



Agora (Magnesia/Aydın) manyetik verilerinin kenar belirleme işleçleri ve 3-boyutlu ters çözümle modellenmesi

Modelling of magnetic data from the Magnesia Agora (Aydın) using edge detection operators and 3-D inversion

Emre TİMUR, Coşkun SARI

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

Geliş (received) : 14 Ekim (October) 2009
Kabul (accepted) : 25 Mart (March) 2010

ÖZ

Manyetik arama yöntemi, gömülü arkeolojik kalıntıların bulunması amacıyla kullanılan en etkili yöntemlerden biridir. Duvarlar, metalik nesnelere veya ocaklar gibi mıknatıslanabilir elementler içeren yapıların yer yüzeyinde oluşturdukları manyetik alan değişimlerinin ölçülmesi, bu yapıların konumlarının ve geometrilerinin belirlenmesinde uzun yıllardır kullanılmaktadır. Bu çalışmada, üç-boyutlu prizmatik modeller kuramsal olarak incelenmiş, yeni bir yaklaşım olarak kenar belirleme işleçleri sınır analizi yöntemi olarak yapı geometrisini belirlemek amacıyla uygulanmış ve yinelemeli ters çözümle sonuca ulaşılmıştır. Ayrıca, Magnesia arkeolojik alanının (Aydın) Agora'sı içinde yer alan Zeus tapınağının yeri toplam manyetik alan ölçümleriyle araştırılmış ve olası yapı belirlenerek uygun kazı yeri önerilmiştir. Yapı yerinin belirlenmesi amacıyla kullanılan kenar belirleme yönteminin uygulanması için öncelikle toplam manyetik alan anomali haritasının yapma gravite haritasına dönüştürülmesini gerektirmektedir. Uygulanan bu işlemin ardından hazırlanan MATLAB tabanlı bir yazılımla 3 farklı kenar-belirleme işleci ile gömülü yapının yüzeydeki izdüşümü belirlenmiştir. Sınırları belirlenen yapının köşe koordinatları ters çözümde kullanılarak olası yapının yeri daha kesin belirlenmiştir. Bu yöntemin yanı sıra, alanın manyetik anomali verilerine kutba indirgeme yöntemi uygulanmış ve yapının konumu hakkında ek bilgi elde edilmesi amaçlanmıştır. Sonuçta; kenar belirleme yöntemleriyle gerek kuramsal verilerde, gerekse arazi verisinde yapı sınırlarının başarıyla belirlenebildiği görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Kenar belirleme, manyetik yöntem, modelleme.

ABSTRACT

The magnetic prospection method is one of the most useful methods to detect buried archeological objects. The magnetic field variations over walls, metallic objects or furnaces containing magnetic elements, which have been used for many years reveal their locations and geometries. In this study, 3-D prismatic models were theoretically investigated and edge detection methods were utilized with an iterative inversion method to define the boundaries and the parameters of the model. The total magnetic field investigations were carried out at the temple of Zeus in the Agora of the Magnesia (Aydın) archeological site, an appropriate excavation site was suggested by designating a possible structure location. In the first step of the application, it was necessary to convert the total field anomaly into a pseudo-gravity anomaly map. Then the geometric projection of the buried structure was determined on the surface by applying a MATLAB based software containing 3 different edge detection algorithms. The exact location of the object was obtained by using these corner coordinates in the inversion process. In addition to these methods, reduction to pole was applied to the data to achieve more information about the location of the object.

As a result, the edge detection methods were found to be successful, both in the field and as theoretical data sets for delineating the boundaries of the buried structure.

Keywords: *Edge detection, magnetic method, modelling.*

GİRİŞ

Yer yüzeyinde gerçekleştirilen jeofizik çalışmalar, gömülü arkeolojik yapılarda herhangi bir hasara yol açmadan kalıntının yeri, geometrisi, derinliği ve mevcut durumu hakkında bilgi elde edilmesini sağlayarak kazı çalışmalarına önemli düzeyde katkı sağlamaktadır. Arkeolojik yapıların, çevrelerindeki jeolojik ortam içerisinde tek parça veya dağınık halde bulunmaları ile yapının ve jeolojik birimin fiziksel özelliklerinin farklılık göstermesi, yapılan çalışmaların başarısını etkileyen en önemli etkenlerin başında gelmektedir.

Arkeolojik alanlarda yapılan ilk jeofizik çalışmalar, 1940'lı yıllarda İngiltere'de başlamıştır. Bilinen ilk araştırma, Atkinson tarafından 1946 yılında İngiltere'de gerçekleştirilen bir doğru akım özdirenç çalışmasıdır (Atkinson, 1952). İlk manyetik inceleme ise, proton manyetometrelerinin gelişiminden sonra 1957 yılında Kuzey Amerika'da Belshe tarafından uygulanmıştır. Bu çalışmayı Oxford Üniversitesi'nden Aitken vd. (1958) ve Aitken'in (1974) yaptığı çalışmalar izlemektedir. Bu tarihlerden sonra birçok araştırmacı bu sonuçlardan etkilenecek ve bu iki yöntemi değişik arkeolojik alanlarda deneyerek umut verici sonuçlar elde etmişler ve ilk araştırma gruplarının temellerini atmışlardır (Drahor, 1998). Arkeolojik yerleşimlerde toprağın manyetik duyarlılığındaki değişimler önem taşımaktadır ve ölçülebilir özellikteki bu değişimler yoluyla manyetik duyarlılık değişim haritaları oluşturularak, gömülü arkeolojik nesnelere belirlenebilmektedir. Manyetik yöntemler yardımıyla arkeolojik alanlarda gömülü duvarlar, yollar, yapı girişleri ve temelleri, yanma bölgeleri, ocaklar, fırınlar, çöplük ve mezarlık alanlar gibi birçok yapısal birim kolayca saptanabilmektedir.

Ülkemizde arkeojeofizik çalışmalar 1960'lı yılların başında Giges ve Nemrut dağında bulunan tümülüslerin araştırılmasında ve Keban kurtarma kazılarında gerçekleştirilmiştir (Yaramancı, 1970). Bunun dışında; Achemhöyük (Drahor vd., 1999), Kerkenes Dağı (Erdem, 2002), Ortaköy Şapınıva

Hitit antik kenti (Özyalın, 2003), Amorium (Afyon) (Kaya vd., 2003, Drahor ve Şengül, 1999, Ekinçi, 2005), Magnesia (Aydın) Timur (2003) ile Candansayar ve Başokur (2001)'un çalışmaları da öne çıkan uygulamalar arasındadır. Magnesia arkeolojik alanında ilk jeofizik çalışma, 1989 yılında Başokur (1992) tarafından Argavlı Tümülüsü'nün girişinin araştırılması amacıyla üç gerilim yöntemi uygulanarak gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmada, Magnesia Antik Kenti'nin (Aydın) Agora'sında bulunan Zeus tapınağının yerinin belirlenmesi amacıyla toplam manyetik alan verileri ölçülmüştür. Elde edilen bu verilere yapay gravite dönüşümü ve kutba indirgeme işlemleri uygulanmıştır. Gravite dönüşümü uygulanan veriye kenar belirleme yöntemi kullanılarak sınır analizi gerçekleştirilmiş ve belirlenen sınırlar başlangıç modelinin geometrisinde kullanılarak üç-boyutlu (3B) ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemler kullanılarak olası yapının bulunduğu yer ve geometrisi belirlenmeye çalışılmıştır.

MALZEME VE YÖNTEM

Magnesia Antik Kenti Agora'sında arkeojeofizik çalışmalar kapsamında yapılan toplam manyetik alan ölçümleri, ENVI-MAG cihazı ile ± 0.1 nT duyarlılıklı proton manyetometresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Ölçümler, 35 profil üzerinde 35 noktada, profil ve ölçüm aralıkları birer metre olmak üzere alınmıştır. Toplanan verilerin matematiksel teknikler kullanılarak yorumlanmasından önce, kullanılacak veri işlem yöntemlerinin sınanması amacıyla belirli modeller için kuramsal veriler hesaplanmış ve sayısal yöntemler bu verilere uygulanmıştır. Sonuçlarla beklenti arasında büyük oranda uyum sağlanması üzerine yöntemlerin saha verilerine uygulanması sürecine geçilmiştir.

Kutba İndirgeme Yöntemi

Bir manyetik anomalinin şekli, yer manyetik alanının eğim ve sapma açıları ile yapının manyetik

kuzeyle yaptığı açığa bağlıdır. Bu nedenle manyetik verilerin yorumlanmasında en sık karşılaşılan sorunlardan biri, manyetik cisim ile anomali arasında, örneğin gravite yöntemindeki kadar belirgin bir ilişkinin gözlenememesidir. Kutba indirgeme işlemi sonucunda, yapıların oluşturduğu anomaliler cismin merkezinin üzerinde ve simetrik bir biçim almaktadır. Anomali şeklini yalınlaştırmak için Baranov (1957) ile Baranov ve Naudy (1964) bu matematiksel işlemi geliştirmişlerdir.

Baranov ve Naudy (1964); mıknatıslanma vektörünün toplam yer manyetik alan vektörü yönünde olduğunu varsayarak, düşey ve toplam manyetik alan değerleriyle kutba indirgenmiş değer ile türevleri arasındaki ilişkileri göstermişler ve yöntemi, yarı sonsuz düşey bir prizmanın ve küre modelinin oluşturduğu anomalilere uygulayarak doğruluğunu sınamışlardır.

Yöntemin gelişim süreci boyunca geçen yıllarda birçok araştırmacı çeşitli çalışmalar yapmıştır. Kutba indirgeme yöntemi, düşük manyetik enlemlerde hem yapının azimutu hem de manyetik eğim değeri sıfıra yaklaştığında ortaya çıkan tekillik nedeniyle duraysız bir hal almaktadır. Bu sorunun aşılabilmesi için Leu (1982), anomalileri kutba değil ekvatora indirgeme yöntemini önermiştir. Bu yöntemin dezavantajı, duraysızlık sorununun aşılabilmesine karşın yeni oluşan anomalinin yorumlanmasının çok güç hale gelmesidir. Bunun dışında yöntemle ilgili olarak, Pearson ve Skinner (1982) anomalilerdeki genliklerin düzenlenmesi üzerine, Li ve Oldenburg (1998 ve 2000) ters çözüm algoritması kullanarak farklı çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Bu çalışmada kullanılan algoritmada Baranov ve Naudy'nin (1964) yaklaşımı esas alınmıştır.

Tamamı z_0 gözlem düzlemi altında yer alan ve yapı boyunca mıknatıslanma şiddeti sabit olan 3B bir mıknatıslanma dağılımı $M(x, y, z)$ ele alındığında, bu dağılımın oluşturduğu manyetik alan bağıntısı Fourier ortamında Blakely (1995) tarafından aşağıdaki ifadeyle verilmektedir.

$$\Im[\Delta T] = 2\pi C_m \Theta_m \Theta_f |k| e^{k|z_0|} \int_{z_0}^{\infty} e^{-k|z'|} \Im[M(z')] dz' \quad (1)$$

Burada; Θ_m ve Θ_f terimleri,

$$\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|} \quad (2)$$

$$\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (3)$$

eşitlikleriyle ifade edilir, ayrıca $\hat{f} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ manyetik alan yönündeki birim vektör, $\hat{m} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ ise mıknatıslanma yönündeki birim vektördür. Burada $\Im[M(z')]$, z' derinliğindeki yapı boyunca bir yatay kesit üzerindeki mıknatıslanmanın Fourier dönüşümünü göstermektedir. Θ_f ve Θ_m terimleri manyetik belirtide bir evreye neden olmaktadır ve bu iki terim mıknatıslanma ve yer manyetik alan yönü ile ilgili tüm bilgileri içermektedir.

Mıknatıslanma dağılımı sabit kalıp, farklı bir yönde yer manyetik alanı ve mıknatıslanma ele alınırsa, 1 no.lu eşitlikte tanımlanan \hat{f} ve \hat{m} değişirken, $M(x, y, z)$ ise değişmeden kalacaktır. Bu dönüşüm sonucunda elde edilen belirti Fourier ortamında

$$\Im[\Delta T_r] = \Im[\varphi_r] \Im[\Delta T] \quad (4)$$

ifadesiyle tanımlanır. Burada; \Im Fourier dönüşümünü, T manyetik anomaliiyi, T_r kutba indirgeme dönüşümünden sonra elde edilen anomaliiyi ve φ yer manyetik alanı ve manyetik anomaliiye neden olan yapının mıknatıslanmasına bağlı bir dönüşüm katsayısıdır. Dönüşüm sonucunda elde edilen anomali, kuzey yer manyetik kutbunda gibi ölçülmüş olan anomalidir. 4 no.lu eşitlikteki φ_r , Θ_m ve Θ_f 'e bağlı bir değer olup $\Im[\varphi_r]$,

$$\Im[\varphi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_z)} \quad (5)$$

$$|k| \neq 0$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Burada ,

$$a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x \quad a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y$$

$$a_3 = -\hat{m}_y \hat{f}_x - \hat{m}_x \hat{f}_y \quad b_1 = \hat{m}_x \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_x$$

$$b_2 = \hat{m}_y f_z + \hat{m}_z f_y$$

olarak verilir. $\mathfrak{I}[\varphi_r]$ ifadesinin uygulanması, kutba indirgeme işlemi olarak tanımlanmaktadır (Baranov ve Naudy, 1964). ΔT_r , kuzey manyetik kutbunda ölçülmüş gibi olan belirtidir. Kutba indirgeme işlemi manyetik belirtideki kutuplanma yönlerinden kaynaklanan karışıklığı giderek, belirtileri yatay yönde kaynaklarının üzerine doğru kaydırmaktadır (Blakely, 1995).

Yapma Gravite Alanı Yöntemi

Yapma gravite verisinin dönüşümle elde edilmesi süreci doğrusal bir süzgeç yardımıyla genellikle Fourier ortamında gerçekleşir. Yöntem, $m(x, y, z)$ kutuplanma dağılımı üzerinde gözlemlenen manyetik belirtiyi, yoğunluğu $\rho(x, y, z) = m(x, y, z)$ olma koşulunda gözlemlenecek gravite anomalisine dönüştürmektedir (Blakely ve Simpson, 1986). Yapma gravite verisinin hesaplanmasında yine Baranov (1957) tarafından geliştirilen yöntem kullanılmaktadır. Poisson gravite ve manyetik potansiyel arasındaki ilişkiyi,

$$V = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} \hat{m} \nabla_p U = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} g_m \quad (6)$$

bağıntısıyla tanımlamıştır (Garland, 1951). Burada ρ yoğunluğu, M mıknatıslanma şiddetini, \hat{m} mıknatıslanma yönünü, g_m \hat{m} mıknatıslanma yönündeki yerçekimi alanını, γ Newton'un çekim sabitini ifade etmekte ve bu ilişkide ρ ile M 'nin sabit olduğu kabul edilmektedir.

6 no.lu eşitliğin Fourier dönüşümü,

$$\mathfrak{I}[g_m] = -\frac{\gamma \rho}{C_m M} \mathfrak{I}[V] \quad (7)$$

toplam manyetik alan ile yerçekimi alanı arasındaki ilişki ise,

$$\mathfrak{I}[g_m] = -\frac{\gamma}{C_m |k| \Theta_f M} \mathfrak{I}[\Delta T] \quad (8)$$

bağıntısı ile verilir. 8 nolu eşitliğin her iki tarafı Θ_m 'ye bölünürse,

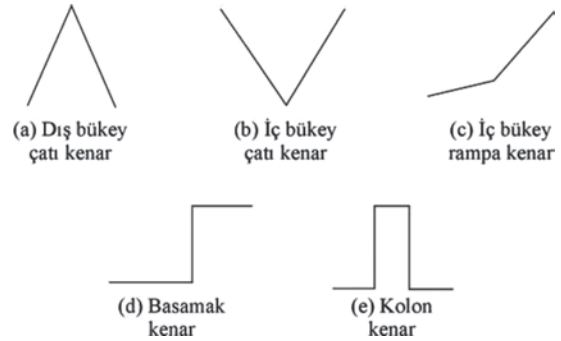
$$\mathfrak{I}[\Delta T_{psg}] = \mathfrak{I}[\Delta T] \mathfrak{I}[\psi_{psg}] \quad (9)$$

eşitliği elde edilir. Buradaki $\mathfrak{I}[\psi_{psg}]$ yapma yerçekimini oluşturan süzgeçtir.

Kenar Belirleme Yöntemi

Görüntü işleme, resimlerin modifiye edilmesi ve analizinin yapıldığı bir bilim dalıdır. Görüntülerin analizinin yapılabilmesi için öncelikle kenarlarının bulunması gerekir. Kenar bilgileri, sınır bilgisinin belirlenmesi veya görüntünün parçalara ayrılmasında etkin rol oynamaktadır. Kenar belirleme işleminin bir diğer önemi, cisimlerin tanımlanmasında en temel şekilsel bilgiyi ortaya koyması ve bu bilginin kullanılarak şekilsel olarak cismin yeniden oluşturulmasına olanak tanınmasıdır (Dhaliwal, 1990).

Kenarlar, çok geniş bir uygulama alanı içinde görüntü niteliklerinin analizi ve sınıflaması amacıyla kullanılmaktadır. Bir kenar, görüntü içeriğinde genellikle parlaklıktaki çok ani ve büyük bir değişim şeklinde tanımlanabilmektedir. En sık kullanılan beş tür kenar Şekil 1'de verilmiştir. Bunlar basamak, rampa, iç bükey, dış bükey ve kolon kenar olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 1. En sık kullanılan kenar çeşitleri.
Figure 1. Most used edge types.

Basamak kenar olarak adlandırılan kenar türü (Şekil 1d), görüntüdeki bir alanın çevresine göre çok belirgin bir şekilde parlak veya karanlık olması ile tanımlanmaktadır. Rampa kenar (Şekil 1c), gerçek görüntülerde çok sık karşılaşılan bir kenar türüdür. Bu tür kenarda geçiş çok ani olmayıp, birkaç pikselde gerçekleşmektedir. Çatı türü kenar (Şekil 1a ve 1b), görüntünün profilinde düzgün bir artış veya azalış

konusuysa ortaya çıkmaktadır. Bu tür kenarlar genelde cisim sınırlarından değil, kaynağın konumuna bağlı olarak cismin yüzey uzanımının doğrultusundaki değişimden etkilenmektedir. Kolon kenarlar (Şekil 1e), ters işaretli iki basamak kenarın çok kısa bir uzaklıkta bulunmasıyla oluşmaktadır. Pratikte bunlar dışında gürültülü kenar da sıklıkla gözlenebilmektedir.

Görüntü içeriğinde değişime neden olan faktörler; geometri, ışık miktarı, yansıtma ve gözlem noktasının konumudur (Marr ve Hildreth, 1980). İlk görsel çalışmalar bu faktörlerdeki değişimlerin görüntü üzerindeki etkilerinin araştırılması konusunda yapılmıştır. Kenar belirleme işleminin performansının veya etkinliğinin saptanması için 3 farklı ölçüt belirlenmiştir (Argialas ve Mavranta, 2001). Bunlar kısaca aşağıda belirtilmiştir.

(a) İyi belirleme: Süzgeç, kenarın bulunduğu yerde ($x=0$) gürültüden daha büyük bir tepki verebilmelidir.

(b) İyi yerleştirme: Süzgeç tepkisi $x=0$ noktasına çok yakın bir yerde en büyük değer almalıdır.

(c) Az hatalı pozitifler: $x=0$ noktasına yakın bir noktada sadece bir adet en büyük değer olmalıdır.

Ayrıca süzgeç tepkisinin istatistiksel dağılımı ve görüntülerin frekans içeriklerinin histogramları da performans değerlendirilmesinde kullanılan ölçütlerdendir (Konishi, 2003).

Jeofizik biliminde görüntü işleme teknikleri çok sıklıkla başvurulan yöntemler arasındadır. Yerin modellenmesini amaçlayan bu bilim dalında, yüzü etkilerinin çeşitli yöntemlerle yapılan ölçümler sonucunda belirlenmesi için toplanan verinin görsel bir hale getirilerek sunulması günümüz bilgisayar teknolojisiyle artık kaçınılmazdır. Görselliğin, yani görüntünün bulunduğu bir yerde bunun etkilerinin de mutlaka bilinmesi gerekmektedir. Jeofizikte tek boyutlu kesit amaçlı tekil profil ölçümleri, 2B haritalama amaçlı çoklu profil ölçümleri veya 3B modelleme amaçlı çoklu profil ölçümleri alınabilmektedir. Bunların sunumunun ne şekilde yapılacağı tamamen uygulayıcının seçimidir. Uygulamada 2B bir kabartı görüntüsüne (örneğin bir manyetik haritaya) hangi açıdan ışık verileceği anomalilerin konumu açısından çok önemlidir.

Jeofizik biliminde görsel işlemlerin en çok kullanıldığı alan ise helikopter, uçak veya uydulardan çekilen görüntülerin işlendiği uzaktan algılama yöntemidir. Süzen ve Toprak (1998)'in yaptığı çalı-

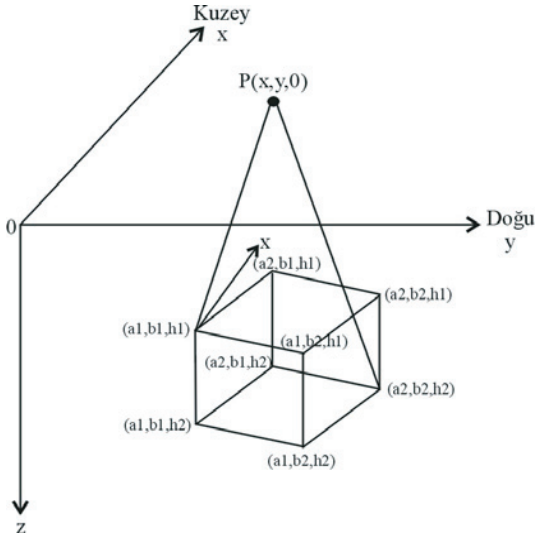
şma kenar belirleme yöntemlerinden yararlanılarak fay yapılarının akarsu konumlarının belirlenmesinde çok başarılı sonuçlar vermiştir. Ayrıca Timur (2008)'un VLF-EM eğim açısı verisiyle sismik yansıma kesitlerinin otomatik yorumlanması üzerine yaptığı bir çalışma da bulunmaktadır. Yapılan çalışmada tilt açısı verilerine uygulanan Fraser (1969) süzgeci sonucu ile kenar belirleme işlemlerinin sonuçlarının benzer olduğu belirlenmiştir. Sismik kesitlerdeki faylar, kenar belirleme işlemleri düşey yönde kullanılarak saptanmıştır.

Bu çalışmada, kuramsal ve arazi verileri önce yapay gravite haritasına dönüştürülmüş daha sonra sınır belirleme amaçlı olarak Canny (1983; 1986), Sobel (Sobel ve Feldman, 1968) ve Prewitt (1970) operatörleri uygulanmıştır. Elde edilen sınırlar ters çözümde başlangıç modelinin oluşturulmasında kullanılmıştır. Yazılan MATLAB tabanlı programda tüm görüntüler 1000×1000 piksel boyutlarında 16-bit renk derinliğinde kaydedilmiştir. Ayrıca belirlenecek kenar miktarını denetleyen parametreye eşik değeri (threshold), hazırlanan kaynak kod içerisinde görüntüyü tarayarak ortalama değeri otomatik olarak belirlemektedir.

ÜÇ-BOYUTLU TERS ÇÖZÜM

Manyetik verilerin 3B modellenmesi için geometrik olarak düşey konumlanmış prizmatik modellerin kullanılması çok sık kullanılan bir yöntemdir. Pratikte miktatsızlanmış cisimler birbirlerine yakın konumlarda bulduklarından, modelleme sırasından birden fazla prizma kullanılmaktadır. Bu prizmalardan kaynaklanan anomalilerin yinelemeli ters çözümünde sönümlü en-küçük kareler (Marquardt, 1963) yöntemi sıklıkla uygulanmaktadır. Hesaplama süresini azaltmak amacıyla Bhat-tacharya (1980) normal bağıntıların çözümünü geliştirmiştir. Rao ve Babu (1991 ve 1993) yaptıkları çalışmada anomali ve türevlerin hesaplanması için yaklaşık bağıntılar elde etmişler ve hesaplamada bunları kullanarak işlem zamanını azaltmışlardır. Çizgi kütle olarak bir prizmanın (Şekil 2) neden olduğu belirti,

$$\Delta T(x, y, 0) = A \left[(G_1 \beta + G_2 \alpha) \left(\frac{1}{R_1^3} - \frac{1}{R_2^3} \right) + \frac{G_3 C_1 \beta}{(\alpha^2 + \beta^2)} - \frac{G_4 (C_1 \beta^2 + C_2)}{(\alpha^2 + \beta^2)} - \frac{G_5 (C_1 \alpha^2 + C_2)}{(\alpha^2 + \beta^2)} \right] \quad (10)$$



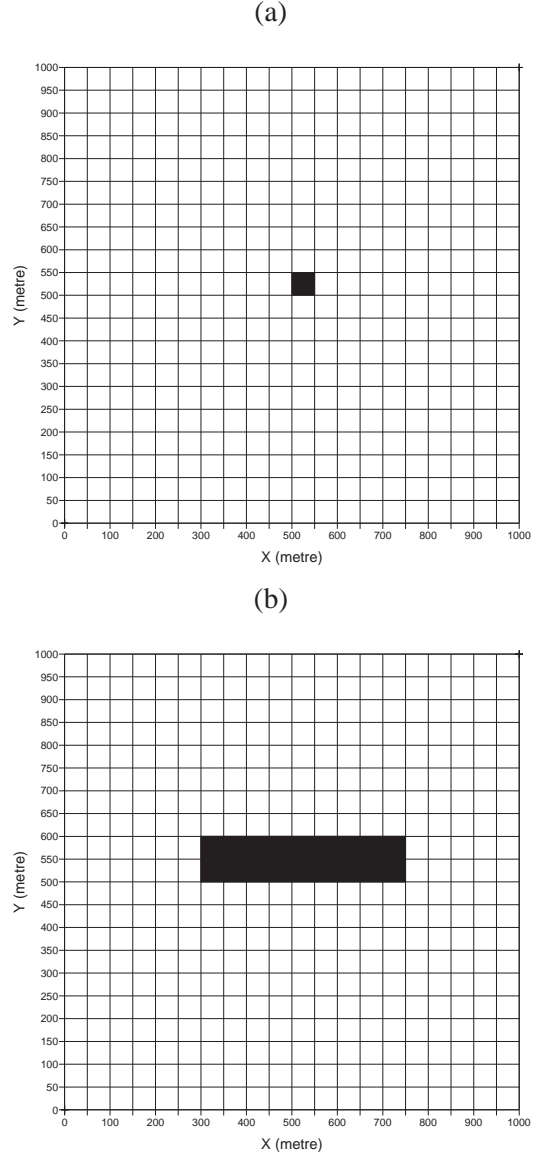
Şekil 2. Üç-boyutlu dikdörtgen prizma (Rao ve Babu, 1993'ten düzenlenmiştir).
Figure 2. Three-dimensional rectangular prism (modified from Rao and Babu, 1993).

ifadesiyle tanımlanmaktadır (Rao ve Babu, 1991). Burada; A , α , β , R_1 , R_2 , C_1 ve C_2 geometrik parametreler, $G_1 - G_5$ ise fiziksel parametrelerdir. Bu çalışmada Rao ve Babu (1993)'ün 3B ters çözüm için geliştirdiği yöntem kullanılmıştır.

KURAMSAL ÇALIŞMALAR

Kuramsal çalışmalar, farklı eğim açıları ve farklı konumlar için prizmatik modeller üzerinde gerçekleştirilmiştir. Düz çözüm çalışmalarında Blakely (1995)'nin önerdiği eşitlik kullanılmıştır. Haritaların elde edilmesinden sonra kutba indirgeme ve yapay gravite haritasına dönüşüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Burada kutba indirgenmiş haritalar yapı konumu için ön bilgi elde edilmesi amacıyla kullanılmış olup, yerçekimi haritalarına kenar belirleme yöntemi için Sobel, Prewitt ve Canny operatörleri uygulanmıştır. Belirlenen yapı yerleri 3B ters çözümde geometrik başlangıç modeli için kullanılmıştır. Tek yapı için kullanılan model kesiti Şekil 3a'da, tek uzun yapı (duvar modeli) için kullanılan model kesitleri ise Şekil 3b'de görülebilmektedir. Kenar belirleme işlemi için haritalar 1000×1000 piksel 16-bit olarak kaydedilmiş ve işlem uygulanmıştır. Kullanılan yöntemde, X_1 ve X_2 , x eksenindeki koordinatları, Y_1 ve

Y_2 , y eksenindeki koordinatları, Z_1 , prizmatik yapının üst yüzeyinin derinliğini, Z_2 , prizmatik yapının alt yüzeyinin derinliğini, I_0 , eğim açısını, D_0 , sapma açısını, Θ , yapının x eksenine yaptığı açısı, EI ise mıknatıslanma şiddetini ifade etmektedir.



Şekil 3. (a) $I=45^\circ$ ve 90° için kullanılan tek prizma modeli ve (b) $I=90^\circ$ için kullanılan uzun prizma model kesitleri.
Figure 3. Model sections of (a) single prism for $I=45^\circ$ and 90° and (b) long prism for $I=90^\circ$.

Yapılan ilk kuramsal çalışmada (Çizelge 1), 50 m uzunluğunda, 50 m genişliğinde, üst yüzeyinin derinliği 50 m olan ve 50 m kalınlığa sahip bir prizmatik yapının $I_0=45^\circ$ için toplam manyetik

alan belirtisi hesaplanmıştır (Şekil 4a). Daha sonra bu verilere kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 4b ve 4c). Elde edilen yapay gravite haritalarına üç farklı kenar belirleme operatörü ters çözüme katkı sağlamak için sınır analizi amacıyla uygulanmıştır (Şekil 5a, 5b ve 5c). Elde edilen yapı konumu ters çözümde başlangıç model geometrisinde kullanılmış ve ters çözüm sonucu ile birlikte sunulmuştur (Şekil 5d). Bu uygulamada, Canny işleci yapının sağ sınırını belirlemede başarısız iken Prewitt ve Sobel işleçleri, yapı sınırını göreceli olarak daha iyi belirlemiştir.

İkinci kuramsal çalışmada (Çizelge 2), 50 m uzunluğunda, 50 m genişliğinde, üst yüzeyinin derinliği 50 m olan ve 50 m kalınlığa sahip bir prizmatik yapının $I_o=90^\circ$ için toplam manyetik alan değerleri hesaplanarak haritalanmıştır (Şekil 6a). Daha sonra bu verilere kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü uygulanmıştır (Şekil 6b ve 6c). Elde edilen

yapay gravite haritalarına üç farklı kenar belirleme operatörü ile sınır analizi yapılmıştır (Şekil 7a, 7b ve 7c). Belirlenen yapı konumu ters çözümde başlangıç model geometrisinde kullanılmış ve ters çözüm sonucu ile birlikte sunulmuştur (Şekil 7d). Yapılan çalışma sonucunda her 3 işleç de yapı sınırını başarılı olarak belirlemiştir. Burada Canny işlecinde sınır sürekliliğinin diğer iki işlece göre daha iyi olduğu söylenebilir.

Üçüncü kuramsal çalışmada (Çizelge 3), 450 m uzunluğunda, 100 m genişliğinde, üst yüzeyinin derinliği 50 m olan ve 50 m kalınlığa sahip bir prizmatik yapının $I_o=90^\circ$ için toplam manyetik alan belirtisi hesaplanarak haritalanmıştır (Şekil 8a). Daha sonra bu verilere kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü uygulanarak haritalanmıştır (Şekil 8b ve 8c). Elde edilen yapay gravite haritalarına üç farklı kenar belirleme operatörü ters çözüme katkı sağlamak için sınır analizi amacıyla uygulanmıştır

Çizelge 1. Birinci modele ait parametre değerleri.

Table 1. Parameter values of the 1st model.

Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_o (o)	D_o (o)	Θ (o)	EI (cgs)
Model 1	500	550	500	550	50	100	45	0	0	1
Başlangıç değerleri	450	550	490	600	50	100	45	0	0	1.3
Ters çözüm sonucu	499	550	500	548.1	49	98	44.8	0.2	0	0.98

Çizelge 2. İkinci modele ait parametre değerleri.

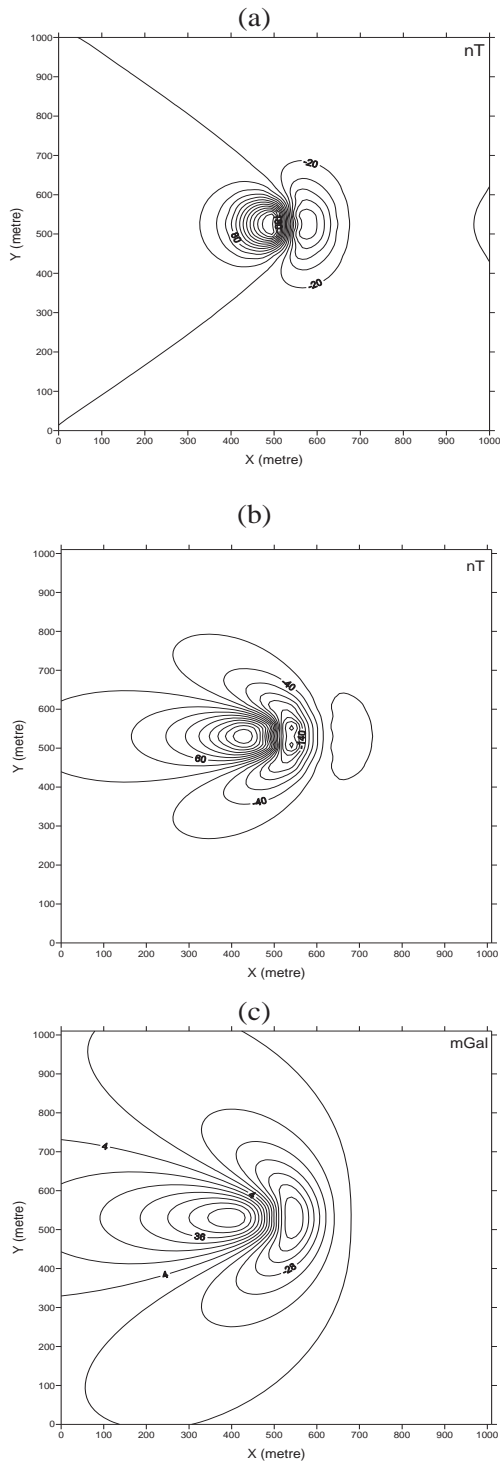
Table 2. Parameter values of the 2nd model.

Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_o (o)	D_o (o)	Θ (o)	EI (cgs)
Model 2	500	550	500	550	50	100	90	0	0	1
Başlangıç değerleri	450	550	490	600	50	100	90	0	0	1.2
Ters çözüm sonucu	498	549	501	548.7	48.7	99.2	90	0	0	1

Çizelge 3. Üçüncü modele ait parametre değerleri.

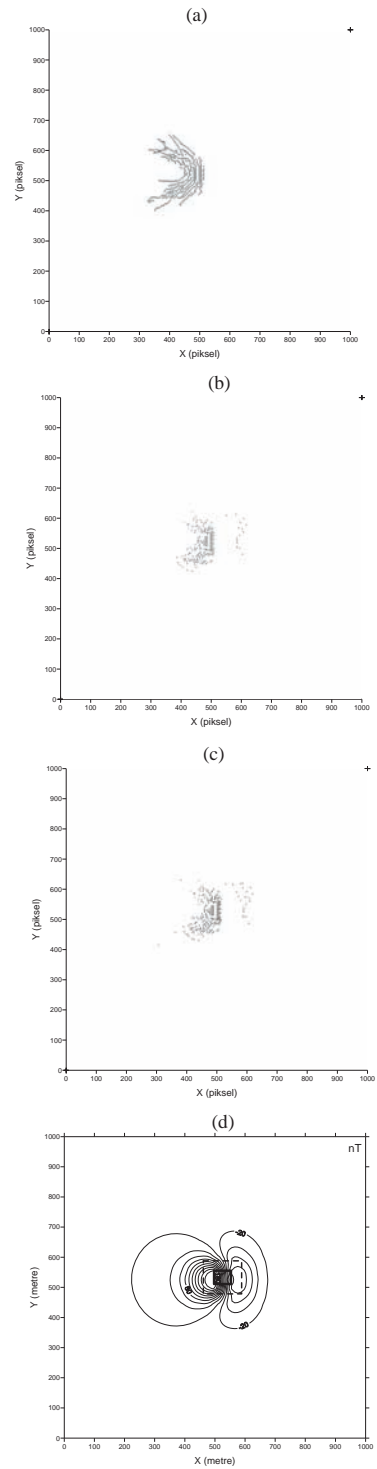
Table 3. Parameter values of the 3rd model.

Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_o (o)	D_o (o)	Θ (o)	EI (cgs)
Model 3	300	750	500	600	50	100	90	0	0	1
Başlangıç değerleri	350	900	550	700	50	100	90	0	0	1.2
Ters çözüm sonucu	298	648.3	504	596.7	48.7	99.2	90	0	0	1.1



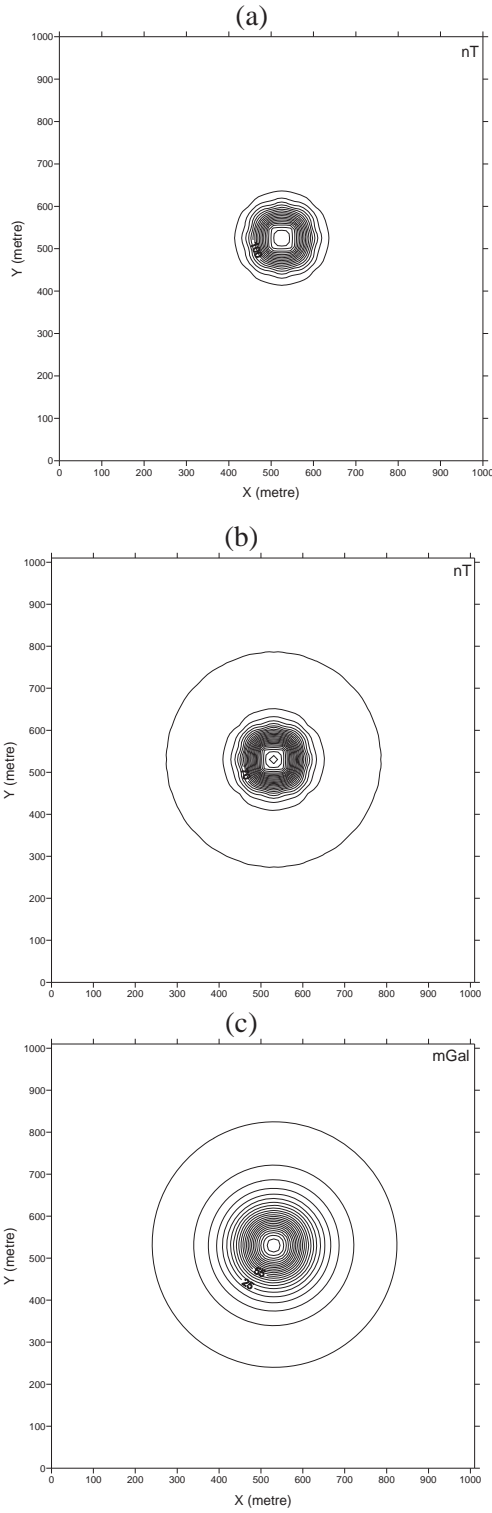
Şekil 4. (a) $I=45^\circ$ için birinci model yapının kuramsal manyetik anomali, (b) kutba indirgenmiş manyetik anomali ve (c) yapay gravite anomali haritaları.

Figure 4. (a) Theoretical magnetic anomaly map for $I=45^\circ$, (b) reduced to pole magnetic anomaly, (c) pseudo-gravity maps of the first model.



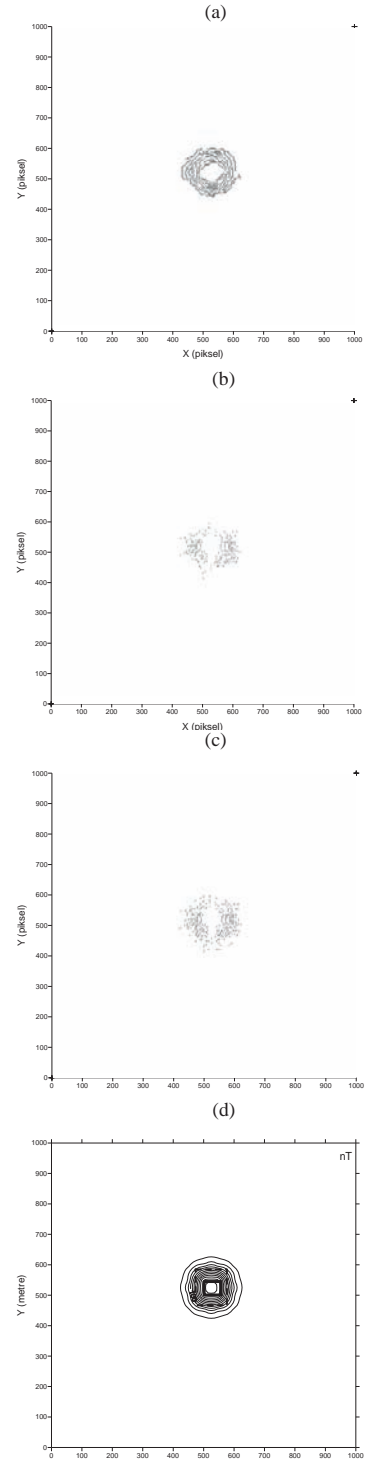
Şekil 5 Birinci modelin yapay yerçekimi anomali haritasına, (a) Canny, (b) Prewitt ve (c) Sobel operatörleri uygulanmış haritalar, (d) kullanılan başlangıç modeli (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucunda ulaşılan model (düz çizgi).

Figure 5. Operators of (a) Canny, (b) Prewitt, (c) Sobel applied to the maps obtained from the pseudo-gravity map of the first model, (d) initial model (dashed line) and the model obtained after inversion (solid line).



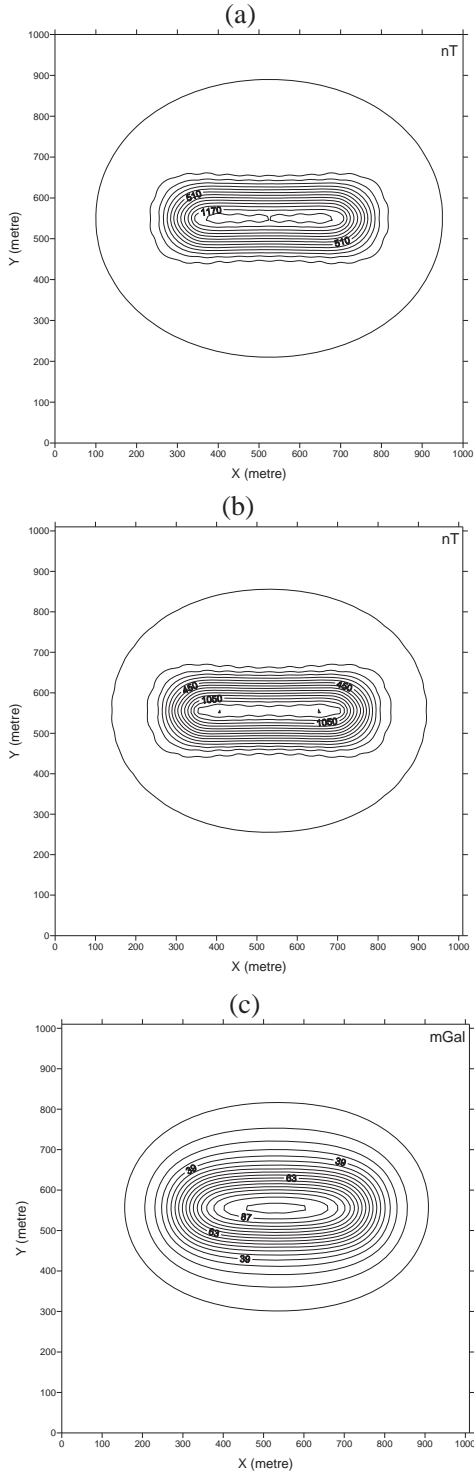
Şekil 6. (a) $l=90^\circ$ için 2. model yapının kuramsal manyetik, (b) kutba indirgenmiş anomali ve (c) yapay yerçekimi anomali haritaları.

Figure 6. (a) Theoretical magnetic anomaly map for $l=90^\circ$, (b) reduced to pole magnetic anomaly, (c) pseudo-gravity maps of the second model.



Şekil 7. İkinci modelin yapay gravite anomali haritasına, (a) Canny, (b) Prewitt ve (c) Sobel operatörleri uygulanmış haritaları, (d) ikinci modelde kullanılan başlangıç modeli (kesikli çizgi) ve ters çözüm uygulanması sonucunda ulaşılan model (düz çizgi).

Figure 7. Operators of (a) Canny, (b) Prewitt, (c) Sobel applied to the maps obtained from the pseudo-gravity map of the second model, (d) Initial model (dashed line) and the model obtained after inversion (solid line).



Şekil 8. (a) $I=90^\circ$ için 3. model yapının kuramsal manyetik anomali, (b) 3. modelin kutba indirgenmiş anomali ve (c) 3. modelin yapay yerçekimi anomali haritaları.

Figure 8. (a) Theoretical magnetic anomaly map for $I=90^\circ$, (b) reduced to pole magnetic anomaly, (c) pseudo-gravity maps of the third model.

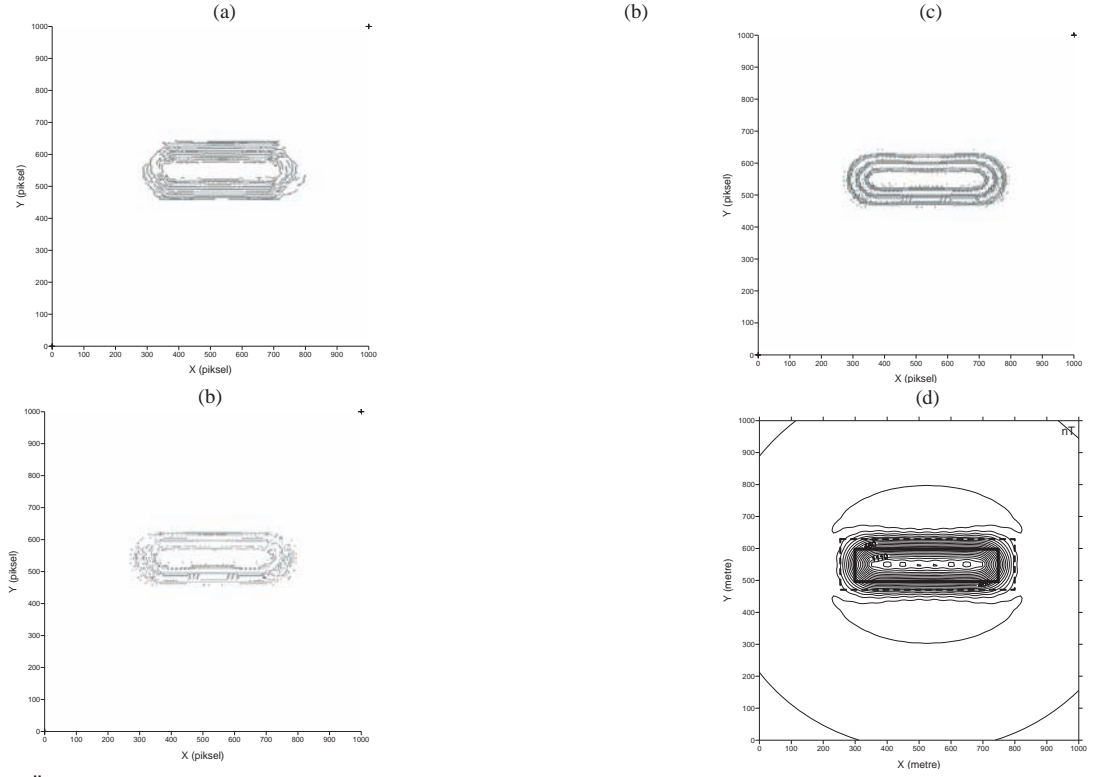
(Şekil 9a, 9b ve 9c). Elde edilen yapı konumu, ters çözümde başlangıç model geometrisinde kullanılmış ve ters çözüm sonucu ile birlikte sunulmuştur (Şekil 9d). Sonuç olarak Canny ve Sobel işlemleri, Prewitt işlecine göre daha sürekli kenarlar oluşturarak yapı sınırını daha iyi belirlemişlerdir.

Yapılan çalışmalarda farklı eğim açısının ve yapı şeklinin, kenar belirleme işlemleri üzerindeki etkisi incelenmiştir. Bunun amacı, görüntü işlemede kullanılan bir yöntemin sınır analizi amacıyla kullanılabilirliğini sınamaktır. Sonuç olarak elde edilen kenar haritalarının, yapay gravite haritalarındaki eğim açısının 90° 'den farklı değerleri için saçılım gösterdiği belirlenmiştir. Eğim açısının 90° olduğu durumda ise, yapı konumu kesin olarak belirlenmektedir. Farklı kenar belirleme işlemlerinin karşılaştırmalı olarak kullanılması yapılabilecek hataların önüne geçebilmek için yararlı olmaktadır. Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritaları da, yapay gravite haritaları ile birlikte değerlendirildiğinde yapı konumu ile ilgili ön bilgi sağlamaktadır.

İNCELEME ALANININ TANITIMI

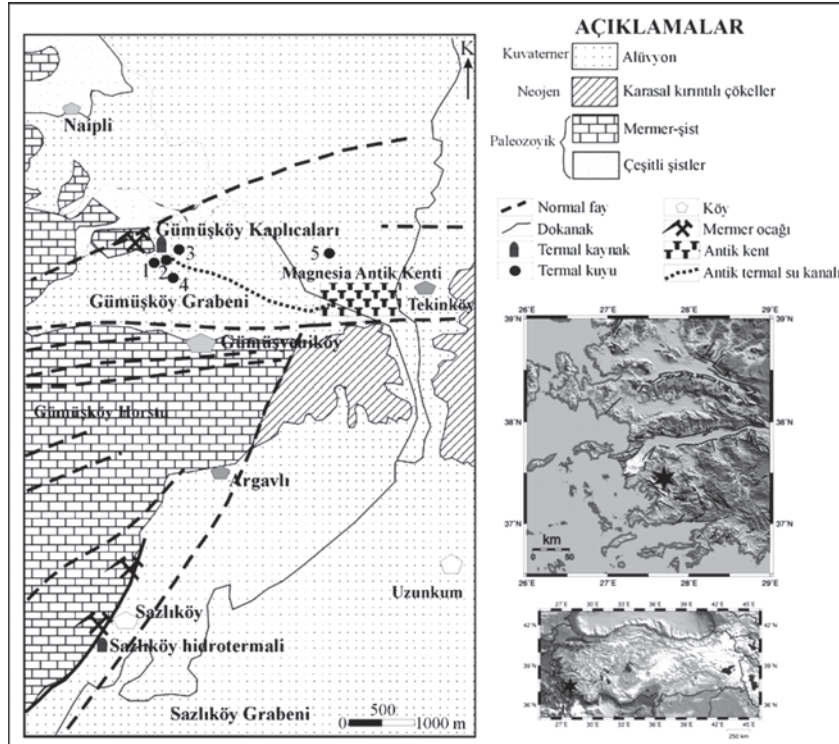
Magnesia ad Meandrum (Menderes Magnesiası); Aydın ili, Germencik ilçesi Ortaklar beldesine bağlı Tekinköy sınırları içinde ve Ortaklar-Söke karayolunun üzerinde yer almaktadır. Kent, efsaneye ve antik kaynaklara göre, Thessalia'dan gelen ve Magnetler olarak adlandırılan bir kavim tarafından kurulmuştur (Bingöl, 2005). Hellenistik dönemde, önce Seleukos, ardından Bergama Krallığı'nın egemenliğine giren Magnesia, Roma döneminde önemini korumuş, Bizans döneminde de piskoposluk merkezi olmuştur. Kent suru ile çevrili, yaklaşık 1.5 km çapında bir alanı kapsayan, izgara planlı cadde ve sokak sisteminde bir kent olan Magnesia; Priene, Ephesos ve Tralleis üçgeni arasında ticari ve stratejik açıdan önemli bir konumdaydı. Magnesia antik kenti, insan kaynaklı fazla yıkım ve tahribata uğramamıştır. Bunda nehir taşmalarının ve Gümüş Dağı'ndan inen yağmur sularının getirdiği mil tabakasının kenti örtmesinin de payı yüksektir. Kent M.S.'17 de yıkıcı bir deprem geçirdiği için oldukça hasar görmüştür (Bingöl, 2005).

Jeolojik açıdan bölgede, temeli Paleozoyik yaşlı Menderes Masifi metamorfikleri yer almaktadır. Bunlar Büyük Menderes çöküntüsünün dışında kalan yükselim bölgelerinde geniş yüzlekler vermektedirler (Şekil 10). Metamorfikler; gnays,



Şekil 9. Üçüncü modelin yapay gravite anomali haritasına, (a) Canny, (b) Prewitt ve (c) Sobel operatörleri uygulanmış haritaları, (d) 3. modelde kullanılan başlangıç modeli (kesikli çizgi) ve ters çözüm uygulanması sonucunda ulaşılan model (düz çizgi).

Figure 9. Operators of (a) Canny, (b) Prewitt, (c) Sobel applied to the maps obtained from the pseudo-gravity map of the third model, (d) Initial model (dashed line) and the model obtained after inversion (solid line).



