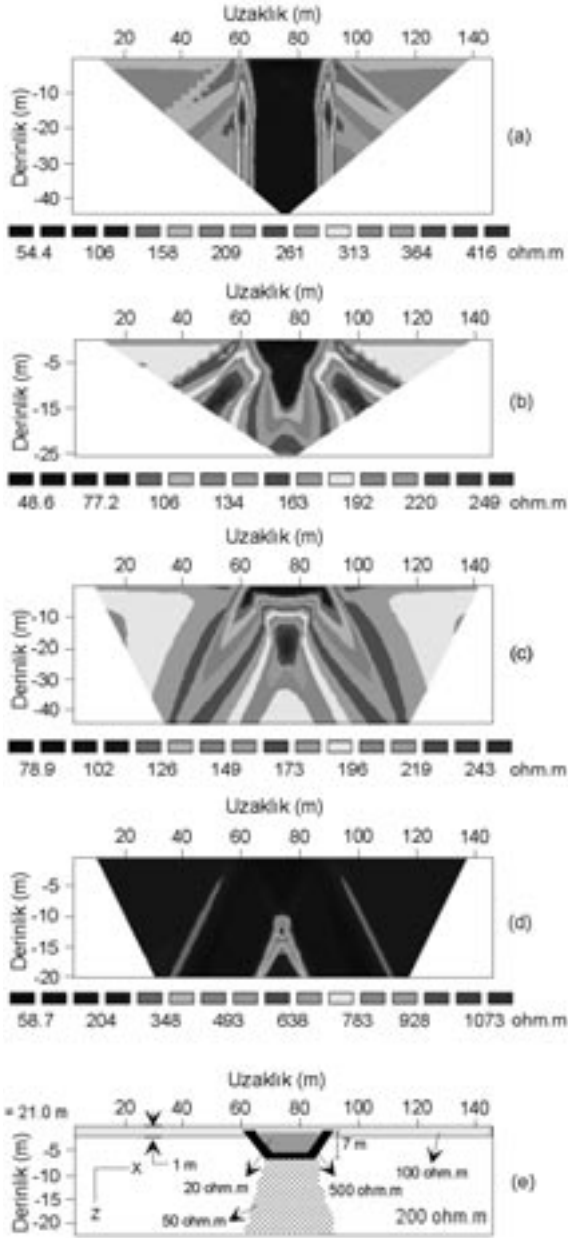
Yeraltı suyu tablasının belirlenmesi, jeofizik yaygın uygulama alanlarından biridir. Özellikle öz direnç yöntemi; bu tür ortamları belirlemedeki uygunluğu, uygulanış kolaylığı ve maliyeti dikkate alındığında, uygulamada oldukça sık kullanılmaktadır. Son yıllarda modelleme çalışmalarında ortaya çıkan gelişim, bu tür ortamların daha yorumlanabilir olmasını sağlayarak, yeraltı suyu araştırmalarında jeofizik öz direnç uygulamalarının önemini daha da artırmıştır.



Şekil 5. Çevresel model-2'nin görünür öz direnç haritaları: (a) Schlumberger, $z_e=7.5$ m, (b) Wenner, $z_e=8$ m, (c) pol-pol, $z_e=8$ m, (d) dipole-dipole, $z_e=8$ m ve (e) modelin $z=1$ m'deki yatay kesiti.

Figure 5. Apparent resistivity maps of the environmental model-2: (a) Schlumberger, $z_e=7.5$ m, (b) Wenner, $z_e=8$ m, (c) pole-pole $z_e=8$ m, (d) dipole-dipole, $z_e=8$ m and (e) horizontal resistivity model at the depth of $z=1$ m.

İlk model, yüzeye çok yakın yeraltı suyunun etkisiyle akifer özelliği taşıyabilecek gömülü bir paleo nehir yatağının belirlenebilirliğini araştırmak amacıyla tasarlanmıştır (hidrojeolojik model).

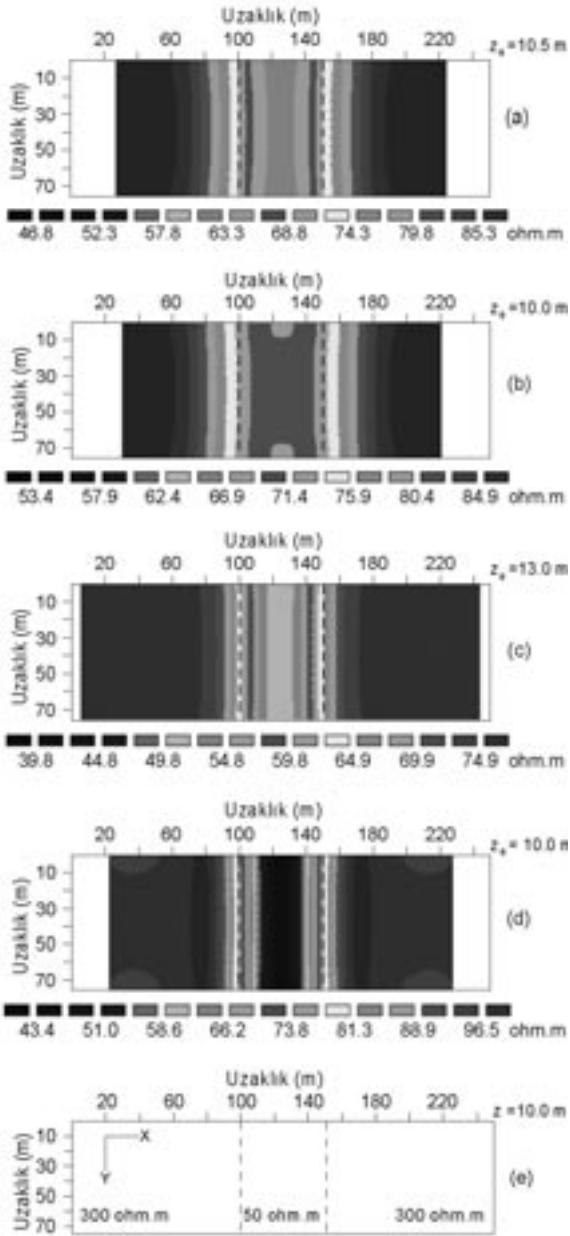


Şekil 6. Çevresel model-2'nin $y=21$ m'deki görünür özdirenç yapma kesitleri: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pol-pol, (d) dipol-dipol, (e) modelin $y=21$ m'deki düşey kesiti.

Figure 6. Apparent resistivity pseudo-sections of the environmental model-2 at the y -horizontal distance of 21 m: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pole-pole, (d) dipole-dipole, (e) vertical resistivity model at the y -horizontal distance of 21 m.

Bu amaçla (250 x 75) m boyutlarındaki yapay bir model oluşturulmuştur (Şekil 7e ve 8e). Hesaplamalar, alanın x ve y yönlerinde 5 m aralık-

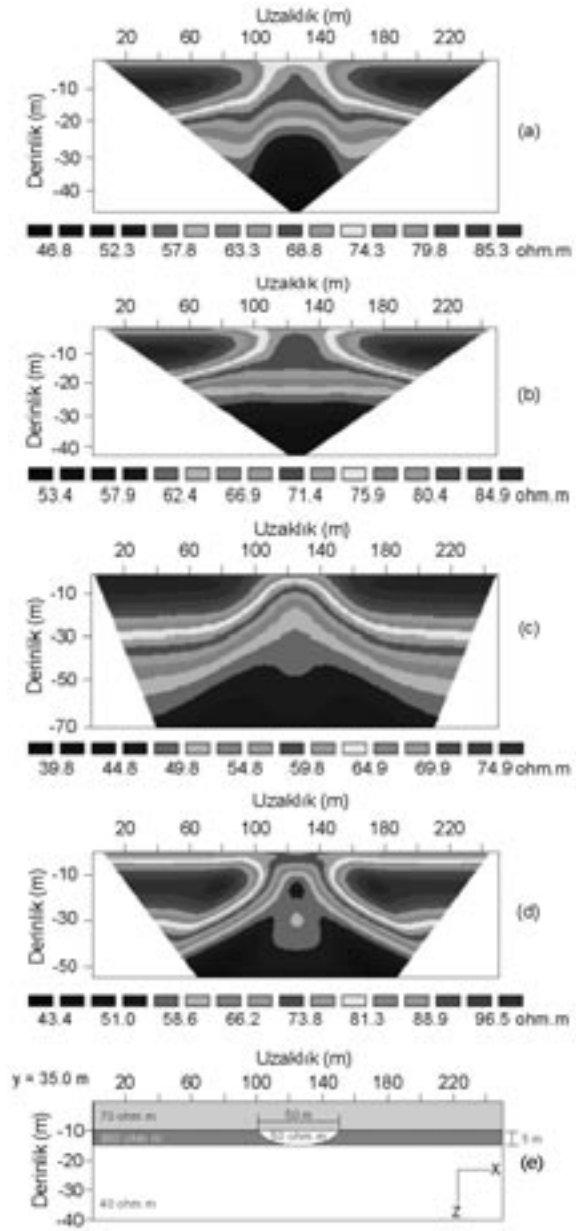
larla ölçüldüğü düşünülerek yapılmıştır. Daha önce belirtilen dizilim türlerine göre yapılan hesaplamalarla elde edilen görünür özdirenç yapma kesitleri incelendiğinde; bu model için en tanımsal anomaliyi dipol-dipol dizilimi vermektedir (Şekil 8d). Modelde tasarılan tüm yapıların yatay ve düşey yönlerdeki görüntüleri en belirgin şekilde bu dizilimde ortaya çıkmaktadır. Görünür özdirenç değerleri için de aynı tanımsallık devam etmektedir. Özellikle yaklaşık 10 m etki derinliğindeki görünür özdirenç kesitleri alındığında, tüm dizilimlerin yapı sınırlarını oldukça iyi tanımlamasına karşın, pol-pol ve dipol-dipol'un düşük özdirençli paleo kanalı gerçek özdirenç değerlerine daha yakın olarak tanımladığı görülmektedir (Şekil 7). Görünür özdirenç değerlerinin dipol-dipol diziliminde $z_e=10$ m kesitinden elde edilen haritada, paleo kanal yapısının belirgin biçimde ortaya çıktığı görülmektedir (Şekil 7d). Schlumberger dizilimi yapma kesitinde ise, örtü tabakası gömülü kanalın olduğu yerin dışında kalmaktadır. Ayrıca, gömülü kanalın etkisini gösteren anomali, alttaki yatay katman etkisini de bozmaktadır ve oluşan bu anomali, ortamdaki yapıyı tanımlamaktan uzaktır. Gömülü kanalın altında bulunan yatay katmanın olduğu yerdeki görünür özdirenç değerleri ise, modeldeki özdirenç değerine oldukça yakındır (Şekil 8a). $z_e=10.5$ m kesitinden elde edilen yatay görünür özdirenç haritasında da varsayılan yapı etkisinin modele uygun biçimde sürdüğü görülmektedir. Ancak varsayılan kanalın sınırları net olarak belirlenememekte ve görünür özdirenç değerleri de modele dipol-dipol ve pol-pol sonuçlarından daha uzaktır (Şekil 7a). $z_e=10$ m'den elde edilen Wenner görünür özdirenç haritasında, yapı sınırlarının belirginliği oldukça düşüktür (Şekil 7b). Yapma kesitte ise; örtü tabakası, kanalın üzeri hariç, açıkça gözlenmektedir. Gömülü kanal ve çevre birimlerin etkisi ise açıkça tanımlanamamaktadır. Ancak, en alttaki yatay katmanı simgeleyecek biçimde görünür özdirenç değerinin model ile uyumlu ve görünür değerlerinde model özdirenç değerine yakın olduğu görülmektedir (Şekil 8b). Pol-pol diziliminde örtü katmanı modele benzer bir anomali vermesine karşın, tasarlanan kanal biçimli yapı üzerinde anomali bozulması gözlenmektedir. Üstteki örtü katmanı için görünür özdirenç değeri, model özdirenç değerine çok yakın bir değer almaktadır. Ancak bu dizilimin duyarlılığının zayıf olması nedeniyle, derine doğru çevre ortamların etkisi açıkça gözlenememekte ve görünür



Şekil 7. Hidrojeolojik modelin görünür öz direnç haritaları: (a) Schlumberger, $z_e=10.5$ m, (b) Wenner, $z_e=10$ m, (c) pol-pol, $z_e=13$ m, (d) dipol-dipol, $z_e=10$ m ve (e) modelin $z=10$ m'deki yatay kesiti.

Figure 7. Apparent resistivity maps of the hydrogeological model: (a) Schlumberger, $z_e=10.5$ m, (b) Wenner, $z_e=10$ m, (c) pole-pole $z_e=13$ m, (d) dipole-dipole, $z_e=10$ m and (e) horizontal resistivity model at the depth of $z=10$ m.

öz direnç değerleri de yumuşatılmış bir anomali görüntüsü vermektedir. Varsayılan paleo-kanal türü yapının etkisi, andıran kesitte net şekilde



Şekil 8. Hidrojeolojik modelin $y=35$ m'deki görünür öz direnç yapma kesitleri: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pol-pol, (d) dipol-dipol, (e) modelin $y=35$ m'deki düşey kesiti.

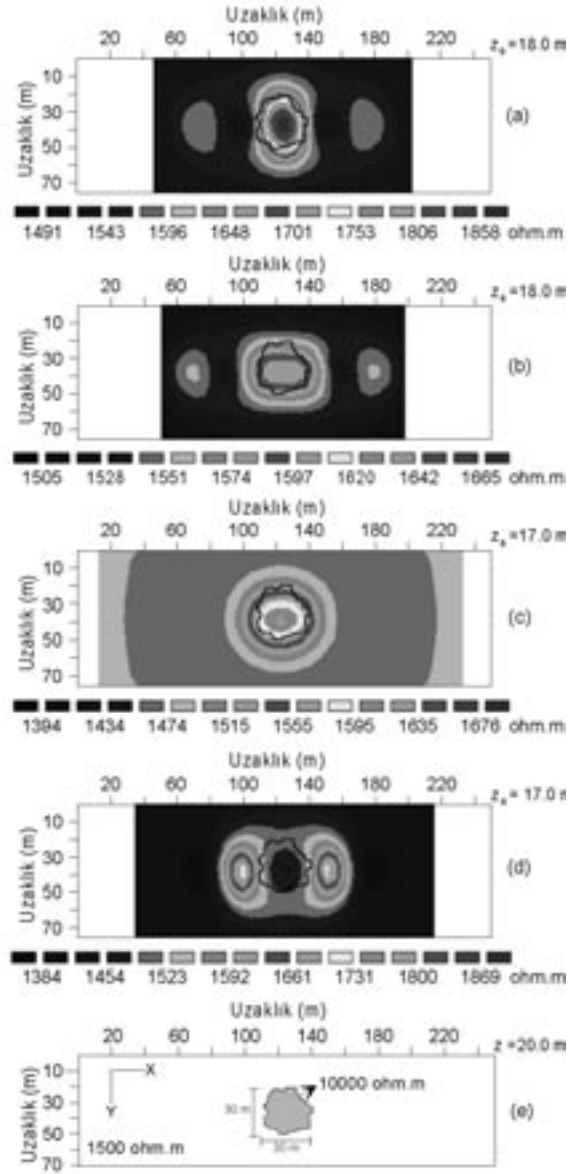
Figure 8. Apparent resistivity pseudo-sections of the hydrogeological model at the y -horizontal distance of 35 m: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pole-pole, (d) dipole-dipole, (e) vertical resistivity model at the y -horizontal distance of 35 m.

gözlenmemesine rağmen, anomalilerde yukarı doğru bir uzanım gözlenmektedir (Şekil 8c). Bu dizilimin $z_e=13$ m'den elde edilen görünür öz direnç haritası ise, yapı hakkında Wenner ve

Schlumberger diziliminden daha iyi bir yorum olanağı sunmaktadır (Şekil 7c).