Şekil 10. Çalışma alanının yer bulduru ve jeoloji haritaları (Tarcan ve Gemici, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).
Figure 10. Location and geology maps of the study area (modified from Tarcan and Gemici, 2001).

çeşitli şistler, mermer, kuvarsit ve serpantinitten oluşmuştur (Tarcan ve Gemici, 2001). Bölgede Akdeniz iklimi egemen olup, kışın yağın yağmurların alandan tahliye edilememesi nedeniyle Artemis kutsal alanı ve Anıtsal Giriş Alanı (Propylon) yılın 7-8 ayı boyunca su altında kalmaktadır.

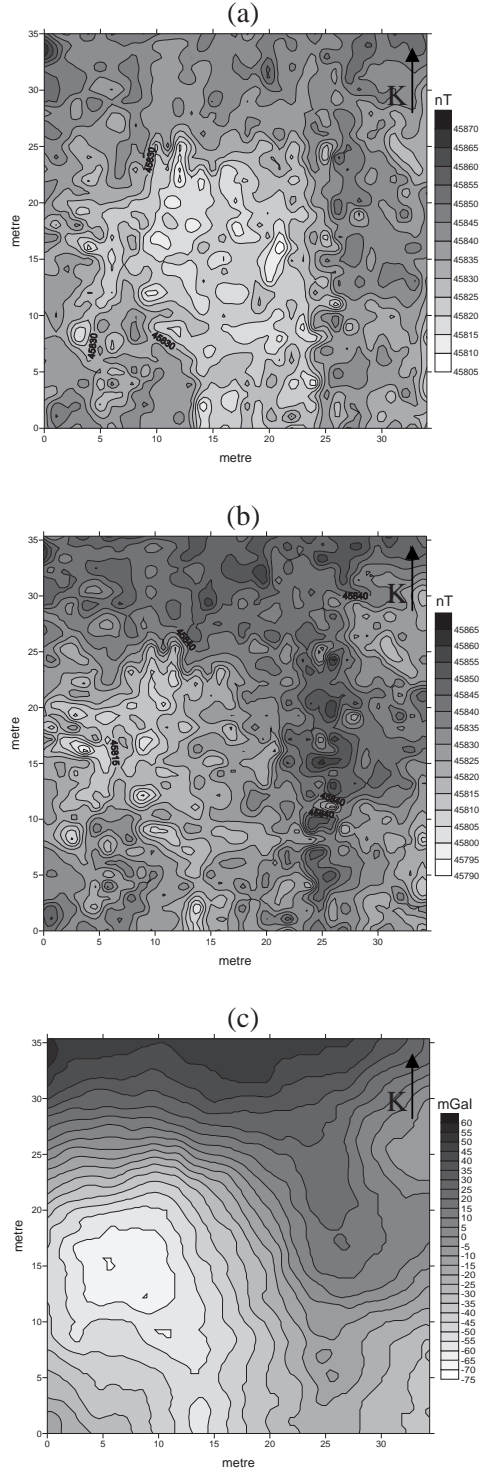
ARAZİ UYGULAMALARI VE DEĞERLENDİRMELER

Kuramsal çalışmaların saha verileri üzerinde uygulanması amacıyla Magnesia Arkeolojik Alanı Agora'sı içinde bulunan Zeus tapınağının yerini belirlemek için toplam manyetik alan ölçümleri yapılmıştır. Bu çalışmalar toplam 35 profil üzerinde G-K yönünde alınmıştır. Ölçüm ve profil aralıkları ise 1 m'dir. Bu ölçümlere ait toplam manyetik anomali haritası (Şekil 11a), kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası (Şekil 11b), yapma gravite anomali haritası (Şekil 11c), kenar belirleme yöntemi uygulamaları (Şekil 12a, 12b, 12c) ve ters çözüm sonucu (Şekil 12d) aşağıda sunulmuştur.

Veri işlem çalışmaları sonucunda yapının konumu ve derinliği belirlenmiştir (Çizelge 4). Elde edilen konum ve derinlik değerleri çalışılan arkeolojik alanın genel özellikleri ile uyum göstermektedir. Alan genelinde kazılarak açığa çıkarılmış tüm yapılar yaklaşık 1-2 m derinlikte olup, belirlenen tapınak konumu Agora'nın güneyinde orta kısımdadır.

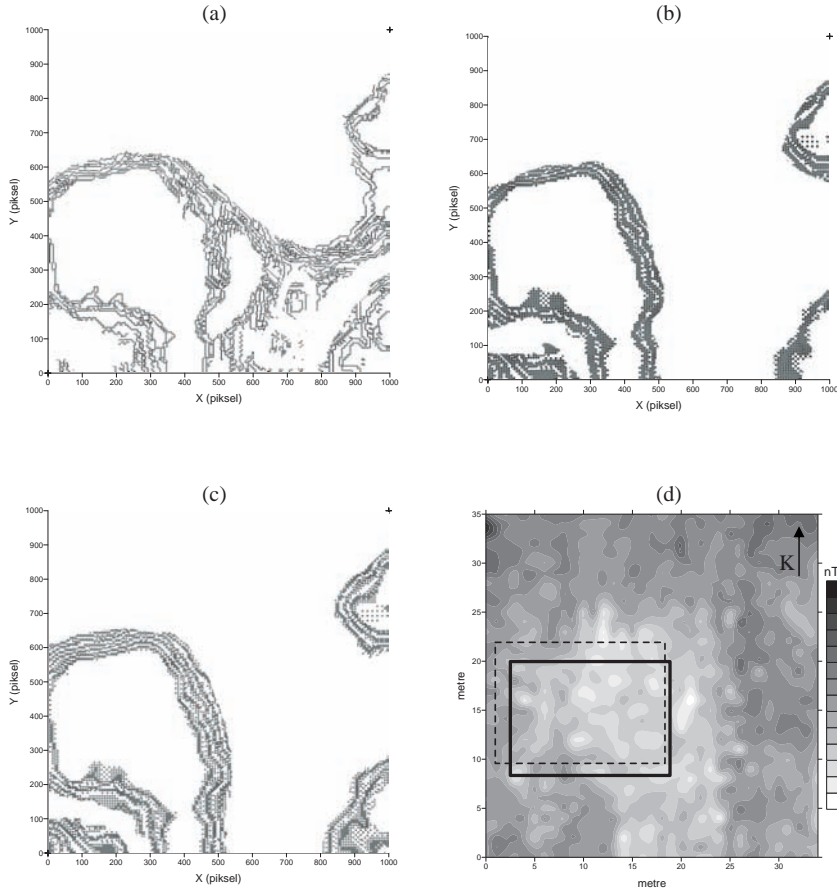
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışma, kenar belirleme yönteminin bir sınır analizi yöntemi olarak manyetik veriler üzerinde denenmesi ve Magnesia Arkeolojik Alanı Agora'sında (Aydın) bulunan Zeus tapınağının yerinin belirlenmesi amacıyla yapılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan Sobel, Canny ve Prewitt operatörlerin hepsi yapma yerçekimi anomali haritası üzerinde denenmiş ve yapı yerleri başarıyla saptanmıştır. Anomali haritaları incelendiğinde yapıların çevre sınırlarının belirlenmesi işleminin, her 3 operatörde de eğim açısının 90°'ye yakın olduğu durumlarda daha iyi sonuç verdiği belirlenmiştir. Yapılan kuramsal çalışmalarda bu yöntemin sınır belirlemede başarılı



Şekil 11. (a) Agora'da toplanan veriden hazırlanan toplam manyetik alan anomali, (b) kutba indirgenmiş manyetik anomali ve (c) yapay yerçekimi anomali haritası.

Figure 11. Maps of (a) total magnetic field anomaly, (b) reduced to pole magnetic anomaly and (c) pseudo-gravity anomaly for the data collected in the Agora.



Şekil 12. Agora verisinin yapay gravite anomali haritasına, (a) Canny, (b) Prewitt ve (c) Sobel operatörleri uygulanmış haritaları, (d) Agora verisinin ters çözümünde kullanılan başlangıç modeli (kesikli çizgi) ve ters çözüm uygulanması sonucunda ulaşılan model (düz çizgi).

Figure 12. Operators of (a) Canny, (b) Prewitt, (c) Sobel applied to the maps obtained from the pseudo-gravity map of Agora, (d) initial model (dashed line) and the model obtained after inversion (solid line).

Çizelge 4. Arazi verisine ait parametre değerleri.

Table 4. Parameter values of the field data.

Arazi Verisi	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (o)	D_0 (o)	Θ (o)	EI (cgs)
Başlangıç değerleri	1.5	17	9.5	22	2	5	57	3	0	1
Ters çözüm sonucu	2.5	18.4	8.3	20	2.75	4.6	48	7.4	0	2.3

olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bu sonuçlar ek bilgi elde edilmesi amacıyla hazırlanan kutba indirgenmiş manyetik anomali haritalarıyla da uyumludur. Ayrıca, model verilerine uygulanan yinelemeli ters çözüm sonuçlarının da başlangıç model parametrelerine yakın sonuçlar verdiği gözlenmiştir. Eğim açısının 90° 'den farklı olduğu durumlarda, yapay gravite haritalarının

sadece pozitif değerlerin haritalanarak görüntü haline getirilmesi ve kenar belirleme işleçlerinin uygulanmasının saçılma sorununun önüne geçebileceği düşünülmektedir. Böylece yapay gravite haritalarında da gözlenen ikincil anomali kapanımlarının da etkisi giderilecek ve $I_0 \neq 90^\circ$ olduğu durumlarda daha kesin bir yapı konumu elde edilecektir.

Kenar belirleme yöntemlerinin kullanılmasında özellikle verinin kontur haritasından görüntü şekline dönüştürülmesi sırasında çok dikkatli olunmalıdır. Elde edilen arazi verisi 35×35 m boyutlarında toplandığı için kaydedilecek görüntünün mutlaka bu oranın katlarından birisi olması gerekmektedir. Bu çalışmada, sabit oran (35/35=1) göz önüne alınarak, tüm görüntüler 1000×1000 piksel boyutlarında 16-bit renk derinliğinde kaydedilmiştir. Bu orana dikkat edilmemesi halinde, belirlenecek yapı yerleri gerçek yerlerinden farklı konumlarda gözlenecektir.

Agora'da yapılan çalışmalar sonucunda toplam manyetik alan verisi toplanmış ve haritalanmıştır. Her üç kenar belirleme işleci de olası tapınak yerinin sınırını oldukça başarılı bir biçimde belirlemiştir. Saptanan köşe koordinatları ters çözümden başlangıç modelinde kullanılarak, 15.9 m uzunluğunda, 11.7 m genişliğinde, 2.75 m derinliğinde ve 1.85 m kalınlığında olası bir yapı belirlenmiş ve kazı için önerilmiştir. Aynı konum, kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasında da gözlenmektedir.

KAYNAKLAR

- Aitken, M. J., 1974. *Physics and Archeology*. 2nd Edition, Clarendon Press, Oxford.
- Aitken, M. J., Webster, G., and Rees, A., 1958. Magnetic prospecting. *Antiquity*, 32, 270-271.
- Argialas, D. P., and Mavtranza, O. D., 2001. Comparison of edge detection and hough transform techniques for the extraction of geologic features. *IEEE The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 34, p.30.
- Atkinson, R. J. C., 1952. *Methodes electriques de prospection en arceologie*. A. Laminig (ed.), *La Decouverte Du Passe*, Picard, pp. 59-70.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Baranov, V., and Naudy, H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Bingöl, O., 2005. *Menderes Magnesiası/Magnesia on the Meander: Theatron*. Homer Yayınları, İstanbul.
- Başokur, A. T., 1992. *Magnesia ad Meandrum (Ortaklar) Argavlı Tümülüsünde jeofizik çalışmalar*. VIII. Arkeometri Sonuçları Toplantısı, Ankara, p. 2.
- Bhattacharya, B. K., 1980. A generalized multi-body for inversion of magnetic anomalies. *Geophysics*, 45, 255-270.
- Blakely, R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, London.
- Blakely, R. J., and Simpson, R. W., 1986. Approximating edge of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Candansayar, M. E., and Başokur, A. T., 2001. Detecting small-scale targets by the 2-D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archeological survey. *Geophysical Prospecting*, 49, 13-25.
- Canny, J. F., 1983. Finding edges and lines in images. MIT Artificial Intelligence Laboratory Technical Report, TR-720.
- Canny, J. F., 1986. A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 8, 679-714.
- Dhaliwal, J. S., 1990. A comparative study of edge detection techniques. MSc Thesis, New Jersey Institute of Technology, New Jersey, USA (unpublished).
- Drahor, M. G., 1998. Arkeoloji jeofiziği: Arkeojeofizik-I. *Arkeoloji ve Sanat*, 87, 16-25.
- Drahor, M. G. ve Şengül, E. 1999. Acemhöyük, Amorium, Burgaz ve Ulucak Höyükte uygulanan geniş ölçekli jeofizik çalışmalar. *Arkeoloji ve Jeofizik Çalıştayı*, İzmir, p. 25.
- Drahor, M. G., Kaya, M. A., Bayrak, M., İlkışık, O. M. ve Öztan, A., 1999. Acemhöyük'ten manyetik ve elektromanyetik-VLF sonuçları. *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 1 (2), 5-17.
- Ekinci, Y. L., 2005. Amorium antik kentinin man-

- yetik yöntemle araştırılması. Yüksek Lisans Tezi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).
- Erdem, E., 2002. Kerkenes (Yozgat) Sahasında Arkeolojik Amaçlı Jeofizik Çalışmalar. Yüksek Lisans Tezi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).
- Fraser, D. C., 1969. Countouring of VLF-EM data. *Geophysics*, 34, 958-967.
- Garland, G. D., 1951. Combined analysis of gravity and magnetic anomalies. *Geophysics*, 16, 1-62.
- Kaya, M. A., Şeren, A., Balkaya, Ç., Şengül, E. ve Yiğit, P., 2003. Amorium antik kenti 2002 yılı arkeoloji jeofiziği araştırmaları. Türkiye 15. Jeofizik kurultayı ve Sergisi Bildiri Özetleri Kitabı, İzmir, s. 25.
- Konishi, S., 2003. Statistical Edge Detection: Learning and Evaluating Edge Cues. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 25 (1), 57-74.
- Leu, L., 1982. Use of reduction-to-the-equator process for magnetic data interpretation. *Geophysics*, 47, 445-450.
- Li, Y., and Oldenburg D. W., 1998. Separation of regional and residual magnetic field data. *Geophysics*, 63, 431-439.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W. 2000. Reduction to the pole using equivalent sources. 60th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, pp. 386-389.
- Marr, D., and Hildreth, E. C., 1980. A theory of edge detection. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, B(207), pp.187-217.
- Marquardt, D. W., 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, 431-441.
- Özyalın, Ş., 2003. Potansiyel alanlarda otomatik değerlendirme teknikleri ve arkeolojik alanlarda uygulanması. Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).
- Pearson, W. C., and Skinner, C. M., 1982. Reduction-to-the-pole of low latitude magnetic anomalies. 52nd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, p. 356.
- Prewitt, J. M. S., 1970. "Object enhancement and extraction" in picture processing and psychopictorics. Academic Press, New York, pp. 75-149.
- Rao, D. B., and Babu, N. R., 1991. A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies. *Geophysics*, 56 (11), 1729-1737.
- Rao, D. B., and Babu, N. R., 1993. A Fortran-77 computer program for three-dimensional inversion of magnetic anomalies resulting from multiple prismatic bodies. *Computers & Geosciences*, 19 (6), 781-801.
- Sobel, I., and Feldman, G., 1968. A 3x3 isotropic gradient operator for image processing. John Wiley and Sons, New York.
- Süzen, M. L., and Toprak, V., 1998. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: an application to a fault zone in Central Turkey. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 1101-1114.
- Tarcan, G., and Gemici, Ü., 2001. Hydrogeochemistry of the Gümüşköy and Sazlıköy geothermal fields, Aydın, Turkey. *Water-Rock Interaction 2001*, Cidu-Italy, Swets & Zeitlinger, Lisse, Proceedings, 2, pp.931-934.
- Timur, E., 2003. VLF Yönteminin Arkeolojik Alanlarda Uygulanması. Yüksek Lisans Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).
- Timur, E., 2008. Kenar belirleme yöntemleri kullanılarak tilt açısı verilerinin ve sismik kesitlerin yorumlanması. *Yüzeye Yakın Yapıların Belirlenmesinde Jeofizik ve Uzaktan Algılama Sempozyumu*, İzmir, pp.104-107.
- Yaramancı, A., 1970. Keban projesi jeofizik araştırmaları ön raporu: 1968 yaz çalışmaları. ODTÜ Keban Projesi Yayınları, Seri:1, Yayın:1, Türk Tarih Kurumu Basımevi, Ankara.



Adana Havzası sondaj verileri ile Neojen Nannoplankton biyostratigrafisi

Neogene Nannoplankton biostratigraphy with well data in the Adana Basin

Manolya SINACI¹, Vedia TOKER²

¹ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 06100, ANKARA

² Adıyaman Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, ADIYAMAN

Geliş (received) : 11 Şubat (February) 2009

Kabul (accepted) : 13 Nisan (April) 2010

ÖZ

Bu çalışmada, Adana Havzası'nda Miyosen (Langiyen-Messiniyen) yaşlı birimlerin sondaj verileri kullanılarak nannoplankton florası incelenmiştir. İki kuyudan alınmış 152 adet örnekte; Discoaster quinqueramus Zonu (Tortoniyen-Messiniyen), Discoaster calcaris Zonu (Tortoniyen), Discoaster hamatus Zonu (Serravaliyen-Tortoniyen), Catinaster coalitus Zonu (Serravaliyen), Discoaster kugleri Zonu (Langiyen-Serravaliyen), Discoaster exilis Zonu (Langiyen), Sphenolithus heteromorphus Zonu (Langiyen) olmak üzere, 7 nannoplankton biyozonu saptanmıştır. Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve tüfit litolojisinden oluşan Kuzgun formasyonu daha önce yapılmış çalışmalara göre Tortoniyen-Messiniyen yaşındadır. Bu çalışmada A-1 ve A-2 kuyularında "Discoaster quinqueramus Zonu", A-2 kuyusunda "Discoaster calcaris, Discoaster hamatus, Catinaster coalitus Zonları" ve A-1 ve A-2 kuyusunda "Discoaster kugleri Zonu" ile bu formasyonun yaşının Serravaliyen-Messiniyen olduğu belirlenmiştir. Daha önce yapılmış çalışmalardan "Discoaster exilis ve Sphenolithus heteromorphus" nannoplankton zonları ile Langiyen-Serravaliyen yaşında olduğu bilinen, kiltası, şeyl, kumtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşan Cingöz formasyonunda bu zonların yanı sıra, A-2 kuyusunda "Catinaster coalitus" ve A-1 ve A-2 kuyularında "Discoaster kugleri" nannoplankton zonları bulunmuştur.

Anahtar Kelimeler: Adana Havzası, Langiyen, Messiniyen, Nannoplankton, Serravaliyen, Tortoniyen, sondaj logu, Türkiye.

ABSTRACT

In this study, the nannoplankton flora from Miocene (Langian-Messinian) aged units were investigated using well data in the Adana Basin. 152 samples were taken from two wells and 7 nannoplankton biozones were determined, being Discoaster quinqueramus Zone (Tortonian-Messinian), Discoaster calcaris Zone (Tortonian), Discoaster hamatus Zone (Serravallian-Tortonian), Catinaster coalitus Zone (Serravallian), Discoaster kugleri Zone (Langian-Serravallian), Discoaster exilis Zone (Langian) and Sphenolithus heteromorphus Zone (Langian). The Kuzgun formation, which is mainly composed of pebble, sandstone, siltstone, mudstone and tuff lithology, has been dated as Tortonian-Messinian in previous studies. This study finds the formation's age to be Serravallian-Messinian with a Discoaster quinqueramus Zone in the A-1 and A-2 wells, Discoaster calcaris, Discoaster hamatus, Catinaster coalitus Zones in the A-2 well and Discoaster kugleri Zone in the A-1 and A-2 wells. The Cingöz formation, mainly composed of claystone, shale, sandstone and conglomerate, has been aged as Langian-Serravallian in previous studies with the nannoplankton zones of "Discoaster exilis ve Sphenolithus heteromorphus". In addition to the

these zones, this study determined a "Catinaster coalitus Zone" in the A-2 well and a "Discoaster kugleri Zone" in both wells.

Key Words: Adana Basin, Langian, Messinian, Nannoplankton, Serravallian, Tortonian, well log, Turkey.

GİRİŞ

Doğu Akdeniz’de yer alan Adana Havzası; batıda Ecemiş Fayı, kuzeyde Toros Dağları ve doğuda Misis Yükselimi ile sınırlanmış olup, güneyde Akdeniz’in altından Kıbrıs’a kadar devam eder (Şekil 1). Çalışma alanı yakın civarında değişik amaçlı jeolojik çalışmalar; Kirk (1935), Maxon (1936), Foley (1937), Egeran (1949), Loczy (1949), Ternek (1957), Schmidt (1961), Özgül vd. (1973), Özer vd. (1974), İlker (1975), Görür (1979, 1980), Üşenmez (1981), Yalçın ve Görür (1984), Yetiş ve Demirkol (1984-1986), Nazik ve Toker (1986), Ünlügenç ve Demirkol (1988), Ünlügenç (1986-1993), Ünlügenç vd. (1990); Gürbüz ve Kelling (1993), Nazik ve Gürbüz (1992), Şafak ve Nazik (1994), Toker vd. (1996), Şafak vd. (1996); Nazik vd. (1997), Ünlügenç ve Şafak (1998), Öğrünç ve Nazik (1998), Demircan ve Toker (2003), Yıldız vd. (2003), Avşar vd. (2006), Demircan ve Yıldız (2007) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada, inceleme alanında nannoplankton biyostratigrafisi, kuyu verileri esas alınarak ayrıntılı olarak ortaya konulmuştur.

MALZEME VE YÖNTEM

İnceleme sahasında Adana’da TPAO tarafından açılmış bulunan iki kuyu logundan alınan toplam 152 örnek, bu çalışmanın malzemesini oluşturmaktadır. Örneklerden nannoplanktonların elde edilmesi için kazıma ve zenginleştirme yöntemi kullanılarak slaytlar hazırlanmıştır. Sondajlardan derlenen örneklerde nannoplankton bolluklarını belirlemek amacıyla Hay, 1970’in ölçeğinden yararlanılmış, 200 alan taraması sonucu her alanda 1-2 tane bulunan türler için "Çok Bol (A:Abundant)", 1-2 alanda bir tane bulunan türler için "Bol (C:Common)", 3-20 alanda bir tane bulunan türler için "Birkaç (F:Few)", 21-200 alanda bir tane bulunan türler için "Nadir (R:Rare)" olarak değerlendirilmiştir (Çizelge 1 ve 2).

BÖLGESEL JEOLJİ

Adana Havzası’nda Senozoyik, havzanın büyük bir kısmını kaplayan Tersiyer ve güney kesimlerinde yaygın bulunan Kuvaterner birimleriyle temsil edilmektedir. (Ternek, 1953, 1957; Özer vd., 1974; Görür, 1977). Tersiyer istif, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı litostratigrafi birimleri üzerinde uyumsuz olup, birbiriyle geçişli birimlerden yapıldır, Kuvaterner ise taraça ve alüvyonlardan oluşmaktadır (Yetiş ve Demirkol, 1986).

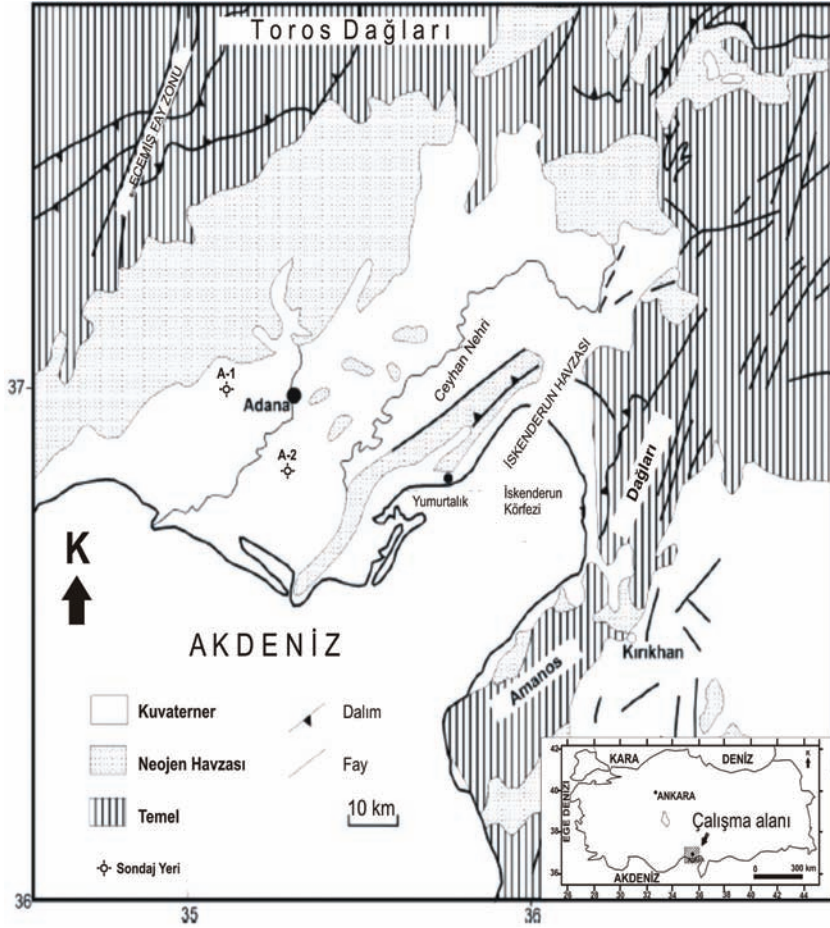
Miyosen istifleri, tabanda çoğu yerde karasal çakıltaşları (Gildirli formasyonu) ile başlar ve pembe-kızılımsı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan akarsu çökellerinden meydana gelmiştir (Şekil 2). Üzerine uyumsuz olarak çakıltaşı, kumtaşı ve resifal kireçtaşından oluşan Karaisalı formasyonu gelir. Köpekli formasyonu çakıllı kumlu marn ve şeylerden oluşmuştur. Cingöz formasyonu, Adana Havzası’nın türbiditik çökellerini temsil eder. Kuzgun formasyonu ise üç üyeye ayrılmış olup, tabanda menderesli nehir çökelleriyle başlayıp üste doğru sığ denizel çökellere geçen Kuzgun üyesi, üzerine gelen Salbaş Tüfit üyesi ve en üstte yukarı doğru kabalaşan ve deltaik bir istif olan Memişli üyesi ile son bulur (Ünlügenç, 1993). Handere formasyonu, üste doğru sığ denizel kanal çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ardalanmasından oluşur. Kuranşa formasyonu ise akarsu çökellerinden oluşur ve bölgede açılı uyumsuzlukla tüm birimleri üzerler (Schmidt, 1961; Yetiş ve Demirkol, 1986; Kozlu, 1987; Yetiş, 1988; Nazik ve Gürbüz, 1991 ve 1992) (Şekil 2).

KUYU VERİLERİ

Çalışma alanında nannoplankton biyostratigrafisi yapabilmek için A-1 ve A-2 no.lu kuyulardan derlenen örnekler üzerinde tayinler yapılmıştır.

A-1 Kuyu Verisi

A-1 kuyusundan 73 örnek alınmış, 65 nannoplankton türü tanımlanmış ve 4 nannoplankton



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji ve yer bulduru haritaları ile sondaj yerleri (A-1 ve A-2).
Figure 1. Geological and location maps of the study area and locations of wells (A-1 and A-2).

zonu saptanmıştır (Şekil 3 ve Çizelge 1). TPAO litoloji verilerine göre (Meşhur vd., 1994) A-1 kuyusunda ilk 204 m'de şeyl, kumtaşı ve kireçtaşı, 204-285 m arasında şeyl ve anhidrit, 1250-1880 m arasında kumtaşı yoğunluğu fazla olmak üzere, 285-3980 m arasında şeyl, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı bulunmaktadır (bkz. Şekil 3). 3820-3950 m arasında Sphenolithus heteromorphus zonu, 2980-3820 m arasında Discoaster exilis zonu, 1428-2980 m arasında ise Discoaster kugleri zonu belirlenmiştir. 1320-1428 m arasında yaygın kumtaşı ve az miktarda şeyilli birimlerden alınan örneklerde az sayıda nannoplankton belirlenmiş, ancak zonlama yapılabilecek veri elde edilememiştir. 1150-1320 m arasında Discoaster quinqueramus zonu saptanmıştır (bkz. Şekil 3 ve Çizelge 1).

A-2 Kuyu Verisi

A-2 kuyusundan 79 örnek alınmış, 88 nannoplankton türü tanımlanmış ve 6 nannoplankton zonu saptanmıştır (Şekil 4 ve Çizelge 2). TPAO litoloji verilerine göre A-2 kuyusunda ilk 208 m'de kumtaşı, çakıltaşı, kiltası ve silttaşı, 208-426 m arasında çok az kumtaşı ve kiltası, 426-952 m arasında kiltası, silttaşı, kumtaşı, şeyl ve çakıltaşı, 952-1495 m arasında çok az çakıltaşı, kumtaşı, kiltası ve şeyl, 1495-1836 m arasında silttaşı, kiltası ve marn, 1836-2305 m arasında marn, şeyl ve kiltası bulunmaktadır (bkz. Şekil 4). 1820-1830 m arasında Discoaster exilis zonu, 1530-1820 m arasında Discoaster kugleri zonu, 1290-1530 m arasında Catinaster coalitus zonu, 1280-1290 m arasında Discoaster hamatus zonu, 1190-1280 m arasında Discoaster calcaris zonu, 1000-1190 m arasında ise

PLQ SERİ	GRUP	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
MİYÖSEN	ADANA	HANDERE	KURANŞA	60-600	[Litoji]	Çakıltı: Akarsu çökeli
	CİNGÖZ	400-900	[Litoji]	Milttaşı Tüf Çakıltısı	DELTA VE SİĞ DENİZ ÇÖKELLERİ	
						KÖPEKLI
	KARAIŞALI	20-150	[Litoji]	Kumlu marn Resifal kireçtaşı Taban çakıltısı Karasal çakıltısı	ŞELF LAGÜN ÇÖKELLERİ	
						GILDİRLİ
	DOĞAN	SEBİL	GARAJTEPE	[Litoji]	[Litoji]	

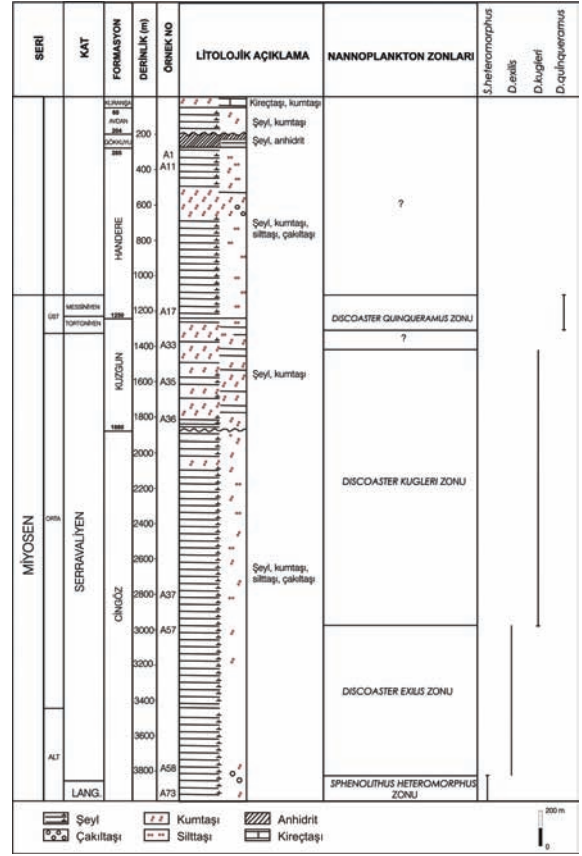
Şekil 2. Adana Neojen havzasının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Kozlu,1991).

Figure 2. Generalized columnar stratigraphic section of the Adana Neogene Basin (Kozlu, 1991).

Discoaster quinqueramus zonu tanımlanmıştır (bkz. Şekil 4 ve Çizelge 2).

NANNOPLANKTON BİYOSTRATİGRAFİSİ

Bu çalışmada, TPAO tarafından açılmış A-1 ve A-2 kuyularına ait 152 örnek kazıma yöntemi ile slaytlar hazırlanarak ve X1500 büyütme polarizan mikroskopta 200 alan taraması yapılarak incelenmiştir. İncelemeler sonucu 73 örnek alınan A-1 kuyusunda 65 nannoplankton türü ile 4 nannoplankton zonu, 79 örnek alınan A-2 kuyusunda ise 88 nannoplankton türü ile 5



Şekil 3. A-1 logu (Meşhur vd.1994'ten değiştirilerek).
Figure 3. A-1 well log (Changed from Meşhur et al, 1994).

nannoplankton zonu saptanmıştır. Zonların tanımlanmasında Martini (1971) ve Perch-Nielsen (1985) tarafından önerilmiş olan standart zonlarmaları esas alınmıştır.

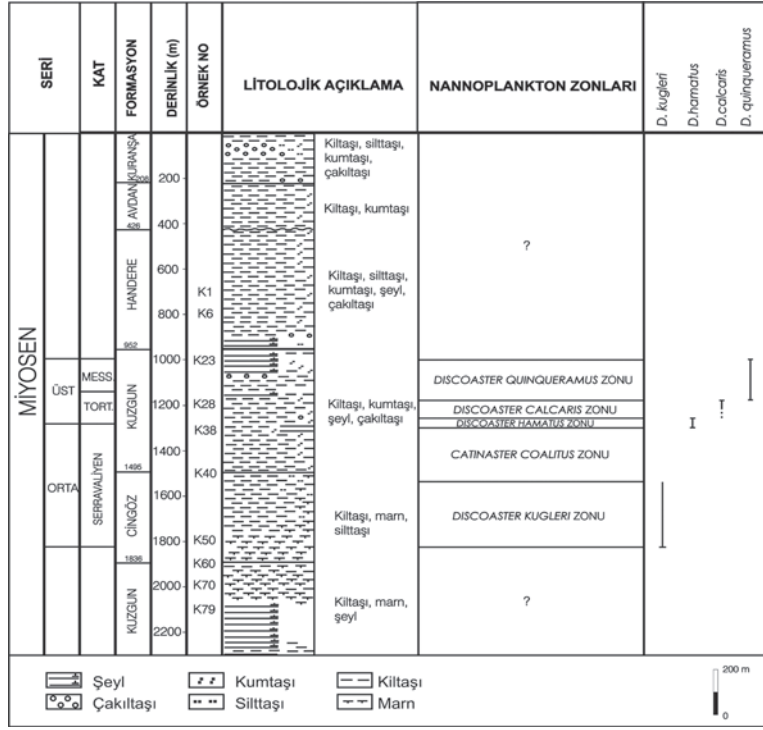
Sphenolithus heteromorphus Zonu

Tanım: Helicosphaera ampliaperta'nın (Bramlette ve Wilcoxon) son görünümü ile Sphenolithus heteromorphus'un (Deflandre) son görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Yazar: Bramlette ve Wilcoxon (1967)

Stratigrafik düzey: Langiyen-Serravaliyen

Fosil topluluğu: Braarudosphaera bigelovii (Gran ve Braarud), Calcidiscus leptoporus (Murray ve Blackman), Cronocylus nitescens



Şekil 4. A-2 logu (Meşhur vd.1994'ten değiştirilerek).
Figure 4. A-2 well log (Changed from Meşhur et. al.1994).

(Kamptner), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 6), *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 5), *Discoaster formosus* (Martini ve Worsley), *Helicosphaera burkei* (Black), *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8 a,b) *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (Levha 1, Şekil 9), *Reticulofenestra haqii* (Backman) (Levha 1, Şekil 11), *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer), *Sphenolithus heteromorphus* (Deflandre) (Levha 1, Şekil 12 a,b,c).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Langiyen katında başlayıp Serravaliyen katının alt kısmında sona ermektedir. 1985 yılında Toker (Korkuteli Yöresi) ve Perch-Nielsen (genel zonlama), 1989 yılında Toker ve Yıldız (Hatay), 1994 yılında Akça (Adana Havzası), 2007 yılında Demircan ve Yıldız (Adana) bu zonu aynı seviyede tanımlamışlardır. Bu çalışmada, aynı stratigrafik düzeyde *Sphenolithus heteromorphus* zonu tanımlanmıştır. *Helicosphaera*

ampliaperta (Bramlette ve Wilcoxon) saptanamamış, daha alt seviyelerde olduğu düşünülmüş ve bu nedenle zon tanımı "*Sphenolithus heteromorphus*'un (Deflandre) son görünümüne değin geçen süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğu" olarak yapılmıştır (bkz. Çizelge 3).

Discoaster exilis Zonu

Tanım: *Sphenolithus heteromorphus*'un (Deflandre) son görünümü ile *Discoaster kugleri*'nin (Martini ve Bramlette) ilk görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Yazar: Hay (1970), düzeltme Martini (1974)

Stratigrafik düzey: Serravaliyen

Fosil topluluğu: *Calcidiscus leptoporus* (Murray ve Blackman), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), *Cronocylus nitescens* (Kamptner), *Discoaster aulakos* (Gartner), *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 5), *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 6), *Discoaster exilis*

(Martini ve Bramlette), *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8a,b), *Helicosphaera philippinensis* (Müller), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (Levha 1, Şekil 9), *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer), *Reticulofenestra haqii* (Backman) (Levha 1, Şekil 11).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Serravaliyen katındadır. 1985 yılında Toker (Korkuteli Yöresi) ve Perch-Nielsen (genel zonlama), 1989 yılında Toker ve Yıldız (Hatay), 1994 yılında Akça (Adana Havzası), 2002 yılında Marino ve Flores (Atlantik Okyanusu), 2007 yılında Demirçan ve Yıldız (Adana) bu zonun Serravaliyen katında tanımlanmışlardır. Bu çalışmada aynı stratigrafik düzeyde *Discoaster exilis* zonu tanımlanmıştır (bkz. Çizelge 3).

Discoaster kugleri Zonu

Tanım: *Discoaster kugleri*'nin (Martini ve Bramlette) ilk görünümü ile *Catinaster coalithus*'un (Martini ve Bramlette) ilk görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğudur.

Yazar: Bramlette ve Wilcoxon (1967), düzeltme Martini (1971)

Stratigrafik düzey: Serravaliyen

Fosil topluluğu: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran ve Braarud), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), *Cronocylus nitescens* (Kamptner), *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan), *Calcidiscus leptoporus* (Murray ve Blackman), *Discoaster challengeri* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 2), *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 5), *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 6), *Discoaster exilis* (Martini ve Bramlette), *Discoaster formosus* (Martini ve Worsley), *Discoaster kugleri* (Martini ve Bramlette), *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8a,b), *Helicosphaera sellii* (Bukry ve Bramlette), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (Levha 1, Şekil 9), *Pontosphaera japonica* (Takayama), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) (Levha 1, Şekil 10a,b), *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer), *Reticulofenestra haqii* (Backman) (Levha 1, Şekil 11), *Reticulofenestra placomorpha* (Kamptner), *Triquetrorhabdulus rugosus* (Bramlette ve Wilcoxon).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Serravaliyen katındadır. 1985 yılında Toker (Korkuteli Yöresi) ve Perch-Nielsen (genel zonlama), 1994 yılında Akça (Adana Havzası), 2002 yılında Marino ve Flores (Atlantik Okyanusu)

Çizelge 3. Miyosen nannoplankton zonlarının genel karşılaştırması.

Table 3. General comparison of Miocene nannoplankton zones.

SERİ	KAT	NN	MARTINI (1971) Genel Zonlar	TOKER (1985) Korkuteli Yöresi	PERCH-NIELSEN (1985) Genel Zonlar	TOKER ve YILDIZ (1989) Hatay	AKÇA (1994) Adana Baseni	MARINO ve FLORES (2002) Atlantik Okyanusu	DEMİRÇAN ve YILDIZ (2007) Adana	BU ÇALIŞMA (2010) Adana
MİYOSEN	ÜST	MES.	11	<i>D. quinqueringum</i>		<i>D. quinqueringum</i>		<i>D. quinqueringum</i>		<i>D. quinqueringum</i>
		TORTONİYEN	10	<i>D. calcaris</i>		<i>D. calcaris</i>		<i>D. calcaris</i>		<i>D. calcaris</i>
			9	<i>D. hamatus</i>		<i>D. hamatus</i>		<i>D. hamatus</i>		<i>D. hamatus</i>
			8	<i>C. coalitus</i>		<i>C. coalitus</i>		<i>C. coalitus</i>		<i>C. coalitus</i>
	ORTA	SERRAVALİYEN	7	<i>D. kugleri</i>	<i>D. kugleri</i>	<i>D. kugleri</i>		<i>D. kugleri</i>		<i>D. kugleri</i>
			6	<i>D. exilis</i>	<i>D. exilis</i>	<i>D. exilis</i>	<i>D. exilis</i>	<i>D. exilis</i>	<i>D. exilis</i>	<i>D. exilis</i>
	LANG	5	<i>S. heteromorphus</i>	<i>S. heteromorphus</i>	<i>S. heteromorphus</i>	<i>S. heteromorphus</i>	<i>S. heteromorphus</i>		<i>S. heteromorphus</i>	<i>S. heteromorphus</i>

bu zonu Serravaliyen katında tanımlamışlardır. Bu çalışmada, aynı stratigrafik düzeyde Discoaster kugleri zonu tanımlanmıştır. Bu zon Discoaster kugleri (Martini ve Bramlette)'nin ilk görünümü ile Catinaster coalithus (Martini ve Bramlette)'un ilk görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğu şeklinde tanımlanır. Doğu Akdeniz'de Catinaster coalithus (Martini ve Bramlette) nadir olarak bulunup ya da hiç bulunmadığı ve bu çalışmada da saptanamadığı için Discoaster kugleri (Martini ve Bramlette)'nin son görünümü (Bukry, 1973, Ellis, 1979) Discoaster kugleri Zonu tavanı olarak ortaya konmuştur (bkz. Çizelge 3).

Catinaster coalitus Zonu

Tanım: Catinaster coalitus'un (Martini ve Bramlette) ilk görünümü ile Discoaster hamatus'un (Martini ve Bramlette) ilk görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğudur.

Yazar: Bramlette ve Wilcoxon (1967), düzeltme Martini (1971)

Stratigrafik düzey: Serravaliyen

Fosil topluluğu: Calcidiscus macintyreii (Bukry ve Bramlette), Coccolithus pelagicus (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), Cyclocargolithus luminis (Sullivan), Discoaster aulakos (Gartner), Discoaster challengerii (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 2), Discoaster variabilis (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 5), Dictyococcites antarcticus (Haq), Helicosphaera kamptneri (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8 a,b), Helicosphaera sellii (Bukry ve Bramlette), Pontosphaera japonica (Takayama), Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner) (Levha 1, Şekil 10 a,b), Reticulofenestra haqii (Backman) (Levha 1, Şekil 11), Reticulofenestra gelida (Geitzenauer), Reticulofenestra placomorpha (Kamptner).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Serravaliyen katındadır. 1985 yılında Perch-Nielsen (genel zonlama), 2002 yılında Marino ve Flores (Atlantik Okyanusu) bu zonu aynı seviyede tanımlamışlardır. Bu çalışmada, aynı stratigrafik düzeyde Catinaster coalitus zonu tanımlanmıştır. Bu zon, Catinaster coalitus (Martini ve Bramlette)'un ilk görünümü ile Discoaster hamatus (Martini ve Bramlette)'un ilk görünümü arasındaki süreç bo-

yunca oluşmuş kayaçlar topluluğu şeklinde tanımlanır. Bu tanım, standart zonlamada kullanılmasına karşın, Doğu Akdeniz'de Catinaster coalithus (Martini ve Bramlette) ender olarak bulunduğu, ya da hiç bulunmadığı ve bu çalışmada da saptanamadığı için Discoaster kugleri (Martini ve Bramlette)'nin son görünümü (Bukry, 1973; Ellis, 1979) Catinaster coalitus zonu tabanını olarak ortaya konmuştur (bkz. Çizelge 3).

Discoaster hamatus Zonu

Tanım: Discoaster hamatus'un (Martini ve Bramlette) ilk görünümü ile son görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğudur.

Yazar: Bramlette ve Wilcoxon (1967), düzeltme Martini (1971)

Stratigrafik düzey: Serravaliyen-Tortoniyen

Fosil topluluğu: Calcidiscus leptoporus (Murray ve Blackman), Coccolithus pelagicus (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), Cronocylus nitescens (Kamptner), Discoaster hamatus (Martini ve Bramlette), Helicosphaera kamptneri (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8 a,b), Reticulofenestra gelida (Geitzenauer), Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner) (Levha 1, Şekil 10 a,b), Reticulofenestra haqii (Backman) (Levha 1, Şekil 11).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Serravaliyen-Tortoniyen'dedir. 1985 yılında Perch-Nielsen (genel zonlama), 2002 yılında Marino ve Flores (Atlantik Okyanusu) bu zonu aynı seviyede tanımlamışlardır. Bu çalışmada, aynı stratigrafik düzeyde Discoaster hamatus zonu tanımlanmıştır (bkz. Çizelge 3).

Discoaster calcaris Zonu

Tanım: Discoaster hamatus'un (Martini ve Bramlette) son görünümü ile Discoaster quinqueramus'un (Gartner) ilk görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğudur.

Yazar: Martini (1969)

Stratigrafik düzey: Tortoniyen

Fosil topluluğu: Braarudosphaera bigelowii (Gran ve Braarud), Calcidiscus leptoporus (Murray

ve Blackman), *Calcidiscus macintyreii* (Bukry ve Bramlette), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), *Cronocylus nitescens* (Kamptner), *Discoaster aulakos* (Gartner), *Discoaster bollii* (Martini ve Bramlette), *Discoaster calcaris* (Gartner), *Discoaster challengerii* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 2), *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 5), *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 6), *Discoaster brouweri* (Tan Sin Hok) (Levha 1, Şekil 7), *Discoaster loeblichii* (Bukry), *Discoaster mendomobensis* (Wise), *Discoaster pentaradiatus* (Tan Sin Hok), *Dictyococcites antarcticus* (Haq), *Helicosphaera burkei* (Black), *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8 a,b), *Helicosphaera sellii* (Bukry ve Bramlette), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (Levha 1, Şekil 9), *Pontosphaera japonica* (Takayama), *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) (Levha 1, Şekil 10 a,b), *Reticulofenestra placomorpha* (Kamptner), *Scyphosphaera conica* (Kamptner), *Triquetrorhabdulus rugosus* (Bramlette ve Wilcoxon).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Tortoniyen katındadır. 1985 yılında Perch-Nielsen (genel zonlama), 2002 yılında Marino ve Flores (Atlantik Okyanusu) bu zonu aynı seviyede tanımlamışlardır. Bu çalışmada aynı stratigrafik düzeyde *Discoaster calcaris* zonu tanımlanmıştır (bkz. Çizelge 3).

Discoaster quinqueramus Zonu

Tanım: *Discoaster quinqueramus*'un (Gartner) ilk görünümü ile son görünümü arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğudur.

Yazar: Gartner (1969), düzeltme Martini (1971)

Stratigrafik düzey: Tortoniyen-Messiniyen

Fosil topluluğu: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran ve Braarud), *Calcidiscus leptoporus* (Murray ve Blackman), *Calcidiscus macintyreii* (Bukry ve Bramlette), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) (Levha 1, Şekil 1 a,b), *Cronocylus nitescens* (Kamptner), *Discoaster aulakos* (Gartner), *Discoaster challengerii* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 2), *Discoaster quinqueramus* (Gart-

ner) (Levha 1, Şekil 3), *Discoaster surculus* (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 4), *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) (Levha 1, Şekil 5), *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) (Levha 1, Şekil 6), *Discoaster brouweri* (Tan Sin Hok) (Levha 1, Şekil 7), *Discoaster neohamatus* (Bukry ve Bramlette), *Discoaster pentaradiatus* (Tan Sin Hok), *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) (Levha 1, Şekil 8 a,b), *Helicosphaera sellii* (Bukry ve Bramlette), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (Levha 1, Şekil 9), *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) (Levha 1, Şekil 10 a,b), *Reticulofenestra haqii* (Backman) (Levha 1, Şekil 11), *Reticulofenestra placomorpha* (Kamptner).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon, Martini'nin 1971 yılında yapmış olduğu genel zonlamaya göre Tortoniyenin üst seviyesi-Messiniyen'dedir. 1985 yılında Perch-Nielsen (genel zonlama), 2002 yılında Marino ve Flores (Atlantik Okyanusu) bu zonu aynı seviyede tanımlamışlardır. Bu çalışmada, aynı stratigrafik düzeyde *Discoaster quinqueramus* zonu tanımlanmıştır (bkz. Çizelge 3).

SONUÇLAR

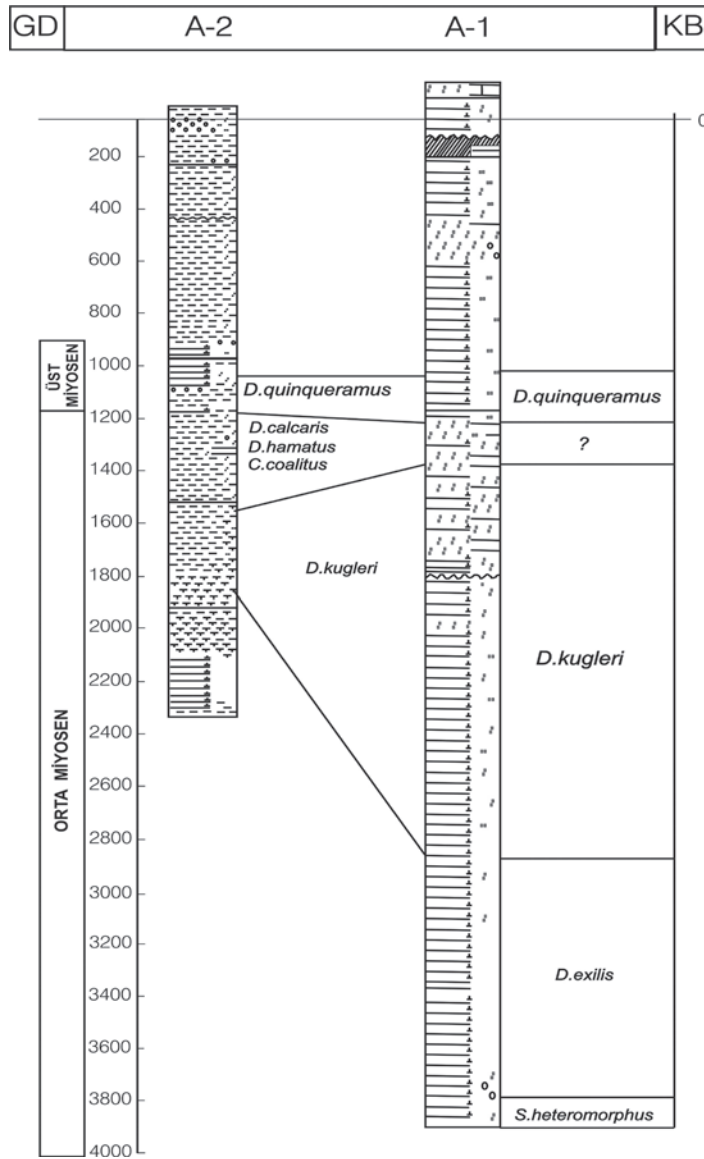
Adana Havzası'nda yapılan nannoplankton biyostratigrafisi çalışması ile *Discoaster quinqueramus* (Tortoniyen-Messiniyen), *Discoaster calcaris* (Tortoniyen), *Discoaster hamatus* (Serravaliyen-Tortoliyen), *Catinaster coalitus* (Serravaliyen), *Discoaster kugleri* (Langiyen-Serravaliyen), *Discoaster exilis* (Langiyen), *Sphenolithus heteromorphus* (Langiyen) biyozonları belirlenmiştir. Nannofosil bollukları genellikle ender olmasına rağmen, zon fosillerinin bulunmasından dolayı A-1 ve A-2 kuyularında Miyosen'e ait Langiyen-Messiniyen zonlamaları yapılmıştır. Kesitlerin her ikisinde de *Discoaster quinqueramus* ve *Discoaster kugleri* biyozonları görülürken, A-1 kuyusunda *Sphenolithus heteromorphus* ve *Discoaster exilis* biyozonları, A-2 kuyusunda ise *Catinaster coalitus*, *Discoaster hamatus* ve *Discoaster calcaris* biyozonları bulunmaktadır (bkz. Şekil 5).

A-2 kuyusu 11 m ve A-1 kuyusu 116 m kottan itibaren açılmaya başlamıştır. Cingöz ve Handere formasyonlarının A-1 kuyusunda daha kalın olduğu gözlenmiştir. Messiniyen yaşlı Dis-

coaster quinquereamus biyozonunun Kuzgun ve Handere; Tortoniyen yaşlı Discoaster calcaris ve Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Discoaster hamatus biyozonunun Kuzgun; Serravaliyen yaşlı Catinaster coalitus ve Discoaster kugleri biyozonlarının Kuzgun ve Cingöz; Serravaliyen yaşlı Discoaster exilis biyozonu ile Langiyen-Serravaliyen yaşlı Sphenolithus heteromorphus biyozonunun ise Cingöz formasyonunda bulunduğu saptanmıştır (bkz. Şekil5). Biyostratigrafik verilere göre Kuzgun formasyonunun biyozon dağılımında bir uyumsuzluk söz konusudur. A-1

kuyusunda kırıntılıların fazlaşmasından kaynaklanan, fosilleşmenin oluşum şartlarının sağlanamaması sebebiyle 1320-1462 m arasında zon belirlenememiştir.