Karstik Boşluk Modelleri

Karstik yapılar, mühendislik uygulamalarda önemli bir sorun olarak ortaya çıkar ve bunların saptanması sığ jeofiziğin yaygın uygulama alanlarından birini oluşturur. Özellikle öz direnç yöntemi, bu tür yapıların yerlerinin belirlenmesinde önemli bir araştırma tekniğidir. Bu amaçla, bu tür yapıların üç-boyutlu öz direnç çalışmaları sonucunda belirlenebilirliğini göstermek için, karstik yapılara uygun değişik benzetim modelleri kurulmuştur. Bu modellerden ikisi, ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Oluşturulan ilk yapay model, (250 x 70) m boyutlarındaki bir alanda, 1500 ohm.m öz direnç değerine sahip bir kireçtaşı, ya da dolomit içerisinde, ve 30 m genişliğinde, yüzeyden 10 m derindeki bir boşluğu göstermektedir (karstik model-1) (Şekil 9e ve 10e). Hesaplamalar, alanın x ve y yönlerinde 5 m aralıklarla ölçüldüğü düşünülerek yapılmıştır. Görünür öz direnç haritaları, yapıyı en iyi tanımlayan $z_e=17$ ve 18 m'den elde edilmiştir. Dört ayrı dizilim için elde edilen yapma kesitler ve görünür öz direnç haritaları incelendiğinde, modelin tüm dizilimlerde bir anomali oluşturduğu gözlenmektedir (Şekil 9 ve 10). Schlumberger dizilimi için elde edilen görünür öz direnç haritasında ($z_e=18$ m) böylesi bir yapı ve çevreleyen ortam açıkça belirlenirken (Şekil 9a), yapma kesitte anomali biçimi yüzeyden derine doğru artan görünür öz direnç değerlerine sahiptir ve tanımsallığı engellemektedir (Şekil 10a). Pol-pol diziliminin yapma kesitinde boşluk ve çevreleyen ortam açıkça belirlenirken, boşluğun altında görünür öz direnç değerleri azalmakta ve anomali derine doğru hiperbolik bir biçim almaktadır (Şekil 10c). Bu dizilimin $z_e=17$ m'den elde edilen görünür öz direnç haritasında, Schlumberger ve Wenner'den daha iyi bir belirlenebilirlik mevcuttur (Şekil 9c). Dipol-dipol, yapma kesitleri hiperbolik bir anomali oluşturmasına karşın, boşluğun bulunduğu yerde yüksek öz direnç değerleri görülmektedir (Şekil 10d). Bu dizilimin $z_e=17$ m'deki görünür öz direnç haritası, modeli diğer tüm dizilimlerden daha kötü tanımlamaktadır (Şekil 9d). Wenner diziliminde ise, karstik yapı belirlenmekle birlikte, hem $z_e=18$ m'den elde edilen görünür öz direnç haritasından, hem de yapma kesitten yapının sınırları hakkında yorum yapmak oldukça zordur (Şekil 9b ve 10b). Böylesi bir ya-

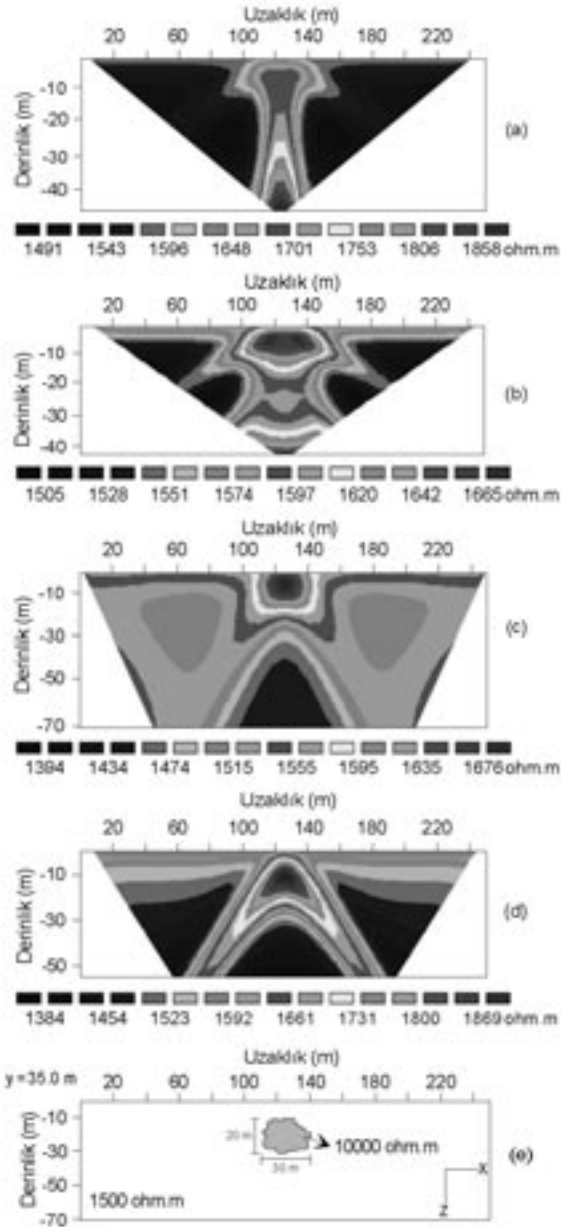


Şekil 9. Karstik model-1'in görünür öz direnç haritaları: (a) Schlumberger, $z_e=18$ m, (b) Wenner, $z_e=18$ m, (c) pol-pol, $z_e=17$ m, (d) dipol-dipol, $z_e=17$ m ve (e) modelin $z=20$ m'deki yatay kesiti.

Figure 9. Apparent resistivity maps of the karstic model-1: (a) Schlumberger, $z_e=18$ m, (b) Wenner, $z_e=18$ m, (c) pole-pole $z_e=17$ m, (d) dipole-dipole, $z_e=17$ m and (e) horizontal resistivity model at the depth of $z=20$ m

pı için en iyi dizilimin sırasıyla; pol-pol, Schlumberger, Wenner ve dipol-dipol olduğu ortaya çıkmıştır.

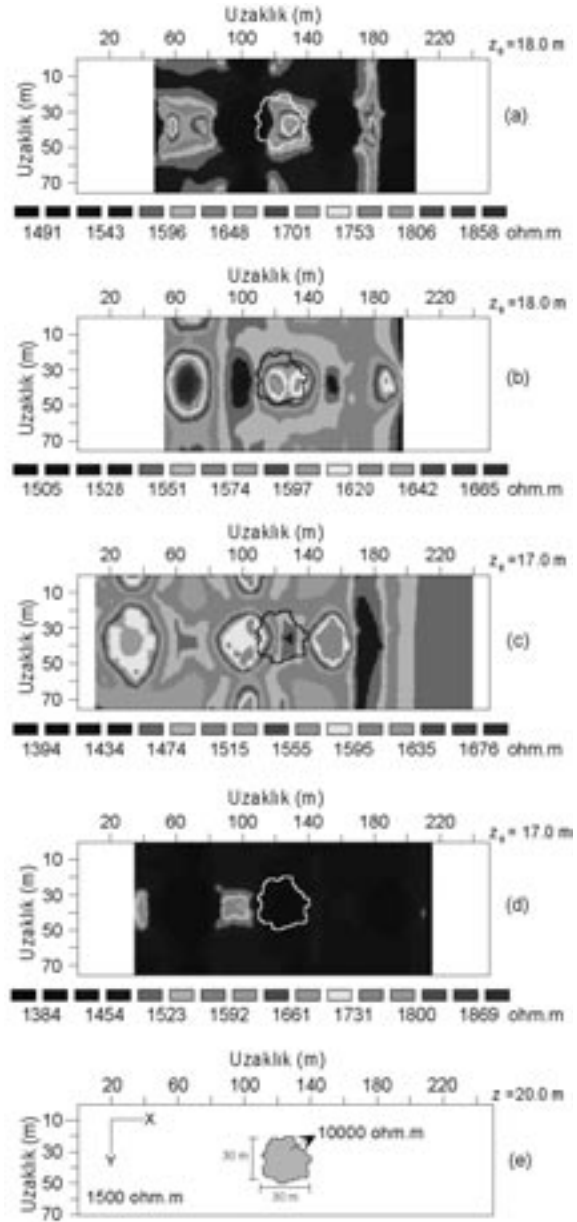
İkinci model ise, birinci modelin yüzeye yakın bölümlerinin çeşitli iklimsel etkiler nedeniyle bo-



Şekil 10. Karstik model-1'in $y=35$ m'deki görünür öz-direnç yapma kesitleri: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pol-pol, (d) dipol-dipol, (e) modelin $y=35$ m'deki düşey kesiti.