Konglomera, kumtaşı ve silttaşı litolojisinden oluşan Kuzgun formasyonu daha önce yapılmış çalışmalara (Schmidt, 1961; İlker, 1975; Yalçın, 1982; Yetiş, 1988; Yetiş ve Demirkol, 1986; Kozlu, 1991; Ünlügöç, 1993; Şafak ve Nazik, 1994; Şafak vd. 1996; Öğrünç, 2001; Avşar vd., 2006) göre Tortoniyen-Messiniyen yaşındadır.



Şekil 5. Miyosen nannoplankton zonlarının A-1 ve A-2 kuyuları üzerinde karşılaştırması.
Figure 5. Comparison of the nannoplankton zones on the A-1 and A-2 wells.

Bu çalışmada saptanan “Discoaster quinque-ramus, Discoaster calcaris, Discoaster hamatus, Catinaster coalitus, Discoaster kugleri Zonları” ile bu formasyonun yaşının Serravaliyen-Messiniyen olduğu belirlenmiştir.

Kiltaşı, şeyl, kumtaşı ve konglomera araldanmasından oluşan Cingöz formasyonu önceki çalışmalara göre Langiyen-Serravaliyen yaşındadır (Nazik ve Gürbüz, 1992; Ünlügenç, 1993; Demircan ve Yıldız, 2007). Demircan ve Yıldız (2007) Adana Havzası’nda Discoaster exilis ve Sphenolithus heteromorphus zonlarını belirlemiştir. Bu çalışmada ise, Discoaster exilis ve Sphenolithus heteromorphus zonlarının yanı sıra, “Catinaster coalitus Zonu, Discoaster kugleri” nannoplankton zonları da saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın yürütülmesinde destek veren Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı’ndan Nihat Bozdoğan, Nihal Akça, Zeynep Alay ve Tuğrul Tüzüner’e teşekkür ederler.

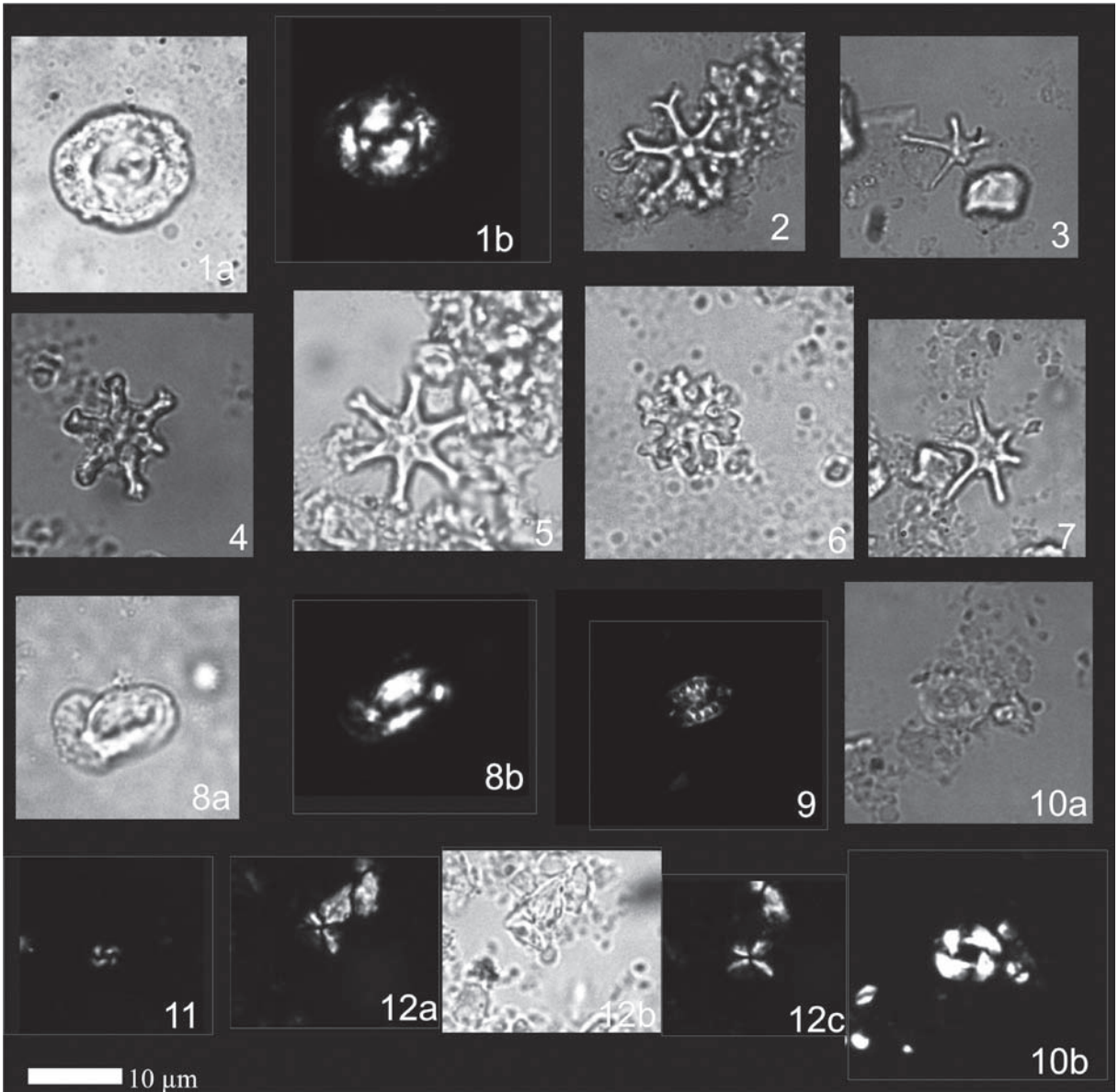
KAYNAKLAR

- Akça, N., 1994. Adana kuzeydoğusu – Kozan civarı Miyosen - Pliyosen çökellerinin Nannoplankton biyostratigrafisi ve sayısal değerlendirmesi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara (yayımlanmamış).
- Avşar, N., Nazik, A., Dinçer, F. ve Darbaş, G., 2006. Adana Havzası Kuzgun formasyonunun mikrofosiller ile ortamsal yorumu. Yerbilimleri, 27 (1), 1-21.
- Bramlette, M. N., and Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperio Section, Trinidad, W.I. Talune Studies in Geology, 5, 93-131.
- Bukry, D., 1973. Low Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation. D.S.D.P., Vol. 15, pp.685-703.
- Demircan, H. ve Toker, V., 2003. Cingöz formasyonu batı yelpaze iz fosilleri (KB Adana). MTA Dergisi, 127, 83-101.
- Demircan, H., and Yıldız, A., 2007. Biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation of the Middle Miocene submarine fan in the Adana Basin (southern Turkey). Geologica Carpathica, 58 (1), 41-52.
- Egeran, N., 1949. Geological characteristics and oil possibilities of the Adana Basin (Southern Turkey). MTA Bulletin, 39, 27-31.
- Ellis, C. H., 1979. Neogene nannoplankton zonation in Eastern Mediterranean. Annales Géologique des Pays Helleniques, Tome hors série 1, pp. 391-401.
- Foley, E. J., 1937. Stratigraphy of the Seyhan region. MTA report No.248 (unpublished).
- Gartner, S. Jr., 1969. Correlation of Neogene planktonic foraminifer and calcareous nannoplankton zones. Gulf Coast Association Geological Society, 19, pp. 585-599.
- Görür, N., 1977. Sedimentology of the Karaisalı limestone and associated clastics (Miocene) of the north west flank of the Adana Basin, Turkey. PhD Thesis, University of London, England (unpublished).
- Görür, N., 1979. Karaisalı kireçtaşının (Miyosen) sedimantolojisi. TJK Bülteni, 22, 227-232.
- Görür, N., 1980. Karaisalı kireçtaşının (Miyosen) diyajenetik evrimi. Türkiye 5. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 123-128.
- Gürbüz, K., and Kelling, G. 1993. Provenance of Miocene submarine fans in the northern Adana Basin: A test of discriminant function analysis. Geological Journal, 20, 227-295.
- Hay, W. W., 1970. Calcareous nannofossils from cores recovered on Leg 4. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 4, pp. 455-501.
- İlker, S., 1975. Adana Baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Arama Raporu. No. 973, Ankara (yayımlanmamış).
- Kirk, H. M., 1935. Geological reconnaissance report on the Seyhan region. MTA Archives, No. 219, Ankara (unpublished).
- Kozlu, H., 1987. Misis – Andırın-Adana-İskenderun dolaylarının jeolojisi ve

- petrol olanakları raporu. TPAO Rapor No. 2043 (yayımlanmamış).
- Kozlu, H., 1991. AR/TPO/2646, 2647, 2648, 2649, 2650, 2651, hak sıra no'lu ruhsatların terk raporu. TPAO Rapor No. 2100, Ankara (yayımlanmamış).
- Loczy, L., 1949. Adana havzası batı bölgesinde jeolojik müşahedeler ve bu bölgenin arz ettiği petrol ihtimallerinin incelenmesi. TPAO Rapor No. 8 (yayımlanmamış).
- Marino, M., and Flores, J.A. 2002. Miocene to Pliocene calcareous nannofossil biostratigraphy at ODP Leg 177 Sites 1088 and 1090, *Marine Micropaleontology*, V. 177, 291-307.
- Martini, E., 1969. Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weltweite Paralelisierungen im oberen Eozän und Unteren Oligozän *Senckenbergiana Lethaea*, V. 50, pp. 117-159.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference*, 1970, Roma, Edizioni Tacnoscienza, 2, 739-785.
- Martini, E., 1974. Nannoplankton - Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NW Sienbenbürgisches Becken, Rumänien). In: E. Martini & V. Moiescu, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1, 18-37.
- Maxon, J. H., 1936. Report on brief inspection of possible oil-bearing structures near Adana. MTA Archives, No. 231, Ankara (unpublished).
- Meşhur, M., Akpınar, M. ve Erdal Demir, M., 1994. Adana Misis Baseni'nde açılmış kuyuların değerlendirme raporu. TPAO Rapor No: 3395, Ankara.
- Nazik, A. ve Toker, V., 1986. Karaisalı yöresi Orta Miyosen istifinin foraminifer biyostratigrafisi. *MTA Dergisi*, 103/104, 139-150.
- Nazik, A. ve Gürbüz, K., 1991. Globigerinanus cinsinin yeni türü ve stratigrafik konumu. *Geosound*, 18, 11-20.
- Nazik, A. ve Gürbüz, K., 1992. Karaisalı-Çatalan-Eğner yöresi (KB Adana) Alt-Orta Miyosen yaşlı denizaltı yelpazelerinin planktonik foraminifer biyostratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35 (1), 67-80.
- Nazik, A., Toker, V., Şenol, M. ve Öğrünç G., 1997. Tarsus Yöresi (Adana Havzası) Üst Tersiyer-Kuvaterner istifinin mikropaleontolojik (planktik foraminifer, ostrakod ve nannoplankton) incelemesi. Çukurova Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, *Bildiri Özleri*, Adana, 251.
- Öğrünç, G., 2001. Messiniyen tuzluluk krizi sırasındaki ve sonrasındaki çökeltilerin stratigrafisi ve paleoekolojisi. Bir örnek: Adana Baseni, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği ABD, Doktora Tezi, Adana.
- Öğrünç, G. ve Nazik, A., 1998. Yenice (Tarsus) kuzeyi (Adana Havzası) Üst Miyosen-Pliyosen istifinin ostrakod faunası. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41 (I), 63-84.
- Özgül, N., Metin, S., Göğçer, İ., Bingöl, İ. ve Baydar, O., 1973. Tufanbeyli dolayının (Doğu Toroslar-Adana) Kambriyen – Tersiyer kayaları. *TJK Bülteni*, 16 (1). 82-100 .
- Özer, B., Duval, B., Courrier, P. ve Letouzey, J. 1974. Antalya-Mut-Adana Neojen havzaları jeolojisi. *Türkiye II. Petrol Kongresi*, *Bildiriler Kitabı*, Ankara, 57-84.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils, In: *Plankton Stratigraphy*, H. M., Bolli, J. Saunders, B. and K., Perch-Nielsen, (eds.), Cambridge University Press, pp. 427-554.
- Schmidt, G. C., 1961. Stratigraphic nomenclature for the Adana Region petroleum district 7. *Petroleum Administration Bulletin*. 6, 47-63.
- Şafak, Ü. ve Nazik, A., 1994. Eshab-ı Keyf (Tarsus-Mersin) dolaylı Neojen istifinin ortamsa yorumu. Çukurova Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, 15. Yıl Sempozyumu, *Bildiriler Kitabı*, 291-301.
- Şafak, Ü., Ünlügenç, U.C. ve Şenol, M., 1996. İncirlik (Adana Güneydoğusu) çevresinde yer alan Geç Miyosen resifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 11, 138-153.

- Ternek, Z., 1953. Mersin-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi. MTA Bülteni, 44/45, 18-62.
- Ternek, Z., 1957. The lower Miocene (Burdigalian) formations of the Adana Basin, their relations with other formations and oil possibilities. MTA Bulletin, 49, 48-80.
- Toker, V., 1985. Korkuteli yöresi Miyosen nannoplankton biostratigrafisi. Karadeniz Üniversitesi Dergisi, 4 (1-2), 9-23.
- Toker, V. ve Yıldız, A., 1989. Hatay yöresi nannoplankton biyostratigrafisi, A. Acar Jeoloji Sempozyumu Bildiri Özleri, s. 15.
- Toker, V., Özgür, S. ve Yıldız, A., 1996. Toros Kuşağı Miyosen çökelleri planktik foraminifer ve nannoplankton standart zonları ve deniz yüzey suyu ısı değişimi. TPJD Bülteni, 8 (1), 35-51.
- Ünlügenç, U. C., 1986. Kızıldağ Yayla (Adana dolayının) jeolojik incelemesi. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Adana (yayımlanmamış).
- Ünlügenç, 1993. "Controls on Cenozoic sedimentation in the Adana Basin, Southern Turkey", Ph. D. Thesis, Kele University, UK (unpublished).
- Ünlügenç, U. C. ve Demirkol, C., 1988. Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi,, 32-33, 17-25.
- Ünlügenç, U. C., Kelling, G., and Demirkol, C., 1990. Aspects of Basin Evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey. Proceedings of the International Earth Sciences Congress on Aegean Region 1-6, pp. 353-369.
- Ünlügenç, U. C., and Şafak, Ü. 1998. Tortonian sediments and reef development during the same period within the Neogene Adana Basin. Abstracts of the Third International Turkish Geology Symposium, METU, p. 236.
- Üşenmez, P., 1981. Belededik (Pozantı-Adana) çevresinin jeolojisi. Selçuk Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, A/1, 67-80.
- Yalçın, M.N., 1982. Jeokimya yöntemleriyle Adana Havzası petrol potansiyelinin araştırılması. Doçentlik Tezi, İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, İstanbul (yayımlanmamış).
- Yalçın, M. N., and Görür, N., 1984. Sedimentological evolution of the Adana Basin, Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, pp. 165-172.
- Yetiş, C., 1988. Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin. Southern Turkey. Newsletter Stratigraphy, 20 (1), 43-58.
- Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1984. Adana Baseni kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazı gözlemler. TJK 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, s. 59-61.
- Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1986. Adana Baseni batı kesiminin detay jeoloji etüdü. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi Raporu, Ankara (yayımlanmamış).
- Yıldız, A., Toker, V., Demircan, H. ve Sevim, S., 2003. Mut Havzası Pliyosen-Pleyistosen nannoplankton, planktik foraminifera, iz fosil bulguları ve paleoortam yorumu. H.Ü. Yerbilimleri, 28, 123-144.

LEVHA 1 / PLATE 1



LEVHA 1 (1a,b) *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Örnek no: A-1 68 (2) *Discoaster challenger*i (Bramlette ve Riedel) Örnek no: A-2 23 (3) *Discoaster quinquereamus* (Gartner) Örnek no: A-2 24 (4) *Discoaster surculus* (Martini ve Bramlette) Örnek no: A-2 27 (5) *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) Örnek no: A-2 31 (6) *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) Örnek no: A-2 31 (7) *Discoaster brouweri* (Tan Sin Hok) Örnek no: A-2 28 (8a,b) *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) Örnek no: A-1 68 (9) *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Örnek no: A-2 28 (10a,b) *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Örnek no: A-2 56 (11) *Reticulofenestra haqii* (Backman) Örnek no: A-2 56 (12 a,b,c) *Sphenolithus heteromorphus* (Deflandre) Örnek no: A-1 66.

PLATE 1 (1a,b) *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Sample no: A-1 68 (2) *Discoaster challenger*i (Bramlette ve Riedel) Sample no: A-2 23 (3) *Discoaster quinquereamus* (Gartner) Sample no: A-2 24 (4) *Discoaster surculus* (Martini ve Bramlette) Sample no: A-2 27 (5) *Discoaster variabilis* (Martini ve Bramlette) Sample no: A-2 31 (6) *Discoaster deflandrei* (Bramlette ve Riedel) Sample no: A-2 31 (7) *Discoaster brouweri* (Tan Sin Hok) Sample no: A-2 28 (8a,b) *Helicosphaera kamptneri* (Hay ve Mohler) Sample no: A-1 68 (9) *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Sample no: A-2 28 (10a,b) *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Sample no: A-2 56 (11) *Reticulofenestra haqii* (Backman) Sample no: A-2 56 (12a,b,c) *Sphenolithus heteromorphus* (Deflandre) Sample no: A-1 66.



Aşındırıcılı su jeti ile kesmede kesme parametrelerinin granit yüzey pürüzlülüğüne etkisi

Effect of cutting parameters on the surface roughness of granite in abrasive waterjet cutting

İzzet KARAKURT, Gökhan AYDIN, Kerim AYDINER

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü, TRABZON

Geliş (received) : 10 Şubat (February) 2010

Kabul (accepted) : 19 Nisan (April) 2010

ÖZ

Endüstrideki kullanımı her geçen gün giderek artan aşındırıcılı su jeti, geleneksel kesme ve işleme sistemlerine alternatif bir üretim yöntemidir. Aşındırıcı su jetleri, düşük kesme kuvveti gerektirmesi, esnek ve çok yönlü kesme olanağına sahip olması gibi önemli üstünlüklere sahiptir. Ancak, kesme yüzeylerinde oluşan pürüzlülük ve dalgalanma, yöntemin kullanımını sınırlayan önemli etkenler arasındadır. Son dönemlerde yapılan çalışmaların çoğu, yüzey pürüzlülüğü üzerine yoğunlaşmış ve yüzey kalitesini arttırmaya yönelik teknik arayışları da beraberinde getirmiştir. Bu çalışmada; aşındırıcılı su jeti ile kesmede, bazı kesme parametrelerinin granitlerin yüzey pürüzlülüğüne etkisi araştırılmıştır. Deneysel çalışmalar, Taguchi deney tasarımı tekniğine göre yapılmış ve her bir deney sonucunda, örnek kesme yüzeylerinin ortalama pürüzlülükleri (P_{α}) ölçülmüştür. Ölçülen ortalama pürüzlülük değerleri kullanılarak her çalışma parametresinin yüzey pürüzlülüğüne etkisi ayrıntılı olarak analiz edilmiştir. Çalışma sonucunda, yüksek yanal ilerleme hızı ve meme-örnek mesafelerinde örnek yüzey pürüzlülüklerinin arttığı belirlenmiştir. Aşındırıcı besleme oranındaki artış yüzey pürüzlülüklerinin düşmesine neden olurken, çalışma basıncındaki artış yüzey pürüzlülüklerinin artmasına neden olmuştur. Ek olarak, ince boyutlu aşındırıcı ile daha pürüzlü yüzeyler elde edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Aşındırıcı su jeti, granit kesme, yüzey pürüzlülüğü.

ABSTRACT

Abrasive waterjet, whose usability in industry has been recently increased, is an alternative production method to the conventional machining and processing systems. It has important advantages such as requiring low power and presenting the possibility of flexible and multi-directional cutting abilities. However, surface roughness and waviness on cut surfaces are still among the factors limiting the applicability of the method. In recent years, most related studies have focused on surface roughness and they have brought with them new technological investigations enhancing surface quality. In this study, the effect of some cutting parameters on surface roughness of granites in abrasive water jet usage is investigated. Experimental studies were conducted through the Taguchi experimental design and at the end of each experiment the average roughnesses (R_{α}) of cut surfaces of the specimens were measured. The effects of each cutting parameter on the surface roughness are analyzed in detail, using the average roughness. As a result of the study, it is determined that the surface roughnesses of the specimens were increased at higher traverse speeds and standoff distances. An increase in abrasive flow rate resulted in decreases in the surface roughnesses of the specimens, whereas an increase in the water pressure resulted in increases in the surface roughness of the specimens. Additionally, higher surface roughnesses were obtained by finer abrasive sizes.

Key words: Abrasive waterjet, granite cutting, surface roughness.

GİRİŞ

Su jeti kesme teknolojisi, hemen her türlü mühendislik malzemesinin kesilmesi ve işlenmesinde kullanılabilen bir teknolojidir (Chen ve Siores, 2003). Son yıllarda, suyun kesme gücünün artırılması amacıyla sisteme eklenen aşındırıcı parçacıkları ile kaya, çelik ya da beton gibi sert malzemelerin kesilmesi ve işlenmesi daha kolay yapılabilmektedir (Külekçi, 2002; Karakurt vd., 2010).

Su jeti ile kesme işleminde, basınç yükselticiden çıkan su dar bir boru içerisinden geçerek meme içerisinde yüksek basınçta ilerler ve meme ağzına yaklaştıkça daralan kısımlarda hızını daha da arttırarak malzeme yüzeyine püskürtülür. İşlem sırasında yüzeye çarpan su jeti hüzmeleri ile oluşturulan kesme kuvveti, malzeme yüzeyinden parçacık kopararak kesme işlemini gerçekleştirir. Yüzeyden aşındırma ile uzaklaştırılan parçacık oranı; jet basıncına, yanıl ilerleme hızına, kesilen malzemenin özelliğine, su jeti içerisindeki katkı maddesi (aşındırıcı malzeme) ve oranına bağlı olarak değişir (Wakuda vd., 2003; Karakurt, 2007; Hasçalık vd., 2007).

Klasik bir su jeti kesme sisteminde yüksek basınç ve jet hızı belirli sistem elemanları tarafından sağlanır (Yazicioğlu vd., 1993). Bu sistem elemanları başlıca; basınç ünitesi, aşındırıcı karışım ünitesi, kesme kafası ve bilgisayar kontrol ünitesi olarak dört ana bileşenden oluşmakta olup sistemin şematik görünümü Şekil 1’de verilmiştir.

Su jeti ile kesilen malzemenin yüzeyine bakıldığında, düzgün olan üst kısım ve onu takip eden çizgili, dalgalı bir bölge görülür. Düzgün görülen üst kısım kesme aşınma bölgesi olarak adlandırılırken daha çok çizgili ya da dalgalı görünen alt kısım deformasyon aşınma bölgesi olarak adlandırılır. Birinci bölge daha düzgün bir yüzey olup, malzeme pürüzlülük kalitesinin belirlendiği bölgedir. Bu bölgenin yüzey kalitesi, başlıca aşındırıcı tanelerin malzeme yüzeyine dik açılarla çarpmasının bir sonucudur. İkinci bölge ise, aşındırıcı parçacıklarının malzeme yüzeyine geniş açılarda çarpmasıyla oluşturduğu bölgedir. Şekil 2’de aşındırıcı su jeti ile kesik yüzey oluşumuna ait görünüm sunulmuştur (Liu ve Chen, 2004; Akkurt, 2009).

Su jeti ile kesilen malzemelerde elde edilen yüzey karakteristikleri; çalışma basıncı, kullanılan aşındırıcı tipi, memenin örneğe olan mesafesi, aşındırıcı

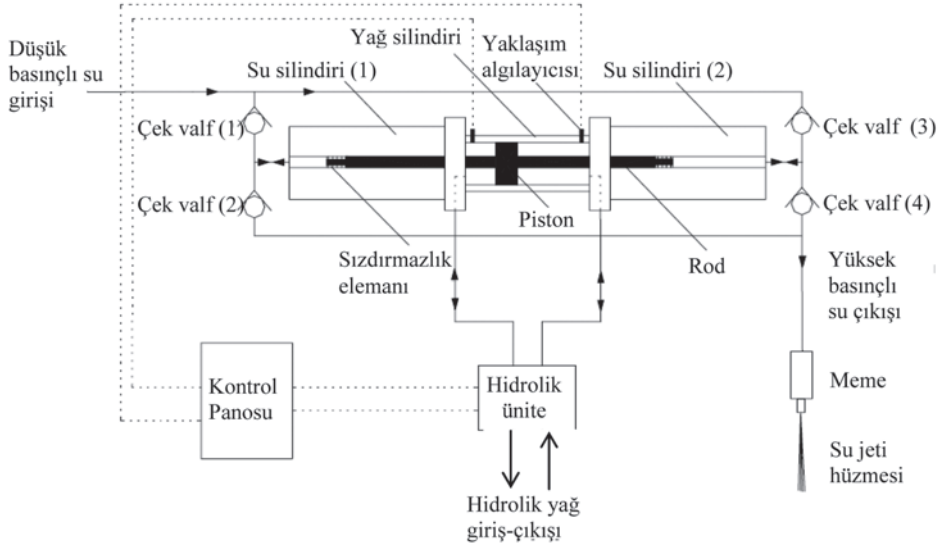
besleme miktarı, kesilen malzeme ve su jeti makinasına ait özellikler gibi birçok faktörün denetimi altındadır. Literatürde su jeti kesme yöntemi konusunda gerek çalışma parametrelerinin, gerekse makine ve malzeme özelliklerinin araştırıldığı çok sayıda çalışma mevcuttur. Su jeti kesme yönteminin kayaların kesiminde kullanılabilirliğini araştıran az sayıda araştırmacı, başlıca kesme mekanizmasının açıklanması ve optimum kesme parametrelerinin belirlenmesi üzerinde durmuşlardır (Vijay, 1995; Liu ve Chen, 2004, Miranda ve Quintino, 2005; Huang vd., 2006). Ojmertz (1993), düşük yanıl ilerleme hızlarının düzensiz bir yüzey morfolojisine neden olmasına rağmen daha düşük yüzey pürüzlülük değerlerinin elde edilebileceğini belirtmiştir. Böyle bir durumun ancak düşük yanıl hız, yüksek aşındırıcı besleme oranı ve küçük delik çapları (su çıkışının gerçekleştiği açıklık) ile mümkün olabileceğini ifade etmiştir. Bir başka çalışmada, Chen ve Siores (2003), aşındırıcı su jeti ile kesmenin malzeme yüzeyinde çizikli bir yapı oluşturacağını ve bunun da kesme sisteminin kullanımını sınırlayan bir durum olduğunu belirtmişlerdir. Son dönem çalışmalarından birinde Akkurt vd. (2004), örnek kalınlığına yakın kesme derinliklerinde yüzey pürüzlülüğünün giderek en yüksek değere ulaştığını belirlemişlerdir. Yapılan bu çalışmalara rağmen, kesme sonrası malzeme yüzeyinde oluşan yüzey pürüzlülüğü ve dalgalılığın giderilmesi yönündeki teknik arayışlar özel bir çaba alanı olmaya devam etmektedir.

Bu çalışmada, aşındırıcı su jeti ile kesmede bazı kesme parametrelerinin malzeme yüzey kalitesi üzerindeki etkileri araştırılmıştır. Benzer tane boyutu aralıklarına sahip, Aksaray Yaylak, Giresun Vizon ve Azul Platino olmak üzere üç farklı granit örneğinin kullanıldığı çalışmada, kesme parametreleri ile kesme aşınma bölgesi pürüzlülük değerlerinin değişimi incelenmiştir.

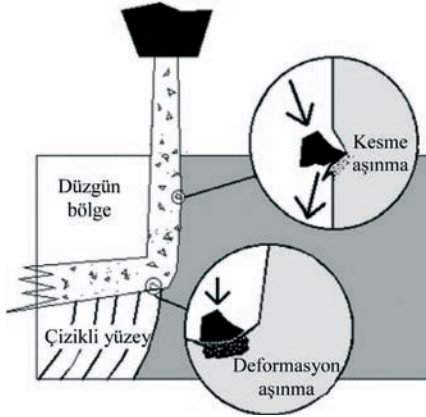
DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Malzeme ve Yöntem

Deney çalışmalarında üretici firmalardan temin edilmiş ve 3x10x20 cm boyutundaki granit örnekleri kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan aşındırıcı malzemenin sertliği 7.5–8 Mohs arasında olan garnet/granat’tır. Kullanılan garnetin kimyasal bileşimi, % 36 FeO, % 33 SiO₂, % 20 Al₂O₃, % 4 MgO, % 3 TiO₂, % 2 CaO ve % 2 MnO₂’dir.



Şekil 1. Su jeti kesme sisteminin çalışma ilkesi ve temel elemanları (Geren ve Tunç, 2008).
Figure 1. Basic components and working principal of the waterjet systems (Geren and Tunç, 2008).



Şekil 2. Aşındırıcı su jeti ile kesik yüzey oluşumu (Akkurt, 2009).
Figure 2. Generation of the cut surface by abrasive waterjet (Akkurt, 2009).

Deneylerde kullanılan örneklerin mineralojik bileşimleri, ince kesitler üzerinden belirlenmiş ve elde edilen sonuçlar Çizelge 1’de sunulmuştur. Ayrıca gerek ince kesit analizleri, gerekse görüntü analizi yazılımı (De-Winter Material Plus 4.1) kullanılarak yapılan tane boyu dağılımı ve faz analizleri ile örneklerin tane boyu dağılımlarının genellikle 0.5–6.5 mm aralığında değiştiği belirlenmiştir. Mineralojik analize ek olarak görüntü analiz yazılımı ile yapılan analizlerden elde edilen sonuçların mineralojik analizle uyumlu olduğu görülmüştür.

3 cm kalınlık, 10 cm genişlik ve 20 cm uzunluğundaki granit örnekler, uzunlukları boyunca Çizelge 2’deki her bir deney koşulunda, dört eşit şekilde aşındırıcı su jeti ile kesilmiştir (Şekil 3). Bu şekilde elde edilen örnek kesim yüzeylerindeki pürüzlülük ölçümleri, daha düğüün olan kesme aşınma bölgesinden (Şekil 2), Mitutoyo SJ-301 SurfTest pürüzlülük ölçer cihazı (Şekil 4) kullanılarak ölçülmüştür.

Su jeti hüzmesinin örneğe girdiği noktadan itibaren derinliği arttıkça, jetteki sapma miktarı ve yüzeydeki pürüzlülük değeri de artmaktadır. Örnek kesme derinliğinin artmasıyla yüzeyde oluşan pürüzlülük çizikliğe/dalgalılığa dönüşmektedir (bknz. Şekil 2). Bu nedenle, yüzeye temas ilkesine göre çalışan SJ-301 SurfTest iğne tipli pürüzlülük ölçer ile örnek kesim yüzeyleri boyunca ölçüm alınamamaktadır. Tüm örneklerde belirli bir hat belirlenerek (kesme aşınma bölgesi) yüzey pürüzlülük değeri bu hat üzerinde alınmıştır. Yüzey pürüzlülük değeri olarak, orta hat-tan profile olan uzaklık değerlerinin aritmetik ortalamasını ifade eden ortalama yüzey pürüzlülüğü (P_a , μm) esas alınmıştır. Her bir deney koşulu için kesilen örneklerden toplam sekiz yüzey pürüzlülüğü değeri ölçülmüş ve sonuç P_a değeri, bu sekiz değer aritmetik ortalaması alınarak hesaplanmıştır. Böylelikle deneysel hata yapılmasının önüne geçilerek güvenilirliğin artması sağlanmıştır.

Çizelge 1. Deneysel çalışmalarda kullanılan örneklere ait özellikler.

Table 1. Main properties of the specimens used in the experimental studies.

	Özellik	Aksaray Yaylak	Giresun Vizon	Azul Platino
Fiziksel ve mekanik	Tane boyu aralığı (mm)	0.4- 6.4	0.5-7	0.4-7.4
	Su emme oranı (%)	0.28	0.20	0.19
	Birim hacim ağırlık (KN/m ³)	26.2	26.7	25.9
	Tek eksenli sıkışma dayanımı (MPa)	112.5	135	138.5
	Eğilme dayanımı (MPa)	7.6	18.5	14.5
	Alkali feldispat (Mikroklin, Ortoklaz)	26	52	57
Mineralojik bileşim (%)	Kuars	22	14	25
	Plajiyoklaz	40	24	10
	Biyotit	7	4	6
	Diğer (amfibol)	5	3	2

Çizelge 2. L16[44*21] ortogonal dizinine göre tasarlanmış deneyin faktör ve seviyeleri.

Table 2. Factors and levels of the experiment with respect to the orthogonal array of L16[44*21].

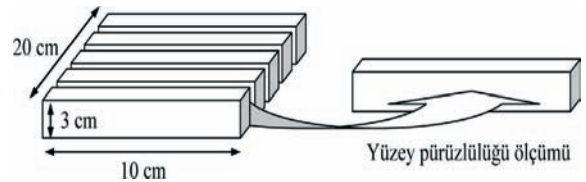
Deney No.	Faktör sayısı				
	Yanal ilerleme hızı (mm/dk)	Aşındırıcı besleme oranı (g/dk)	Meme-örnek mesafesi (mm)	Çalışma basıncı (MPa)	Aşındırıcı boyutu (Mesh)
1	100	150	2	200	80
2	100	200	4	250	80
3	100	250	6	300	120
4	100	300	8	350	120
5	150	150	4	300	120
6	150	200	2	350	120
7	150	250	8	200	80
8	150	300	6	250	80
9	200	150	6	350	80
10	200	200	8	300	80
11	200	250	2	250	120
12	200	300	4	200	120
13	250	150	8	250	120
14	250	200	6	200	120
15	250	250	4	350	80
16	250	300	2	300	80

Deney Düzenegi

Çalışmalarda üç eksende hareket yeteneğine sahip ve bilgisayar kontrollü bir su jeti makinesi kullanılmıştır. Kesme deneyleri özel bir firmada gerçekleştirilmiştir. Deney düzeneginin şematik görünümü Şekil 5'de, ayrıca su jeti makinesine ait özellikler de Çizelge 3'de verilmiştir.

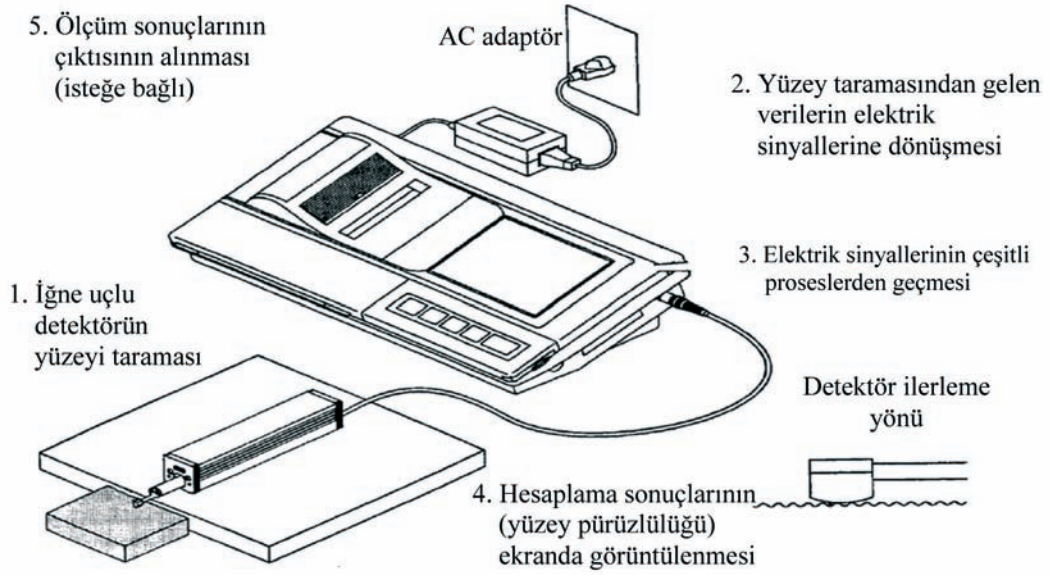
Deney Tasarımı

Klasik deney tasarım yöntemleri, faktörler arasındaki etkileşimin göz ardı edilmesine ve deney sonuçlarının yorumlanmasında yanıltıcı bilgilerin

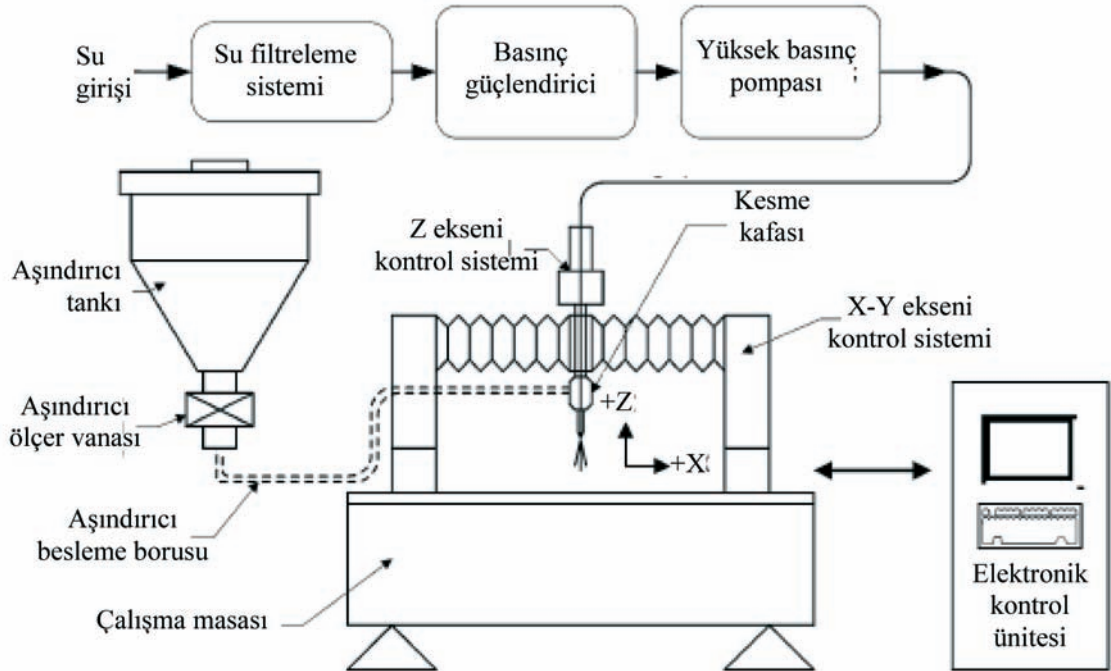


Şekil 3. Kesme işlemi sonrası granit örnekler ve örnek yüzey pürüzlülük ölçümleri.

Figure 3. Granite specimens after cutting and measurement of the surface roughness.



Şekil 4. SJ-301 Surf test iğne uçlu pürüzlülük ölçerin şematik görünümü ve çalışma ilkesi.
Figure 4. A schematic illustration and working principal of the SJ-301 Surf test.



Şekil 5. Deneysel çalışmaların gerçekleştirildiği deney düzeneğinin şematik görünümü (Duflou vd., 2001'den değiştirilerek).
Figure 5. A schematic view of the experimental set-up (modified from Duflou et al., 2001).

Çizelge 3. Deneysel çalışmalarda kullanılan su jeti makinasına ait özellikler.

Table 3. Properties of the waterjet machine used in the experimental studies.

Makina tipi	SL-V 50 HP (KMT)
Enerji tüketimi (kwh)	40
Aşındırıcı tüketimi (g/dk)	100-400
Meme çapı (mm)	1,1
Meme Uzunluğu (mm)	75
Su tüketimi (lt/dk)	3,8

ortaya çıkmasına sebep olabilmektedir. Diğer taraftan, tüm kombinasyonların denenmesi yüksek maliyet ve zaman kaybına yol açacak, hatta çoğu kez uygulanması mümkün olmayan deney tasarımları ortaya çıkacaktır (Savaşkan vd., 2004; Kasman, 2009; Canıyılmaz ve Kutay, 2003). Bu nedenle, çalışma kapsamında klasik full faktöriyel tasarımlarda yapılan parametrenin eğilimini belirleme yaklaşımı yerine, değişkenlerin ilişkisinin de araştırıldığı Taguchi ortogonal dizin yaklaşımı kullanılmıştır. Taguchi deney tasarımı, faktör ve seviye sayısına göre standart ortogonal dizinlerden oluşan bir istatistiksel deney tasarım tekniğidir (Zhang vd., 2007).

Biri hariç, her biri dört seviyeli olan beş farklı çalışma parametresinin kesme yüzey pürüzlülüğüne etkisinin araştırıldığı bu çalışmada, tam faktöriyel tasarıma göre çok sayıda deneyin yapılması gerekirken, Taguchi deney tasarım yöntemi kullanılarak daha az sayıda deneyle çalışma gerçekleştirilmiştir. Böylelikle deney sayısının azalmasıyla zaman ve maliyet açısından avantaj sağlanmıştır. Deney faktörleri (kesme parametreleri) literatüre uygun olarak yanıl ilerleme hızı, aşındırıcı besleme oranı, memenin örneğe mesafesi, çalışma (pompa) basıncı ve aşındırıcı boyutu seçilmiştir. Aşındırıcı boyutu etkisi boyut teminindeki güçlükler nedeniyle iki farklı değer için araştırılmıştır. Kesme parametreleri ve seviyeleri dikkate alındığında, Taguchi deney tasarım tekniğinin öngördüğü standart ortogonal dizinlerden $L_{16}(4^4 \cdot 2^1)$ dizini deney tasarımı olarak seçilmiştir.

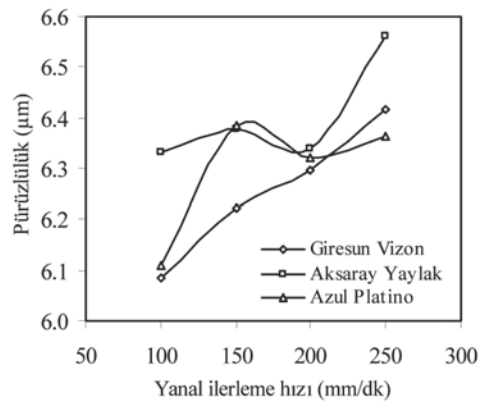
BULGULAR VE TARTIŞMA

Yanal İlerleme Hızı Değişimi

Yanal ilerleme hızındaki değişimin çalışılan örneklerin yüzey pürüzlülüğüne etkisi Şekil 6'da gösterilmiştir. Yanal hızdaki artış, örnek yüzey

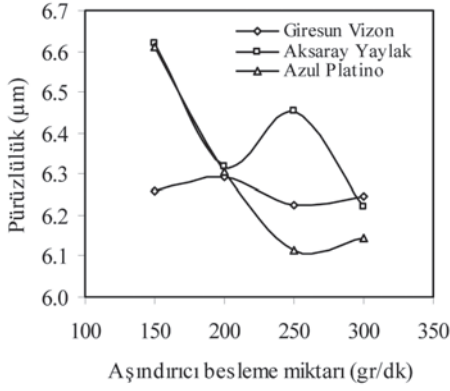
pürüzlülüklerini arttırma yönünde etki etmiştir. Bu artış; Giresun Vizon'da genel olarak düzgü bir artış şeklinde gerçekleşirken, Aksaray Yaylak ve Azul Platino'da genel eğilimden sapmaların meydana geldiği aralıklar şeklinde olmuştur. Her iki örneğin pürüzlülükleri 100-150 mm/dk aralığında artış, 150 ile 200 mm/dk aralığında ise düşüş göstermiştir. 200 mm/dk sonrasında ise, her iki örneğin de pürüzlülükleri artmıştır.

Yanal ilerleme hızı, basitçe, malzemenin su jetinin aşındırma/kesme etkisine maruz kaldığı süre olarak ifade edilebilir. Yanal hızının azalması malzeme üzerindeki bir noktanın daha uzun süre su jeti etkisinde kalması anlamına gelir. Böylelikle kesilen yüzeyde birim alana düşen partikül sayısı artmakta, buna paralel olarak kesme aşınma bölgesi genişlemekte ve geriden gelen partiküller daha önceki aşamalarda kabaca kesilen kısımları düzelterek yüzey pürüzlülük kalitesini arttırmaktadır (Chen vd., 1997; Külekçi ve Akkurt, 2001). Aksi durumda su jeti hızının artması, malzeme yüzeyinde oluşacak aşındırma etkisinin azalması anlamına gelecek ve yüzey kalitesine kötüleştirmeye neden olacaktır.



Şekil 6. Örnek yüzey pürüzlülüklerinin yanıl ilerleme hızına bağlı değişimi.

Figure 6. Variation of surface roughnesses with traverse speed.



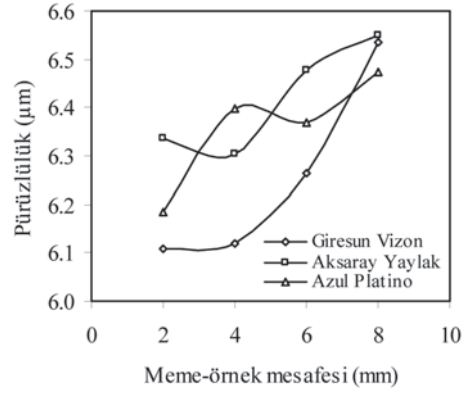
Şekil 7. Örnek yüzey pürüzlülüklerinin aşındırıcı besleme miktarına bağlı değişimi.

Figure 7. Variation of surface roughnesses with abrasive flow rate.

Bazı örneklerde genel değişim eğilimini bozar durumda anlık ya da kısa aralıklar içinde meydana gelen değişimler veya dalgalanmalar söz konusudur. Örnek bir durum, Azul Platino'da 150 mm/dk değerinde gözlenen piktir. Bu türden sapmaların; yerel malzeme özelliklerinde meydana gelen değişimler (kuvars tanelerinin öbekleşmesi, ya da boşluklar gibi) ve/veya su+aşındırıcı karışımının akışı rejimi ile ilgili değişmelerin sonucu olduğu düşünülmektedir. Bu tür sapmalar hariç tutulduğunda, örneklerin genel değişim eğilimi anlamlı ve uyumlu görünmektedir. Bir başka deyişle, örnek pürüzlülük değerleri artan hızla birlikte artış göstermiştir. Literatürde gerek kaya gerekse farklı malzemelerle yapılan bazı çalışmalarda da, yanıl ilerleme hızı-pürüzlülük değişimi için benzer davranışlar gözlenmiştir. (Singh vd., 1991; Gudimetla vd., 2002; Ma ve Deam, 2006; Haşçalık vd., 2007; Karakurt, 2007).

Aşındırıcı Besleme Miktarı Değişimi

Aşındırıcı miktarı artışının çalışılan kayaların pürüzlülüklerinin değişimine etkisi iki farklı şekilde gerçekleşmiştir (Şekil 7). Giresun Vizon'da çok dar bir aralıkta dalgalanmaların da meydana geldiği, ancak aşındırıcı besleme miktarı artışının pürüzlülük üzerinde önemli bir değişime neden olmadığı genel bir eğilim gözlenmiştir. Aksaray Yaylak ve Azul Platino'da ise, artan aşındırıcı besleme miktarı ile pürüzlülüğün belirli bir aralıkta önemli ölçüde azaldığı ve sonrasında ise sabit kalma eğiliminde olduğu söylenebilir.

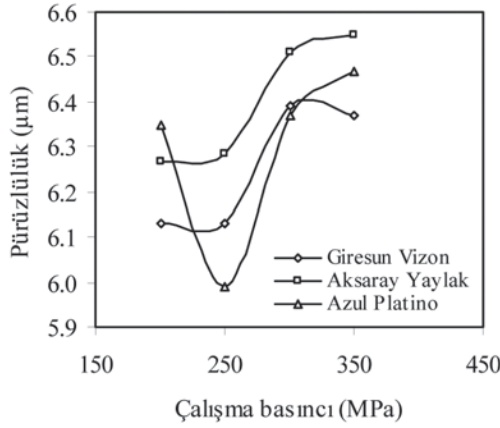


Şekil 8. Örnek yüzey pürüzlülüklerinin meme-örnek mesafesine bağlı değişimi.

Figure 8. Variation of surface roughnesses with stand-off distance.

Yaylak'ta 250 gr/dk'da gözlenen doruk değerine ise, malzeme ve/veya su+aşındırıcı karışımının akış özelliklerinden kaynaklanan bir durum olduğu düşünülmektedir. Bu dalgalanma hariç tutulduğunda, yaklaşık 250 gr/dk'dan sonra her üç kayada da pürüzlülük değerlerinin sabit kalma eğiliminde oldukları anlaşılmaktadır.

Aşındırıcı besleme miktarının malzeme yüzey kalitesine etkisi, daha çok yüzey dalgalılığı ve kesme genişliği ile ilgilidir. Chen ve Siores (2003) ve Chen vd. (2003), aşındırma ile malzemeden koparılan parçacık miktarının aşındırıcı taneciklerin kinetik enerjisi tarafından denetlendiğini belirlemişlerdir. Bu araştırmacılar ayrıca, jet içinde aşındırıcı taneciklerin dalgalı bir dağılım gösterdiğini ve bağlı olarak kesilen malzeme yüzeyinde oluşan dalgalılığa da bu dağılımın katkı yaptığını öne sürmüşlerdir. Artan aşındırıcı miktarı birim alana temas edecek aşındırıcı partiküllerinin artması anlamına geleceği için, yüzeyde oluşacak çiziklik ya da dalgalılığın da azalması beklenen bir durumdur. Öte yandan Momber vd. (2002), sert kaya ve minerallerin (granitlerde, kuvars ve feldispat) bir mikro çatlak ağının oluşumu ile deforme olduklarını belirtmiştir. Taneli yapılarda taneler arası bağ ve tane boyu dağılımı gibi özellikler başlıca aşındırıcı taneciklerin etkisi nedeniyle granit gibi kayaların davranışında genel eğilimin aksine sapmaların ortaya çıkmasına neden olarak görülebilir (bknz. Şekil 7). Tane boyu dağılımının yanı sıra, içerilen mineral türleri de bu tür etkilere katkı yapabilecek faktörlerdir.



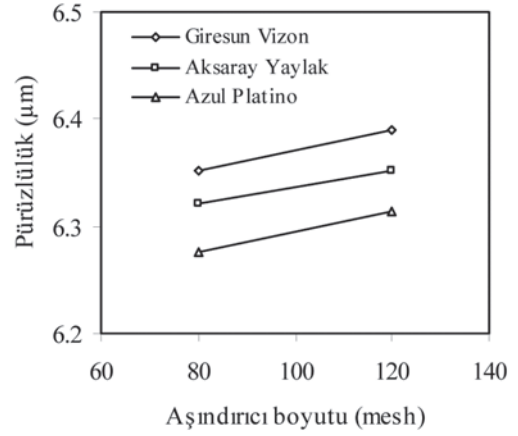
Şekil 9. Örnek yüzey pürüzlülüklerinin çalışma basıncına bağlı değişimi.

Figure 9. Variation of surface roughnesses with water-jet pressure.

Meme-Örnek Mesafesi Değişimi

Meme-örnek mesafesi artışının etkisi örnek pürüzlülüklerinin artışı yönünde olmuştur (Şekil 8). Yerel dalgalanmalar hariç tutulduğunda yaklaşık doğrusal bir artışın her üç örnek için de söz konusu olduğu söylenebilir.

Meme-örnek mesafesi, su jetinin malzemeye temas ettiği alanın genişliğini belirlemesi açısından önemli bir parametredir. Su çıkışının gerçekleştiği açıklığı terk eden su+aşındırıcı karışımı, malzemeye doğru yol alırken karışımın çapı genişler. Malzemeye temas ettiği an en geniş çapa ulaşır. Artan meme-örnek mesafesi değeri, su jetinin malzemeye temas ettiği andaki çapının büyümesi anlamına gelmektedir. Jet çapının büyümesinin sonucunda aşındırıcı tanecikleri daha geniş bir alanda dağılırlar. Artan meme-örnek mesafesi, dağılıma/yayıma durumuna bağlı olarak, su jetinin temas ettiği yüzeyde birim alana uygulayacağı darbe etkisinin azalmasına neden olur. Bağlı olarak kesilen yüzeylerde kalite düşüşlerine, ya da pürüzlülük artışlarına sebep olabilir. Çalışılan örneklerin yüzey pürüzlülük değerleri artan mesafe ile birlikte artış göstermiştir. Farklı malzemelerle gerçekleştirilen pek çok çalışma düşük meme-örnek mesafesi seçiminin, yüzey kalitesinin iyileştirilmesinde uygun seçenek olmasının yanı sıra, örnek kesme derinliği ve kesme genişliği üzerinde de olumlu etki yarattığını doğrulamıştır (Arola ve Ramulu, 1996; Momber ve Kovacevic, 1997; Khan vd., 2005; Ma ve Deam, 2006).



Şekil 10. Örnek yüzey pürüzlülüklerinin aşındırıcı boyutuna göre değişimi.

Figure 10. Variation of surface roughnesses with the abrasive size.