Figure 10. Apparent resistivity pseudo-sections of the karstic model-1 at the y -horizontal distance of 35 m: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pole-pole, (d) dipole-dipole, (e) vertical resistivity model at the y -horizontal distance of 35 m.

zunmuş ve bunun sonucu oluşan oyuklarında 80 ohm.m'lik öz-direnç değerine sahip toprak ile dolduğu düşünülerek oluşturulmuştur (karstik model-2) (Şekil 11e ve 12e). Bu modelle yapılan

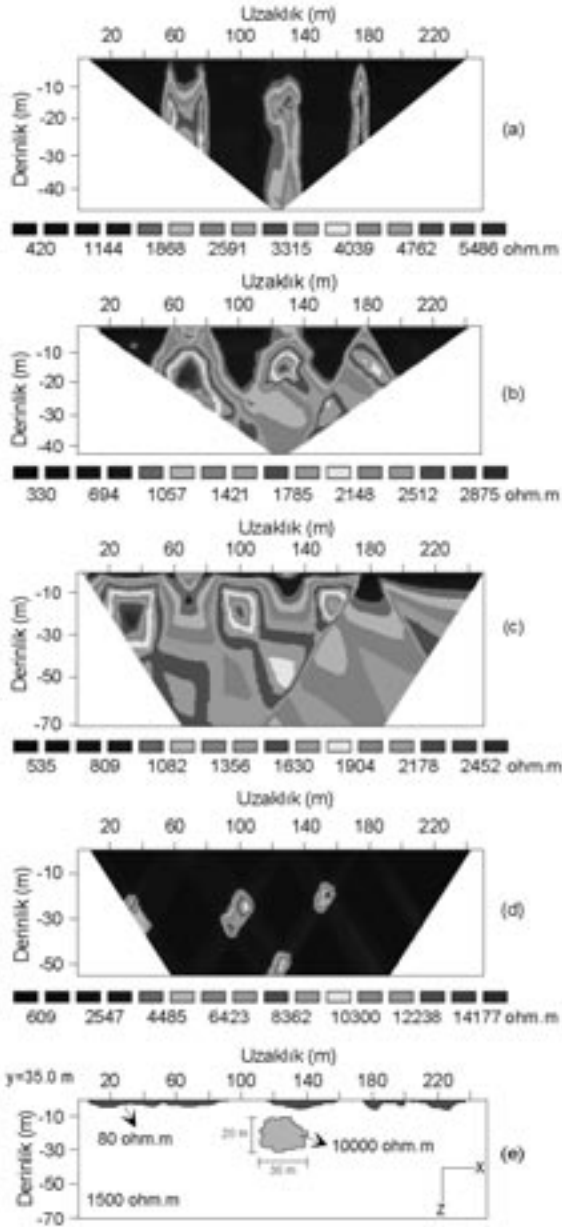


Şekil 11. Karstik model-2'nin görünür öz-direnç haritaları: (a) Schlumberger, $z_e=18$ m, (b) Wenner, $z_e=18$ m, (c) pol-pol, $z_e=17$ m, (d) dipol-dipol, $z_e=17$ m ve (e) modelin $z=20$ m'deki yatay kesiti.

Figure 11. Apparent resistivity maps of the karstic model-2: (a) Schlumberger, $z_e=18$ m, (b) Wenner, $z_e=18$ m, (c) pole-pole, $z_e=17$ m, (d) dipole-dipole, $z_e=17$ m and (e) horizontal resistivity model at the depth of $z=20$ m.

hesaplamalar sonucu elde edilen haritalar ve yapma kesitler incelendiğinde, tüm dizilimlerde yüzeydeki bozunma ve burada bulunan düşük öz-dirençli katmandan dolayı gömülü yapının

anomali önemli oranda maskelenmekte ve ayrıca yüzey örtüsünden kaynaklanan birçok ikincil anomali ortaya çıkmaktadır (Şekil 11 ve 12). Elde edilen görünür öz direnç haritaların-



Şekil 12. Karstik model-2'nin $y=35$ m'deki görünür öz direnç yapma kesitleri: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pol-pol, (d) dipol-dipol, (e) modelin $y=35$ m'deki düşey kesiti.

Figure 12. Apparent resistivity pseudo-sections of the karstic model-2 at the y -horizontal distance of 35 m: (a) Schlumberger, (b) Wenner, (c) pole-pole, (d) dipole-dipole, (e) vertical resistivity model at the y -horizontal distance of 35 m.

dan ($z_e=17$ ve 18 m için) aşağıda bulunan karstik yapıyı hemen hemen hiçbir dizilimle belirleme olanağı olmamasına karşın, yine de en iyi sonucu, sırasıyla, Wenner ve Schlumberger dizilimi vermektedir (Şekil 11a,b,c,d). Benzer biçimde yapma kesitlerden de gömülü karstik yapıyı belirleme olanağı yoktur. Karstik yapının etkisi Schlumberger ve Wenner dizilimlerinde, diğer anomalilerle karışmasına karşın, bir ölçüde olsa görülmektedir (Şekil 12a ve b). Ancak pol-pol ve dipol-dipol dizilimlerinden böylesi bir yapıyı tanımlama olanağı bulunmamaktadır (Şekil 12c ve d).

SONUÇLAR

Bu çalışmada; sığ ölçekli öz direnç çalışmalarında karşılaşılan sorunların bilgisayar ortamındaki benzetimi, sonlu farklar yöntemiyle elde edilmiştir. Üç boyutlu olarak yapılan bu modelleme çalışmasında dört farklı dizilim (Schlumberger, Wenner, pol-pol, dipol-dipol) kullanılmış ve bunların yanıtları elde edilmiştir. Çalışmalar; sorunların genel özellikleri bilindiğinde, doğaya uygun karmaşık modellerin ve kullanılan yöntem yardımıyla da bu yapılar üzerindeki öz direnç yanıtının kısa sürede oluşturulabileceğini ortaya koymuştur. Model yapının karmaşıklaşması ve özellikle aranan hedef yapının üzerinde dirençli, ya da iletken başka yapıların bulunması durumunda oldukça farklı sonuçların elde edildiği görülmüştür. Böylece yapının karmaşıklaşmasıyla aranan hedef yapının belirlenmesi zorlaşmaktadır. Bu sonuç, benzeri yeraltı durumlarının araştırılmasında elde edilen görünür öz direnç andıran kesitlerinden yorum yapmanın ne denli önemli sakıncalar doğuracağını açıkça ortaya koymaktadır. Bu gibi durumlarda; kullanılan dizilim sayısının fazlalığı, sahada farklı jeofizik yöntemlerin uygulanması, ters-çözüm modellemesi ve iyi bir jeoloji bilgisi yorumlamayı arttıracaktır. Çalışmalar sırasında; anomaliye en büyük katkıyı genelde sığ derinlikte gömülü bulunan yapılar vermektedir. Böylece yeraltındaki hedef yapıların sığlaşmasıyla görünür öz direnç haritalarından yorum yapmanın, dizilime bağlı olarak değişmekle birlikte, genelde kolaylaştığı; yapıların derinleştiği durumda ise, hem yapma kesitlerin, hem de görünür öz direnç haritalarının daha da karmaşık bir durum aldığı saptanmıştır. Ayrıca; modellerin karmaşıklaşması, öz direnç değerleri arasındaki zıtlığın artması ve yapıların farklı derinliklerde gömülü olma duru-

mu yapıların belirlenebilirliğini doğrudan etkilemektedir. Bu nedenle; bu çalışma sıg jeofizik araştırmalarda, üç boyutlu çalışma yapılmaz ise, görünür öz direnç değerleri yardımıyla yorum yapmanın önemli sakıncalar içereceğini ortaya çıkarmıştır.