Çalışma Basıncı Değişimi

Çalışma basıncının artışıyla genel olarak, örnek yüzey pürüzlülükleri de artmıştır (Şekil 9). Ancak özellikle Azul Platino'da 200 MPa basınçta diğer örneklerin aksine daha yüksek pürüzlülük değeri elde edilmiştir. Her üç örnekte değişimi karakterize eden aralık 200–300 MPa aralığıdır. Bu aralıkta her üç örneğin pürüzlülüğü de belirgin artışlar göstermiştir. Bu aralığın dışında pürüzlülük değeri sınırlı bir aralıkta artış göstermektedir (Azul Platino'da 200 MPa değeri hariç).

Çalışma basıncı pek çok araştırmada önemli bir çalışma konusu olmuştur. Shipway vd. (2005), çalışma basıncının malzeme yüzey pürüzlülüğünden çok, yüzeyde oluşan dalgalılık ya da çiziklik üzerinde daha etkin olduğunu saptamışlardır. Artan çalışma basıncı, yüzeydeki dalgalılık oranını artırırken, yüzey pürüzlülüğü üzerinde belirgin bir etkiye neden olmamaktadır. Bir başka çalışmada, düşük çalışma basınçlarında kesilen derinliğin üst kısımlarında daha iyi yüzeylerin elde edildiği belirlenmiştir (Külekçi ve Akkurt, 2001). Ancak bu durum, önemli oranda aşındırıcı tanecik hızı ve birim alana çarpan tanecik çapı ile ilgilidir. Bu sonucu destekler nitelikte olan bir çalışmada da, düşük hıza sahip taneciklerin yüzeyde daha az hasar meydana getireceği ve bu taneciklerin enerjilerini oldukça hızlı bir şekilde kaybedeceğinden kesilen derinliğin üst kısımlarının (derinliğinin) alt kısımlarına nazaran artacağı ifade edilmiştir (Burnham

ve Kim, 1989). Bunun sonucu olarak, kesme-aşınma bölgesi derinliği deformasyon aşınma bölgesine oranla daha fazla olacaktır. Ayrıca, kesme sürecinde hedefe yönlendirilen tane-ciklerden bir kısmı malzemeden parçacıklar koparırken, geride kalanlar yüzey bitirme işlemini gerçekleştirirler. Bu şekilde düşük basınç altında daha pürüzsüz yüzeyler elde edilir. Şekil 9 incelendiğinde de, benzer sonuçların elde edildiği görülmektedir. Düşük basınçlarda daha az olan örnek yüzey pürüzlülükleri, artan basınçla birlikte kötüleşmeye başlamıştır.

Aşındırıcı Tane Boyu Değişimi

Teminindeki güçlükler nedeniyle aşındırıcı boyutunun yüzey pürüzlülüğüne etkisi iki farklı aşındırıcı boyutu kullanılarak araştırılmıştır. Bu deneylerde, tüm örneklerin yüzey pürüzlülüğü ince boyutlu aşındırıcı ile artış göstermiştir (Şekil 10).

Su jeti hüzmesindeki büyük boyutlu aşındırıcı tanecikleri ağır olmaları ve hareket yönlerini koruyabilmeleri nedeniyle daha hızlı bir kesme işlemi gerçekleştirirler (Zeng ve Kim, 1996). Büyük boyutlu aşındırıcı tanecikleri ile yapılan kesme işlemlerinde malzeme kesme aşınma bölgesi derinliklerinin daha fazla olmasına rağmen, elde edilen yüzey kalitesi daha kaba olabilmektedir (Külekçi ve Akkurt, 2001). Buna karşın, Şekil 10 incelendiğinde tüm kaya örnekleri için ince boyutlu aşındırıcı ile daha yüksek pürüzlülük değerlerinin elde edildiği görülmektedir. Bu durumun malzeme tane boyu ile aşındırıcı tane boyutu arasındaki ilişki ve/veya kayacın fiziko-mekanik özellikleri ve heterojen yapısı ile ilgili olabileceği düşünülmektedir.

SONUÇLAR

Su jeti ile elde edilen kesme yüzey kalitesi, malzemenin teknolojik olarak kalitesinin ölçüsü olup, birçok parametrenin denetimi altındadır. Kesme parametreleri ile yüzey pürüzlülüğü arasında önemli bir ilişki vardır. Kabul edilebilir bir yüzey kalitesi için uygun kesme parametrelerinin belirlenmesinde kesik derinliği ve kesik genişliği gibi yüzey pürüzlülüğünün de dikkate alınması zorunludur. Aşındırıcı katkılı su jeti ile kesmede, denetlenebilir bazı kesme parametrelerinin, mal-

zeme yüzey pürüzlülüklerine etkisinin araştırıldığı bu çalışmada, aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

- i. Yanal ilerleme hızının artışı yüzey pürüzlülüğün artışına neden olurken, aşındırıcı besleme miktarındaki artış belli bir değere kadar yüzey kalitesini iyileştirmiştir. Ancak sınır değerden sonra yüzey kötüleşmesi meydana gelmiştir.
- ii. Kesilen malzeme ile su jeti çıkışı arasındaki mesafenin artması, örnek yüzey pürüzlülüklerinde belirgin bir şekilde kötüleşmelerle sonuçlanmıştır.
- iii. Su jeti basıncının artması, kesme yüzeyi alt bölgelerinde oluşan dalgalılık/çiziklik oranını arttırmakla birlikte, üst bölgelerdeki yüzey pürüzlülük değerlerinin de artmasına neden olmuştur. Ek olarak, ince boyutlu aşındırıcı ile gerçekleştirilen deneylerde, daha yüksek pürüzlülük değerleri elde edilmiştir.
- iv. Giresun Vizon ve Azul Platino için en düşük yüzey pürüzlülük değerleri; 100 mm/dk yanıl ilerleme hızı, 250 gr/dk aşındırıcı besleme miktarı, 2 mm meme-örnek mesafesi, 250 MPa çalışma basıncı ve 80 mesh aşındırıcı boyutu'nda elde edilmiştir. Öte yandan, Aksaray Yaylak için en düşük yüzey pürüzlülük değerleri; 100 mm/dk yanıl ilerleme hızı, 300 gr/dk aşındırıcı besleme miktarı, 4 mm meme-örnek mesafesi, 200 MPa çalışma basıncı ve 80 mesh aşındırıcı boyutu'nda elde edilmiştir.
- v. Su jeti ile kesmede elde edilen malzeme yüzey kaliteleri, kesme parametrelerinin yanı sıra, kesilen malzemenin özellikleri ile de doğrudan ilişkilidir. Özellikle granit gibi çok fazlı (çok mineralli) malzemelerin su jetinin aşındırma etkisine karşı tepkisini/davranışını denetleyen parametrelerin arasında, malzeme (graniti) oluşturan bileşenlerin (minerallerin) tip ve geometrik özelliklerinin (tane boyu dağılımı, yuvarlaklık-köşellilik gibi) de etkisi vardır. Ayrıca, malzemenin fiziko-mekanik özellikleri de malzeme davranışını etkileyen diğer faktörler arasındadır. Bu nedenle, aşındırıcı su jeti ile kesmede granit gibi heterojen malzemeler ile çalışılması durumunda, malzeme özelliklerinin de belirlenmesi, bu konuda ileri-ki çalışmalara ışık tutacaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK (Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu) tarafından desteklenen 108M370 kod no.lu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, desteklerinden dolayı TÜBİTAK'a teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Akkurt, A., 2009. AISI 1030 çeliğinin aşındırıcı su jeti ile kesilmesinde yüzey pürüzlülüğünün ve kesme önü geometrisinin incelenmesi. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 15 (1), 1–11.
- Akkurt, A., Külekçi, K. M., Seker, U., and Ercan F., 2004. Effect of feed rate on surface roughness in abrasive waterjet cutting applications. Journal of Materials Processing Technology, 147, 389–396.
- Arola, D., and Ramulu, M., 1996. A study of kerf characteristics in abrasive waterjet machining of graphite/epoxy composite. Transaction of the ASME, 118 (2), 256–265.
- Burnham, C.D., and Kim, J., 1989. Statistical characterization of surface finish produced by a high pressure abrasive waterjet. Proceedings of the 5th US Waterjet Conference, Toronto-Canada, pp.169–174.
- Canıyılmaz E. ve Kutay, F., 2003. Taguchi metodunda varyans analizine alternatif bir yaklaşım. Gazi Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 18 (3), 51–63.
- Chen, D., Sarumi, M., Al-Hassani, S.T.S., Gan, S., and Yin, Z., 1997. A model for erosion at normal impact. Wear, 205, 32–39.
- Chen, F. L., and Siores, E., 2003. The effect of cutting jet variation on surface striation formation in abrasive waterjet cutting. Journal of Material Processing Technology, 135, 1–5.
- Chen, F. L., Wang, J., Lemma, E., and Siores E., 2003. Striation formation mechanisms on the jet cutting surface. Journal of Materials Processing Technology, 141, 213–218.
- Duflou, J. R., Kruth, J.P., and Bohez, E.L., 2001. Contour cutting of pre-formed parts with abrasive waterjet using 3-axis nozzle control. Journal of Materials Processing Technology, 115, 38–43.
- Geren, N. ve Tunç, T., 2008. Su jeti kesme sistemlerinde kullanılan basınç arttırıcılarda gerilme analizleri ve tasarım sınırları. 13. Uluslararası Makine Tasarımı ve İmalatı Kongresi (UMTİK), İstanbul, s. 609–618.
- Gudimetla, P., Wang, J., and Wong, W., 2002. Kerf formation analysis in abrasive waterjet cutting of industrial ceramics. International Journal of Materials Processing Technology, 128, 123–129.
- Hasçalık A., Çaydaş U., and Gürün H. 2007. Effect of traverse speed on abrasive waterjet machining of Ti-6Al-4V alloy. Materials and Design, 28, 1953–1957.
- Huang, Z.C., Hou, G.R., Wang, J., and Feng, X.Y., 2006. The effect of high pressure abrasive water jet cutting parameters on cutting performance of granite. Key Engineering Materials, 304–305, 560–564.
- Karakurt, İ., 2007. Aşındırıcı su jeti kesme sistemlerinin kayaç kesme performanslarının araştırılması. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon (yayımlanmamış).
- Karakurt, İ., Aydın, G. ve Aydın, K., 2010. Su jeti teknolojisinin madencilik sektöründeki uygulamalarının değerlendirilmesi. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 16 (1), 113–121.
- Kasman, Ş., 2009. Lazer mikro işleme parametrelerinin yüzey kalitesine etkisinin deney tasarım yöntemiyle belirlenmesi. 5. Uluslararası İleri Teknolojiler Sempozyumu, Karabük, s. 5.
- Khan, A. A., Munajat, B.N., and Tajudin, H.B., 2005. A study of abrasive waterjet machining of aluminium with garnet abrasives. Journal of Applied Sciences 5 (9), 1650–1654.
- Külekçi, K. M., 2002. Process and apparatus developments in industrial waterjet applications. International Journal of Machine Tools and Manufacture, 42, 1297–1306.

- Külekcı, K. M. ve Akkurt, A., 2001. Aşındırıcılı su jeti ile kesilerek elde edilen yüzey kalitesinin değerlendirilmesi. Niğde Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 5 (2), 13-24.
- Liu, Y., and Chen, X., 2004. A study on the abrasive water jet cutting for granite. Key Engineering Materials, 257-258, 527-532.
- Ma, C., and Deam, R. T., 2006. A correlation for predicting the kerf profile from abrasive water jet cutting. Experimental Thermal and Fluid Science, 30, 337-343.
- Miranda, M.R., and Quintino, L., 2005. Microstructural study of material removal mechanisms observed in abrasive waterjet cutting of calcareous stones. Materials Characterization, 54, 370 – 377.
- Momber, W. A., and Kovacevic, R., 1997. Test parameter analysis in abrasive water jet cutting of rocklike materials. International Journal of Rock Mechanic and Mining Science, 34, 17-25.
- Momber, W. A., Mohan, S. R., and Kovacevic, R., 2002. Fracture range detection in hydro-abrasive erosion of concrete. Wear, 253, 1156-1164.
- Ojmertz, K.M.C., 1993. Abrasive waterjet milling: an experimental investigation. Proceedings of the 7th US Waterjet Conference, M. Hashish (ed.), Waterjet Technology Association, St. Louis, pp. 777-791.
- Savaşkan, M., Taptık, Y. ve Ürgen, M., 2004. Deney tasarımı yöntemi ile matkap uçlarında performans optimizasyonu. İTÜ Mühendislik Dergisi, 3 (6), 117-128.
- Shipway, P.H., Fowler, G., and Pashby, 2005. Characteristics of the surface of titanium alloy following milling with abrasive waterjets. Wear, 258, 123-132.
- Singh, P. L., Chen, W.L., and Munoz, I., 1991. Comprehensive evaluation of abrasive waterjet cut surface quality. 6th American Water Jet Conference, Houston, USA, pp. 139-161.
- Vijay, M. M., 1995. Considerations in the use of high speed water jets for deep slotting of granite. Gas Dynamics Laboratory, National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario Canada (yayınlanmamış rapor).
- Wakuda, M., Yamauchi, Y., and Kanzaki, S., 2003. Material response to particle impact during abrasive jet machining of alumina ceramics, Journal of Materials Processing Technology, 132, 177-183.
- Yazıcıoğlu, O., Kurt, M. ve Çetinkaya, Y.U., 1993. Sert parçaların kesilmesinde basınçlı su jetinin kullanılması. 6. Makine Teorisi Sempozyumu, Trabzon, 249-258.
- Zeng, J., and Kim, T.J., 1996. An erosion model in polycrystalline ceramics in abrasive waterjet cutting. Wear, 193, 207-217.
- Zhang, Z. J., Chen, C. J., and Kirby, D. E., 2007. Surface roughness optimization in an end-milling operation using the Taguchi design method. Journal of Materials Processing Technology, 184, 233-239.



Ladik-Hamamayağı (Samsun) sıcak ve soğuk su kaynaklarının hidrojeokimyası ve kökensel yorumu

Hydrogeochemistry and origin of the Ladik- Hamamayağı (Samsun) thermal spring and cold water springs

Fatma GÜLTEKİN, Esra HATİPOĞLU, Arzu FIRAT ERSOY

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, TRABZON

Geliş (received) : 26 Şubat (February) 2009

Kabul (accepted) : 07 Mayıs (May) 2010

ÖZ

Samsun'un güneyinde yer alan Hamamayağı sıcak su kaynağı ve çevresinde Permian'den Pliyosen'e kadar değişen zaman aralığında çökelmiş ve genellikle volkanik arakatlı tortul kayalardan oluşan birimler yüzeylenmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda yer alan Hamamayağı sıcak su kaynağının sıcaklığı 36°C, pH değeri 6.9-7.1, elektriksel iletkenlik değeri 591-598 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ve toplam çözülmüş madde miktarı 485.6-508.5 mg/l arasında değişmektedir. Bu çalışmada, Hamamayağı sıcak su kaynağının farklı uygulamalarda kullanılabilmesi için hazne sıcaklığının belirlenmesi amaçlanmıştır. Hamamayağı sıcak su kaynağı, soğuk yeraltısuyu temsilen Kocapınar kaynağı ve Hamamayağı Deresi jeokimyasal ve izotopik açıdan incelenmiştir. İnceleme alanındaki sıcak su meteorik kökenlidir. İncelenen sulardaki çözülmüş inorganik karbon üzerinde analiz edilen $d_{13}\text{CVPDB}$ değeri Hamamayağı sıcak su kaynağında ‰ -1.78 ile -1.62, Kocapınar Çeşmesinde -12.18 ile -8.25 ve Hamamayağı Deresi'nde -10.10 ile -8.31 arasındadır. Hamamayağı sıcak suyunda karbon, denizel ve tatlı su karbonatlarının çözünmesinden kaynaklanmaktadır. Sulardaki sülfat için analiz edilen $d_{34}\text{SCDT}$ bileşimi Hamamayağı sıcak su kaynağında -4.1, Kocapınar Çeşmesinde 3.8 ve Hamamayağı Deresi'nde 1.31 ile 2.7 arasındadır. Hamamayağı sıcak su kaynağının kükürt izotop kompozisyonları, $d_{34}\text{SCDT}$ bileşimine göre indirgenmiş kükürt bileşiklerinin bulunduğu kayalardan gelmektedir. Jeotermal sistemler açısından düşük sıcaklıklı jeotermal sistem sınıfına giren Hamamayağı kaplıca alanında rezervuar sıcaklığının silis jeotermometresi ile 61.63-82.5°C arasında olabileceği hesaplanmıştır. Hamamayağı jeotermal alanında rezervuar kayaç derinliklerinin sığ olması ve aktif fay zonunda bulunması, alana yüksek oranda yeraltısuyu getirmiş, dolayısıyla jeotermal suların sıcaklığı, akışkanın toplam çözülmüş madde miktarı, bor, lityum ve SiO_2 gibi yüksek sıcaklıkta çözünen elemanların konsantrasyonları düşük ve su-kayaç etkileşimi azdır.

Anahtar Kelimeler: Duraylı izotop, Hamamayağı, hidrojeokimya, Ladik, Samsun, sıcak su.

ABSTRACT

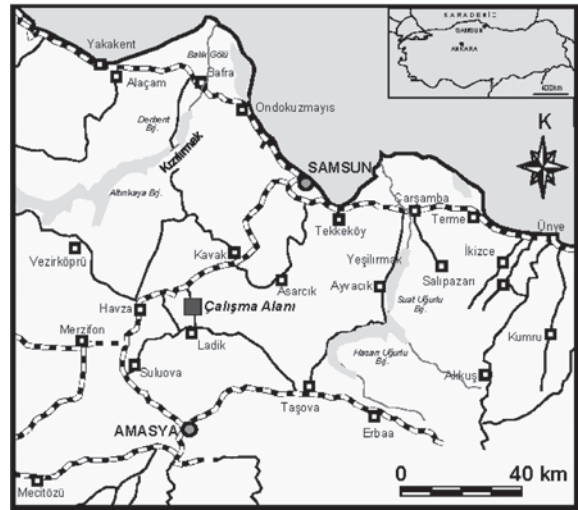
The Hamamayağı Thermal Spring is located to the south of Samsun, within the North Anatolian Fault Zone. The units exposed in the Hamamayağı Thermal Spring and vicinity are composed of sedimentary rocks intercalated with volcanics ranging from Permian to Pliocene in age. The temperature, pH value, electrical conductivity and total dissolved solids of the spring water are 36°C, 6.9-7.7, 591-598 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and 485.6-508.5 mg/l, respectively. The aim of this study is to determine of the temperature of the geothermal reservoir that might be used for different purposes. In this study, the Hamamayağı thermal spring, Hamamayağı stream and Kocapınar fountain representing cold groundwater are investigated in terms of their geochemical and isotopic properties. Based on the $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and ^3H isotope data, the Hamamayağı thermal spring is of meteoric origin. The $\delta^{13}\text{C}$ values for dissolved inorganic carbonate in the thermal waters, in the Kocapınar fountain and in the Hamamayağı Stream range from -1.78 to

-1.62‰, -12.18 to -8.25‰ and -10.10 to -8.31‰ respectively. The carbon in the Hamamayağı thermal spring originates from the dissolution of marine and fresh water carbonates. The $\delta^{34}\text{S}$ content of the sulfate in the thermal waters ranges between -4.2 and -4.1‰. $\delta^{34}\text{S}$ values are related to diagenetic environments which are characterized by reduced sulfur compounds. The reservoir temperature of the Hamamayağı thermal field that is characterized by a low enthalpy geothermal system lies roughly between 61.63- 82.5°C as calculated using a silica geothermometer. In the Hamamayağı geothermal field located in the North Anatolian Fault Zone, shallow reservoir rocks and an active fault system provide large amounts of groundwater circulation. Therefore, the temperature of geothermal waters, water-rock interaction and related total dissolved solids contents, especially those of boron, lithium and silica which are dissolved at high temperatures, are all low.

Key Words: Environmental isotope, Hamamayağı, hydrogeochemistry, Ladik, Samsun, thermal spring.

GİRİŞ

Hamamayağı sıcak su kaynağı Samsun'un Ladik ilçesi Hamamayağı Köyü'nde yer alır. Bu çalışma, 1/25.000 ölçekli Çorum G35-b1 paftası içerisinde Hamamayağı ve Kocapınar köylerinin de yer aldığı yaklaşık 46 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Kuzey Anadolu Fay Zonunda (KAFZ) yer alan Hamamayağı sıcak su kaynağı kaplıca amaçlı kullanılmaktadır. Kaplıca alanı ve yakın çevresini içeren çalışmalar çoğunlukla genel jeoloji amaçlı (Alp, 1972; Öztürk, 1979; Yoldaş vd., 1985; Akdağ, 1992) olmakla beraber, petrol (Gedik ve Korkmaz, 1984), hidrojeoloji (Yenal vd., 1976; Akkuş vd., 1992, Akkuş vd., 2005) ve çevre jeolojisi (Gülbrahimioğlu vd., 2000) konularını içerenler de mevcuttur. Hamamayağı kaplıca kaynağı ile ilgili çalışmalar genellikle MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılmış çalışmalardır. İnceleme alanında jeotermal ve jeofizik incelemeler sonucunda derinlikleri 178-298.7 m arasında değişen sondajlar yapılmıştır (Keskin, 1987; Özten ve Yurtseven, 1996). Bu sondajların derin olan ikisinde 38°C, daha sığ olanında 28°C sıcaklıkta akışkan elde edilmiştir (Akkuş vd., 2005). Bu kuyulardan ve sıcak su kaynağından alınan suların pH değerleri 7.5-7.7, elektriksel iletkenlik (Ei) değerleri 406-580 $\mu\text{S}/\text{cm}$, buharlaşma kalınlığı 284-334 mg/l (Çizelge 1), toplam bor (B) 0.3 mg/l, toplam arsenik (As) 0.01-0.1mg/l, Lityum iyonu (Li^+) <0.1 mg/l, silis (SiO_2) 19.2-32 mg/l, florür (F^-) 0.2-0.55 mg/l, iyodür (I^-) 0.1-0.5 mg/l aralığındadır (Çizelge 2). Uzun yıllardan bu yana balneolojik amaçlı olarak kullanılan sıcak sular halen aynı amaçla kullanılmaktadır. Yüze çıkış sıcaklığı yaklaşık 36°C, debisi 18 l/sn (Akkuş vd., 2005) olan Hamamayağı sıcak su kaynağı Ladik



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

Belediyesi tarafından işletilen modern bir kaplıca tesisinde kullanıma sunulmuştur.

Bu çalışmada, Hamamayağı (Ladik- Samsun) sıcak su kaynağının ve çevresinin hidrojeolojik, hidrojeokimyasal özellikleri ve sıcak kaynak suyunun hazne sıcaklığının belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda kaplıca suyunun oluşumu, fiziksel ve kimyasal özellikleri ve doğal izotop bileşimleri belirlenerek, kaplıca suyunun hazne sıcaklığı kimyasal jeotermometrelerle hesaplanmış ve jeotermal açıdan önemine değinilmiştir.

MALZEME VE YÖNTEM

Saha çalışmalarında yörede, Hamamayağı sıcak su kaynağından ve kaynağın çevresinde yer alan bir akarsu ve yeraltısuyunu temsil eden soğuk bir kaynak olmak üzere toplam 4 adet su

Çizelge 1. Hamamayağı jeotermal alanındaki sıcak, soğuk ve yüzey sularının fiziksel ve kimyasal analiz sonuçları (iyon derişimleri mek/l'dir).
Table 1. Results of the physical and chemical analyses of the Hamamayağı thermal and cold waters (ion concentrations are in meq/l).

Örnek No.	Örnek tipi	Tarih	T (°C)	pH	EC (µS/cm)	TDS (mg/l)	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	Su tipi	HCO ₃ /SO ₄	Na/K	Na/Ca
HK	Sıcak su kaynağı	Ksm-06	36.7	7.1	598	485.6	2.63	2.50	1.05	0.08	5.48	0.51	0.19	CaMgHCO3	10.65	13.62	0.40
		Nsn-07	34.7	7.05	601	508.5	3.08	2.49	1.03	0.07	6.09	0.30	0.13	CaMgHCO3	20.45	13.92	0.34
		Agst-07	35.4	6.9	591	507.2	2.91	2.37	1.17	0.07	5.98	0.43	0.16	CaMgHCO3	14.00	16.29	0.40
HK-88*	Sıcak su kaynağı	1988	36	7.6	570	298**	3.00	2.25	1.04	0.07	5.61	0.92	0.34	CaMgHCO3	6.12	15.65	0.35
HH-1*	Sondaj kuyusu	1988	36	7.5	580	334**	3.00	2.42	1.04	0.07	5.80	0.77	0.34	CaMgHCO3	7.53	15.65	0.35
SLH-1*	Sondaj kuyusu	1995	38	7.7	406	284**	2.40	0.26	1.30	0.08	4.79	0.42	0.39	CaNaHCO3	11.49	16.96	0.54
KPÇ	Soğuk su	Ksm-06	16	7.3	598	466.5	5.30	0.32	0.17	0.02	5.69	0.07	0.06	CaHCO3	85.28	10.17	0.03
		Nsn-07	12.1	7.13	544	481.7	5.45	0.40	0.20	0.01	5.89	0.05	0.03	CaHCO3	117	15.60	0.04
		Agst-07	13.8	7.13	527	384.8	3.02	0.38	0.16	0.02	3.45	0.07	0.04	CaHCO3	48.74	10.20	0.05
HD		Ksm-06	10	8.06	294	260.7	2.65	0.29	0.23	0.09	2.94	0.25	0.10	CaHCO3	11.78	2.68	0.09
HDY		Nsn-07	10.1	8.4	449	381.4	4.02	0.51	0.29	0.03	4.57	0.13	0.05	CaHCO3	34.15	8.61	0.07
HDA	Akarsu	Nsn-07	12	8.2	456	393.8	4.08	0.63	0.33	0.04	4.67	0.16	0.07	CaHCO3	28.73	8.32	0.08
HDY		Agst-07	27.4	8.42	349	272.7	2.84	0.54	0.29	0.06	3.09	0.17	0.11	CaHCO3	18.60	5.16	0.10
HDA		Agst-07	28.4	7.99	423	378.5	3.04	0.97	0.50	0.09	4.43	0.23	0.16	CaMgHCO3	19.52	5.57	0.16

HDY: Hamamayağı Deresi kaplıca kaynağından yukarı, HDA: Hamamayağı Deresi kaplıca kaynağından aşağısı,

* Akkuş vd. (2005)' den alınmıştır.

** Buharlaştırma kalıntısı

Ksm: Kasım; Nsn: Nisan; Agst: Ağustos

Çizelge 2. Hamamayağı kaplıca kaynağı, sıcak su sondajları ve soğuk suların iz element içerikleri (konsantrasyonlar mg/l'dir).

Table 2. Trace element contents of the thermal spring of Hamamayağı, drilling well water and cold waters (concentrations are in mg/l).

	HK	HK-88	HH-1	SLH-1	KPÇ	HD
Al	0.0400	-	-	-	0.010	0.011
As (toplam)	0.0171	0.02*	0.01*	0.1*	7.00	2.20
B (toplam)	0.3430	0.30*	0.30*	0.1*	0.013	0.022
Br	0.0270	-	-	-	0.020	0.015
Cs	0.0050	-	-	-	<0.01	0.08
F	0.3360	0.55*	0.51*	0.2*	0.15	0.09
I	-	0.50*	0.50*	0.1*	-	-
Li	0.0261	<0.10*	<0.1*	0.1*	0.0026	0.0152
Rb	0.0060	-	-	-	0.0026	0.0038
SiO ₂	20.75	32.00*	32.00*	19.00*	10.48	36.00

* Akkuş vd. (2005)'den alınmıştır.

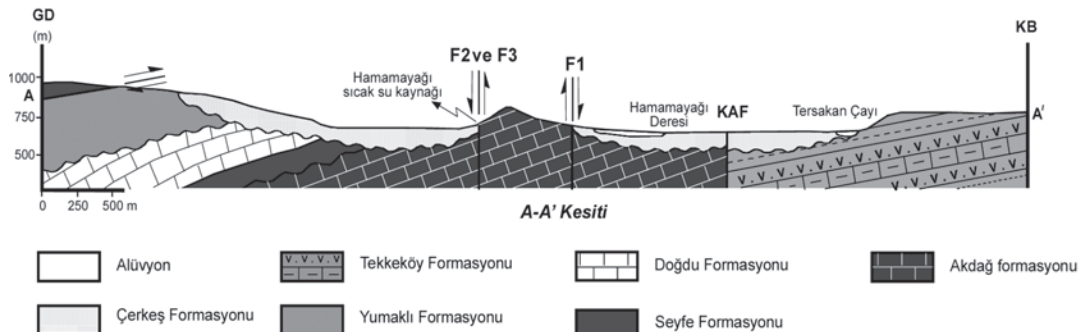
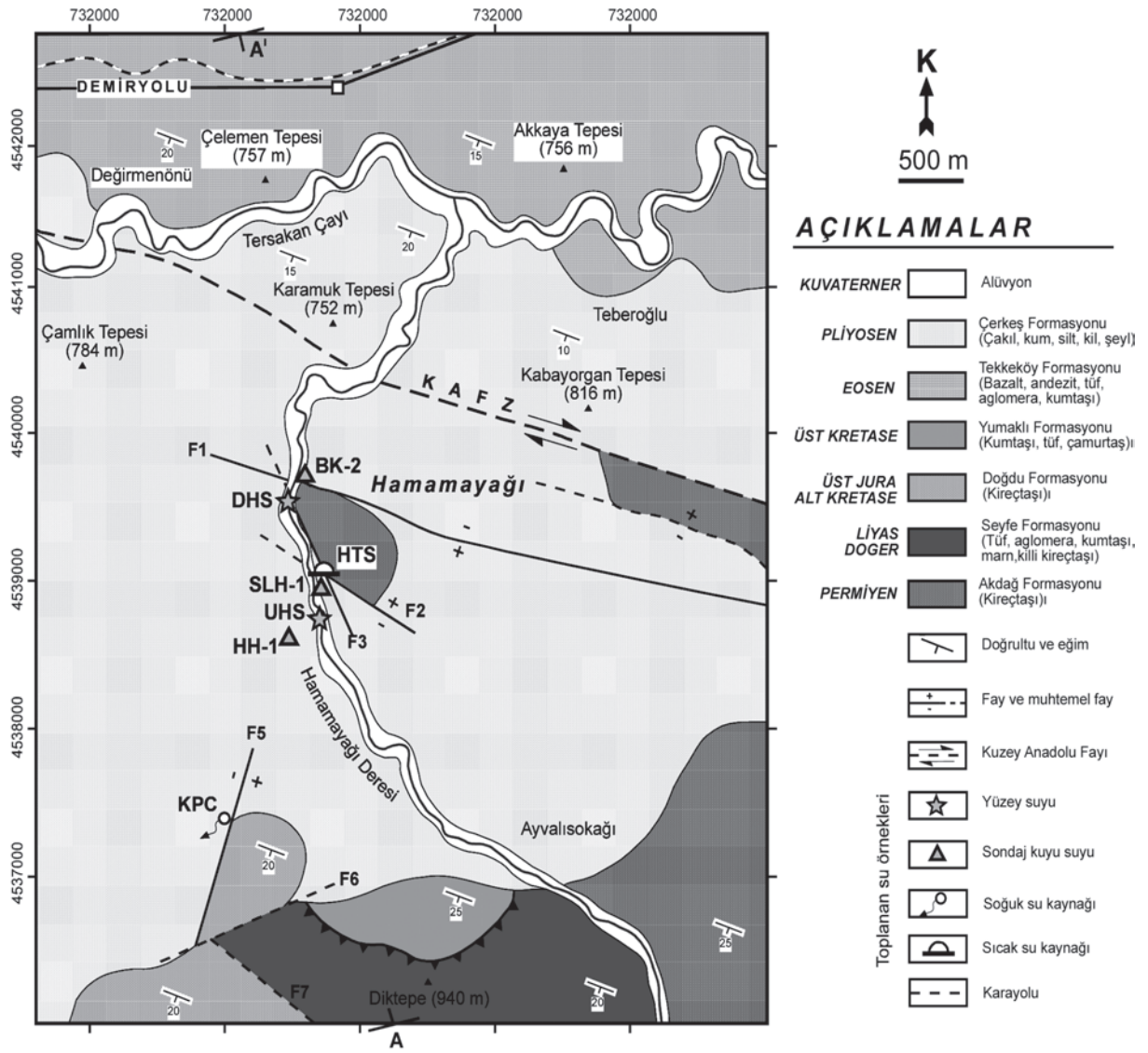
HD: Hamamayağı Deresi'nden kaplıca kaynağına göre akış yukarısından alınmıştır.

noktasından yağışlı, kurak ve ara dönemlerde ana anyon-kasyon, oksijen-18, döteryum, trityum, karbon-13 ve kükürt-34 izotop analizleri için örnekleme yapılmıştır. Yüzeysel su olarak Hamamayağı Deresi boyunca, derenin kaynağına yaklaşık 150-200 m uzaklıkta olacak şekilde derenin akışaşağı ve akışyukarı kesimlerinden örnekler alınmıştır. Yeraltısuunu temsil etmek üzere Kocapınar Kaynağı'ndan (çeşme) örnekleme yapılmıştır (Şekil 2). Örnekleme işlemine 2006 Kasım ayında başlanmış ve 2007 Ekim ayında tamamlanmıştır. Ana anyon-kasyon analizleri için örneklemede 1 lt'lik polietilen şişeler, oksijen-18, döteryum ve trityum analizleri için 1 lt'lik plastik, karbon-13 için 1 lt'lik polietilen, kükürt-34 için 2 lt'lik koyu renkli cam şişeler kullanılmıştır. Ayrıca örnekleme yapılan noktalarda sıcaklık (T), pH, Eİ ve toplam çözünmüş madde miktarı (TDS) yerinde çoklu parametre ölçer ile ölçülmüştür. Alınan örneklerin koordinatlarının belirlenmesinde el GPS'i kullanılmıştır. Su örneklerinin kimyasal analizleri; ana anyon (Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻), ana kasyon (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺) içerikleri Hacettepe Üniversitesi Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi (UKAM) Laboratuvarı'nda iyon kromatografi yöntemiyle yaptırılmıştır. Suların oksijen-18 (¹⁸O), döteryum (²H) izotop analizleri kütle spektrometresi, trityum (³H) analizleri ise sıvı sin-tilasyon sayma tekniği ile DSİ Teknik Araştırma

ve Kalite Kontrol Daire Başkanlığı İzotop Laboratuvarı'nda, karbon-13 (¹³C) ve kükürt-34 (³⁴S) izotopları Hatch İzotop Laboratuvarı'nda (Kanada) yaptırılmıştır. Analiz hassasiyetleri, ¹⁸O için ± 0.15, (²H) için ± 2, karbon-13 (¹³C) için ± 0.2 ve Kükürt-34 (³⁴S) için 0.2'dir.

JEOLOJİ

İnceleme alanının jeoloji haritası, Alp (1972), Öztürk (1979) ve Yoldaş vd. (1985)'nin çalışmalarından yararlanılarak hazırlanmıştır. Çalışma alanındaki en yaşlı birim, blok görünümü, gri-kurşuni, bol kalsit damarlı, sert, kırılmalı, pizolitik kireçtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan Permiyen yaşlı Akdağ formasyonudur (Öztürk, 1979). Liyas yaşlı volkanik kayalarla ara katmanlı olan kırıntılı kayalardan oluşan Seyfe formasyonu Permiyen yaşlı kireçtaşları üzerine taban konglomerası ile açılı uyumsuzlukla gelir. Tabanda gri kumlu kireçtaşları düzeyi ile başlayıp üste doğru açık gri kireçtaşlarından oluşan Geç Jura- Erken Kre-tase yaşlı Doğdu formasyonu, Seyfe formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir (Öztürk, 1979). Üst Kretase yaşlı Yumaklı formasyonu genellikle konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn, şeyl, çamurtaşı ve tüften oluşur. Eosen yaşlı Tek-keköy formasyonu (Yoldaş vd., 1985) alt kesimlerde kırıntılı çökellerle, üst kesimlerde ise volkanitlerle temsil edilmektedir. KAFZ boyunca



Şekil 2. Hamamayağı (Ladik-Samsun) ve çevresinin jeoloji haritası ve jeolojik kesiti (Alp, 1972, Öztürk, 1979 ve Yoldaş vd., 1985'ten değiştirilerek).

Figure 2. Geological map and cross-section of the Hamamayağı thermal spring (Ladik-Samsun) and its vicinity (modified after Alp, 1972, Öztürk, 1979, Yoldaş et al., 1985).

oluşan havzalarda ve karasal ortam koşullarında çökelen Pliyosen yaşlı Çerkeş formasyonu tabanda mavimsi-gri marn, kumlu kireçtaşları, konglomera, şeyl ve volkanik tüf arakatıkları ile başlar ve üste doğru çakıl ve kumlu seviyelerle devam eder (Öztürk, 1979). Daha üst seviyelere doğru formasyon siltli, killi ve karbonatlı bir nitelik kazanır. Alandaki en genç oluşuklar, Tersakan Vadisi ve Hamamayağı Deresi boyunca birikmiş güncel alüvyonal malzemelerdir (Şekil 2).

Çalışma alanı ve çevresinde çeşitli araştırmacılar tarafından (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Şaroğlu vd., 1987) paleotektonik ve neotektonik olmak üzere iki yapısal dönemin izlendiği; paleotektonik dönemde kuzey-güney yönlü sıkışmanın artması sonucu çalışma alanının Eosen sonlarından itibaren kara haline dönüştüğü; neotektonik dönemde, Orta Miyosende Afrika-Arap Kıtası'nın Avrasya Kıtası ile çarpışması sonucu Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform (dönüşüm) faylarının oluştuğu kabul edilmektedir. Pliyosen'de, KAFZ'nun oluşması sonucu meydana gelen çukurluklarda ve karasal ortam koşullarında Çerkeş formasyonu çökelmiş, fayın kontrolünde alüvyon konileri, heyelanlar, göller, sıcak ve soğuk su kaynakları oluşmuş, yan dereler ötelenmiş, özellikle Çerkeş formasyonunda faya paralel sırtlar ve vadiler meydana gelmiştir (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Şaroğlu vd., 1987).

Bölgenin en önemli tektonik elemanı olan doğrultu atımlı sağ yönlü KAFZ, Hamamayağı Deresi ve Tersakan Çayı'nı keserek sıcak su kaynağının yaklaşık 1.5 km kuzeyinden, doğudan batıya doğru uzanmaktadır (bkz. Şekil 2). İnceleme alanında çoğunlukla B-D doğrultusunda oluşan ve KAFZ'nu oluşturan yaşlı kırıklar, K-G yönünde etkileyen sıkıştırıcı gerilmeler sonucu oluşmuşlardır. Bu gerilimler sonucu bindirme fayları, eğim atımlı normal faylar meydana gelmiştir. D-B doğrultulu faylara dik ve onları çeşitli açılarla kesen diğer faylar da aynı gerilmelere bağlı olarak gelişmiş sağ ve sol atımlı ikincil faylardır (Öztürk, 1979). KAFZ'nun güneyinde zona paralel F1-F2 fayları, sıcak suyun yüzeye çıkmasını sağlayan F2 fayı ile kesişen, yaklaşık KB-GD doğrultulu F3 fayı bulunmaktadır (bkz. Şekil 2). Çalışma alanının güneyinde Diktepe dolaylarında Liyas yaşlı birimleri Üst kretase yaşlı birimler üzerine iteleyen F4

bindirme fayı bulunmaktadır. Ayrıca alanda Kocapınar Kaynağı'nın yüzeye çıkmasına neden olan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı birimlerle Pliyosen yaşlı birimlerin dokanağını KD-GB doğrultulu F5 düşey fayı oluşturmaktadır (bkz. Şekil 2).

HİDROJEOLOJİ

İnceleme alanındaki ana akarsular Tersakan Çayı ve onun bir kolu olan Hamamayağı Deresi'dir. Sıcak su kaynağı, Hamamayağı Deresi yatağında dereye yaklaşık 25-30 m uzaklıkta yüzeye çıkmaktadır. Ladik ilçesinin güneyinden doğan Hamamayağı Deresi, Karageçmiş Köyü'nde Tersakan Çayı'na dökülür. Ladik Gölü'nden doğan Tersakan Çayı ise Hamamayağı Köyü'nün kuzeyinden çalışma alanını doğu-batı yönünde kat edecek şekilde akmaktadır.

Sürekli akışa sahip olan en önemli soğuk su kaynağı, çalışma alanının güneyinde yer alan ve bir çeşme ile kullanılmakta olan Kocapınar Köyü'ndeki kaynaktır. Kocapınar Kaynağı (KPÇ) kumlu kireçtaşlarından oluşan Doğdu formasyonu ile killi siltli merccekler içeren çakıl kum ar dalanmasından oluşan Çerkeş formasyonunun faylı dokanağından yüzeye ulaşır. Kaynak, Doğdu formasyonunu oluşturan kireçtaşı akiferini temsil etmektedir. Bu formasyon ile jeotermal suların hazne kayasını oluşturan kireçtaşlarından oluşan Akdağ formasyonunun hidrolik ilişkisi yoktur. Mevsimsel değişikliklerden etkilenmeyen kaynağın debisi yaklaşık 3 l/s, sıcaklığı ise mevsim sıcaklıklarına bağlı olarak 12-16°C arasında değişmektedir.

İnceleme alanında sıcak su kaynağı şeklinde yüzeye çıkan Hamamayağı kaplıcasının (HK) içerisinde bulunduğu jeotermal sistem KAFZ'nda bulunmaktadır. KAFZ, Ladik-Hamamayağı köyü arasında yaklaşık 1.5 km genişliğindedir. Ana fayın güneyinde kısmen faya paralel F2 fayı ve ana faya büyük açı ile geçen F3 fayı kesilmektedir (bkz. Şekil 2). Hamamayağı sıcak su kaynağı bu iki kırığın kesim noktasından yüzeye çıkmaktadır. İnceleme alanında yüzeylenen ve Hamamayağı kaplıca kaynağının rezervuar kayacını oluşturan ve genellikle kireçtaşlarından oluşan Akdağ formasyonu çatlaklı olması nedeniyle ikincil gözeneklilik kazanmıştır. Genellikle kırıntılı kayaçlardan oluşan ve volkanik kayaçlarla ara katmanlı olan Seyfe formasyonunda kırıntılı kayaçlar ve Doğdu formasyonunu

oluşturan kumlu kireçtaşları ve gri kireçtaşları az geçirimlidir. Yumaklı formasyonuna ait konglomera, kumtaşı ve kumlu kireçtaşları ile Tekkeköy formasyonunun kırıntılı çökelleri geçirimlidir. Karasal ortam koşullarında çökelen Çerkeş formasyonunun üst seviyeleri siltli ve killi olduğu için geçirimsizlikleri oldukça düşüktür. Kaplıca yakın çevresinde Çerkeş formasyonunun altında Akdağ formasyonunun olduğu MTA tarafından yapılan sondajlardan belirlenmiştir (Özten ve Yurtseven, 1996). Dolayısıyla Akdağ formasyonu jeotermal sistemin rezervuar kayacını, Çerkeş formasyonu da örtü kayacını oluşturmaktadır. Jeotermal sistem kuzeyde Üst Kretase yaşlı volkanik kayaçların oluşturduğu Pontid volkanik kuşağı ile Amasya Havzası arasında bulunur. KAF'ın güneyindeki yaşlı birimler fay nedeni ile ötelenerek kuzeydeki genç volkanik birimlerle dokanak oluşturmuştur. Halen aktif olan KAF ve etrafındaki daha küçük ölçekli faylar jeotermal sistemin beslenmesinde etkili olmuştur.

SU KİMYASI

Çalışma alanındaki Hamamayağı kaplıca suyunun (HK), Kocapınar kaynağının (KPÇ) ve Hamamayağı Deresi'nin (HD) hidrokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla kaplıca, çeşme ve dereden alınan su örneklerinin analiz sonuçları önceki çalışmalardan alınan ve derin kuyu sularına (HH-1 ve SLH-1) ait analiz sonuçlarıyla birlikte Çizelge 1'de verilmiştir. HK'nın sıcaklığı 36°C, pH değeri 6.9-7.1; Eİ değeri 591-598 µS/cm; TDS değeri ise 485.6-508.5 mg/l arasında değişir. Soğuk kaynak suyu KPÇ'nin sıcaklığı 12.1-16°C, pH değeri 7.13-7.3; Eİ değeri 527-598 µS/cm; TDS miktarı 284.8-481.7 mg/l; yüzey suyu HD'nin sıcaklığı 10-28.4°C, pH değeri 7.99-8.42; Eİ değeri 294-456 µS/cm; TDS miktarı 260.7-393.8 mg/l arasında değişmektedir. Derinliği 299 m olan HH-1 kuyu suyunun sıcaklığı 36°C, pH değeri 7.5; Eİ değeri 580 µS/cm; TDS değeri ise 334 mg/l ve derinliği 255 m olan SLH-1 kuyu suyunun sıcaklığı 38°C, pH değeri 7.7; Eİ değeri 406 µS/cm; TDS değeri ise 284 mg/l'dir (Akkuş vd., 1985). HD'nin sıcaklık ve TDS değerleri, dereye kaplıca suyunun karışmasıyla artış göstermektedir. İncelenen sular kimyasal açıdan (IAH, 1979)'a göre değerlendirilmiş ve su sınıfları Çizelge 1'de verilmiştir. HK suyu CaMgHCO₃,

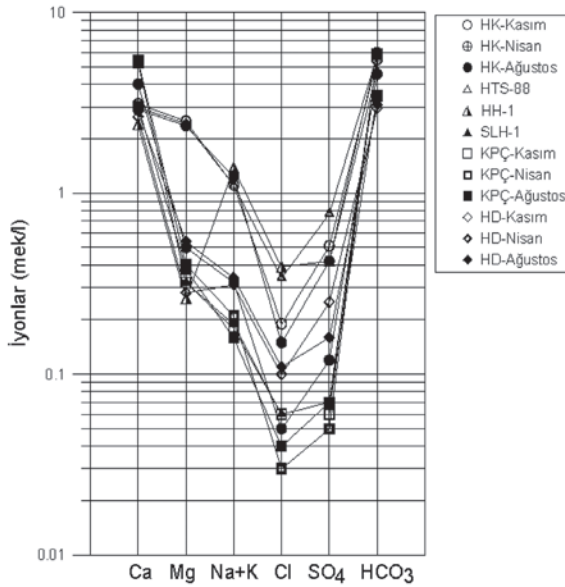
Akkuş vd., (2005)'den alınan analiz sonuçlarına göre sondaj sularından HH-1 CaMgHCO₃, SLH-1 ise CaNaHCO₃ su tipindedir. Soğuk kaynak suyu KPÇ, CaHCO₃; HD CaHCO₃ tipinde, ancak dereye kaplıca suyunun karışımından sonra alınan örnek CaMgHCO₃ tipindedir. Suları birbirleriyle karşılaştırmak amacıyla Schoeller Diyagramı kullanılmıştır (Şekil 3). Soğuk ve sıcak sular genel olarak birbirine paralellik gösterir, ancak sıcak sular daha yüksek iyon konsantrasyonuna sahiptir (bkz. Şekil 3).

Hidrokimyasal çalışmalar Hamamayağı sıcak su kaynağının hazne sıcaklığını ve derinliğini belirlemede kullanılmıştır. Bu kapsamda akışkanın derinliği, akışkanın hazne sıcaklığı ve su kayaç etkileşimi hakkında bilgi edinmek için Cl⁻, SO₄²⁻ ve HCO₃⁻ gibi anyonlar, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ gibi kationlar, F⁻, I⁻, Br⁻, B³⁺, Al³⁺, SiO₂ ve Li⁺, Rb⁺, Cs⁺ elementleri gibi nadir alkaliler analiz edilmiştir (bkz. Çizelge 2).

HK'nın Cl⁻ değeri 0.13-0.34 mek/l; SO₄²⁻ değeri 0.54-0.92 mek/l; HCO₃⁻ değeri ise 6.48-6.09 mek/l arasında değişmektedir (Çizelge 1). Klorürün insan kaynaklı kirlilik veya evaporit içeren birimlerden gelmediği durumlarda, jeotermal kaynaklarda yüksek klorür konsantrasyonları, doğrudan derin bir rezervuar kayaçtan beslenmeyi işaret eder ve bu durumda, soğuma veya soğuk su ile karışım en düşük düzeydedir (Nicholson, 1993). Hamamayağı sıcak su kaynağında SO₄²⁻ değeri derin kökenli jeotermal akışkanlarınkine yakın bir değer olmasına rağmen, Cl⁻ konsantrasyonu düşüktür. Hazne kaya üzerinde düşük geçirimli çakıl, kum, silt, kil ve şeylden oluşan Çerkeş formasyonunun bulunması yüzey sularının sıcak su akiferine karışmasına neden olmaktadır. Sıcak su kaynağında HCO₃⁻ hakim anyonu oluşturmakta ve anyon sıralaması HCO₃⁻ >SO₄²⁻ >Cl⁻ şeklindedir. Bu durumda kaynak, derin bir rezervuardan değil de yanal akışın yüksek olduğu daha sığ zondan beslenmektedir. Hamamayağı sıcak su kaynağında TDS değerinin de düşük olması (TDS<600 mg/l) su-kayaç ilişkisinin çok etkili olmadığını veya sıcak suyun TDS değeri düşük sularca (yüzey suları) seyreltilmiş olduğunu göstermektedir.

HK'nın Na⁺ konsantrasyonu 1.03-1.17 mek/l, K⁺ konsantrasyonu 0.07-0.08 mek/l, Na⁺/K⁺ oranı ise 13.62- 16.29 arasında değişmektedir (bkz. Çizelge 1). Na⁺/K⁺ oranının yüksek olması yanal

akışın yüzeye yakın reaksiyonların varlığının ve jeotermal sularda iletken soğumanın göstergesidir (Nicholson, 1993). Hamamayağı sıcak su kaynağının Ca^{2+} konsantrasyonu 2.63-3.0 mek/l, Mg^{2+} konsantrasyonu ise 2.25-2.5 mek/l arasındadır. Yüksek sıcaklıklı akışkanlara göre Ca^{2+} ve Mg^{2+} değerleri daha yüksek olup HK'nın Na^+/Ca^{2+} oranı oldukça düşüktür. Bu durum muhtemelen hazne kayacın kireçtaşı olması veya karışan suların Ca iyonunca zengin olmasından kaynaklanmaktadır. Nitekim yüksek sıcaklıktaki jeotermal akışkanlarında Mg^{2+} seviyesi genellikle çok düşüktür (0,01- 0,1 mg/l). Çünkü Mg^{2+} ikincil, alterasyon minerali olarak illit, montmorillonit ve özellikle kloritin yapısına kolayca katılır (Hounslow, 1995). Yüksek konsantrasyondaki Mg^{2+} yüzeye yakın yerel kayalardan Mg^{2+} yıkanmasını (leaching) veya görece Mg^{2+} 'ce zengin yeraltı sularıyla ilişkiyi işaret eder (Nicholson, 1993).



Şekil 3. İnceleme alanındaki su örneklerine ait Schoeller diyagramı.

Figure 3. Schoeller diagram of the water samples from the study area.

F^- , Al , Li^+ , Rb^+ ve Cs^+ gibi iz elementler sıcak su kaynağında genelde düşük değerlerdedir (bkz. Çizelge 2). 0.336-0.55 mg/l arasındaki F^- konsantrasyonu jeotermal akışkanlar için oldukça düşük bir değerdir. F^- konsantrasyonunun düşük olması, kaynağın diğer katyonlara göre daha fazla Ca^{2+} içermesi ve kaynak çevresinde daha çok sedimanter kayaların yer almasının bir sonucudur.

Yüksek F^- konsantrasyonları, sedimanter kayalara göre, riolit, pomza ve obsidiyen gibi volkanik kayaların su-kayaç etkileşimini göstermektedir (Mahon, 1964). Sıcak su kaynağının 0.04 mg/l değerindeki Al konsantrasyonu, kaplıca suyunun nötr pH değerine sahip olmasının bir sonucudur. Jeotermal rezervuarlarda Al konsantrasyonu genellikle 2 mg/l'den düşüktür. Asidik sular ise, su-kayaç ilişkisi nedeniyle yüksek (yaklaşık 100 mg/l) Al içerir (Nicholson, 1993). HK'nın Li^+ konsantrasyonu 0.003-0.021 mg/l gibi düşük değerlerdedir (bkz. Çizelge 2). Soğuk kaynak suyundaki Li^+ konsantrasyonu da yaklaşık aynı değerdedir. Rb^+ , Cs^+ değerleri de oldukça düşüktür. Jeotermal sularda sıcaklık artışı ile Li^+ oranının da arttığı (Kharaka ve Mariner, 1987) bilindiğine göre, Li^+ değerinin düşük olması sıcaklığın $36^\circ C$ gibi düşük, hazne kayacın kireçtaşı ve yüzeysel suların karışımının bir sonucudur.

Kuvars gibi kristal haldeki silisyumun çözünürlüğü normal yeraltı sularında sıcaklığında oldukça düşük, jeotermal sularda ise yüksektir (Truesdell, 1984). Hamamayağı sıcak su kaynağının SiO_2 konsantrasyonu 20.75 mg/l, soğuk kaynak suyundaki SiO_2 konsantrasyonu ise 10.48 mg/l'dir. Bu değerler, normal yeraltı sularındaki SiO_2 konsantrasyonuna yakındır. Dolayısıyla bir karışım söz konusudur.

Jeotermal sistemlerde B^{3+} ve Cl^- genellikle suların kökenini ve sistemler içinde farklı rezervuarlar arasındaki karışımı belirlemek amacıyla kullanılır (Truesdell, 1976 ve 1991; Arnorsson, 1985; Arnorsson ve Andréddóttir, 1995). Jeotermal sularda çözünürlüğü yüksek olan ve özellikle $>100^\circ C$ üstündeki jeotermal sularda, ikincil iyon olarak yer alan Cl^- ve B^{3+} (Ellis ve Mahon, 1964, 1967) sıcak su kaynağında düşük değerlerdedir. Hamamayağı sıcak su kaynağının B^{3+} konsantrasyonu 0.343 mg/l düzeyinde olup jeotermal sulara göre oldukça düşük değerdedir. Sıcak kaynak suyunun Cl^-/B^{3+} oranının (20.41) da yüzey sularına yakın bir bileşim sunması yüzey suyu karışımını doğrulamaktadır.

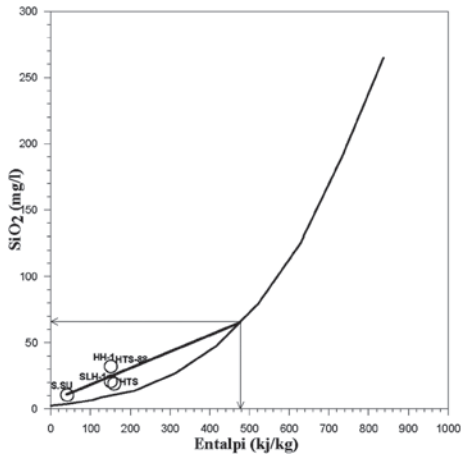
SİLİKA (SiO_2)- ENTALPİ KARIŞIM MODELİ

Hamamayağı kaplıcasının gerek iyon içeriğinin gerekse sıcaklığının düşük olması bu suların soğuk sularla karışmış olması ihtimalini yükseltmektedir. Karışım modeli, Hamamayağı kaplıca

kaynağından alınan örneklerin yanı sıra, Akkuş vd. (2005) tarafından verilen sondaj kuyu sularının analiz sonuçlarına da uygulanmıştır. Sıcak sulardaki klorür iyonu konsantrasyonu oldukça düşük olduğu için SiO_2 - Entalpi karışım modeli kullanılarak karışım oranları hesaplanmıştır (Şekil 4). Hamamayağı kaplıca alanından alınan kaynak ve sondaj suları diyagramda birbirine yakın ve karışım çizgisi üzerine düşmektedir. Genel olarak kaynak sularına ve sondaj sularına soğuk su karışım oranı %74 olarak hesaplanmıştır. SiO_2 - Entalpi diyagramından orijinal suyun entalpi değeri 475 kJ/kg ve buna karşılık rezervuar sıcaklığı 113°C, orijinal sudaki SiO_2 içeriği ise 65 mg/l olarak belirlenmiştir.

JEOTERMOMETRE UYGULAMALARI

Jeotermometre uygulamalarında, Hamamayağı kaplıca kaynağı ve Akkuş vd. (2005) tarafından verilen sondaj kuyu sularının analiz sonuçları kullanılmıştır. Hazne kaya sıcaklıklarının belirlenmesinde katyon jeotermometrelerini kullanmak için kimyasal analiz sonuçları Giggenbach (1988) Na-K-Mg diyagramında değerlendirilmiş (Şekil 5), kaynakların olgun olmayan sular bölgesinde yer aldığı görülmüştür. Bu durumda, katyon jeotermometrelerinin rezervuar sıcaklığı tahmininde yanıltıcı sonuçlar verebileceği (Giggenbach, 1988) dikkate alınarak, silis jeotermometresinin uygun olduğu düşünülmüştür. Na/K



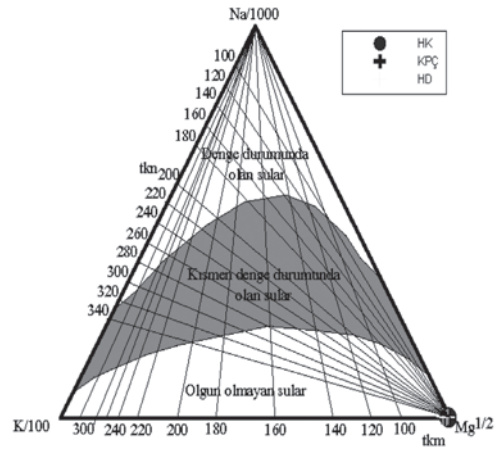
Şekil 4 Hamamayağı Kaplıca alanı için SiO_2 - Entalpi karışım modeli.

Figure 4. SiO_2 - Entalpy mixing model for the Hamamayağı thermal spring area.

jeotermometresi ise bir fikir vermesi açısından kullanılmıştır (Çizelge 3). Sıcak sulara uygulanan amorf silis (Fournier, 1977), kalsedon (Fournier ve Potter, 1982) ve kalsedon (iletken soğuma) (Arnorsson vd., 1983) jeotermometreleri negatif değerler ve kaynağın yüzey sıcaklığına yakın değerler vermiştir. Kuvars (Fournier, 1977) ve kuvars (buhar kaybı) (Fournier, 1977 ve Arnorsson vd., 1983) jeotermometreleri 61.63 ile 83.5°C arasında değişen sıcaklık değerleri vermiştir. Na/K jeotermometrelerinde ise, 183 ile 249°C gibi oldukça yüksek değerler elde edilmiştir. Kuvars (Fournier, 1977) jeotermometresi sonucu hesaplanan 61.63 ile 82.5°C arasında değişen sıcaklıkların SiO_2 - Entalpi diyagramından elde edilen sonuca (113°C) yakın olması HK'nın hazne kaya sıcaklığında silis jeotermometrelerinin daha güvenilir olduğu ve gerçeği yansıttığını düşündürmektedir.

ÇEVRESEL İZOTOPLAR

Çalışma alanındaki HK, KPÇ ve HD alınan su örneklerinin ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C ve ^{34}S izotop bileşimleri Çizelge 4'de verilmiştir. Doğal izotop (^{18}O , ^2H ve ^3H) içeriklerine göre inceleme alanındaki suların kökenleri, beslenme yükselteleri, besleyen yağış türleri ve göreceli olarak yeraltında kalış süreleri belirlenmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ ilişkisine göre (Şekil 6), inceleme alanındaki tüm sular dünya meteorik su doğrusuna (Craig, 1961) yakın konumdadır ve dolayısıyla sular meteorik kökenlidir. Döteryum



Şekil 5. Hamamayağı sıcak sularının Giggenbach Na-K-Mg diyagramı (Giggenbach, 1988).

Figure 5. Giggenbach's (1988) Na-K-Mg diagram for the Hamamayağı thermal waters.

Çizelge 3. Hamamayağı kaplıca suyunda silis ve Na/K jeotermometreleri uygulamaları (°C).

Table 3. Silica and Na/K geothermometer applications for Hamamayağı thermal water (°C).

Jeotermometreler	HK	HTS-88	HH-1	SLH-1
T(°C) (kaynak sıcaklığı)	36.00	36.00	36.00	38.00
1SiO ₂ (Amorf silis)	-44.71	-30.94	-30.94	-47.53
2SiO ₂ (Kalsedon)	32.89	50.97	50.97	29.40
3SiO ₂ (Kuars)	65.09	82.55	82.55	61.63
4SiO ₂ (Kalsedon, iletken soğuma)	36.59	52.94	52.94	33.18
5SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	70.41	85.11	85.11	67.34
6SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	68.85	83.50	83.50	65.76
7Na/K	233.08	218.42	218.42	209.51
8Na/K	209.45	193.51	193.51	183.90
9Na/K	249.33	232.86	232.86	222.91

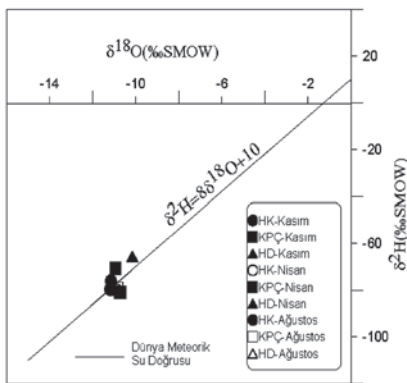
^{1,3,5} Fournier (1977); ² Fournier ve Potter (1982); ^{4,6,7} Arnorsson vd. (1983);
⁸ Fournier ve Truesdell (1973); ⁹ Tonani (1980).

Çizelge 4. İnceleme alanındaki suların doğal izotop analizleri sonuçları.

Table 4. Results of the isotopic analyses of the water samples.

Örnek No.	$\delta^{18}\text{O}$ (‰SMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰SMOW)	d_p	^3H (TU)	^3H Hata	$\delta^{34}\text{S}$ (‰CDT)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDP)
HK*	-11.15	-76.04	13.60	1.00	±0.70	Ölçülmedi	Ölçülmedi
HK**	-10.88	-80.10	6.94	0.40	±0.70	-4.1	-1.78
HK***	-11.18	-79.66	9.78	0.20	±1.00	-4.2	-1.62
KPÇ*	-10.94	-70.60	16.92	8.85	±1.10	Ölçülmedi	Ölçülmedi
KPÇ**	-10.72	-80.97	4.79	9.00	±1.05	++	-12.18
KPÇ***	-10.86	-79.13	7.75	8.05	±1.90	3.8	-8.25
HD*	-10.16	-65.59	15.69	6.15	±0.95	Ölçülmedi	Ölçülmedi
HD**	-10.71	-78.28	7.4	8.10	±1.00	1.31	-10.10
HD***	-10.44	-75.12	8.4	6.90	±1.70	2.7	-8.31

* Kasım 2006 tarihli örnekler; ** Nisan 2007 tarihli örnekler; *** Ağustos 2007 tarihli örnekler
 HD: Hamamayağı Deresi'nden kaplıca kaynağına göre akış yukarisından alınmıştır.
 ++ Yeterli buharlaştırma yapılmadığı için ölçüm alınamamıştır.



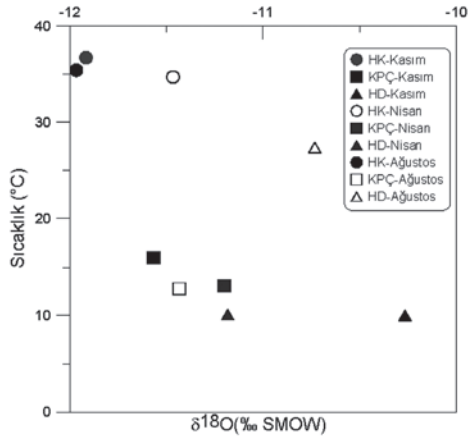
Şekil 6. İncelenen suların oksijen 18- döteryum ilişkisi.

Figure 6. $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ relation for the thermal and cold waters.

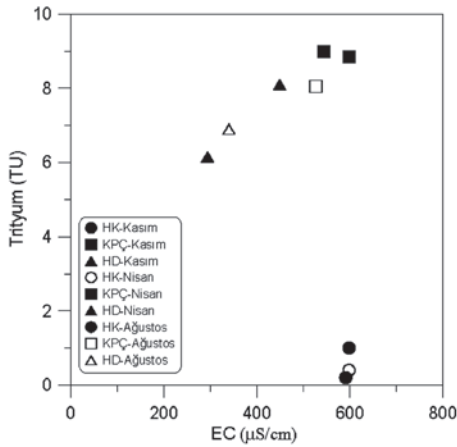
fazlası (Dansgard,1964) (d_p) değerleri gerek sıcak suda, gerekse soğuk sularda Kasım ayında en yüksek, Ağustos ayında en düşük değerdedir (bkz. Çizelge 3). Döteryum fazlası değerinin yüksek olması, inceleme alanındaki sıcak ve soğuk suların, kış aylarında daha çok buharlaşma etkisi altındaki yağışlardan beslendiğini göstermektedir. Bu etki yüzey sularının karışımından dolayı sıcak su kaynağında da görülmektedir. $\delta^{18}\text{O}$ -sıcaklık (°C) ilişkisine göre (Şekil 7) sıcak suyun, soğuk suya göre daha yüksek kotlardan ve daha geniş bir havzadan beslendiğini gösterir. Dere suyunun oksijen-18 değerlerindeki değişim yağış şekliyle ilişkili olarak değerlendirilebilir.

Çünkü kış aylarında derenin beslenme kotlarında kar yağışı gözlenmektedir.

HK'nın düşük trityum yüksek Eİ değerine sahip olması bu kaynak suyunun nispeten derin dolaşımli olduğunu göstermektedir. KPÇ'nin, yüksek trityum ve düşük Eİ değerlerine sahip olması (Şekil 8) yeraltında kalış süresinin kısa olduğunu göstermektedir. Yeraltısularının geçiş süresinin ortaya konmasında ^3H izotopu en önemli parametredir. Düşük trityum değerleri derin dolaşımli suları, yüksek trityum değerleri siğ suları temsil etmektedir. İnceleme alanındaki suların sıcaklık-trityum ilişkisi Şekil 9'da görülmektedir. Hamamayağı kaplıcasına ait suların trityum

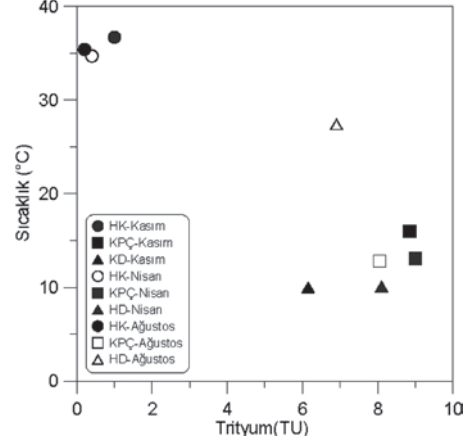


Şekil 7. İncelenen suların sıcaklık-oksijen-18 ilişkisi.
Figure 7. $\delta^{18}\text{O}$ - $T(^{\circ}\text{C})$ relation for the thermal and cold waters.



Şekil 8. İncelenen suların trityum-elektriksel iletkenlik ilişkisi.
Figure 8. Tritium- EC relation for the thermal and cold waters.

değerlerinin düşük (sıfıra yakın) olması yeraltında kalış süresinin nispeten uzun olduğunu göstermektedir.

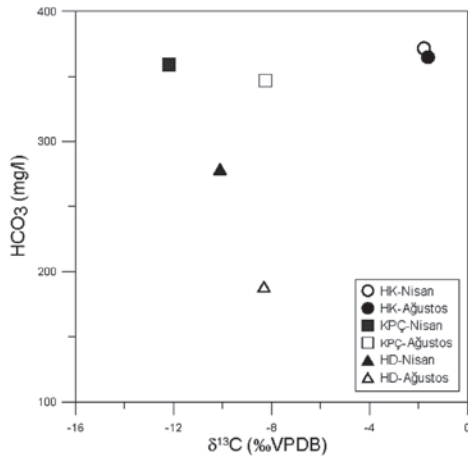


Şekil 9. İncelenen suların trityum-sıcaklık ilişkisi.
Figure 9. Tritium- $T(^{\circ}\text{C})$ relation for the thermal and cold waters.

İnceleme alanındaki sularda karbonun ve SO_4 'ün kaynağını belirlemek için $^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ve $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ bileşimleri belirlenmiştir (bkz. Çizelge 4). HK suyunda $\delta^{13}\text{C}$ bileşimi -1.78 ile -1,62, KPÇ suyunda -12.18 ile -8.25 ve HD suyunda -10.10 ile -8.31 arasındadır. Sıcak su kaynağında ve soğuk sularda HCO_3^- - $\delta^{13}\text{C}$ ilişkisi (Şekil 10) incelendiğinde, HCO_3^- konsantrasyonu birbirine yakın olan sıcak ve soğuk kaynak sularının $\delta^{13}\text{C}$ değerleri farklılık gösterir. Soğuk kaynak suyu ve yüzey suyunda ise $\delta^{13}\text{C}$ değerleri birbirine yakındır. Bu durum, inceleme alanındaki sıcak ve soğuk suların içerdiği karbonun farklı kökenlerden geldiğini göstermektedir. Bu değerlere göre Hamamayağı kaplıcasındaki karbon, inceleme alanında yüzeylenen tatlı su karbonatlarından kaynaklanmaktadır (Clark ve Fritz, 1997). Ayrıca inceleme alanında sıcak su kaynağına yakın konumda yüzeylenen genç volkanik kayalar bulunduğundan karbon içeriğinin bir kısmı manto kökenli CO_2 gazından kaynaklanmış olabilir. Kocapınar çeşmesinde ve Hamamayağı Deresi'ndeki karbon toprak-taki veya yeraltındaki gözeneklerde birikmiş olan CO_2 tarafından kontrol edilmektedir.

HK suyunda $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ bileşimi -4.2 ile -4.1, KPÇ suyunda 3.8 ve HD suyunda 1.31- 2.7 arasındadır. Bu değerler, sıcak su ile soğuk sulardaki

kükürtün farklı kaynaklardan geldiğini düşündürmektedir. Negatif kükürt-34 değerleri tipik olarak indirgenmiş sülfür bileşiklerinin bulunduğu diyajenetik bir çevreden gelir (Krouse, 1980). En yaygın reaksiyon ürünü pirittir ve pirit şeyllerden ve denizel sedimanlarda denizsuyu sülfatının bakterilerce indirgenmesiyle şekillenen organik madde içeriği zengin sedimanter kayaçlardan gelebilir (Clark ve Fritz, 1997). HK suyundaki kükürt izotop içerikleri, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ bileşimine göre indirgenmiş kükürt bileşiklerinin bulunduğu kayaçlardan gelmiş olabilir. KPÇ su kaynağında ve HD suyundaki kükürtün kaynağını kireçtaşları ve şeyller oluşturmaktadır.



Şekil 10. İncelenen suların bikarbonat- karbon-13 ilişkisi.

Figure 10. $\text{HCO}_3^- - \delta^{13}\text{C}$ relation for the thermal and cold waters.

JEOTERMAL SİSTEMİN KAVRAMSAL MODELİ

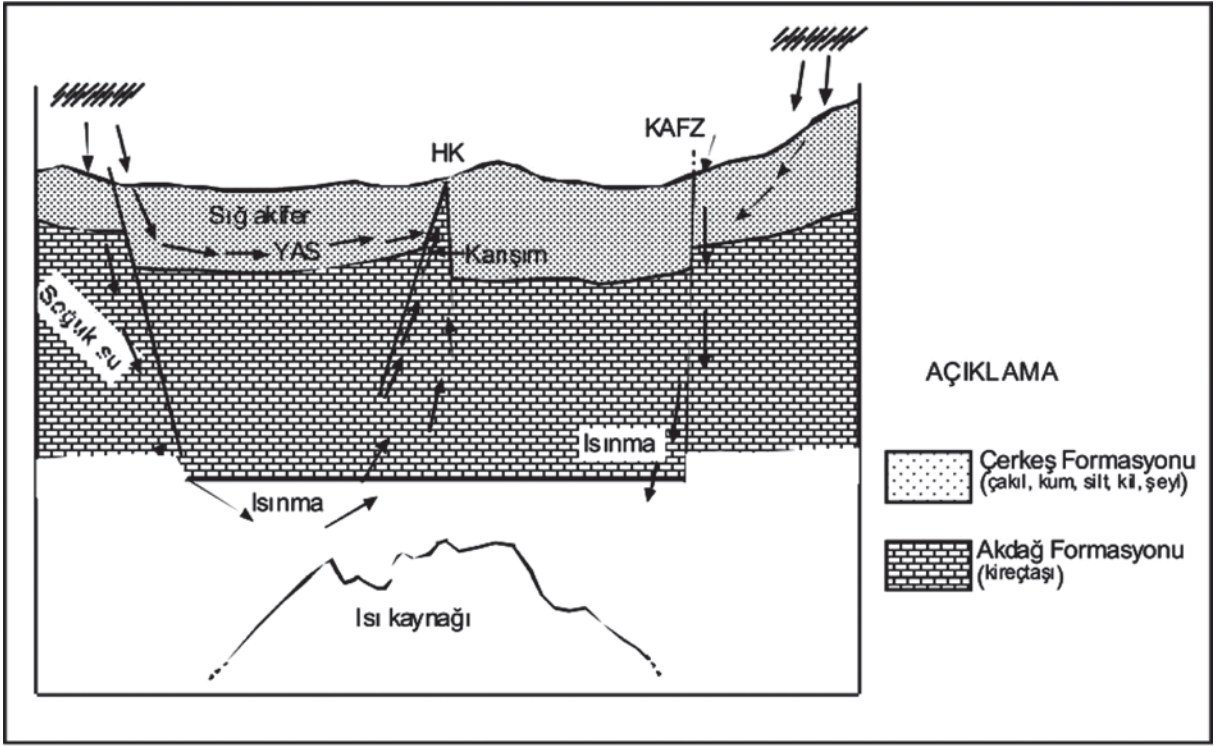
Hamamayağı sıcak su kaynağının kökeni ve bağlı olduğu jeotermal sistemin tanımlanmasına yönelik olarak gerçekleştirilen hidrojeoloji, hidrokimya ve çevresel izotop çalışmaları, bölgesel jeolojik yapı ile birlikte, alandaki jeotermal sistemin kavramsal modelinin ortaya konması doğrultusunda değerlendirilmiştir. Yapılan jeotermometre hesaplamaları, sistemin bir düşük-orta sıcaklık potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir. KAFZ içinde yeralan sistemde ısı kaynağının faylarla kontrol edilen derin dolaşıma bağlı jeotermal gradyan kökenli olmalıdır. Bununla birlikte, bölgede genç volkaniklerin varlığı, jeotermal gradyanın bu bölgede yüksek olmasına

neden olmaktadır. Suların izotop içerikleri, jeotermal rezervuarın yerel yağışlardan beslendiğini, dolayısıyla beslenme alanının yakın çevrede yeraldığını göstermektedir. Gerek hidrokimyasal özellikler, gerekse izotop içerikleri, jeotermal rezervuardan faylarla yükselen sıcak suların yüzeye çıkmadan önce, sığ derinliklerde üstte bulunan soğuk su akiferinden gelen yeraltıları ile belirli oranlarda karışıklarını ortaya koymaktadır. Sistemdeki ısı taşınımının, Darcy yasasına uyan yeraltısuyu dolaşımı ile yoğunluk farkından kaynaklanan akımın bir karışımı olan konvektif taşınım yoluyla olduğu anlaşılmaktadır. Jeotermal sisteme ait kavramsal hidrojeolojik model Şekil 11'de verilmiştir. Buna göre, sığ akifere ulaşmadan önce, jeotermal rezervuardan yükselen sıcak suları taşıyan ana kırık hatlarına ulaşacak derin kuyularla 70-80 C sıcaklığa sahip termal sulara ulaşmak olanaklı görülmektedir.

SONUÇLAR

Hamamayağı sıcak su kaynağının sıcaklığı 36°C, pH'ı 6.9-7.1, elektriksel iletkenlik değerleri 591-598 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ve toplam çözülmüş madde miktarı 485.6-508.5 mg/l'dir. Soğuk kaynak suyu Kocapınar çeşmesinin sıcaklığı 12.1-16°C, pH'ı 7.13-7.3, elektriksel iletkenlik değerleri 527-598 $\mu\text{S}/\text{cm}$, toplam çözülmüş madde miktarı 284.8-481.7mg/l'dir. Sıcak su kaynağı CaMg- HCO_3 , Kocapınar çeşmesi Ca HCO_3 su tipindedir. Kaynağın rezervuar sıcaklığının silis jeotermometresine göre 61.63 ile 82.5°C arasında olabileceği hesaplanmıştır. Ancak Hamamayağı kaynağında, suların fay boyunca yükselmesi sırasında, etraftaki kayaçlarla temasından ve soğuk yüzey sularının karışmasından dolayı ısı kaybı olmaktadır. Sıcak sulara karışan sığ soğuk suların oranı %74 olarak belirlenmiştir.

Sıcak ve soğuk su kaynakları meteorik kökenlidir. Sıcak suyun yerlatında kalış süresi soğuk su kaynağına oranla daha uzundur. $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ bileşimine göre inceleme alanında bulunan sulardaki karbonun farklı kökenlere sahip olduğu belirlenmiştir. Sıcak su kaynağındaki karbon, inceleme alanında yüzeylenen tatlı su karbonatlarından kaynaklanmaktadır. Ayrıca inceleme alanında sıcak su kaynağına yakın konumda yüzeylenen genç volkanik kayaçların varlığı karbon içeriğinin bir kısmının manto kökenli CO_2 gazından kaynaklanmış olabileceğini de düşündürmektedir. Kocapınar



Şekil 11. Hamamayağı kaplıca alanı için kavramsal hidrotermal model.

Figure 11. Conceptual hydrothermal model for the Hamamayağı thermal spring area.

çeşmesinde ve Hamamayağı Deresi'ndeki karbon, atmosferik CO_2 tarafından kontrol edilmektedir. Sulardaki $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ bileşimi sıcak su ile soğuk sulardaki kükürtün farklı kaynaklardan geldiğini düşündürmektedir. Sıcak suyun kükürt izotop içerikleri, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ bileşimine göre indirgenmiş kükürt bileşiklerinin bulunduğu kayalardan gelmektedir. Soğuk su kaynağında ve Hamamayağı Deresi'ndeki kükürtün kaynağını Akdağ formasyonuna ait kireçtaşları ve Çerkeş formasyonuna ait şeyller oluşturmaktadır.

Bilindiği gibi, jeotermal alanların hidrojeokimyasal, izotop jeokimyasal ve bor değerleri oldukça farklılıklar sunar. Bu fark, genellikle litolojik değişimlerden, ısı iletiminden ve sistemin beslenme-boşalma ilişkilerinden kaynaklanmaktadır. Sığ rezervuar kayaç derinlikleri ve aktif fay sistemi jeotermal alanlara yüksek oranda soğuk yeraltı suyu getirmesine neden olur. Bu durum, jeotermal suların sıcaklığının düşerek su-kayaç etkileşiminin azalmasına ve akışkanın toplam çözülmüş madde miktarının düşük ve bor, lityum ve SiO_2 gibi yüksek sıcaklıkta çözünen elementlerin düşük olmasına neden olmaktadır. Aktif fay

sisteminde bulunan Hamamayağı jeotermal alanının rezervuar kayaç derinliklerinin sığ olması, alana yüksek oranda yeraltı suyu getirmişti. Bu nedenle jeotermal suların sıcaklığı düşük, su-kayaç etkileşimi az ve akışkanın toplam çözülmüş madde miktarı, bor, lityum ve SiO_2 gibi yüksek sıcaklıkta çözünen elementleri düşüktür.

Gerçekleştirilen hidrojeoloji, hidrokimya ve izotop çalışmaları, Samsun-Ladik Hamamayağı kaynağının düşük-orta sıcaklık jeotermal sisteminin bir doğal boşalımı olduğunu, jeotermal sistemin KAFZ'na bağlı derin dolaşimli jeotermal gradyan kökenli olduğunu ortaya koymuştur. Buna göre, bölgedeki jeotermal sistemin geliştirilebilmesi, jeotermal sistemden sıcak su taşıyan ana kırık hatlarını kesecek derin sondaj kuyuları ile olanaklıdır. Kuyuların, sığ akiferden karışımı engelleyecek şekilde tasarlanması gerekmektedir. Bununla birlikte, geliştirme ve işletme öncesinde, jeotermal rezervuarın geometrisinin ve hidrodinamik davranışlarının ortaya konabilmesi için, derin jeofizik çalışmaları, yüzeyde ve olabildiğince derinlere doğru, öncelikle fay hat-

larında hidrotermal alterasyon çalışmalarının gerçekleştirilmesi, jeotermal gradyan kuyularının açılması ve açılacak araştırma kuyularında basınç-sıcaklık ve geçirgenlik amaçlı kuyu testlerinin yapılması büyük yararlar sağlayacaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, 2006.122.005.4 proje numarası ile Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar makaledeki öneri ve düzeltmelerinden dolayı Prof. Dr. Mehmet Ekmekçi'ye teşekkür ederler

KAYNAKLAR

- Akdağ, K., 1992. Kavak (Samsun) yöresi Kretase filişlerinin sedimantolojik incelemesi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon (yayımlanmamış).
- Akkuş, İ., M., Atiker, M. ve Yıldırım, N., 1992. Havza Hamamayağı (Ladik) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9899 (yayımlanmamış).
- Akkuş, İ., Akıllı, H., Ceyhan, S., Dilemre, A. ve Tekin, Z., 2005. Türkiye jeotermal kaynakları envanteri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Envanter Serisi-201, Ankara.
- Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Monografileri, İstanbul.
- Arnorsson, S., 1985. The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 299-335.
- Arnorsson, S., and Andresdottir, A., 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 20 (59), 4125-4146.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson E., and Svavarsson, H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 47, 567-577.
- Clark, I., and Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Dansgard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.
- Ellis, A. J., and Mahon, W.A.J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions, Part I. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 28, 1323-1357.
- Ellis, A. J., and Mahon W.A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions, Part II. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 31, 519-538.
- Fournier, R. O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 37 (5), 1255-1275.
- Fournier R.O., and Potter, R.W., 1982. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Research Council Bulletin*, 11, 3-9.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984. Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 19, 53-79.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal solute equilibria: Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749-2765.
- Gülibrahimoğlu, İ., Yılmaz, B.S., Tosun, C. Y., Konak, O., Saraloğlu, A., Keskin, İ., Osmançelebioğlu, R., Karakaya, F., Köse, Z., Yaprak, S. ve Teoman, Ş., 2000. Samsun ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynaklar. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüt Dairesi, Rapor No. 10481, Ankara.
- Hounslow, A. W., 1995. *Water Quality Data, Analysis and Interpretation*. Lewis Publishers, Florida.

- IAH, 1979. Map of mineral and thermal water of Europe Scale: 1:500,000. International Association of Hydrogeologists, United Kingdom.
- Keskin, B., 1987. Samsun- Kocapınar (Hilyas) hidrojeoloji sondajı bitirme raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No. 8211 (yayımlanmamış).
- Kharaka, Y. K., and Mariner, R. H., 1987. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. D. Naeser and T.H. McCulloh (eds.), Thermal History of Sedimentary Basins. New York, pp. 75-102.
- Krouse, H. R., 1980. Sulphur isotopes in our environment. P. Fritz and J.-Ch. Fontes (eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I, The Terrestrial Environment, Elsevier, Amsterdam, pp. 435-472.
- Mahon, W. J. A., 1964. Fluorine in the natural thermal waters of New Zealand. New Zealand Journal of Sciences, 7, 3-28.
- Nicholson, K., 1993. Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques. Springer-Verlag, Berlin.
- Özten, A. ve Yurtseven, D., 1996. Samsun- Havaza Bekdiğin sıcak su sondajı (BK-2) kuyu bitirme raporu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9925 (yayımlanmamış).
- Öztürk, A., 1979. Ladik-Destek dolayının stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 23 (1), 31-38.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 8714 (yayımlanmamış).
- Şengör, A. M. C., 1980. Türkiyenin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurultayı Konferansı, Seri 2, 40.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Yerbilimleri Dizisi 1.
- Tonani, F., 1980. Some remarks on the application of geothermal techniques in geothermal exploration Proceedings of the 2nd Symposium on Advances in European Geothermal Research, A.S. Strub, and P. Ungemach (eds.), 428-443, Strasbourg.
- Truesdell A. H., 1976. Summary of section III geochemical techniques in exploration, Proceedings of the 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, US Government Printing Office, Washington, pp. 53-89.
- Truesdell A. H., 1984, Introduction to chemical calculations. Fluid Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems, R. W. Henley et al. (eds.). Revised Economic Geology, 1, pp. 1-8.
- Truesdell A. H., 1991, Effects of physical processes on geothermal fluids. Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, F. D'Amore (ed.), 71-92.
- Yoldaş, R., Keskin, B., Granit, S., Korkmaz, S., Dirik, S., Kalkan, İ., Ağrıdağ S. ve Besbelli, B., 1985, Samsun ve dolayının (Kızıllırmak- Yeşilırmak arasındaki bölgenin) jeolojisi ve petrol olanakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, Rapor No: 8130 (yayımlanmamış).
- Yenal, O., Usman, N. ve Kanan, E., 1976. Türkiye maden suları. İstanbul Üniversitesi, İstanbul Tıp Fakültesi Tıbbi Radyoloji ve Hidro-Klimatoloji Kürsüsü Kağıt Basım İşleri A.Ş., İstanbul.



Kayaçların kırılma tokluğu (Mod-I) ile fiziko-mekanik özellikleri arasındaki ilişkilerinin değerlendirilmesi

Evaluation of the relationships between fracture toughness (Mode-I) and physico-mechanical properties of rocks

Nazmi ŞENGÜN, Raşit ALTINDAĞ

Süleyman Demirel Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, ISPARTA

Geliş (received) : 22 Mart (March) 2010

Kabul (accepted) : 05 Temmuz (July) 2010

ÖZ

Bu çalışmada, onbeş farklı kayacın Tür-I (Mod-I) kırılma tokluk değerleri V-çentikli Brazilian diski (CCNBD) yöntemi kullanılarak belirlenmiştir. Bu kayaçların kırılma tokluk değerlerinin yanı sıra, diğer fiziksel ve mekanik özellikleri de ilgili standartlar ve önerilen yöntemler çerçevesinde tayin edilmiştir. Kayaçların kırılma toklukları ile fiziko-mekanik özellikleri arasındaki ilişkiler araştırılmış ve en yüksek korelasyon katsayısı $r = 0.84$ ile Brazilian çekme dayanımı – kırılma tokluğu arasında bulunmuştur. Buna göre, Brazilian çekme dayanımı kullanılarak kayaçların kırılma tokluğunun daha pratik, hızlı, ekonomik ve gerçeğe en yakın bir şekilde tahmin edilebileceği sonucuna varılmıştır.

Anahtar kelimeler: Fiziko-mekanik özellikler, kırılma tokluğu, V-çentikli Brazilian diski.

ABSTRACT

In this study, Mode-I fracture toughness of fifteen different rocks were determined by using cracked chevron notched Brazilian disc (CCNBD). In addition, physico-mechanical properties of these rocks were also determined according to the standards and suggested methods. Relationships between fracture toughness and physico-mechanical properties of the tested rocks were investigated and the best correlation was found between Brazilian tensile strength and fracture toughness with a coefficient of correlation of 0.84. Based on the results, Brazilian tensile strength could be used to predict the fracture toughness of rock rather practically, speedily, economically and reliably.

Key words: Physico-mechanical properties, fracture toughness, cracked chevron notched Brazilian disc.

GİRİŞ

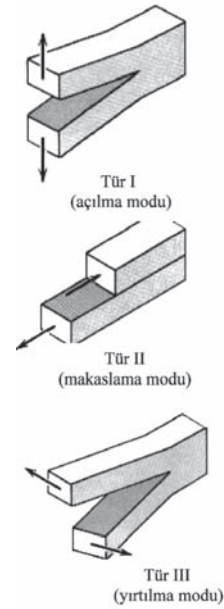
Kırılma tokluğu, kırılma mekanizmasında çatlak oluşumu ve gelişimi gibi kırılma direncine karşı kayanın direncini gösteren başlıca özelliklerden biridir. Bir malzemenin kırılma tokluğu, onun çatlak gelişimine karşı direncini veya yeni yüzey alanları oluşturmak için gerekli kırılma enerjisi

tüketim hızını ifade etmektedir. Bu özellik, kaya mühendisliğinde özellikle kayaçların parçalanma ve çatlatma uygulamalarında önemli ve yararlı bir parametre olarak gösterilmektedir (Whittaker vd., 1992). Kırılma tokluğu kavramı ilk kez 1960'lı yıllarda ortaya atılmış olup, kavramın kuram ve uygulamaları halen gelişme aşamasındadır.

Griffith (1921), kırılmayla ilgili ilk başarılı analizleri gevrek malzemeler için gerçekleştirmiştir. Araştırmacı, bir çatlakın büyümesinin ancak bu sırada serbest kalan elastik enerjinin yeni yüzey yaratmak için gerekli yüzey enerjisine eşit veya daha fazla olması halinde gerçekleşebileceğini ifade etmiştir. Irwin (1957), enerji yaklaşımı, gerilme yoğunluğu yaklaşımıyla eşdeğer tutarak kırılma mekaniğine yeni bir açılım getirmiştir. Buna göre, çatlak ucunda kritik bir gerilme dağılımına erişildiğinde kırılma başlamaktadır. Bünyesinde çatlak bulunan ve gerilmeye maruz kalan malzemede, çatlak ucunda gerilme yoğunlaşması olmaktadır. Bu gerilme yoğunlaşması artan gerilmeler karşısında artmakta olup, bu aşamada çatlak duraylıdır. Gerilme yoğunluğu kritik bir dengeye ulaşıncaya çatlak duraysız duruma geçerek ilerlemeye başlar. Çatlak ucundaki gerilme yoğunluğu, gerilme şiddet faktörü (K) olarak adlandırılır ve bunun kritik değeri ise kırılma tokluğu (K_c) olarak tanımlanır. Gerilme şiddet faktörü çatlak ucundaki gerilmenin şiddetinin miktarıdır ve bir malzeme özelliğidir (Köksal, 1991). Gerilme şiddet faktörü, gerilme uygulanan malzemenin geometrisine ve uygulanan yüke bağlı olarak değişmektedir.

Cisimlerde çatlak ilerleme davranışı üç farklı zorlama şekliyle görülmektedir (Şekil 1). Bunlardan kayaçlar için en önemlisi ve kırılma açısından en tehlikelisi açılma Tür-I (Mod-I)'dir. Çatlakın ilerlemesi bu modların bir veya birkaçının aynı anda etkisiyle gerçekleşmektedir. Mod-I kırılma tokluğunu belirleyen başlıca deney yöntemlerinden bazıları Çizelge 1'de verilmiştir. Kayaçlarda Mod-I kırılma tokluğunu belirlemek amacıyla Uluslararası Kaya Mekaniği Birliği (ISRM) tarafından Chevron Notched Short Rod (SR), Chevron Edge Notched Round Bar in Bending (CB) ve V-Çentikli Brazilian Diski (Cracked Chevron-Notched Brazilian Disc, CCNBD) deneyleri önerilmiş yöntemler olarak kabul etmiştir (ISRM, 1988, 1995, 2007).

Kırılma tokluğu, kaya mekaniği çalışmalarında sınıflandırma parametresi, indeks değer ve malzeme özelliği olarak kullanılmaktadır (ISRM, 1988; Köksal, 1991). Gunsallus ve Kulhawy (1984) kırılma tokluğu sonuçlarına göre kayaçları sınıflandırmışlardır. Kayaçların kırılma tokluğu değerleri, kayaçların patlatma, parçalanma ve hidrolik



Şekil 1. Çatlak ilerleme türleri (Whittaker vd., 1992).
Figure 1. Modes of crack propagation (Whittaker et al., 1992).

çatlama modellenmesinde de kullanılmıştır (Bi- eniawski, 1967; Ouchterlony, 1974; Boone vd., 1986; Reogiers vd., 1982). Nelson ve Fong (1986), kırılma tokluğunu kullanarak kazı makinesinin kesici kuvvetleri ve ilerleme kuvvetleri arasındaki ilişkilerin tahmin edilmesinin mümkün olduğunu ortaya koymuştur. Bearman (1991), kayaçların ufalanma davranışlarını tahmin etmek için dayanım sınıflaması olarak kırılma tokluğunu kullanmıştır. Donovan ve Karfakis (2004), diğer malzeme özelliklerine oranla kırılma tokluğunun özgül öğütme enerjisi ile daha güçlü ilişkiler verdiğini ifade etmiştir. Kim (2006), özgül patlama enerjisi, parçalanma oranı ve kırılma tokluğu arasında görgül bir model geliştirmiştir.

Whittaker vd. (1992), literatürde çeşitli araştırmacılar tarafından yayımlanmış çalışmalarda kayaçların kırılma toklukları ile diğer mühendislik özellikleri arasındaki ilişkileri özetlemişlerdir. Brown ve Reddish (1997), kırılma tokluğu ile yoğunluk arasındaki ilişkiyi incelemişler ve $r = 0.95$ korelasyon katsayısına sahip bir eşitlik önermişlerdir. Bearman (1999), oniki kayaç kullanarak kırılma tokluğunu nokta yükü dayanım indeksinden belirlemek için ampirik bir eşitlik önermiştir. Altındağ (2000), yedi farklı kaya türü üzerinde tek kama çatlak (Single Edge Crack Brazilian Disc,

Çizelge 1. Mod-I kırılma tokluğu deney yöntemleri (Whittaker vd., 1992'den).

Table 1. Different fracture toughness (mode-I) test methods (after Whittaker et al., 1992).

Deney yöntemi	Kaynak
Chevron Notched Short Rod (SR)	Barker (1977)
Chevron Edge Notched Round Bar in Bending (CB)	Ouchterlony (1980)
Cracked Chevron-Notched Brazilian Disc (CCNBD)	Shetty vd. (1985)
Single Edge Crack Brazilian Disc (SECBBD)	Szendi ve Howarth (1982)
Modified Ring Test (MRT)	Thiercelin ve Roegiers (1986)
Flattened Brazilian Disc (FBD)	Guo vd. (1993)
Single Edge Notch Beam (SENB)	Srawley ve Gross (1976)
Edge Nothc Disc (END)	Danovan (2003)
Single Edge Cracked Half Disc	Chong ve Kurupku (1984)

SECBBD) deney yöntemini kullanarak kayaçların kırılma tokluğunu belirlemiş ve diğer kayaç özellikleri ile bu özellik arasındaki ilişkileri incelemiştir. İnceleme sonucunda kayacın kırılma tokluğu ile diğer mekanik özellikleri arasındaki ilişkileri istatistiksel anlamlılık açısından sırasıyla; tek eksenli sıkışma dayanımı, çekme dayanımı, elastisite modülü, koni delici değeri ve nokta yükü dayanım indeksi değerleri ile ifade etmiştir. Zhang (2002), kırılma tokluğu ile çekme dayanımı arasında $r = 0.97$ korelasyon katsayısına sahip doğrusal ve pozitif bir ilişki bulmuştur.

Kayacın karmaşık yapısından dolayı kırılma tokluğunu belirlemenin, kayaçların bazı fiziko-mekanik özelliklerinin belirlenmesinden daha güç olduğu bilinmektedir. Bu çalışmada, ISRM (2007) tarafından da önerilen V-Çentikli Brazilian Diski (Cracked Chevron-Notched Brazilian Disc, CCNBD) yöntemi kullanılarak kayaçların (Çizelge 2) Mod-I kırılma tokluğu değerleri belirlenmiş ve kayaçların diğer fiziko-mekanik özellikleri kullanılarak kırılma tokluğu değerlerinin tahmin edilmesi için görgül eşitlikler önerilmiştir.

V-ÇENTİKLİ BRAZİLİAN DİSKİ KIRILMA TOKLUĞU DENEYİ

V-çentikli Brazilian disk (Cracked Chevron-Notched Brazilian Disc, CCNBD) (Şekil 2) kırılma tokluğu deney yöntemi ilk kez Shetty vd. (1985) tarafından seramik malzemelerinin kırılma tokluğunu belirlemek için önerilmiştir. Kayaçlarda ise bu yöntem, ilk kez Fowell ve Chen (1990) tarafından Mod-I kırılma tokluk değerlerinin belirlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Bu deney yönteminin karot örnekler üzerinde

yapılması, deney örneğinin kolay hazırlanması, daha yüksek kırılma yükü değerinin olması, farklı yükleme modlarına (Mod-I, Mod-II ve karışık Mod) kolay adapte olması ve deney koşullarının basitliğinden dolayı diğer önerilmiş deney yöntemlerine göre daha çok tercih edilmesine neden olmaktadır (Fowell vd., 2006).

ISRM (2007)'nin önerdiği örnek boyutları Çizelge 3'de verilmiştir. Önerilmiş örnek boyutlarının olmasına karşın, farklı boyutlardaki örneklerle de kırılma tokluğu deneyi yapılabilmektedir. Ancak deneyin geçerli olabilmesi için, farklı boyutta hazırlanan örneğin Şekil 3'te verilen grafikteki geçerli bölgede kalması gerekmekte, aksi halde deney geçersiz olarak değerlendirilmektedir.

CCNBD örneğini hazırlamak için disk şeklindeki örneğin her iki merkezine testere ile çentik açılarak "V" şekilli başlangıç çatlakı oluşturulmaktadır (bkz. Şekil 2). Deney sırasında bu çatlak doğrultusunda oldukça yavaş yükleme yapılarak örneğin kırılması sağlanmakta ve en yüksek yük değeri (P_{\max}) kaydedilmektedir. Örneğin kritik boyutsuzluk değeri Eşitlik 1'den belirlendikten sonra kayacın kırılma tokluğu değeri Eşitlik 2'den hesaplanmaktadır. Kritik boyutsuzluk faktörü (Y_{\min}^*), CCNBD örneğinin farklı geometrik şekilleri kullanılarak sayısal analiz sonuçlarından hesaplanmış ve Çizelge 4'te verilmiştir (ISRM, 2007).

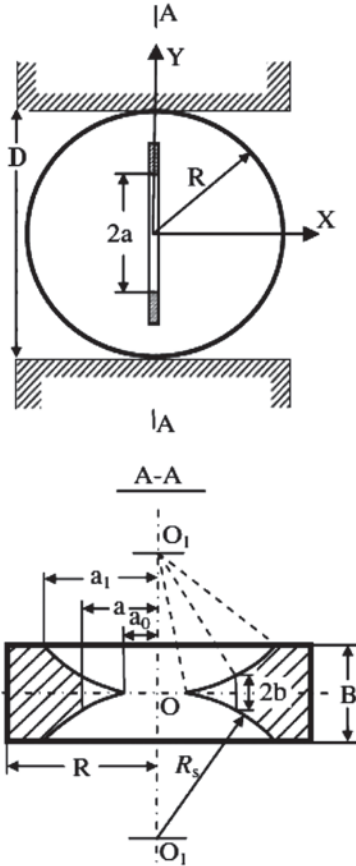
$$Y_{\min}^* = ue^{v\alpha_1} \quad (1)$$

$$K_{Ic} = \frac{P_{\max}}{B\sqrt{D}} Y_{\min}^* \quad (2)$$

Çizelge 2. Çalışmada kullanılan kayaç türleri ve alındıkları yerler.

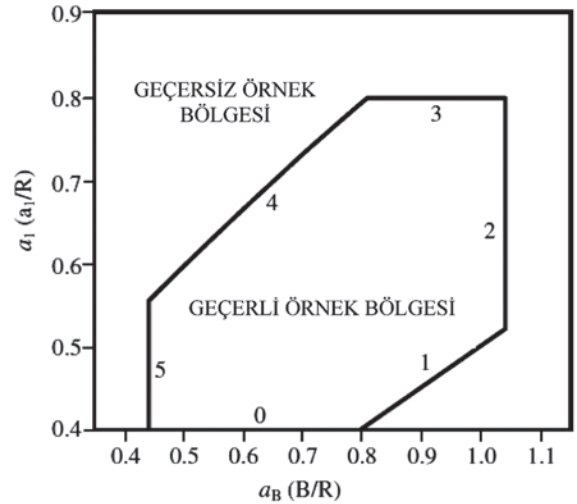
Table 2. The rock types used in this study and their sampling locations.

Kaya türü	Jeolojik kökeni	Alındığı yer
Kireçtaşı	Sedimanter	Antalya-Demre
Traverten	Sedimanter	Burdur-Bucak
Traverten	Sedimanter	Denizli-Kaklık
Kireçtaşı	Sedimanter	Afyon-Çay
Kireçtaşı	Sedimanter	Burdur-Karamanlı
Kireçtaşı	Sedimanter	Burdur-Karamanlı
Kireçtaşı	Sedimanter	Burdur-Ağlasun
Kireçtaşı	Sedimanter	Karaman
Kireçtaşı	Sedimanter	Kastamonu-Devrekani
Mermer	Metamorfik	Balıkesir-Marmara Adası
Mermer	Metamorfik	Afyon-İsçehisar
Mermer	Metamorfik	Muğla-Yatağan
Traki-Andezit	Mağmatik	Isparta-Sav
Trakit	Mağmatik	Isparta-Gönen
Bazalt	Mağmatik	Isparta-Kayı köyü



Şekil 2. CCNBD örneğinin konfigurasyonu (Fowell vd., 2006).

Figure 2. Basic configuration of CCNBD fracture toughness test specimen (Fowell et al., 2006).



Şekil 3. CCNBD örneğinin geçerli olabilmesi için kullanılan abak (ISRM, 2007).

Figure 3. The graph used for the validation of CCNBD specimen (ISRM, 2007).

Burada, D örnek çapı (m), B örneğin kalınlığı (m), P_{mak} kırılma yükü (MN), Y^* 'min kritik boyutsuzluk faktörü, ν ve ν' ; α_0 (a_0/R) ve α_B (B/R) değerleri kullanılarak Çizelge 4'ten bulunan katsayıları ve α_1 düz yüzeydeki çatlak uzunluğunun örnek çapına oranı (a/R)'dır.

Çizelge 3. Standart CCNBD örneğinin geometrik boyutları (ISRM, 2007).

Table 3. Geometrical dimensions of the standard CCNBD specimen (ISRM, 2007).

Tanım	Değer	Boyutsuzluk ifadesi
Örnek Çapı, D (mm)	75.0	
Örnek kalınlığı, B (mm)	30.0	$\alpha_B = B/R = 0.80$
Başlangıç çatlaklarının uzunluğu, α_0 (mm)	9.89	$\alpha_0 = a_0/R = 0.2637$
Çatlakların son uzunluğu, α_1 (mm)	24.37	$\alpha_1 = a_1/R = 0.65$
Testere çapı, D_s (mm)	52.0	$\alpha_s = D_s/R = 0.6933$
Kesme derinliği, h_c (mm)	16.95	
Y^*_{min}	0.84	
Kritik çatlak uzunluğu, α_m (mm)	19.31	$\alpha_m = a_m/R = 0.5149$

Çizelge 4. Kritik boyutsuzluk faktörünün (Y^*_{min}) belirlenmesinde kullanılan u ve v değerleri (ISRM, 2007).Table 4. u and v values used for the determination of the critical dimensionless factor (Y^*_{min}) (ISRM, 2007).

aB	a0							
	0.100	0.150	0.200	0.250	0.300	0.350	0.400	0.450
	u değerleri							
0.44	0.2747	0.2774	0.2808	0.2844	0.2883	0.2943	0.3024	0.3120
0.52	0.2708	0.2727	0.2757	0.2788	0.2828	0.2887	0.2968	0.3060
0.60	0.2667	0.2684	0.2709	0.2739	0.2782	0.2844	0.2921	0.3015
0.68	0.2632	0.2646	0.2667	0.2704	0.2744	0.2807	0.2888	0.2971
0.76	0.2598	0.2612	0.2637	0.2668	0.2719	0.2781	0.2860	0.2934
0.84	0.2572	0.2586	0.2612	0.2649	0.2699	0.2763	0.2831	0.2891
0.92	0.2553	0.2572	0.2598	0.2634	0.2684	0.2747	0.2811	0.2856
1.00	0.2547	0.2564	0.2591	0.2630	0.2679	0.2738	0.2786	0.2794

aB	a0							
	0.100	0.150	0.200	0.250	0.300	0.350	0.400	0.450
	v değerleri							
0.44	1.7813	1.7820	1.7833	1.7893	1.7967	1.7977	1.7932	1.7850
0.52	1.7694	1.7734	1.7769	1.7845	1.7907	1.7920	1.7860	1.7784
0.60	1.7620	1.7668	1.7727	1.7792	1.7835	1.7831	1.7782	1.7689
0.68	1.7550	1.7602	1.7676	1.7711	1.7759	1.7741	1.7666	1.7612
0.76	1.7497	1.7553	1.7600	1.7656	1.7652	1.7624	1.7554	1.7528
0.84	1.7430	1.7487	1.7522	1.7547	1.7548	1.7499	1.7473	1.7497
0.92	1.7357	1.7390	1.7423	1.7446	1.7432	1.7389	1.7363	1.7448
1.00	1.7243	1.7279	1.7308	1.7307	1.7297	1.7270	1.7302	1.7525

α_0 : Başlangıç çatlaklarının uzunluğu/Disk örneğinin yarıçapı (a_0/R)

α_B : Örnek kalınlığı/disk örneğinin yarıçapı (B/R)

DENEYSSEL ÇALIŞMA

Kayaçların fiziko-mekanik özellikleri; ISRM (2007), Evans ve Pomeroy (1966), TS 699 (2009), TS EN 1936 (2007), TS EN 14157 (2005),

TS EN 1926 (2007) ve TS EN 12372 (2007) ilgili kaynaklar ve önerilen deney yöntemleri çerçevesinde belirlenmiştir. Yoğunluk (ρ) deneyinde kayaç örnekleri, 200 μ m boyutunun altına incek şekilde öğütülerek kullanılmıştır. Görünür

gözeneklilik (δ), Shore sertliği (SH) ve tek eksenli sıkışma dayanımı (σ_k) deneylerinde kenar uzunluğu 50 mm olan küp örnekler, Böhme yüzey aşınma (BYA) deneylerinde kenar uzunluğu 71 mm olan küp örnekler, darbe dayanım indeksinde (ISI) 3.2-9.5 mm boyut aralığında hazırlanmış parça örnekler, Schmidt darbe çekici ($SDÇ$) deneyinde 50x100x200 mm prizmatik örnekler, nokta yükü dayanım indeksi ($I\sigma_{(50)}$) deneyinde blok örnekler, Brazilian çekme dayanımı (σ_t) deneylerinde boy/çap oranı 0.5 olan NX çaplı disk örnekler ve eğilme dayanımı (σ_b) deneyinde 25x50x150 mm boyutlarında prizmatik örnekler kullanılmıştır. Shore sertliği deneyinde C-2 tipi Shore Scleroscope ve Schmidt darbe çekici deneylerinde ise darbe enerjisi 0.74 Nm olan L-tipi Schmidt çekici kullanılmıştır. Fizikomekanik deneylerden elde edilen verilerin aritmetik ortalama değerleri dikkate alınmış ve sonuçları topluca Çizelge 5'te verilmiştir.