Bu çalışmada olduğu gibi, kısa sürede ve kolayca elde edilebilen yapma kesitler ve haritalar; arkeoloji, çevre sorunları, mühendislik ve hidrojeoloji ile ilgili sıg ölçekli sorunların çözümünde yorumlamaya önemli oranda katkı sağlayacaktır. Ayrıca, yeraltındaki cisimlerin değişik dizilimlere göre farklı yanıtlar vermesi de, araştırmanın amacına uygun dizilimin seçilmesi açısından bu tür çalışmaların önemini ortaya koymaktadır. Böylece araştırılacak alanda, elde edilmesi olanca anomalilerin bilgisayar ortamında benzetimi ile araştırma sorunu hakkında çalışma öncesi bazı yorumlar yapılabilir ve arazi ölçümleri daha iyi planlanabilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, yayının son şekline gelmesinde gösterdiği önemli katkılardan dolayı dergi editörü Prof. Dr. Reşat Ulusay'a ve isim belirtilmeyen hakeme teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Apparao, A., 1979. Model tank experiments on resolution of resistivity anomalies obtained over buried conducting dikes-in-line and broadside profiling. *Geophysical Prospecting*, 27, 835 - 847.
- Berge, M.A., 2002. Sıg aramacılıkta sonlu farklar yöntemi ile iki-boyutlu düz çözüm öz direnç modellemesi. Lisans tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 77 s (yayımlanmamış).
- Brizzolari, E., and Bernabini, M., 1979. Comparison between Schlumberger electrode arrangement and some focused electrode arrangements in resistivity profiles. *Geophysical Prospecting*, 27, 233 - 244.
- Candansayar, M.E., and Başokur, A.T., 2001. Detecting small-scale targets by the 2D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archaeological survey. *Geophysical Prospecting*, 49, 13 -25.
- Coggon, J.H., 1971. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, 36, 132 -155.
- Dahlin, T., 2001. The development of dc resistivity imaging techniques. *Computer and Geosciences*, 27, 1019 -1029.
- Dahlin, T., and Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2-D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379 -398.
- Dahlin, T., Bernstone, C., and Loke, M. H., 2002. Case History: A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden. *Geophysics*, 67, 1692-1700.
- Das, U.C., and Parasnis, D.S., 1987. Resistivity and induced polarization responses of arbitrarily shaped three-dimensional bodies in a two-layered earth. *Geophysical Prospecting*, 35, 98 -109.
- Dey, A., and Morrison, H.F., 1979a. Resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 106 -136.
- Dey, A., and Morrison, H.F., 1979b. Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *Geophysics*, 44, 753 -780.
- Dieter, K., Paterson, N.R., and Grant, F.S., 1969. IP and resistivity type curves for three-dimensional bodies. *Geophysics*, 34, 615 - 632.
- Edwards, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42, 1020-1036.
- Göktürkler, G. ve Drahor, M. G., 2004. Yinelemeli yöntemle üç boyutlu öz direnç modellemesi. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen ve Mühendislik Dergisi* (baskıda).
- Griffiths, D.H., and Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211-226.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J., and Olayinka, A.I., 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break*, 8(4), 121 -129.
- Hohmann, G.W., 1975. Three-dimensional induced polarization and electromagnetic Modeling. *Geophysics*, 40, 309 - 324.
- Jepsen, A.F., 1969. Numerical modeling in resistivity prospecting. Ph. D. Thesis, University of California, Berkeley, USA (unpublished).
- Kurtuluş, T.Ö., 2003. Sıg aramacılıkta sonlu farklar yöntemi ile üç-boyutlu öz direnç modellemesi. Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 69s (yayımlanmamış).
- Loke, M.H., 2001a. Res3dmod ver. 2.1, Three-dimensional resistivity and IP forward modeling using the finite difference and finite element methods. User's manual, www.geoelectrical.com.

- Loke, M.H., 2001b. *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Penang, Malaysia, Universiti Sains Malaysia, unpublished course notes, 121 pp, www.geoelectrical.com.
- McGillivray, P.R., and Oldenburg, D.W., 1990. Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem, a comparative study. *Geophysical Prospecting*, 38, 499-524.
- Meyer, W.H., 1977. Computer modelling of electromagnetic prospecting methods. Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley, USA (unpublished).
- Mufti, I.R., 1976. Finite difference resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysics*, 41, 62 -78.
- Okabe, M., 1981. Boundary element method for the arbitrarily inhomogeneities problem in electrical prospecting. *Geophysical Prospecting*, 29, 39 - 59.
- Parasnis, D.S., 1965. Theory and practice of electric potential and resistivity prospecting using linear current electrodes. *Geoexploration*, 3(1), 3 - 69.
- Pridmore, D.F., Hohmann, G.W., Ward, S.H., and Sill, W.R., 1981. An investigation of finite element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions. *Geophysics*, 46, 1009 -1024.
- Rijo, L., 1977. Modeling of electric and electromagnetic data. Ph.D. Thesis, University of Utah, USA (unpublished).
- Scriba, H., 1981. Computation of the electric potential in three-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 29, 790 - 802.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., and Keys, D.A., 1976. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, 860 pp.
- Van Nostrand, R.G., and Cook, K.L., 1966. Interpretation of resistivity data. USGS Prof. Paper, Printing Office, Washington, USA, 449 pp.
- Van Overmeeren, R.A., and Ritsema, I.L., 1988. Continuous vertical electrical sounding. *First Break*, 6(10), 313 - 324.



Arazide bir fay yüzeyinin kayma yönünü saptamada kullanılan “elle dokunma” yönteminin geçerliliği

Validity of the “rubbing” method for the field determination of the shear sense of a fault surface

M. Tekin YÜRÜR

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532, Ankara

ÖZ

Bir fay yüzeyinin incelenmesi ile fay hareketinin saptanmasında ülkemiz yer bilimcilerinin kullandıkları bir yöntem, fay yüzeyinde fay çiziklerine paralel olarak elle dokunmada en az sürtünmeyi sağlayan yönün fay hareket yönü olarak saptanması esasına dayanır. Bu yazıda, arazi gözlemleri yardımı ile bu yöntemin hatalara yol açtığı gösterilerek, arazide bir fay yüzeyindeki kayma yönünün ikincil Riedel kırıklarının ve diğer yapıların incelenmesine dayanan yöntemlerle saptanması gerektiği önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Fay kinematığı, ikincil yapılar, kayma yönü.

ABSTRACT

To determine the shear sense on a fault surface, Turkish earthscientists widely use and teach a method that consists to rub the surface and to decide for the sense that presents the least resistance to the touch in the direction of the slickenlines. With examples of fault surfaces observed in the field, it is shown that this method induces errors and that more reliable methods based on the observation of minor fractures like Riedel shears and other structures should be used to better determine the shear sense of a fault surface in the field.

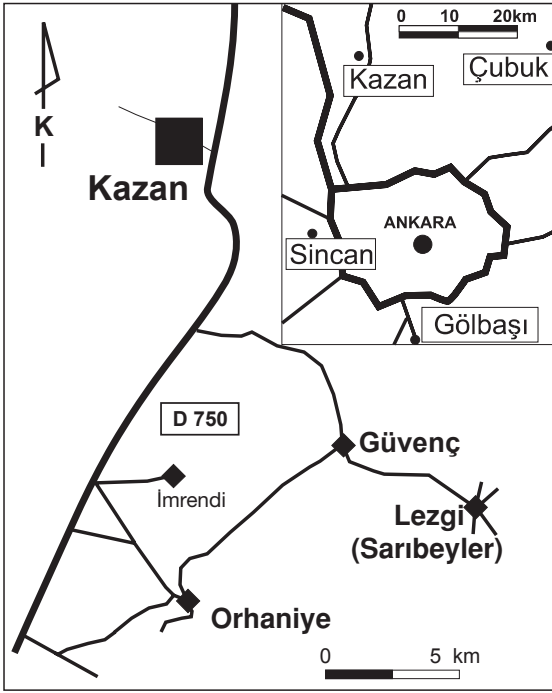
Key Words: Fault kinematics, minor structures, shear sense.