Kayaçların kırılma tokluklarının belirlenmesi amacıyla ülkemizin değişik bölgelerinden (bknz. Çizelge 2) alınan 15 farklı kaya türü kullanılmıştır. Bu kayaçlardan NX (54 mm) çaplı karotlar alınmış ve 20 mm kalınlığında disk şeklinde örnekler hazırlanmıştır. Hazırlanan bu örneklerin her iki düz yüzeyinin ortasına 1.5 mm kalınlıkta ve 50 mm çapında bir testere kullanılıp torna tezgahında kanallar açılarak CCNBD örnekleri hazırlanmıştır. Hazırlanan örneklerin geometrileri Şekil 3'te verilen abakta yerine konmuş ve örneklerin geçerli bölgede kaldığı görülmüştür. Her kayaç türü için 6 adet örnek üzerinde, yüklenme hızı 0.25 mm/s olacak şekilde kırılma tokluğu deneyleri yapılmıştır. Ölçülen kırılma yük değerleri ve örnek boyutları Eşitlik 1 ve 2'de yerine konarak her bir örneğe ait kırılma tokluğu (K_{ic}) değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan K_{ic} değerlerinin aritmetik ortalamaları dikkate alınmış ve Çizelge 5'te verilmiştir.

KIRILMA TOKLUĞU İLE FİZİKO-MEKANİK ÖZELLİKLER ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Kayaçların fiziko-mekanik özelliklerinin kırılma tokluğunun tahmini için kullanılabilirliğini ölçebilmek amacıyla, deneyler sonucunda elde edilen verilerle kapsamlı bir istatistiksel analiz yapılmıştır. Verilerin istatistiksel analizi; korelasyon

analizi, doğrusal regresyon analizi ve eğri tahmini işlemlerini içermiştir. Elde edilen ilişkiler arasında deneysel sonuçları en iyi temsil eden ilişki belirlenmiştir. İstatistiksel çalışmalarda SPSS 11.5 paket programı kullanılmıştır.

Kırılma tokluğu ile yoğunluk arasındaki ilişkiyi gösteren grafik Şekil 4'te verilmiştir. Buna göre, yüksek korelasyon katsayılı doğrusal artan bir ilişki bulunmuştur. Kırılma tokluğu ile görünür gözeneklilik arasında ise, çok düşük bir ilişki belirlenmiştir (Şekil 5).

Çalışmada kullanılan kayaçların kırılma toklukları ile Schmidt geri sıçrama değerleri arasında üssel olarak artan, Shore sertlikleriyle doğrusal artan ilişkiler belirlenmiştir (Şekil 6 ve 7). Kayaçların kırılma tokluğu ile Böhme yüzey aşınma arasında logaritmik azalan bir ilişki saptanırken, darbe dayanım indeksiyle üssel olarak artan ilişkiler bulunmuştur (Şekil 8 ve 9).

Çalışmada kullanılan kayaçların kırılma toklukları ile nokta yükü dayanım indeksleri ve eğilme dayanımları arasında doğrusal artan ilişkiler bulunurken (Şekil 10 ve 13), sıkışma ve çekme dayanımları arasında ise üssel olarak artan ilişkiler belirlenmiştir (Şekil 11 ve 12).

Regresyon analizlerine koşul olarak yapılan varyans analizlerinin (ANOVA) sonuçları Çizelge 6'da verilmiştir. Buna göre, bağıntıların anlamlılık düzeyleri, Şekil 5'teki eşitlik dışında, her bir eşitlik için 0.05'ten daha küçüktür. Ayrıca, eşitliklere uygulanan F-testi sonucunda, dışında tablo değeri olan 4.67'den (%95 güven aralığında) oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Oluşturulan modellerin belirlenen verilerle uyumunun bir göstergesi olan belirleme katsayıları (R^2) dikkate alındığında, kayaçların kırılma tokluğu değerlerinin değişiminin, istatistiksel olarak %71'inin Brazilian çekme dayanımı ile açıklanabileceği anlaşılmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Kayaçların kırılma tokluğu önemli bir mekanik özellik olmasına rağmen, bu deneyin laboratuvarında yapılması oldukça güçtür. Eğer kırılma tokluğu ile diğer kayaç özellikleri arasında önemli bir ilişki bulunursa, bu ilişkiler kullanılarak kırılma tokluğunun tahmini çok kolay

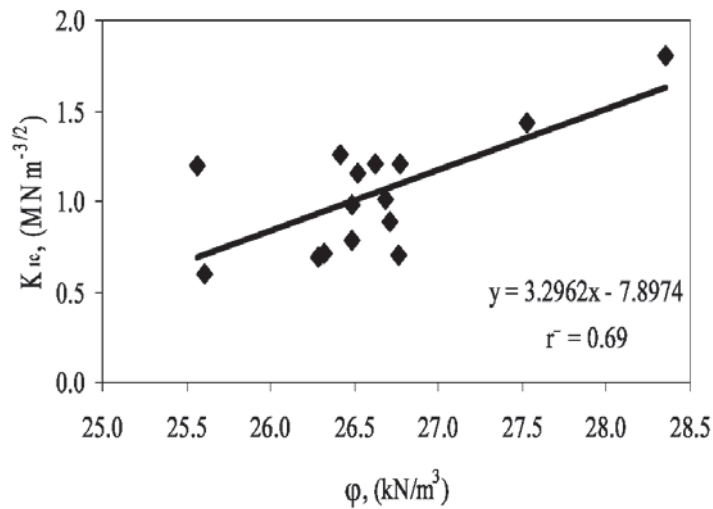
Çizelge 5. Kayaçların Mod-I kırılma tokluğu değerleri ve fiziko-mekanik özellikleri (Şengün, 2009).

Table 5. Fracture toughness (Mode-I) and physico-mechanical properties of rocks (Şengün, 2009).

Kaya türü	ρ (kN/m ³)	δ (%)	SDÇ	SH	BYA (cm ³ /50cm ²)	ISI (%)	$I_s^{[50]}$ (MPa)	σ_c (MPa)	σ_t (MPa)	$\sigma_{e\beta}$ (MPa)	K_{Ic} (MNm ^{-3/2})
Kireçtaşı-1	26.284	9.322	33.6	31.8	32.9	81.3	3.55	43.35	5.27	12.03	0.695
Traverten-1	26.322	2.606	34.6	36.7	28.0	85.8	3.99	60.70	4.35	11.52	0.711
Traverten-2	26.482	5.102	32.9	43.9	29.0	83.1	3.58	62.52	3.35	11.06	0.783
Kireçtaşı-2	26.489	1.546	52.0	53.6	14.5	84.9	5.39	145.50	6.96	15.12	0.984
Kireçtaşı-3	27.530	4.207	47.2	46.8	11.0	86.0	5.28	100.55	7.67	11.91	1.432
Kireçtaşı-4	26.415	0.275	49.6	62.6	11.6	84.8	5.33	129.92	7.99	14.01	1.261
Kireçtaşı-5	26.517	0.687	46.0	56.6	13.0	89.2	4.66	109.83	5.57	13.40	1.157
Kireçtaşı-6	26.627	0.333	47.3	59.0	11.6	83.6	5.18	119.39	8.19	13.14	1.210
Kireçtaşı-7	26.711	0.475	49.6	63.2	13.5	84.3	4.71	145.94	7.01	15.26	0.891
Mermer-1	26.685	0.327	43.0	41.6	21.3	74.6	3.26	74.62	5.98	13.48	1.015
Mermer-2	26.775	0.192	38.5	43.5	29.8	82.3	3.46	70.30	5.45	11.73	1.208
Mermer-3	26.765	0.118	39.0	47.5	24.0	74.5	3.52	85.73	4.65	12.81	0.705
Traki-Andezit	25.569	6.855	42.6	77.1	10.2	89.3	8.08	120.44	8.21	21.05	1.195
Trakit	25.610	7.985	41.1	63.5	19.4	75.5	3.43	81.12	3.88	6.34	0.601
Bazalt	28.356	4.909	46.2	78.8	6.8	89.0	9.97	139.42	9.57	26.16	1.801

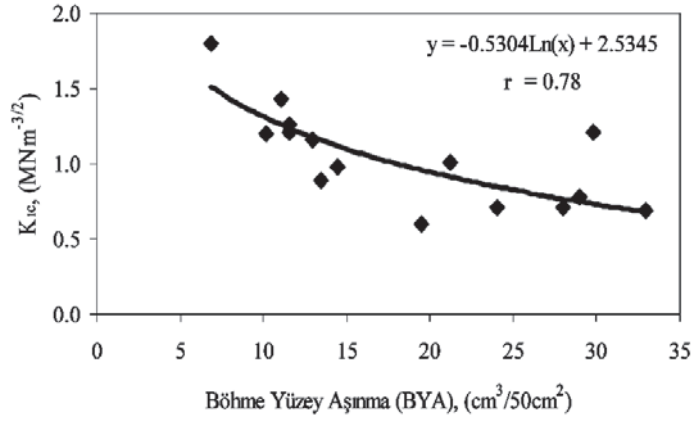
ρ : Birim hacim ağırlık, δ : Görünür gözeneklilik, SDÇ: Schmidt geri sıçrama değeri, SH: Shore sertliği, BYA: Böhme yüzey aşınma, ISI: Darbe dayanım indeksi, $I_s^{[50]}$: Nokta yükü dayanım indeksi, σ_c : tek eksenli sıkışma dayanımı, σ_t : Brazilian çekme dayanımı, $\sigma_{e\beta}$: Eğilme dayanımı K_{Ic} : Mod-I kırılma tokluğu

Not: Deneylede kullanılan örnek sayısı önerilen deney standartlarında ön görülen örnek sayıları kadar olup, kırılma tokluğu deneyleri 6 adet örnek üzerinde yapılmış ve aritmetik ortalamaları dikkate alınmıştır.

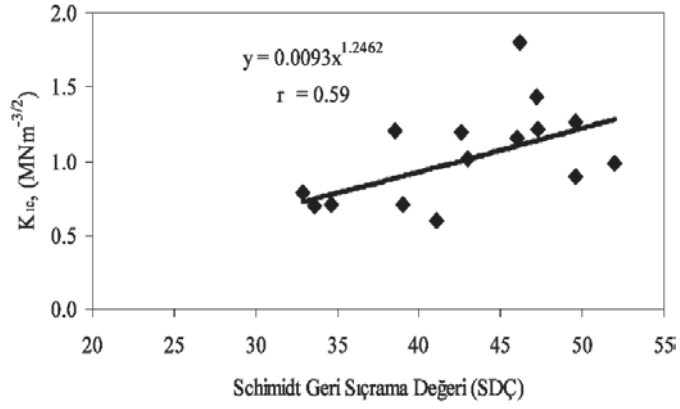


Şekil 4. Kırılma tokluğu ile birim hacim ağırlık arasındaki ilişki.

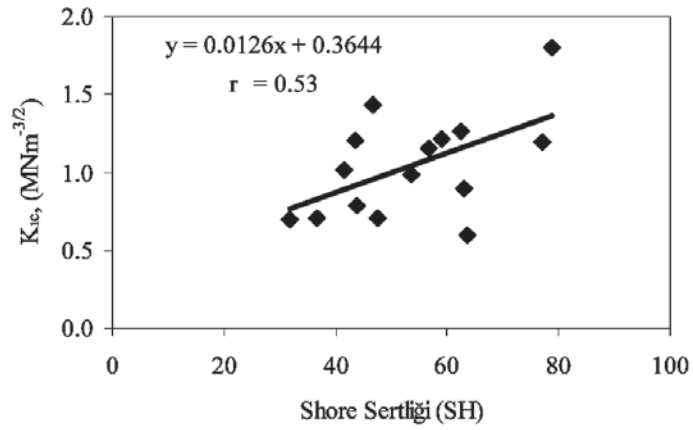
Figure 4. Relationship between fracture toughness and unit weight.



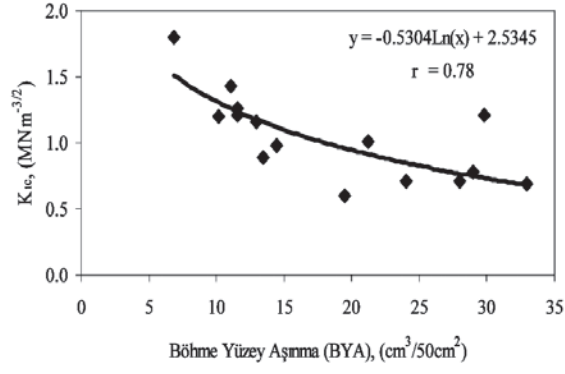
Şekil 5. Kırılma tokluğu ile görünür gözeneklilik arasındaki ilişki.
Figure 5. Relationship between fracture toughness and apparent porosity.



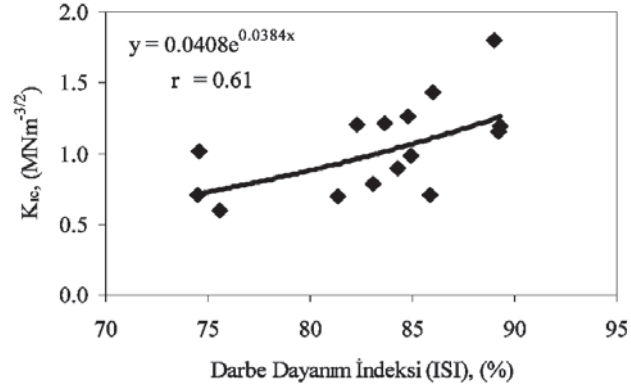
Şekil 6. Kırılma tokluğu ile Schmidt çekici geri sıçrama değeri arasındaki ilişki.
Figure 6. Relationship between fracture toughness and Schmidt rebound number.



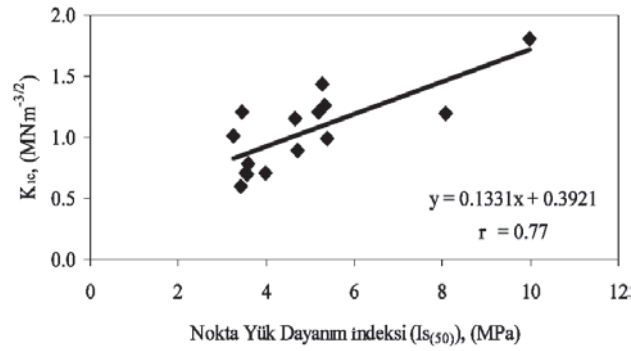
Şekil 7. Kırılma tokluğu ile Shore sertliği arasındaki ilişki.
Figure 7. Relationship between fracture toughness and Shore hardness.



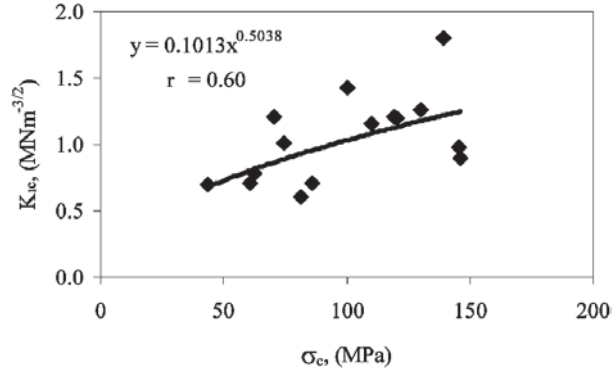
Şekil 8. Kırılma tokluğu ile Böhme yüzey aşınma arasındaki ilişki.
Figure 8. Relationship between fracture toughness and Böhme surface abrasion.



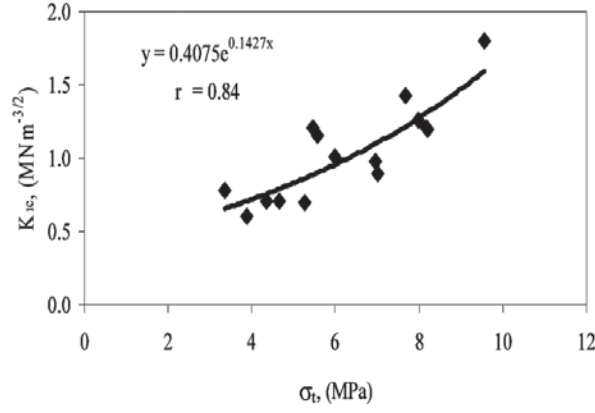
Şekil 9. Kırılma tokluğu ile darbe dayanım katsayısı arasındaki ilişki.
Figure 9. Relationship between fracture toughness and impact strength index.



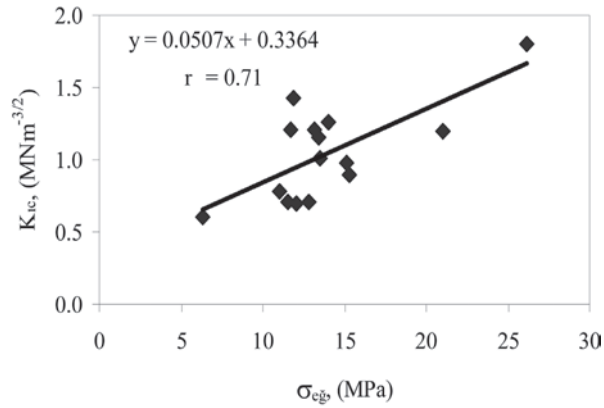
Şekil 10. Kırılma tokluğu ile nokta yükü dayanım indeksi arasındaki ilişki.
Figure 10. Relationship between fracture toughness and point load strength index.



Şekil 11. Kırılma tokluğu ile tek eksenli sıkışma dayanım indeksi arasındaki ilişki.
Figure 11. Relationship between fracture toughness and uniaxial compressive strength.



Şekil 12. Kırılma tokluğu ile Brazilian çekme dayanımı arasındaki ilişki.
Figure 12. Relationship between fracture toughness and Brazilian tensile strength.



Şekil 13. Kırılma tokluğu ile eğilme dayanımı arasındaki ilişki.
Figure 13. Relationship between fracture toughness and bending strength.

Çizelge 6. Görgül eşitliklerin ANOVA analizi sonuçları.
Table 6. ANOVA results of the empirical equations.

Belirleme katsayısı R^2	Standard hata	Varyansın kaynağı	Serbestlik derecesi	Kareler toplamı	Kareler ortalaması	F-testi	Anlamlılık düzeyi
0.48	0.246	Regresyon	1	0.7140	0.7140	11.8024	0.0044
		Kalan	13	0.7865	0.0605		
0.07	0.311	Regresyon	1	0.0971	0.0971	1.0013	0.3353
		Kalan	13	1.2605	0.0970		
0.35	0.261	Regresyon	1	0.4743	0.4743	6.9801	0.0203
		Kalan	13	0.8833	0.0679		
0.28	0.287	Regresyon	1	0.4274	0.4274	5.1778	0.0405
		Kalan	13	1.0731	0.0825		
0.60	0.215	Regresyon	1	0.9013	0.9013	19.5509	0.0007
		Kalan	13	0.5993	0.0461		
0.37	0.256	Regresyon	1	0.5073	0.5073	7.7573	0.0155
		Kalan	13	0.8502	0.0654		
0.59	0.218	Regresyon	1	0.8822	0.8822	18.5495	0.0009
		Kalan	13	0.6183	0.0476		
0.36	0.259	Regresyon	1	0.4860	0.4860	7.2491	0.0185
		Kalan	13	0.8716	0.0670		
0.71	0.175	Regresyon	1	0.9573	0.9573	31.0876	0.0001
		Kalan	13	0.4003	0.0308		
0.50	0.241	Regresyon	1	0.7461	0.7461	12.8578	0.0033
		Kalan	13	0.7544	0.0580		

olmaktadır. Bu amaçla bu çalışmada, kayaçların Mod-I kırılma toklukları, V-çentikli Brazilian diski (CCNBD) deney yöntemi kullanılarak belirlenmiştir. Çalışmada, 9 adet sedimanter, 3 adet metamorfik ve 3 adet mağmatik kökenli olmak üzere toplam 15 farklı kaya türü kullanılmıştır. Bu kayaçların kırılma tokluk değerleri 0.6 ile 1.8 MNm^{-3/2} arasında değişmektedir. Kayaçların kırılmaya karşı gösterdikleri direncin göstergesi olarak tanımlanan kırılma tokluğu, kayacın mekanik özellikleri ile artan bir ilişki göstermektedir.

Chang vd. (2002) mermer ve granit örnekleri üzerinde yaptıkları çalışmada kırılma tokluğu (tür-I) ile tek eksenli sıkışma dayanımı (dayanım değerleri 50 ile 170 MPa arasında değişen) arasında korelasyon katsayısı $r=0.55$ olan doğrusal bir ilişki ve gözeneklilik ile kırılma tokluğu arasında $r=0.60$ korelasyon katsayılı doğrusal azalan bir ilişki elde

etmişlerdir. Bu çalışmada ise, tek eksenli sıkışma dayanımı 43 ile 146 MPa arasında değişen kayaçlar için kırılma tokluğu ile tek eksenli sıkışma dayanımı arasında $r=0.60$ korelasyon katsayılı artan bir üssel ilişki elde edilmiştir.

Bearman (1999) ise, nokta yükü dayanım indeksi 2 ile 14 MPa arasında değişen on iki farklı kayaç üzerinde kırılma tokluğu (tür-I) ile nokta yükü dayanım indeksi arasında $r=0.95$ korelasyon katsayılı lineer artan bir ilişki elde edilmiştir. Bu çalışmada ise, 3.26 ile 9.97 MPa dayanıma sahip kayaçlar incelenmiş ve $r=0.77$ korelasyon katsayılı lineer artan bir ilişki elde edilmiştir. Her iki çalışmanın sonuçlarına ait değerlendirmeler birbirine paralel olmaktadır.

Zhang (2002), çekme dayanımı 0.12 ile 21.5 MPa arasında değişen 74 farklı kayaca ait çekme dayanımları ile çok farklı kırılma tokluğu yöntemlerine

göre hesaplanan kırılma tokluğu değerleri arasında $r=0.97$ korelasyon katsayılı doğrusal artan bir ilişki elde edilmiştir. Bu çalışmada da, çekme dayanımı 3.35 ile 9.57 MPa arasında değişen Brazilian çekme dayanımı değerleri ile kırılma tokluğu arasında $r=0.84$ korelasyon katsayılı üstel artan bir ilişki elde edilmiştir.

Adefsahe (2006), gözenekliliği %25 ile %17 arasında değişen farklı kayaçlara ait kırılma tokluğu ile gözeneklilik arasında üssel azalan $r=0.96$ korelasyon katsayılı bir ilişki elde etmişlerdir. Gözeneklilik değerleri %0.118 ile %9.322 arasında sunulan bir çalışmada değişen gözeneklilik değerleri ile $r=0.52$ gibi düşük korelasyon katsayılı üstel bir ilişki elde edilmiştir.

Kaya malzemesi özelliklerinden dayanım ile kırılma tokluğu arasında yüksek anlamlı ilişkiler elde edilirken, sertlik ve birim hacim ağırlık özellikleriyle daha düşük anlamlı ilişkiler belirlenmiştir. Kayaç gözenekliliğinin kırılma tokluğu üzerinde bir etkisi bulunmamıştır. Değerlendirmeler sonucunda, kayaçların kırılma tokluğu ile en anlamlı ilişki kayacın dayanım özelliklerinden olan çekme dayanımı ($r = 0.84$) arasında elde edilmiştir. Bu da, Mod-I (açılma modu) kırılma tokluğu deneyinde çekme gerilmeleri altında çatlak ilerlemesinin meydana gelmesinden dolayı en yüksek ilişkinin çekme dayanımı ile olmasını desteklemektedir. Bu nedenle uygulanabilirliği daha kolay, daha ekonomik ve daha az zaman harcanarak yapılan çekme dayanımı deneyinden Şekil 12'deki eşitlik kullanarak kayaçların kırılma tokluklarının güvenilir bir şekilde tahmin edilebileceği sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmaya verdiği destekten dolayı Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Fonu Yönetim Birimi'ne (Proje No: 1588-D-07) teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Adefashe, H.A., 2006, Determining the fracture mechanics properties of sedimentary rocks using double torsion testing. Thesis of Master of Science, The University of Texas at Austin (unpublished).

Altındağ, R., 2000. Kayaçalarda kırılma tokluğu ve diğer mekanik özellikler arasındaki

ilişkiler. 9 Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Fen ve Mühendislik Dergisi, 2(2), 39-47.

- Bearman R.A., 1991. The application of rock mechanics parameters to the prediction of crusher performance. PhD Thesis, Camborne School of Mines, UK (unpublished).
- Bearman, R.A., 1999. The use of the point load test for the rapid estimation of mode I fracture toughness. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 36, 257–263.
- Bieniawski, Z.T., 1967. Mechanism of brittle fracture of rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 4, 395-406.
- Boone, T.J., Wawrzynek, P.A., and Ingraffea, A.R., 1986. Simulation of the fracture process in rock with application to hydrofracturing. *International Journal of Rock Mechanics Mining Science and Geomechanics. Abstract*, 23, 255–265.
- Brown, G.J., and Reddish, D.J., 1997. Experimental relations between rock fracture toughness and density. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 34 (1), 153-155.
- Donovan, J.G., and Karfakis, M.G., 2004. Adaptation of a simple wedge test for the rapid determination of Mod I fracture toughness and the assessment of relative fracture resistance. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 41, 695 – 701.
- Evans, I., and Pomeroy, C.D., 1966. *The Strength Fracture and Workability of Coal*. Oxford, Pergamon Press Ltd., London.
- Fowell R.J., and Chen, J.F., 1990. The third chevron-notched rock fracture specimen-the cracked chevron-notched Brazilian disc. In: *Rock Mechanics: Contributions and Challenges*, W.A., Hustrulid and G.A., Johnson (eds.), Taylor and Francis, pp.295-302.
- Fowell, R.J., Xu, C., and Dowd, P.A., 2006. An update on the fracture toughness testing methods related to the cracked chevron-notched Brazilian disk (CCNBD) specimen. *Pure Application Geophysics*. 163, 1047–1057.

- Griffith, A.A., 1921. The phenomena of rapture and flow in solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A221, 163-197.
- Gunsallus, K.L., and Kulhawy, F.H., 1984. A comparative evaluation of rock strength measures. *International Journal of Rock Mechanics Mining Science and Geomechanics Abstract*, 21 (5), 233-248.
- Irwin, G.R., 1957. Analysis of stress and strain near the end of crack traversing a plate. *Transaction ASME, Journal of Applications Mechanics*, 24, 361-364.
- ISRM, 1988. Suggested methods for determining the fracture toughness of rocks. *International Journal of Rock Mechanics Mining Science and Geomechanics Abstract*, 25, 71-96.
- ISRM, 1995. Suggested method for determining Mod-I of fracture toughness using Cracked Chevron Notched Brazilian Disc (CCNBD) specimens. *International Journal of Rock Mechanics Mining Science and Geomechanics Abstract*, 32, 57-64.
- ISRM, 2007. *The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 1974-2006. Suggested Methods prepared by the Commission on Testing Methods, ISRM, R. Ulusay and J.A. Hudson (eds.), Kozan Ofset, Ankara.*
- Kim, K., 2006. Blasting design using fracture toughness and image analysis of the bench face and muckpile. *Master of Science, Mining and Mineral Engineering, Virginia Tech, Blacksburg.*
- Köksal, N., 1991. Ankara andeziti kırılma tokluğunun araştırılması. 12. Türkiye Madencilik Bilimsel ve Teknik Kongresi Bildiriler Kitabı, Ankara, s. 403-416.
- Nelson, P.P., and Fong, F.L.C., 1986. Characterization of rock for boreability evaluation using fracture material properties. *Proceedings of the 27th U.S. Symposium on Rock Mechanics (USRMS)*, pp. 846-852.
- Ouchterlony F., 1974. Fracture mechanics applied to rock blasting. *Proceedings of 3rd Congress ISRM, Denver*, pp.1377-1383.
- Roegiers, J.C., McLennan, J.D., and Schultz, L.D., 1982. In-situ stress determinations in northeastern Ohio, issues in rock mechanics. *Proceedings of 23rd Symposium on Rock Mechanics, Society of Mining Engineers of the AIME, New York*, pp. 219-229.
- Shetty, D.K., Rosenfield, A.R., and Duckworth, W.H., 1985. Fracture toughness of ceramics measured a chevron-notched diametral-compression test. *Journal of American Ceramic Society*, 68 (12), C325-C32.
- Şengün, N., 2009. Kayaçların kırılma tokluğu ve gevrekliğinin dairesel testereler ile kesme verimi üzerine etkileri. *Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta (yayımlanmamış).*
- TS EN 14157, 2005. Doğal taş - aşınma direncinin tayini. *Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.*
- TS EN 12372, 2007. Doğal taşlar - deney metotları - yoğun yük altında bükülme dayanımı tayini. *Türk Standartları Enstitüsü, AnTS EN 1926, 2007. Doğal taşlar- deney metotları- basınç dayanımı tayini. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.*
- TS EN 1926, 2007. Doğal taşlar- deney metotları - basınç dayanımı tayini. *Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.*
- TS EN 1936, 2007. Doğal taşlar- deney metotları- gerçek yoğunluk, görünür yoğunluk, toplam ve açık gözeneklilik tayini. *Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.*
- TS 699, 2009. Doğal yapı taşları - İnceleme ve laboratuvar deney yöntemleri. *Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.*
- Whittaker, B.N., Singh, R.N., and Sun, G., 1992. *Rock Fracture Mechanics: Principles, Design and Applications.* Elsevier, Amsterdam.
- Zhang, Z.X., 2002. An empirical relation between mode I fracture toughness and the tensile strength of rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 39, 401-406.



Erken Miyosen Bigadiç bor havzasındaki volkanik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri: magma karışımının kanıtları, Batı Anadolu-Türkiye

Petrographic and geochemical analyses of Early Miocene volcanic units in the Bigadiç borate basin, western Anatolia-Turkey: evidences of magma mixing/mingling processes

Fuat ERKÜL¹, Sibel TATAR ERKÜL², Cahit HELVACI³

¹Akdeniz Üniversitesi, Teknik Bilimler Meslek Yüksekokulu, 07058, ANTALYA

²Akdeniz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 07058, ANTALYA

³Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İZMİR

Geliş (received) : 25 Mart (March) 2010

Kabul (accepted) : 05 Temmuz (July) 2010

Öz

Batı Anadolu'daki Senozoyik yaşlı alkali ve kalkalkali karakterli volkanizmanın en iyi gözlemlendiği bölgelerden birisi kuzeydoğu doğrultulu Bigadiç bor havzasıdır. Bazalttan rhyolite bileşim gösteren volkanik kayaçların oluşum yaşları 23-17.8 milyon yıl arasındadır. Bigadiç çevresinde, temel kayaçlar üzerindeki Erken Miyosen yaşlı istifler gölsel, flüvyal ve evaporitik tortullar ile bunları kesen kuzeydoğu doğrultulu volkanik çıkış merkezlerinden üretilen lav ve volkaniklastik kayaçlar ile temsil edilmektedir. İki farklı evrede gelişen bu volkanik birimler litolojik, petrografik ve bileşimsel özelliklerine göre, Kocaışkan volkanik birimi, Gölcük bazaltı, Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri olmak üzere beş birim altında incelenmiştir. Gölcük bazaltı hariç, diğer tüm volkanik birimlerde yaygın olarak görülen yuvarlağımsı elipsoidal anklavların boyutları birkaç milimetreden birkaç santimetreye kadar değişmektedir. Kalkalkali bileşim sergileyen Kocaışkan, Sındırgı, Şahinkaya ve Kayırlar volkanik birimleri orta-yüksek, hafif alkali bileşimli Gölcük bazaltı ise yüksek K'ludur. Kalkalkali birimlerin nadir toprak element dağılım desenleri birbirlerine benzerlik göstermektedir. Bu birimler hafif nadir toprak elementlerince zenginleşme gösterirken, hafif alkali bileşimli Gölcük bazaltında ise daha az zenginleşme görülmektedir. Eu anomalisi Kocaışkan ve Sındırgı volkanik birimlerinde, Şahinkaya, Kayırlar ve Gölcük birimlerine göre daha belirgindir. Bigadiç ve çevresinde eş yaşlı alkali-kalkalkali birlikteliği ile karakterize bimodal volkanik kayaçların oluşumunda, magma karışım süreçleri etkili olup, kabuksal kökenli ve manto kökenli iki farklı magma kaynağı etkindir.

Anahtar Kelimeler: Bigadiç, hafif alkali-kalkalkali, kabuksal kökenli ve manto kökenli magma kaynağı, karışım dokuları, mafik mikrogranüler anklav, Miyosen.

ABSTRACT

The NE-trending Bigadiç borate basin is one of the regions that have well-exposed Cenozoic calc-alkaline and alkaline volcanic associations in western Anatolia. Age of basalt to rhyolitic volcanic associations within the basin is between 23 and 17.8 Ma. The Early Miocene successions in the Bigadiç region are represented by lacustrine,

evaporitic and fluvial deposits intercalated with lavas and volcanoclastic rocks which were extruded along NE-trending volcanic centres. These volcanic rocks, formed in two distinct episodes, are divided into five units based on their lithological, petrographical and compositional characteristics such as Kocaiskan volcanic unit, Gölcük basalt, Sındırgı, Kayırlar and Şahinkaya volcanic units. Volcanic units, except for the Gölcük basalt, contain abundant ellipsoidal enclaves with variable sizes ranging from a few millimetres to centimetres. Kocaiskan, Sındırgı, Kayırlar and Şahinkaya volcanic units are calc-alkaline and medium to high-K, while the Gölcük basalt has mildly alkaline nature with high-K. Rare earth element (REE) patterns of the calc-alkaline volcanic units display similar characteristics to each others, distinct fractionation from light rare earth element (LILE) to heavy rare earth element (HREE). However, mildly alkaline Gölcük basalt is characterised by minor enrichment and relatively flat patterns in REE spider diagrams. Bimodal volcanism, which is defined by the association of the mildly alkaline and calc-alkaline associations, was formed by magma mixing/ mingling processes that operated on the mantle- and crust-derived magma sources.

Keywords: Bigadiç, crust and mantle magma origin, mildly alkaline-calcalkaline, mixing textures, mafic microgranular enclave, Miocene.

GİRİŞ

Plütonik ve volkanik kayaçların oluşumunda etkin olan süreçler içerisinde eş yaşlı mafik ve felsik magmaların karışımı oldukça önemlidir ve jeoloji literatüründe günümüze değin bu konu ile ilgili yapılmış bir çok çalışma vardır (Vernon, 1983; Chen vd., 1989; Dodge ve Kistler, 1990; Didier ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Conrey vd., 1997; Groove vd., 1997; Silva vd., 2000). Mafik ve felsik magmaların karışımı özel bir tektonik ortamı ifade etmemektedir (Eichelberger, 1980; Bacon ve Metz, 1984; Bacon, 1986; Briot, 1990; Stimac vd., 1990; Dorais vd., 1991; Eichelberger vd., 2000).

Bir çok tektonik ortamda bu tür özellikler gösteren volkanik ve plütonik kayaçlar görülebilir. Magma karışımı kalkalkali ortaç magmaların kökeninin açıklanmasında oldukça önemli bir süreç olarak kabul edilmektedir (Kumar, 1995; Wiebe vd., 1997; Kouchi ve Sunagawa 1983, 1985). Bigadiç bor havzası, ekonomik açıdan oldukça önemli bir konuma sahip olması nedeniyle birçok çalışma yapılmıştır (Ercan vd., 1984; Helvacı, 1995; Gündoğdu, 1982, 1985; Gündoğdu vd., 1996; Temel ve Gündoğdu, 1988; Helvacı ve Alonso, 2000). Ancak, bölgede yayılım sunan volkanik birimlerin jeokimyasal özellikleri ve oluşumları sırasında etkin olan magma karışım süreçleri ile ilgili bilgiler kısıtlıdır (Ercan vd., 1984).

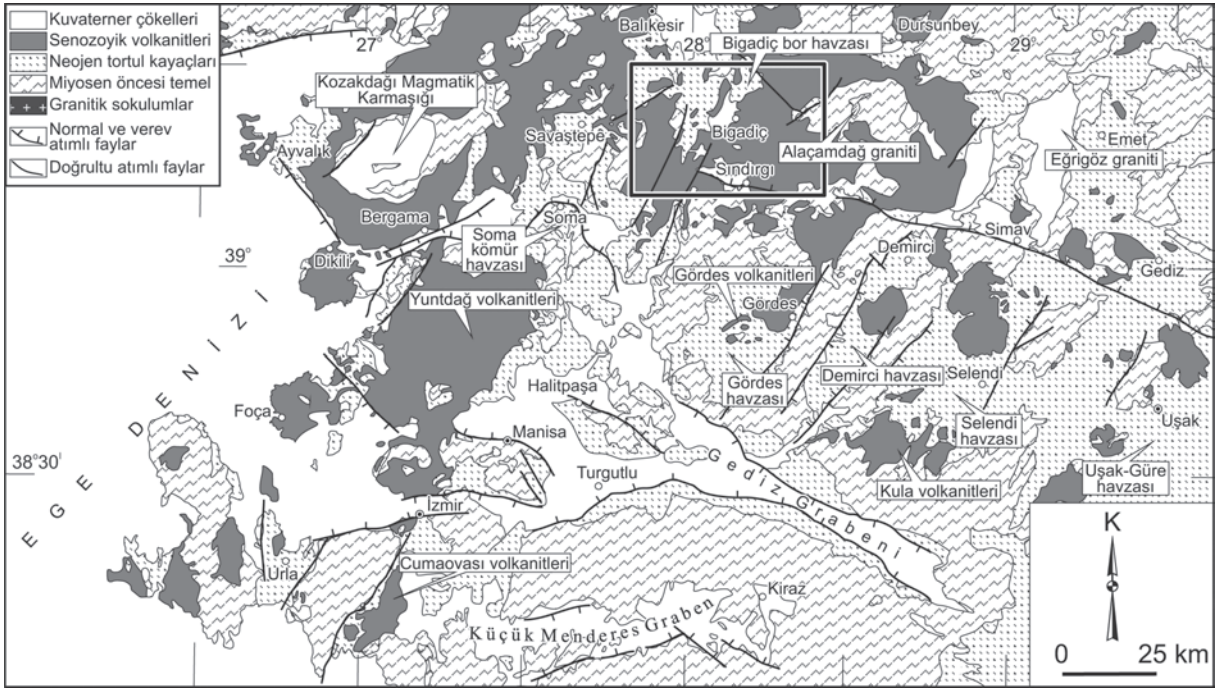
Bu çalışmanın amacı, Batı Anadolu'da Miyosen yaşlı Bigadiç bor havzasındaki (Şekil 1) volkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal

özelliklerini ortaya koymak ve bunların oluşumu ve katılması sırasında etkin olan magma karışımını jeolojik, dokusal ve jeokimyasal verilerle açıklayarak magma kökenine ve ortamına yaklaşımda bulunmaktadır.

JEOLOJİ

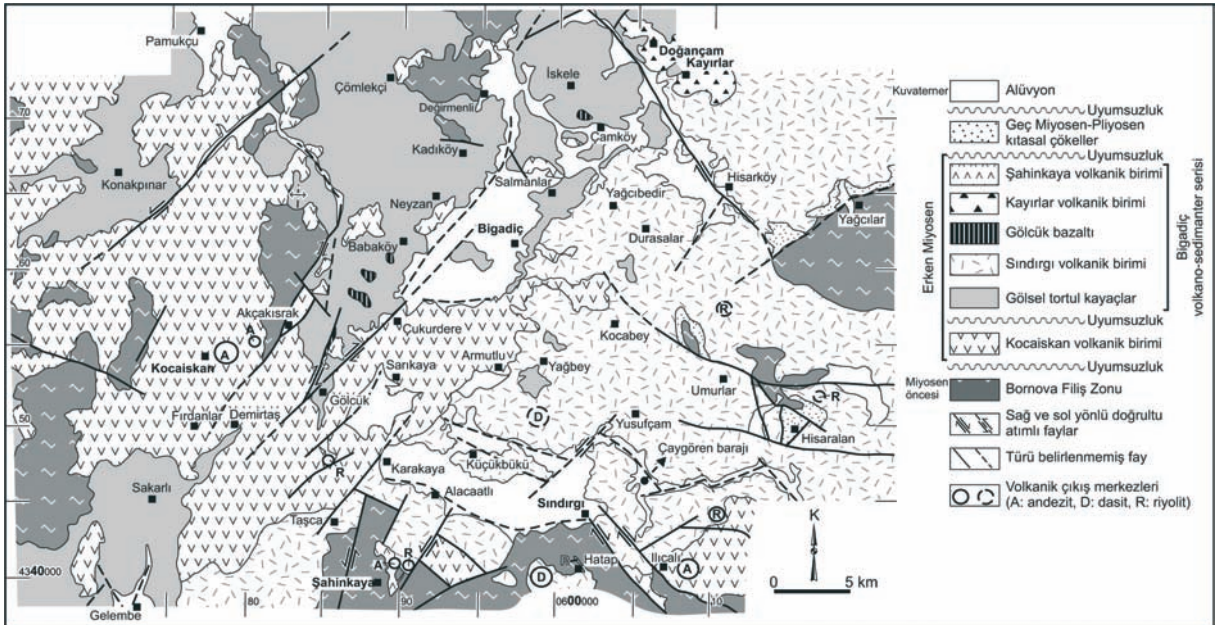
Batı Anadolu geç Oligosen'den itibaren; Mendere Masifi, Sakarya Zonu, Likya napları ve Bornova Fliş Zonu'ndan oluşan temel üzerinde KD doğrultulu havzaların oluşumuna neden olan bir deformasyona uğramıştır (Yılmaz vd., 2000). KD doğrultulu havzaların oluşumu sırasında volkanik aktivite yaygın olarak gelişmiş ve daha önceden gelişen fay zonları boyunca sığ yerleşimli sokulumları ve ilişkili volkanik kayaçları üretmiştir. KD-doğrultulu havzalardan biri olan Bigadiç bor havzası, 50-90 km genişliğinde bir zon boyunca yüzlek verir. Üst Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı, türbiditik matris içinde, Mesozoyik kireçtaşı, spilitik volkanitler, çört ve serpantinleşmiş peridotit blokları ve mikritik kireçtaşları merceklerinden oluşan Bornova Fliş Zonu üzerinde yer alır (Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1993) (Şekil 2).

Bigadiç çevresinde, temel kayaçlar üzerindeki erken Miyosen yaşlı istifler gölsel, flüvyal ve evaporitik tortullar ile bunları kesen KD-doğrultulu volkanik çıkış merkezlerinden üretilen lav ve volkaniklastik kayaçlar ile temsil edilmektedir. Çalışma alanındaki Miyosen birimleri: Kocaiskan volkanik birimi, Bigadiç



Şekil 1. Batı Anadolu'daki Neojen yaşlı mağmatik kayalar ve havzaları gösteren yerbuldurma haritası (Türkiye Jeoloji Haritası, 1964; Bozkurt, 2000; 2001; 2003; Yılmaz vd., 2000'den birleştirilerek).

Figure 1. Location map showing the Western Anatolian Neogene magmatic rocks and basins (Modified from Geological Map of Turkey, 1964; Bozkurt, 2000; 2001; 2003; Yılmaz et al., 2000).



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası (Ercan vd., 1984; Helvacı, 1995; Erkül vd., 2005a, 2005b'den birleştirilerek).

Figure 2. Generalised geological map of the study area (Compiled from Ercan et al. (1984); Helvacı (1995), Erkül et al. (2005a, 2005b)).

volkano-sedimenter serisi, Gölcük bazaltı, Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri olmak üzere altı birim altında incelenmiştir (Erçan vd., 1984; Helvacı, 1995; Erkül vd., 2005a, 2005b) (Şekil 3).

Kocaiskan volkanik birimi, andezitik dom ve dayk gibi volkanik çıkış merkezleri çevresindeki lavlar, piroklastik çökeller ve volkanojenik tortul kayaçlar ile simgelenir. Birime ait andezitlerde soğuma çatlakları yaygın olup, mavimsi gri ve pembe bir matriks içerisindeki plajiyoklaz ve biyotit, amfibol gibi mafik mineraller ile tanınmaktadır. Bigadiç volkano-sedimenter serisi, volkanoklastik kayaçlar ile ardalanma sunan, yer yer borat düzeyleri içeren kıltaşı, silttaşı, laminalı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşından oluşan evaporitik-gölsel tortullardan meydana gelmektedir (Gündoğdu, 1982, 1984; Gündoğdu vd., 1996).

Gölcük bazaltı, veziküler bazalt daykları ve lavlarından oluşmaktadır. Bazaltlar, arazide genelde kahve-kırmızı renkleri ile tanınırlar ve vezikülleri yaygın olarak kalsit, kuvars ve zeolit gibi mineraller tarafından doldurulmuştur.

Sındırgı volkanik birimi; dasit ve riyolit bileşimli dom, dayk, lav akıntısı ve otobreşler çevresinde yayılım sunan piroklastik çökellerden oluşmaktadır. Krem ve beyaz renkleri ile ayırt edilen riyolit lavları, ince taneli matriks içinde akma düzlemleri boyunca gözlenen kuvars ve biyotit mineralleri içerir. Riyolit lavlarında koyu gri bantlar ve sferülitler şeklinde izlenen oldukça yaygın devitrifikasyon dokuları gözlenir. Dasitler ise, pembe ve mavimsi gri renkleri ile tanınır ve kıvrımlı akma foliasyon yapısı gösterir. El örneğinde ise, porfirik doku sunan dasit bileşimli lavlar, gri-pembe bir matriks içinde plajiyoklaz, biyotit ve kuvars minerallerinden oluşmuştur.

Kayırlar volkanik birimi andezit ve trakiandezit bileşimli dayklar ve lav akıntılarında meydana gelir. Lav akıntıları farklı litolojik özellikler sunar. Plajiyoklazca zengin lavlar, kahve-gri-mavi renkleri ile tanınır ve matriks içerisindeki plajiyoklaz, biyotit ve amfibol mineralleri ile temsil edilirler. Bu birime ait lavların bazı kesimlerde boyu 2-3 cm'ye ulaşan sanidin fenokristalleri görülmektedir. Birim içerisindeki mafik mikrogranüler anklavların boyutları birkaç

santimetreden desimetreye kadar değişmektedir. Mafik mikrogranüler anklavlar; ana kayaca göre daha koyu renkli ve ince taneli olup, çubuksu amfibol ve az miktardaki feldispat mineralleri içermektedir (Şekil 4a).

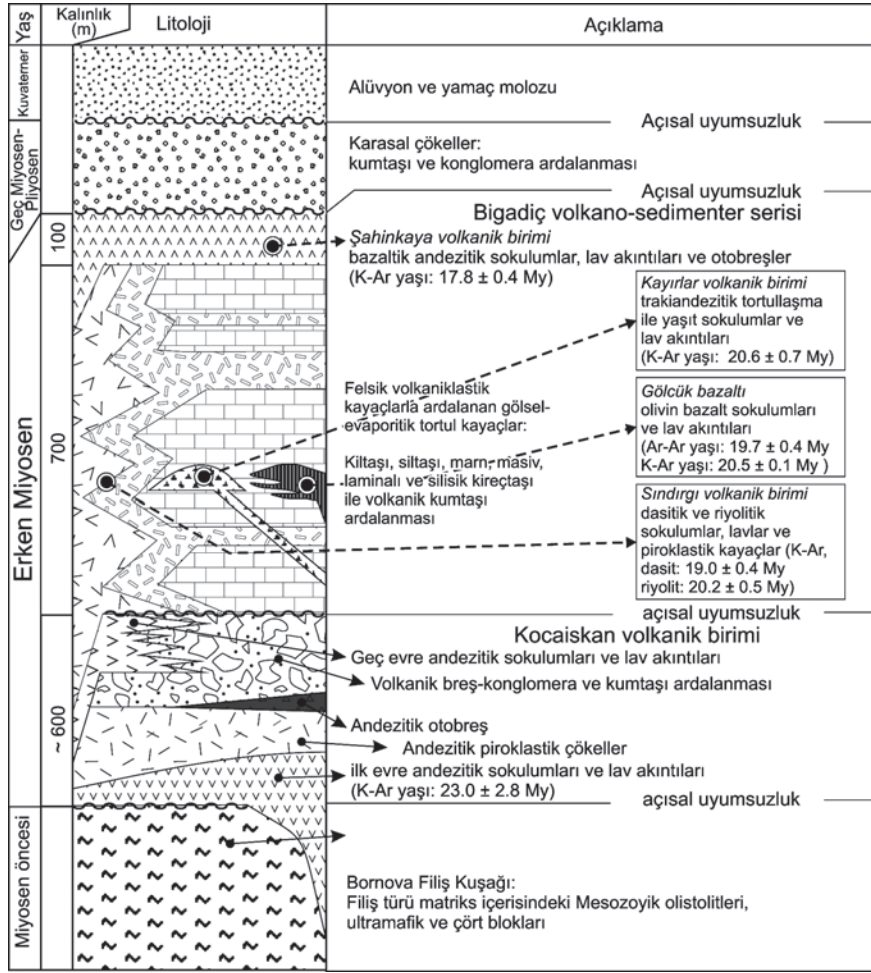
Şahinkaya volkanik birimi ise; lav akıntıları, kolonsal çatlaklanmalar ve nadiren akma bantları sunmakla birlikte, yer yer oldukça masif görünümüne sahip olup, bazaltik andezit bileşimli dom ve dayk gibi sokulum kayaçlarından üretilen lavlar ve otobreşlerden oluşur. Bazaltik andezitler, el örneğinde porfirik dokuludur ve matriks içinde feldispat ile biyotit ve amfibol gibi mafik mineraller içerirler. Bazı kesimlerde ise, yuvarlaklaşmış elipsoidal şekilli mafik mikrogranüler anklavlar gözlenmektedir (Şekil 4b).

Kocaiskan volkanik birimi bölgedeki en yaşlı volkanizma olup, Sındırgı volkanik birimi, Bigadiç volkano-sedimenter serisi, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri tarafından uyumsuzlukla üzerlenir. Sındırgı ve Kayırlar volkanik birimleri ile Bigadiç volkano-sedimenter serisi birbirleriyle yanal ve düşey geçişlidir. Bigadiç bor sahasındaki gölsel ve evaporitik çökelim öncesinde, sırasında ve sonrasında farklı karakterdeki volkanizma etkin olmuştur. Bunun en belirgin verilerinden biri, Bigadiç volkano-sedimenter serisine ait flüvyal/gölsel tortullar içerisindeki tortullaşma ile eş yaşlı olarak yerleşmiş Sındırgı volkanik birimi, Gölcük bazaltı ve Kayırlar volkanik birimidir. Şahinkaya volkanik birimi ise, Bigadiç volkano-sedimenter serisini uyumlu olarak üstlemektedir. Bölgedeki tüm erken Miyosen yaşlı volkano-sedimenter istifi uyumsuz olarak üstleyen diğer birimler Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çökeller ve alüvyondur (bkz. Şekil 3).

PETROGRAFI

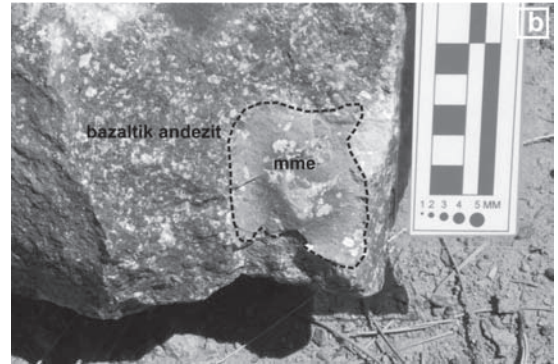
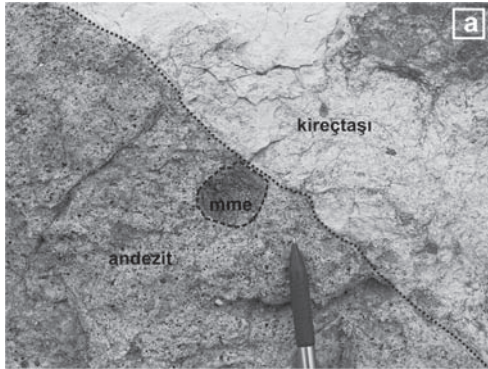
Kocaiskan Volkanik Birimi

Kocaiskan volkanik birimi hipokristalin porfirik dokulu olup andezit, bazalt ve bazaltik andezit bileşimine sahiptir. Ana minerallerden plajiyoklaz (32-44%), biyotit (0-8%) amfibol (0-13%), klinopiroksen (0-11%) ve çok az miktarda kuvars fenokristalleri içermektedir. Hamur içerisinde yarıözşekilli-özşekilli kristaller ve zonlanma polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz



Şekil 3. Bigadiç bor havzasının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Erkül vd., 2005a, 2005b; 2006'dan değiştirilerek).

Figure 3. Generalised stratigraphic columnar section of the Bigadiç borate basin (after Erkül et al, 2005a, 2005b, 2006).



Şekil 4. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik kayalarda gözlenen mafik mikrogranüler enklavlar (MME): (a) Kayırılar volkanik birimi; (b) Şahinkaya volkanik birimi.

Figure 4. Mafic microgranular enclaves (MME's) within the volcanic units: (a) Kayırılar volcanic units in the vicinity of Bigadiç borate basin; (b) Şahinkaya volcanic unit.

mineralleri andezin-labrador (An_{35-50}) bileşimindedir. Sönme açıları $12-22^\circ$ arasında değişmektedir. Amfiboller ise, yarı-özşekilli-özşekillidir.

Tipik koyu kahverenkli pleokroyizmaya sahip lamprobolit bileşimli amfiboller yaygındır. Klinopiroksenler kısa prizmatik ve glomeroporfir büyümeleri ile farklılık göstermektedir. Hamur genel olarak hiyalopilitik olup, herhangi bir akma foliyasyonu içermemektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri tipik olarak zonludur ve elek dokusu sunmaktadır. Bu doku belli zonlarda yoğunlaşmış küçük, yuvarlak volkanik cam veya benzeri malzeme kapanımlarından meydana gelmektedir. Bu kapanımlar, plajiyoklazların magma ile reaksiyonu sonucu çözünen kısımlarında oluşmaktadır. Plajiyoklazlarda gözlenen zonlanma, minerallerin magma ile tam denge şartları altında kristallenmediğini göstermektedir. Elek dokulu plajiyoklazlarda temiz bir çekirdek etrafında elek dokulu kenarlar, elek dokulu çekirdek etrafında temiz kenarlar, ya da temiz bir çekirdek etrafında elek dokulu kenar ve tekrar temiz bir dışkenar bulunmaktadır. Biotit ve amfibollerin kenarlarında reaksiyon halkası gelişmiştir. Amfibollerin reaksiyon geçirerek opaklaşması yoluyla bazı örneklerde yalancı özşekilli opak mineraller meydana gelmiştir (Şekil 5a-d).

Gölcük Bazaltı

Gölcük bazaltı olivin bazalt bileşimindedir ve bileşenleri, plajiyoklaz, klinopiroksen, volkanik cam mikrolitli intersertal dokulu bir hamur içerisinde dağılan, olivin, plajiyoklaz ve ojit fenokristallerinden oluşmaktadır. Olivin fenokristalleri yarı özşekilli-özşekilli olup, iddingsitleşme ve serpantinleşme türü bozunmalar göstermektedir. Yönlenmiş plajiyoklaz mineralleri tipik akma dokusu oluşturmaktadır. Bazı olivin fenokristalleri ince kesitlerde korunmuş olmasına rağmen, genellikle kırıklardan itibaren serpantin ve iddingsit mineralleri ile çevrelenen pseudomorf şekilleri ile tanınırlar. Özellikle olivin minerallerinin etrafında gelişen belirgin reaksiyon kuşakları görülmektedir.

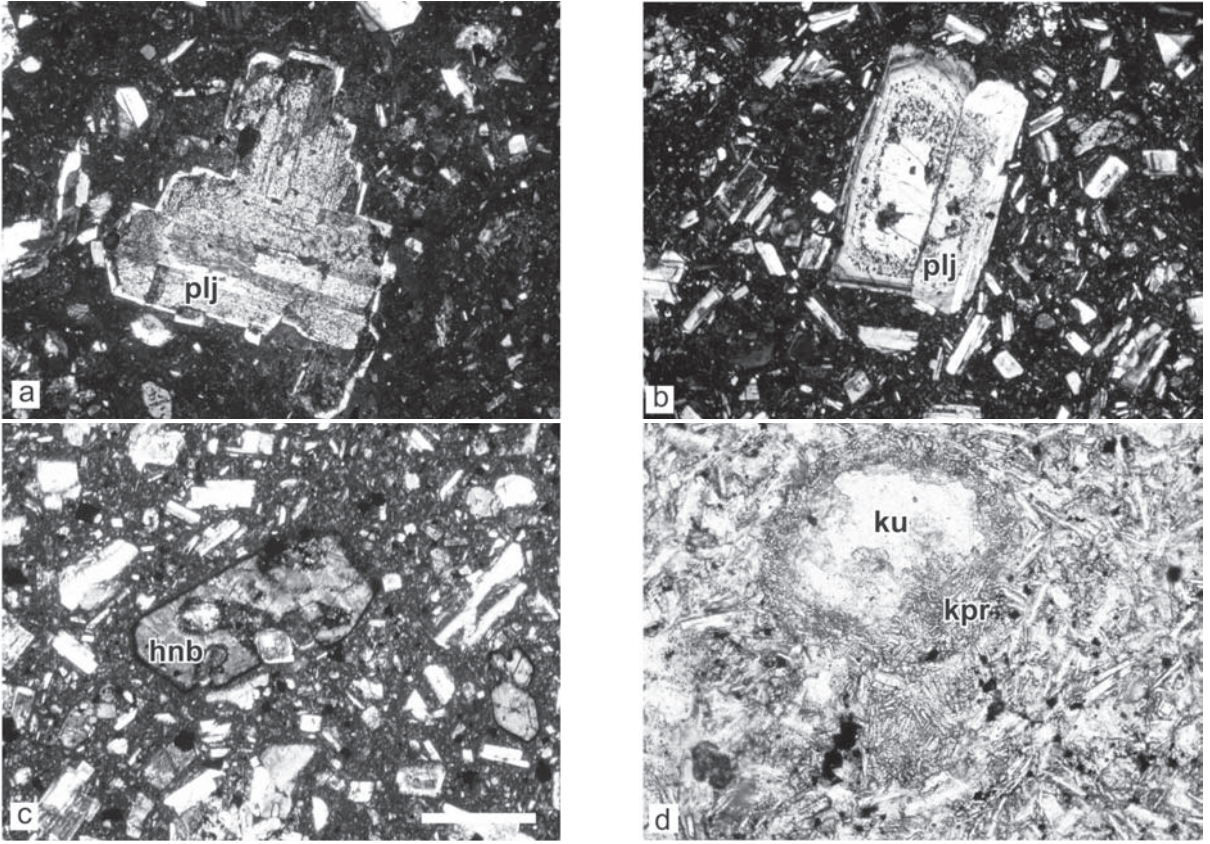
Fenokristaller genellikle yarıözşekilli-özşekillidir. Fenokristallerin arasını dolduran hamur ise, plajiyoklaz mikrolitleri ve bu mikrolitlerini arasını dolduran, çoğunluğu volkan camı olmak üzere,

bir miktarda ojit ve olivin kristallerinden meydana gelmiş olup, tüm kayacın 50-60%'ını oluşturmaktadır. Plajiyoklaz mikrolitlerinin uçlarında ani soğumaya bağlı olarak kırlangıç kuyruğu adı verilen dokular meydana gelmiştir. Gölcük bazaltını oluşturan kayaç örneklerinin tümünde amigdaloidler görülmektedir ve bu amigdaloidler ikincil kuvars ve kalsit bileşimine sahiptir. Kayaçların tamamı, amigdaloidli intersertal dokuya sahiptir. Bunun yanı sıra, mikrolitlerde akış dokusu da yaygın olarak gözlenmektedir.

Sındırgı Volkanik Birimi

Asidik bileşimli volkanizmanın ürünlerini oluşturan birim dasit, riyolit bileşimli olup % 12-28 kuvars, % 10-30 arasında plajiyoklaz, % 0-8 alkali feldispat, % 3-9 biyotit ve % 4-9 amfibol minerallerini içermektedir. Hipokristalin porfirik dokulu bu kayaçlarda değişik boyutlarda plajiyoklaz, biyotit, amfibol minerallerinin biraraya gelmesi ile oluşan glomeroporfirik doku da gözlenmektedir. Tüm örneklerde kuvars ve plajiyoklaz, sanidin fenokristallerinin içinde yüzdüğü matriks cam bakımından zengindir. Amfibol mineralleri hornblend ve lamprobolitten oluşmaktadır. Kuvars mineralleri tipik olarak dengesiz kristalleşmeyi işaret eden körfez yapıları sunmaktadır.

Fenokristaller perlitik, hiyalopilitik ve camsı bir matriks ile çevrelenmektedir. Riyolitik magmanın matriksi, fenokristalleri çevreleyen camsı akış dokusu ile temsil edilmektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri elek dokusu sunarken mafik mineraller opak reaksiyon çepere sahiptir. Plajiyoklaz fenokristallerinin alterasyonu, çatlaklar boyunca gelişen serisit, kalsit mineralleri ile temsil edilmektedir. Kayaçta yaygın olarak reaksiyon kuşağına sahip amfibol, biyotit mineralleri, plajiyoklazlardaki elek dokuları ve elek dokulu plajiyoklazlarla temiz plajiyoklazların birlikteliği de gözlenmektedir. Değişik boyutlarda plajiyoklaz, biyotit ve amfibol minerallerinin biraraya gelmesiyle oluşan glomeroporfirik dokular da yer yer gözlenmektedir. Bazı örneklerde, kayacın çatlaklarında karbonatlı sularca ikincil mineral olarak karbonat mineralizasyonları gelişmiştir. İkincil karbonat mineralleri sanidin kristallerinin çatlaklarında görülmektedir (Şekil 6a-d).



Şekil 5. Kocaiskan volkanik biriminin petrografik özellikleri: (a) hyalopilitik matrisinde elek dokusu gösteren plajiyoklaz fenokristalleri (+ nikol), (b) temiz plajiyoklaz mineralleri tarafından çevrilmiş elek dokusu gösteren plajiyoklaz mineralleri (+ nikol), (c) kemirilmiş özşekilli hornblend fenokristalleri (+ nikol), (d) klinopiroksen mikrolitleri tarafından çevrilmiş kuvars fenokristalleri (// nikol), (ölçek: 1mm. plj: plajiyoklaz; ku: kuvars; hnb: hornblend; kpr: klinopiroksen; bi: biyotit; bi+amf: biyotit+amfibol).

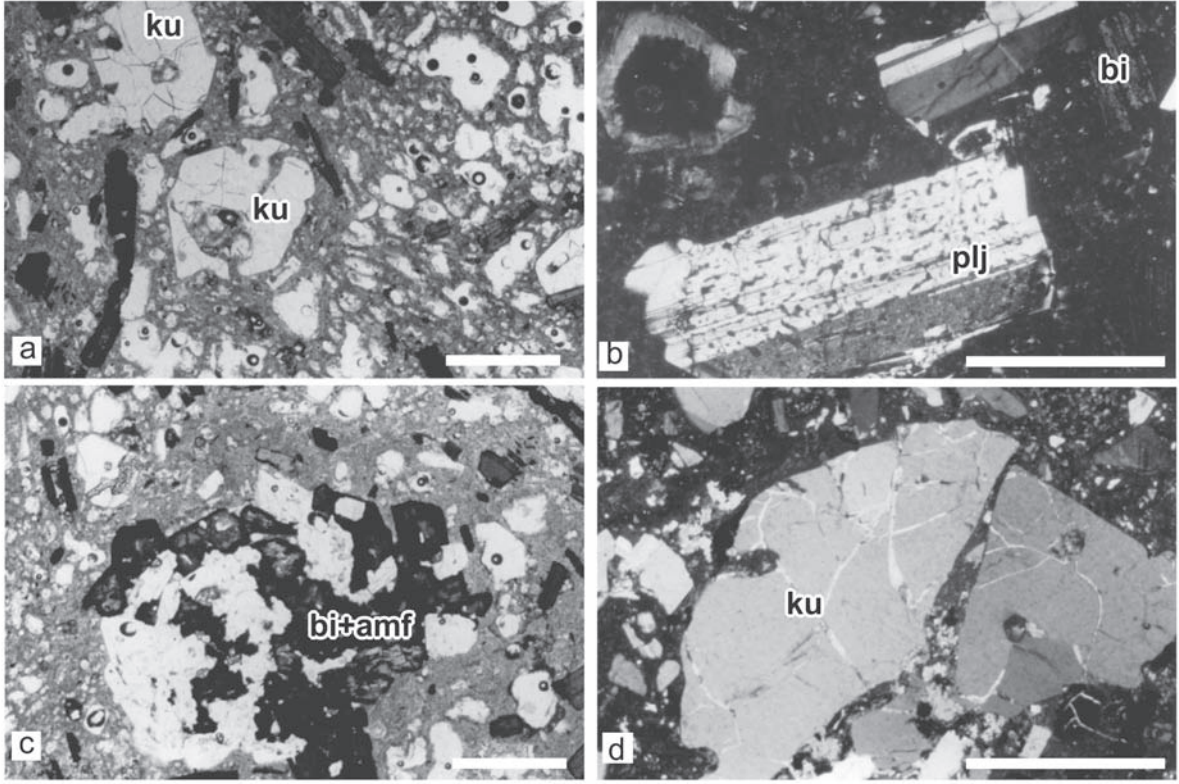
Figure 5. Some petrographic features of the Kocaiskan volcanics: (a) a plagioclase phenocryst showing sieve texture within hyalopilitic matrix (+ nicol), (b) plagioclase phenocrysts with sieve texture surrounded by clear plagioclase zones (+ nicol) (c) association of embayed and euhedral hornblende phenocrysts (+ nicol), (d) a corroded quartz phenocryst surrounded by clinopyroxene microlites (// nicol), (scale bar is 1 mm long, plj: plagioclase, ku: quartz; hnb: hornblende; kpr: clinopyroxene; bi:biotite; bi+amf: biotite+amphibole).

Kayırlar Volkanik Birimi

Kayırlar volkanik birimi, “plajiyoklaz içeren” ve “sanidin içeren” lavlar olmak üzere ikiye ayrılır. Plajiyoklaz içeren lavlar amfibol ve piroksen fenokristallerinden oluşurken, sanidin içerenler lamprobolit, sanidinin ve kuvars, olivin bazalt parçaları içerir. Plajiyoklaz içeren lavlar kuvars, plajiyoklaz, biyotit, hornblend, ojit, apatit ve opak mineral fenokristallerinden, hamur ise volkan camı ve mikrolitlerden oluşmaktadır.

Kayaçların tamamı hipohyalin, hipidiyomorf porfirik dokuludur. Plajiyoklaz mineralleri

zonlu doku, polisentetik ikizlenme ve karışık zonlanma gösterirler. Kuvars fenokristalleri, yarı özşekilli-özşekilsiz olup, kısmen piroksenler ile çevrelenmiştir ve körfez yapıları sunmaktadır. Hornblend, biyotit ve ojitlerin hamurla olan dokanıkları keskindir ve reaksiyon dokusu görülmemektedir. Bazı kesimlerde bu minerallerden oluşan kümelenmeler glomeroporfirik doku oluşturur. Sanidin içeren lavlar özşekilli-yarıözşekilli kuvars, sanidin, lamprobolit, biyotit, ojit ve opak minerallerden oluşmakta ve hipokristalin porfirik doku sergilemektedir. Mafik minerallerin tamamının

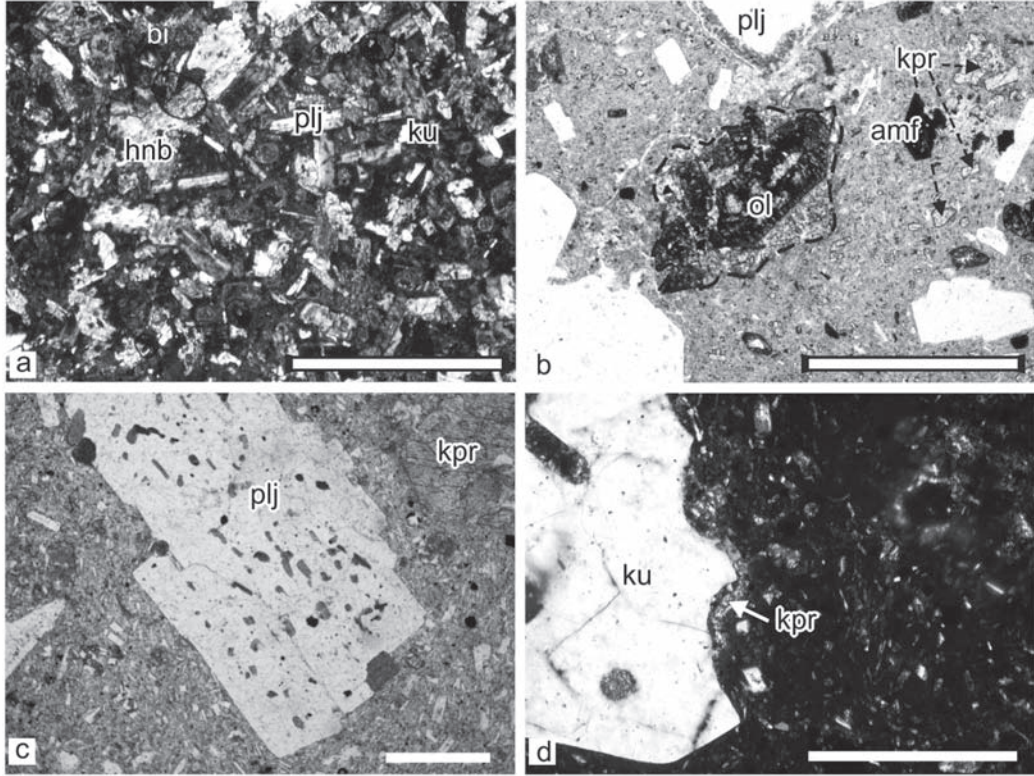


Şekil 6. Sındırgı volkanik biriminin petrografik özellikleri: (a) porfirik dokulu matriks içerisinde korozyona uğramış kuvars fenokristalleri (+ nikel), (b) polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristallerinde gözlenen küçük hamur kapanımları (kapanım içeren ve içermeyen plajiyoklaz fenokristallerinin birlikteliğine dikkat ediniz (+ nikel)), (c) biyotit, hornblend ve plajiyoklaz minerallerinin oluşturduğu glomeroporfirik büyümeler (// nikel), (d) dasitik lavı oluşturan hyalopilitik matriks içerisinde parçalanmış ve körfez yapısı kazanmış iri kuvars fenokristalleri (+ nikel), (ölçek ve kısaltmalar için Şekil 5'e bakınız).

Figure 6. Some petrographic features of the Sındırgı volcanics: (a) deformed and corroded quartz phenocrysts within porphyritic matrix (// nicol), (b) minute melt inclusions within polysynthetically twinned plagioclase phenocrysts (note association of both clear and inclusion-bearing plagioclase phenocrysts (+ nicol)), (c) glomeroporphyritic intergrowths composed of plagioclase, biotite and hornblende (// nicol), (d) strongly deformed and embayed sanidine phenocryst with sericitic fracture infill (+ nicol), (see Figure 5. for scale and symbols).

kenar çeperlerinde yaygın olarak reaksiyon kuşakları görülmektedir. Sanidin içeren lavlardaki anklavlar ise, olivin bazalt bileşimli olup Gölcük bazaltını oluşturan lavlarla benzer mineralojik bileşime sahiptir (Şekil 7a-d). Andezit ve trakit tipi olarak iki grupta tanımlanan Kayırlar volkanitlerini oluşturan lavların, sadece kuvars ve sanidin içeriği ile birbirinden ayrılan bu kayaç gruplarının hemen hemen eş zamanlı olarak yerleştikleri stratigrafik verilerle bilinmektedir. Kayırlar volkanik birimini oluşturan bu kayaç grupları arasında meydana gelen mineralojik değişimler, olasılıkla, magmadaki dengesiz mineral topluluklarına işaret etmektedir.

Kayırlar volkanik birimlerine ait lavların asidik bileşimli Sındırgı volkanik birimleri ve bazik bileşimli Gölcük bazaltı ile eş yaşlı olduğu hem stratigrafik, hem de jeokronolojik verilerle ortaya konulmuştur. Kayırlar volkanik birimlerine ait trakit-tipi lavlar içerisinde gözlenen mafik anklavlar ve tam olarak tüketilmemiş körfez yapıları kuvarsin varlığı, asidik bileşimli bir magma içerisine bazik bileşimli bir magmanın karıştığını düşündürmektedir. Asidik bileşimli magmanın içerisine daha bazik bileşime sahip olan Gölcük bazaltını oluşturan magmanın enjeksiyonu veya katılması ile gelen magma miktarı ile kontrol edilen mineral dengelerinin zaman zaman değişmesi olasıdır.



Şekil 7. Kayırlar volkanik birimini oluşturan plajiyoklaz ve sanidine zengin lavların petrografik özellikleri: (a) plajiyoklaz içeren lavlar içerisinde subofitik doku gösteren mafik mikrogranüler anklavlar (MME) (+ nikol), (b) sanidin içeren lavlardaki olivin bazalt bileşimli anklavlar, (siyah çizgi anklav ve lav matriksi arasındaki sınırı işaret etmektedir (// nikol)), (c) plajiyoklas fenokristalleri içerisindeki mafik mineraller ve ince hamur kapanımları (// nikol), (d) klinopiroksen mineralleri tarafından çevrilmiş korozyona uğramış ve tüketilmiş kuvars fenokristalleri (+ nikol), (ölçek ve kısaltmalar için Şekil 5'e bakınız).

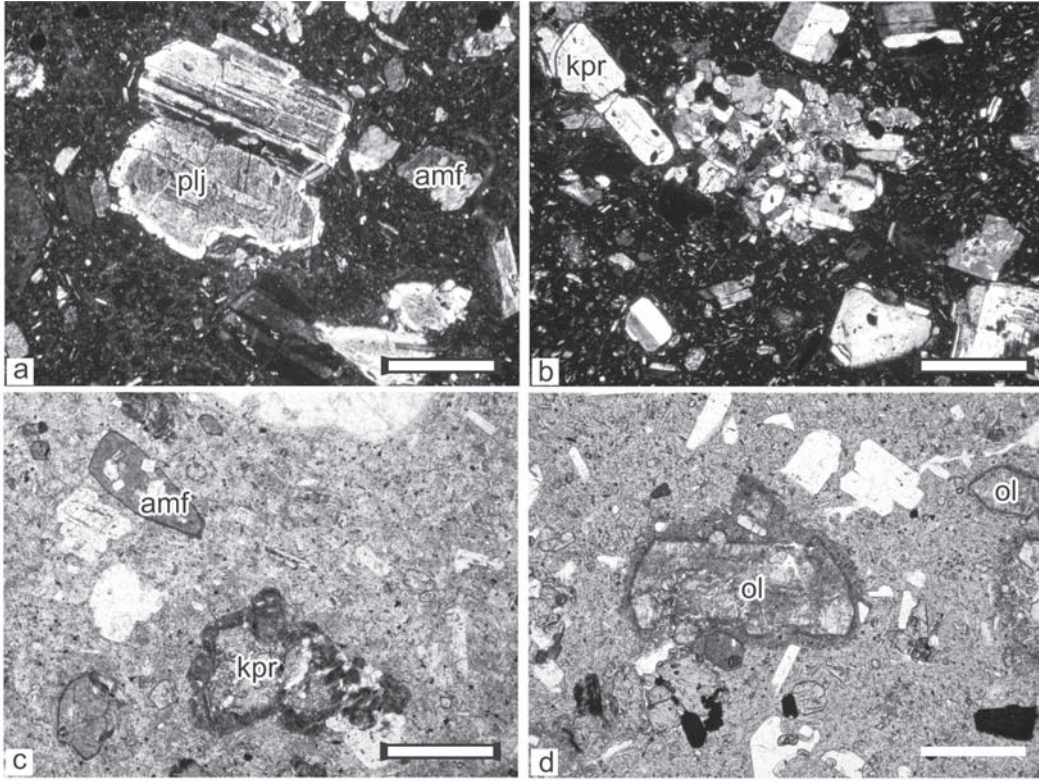
Figure 7. Mafic enclaves within plagioclase-phyric and sanidine-phyric lavas of the Kayırlar volcanics: (a) enclave having subophitic texture within plagioclase-phyric lavas (+ nicol), (b) olivine basaltic enclave within sanidine-phyric lavas, (black broken line illustrates the boundary between enclave and lava matrix (// nicol)), (c) minute melt inclusions and mafic minerals within plagioclase phenocryst (//nicol), (d) corroded and undepleted quartz phenocryst partly surrounded by clinopyroxene (+ nicol), (see Figure 5. for scale and symbols).

Şahinkaya Volkanik Birimi

Bazaltik-andezit bileşime sahip birim, yaklaşık olarak % 0-4 kuvars, % 33-44 plajiyoklaz, % 0-5 biyotit, % 0-14 amfibol, % 0-14 piroksen ve % 0-7 opak minerallerden meydana gelmektedir ve genellikle hipokristalin porfirik doku göstermektedir (Şekil 8a-d). Bazı örneklerde, farklı büyüklüklerdeki plajiyoklaz, amfibol ve biyotit minerallerinin biraraya gelmesiyle glomeroporfirik dokular gelişmiştir. Mikro-fenokristaller ve fenokristaller camsı malzemenin baskın olduğu hamur maddesi içinde yüzer durumdadır. Andezin bileşimli (An=38-50) plajiyoklaz

minerallerinde zonlu dokular gözlenmektedir. Elek dokusu gösteren plajiyoklazların bazıları çekirdekte temiz, bunu saran elek dokulu çevre ve tekrar temiz gözlenen dış çevreye sahip olup, bir kısmı ise yalnızca temiz bir çekirdek etrafında gelişmiş elek dokulu kuşak sunmaktadır.

Amfibol, biyotit minerallerinde reaksiyon kuşakları ve opasitleşme görülmektedir. Amfiboller lamprobolit bileşiminde olup, az miktarda hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Andezitlerde gözlenen amfibol, biyotit kristalleri, ya kısmen ya da tamamen opak minerallere dönüşmüştür. Amfibol minerallerinin bazıları yeşil



Şekil 8. Şahinkaya volkanik birimlerinin petrografik özellikleri: (a) elek dokusu gösteren plajiyoklaz mineralleri (+ nicol), (b) plajiyoklaz ve klinopirosken mineralleri içeren glomeroporfirik doku (+ nicol), (c) reaksiyon kenarlı klinopirosken fenokristalleri (// nicol), (d) hyalopilitik matriks içerisindeki olivin mineralleri içeren volkanik kayaç kapanımları (// nicol), (ölçek ve kısaltmalar için Şekil 5'e bakınız).

Figure 8. Some petrographic features of the Şahinkaya volcanic unit: (a) plagioclase phenocrysts with sieve texture (+ nicol), (b) glomeroporphyritic intergrowths composed of plagioclase and clinopyroxene (+ nicol), (c) clinopyroxene phenocryst with reaction rim (// nicol), (d) large olivine-bearing volcanic rock inclusion within hyalopilitic matrix (// nicol), (see Figure 5. for scale and symbols).

pleokroyizma renkleri ile hornblend bileşimine sahip olsa da, genelde kahverengi pleokroyizmaya sahip lamprobolit türündedir.

Şahinkaya andezitleri, Kocaiskan andezitlerinde olduğu gibi, dengesiz kristalleşme göstergesi olarak tüketilmiş piroksen, amfibol, plajiyoklaz ve kuvars mineralleri içerirler. Özellikle dom şeklinde yerleşmiş andezitik lavlarda yaygın olan bu yapıların yanı sıra, serpantinleşmiş olivin, tüketilmiş piroksen ve ince, uzun plajiyoklaz mikrofeno-kristallerinin birarada gözlemlendiği mineral toplulukları bulunmaktadır.

TÜM KAYAÇ JEOKİMYASI

Bigadiç ve çevresinde yüzlek veren volkanik kayaların ana element (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , tFe_2O_3 ,

MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ve P_2O_5) ve eser element (Co, V, Cu, Pb, Zn, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y, Th) analizleri Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarlarında (MİPJAL) bulunan RİGAKU 3270-E WDS model Rh (rodyum) tüplü X-ışınları Floresans Spektrometresi (XRF) ile USGS-CRPG kayaç standartları eşliğinde gerçekleştirilmiştir. Ana element bileşenleri, oksit cinsinden % ağırlık ve eser element içerikleri ise milyonda bir olarak hesaplanmıştır. Bazı eser-nadir toprak element analizleri ise ACME (Kanada) laboratuvarlarına gönderilen toz numunelerin, (LiBO_2) Lityum metaborat çözeltisi ile eritilerek İndüktif Kuplajlı Plazma Kütle Spektrometresi ile analizi gerçekleştirilmiştir (Çizelge 1; Erkül vd., 2005a, 2005b).

Çizelge 1. Bigadiç Bor Havzası volkanik birimlerinin ana, eser ve nadir toprak element analiz sonuçları.
 Table 1. Major, trace and rare earth element analyses results of the volcanic units in the Bigadiç Borate Basin.

Örnek kayaç tipi	F-033 K		F-036K		F-037K		F-054K		F-056K		F-057K		F-059K		F-074K		F-075K		F-079K		F-084K		F-086K		F-090K		
	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	B	A	B	B	A	B
SiO ₂	58.07		69.12	61.71	62.95	62.70	59.05	65.11	59.42	60.42	66.77	59.29	59.29	59.29	66.77	59.29	59.29	60.42	66.77	59.29	59.29	59.29	59.29	59.29	59.29	59.29	58.88
TiO ₂	0.82		0.65	0.66	0.68	0.66	0.66	0.33	0.72	0.63	0.35	0.67	0.77	0.82	0.35	0.67	0.77	0.63	0.35	0.67	0.77	0.67	0.77	0.77	0.77	0.77	0.82
Al ₂ O ₃	18.80		15.44	18.56	17.88	16.74	17.25	18.31	16.92	17.13	16.11	16.99	18.28	17.89	16.11	16.99	18.28	17.13	16.11	16.99	18.28	16.99	18.28	18.28	18.28	18.28	17.89
Fe ₂ O ₃	7.40		3.59	6.07	6.27	4.89	6.75	2.70	5.88	5.90	3.32	6.09	7.26	7.09	3.32	6.09	7.26	5.90	3.32	6.09	7.26	6.09	7.26	7.26	7.26	7.09	
MnO	0.10		0.01	0.06	0.06	0.04	0.16	0.06	0.08	0.09	0.10	0.13	0.16	0.12	0.10	0.13	0.16	0.09	0.10	0.13	0.16	0.13	0.16	0.16	0.16	0.12	
MgO	2.25		0.59	1.15	1.03	1.09	2.85	2.68	2.97	2.18	1.26	3.09	1.71	2.12	1.26	3.09	1.71	2.18	1.26	3.09	1.71	3.09	1.71	1.71	1.71	2.12	
CaO	6.22		3.93	3.67	4.11	5.93	5.94	2.95	6.03	5.83	3.61	6.17	5.75	6.43	3.61	6.17	5.75	5.83	3.61	6.17	5.75	6.17	5.75	5.75	5.75	6.43	
Na ₂ O	3.44		2.79	3.29	3.13	3.22	3.47	3.06	3.08	3.07	3.34	4.34	3.11	3.11	3.34	4.34	3.11	3.07	3.34	4.34	3.11	4.34	3.11	3.11	3.11	3.11	
K ₂ O	1.84		2.38	4.11	2.98	2.31	2.20	4.11	1.95	2.03	2.40	2.35	0.91	2.30	2.40	2.35	0.91	2.03	2.40	2.35	0.91	2.35	0.91	0.91	0.91	2.30	
P ₂ O ₅	0.15		0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.11	0.20	0.15	0.11	0.20	0.16	0.13	0.11	0.20	0.16	0.15	0.11	0.20	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.13	
AK	0.41		1.01	0.78	1.39	1.36	1.17	1.46	1.81	1.89	2.28	0.97	1.13	0.96	2.28	0.97	1.13	1.89	2.28	0.97	1.13	0.97	1.13	1.13	1.13	0.96	
Toplam	99.50		99.69	100.23	100.65	99.13	99.68	100.88	99.05	99.32	99.64	99.22	99.74	99.86	99.64	99.22	99.74	99.32	99.64	99.22	99.74	99.22	99.74	99.74	99.74	99.86	
V	185.00		93.40	98.00	130.00	169.00	98.00	40.00	138.00	91.7	51.50	154.00	123.00	118.7	51.50	154.00	123.00	91.7	51.50	154.00	123.00	154.00	123.00	123.00	123.00	118.7	
Ni	5.10		-	4.30	2.60	6.10	-	2.80	4.80	-	-	6.40	1.90	-	-	6.40	1.90	-	-	6.40	1.90	-	-	-	-	-	
Co	37.50		32.20	40.00	33.30	35.90	31.90	23.10	29.20	28.6	51.00	29.00	40.00	24.80	51.00	29.00	40.00	28.6	51.00	29.00	40.00	40.00	40.00	40.00	40.00	24.80	
Cu	7.00		12.00	5.90	5.30	21.70	16.00	33.30	9.70	7.40	2.40	27.90	3.50	7.80	2.40	27.90	3.50	7.40	2.40	27.90	3.50	3.50	3.50	3.50	3.50	7.80	
Zn	58.00		59.00	33.00	42.00	64.00	73.70	38.00	64.00	87.40	66.10	77.00	39.00	77.10	66.10	77.00	39.00	87.40	66.10	77.00	39.00	39.00	39.00	39.00	39.00	77.10	
Ga	21.60		18.30	17.80	18.50	20.00	17.60	18.00	18.00	18.80	19.30	18.80	20.10	19.80	19.30	18.80	20.10	18.80	19.30	18.80	20.10	20.10	20.10	20.10	20.10	19.80	
Rb	70.30		94.10	127.50	104.80	89.90	73.20	99.70	69.10	73.30	96.40	85.00	181.20	94.60	96.40	85.00	181.20	73.30	96.40	85.00	181.20	181.20	181.20	181.20	181.20	94.60	
Sr	485.90		677.90	501.70	451.40	543.0	493.40	409.50	497.20	492.30	477.60	504.50	509.50	452.40	477.60	504.50	509.50	492.30	477.60	504.50	509.50	509.50	509.50	509.50	509.50	452.40	
Y	29.50		20.50	21.30	25.30	34.70	20.20	17.80	25.00	19.70	19.90	24.90	26.30	26.30	19.90	24.90	26.30	19.70	19.90	24.90	26.30	26.30	26.30	26.30	26.30	26.30	
Zr	159.00		199.60	158.80	155.30	163.30	169.90	118.70	173.20	176.50	158.30	151.80	142.20	155.40	158.30	151.80	142.20	176.50	158.30	151.80	142.20	142.20	142.20	142.20	142.20	155.40	
Nb	9.50		11.90	12.30	11.50	9.90	8.50	10.30	10.70	9.00	10.30	9.20	7.00	7.00	10.30	9.20	7.00	9.00	10.30	9.20	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	
Cs	2.80		-	5.00	5.20	3.20	-	1.20	3.30	-	-	2.50	-	-	-	2.50	-	-	-	2.50	-	-	-	-	-	-	
Ba	634.00		1317.80	1121.80	998.10	1024.60	974.90	1438.90	988.10	911.20	1150.00	808.00	808.00	717.10	1150.00	808.00	808.00	911.20	1150.00	808.00	808.00	808.00	808.00	808.00	808.00	717.10	
La	29.10		-	38.70	37.10	35.50	-	36.30	38.00	-	-	31.70	30.80	-	-	31.70	30.80	-	-	31.70	30.80	-	-	-	-	-	
Ce	49.90		-	62.50	55.70	57.40	-	58.90	62.30	-	-	54.20	52.70	-	-	54.20	52.70	-	-	54.20	52.70	-	-	-	-	-	
Pr	5.90		-	6.64	6.71	6.63	-	6.06	6.75	-	-	5.98	5.98	-	-	5.98	5.98	-	-	5.98	5.98	-	-	-	-	-	
Nd	24.10		-	25.40	24.70	25.70	-	20.60	25.50	-	-	23.00	23.20	-	-	23.00	23.20	-	-	23.00	23.20	-	-	-	-	-	
Sm	5.40		-	4.70	4.50	5.20	-	3.30	5.60	-	-	5.00	4.60	-	-	5.00	4.60	-	-	5.00	4.60	-	-	-	-	-	
Eu	1.19		-	1.24	1.12	1.52	-	0.68	1.34	-	-	1.12	1.29	-	-	1.12	1.29	-	-	1.12	1.29	-	-	-	-	-	
Gd	5.69		-	3.89	4.37	4.98	-	2.78	4.41	-	-	3.84	4.57	-	-	3.84	4.57	-	-	3.84	4.57	-	-	-	-	-	
Tb	0.79		-	0.60	0.68	0.84	-	0.37	0.66	-	-	0.69	0.67	-	-	0.69	0.67	-	-	0.69	0.67	-	-	-	-	-	
Dy	4.81		-	3.55	4.19	4.77	-	2.57	3.94	-	-	4.18	4.11	-	-	4.18	4.11	-	-	4.18	4.11	-	-	-	-	-	
Ho	1.06		-	0.66	0.79	1.02	-	0.50	0.86	-	-	0.79	0.83	-	-	0.79	0.83	-	-	0.79	0.83	-	-	-	-	-	
Er	2.56		-	1.84	1.94	2.82	-	1.50	2.29	-	-	2.25	2.33	-	-	2.25	2.33	-	-	2.25	2.33	-	-	-	-	-	
Tm	0.40		-	0.26	0.30	0.47	-	0.27	0.34	-	-	0.37	0.31	-	-	0.37	0.31	-	-	0.37	0.31	-	-	-	-	-	
Yb	2.73		-	1.47	2.16	2.71	-	1.89	2.33	-	-	2.45	2.36	-	-	2.45	2.36	-	-	2.45	2.36	-	-	-	-	-	
Lu	0.36		-	0.29	0.38	0.47	-	0.30	0.37	-	-	0.41	0.35	-	-	0.41	0.35	-	-	0.41	0.35	-	-	-	-	-	
Hf	4.60		-	4.80	4.50	4.10	-	3.40	4.50	-	-	4.20	3.50	-	-	4.20	3.50	-	-	4.20	3.50	-	-	-	-	-	
Ta	0.60		-	0.90	0.80	0.80	-	0.70	0.80	-	-	0.80	0.60	-	-	0.80	0.60	-	-	0.80	0.60	-	-	-	-	-	
Pb	9.90		39.80	4.10	9.10	9.60	30.90	9.50	7.60	36.10	68.50	9.90	3.90	40.30	68.50	9.90	3.90	36.10	68.50	9.90	3.90	3.90	3.90	3.90	3.90	40.30	
Th	8.40		15.40	21.80	18.70	14.90	8.60	15.20	11.80	9.50	13.60	14.40	11.80	4.10	13.60	14.40	11.80	9.50	13.60	14.40	11.80	11.80	11.80	11.80	11.80	4.10	
U	2.30		-	4.40	5.10	4.40	-	4.00	3.10	-	-	3.90	2.90	-	-	3.90	2.90	-	-	3.90	2.90	-	-	-	-	-	

Çizelge 1. devamı.
Table 1. continued.

Örnek kayaç tipi	F-110K	F-119K	F-148K	F-190K	F-196K	F-001S	F-009S	F-091S	F-123S	F-140AS	F-162S	F-176S	F-177S
	A	A	A	B	A	D	D	D	D	D	D	R	R
SiO ₂	61.54	63.12	63.37	53.21	61.63	71.09	66.17	65.65	71.21	65.99	66.00	74.33	69.14
TiO ₂	0.50	0.63	0.66	0.93	0.51	0.45	0.61	0.65	0.37	0.56	0.40	0.08	0.23
Al ₂ O ₃	16.38	16.23	16.30	18.36	15.61	14.90	15.91	18.30	15.11	15.66	17.75	15.42	16.41
Fe ₂ O ₃	5.22	5.60	5.48	8.93	5.59	3.14	4.04	3.90	2.40	3.88	3.13	0.15	2.55
MnO	0.07	0.10	0.08	0.12	0.10	0.05	0.04	0.04	0.02	0.09	0.03	0.03	0.05
MgO	3.66	2.53	2.12	4.71	3.82	1.23	2.11	1.28	1.45	1.83	1.68	0.19	0.50
CaO	4.81	4.84	4.12	9.02	5.62	2.27	2.86	1.61	2.03	3.33	1.92	1.21	2.12
Na ₂ O	2.90	2.70	3.18	2.61	2.91	2.80	2.81	2.43	2.46	3.37	3.55	3.85	3.83
K ₂ O	2.28	1.64	2.62	0.94	2.11	3.19	3.34	4.08	3.68	3.28	3.95	3.60	3.33
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.14	0.13	0.13	0.13	0.16	0.16	0.10	0.15	0.12	0.08	0.11
AK	1.62	2.09	1.03	2.13	1.79	1.35	1.25	1.81	0.98	1.57	1.40	1.34	1.69
Toplam	99.13	99.63	99.10	101.09	99.84	100.60	99.29	99.92	99.81	99.72	99.93	100.28	99.96
V	101.00	91.60	84.00	133.20	113.00	39.00	79.50	64.00	37.00	76.90	42.00	5.00	33.20
Ni	5.70	-	10.90	-	6.60	8.90	-	4.30	2.10	-	5.50	8.00	-
Co	19.10	33.20	44.10	57.90	20.80	42.70	60.20	25.60	45.80	71.20	39.10	94.30	43.10
Cu	9.30	9.70	10.30	26.80	14.00	4.20	9.00	3.60	2.20	6.70	5.30	6.80	0.80
Zn	39.00	71.00	69.00	78.50	40.00	33.00	67.50	39.00	35.00	70.30	48.00	16.00	71.90
Ga	16.60	20.50	18.60	17.80	17.60	15.70	18.70	17.90	16.00	19.50	16.90	14.30	18.70
Rb	80.50	91.60	108.20	51.30	76.90	109.00	123.10	165.40	152.9	126.70	160.50	115.00	127.00
Sr	408.50	412.20	369.60	784.80	483.20	282.50	410.90	255.40	226.9	419.10	238.50	187.90	385.00
Y	18.50	26.50	24.70	18.50	19.70	14.00	31.10	24.40	18.80	29.30	22.20	16.90	29.40
Zr	121.40	161.70	148.20	147.60	117.0	140.10	192.30	215.4	132.60	192.30	152.50	57.40	191.30
Nb	7.70	9.90	11.00	7.10	7.50	13.20	14.10	16.10	12.20	15.40	13.30	12.90	14.20
Cs	2.90	-	8.10	-	4.90	1.90	-	5.90	10.90	-	6.10	2.10	-
Ba	872.60	702.00	772.10	561.50	865.30	892.80	1289.80	1138.10	886.80	1200.70	876.0	1138.60	1213.10
La	29.30	-	35.70	-	31.40	38.20	-	47.10	39.30	-	42.60	28.00	-
Ce	47.10	-	57.20	-	51.70	59.00	-	76.20	63.50	-	67.50	46.40	-
Pr	4.99	-	6.53	-	5.40	6.38	-	7.39	6.36	-	7.10	4.77	-
Nd	19.50	-	24.40	-	19.80	21.70	-	28.70	21.80	-	24.20	16.40	-
Sm	3.40	-	5.40	-	4.40	4.00	-	5.10	4.40	-	4.80	3.00	-
Eu	0.94	-	1.23	-	1.03	0.86	-	1.09	0.75	-	0.85	0.56	-
Gd	3.03	-	4.44	-	3.49	3.50	-	4.55	3.50	-	3.43	2.47	-
Tb	0.45	-	0.74	-	0.52	0.54	-	0.66	0.54	-	0.62	0.46	-
Dy	3.22	-	4.76	-	3.55	3.38	-	4.16	3.43	-	3.91	2.74	-
Ho	0.60	-	0.91	-	0.70	0.62	-	0.79	0.63	-	0.73	0.53	-
Er	1.75	-	2.55	-	1.92	1.75	-	2.25	1.80	-	1.96	1.51	-
Tm	0.25	-	0.35	-	0.28	0.26	-	0.35	0.27	-	0.33	0.20	-
Yb	1.89	-	2.40	-	1.82	1.76	-	2.20	2.15	-	2.20	1.57	-
Lu	0.29	-	0.35	-	0.31	0.26	-	0.38	0.32	-	0.37	0.22	-
Hf	3.20	-	5.30	-	3.50	3.90	-	5.50	4.50	-	4.60	2.50	-
Ta	0.60	-	1.00	-	0.60	1.30	-	1.40	1.40	-	1.30	1.20	-
Pb	6.50	42.30	6.20	34.40	5.20	4.00	39.80	12.90	4.30	58.00	14.70	5.40	88.40
Th	13.00	6.10	12.9	2.10	11.30	19.30	16.60	20.80	21.10	19.20	19.50	15.60	9.10
U	2.50	-	4.00	-	3.70	3.10	-	5.70	6.30	-	4.80	4.70	-

Çizelge 1. devamı.
Table 1. continued.

Örnek kayaç tipi	F-194S	F-197S	F-198S	F-201S	F-222S	F-071G	F-199 G	F-266G	F-267G	F-288G	F-269G	F-272G	F-191Ky
	R	D	D	R	R	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB	A
SiO ₂	69.60	75.50	64.38	65.96	69.26	54.57	47.39	52.20	52.65	49.46	49.55	49.99	60.56
TiO ₂	0.17	0.29	0.61	0.46	0.17	1.19	0.91	1.20	1.23	1.05	1.05	1.04	0.70
Al ₂ O ₃	17.60	13.09	15.53	17.21	17.25	15.98	14.21	16.20	16.75	15.91	15.97	15.87	16.79
Fe ₂ O ₃	1.61	2.03	3.90	3.53	1.37	7.46	4.75	8.10	7.64	7.87	7.85	7.72	5.57
MnO	0.03	0.04	0.09	0.07	0.04	0.12	0.19	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.08
MgO	0.51	0.65	2.33	2.02	0.43	2.94	1.50	5.08	5.31	5.28	5.38	6.18	4.49
CaO	1.91	2.01	3.98	2.99	2.34	8.11	16.52	7.48	7.75	9.30	9.46	9.47	4.65
Na ₂ O	4.14	2.70	3.06	2.99	4.11	3.01	2.21	3.27	3.37	2.79	2.84	2.88	2.82
K ₂ O	3.21	3.12	3.37	3.89	3.25	2.44	2.12	2.24	2.30	2.10	2.07	2.06	3.80
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.17	0.13	0.09	0.37	0.33	0.50	0.45	0.43	0.41	0.45	0.30
AK	1.19	0.56	1.82	4.48	2.09	2.88	10.63	3.20	2.80	4.90	4.50	3.80	1.63
Toplam	100.06	100.09	99.25	103.73	100.40	99.07	100.76	99.72	100.49	99.35	99.34	99.76	101.39
V	5.00	24.00	66.00	47.00	7.00	150	122.00	157.00	165.00	170.00	167.00	171.00	121
Ni	3.00	4.30	5.30	10.10	10.70	76.0	42.30	57.50	47.00	85.70	84.30	85.70	10.80
Co	35.8	46.6	80.0	43.60	44.00	30.2	30.60	24.90	26.70	30.50	28.10	29.50	23.20
Cu	0.30	2.20	2.60	4.10	1.50	21.50	14.70	14.50	13.20	19.60	18.90	21.90	14.20
Zn	19.00	24.00	47.00	46.00	44.00	46.00	36.00	50.00	49.00	45.00	43.00	40.00	51.00
Ga	15.60	13.70	17.3	16.6	16.00	17.40	15.30	20.30	19.90	17.20	18.50	16.60	16.80
Rb	103.60	114.10	128.8	146.2	125.10	74.30	56.30	61.20	59.80	61.60	61.1	60.8	116.5
Sr	313.60	194.6	340.5	249.3	400.40	641.9	546.2	542.5	595.30	580.30	566.0	592.7	636.5
Y	17.40	17.20	23.70	22.10	17.70	29.70	27.5	29.10	31.00	26.50	25.9	28.1	22.9
Zr	110.50	116.0	159.10	155.9	121.70	186.8	162.0	216.7	228.9	176.60	177.8	177.4	187.8
Nb	11.40	10.30	13.90	13.10	12.40	20.40	16.70	22.50	21.50	15.90	15.10	15.10	15.60
Cs	2.50	3.00	6.60	4.60	8.50	25.70	11.00	14.10	14.00	5.60	5.20	8.50	13.50
Ba	1080.4	730.0	1042.6	902.7	1182.70	1046.2	928.8	1008.0	1044.0	1094.0	1075.0	1083.00	1475.2
La	39.30	31.70	47.30	40.20	41.80	46.00	42.70	37.50	40.60	34.00	34.90	34.70	49.60
Ce	62.60	52.40	78.50	65.40	68.30	74.40	71.00	87.90	96.10	80.90	79.90	80.30	80.80
Pr	6.54	5.17	7.91	6.48	6.99	8.19	7.72	9.66	10.48	8.64	8.72	8.99	8.35
Nd	21.60	17.90	29.60	25.40	24.30	32.50	28.20	35.80	38.30	36.90	34.40	36.90	31.90
Sm	4.10	3.50	5.50	4.90	3.60	5.80	5.90	6.10	7.00	5.90	5.60	6.00	5.10
Eu	0.86	0.63	1.09	0.93	1.02	1.52	1.50	1.51	1.51	1.48	1.44	1.41	1.25
Gd	2.97	2.91	4.30	4.05	2.73	5.01	4.89	4.70	5.36	4.88	4.70	4.35	4.67
Tb	0.42	0.47	0.64	0.52	0.48	0.76	0.74	0.87	1.01	0.85	0.80	0.89	0.66
Dy	2.77	3.18	4.39	3.99	2.87	5.14	5.01	4.59	4.92	3.81	4.25	4.67	3.96
Ho	0.52	0.59	0.79	0.71	0.60	0.91	0.83	0.88	1.01	0.84	0.85	0.88	0.78
Er	1.65	1.68	2.09	2.06	1.67	2.45	2.49	2.93	2.87	2.46	2.54	2.48	2.08
Tm	0.23	0.23	0.38	0.33	0.27	0.33	0.37	0.37	0.43	0.36	0.30	0.35	0.31
Yb	1.53	1.62	2.09	2.03	1.77	2.30	2.45	2.51	2.72	2.45	2.22	2.40	2.15
Lu	0.25	0.25	0.28	0.40	0.29	0.38	0.37	0.38	0.38	0.28	0.33	0.30	0.34
Hf	4.00	3.70	5.00	4.40	4.50	4.40	4.20	5.40	5.50	4.70	4.30	4.00	4.60
Ta	0.90	1.20	1.40	1.40	1.10	1.20	1.10	1.40	1.30	0.90	0.90	0.90	1.20
Pb	4.80	3.00	10.60	16.80	10.00	7.80	6.80	6.10	6.30	4.50	4.80	6.60	13.90
Th	16.90	16.00	19.50	19.40	14.40	12.70	11.80	12.60	13.30	13.50	12.20	11.60	27.70
U	3.90	6.00	5.50	6.20	3.80	3.10	3.10	3.20	3.30	2.60	2.60	2.90	6.90

Çizelge 1. devamı.
Table 1. continued.