GİRİŞ

Yazar, bu makalede meslektaşlarının ülkemizde kullandıkları ve halen öğretilmekte olan bir yöntemi ele almaktadır. Bu yöntem, sahada izlenen fay yüzeylerinin incelenmesi sonucu hareket yönünü belirlemeye yöneliktir. Bu yöntemle, yer bilimci fay çizikleri doğrultusunda fay yüzeyine elini sürtmekte ve kaymanın en kolay olduğu hareket yönünü fay hareketi olarak saptamaktadır. Bu makalede; Ankara kuzeyinde (Şekil 1) yapılan arazi gözlemleriyle bu yöntemin doğru sonuçlar vermediği gösterilerek, fay yüzeyinde bulunan çeşitli ikincil yapılar yardımı ile bu yönün saptanması önerilmektedir.

Fay yüzeyi yapıları

Şekil 2a’da bir fay yüzeyinde gözlemlenebilecek ikincil yapılar gösterilmiştir. Sıklıkla rastlanan bu tür yapılar, fayı oluşturan ve yüzeyde harekete neden olan gerilmelerle oluşan tansiyon çatlakları ve Riedel (Riedel, 1929) kırıklarıdır. Riedel kırıkları, ana fay düzlemi ile yaptıkları açı ve hareket yönü itibarıyla ana fay hareket yönünde veya bu yönün tersinde bir fay mekanizmasına sahip olmalarına göre ikiye ayrılırlar (Şekil 2b). Faylanmanın geliştiği malzemenin içsel sürtünme açısı (ϕ) ise, Riedel kırıklarından R fayla



Şekil 1. Yer bulduru haritası (www.maps.com sitesinden yararlanılarak çizilmiştir).

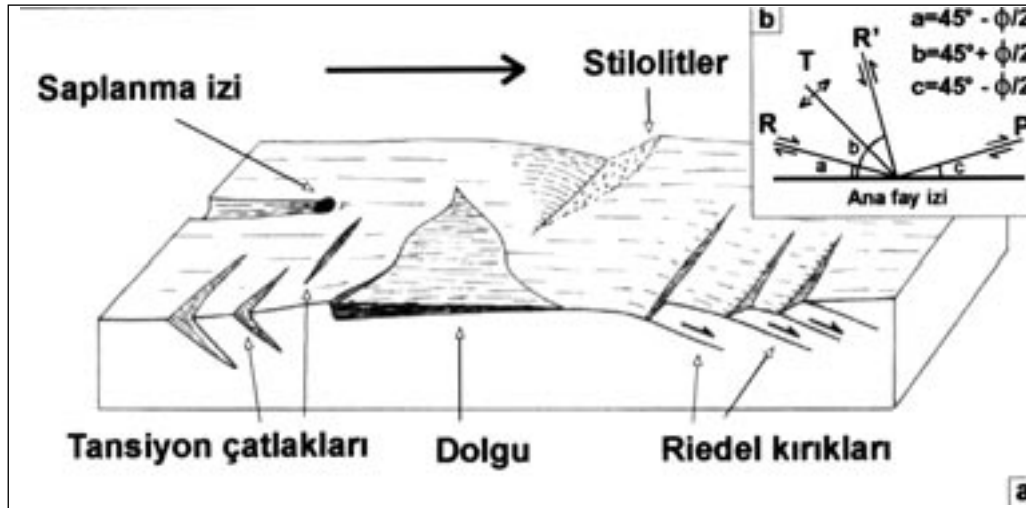
Figure 1. Location map (compiled with maps from www.maps.com).

" $45^\circ - \phi/2$ " açılı ve eş yönde hareketlidir (sintetik). R' ise, " $45^\circ + \phi/2$ " açılı ve ters yönde hareketlidir (antitetik) (Ahlgren, 2001). Bu ikincil ya-

pılar, analog kil veya kum modellerinde ve/veya bunlardan elde edilen sonuçlarla arazi gözlemlerinin incelendiği durumlarda görüleceği gibi (Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Tchalenko ve Ambraseys, 1970; Wilcox vd., 1973), ana faya göre daima aynı konumdadırlar. Arazide ise, özellikle eski kırıkları kesen veya birden fazla hareketi üzerine almış faylarda bu yapılar karmaşık bir hal alabilirler. Bu takdirde fay aynasının bu anlamda dikkatle incelenmesi gerekir. Bu konuyla ilgili başlıca yayınlar arasında Hancock (1985), Ramsay ve Huber (1987), Hancock vd. (1987) ve Petit (1987) ile sonuncu makalenin yayımlandığı ciltte yer alan diğer makaleler sayılabilir.

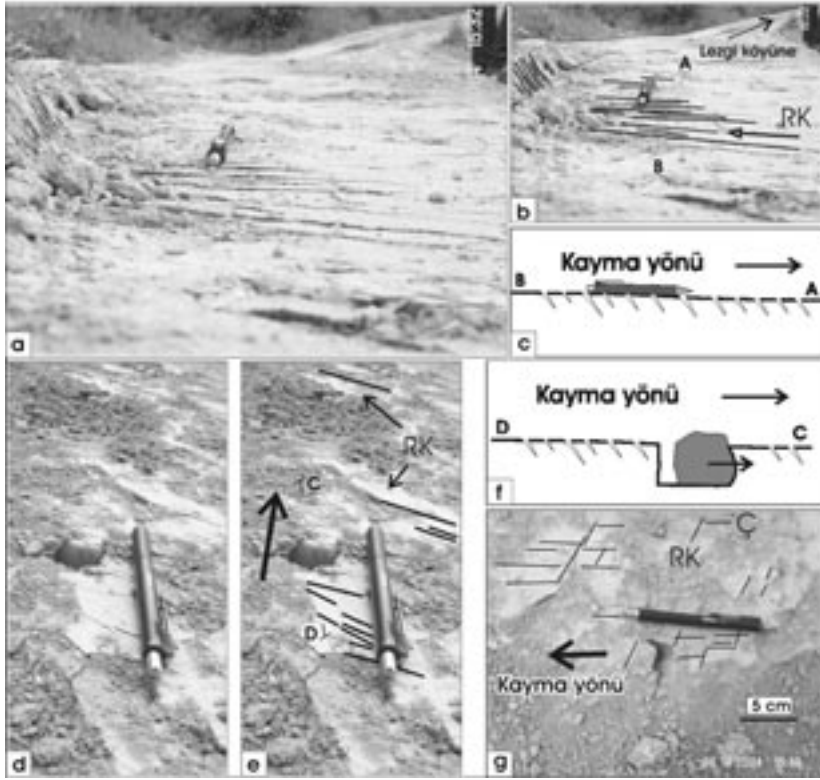
Faylanma mekanizmasına benzer yapay bir örnek

Yazar, Ankara'nın kuzeyinde yer alan Orhaniye ve Lezgi köylerine (bkz. Şekil 1) ulaşan toprak yolların kuzey kısımlarında yürütülmüş olan yol düzeltme çalışmaları sırasında iş makinasının madeni düzeltme bıçağının toprak üzerinde bıraktığı izleri incelemiştir (Şekil 3). Kirlili krem renkli ve killi toprak üzerinde, yatay veya az eğimli yol yüzeyini düzleten bıçağın oluşturduğu bu izler arasında, fay aynasına benzeyen ve yer yer cilalanmış bir yüzey üzerinde çok belirgin çizgiler ile birbirine paralel ve toprak içine gömü-



Şekil 2. (a) Bir fay yüzeyinde kayma yönünü veren yapılar (orta üstteki ok tavan bloğunun hareketini göstermektedir) (Choukroune, 1995'den değiştirilerek), (b) bir fay yüzeyinde oluşabilecek ikincil yapıların ana fayla ilişkileri (Ahlgren, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 2. Structures used to determine the shear sense on a fault surface (the arrow on the central upper part indicates the movement of the hanging-wall block) (modified from Choukroune, 1995), (b) relationship between a fault and minor structures that may form on the fault surface (modified from Ahlgren, 2001).