Örnek kayaç tipi	F-214Ky		F-216Ky		F-219Ky		F-245Ky		F-248Ky		F-251Ky		F-253Ky		F-255Ky		F-257Ky		F-199Ş		F-266Ş		F-267Ş		F-268Ş	
	A	A	TA	TA	A	A	TA	TA	A	A	TA	TA	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	60.75	60.72	61.33	59.96	61.27	60.31	60.31	59.76	63.65	64.65	60.79	61.20	60.51	63.20												
TiO ₂	0.68	0.70	0.56	0.70	0.61	0.73	0.75	0.75	0.62	0.65	0.66	0.64	0.68	0.59												
Al ₂ O ₃	16.31	16.97	16.59	16.54	16.44	15.24	16.80	16.80	16.84	15.68	15.59	16.10	17.22	14.63												
Fe ₂ O ₃	5.32	5.54	5.11	5.59	4.63	5.82	5.82	5.82	4.42	4.84	6.34	6.00	5.91	5.63												
MnO	0.09	0.09	0.10	0.10	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09												
MgO	4.28	4.14	3.64	4.05	4.32	6.65	5.29	4.32	3.72	2.19	4.90	4.63	2.50	4.42												
CaO	4.52	4.64	4.56	4.84	4.40	4.26	4.34	4.34	2.76	2.94	5.37	5.14	5.17	4.69												
Na ₂ O	2.96	2.87	3.11	3.04	2.74	2.89	2.51	2.51	2.21	3.31	2.85	2.87	3.67	2.71												
K ₂ O	3.30	3.71	3.49	3.35	4.20	3.18	3.99	3.99	4.54	4.15	2.48	2.58	2.45	2.45												
P ₂ O ₅	0.27	0.29	0.22	0.29	0.29	0.27	0.31	0.31	0.17	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13												
AK	3.10	2.03	1.60	2.02	2.40	2.56	1.90	1.90	2.72	2.09	1.48	1.09	1.07	1.18												
Toplam	101.58	101.70	100.31	100.48	101.36	101.25	101.53	101.53	101.70	100.75	100.70	100.59	99.86	99.72												
V	124.00	121.00	117.00	143.00	122.00	123.00	133.00	133.00	70.00	86.00	135.00	113.00	106.00	107.00												
Ni	6.30	9.00	39.30	4.90	7.50	11.90	15.00	15.00	4.40	5.20	42.70	45.20	12.90	46.50												
Co	44.20	29.10	31.70	29.70	26.00	27.70	21.90	21.90	46.00	34.70	25.30	28.60	59.10	26.60												
Cu	14.60	12.30	16.80	15.70	15.10	16.70	18.50	18.50	4.00	3.60	14.10	16.60	11.50	15.20												
Zn	52.00	49.00	39.00	42.00	50.00	59.00	57.00	57.00	47.00	55.00	54.00	49.00	26.00	47.00												
Ga	17.60	17.00	15.00	17.00	16.80	18.30	17.40	17.40	17.40	16.90	16.10	17.60	19.10	16.10												
Rb	180.00	148.20	126.90	126.40	165.80	107.0	90.20	90.20	188.50	155.8	88.80	89.60	102.70	88.60												
Sr	638.40	631.50	598.90	694.50	569.80	624.0	641.10	641.10	229.50	296.6	419.50	408.30	368.00	407.40												
Y	22.90	23.00	20.00	25.10	24.00	20.30	21.80	21.80	20.10	20.10	29.60	25.10	23.70	24.80												
Zr	177.80	177.40	139.10	183.70	175.00	163.20	214.60	214.60	173.20	184.20	133.60	133.90	138.70	134.10												
Nb	15.20	16.00	13.00	16.30	14.90	15.80	16.00	16.00	13.90	15.20	10.90	10.70	10.80	10.40												
Cs	17.60	14.20	5.90	7.20	6.10	7.00	4.60	4.60	47.30	7.60	2.80	2.70	3.30	2.90												
Ba	1571.70	1491.40	1263.80	1866.50	1448.00	1413.80	1702.80	1702.80	1002.40	990.60	652.50	691.70	741.40	683.90												
La	50.90	54.40	54.40	70.90	55.70	50.70	68.20	68.20	47.50	42.90	31.80	31.50	32.90	30.00												
Ce	79.60	82.70	85.00	102.30	83.80	84.50	100.70	100.70	76.40	70.50	54.30	51.20	57.20	52.20												
Pr	8.47	8.43	8.25	10.75	8.77	8.65	10.71	10.71	7.84	7.66	6.07	5.80	6.27	5.80												
Nd	31.60	31.00	27.80	35.90	32.80	27.70	36.20	36.20	27.80	27.80	23.20	20.90	24.00	21.50												
Sm	6.00	6.00	4.90	6.10	5.20	6.40	6.40	6.40	4.60	5.20	4.90	4.80	5.60	3.80												
Eu	1.26	1.42	1.17	1.40	1.26	1.18	1.35	1.35	1.00	1.16	1.10	1.01	1.12	1.21												
Gd	4.17	4.53	3.21	4.59	4.58	4.35	4.90	4.90	4.16	4.16	4.89	4.10	4.00	4.06												
Tb	0.67	0.78	0.59	0.65	0.78	0.66	0.74	0.74	0.65	0.62	0.80	0.63	0.63	0.63												
Dy	4.22	4.22	3.37	3.69	3.82	3.87	3.88	3.88	3.48	3.69	4.72	4.29	4.70	3.60												
Ho	0.82	0.78	0.72	0.88	0.83	0.77	0.84	0.84	0.77	0.85	0.81	0.79	0.83	0.79												
Er	2.29	2.41	1.90	2.63	2.02	1.98	2.06	2.06	2.01	2.41	2.58	2.25	2.28	2.14												
Tm	0.32	0.30	0.25	0.46	0.32	0.33	0.34	0.34	0.35	0.41	0.32	0.31	0.34	0.35												
Yb	2.48	2.09	1.46	2.27	2.24	1.83	2.08	2.08	1.76	2.20	2.21	2.21	2.05	2.34												
Lu	0.43	0.29	0.29	0.30	0.37	0.29	0.32	0.32	0.39	0.29	0.44	0.36	0.41	0.35												
Hf	5.30	6.20	4.50	5.30	5.30	5.00	5.30	5.30	4.10	5.40	3.80	3.80	4.00	4.60												
Ta	1.20	1.20	1.30	1.20	1.10	1.10	1.20	1.20	1.40	1.50	0.90	0.90	1.10	1.00												
Pb	10.60	12.20	11.50	8.70	8.60	6.20	16.30	16.30	9.10	10.30	7.00	9.80	7.20	9.80												
Th	26.90	28.00	27.70	32.60	27.90	21.90	31.60	31.60	19.30	20.30	10.00	11.60	12.90	11.20												
U	8.10	7.50	7.80	8.80	6.40	5.70	6.30	6.30	4.80	5.20	3.60	4.00	3.60	3.70												

Açıklamalar: K: Kocaışkan volkanik birimi; G: Gölcük bazaltı; S: Sındırgı volkanik birimi; Ky: Kaynar volkanik birimi; Ş: Şahinkaya volkanik birimi; B: Bazalt; A: Andezit; D: Dazit; R: Riyolit;

OB: Olivin Bazalt; TA: Trakiandezit

Abbreviations: K: Kocaışkan volcanic unit; G: Gölcük basalt; S: Sındırgı volcanic unit; Ky: Kaynar volcanic unit; Ş: Şahinkaya volcanic unit; B: Basalt; A: Andesite; D: Dazit; R: Rhyolite; OB: Olivine Basalt; TA: Trachyandesite

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Le Maitre vd., 1989) adlandırma diyagramında, Kocaiskan volkanik birimlerinin genellikle andezit-dasit, trakiandezit, Gölcük bazaltlarının trakibazalt-bazaltik-trakiandezit, Sındırgı volkanik birimlerinin dasit-riyolit, Kayırlar volkanik biriminin trakiandezit-andezit ve Şahinkaya volkanik biriminin ise andezit alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 9a; bkzn. Çizelge 1). Kocaiskan volkanik birimlerine ait lavlarda yapılan jeolojik ve petrografik çalışmada, andezit ve bazalt türü iki farklı kayaç türü saptanmıştır. Bazalt bileşimine sahip plajiyoklaz (An_{50-58}) ve klinopiroksen fenokristallerinden oluşan lavlar da jeokimyasal adlandırma diyagramlarında andezit alanına düşmektedir.

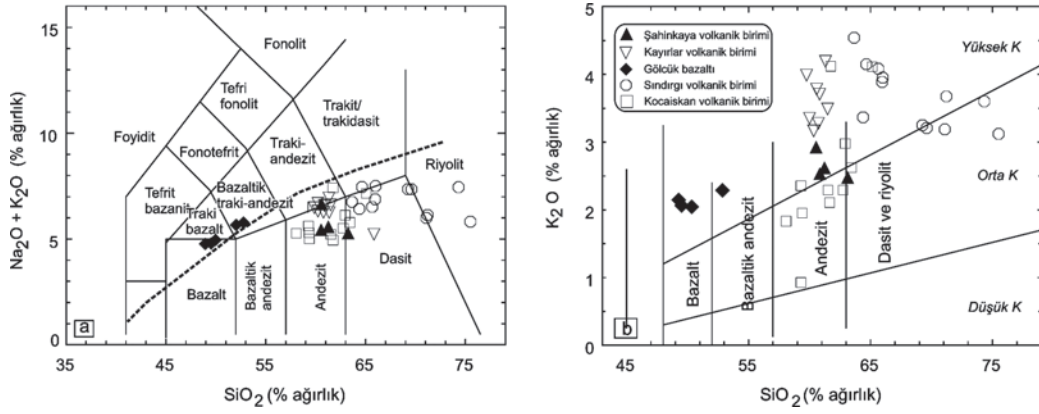
Kalkalkali bileşim sergileyen (Irvine ve Baragar, 1971) (Erkül vd., 2005a, 2005b) Kocaiskan, Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri orta-yüksek, Gölcük bazaltı ise yüksek K'ludur (Şekil 9a-b).

Ana element değişim diyagramlarında kalkalkali bileşim sergileyen birimlerin hafif alkali bileşim sergileyen Gölcük bazaltından farklı bölgede yer aldıkları görülmektedir. Diğer birimlerin Gölcük bazaltı ile aynı gidişleri sunmalarına karşın element oranlarındaki farklılıklar nedeniyle ayrı alanlara düştükleri görülmektedir. Tüm volkanik birimlerde artan silis içeriğine göre Al_2O_3 , tFe_2O_3 , MnO , MgO , CaO ve P_2O_5 değerleri azalış, K_2O içeriğinde artış gözlenmektedir. Na içeriği, silis içeriği yaklaşık % 60'a kadar olan kayaç örneklerinde artan silise paralel bir artış göstermektedir. Silis miktarı % 60-65 arasında düşey dağılım göstermekte ve silis içeriğinin % 66'dan büyük olduğu kayaç örneklerinde ise artan silise bağlı olarak bir azalma göstermektedir (Şekil 10). Na_2O içeriklerinde ise artış gözlenmektedir (Şekil 10a-h). Özellikle CaO'de gözlenen azalmalar kalsik plajiyoklazlarda, MgO'deki azalmalar klinopiroksenlerde ve toplam demirdeki azalmalar ise piroksen ve demiroksitlerin fraksiyonlanması ile ilişkili olabilmektedir (Temel, 2001) (Şekil 10a-h). K ise daha geç evrelerde kristalleştikten, SiO_2 ile pozitif bir gidiş göstermektedir (Temel, 2001). Na içeriğinin göstermiş olduğu farklı davranış, plajiyoklaz minerallerindeki albit bileşeninden kaynaklanmaktadır ve plajiyoklaz minerallerinde gözlenen magma karışımı dokularından da anlaşılacağı gibi mafik ve felsik magma karışımı sırasında plajiyoklaz

oluşumu bakımından normal bir fraksiyonlanmadan ziyade, kalsik ve sodik plajiyoklaz bileşenlerinin hücremsi-süngerimsi biçimli erime-çözünme dokuları, iri plajiyoklazlar içerisinde çivi başlarına benzer küçük plajiyoklazların bulunması, zonlu doku ve ikizlenmenin birlikte görüldüğü karmaşık zonlu plajiyoklaz minerallerinde yüksek sıcaklık ve düşük sıcaklık plajiyoklazlarının birlikte ve özellikle albit uç üyesinin gereğinden fazla veya az bulunmasına (özellikle silis içeriği yaklaşık % 65' den fazla olan kayaçlarda) bağlanmaktadır (bkzn. Şekil 10).

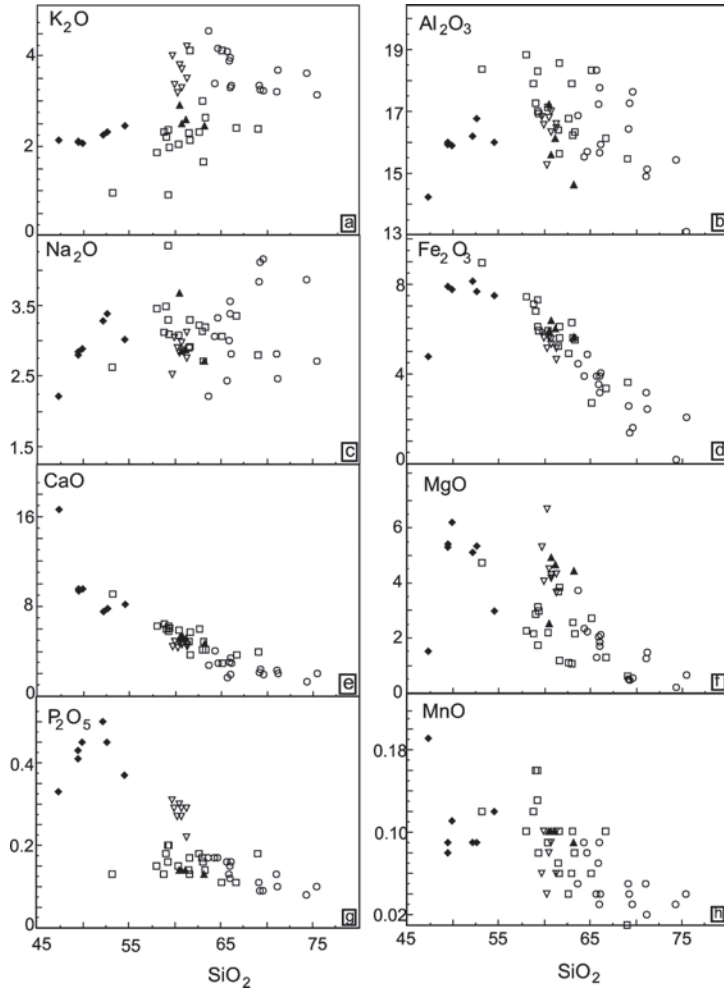
Büyük iyon çaplı elementlerden Ba içerikleri artan silis içeriğine göre 58-64 (milyonda bir) aralığında sabit kalmakta, daha sonra artan silis içeriğine bağlı tekrar artmaktadır. Ba dalgalanmasının, tıpkı Na dalgalanmasında olduğu gibi, magma karışmasına bağlı olarak meydana gelen ve yüksek sıcaklık ve düşük sıcaklık feldispatlarının birlikteliğini sağlayan oluşum koşulları nedeniyle, tıpkı Na içeriğinde olduğu gibi, Ba içeriğinde de bileşimsel dalgalanmaların meydana geldiği düşünülmektedir. Sr içerikleri ise, artan silis içeriğine göre negatif eğilim sunmaktadır. Aynı özellik, artan silis miktarına göre azalan CaO diyagramında da göze çarpmaktadır. Sr elementinin negatif bir ilişki göstermesi, Sr'un plajiyoklaz minerallerinde Ca elementinin yerini alması nedeniyle Ca'ca zengin plajiyoklazların fraksiyonlanması ile ilişkilidir. SiO_2 ile uyumsuz elementlerden Ba arasındaki pozitif ilişki ve uyumlu elementlerden Sr arasında gelişen negatif ilişki klasik fraksiyonel kristalleşme eğilimlerine karşılık gelmektedir (Temel, 2001) (Şekil 11).

Eser elementlerden kalıcılığı yüksek element (high field strength element, HFSE) olarak tanımlanan Nb, Y, Zr, Yb, Th ve U elementlerinin silise göre değişimine bakıldığında, tıpkı ana element değişim diyagramlarında olduğu gibi, hafif alkali bileşim sergileyen Gölcük bazaltının diğer volkanik birimlerden ayrı alanda yer aldığı görülmektedir (Şekil 11). Y, Yb, Zr elementlerinde artan silis içeriğine koşut olarak azalmaktadır. Kalkalkali bileşime sahip volkanik birimlerin Nb, Th ve U bakımından zenginleşmiş olduğu, hafif alkali bileşimli Gölcük bazaltlarının ise daha düşük SiO_2 içeriklerine karşın (örneğin, Şahinkaya volkanik birimine göre) söz konusu uyumsuz elementler bakımından daha da zenginleşmiş ve evrimleşmiş olduklarını göstermektedir (Şekil 11)



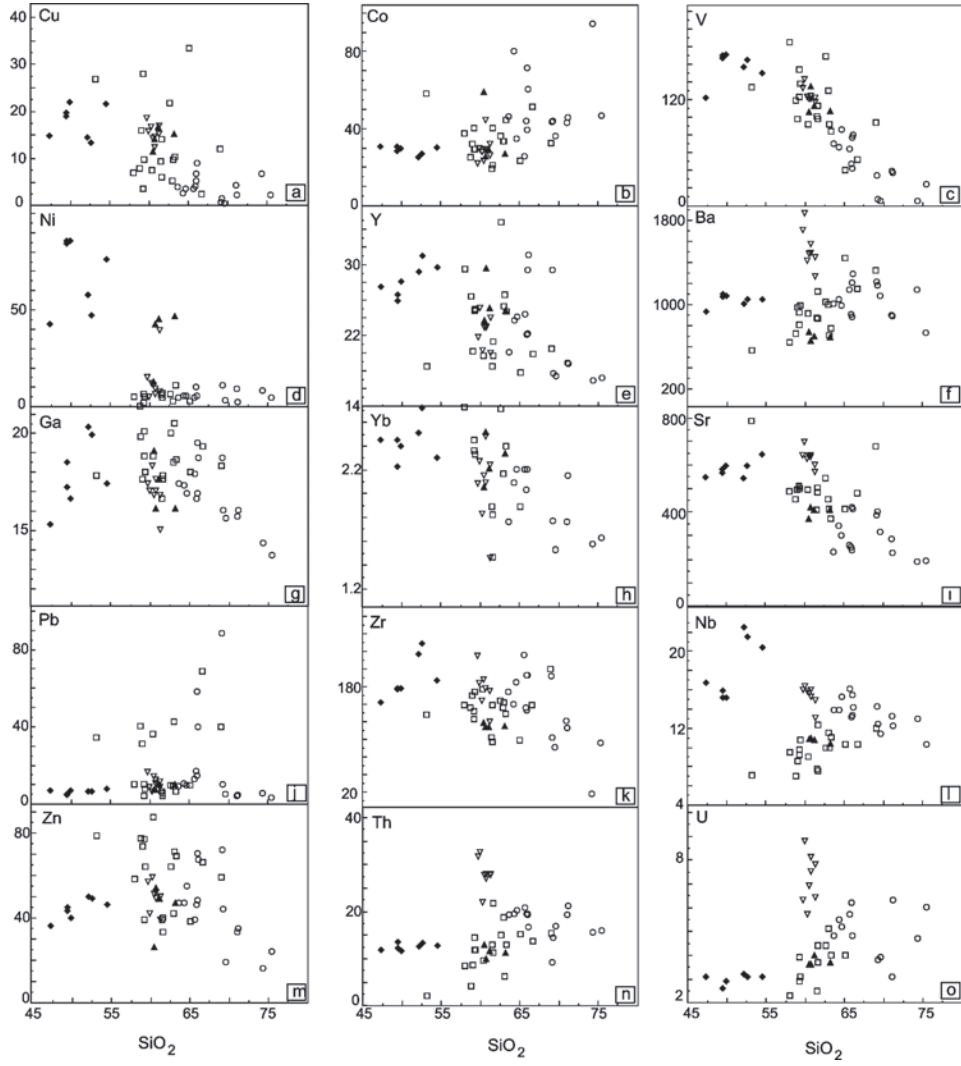
Şekil 9. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin: (a) toplam alkali-silis [Le Maitre vd. (1989), alkali-subalkali ayırım çizgisi kesikli çizgi ile gösterilmiştir ve Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır], (b) K_2O - SiO_2 değişim diyagramındaki konumu (Le Maitre vd., 1989).

Figure 9. Chemical classification of the volcanic rock samples from the Bigadiç borate basin: (a) TAS diagram of Le Maitre et al. (1989) and (b) SiO_2 vs. K_2O diagram.



Şekil 10. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin ana element silis değişim diyagramlarındaki davranışları (açıklamalar için Şekil 9'a bakınız).

Figure 10. Major oxides vs SiO_2 variation diagrams for the volcanic rocks in the Bigadiç borate basin (see Figure 9 for legend).



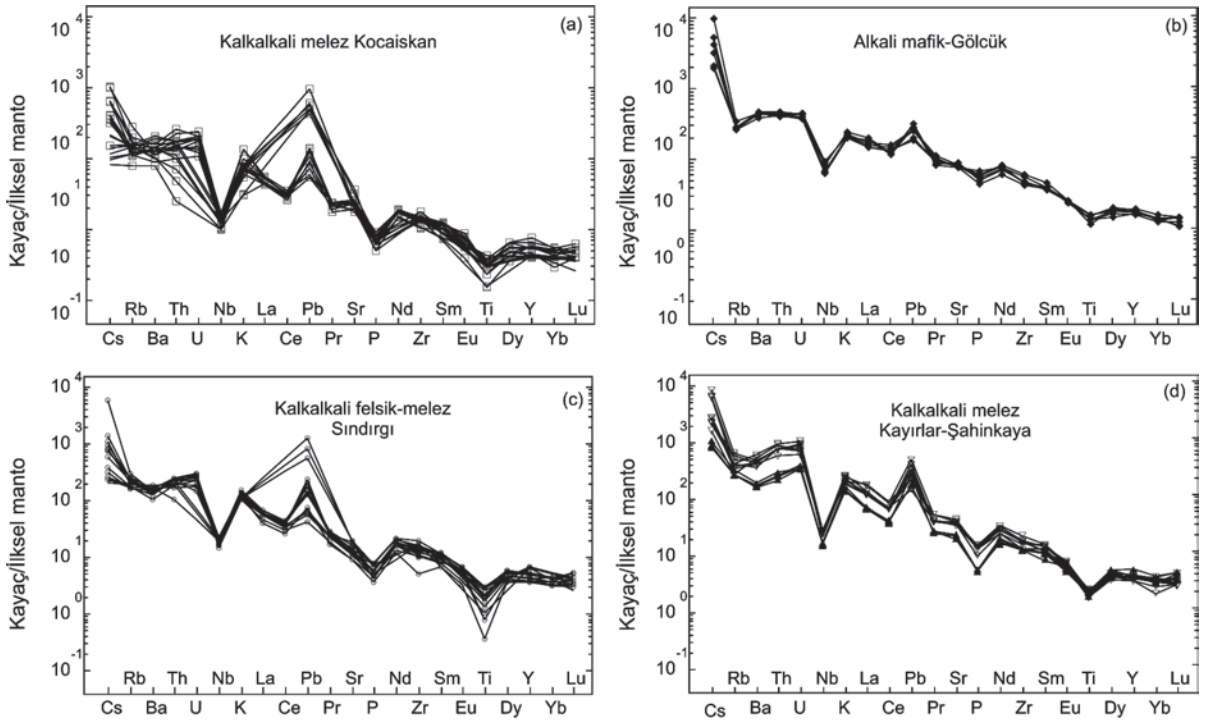
Şekil 11. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin eser element silis değişim diyagramlarındaki davranışları (açıklamalar için Şekil 9'a bakınız).

Figure 11. Trace element vs SiO_2 variation diagrams for the volcanic rocks in the Bigadiç borate basin (see Figure 9 for legend).

Geçiş metallereinden V, Co, Ni, Cu, Pb, Zn ve Ga içeriklerinin silise göre değişimi incelendiğinde, hafif alkali bileşimli Gölçük bazaltına ait kayaç örneklerinin kalkalkali bileşimli kayaç örneklerinden farklı bir alanda yer aldıkları görülmektedir (bknz. Şekil 11). Volkanik birimlerin tümünde artan silis içeriğine bağlı olarak Cu, V, Ni, Ga elementlerinde azalış, Co ve Pb elementlerinde ise artış gözlenmektedir.

İlksel mantoya göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarında (Sun ve McDonough, 1989) ortaç bileşimli kalkalkali kayaçlar, Cs, Rb gibi büyük iyon yarıçaplı elementleri, Th, U, gibi geçiş

elementleri, La, Pr, Nd gibi hafif nadir toprak elementleri bakımından zenginleşmiştir (Şekil 12a-d). Bigadiç ve çevresini oluşturan bu volkanik birimlerin tamamında ise, belirgin bir şekilde Nb, Ti ve P elementleri bakımından tüketilme görülmektedir. Volkanik kayaçlarda Rb, Ba ve Zr zenginleşmeleri, magmatik farklılaşma sırasında mika, zirkon, apatit ve titano-manyetit minerallerinin karışması şeklinde yorumlanmaktadır (Deniel vd., 1998). Bu durumda, magmaların kirletilmiş oldukları, ya da bu minerallerce zengin bir magma ile karıştığı (mixing/mingling) düşünülmektedir.



Şekil 12. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin prim-normalize eser element diyagramındaki konumları (normalleştirme değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; açıklamalar için Şekil 9'a bakınız).

Figure 12. Prim-normalized trace element spider diagrams, (normalizing values are from Sun and McDonough, 1989; see Figure 9 for legend).

Kondrit normalize (Sun ve McDonough, 1989) nadir toprak element diyagramlarında riyolitik-dasitik bileşime sahip Sındırgı volkanik biriminin hafif nadir toprak elementlerince özellikle de La ve Ce elementlerince zenginleştiği, Eu elementince ise hafifçe tüketildiği görülmektedir (Şekil 13a-d). Kalkalkali bileşimli Kocaiskan-Sındırgı ve Kayırlar-Şahinkaya volkanik birimlerinin nadir toprak element dağılım desenleri birbirlerine benzerlik göstermekte ve hafif nadir toprak elementlerince zenginleşme sunarken, hafif alkali bileşime sahip Gölcük bazaltının ise, daha az zenginleştiği gözlenmektedir. Kocaiskan ve Sındırgı volkanik birimlerinde Eu anomalisi Şahinkaya, Kayırlar ve Gölcük bazaltına göre daha belirgin şekilde görülmektedir.

TARTIŞMA

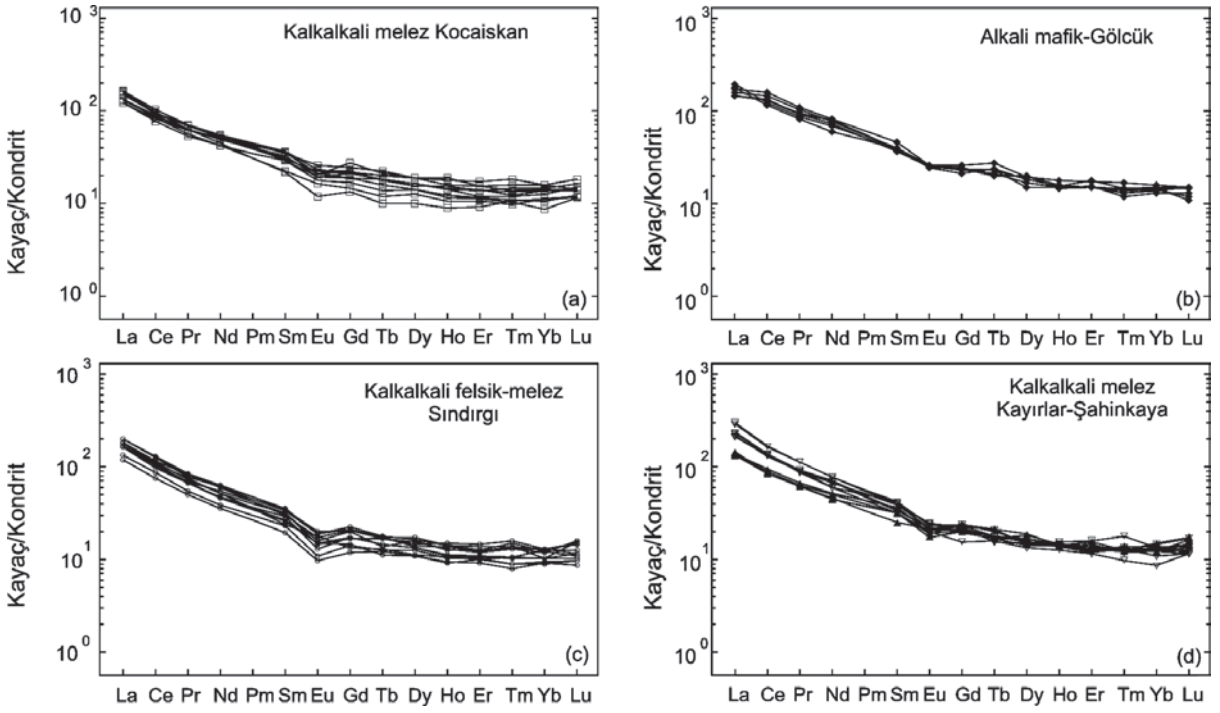
Mafik Mikrogranüler Anklavlar

Bigadiç bor havzası içerisinde yüzlek veren volkanik kayaların oluşumunda etkin olan magma karışımının kanıtları yüzlek/harita ölçeğinde

mükemmel şekilde görülmektedir. Farklı bileşimlerdeki iki eş yaşlı magmanın fiziksel ve kimyasal olarak heterojen karışımının en belirgin göstergesi santimetre-desimetre boyutlarında, yuvarlağımsı-elipsoidal şekilli mikrogranüler anklavlar (Gourgaud, 1991; Hibbard, 1991), gerek ince taneli dokusu gerekse daha koyu rengi ile ana kayaçdan kolaylıkla ayırt edilmektedir (bkz. Şekil 4a-b).

Magma Karışımı

Ayrıntılı petrografik incelemelerde Bigadiç ve çevresinde yüzlek veren volkanik birimlerin evriminde magmaların homojen karışımının etkin olduğu görülmektedir. Bu veriler; çeşitli mineral dokuları ile belirgindir, magmada meydana gelen dengesizlikler sonucu oluşan süngerimsi plajiyoklazlar, amfibol, piroksen ve kuvars minerallerinde kemirilmeler, minerallerin dış bölümlerindeki hamur kapanımları, iskeletimsi plajiyoklaz mineralleri (Eichelberger, 1978, 1980; Hibbard, 1995; Wiebe, 1994) bunlara örnek olarak verilebilir.



Şekil 13. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin kondrit normalize nadir toprak element örümcek diyagramlarındaki konumları (normalleştirme değerleri, Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır; açıklamalar için Şekil 9'a bakınız).

Figure 13. Chondrite-normalized rare earth element spider diagrams. (Normalizing values are from Sun and McDonough (1989); see Figure 9 for legend).

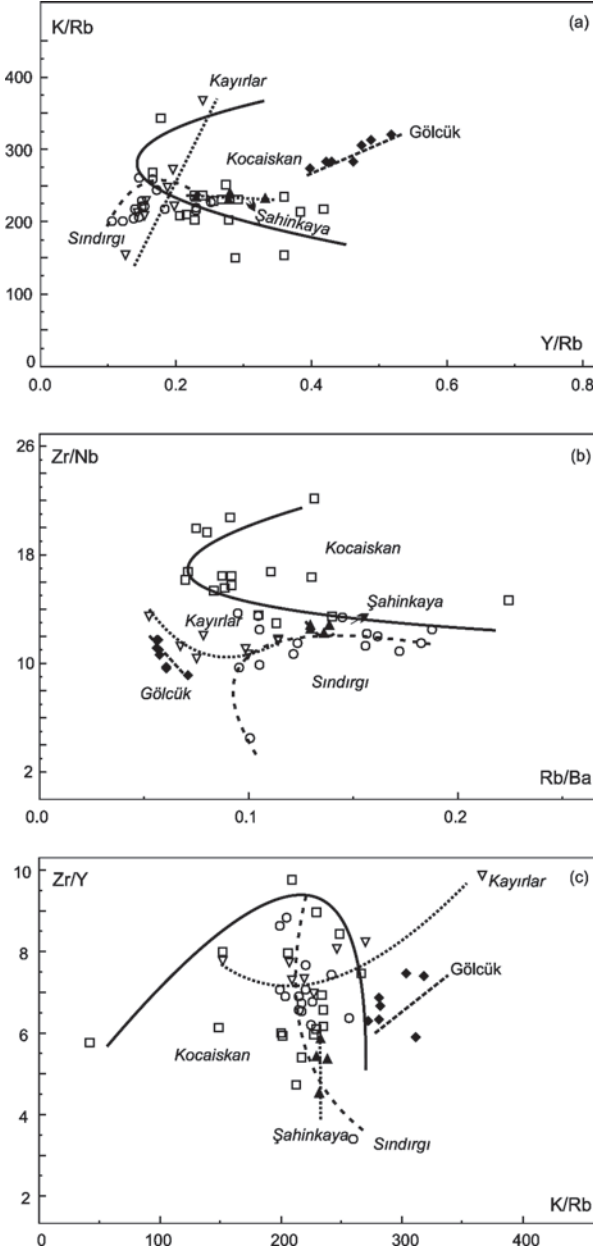
Dokusal ve mineralojik açıdan mafik mikrogranüler anklav ve ana kayacın dokusal özellikleri birbirinden tamamen farklıdır. Anklavlar ana kayaca göre daha ince taneli görünüm sunmaktadır. Başlıca, olivin, plajiyoklaz, ojit ve opak mineral fenokristallerinden ve hamurdan meydana gelmiştir. Hamurun çoğunluğu kristallerden oluşmakta, daha az miktarda volkan camı içermektedir. Olivinler, ileri derecede iddingsitleşmiş ve serpantinleşmiştir. Tipik olarak mikrolitik doku görülmektedir. Meydana gelen bu mikrolitik doku anklavı oluşturan magmanın ana magma ile eriyik halinde iken reaksiyona girdiğini göstermektedir (Alpaslan, 2001; Eichelberger, 1980; Bacon ve Metz, 1984; Koyagushi, 1986; Gourgaud, 1991).

Asidik ve bazik magmanın homojen ve heterojen şekilde karışması sonucu ortaya çıkan ve karışımın etkilerini gösteren çeşitli mikroskobik dokular (Şekil 5-8) plajiyoklaz minerallerinin etrafını saran hamur kapanımları, plajiyoklaz minerallerinde gelişen elek dokuları (süngerimsi plajiyoklazlar), iskeletimsi plajiyoklazlar, zonlu ve

karmaşık dokulu plajiyoklazlar, plajiyoklaz mineralleri içerisindeki hamur kapanımları, mafik minerallerinin etrafında gelişen reaksiyon çerçeveleri, hornblend minerali içerisinde gelişen eriyik kapanımları, bıçağımsı biyotit gelişimidir (Eichelberger, 1975; Eichelberger, 1978; Sakuyama, 1981; Koyagushi, 1986; Luhr ve Carmichael, 1980; Huppert vd., 1982; Alpaslan, 2001).

Viskozite özellikleri bakımından Newtonian davranış aşamasında olan eşyaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışmaları (magma mixing) sonucu meydana gelen hibrid magmalardan itibaren oluşan kayalardaki eser element/ eser element oranlarının (HFSE/HFSE-LILE/LILE) birbirlerine göre olan değişim diyagramlarında daima hiperbolik trendlerin elde edildiği bilinmektedir (Cox vd., 1984; Seymour ve Vlasopoulos, 1992). K/Rb-Y/Yb değişim diyagramında Kocaiskan, Sındırgı ve Şahinkaya, Zr/Nb-Rb/Ba diyagramında, Gölcük bazaltı hariç diğerlerinin, Zr/Y-K/Rb ise Kocaiskan, Sındırgı, Kayırlar volkanik birimlerinin hiperbolik gidişler sunmaktadır (Şekil 14a-c). Kalkalkali volkanik

birimlerde görülen mafik mikrogranüler anklav ve karışım dokularının izlerinin jeokimyasal olarak da izlendiği görülmektedir.



Şekil 14. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin: (a) Zr/Nb-R/Ba; (b) K/Rb-Y/Rb; (c) Zr/Y-K/Rb diyagramındaki konumları (Hipربولik eğilimler karışımı işaret etmektedir; Cox vd., 1984; Seymour ve Vlassopoulos, 1992), (açıklamalar için Şekil 9'a bakınız).

Figure 14. (a) Zr/Nb-R/Ba; (b) K/Rb-Y/Rb; (c) K/Rb-Y/Rb plots of the Bigadiç borate basin volcanics (Hyperbolic distributions indicate mixing (diagrams are taken from Cox et al., 1984; Seymour and Vlassopoulos, 1992; see Figure 9 for legend).

Bigadiç Volkanik Birimlerinin Evrimi

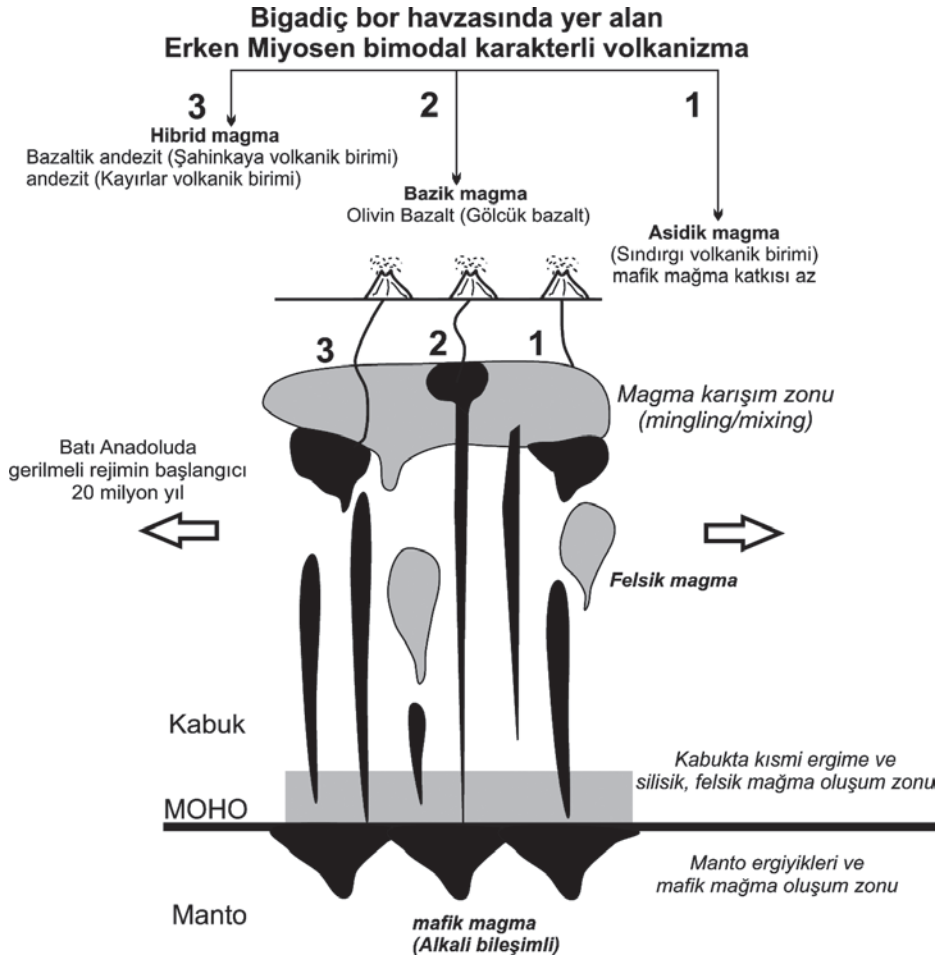
Batı Anadolu'da genişleme tektoniğinin Erken Miyosen ($\approx 20-21\text{My}$)'den itibaren başladığını kanıtlayan birçok çalışma vardır (Seyitoğlu ve Scott, 1992, 1996; Bozkurt ve Park, 1994; Emre ve Sözbilir, 1996; Seyitoğlu vd., 1992, 1996, 1997; Koçyiğit vd., 1999; Işık ve Tekeli, 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Işık vd., 2004; Erkül vd., 2005a, 2005b; Ring ve Collins, 2005; Thomson ve Ring, 2006; Erkül, 2010). Önceki çalışmalarda elde edilen jeolojik ve jeokimyasal veriler, Batı Anadolu'daki kalkalkalin, şoşonitik, potasik ve ultrapotasik karaktere sahip volkanik birimlerin volkanik yay, ya da çarpışma sonrası ortamda oluştuğunu öne sürülmektedir (Fytikas vd., 1979, 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989, 2001; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Genç, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Dilek ve Altunkaynak, 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Dilek vd., 2009). Bigadiç volkanik birimlerini oluşturan kalkalkali volkanikler volkanik yay ya da çarpışma sonrası ortamda yer alırken, Batı Anadolu'da ilk kez tanımlanan Erken Miyosen yaşlı hafif alkali Gölcük bazaltı ise levha içi alkali bölgede yer almaktadır (Erkül vd., 2005a). Bigadiç bor havzasında dağılım sunan Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri kalkalkali ve Gölcük bazaltı ise hafif alkali karaktere sahiptirler. Bu birimlere ait radyometrik yaşlar ise, kalkalkali ve hafif alkali kayaç topluluklarının eş yaşlı olduğunu işaret etmektedir (bkz. Şekil 3; Erkül vd., 2005a, 2005b). Eş yaşlı kalkalkali ve hafif alkali birlikteliği bölgedeki bimodal volkanizmayı temsil etmektedir. Bigadiç bor havzasındaki Erken Miyosen yaşlı bimodal volkanizmanın, Batı Anadolu'da 20 milyon yıl önce aktif olan gerilmeli tektonik rejimin başlangıcı ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (Erkül vd., 2005a, 2005b). Bimodal volkanizma, benzer şekilde Foça volkanik sahasında da tanımlanmış olup Orta Miyosen yaşlı riyolit ve bazalt birlikteliği ile temsil edilmektedir (Akay ve Erdoğan, 2004; Altunkaynak vd., 2010). Foça'daki bimodal volkanizma da benzer şekilde gerilme rejiminin başlangıcı ile ilişkilendirilmiştir. Bigadiç bor havzası ve Foça bölgesindeki bimodal volkanizma, dünyada tanımlanan örnekleri ile jeokimyasal açıdan uyumluluk göstermektedir (Ngounouno vd.,

2000; Fan vd., 2001; Guo vd., 2001; Kabeto vd., 2001; Brown vd., 2002; Moraes vd., 2003).

Bigadiç ve çevresindeki bu volkanik kayaçların oluşumu ve yerleşimi Şekil 15'de kısaca özetlenmiştir. Tektonik gerilme sonucu manto ergiyikleri üzerinde basıncın azalması ile mafik faz oluşmuştur. Bu mafik faz alkali özellik sergilemekte olup, ağır nadir toprak elementlerince zengin olan Gölcük bazaltını oluşturmuştur. Kabuğun alt kısmında biriken bu mafik magma uçucunun bulunmadığı ergime reaksiyonları için gerekli ısı kaynağını oluşturarak, kısmi ergime ile riyolitik ve dasitik bileşime sahip Sındırgı volkanik birimini oluşturmuştur. Özellikle, Rb, Ba, K, Th, LREE'de zenginleşme ve Sr, Nb, Y,

Hf, Zr, Ti elementlerinde tüketilme, negatif Eu anomalisi ve düşük miktarlardaki MgO oranı nedeniyle Sındırgı volkanik birimlerinin kabuksal kökenli olduğu kabul edilmektedir. Eş yaşlı levha içi mafik magma ile volkanik yay/çarpışma sonrası ortamda oluşmuş kabuksal kökenli felsik magmanın belirli oranlarda karışmasından ise melez Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri oluşmuştur (Şekil 15).

Gerek sınıflama ve element değişimlerine, gerekse tektonik ortam verilerine göre (Erkül vd., 2005a, 2005b) Bigadiç bor havzasında eş yaşlı felsik-mafik magmaların karışması sonucunda melez karaktere sahip bazaltik andezit ve trakiandezit bileşimli volkanik kayaçlar oluşmuştur



Şekil 15. Bigadiç bor havzası çevresindeki volkanik birimlerin evrimini gösteren şematik şekil (Lindline vd., 2000'den modifiye edilmiştir).

Figure 15. A schematic model for extension related bimodal volcanic associations in the Bigadiç borate basin (modified from Lindline et al., 2000).

(bknz. Şekil 15). Erken Miyosen'de felsik-mafik magmaların karışımının ilk ürünü olarak kabul edilen kalkalkali bileşimli melez Kocaiskan volkanik biriminin ise, gerek arazi gerekse yaş aralıklarındaki boşluklar nedeniyle diğer birimlerle kökensel ilişkisi net değildir.

SONUÇLAR

Bigadiç ve çevresindeki Erken Miyosen volkanizması, iki evre ile temsil edilmektedir. Bu volkanizmanın ürünleri birbirlerinden açısız uyumsuzlukla ayrılır. Kocaiskan volkanik birimi üzerine uyumsuzlukla gelen Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleri ile Gölcük bazaltı ikinci evrenin volkanik ürünlerini oluşturmaktadır. Eş yaşlı riyolitik/dasitik magmadan oluşan Sındırgı volkanik birimi ile olivin bazalttan oluşan Gölcük bazaltının homojen/heterojen karışımının Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimlerini oluşturduğu bu çalışma ile ortaya konulmuştur.

Kalkalkali bileşim sergileyen birimler içerisinde görülen yuvarlağımsı elipsoid boyutları birkaç milimetreden birkaç santimetreye değişen anklavlar magmaların heterojen karıştığını göstermektedir. Homojen karışım ile belirginleşen mikroskobik dokular ise; plajiyoklaz minerallerinin etrafını saran hamur kapanımları, plajiyoklaz minerallerinde gelişen elek dokuları, iskeletimsi plajiyoklazlar, zonlu ve karmaşık dokulu plajiyoklazlar, hornblend minerali içerisinde gelişen eriyik kapanımları ve bıçağımsı biyotit gelişimidir.

Jeokimyasal olarak HFSE/HFSE-LILE/LILE değişim diyagramlarında gözlenen hiperbolik gidüşler de Bigadiç volkanik birimlerinin oluşumu sırasında eş yaşlı zıt bileşimlerindeki magma kaynaklarının belirli oranlarda karıştığına işaret etmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi (Proje no: 0922.20.01.36) ve Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (Project no: YDABÇAG-100Y044) tarafından desteklenmiştir. Yazarlar değerli görüş, eleştiri ve katkılarından dolayı Abidin Temel ve Ercan Aldanmaz'a teşekkürlerini sunar.

KAYNAKLAR

- Akay, E., and Erdoğan, B., 2004. Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliğa-Foça region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 367-387.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in the western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Alpaslan, M., 2001. Volkanik kayalarda magma karışım dokuları ve mekanizmaları, D. Boztuğ ve N. Otlu (editörler), *Magmatik Petrojenez, TÜBİTAK Lisansüstü Yaz Okulu, Akçakoca*, s. 244-262.
- Altunkaynak, Ş., and Yılmaz, Y., 1998. The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 211-231.
- Altunkaynak, Ş., and Dilek, Y., 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. In: Y. Dilek and S. Pavlides (eds.), *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia: Geological Society of American Special Paper 409*, pp. 321-351.
- Altunkaynak, S., Rogers, N. W., and Kelley, S. P., 2010. Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 52, 579-607.
- Bacon, C.R., 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 91, 6091-6112.
- Bacon, C.R., and Metz, J., 1984. Magmatic inclusions in rhyolites, contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 346-365.
- Barbarin, B., and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular

- enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 145-153.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey and its tectonic implications. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area*, E., Bozkurt, J.A., Winchester, J.D.A., Piper, (eds.). Special Publications, 173, Geological Society of London, pp. 385-403.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey- a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E., and Park, R.G., 1994. Southern Menderes Massif - an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151, 213-216.
- Briot, D., 1990. Magma mixing versus xenocryst assimilation: the genesis of trachyandesites in Sancy volcano, Massif Central, France. *Lithos*, 25, 227-241.
- Brown, S.J.A., Barley, M.E., Krapez, B., and Cas, R.A.F., 2002. The Late Archaean Melita Complex, Eastern Goldfields, Western Australia: shallow submarine bimodal volcanism in a rifted arc environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 303-327.
- Chen, Y.D., Price, R.C., and White, A.J.R., 1989. Inclusions in three S-type granites from southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30, 1181-1218.
- Conrey, R.M., Sherrod, D.R., Hooper, P.R., and Swanson, D.A., 1997. Diverse primitive magmas in the Cascade arc, northern Oregon and southern Washington. *The Canadian Mineralogist*, 35, 367-396.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., 1984. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London.
- Deniel, C., Aydar, E., and Gourgaud, A., 1998. The Hasan Dağı Stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87, 275-302.
- Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991. *Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology 13*, Elsevier, Amsterdam.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, Ş., 2007. Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49, 431-453.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, Ş., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society of London Special Publications*, 311, 213-233.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., and Öner, Z., 2009. Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. U. Ring and B. Wernicke (eds.), *Extending a Continent: Architecture, Rheology and Heat Budget*. Geological Society of London Special Publications, 321, 197-223.
- Dodge, F.C.W., and Kistler, R.W., 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17841-17848.
- Dorais, M.J., Whitney, J.A., and Stormer, (Jr.) J.C., 1991. Mineralogical constraints on the petrogenesis of trachytic inclusions, Carpenter ridge tuff, Central San Juan Volcanic Field, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 219-230.
- Eichelberger J.C., 1975. Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum pacific volcanoes, *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1381-1391.
- Eichelberger J.C., 1978. Andesite volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- Eichelberger J.C., 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic

- magma chambers. *Nature*, 288, 446-450.
- Eichelberger, J.C., Chertkoff, D.G., Dreher, S.T., and Nye, C.J., 2000. Magmas in collision: rethinking chemical zonation in silicic magmas. *Geology*, 28, 603-606.
- Emre, T., and Sözbilir, H., 1996. Tertiary detachment faulting, core complex uplift, and graben evolution in the western Anatolia extensional province, Turkey. In: Anonymous (eds.), 30th International Geological Congress, Abstracts, p. 288.
- Ercan, T., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Küçükayman, A., Can, B. ve Erkan, M. 1984. Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi, magmatik kayaçların petrolojisi ve kökensel yorumu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi Raporu, Ankara (yayımlanmamış).
- Erdoğan, B., 1990. Stratigraphic features and tectonic evolution of the İzmir-Ankara Suture Zone in the region between İzmir and Seferihisar. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2, 1-20.
- Erkül, F., 2010. Tectonic significance of synextensional ductile shear zones within the Early Miocene Alaçamdağ granites, northwestern Turkey. *Geological Magazine*, 147 (4), 611-637.
- Erkül, F., Helvacı, C., and Sözbilir, H., 2005a. Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40 (5), 545-570.
- Erkül, F., Helvacı, C., and Sözbilir, H., 2005b. Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadiç borate basin, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14 (3), 227-253.
- Erkül, F., Helvacı, C., and Sözbilir, H., 2006. Olivine basalt and trachyandesite peperites formed at the subsurface/surface interface of a semi-arid lake : An example from the Early Miocene Bigadiç basin, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149 (3-4), 240-262.
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y. J., Lin, G., and Zhang, M. 2001. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in eastern China. *Physics and Chemistry of the Earth Part a-Solid Earth and Geodesy*, 26, 733-746.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., and Villari, L., 1979. Neogene volcanism of the northern and central Aegean region. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 30, 106-129.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. And Villari, L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society of London Special Publication, 17, 687-699.
- Genç, Ş.C. 1998. Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1-4), 233-249.
- Gourgaud, A., 1991. Comagmatic enclaves in lavas from the Mont-Dore composite volcano, Massif Central, France, In: J. Didier, and B. Barbarin (eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, pp. 221-233.
- Groove, T.L., Donnely-Nolan, J.M., and Housch, T., 1997. Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake Volcano, north California. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 127, 205-223.
- Guo, F., Fan, W.M., Wang, Y.J., and Lin, G. 2001. Petrogenesis of the late mesozoic bimodal volcanic rocks in the southern Da Hinggan Mountains, China. *Acta Petrologica Sinica*, 17, 161-168.
- Gündoğdu, M.N. 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi, Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara (yayımlanmamış).

- Gündoğdu, M.N., 1984. Bigadiç gölsel Neojen basenin jeolojisi. *Yerbilimleri*, 11, 91-104.
- Gündoğdu, M.N., 1985. Bigadiç Gölsel Neojen Baseninde karbonat mineralleri ile simektitlerin dağılımı. II. Ulusal Kil Sempozyumu, s. 123-140.
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A., and Clanner, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associates with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. *Mineralium Deposita*, 31 (6), 492-513.
- Helvacı, C., 1995. Stratigraphy, mineralogy and genesis of the Bigadiç borate deposits, Western Turkey. *Economic Geology*, 90, 1237-1260.
- Helvacı, C., and Alonso, R.N., 2000. Borate deposits of Turkey and Argentina; A summary and geological comparison. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24, 1-27.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: J. Didier and B. Barbarin (eds.), *Enclaves and Granite Petrology. Developments of Petrology*, Elsevier, pp. 431-444.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, New York.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., and Turner, J.S., 1982. Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, 297, 554-557.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Işık, V., and Tekeli, O., 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89 (4), 757-765.
- Işık, V., Tekeli O., and Seyitoğlu, G., 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555-566.
- Kabeto, K., Sawada, Y., Iizumi, S., and Wakatsuki, T., 2001. Mantle sources and magma-crust interactions in volcanic rocks from the northern Kenya rift: geochemical evidence. *Lithos*, 56, 111-139.
- Karacık, Z., and Yılmaz, Y., 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcanoplutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 251-264.
- 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.
- Kouchi, A., and Sunagawa, I., 1983. Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature*, 304, 527-528.
- Kouchi, A., and Sunagawa, I., 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 17-23.
- Koyaguchi, T., 1986. Textural and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, Southwestern Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 33-45.
- Kumar, S., 1995. Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodrusa Granodiorites, Western Carpathians. *Carpathian Geology*, 46, 379-382.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeis, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, Blackwell Scientific Publication, Trowbridge, Wilts.
- Lindline, J., Crawford, W.A., Crawford, M.L., and Omar, G.I., 2000. Post accretion

- magmatism within the Kuiu-Etolin igneous belt, southeastern Alaska. *The Canadian Mineralogist*, 38 (4), 951-974.
- Luhr, J.F., and Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico, I. post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343-372.
- Moraes, R., Fuck, R.A., Pimental, M.M., Gioia, S., and Figueiredo, A.M.G., 2003. Geochemistry and Sm-Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelandia, Goias, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. *Precambrian Research*, 125, 317-336.
- Ngounouno, I., Deruelle, B., and Demaiffe, D. 2000. Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102 (1-2), 21-44.
- Okay A.I., and Siyako M. 1993. The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir. In: *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*. S. Turgut (ed.). pp. 333-355.
- Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W., 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea Region. *Tectonophysics*, 169, 113-134.
- Pe-Piper, G. and Piper, D.J.W. 2001. Late Cenozoic post-collisional Aegean igneous rocks: Nd and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models. *Geological Magazine*, 138, 653-668.
- Ring, U., and Collins, A.S., 2005. U-Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 162, 289-298.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Igneous Petrology*, 224, 553-583.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1996. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22, 145-153.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., and Rundle, C.C. 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Geological Society of London*, 149, 533-538.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., and Scott, B., 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- Seymour, K.S.T., and Vlassopoulos, D., 1992. Magma mixing at Nisyros volcano, as inferred from incompatible trace-element systematic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50, 273-299.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R., and Whitehouse, M.J., 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. *Lithos*, 50, 153-170.
- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Revised stratigraphy and facies analysis of Palaeocene-Eocene supra-allochthonous sediments (Denizli, SW Turkey) and their tectonic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 87-112.
- Stimac J.A., Pearce T.H., Donnelly-Nolan J.M., and Hearn J.R.B.C., 1990. The origin and implications of undercooled

- andesitic inclusions in rhyolites, Clear Lake volcanics, California. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17729-17746.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D. Saunderson and M.J. Norry (eds.), *Magma-tism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Temel, A., 2001. Post-collisional miocene alkaline volcanism in the Oğlakçı region, Turkey: Petrology and geochemistry. *International Geology Review*, 43 (7), 640-660.
- Temel, A., and Gündoğdu, M.N., 1988. Distribution and characteristics of primary sedimentary structures in borate containing sedimentary units within the Bigadiç lacustrine volcanosedimentary basin of Neogene age, NW Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 251-269.
- Thomson, S.N., and Ring, U., 2006. Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. *Tectonics*, 25(3) (TC3005, doi: 10.1029/2005TC001833).
- Türkiye Jeoloji Haritası-İzmir, (1:500.000), 1964. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. Clarke Memorial Lecture, *Proceedings of the Royal Society*, 116, 77-103.
- Wiebe, R.A., 1994. Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: the Cadillac mountain intrusive complex, Mount Desert island, Maine. *Geological Journal*, 102, 423-427.
- Wiebe, R.A., and Adams, S.D., 1997. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro granite, Coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Geological Journal*, 105, 617-627.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., and Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications, 173, 353-384.
- Yılmaz, Y., Genç, C., Karacık, Z., and Altunkaynak, Ş., 2001. Two Contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.