Şekil 3. Orhaniye köyü kuzeyindeki düzeltilmiş bir yolun yüzeyinde gözlemlenen yapılar: (a) düzeltme bıçağının yolda bıraktığı sistematik çatlaklar, (b) Riedel kırıkları (RK) ve A-B kesitinin yeri, (c) A-B kesiti, (d) ve (e) yol yüzeyinde görülen Riedel kırıkları ve C-D kesitinin yeri (kesitin yanındaki kalın ok kayma yönündedir), (f) C-D kesiti, (g) (d)'de verilen fotoğrafın üstten görünümü (Ç: çizikler; RK: Riedel kırıkları).

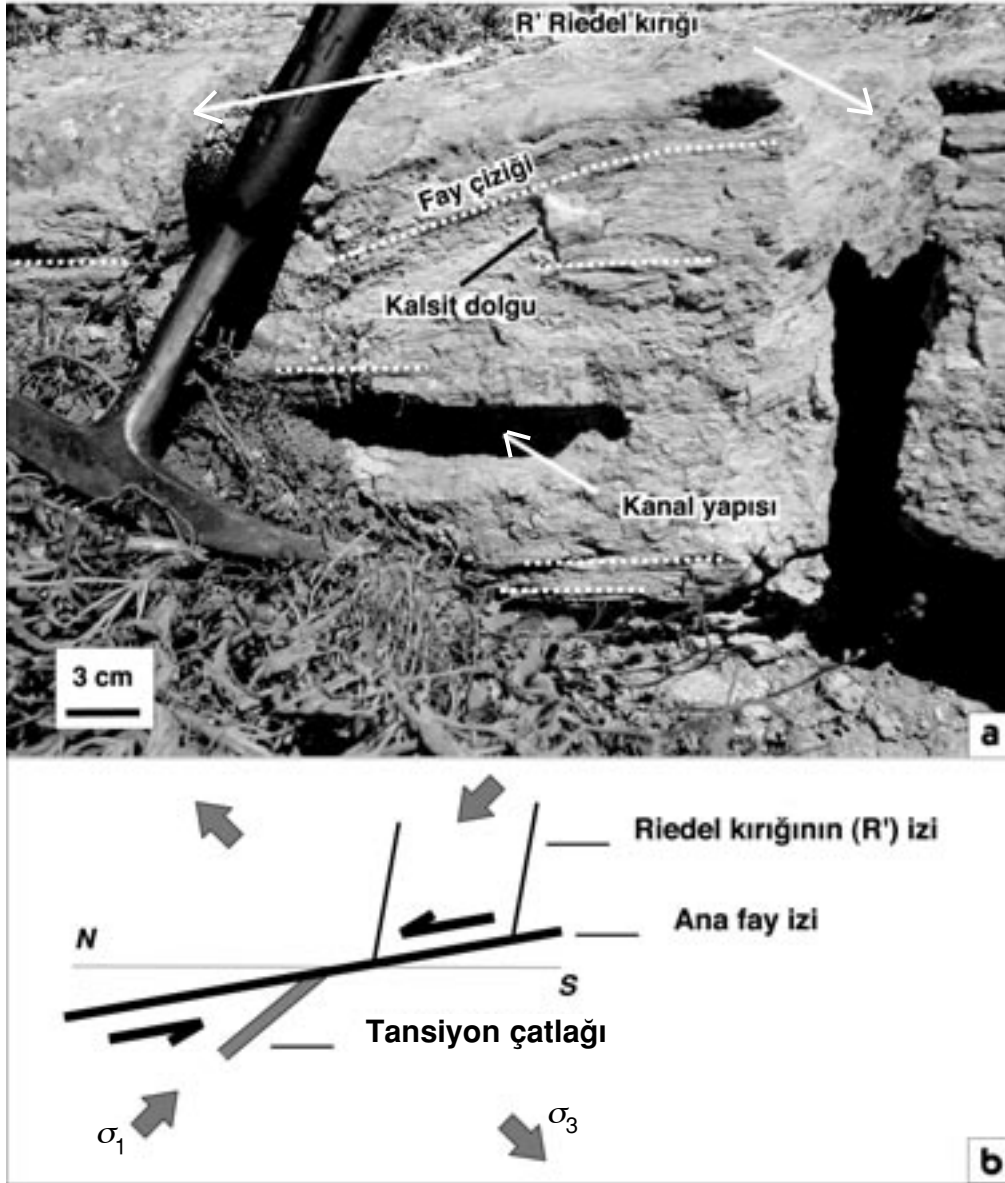
Figure 3. Structures observed on the rectified road surface at the north of Orhaniye village: (a) systematic fractures left on the road surface by the blade of the rectifying machine, (b) Riedel shears (RK) and location of the cross-section A-B, (c) cross-section A-B, (d) and (e) Riedel shears (RK) and location of the cross-section C-D, (f) cross-section C-D, (g) upview of the photograph given in (d), (Ç: çizikler; RK: Riedel shears).

len kırıklar bulunmaktadır (Şekil 3a, b). Kırıklar daima aynı yönde eğime sahiptir ve analog modeller örnek alındığında veya faylanma mekanizması düşünüldüğünde, kırıkların eğim yönünün yüzey üzerindeki izdüşüm vektörü bıçağın zemin üzerinde ilerleme yönünü vermektedir (Şekil 3c). Bu ilerleme yönünü veren bir başka gözlem de, yüzeydeki blok ve çakılların bıçağın itmesi ile yaptıkları hareketlerdir (Şekil 3d, e, f). Toprak içine gömülü bu kayaç parçaları bıçağın hareketine uyarak toprak içinde yer yer birkaç santimetre kadar yerdeğiştirmişlerdir. Kırık eğiminden hareketle saptanan bıçak hareket yönü, çakıl/blok ilerleme yönü ile aynıdır (Şekil 3f, g). Böyle bir yüzeye elle dokunulduğunda, “en kolay” kayma yüzeyi kırıkların eğim yönünün tersi, diğer bir ifadeyle, elle dokunularak saptanan yön hareketin yönünün tersi olacaktır.

Arazi gözlemleri

Bu bölümde Ankara'nın Kazan ilçesi güneydoğusunda yer alan Güvenç ve Lezgi (Saribeyler) köyleri civarında (bkz. Şekil 1) yürütülen arazi çalışmaları sırasında gözlemlenen ve belirgin kırılma ölçütleri içeren iki fay yüzeyi “elle sürme” yöntemi ile fay yüzeyinde gözlemlenen ikincil yapıların kullanıldığı yöntem açısından ele alınmıştır. Ölçülen fayların konumları; fayın doğrultusu, eğim açısı ile yönü ve fay çizığının sapma açısı şeklinde verilmiştir.

Bu faylardan biri (K10°B/88°KD/20°K), Lezgi köyü güneydoğusunda yer almakta ve Eosen yaşlı karasal kırıntılı birimleri (Koçyiğit, 1991) kesmektedir (GPS UTM X=470.780, Y=4443.200). Eğimi düşeye yakın olan fay yüzeyinde (Şekil 4)



Şekil 4. (a) Lezgi köyü güneydoğusunda yer alan bir fay yüzeyi, (b) fay yüzeyinde incelenen yapılardan itibaren saptanan fay mekanizmasının plan görünümü. (σ_1 ve σ_3 sırası ile en büyük ve en küçük asal gerilme eksenlerine karşılık gelmektedir).

Figure 4. (a) A fault surface cropping out at the south-east of the Lezgi village, (b) map view of the faulting mechanism as deduced from the observation of the structures studied on the fault surface. (σ_1 and σ_3 are the greatest and the least principal stress axes, respectively).

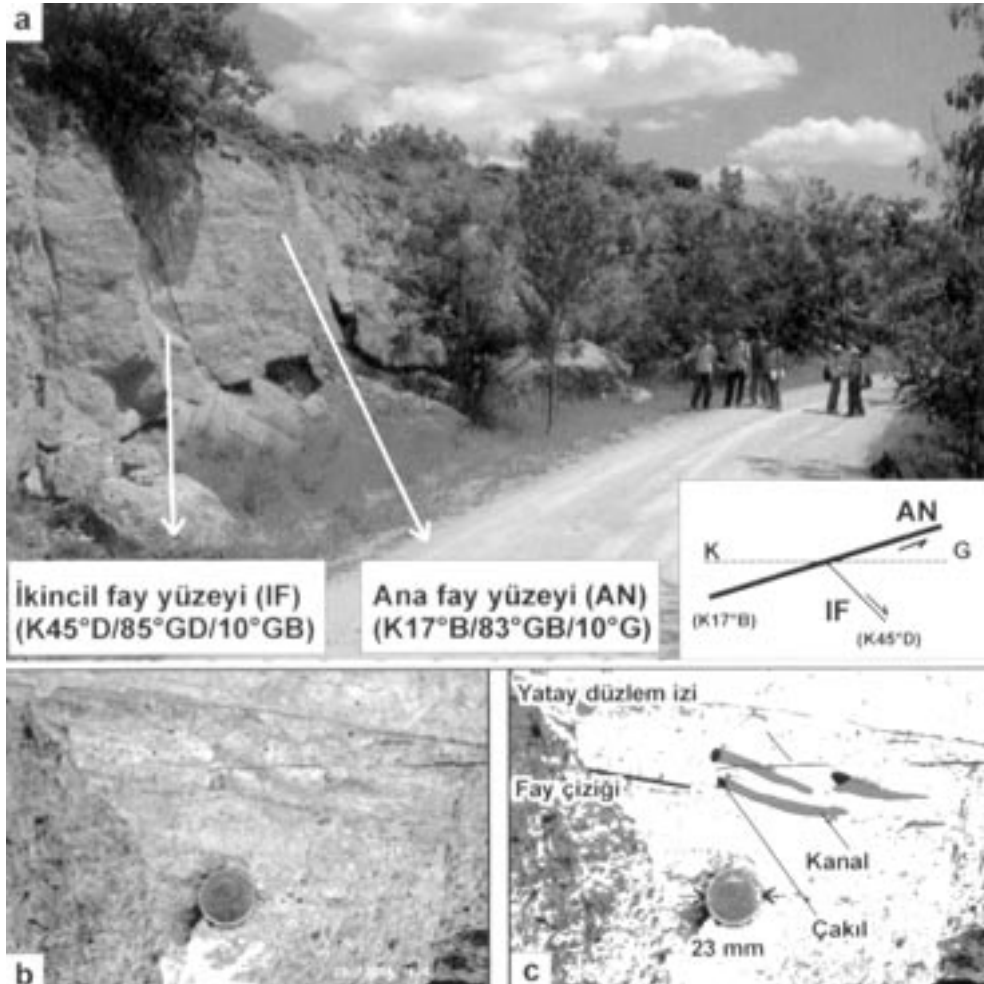
çizikler çok belirgindir ve fayın az bir eğim atım bileşeni olan bir doğrultu atımlı fay olduğu anlaşılmaktadır. Elle dokunma ile fayın sağ yönlü hareketler yaptığı saptanmaktadır. Buna karşın, yüksek açılı R' kırıkları (K80°B/düşey) ile arası santimetre düzeyinde olasılıkla aragonitik iri kristallerle dolmuş bir tansiyon çatlağının (K40°B/düşey) konumları gözönüne alındığın-

da, fayın hareketinin sol yönlü olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4b). Ayrıca fay yüzeyinde yaklaşık 3 cm eninde ve bir ucu gözlenemeyen, diğer ucu ise yarım küre şeklinde biten bir kanal yapısı bulunmaktadır. Kanal geometrisi, kanalın sert bir çakıl tarafından fay hareketi/hareketleri ile açılmış olduğuna işaret etmektedir. Yine Şekil 4a'daki fotoğrafta yer alan ve ana kaya ile ilişkisi

dolgunun sol tarafının kaybolmuş olması nedeniyle belirli olmayan kalsit dolgu da, sol yönde bir basit makaslama deformasyonu ile oluşmuş gibi görünmektedir. Tüm bu gözlemler fayın, elle yapılan saptamanın aksine, sol yönlü yerdeğiştirmelere yol açtığını göstermektedir.

Daha batıda ve Güvenç köyünün doğu-güneydoğusunda (GPS UTM X=481.330, Y=4440.740), pembe-kırmızı Eosen'e ait kırıntılı kayaları (Koçyiğit, 1991) kesen doğrultu atımlı bir fay (K17°B/83°GB/10°G) ile bu fayla yüksek açı (62°) yapan daha küçük ve ikincil bir fayda (K45°D/85°GD/10°GB) üç adet çakılın faylanmaya bağlı olarak maruz kaldıkları hareketler saptanmıştır (Şekil 5). Birkaç milimetre

boyutunda ve yuvarlağa yakın bu çakılların üçü de çok belirgin bir şekilde birkaç santimetre kadar sola kaymışlardır (Şekil 5b, c). Bu kaymalar, çakılların sağında yer alan kanallardan anlaşılmaktadır. Çakıllar, bu hareketlerin sonunda fay bloğuna saplanmış ve kalmışlardır. Diğer bazı kanallarda ise; çakıllar gözlenememekte olup, saplandıkları yerden düşmüş olmaları gerekir. Böyle bir yüzeyde elle dokunularak saptanacak kayma yönü, saplanmış çakıldan sağa, yani çakıldan sürtünme izine veya kanala doğru olacaktır. Diğer yön veya kanaldan çakıla doğru yapılacak hareket özellikle çakıl sınırında ele daha fazla sürtünme verecektir. Sonuçta, bu yöntemi kullanan bir yerbilimci hatalı olarak sol yön saptayacaktır. Sağ yönlü hareketler yapmış



Şekil 5. (a) Güvenç köyünün doğu-güneydoğusunda yer alan bir fay zonu, (b) ve (c) ikincil fay yüzeyinde gözlemlenen çakıl kaymaları ile gelişen kanallar.

Figure 5. (a) A fault surface cropping out at the east-south-east of the Güvenç village, (b) and (c) grooves formed due to pebble displacements on the secondary fault surface.

bu fayın ana fayla yaptığı yüksek açılı bu sürek-sizliğin ana fayın bir R' Riedel kırığı olduğunu düşündürmektedir. Bu taktirde ana fayın hareketi antitetik, yani ters yönde ve sol yönlü olacaktır. Ana fay yüzeyi, bu yönü belirten belirgin Riedel kırıkları taşımaktadır.

Sonuçlar

Analog modellerden elde edilen sonuçlarla ara-zide incelenen fay yüzeylerinde ulaşılan kayma ölçütleri dikkate alındığında, halen kullanılmakta olan ve "elle dokunma" şeklinde fay kayma yönünü saptamaya yarayan yöntemin yanlış sonuçlara yol açtığı ortaya çıkmaktadır. Yazar; uluslararası literatürde yeralmayan ancak ülkemizde halen öğretilmekte olan bu yöntemin yerine, bu makalede belirtilen ve fay yüzeyinde bulunan ikincil fay yapıların gözlemine dayanan yöntemin kullanılmasını önermektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, makaleye yapıcı eleştirileri ile katkı sağlayan Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ ile diğer hakeme teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Ahlgren, S. G., 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, 23(8), 1203-1214.
- Choukroune, P., 1995. *Déformations et Déplacements Dans La Croûte Terrestre*. Masson, Paris, 226 pp.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7 (3/4), 437-457.
- Hancock, P.L., Al-Kahdi, A., Barka, A.A., and Bevan, T.G., 1987. Aspects of analysing brittle structures. *Annales Tectonicae*, 1(1), 5-19.
- Koçyiğit, A., 1991. An example of an accretionary fore-arc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 22-36.
- Petit, J.-P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6), 597-608.
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology, (2): Folds and fractures*. London, Academic Press, 392 pp.
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 1929 B, 354-368.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1625-1640.
- Tchalenko, J.S., and Ambraseys, N.N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 41-60.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., and Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 74-96.