



Yerbilimleri, 2019, 40 (3), 234-252, DOI: 10.17824/yerbilimleri.579538
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Kabuk Anizotropi Araştırmalarında Deprem Kümelerinin İstatistiksel Analizi

Statistical Analysis of the Earthquake Swarms in Crustal Anisotropic Investigations

GÜLTEN POLAT^{1,*}

¹ Department of Civil Engineering, Yeditepe University, 26 Ağustos Yerleşkesi, Kayışdağı Cad. 34755, Istanbul, Turkey


Geliş (received): 18 Haziran (June) 2019
Kabul (accepted) : 5 Aralık (December) 2019

ABSTRACT

The seismic activity of the Simav region is very high so that swarm earthquakes usually occur in this region. Such swarms were usually convenient to measure crustal anisotropy by using shear wave splitting method. Therefore, the swarms make possible to detect crustal anisotropy beneath the study area. In addition, seismic b-value and stress were investigated by using the frequency–magnitude relationship of earthquakes as a function of space in order to find out whether a possible relationship between seismic anisotropy and seismic b-value is or not. For seismic b-value, an earthquake catalog prepared by the KOERI (Bogazici University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center) with magnitude greater than 1.0 from 1 January 2010 to 28 February 2019 was used. Hence, the reliability of findings obtained from the analysis was improved because correctly determining location parameters of earthquakes before 2010 for this region is not reliable due to a lack of seismic station coverage. For splitting analysis, micro-earthquakes from 2016 to 2017 occurred in this region were initially selected. Results from shear wave splitting analysis indicated strong scattering in splitting parameters. This observation seems to be consistent with stress accumulation caused by the earthquake swarms. Additionally, due to variations in stress, changes in the average time-delay for each station were observed. Another important observation of the study is that 90°-flips in shear-wave polarizations observed. Fluctuating high pore-fluid pressures on seismically active fault planes are the most likely cause of the scattering pattern in shear wave splitting parameters.

Keywords: Simav, seismic anisotropy, shear wave splitting, stress, b-value, and seismic hazard.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.579538>

 Gülten POLAT gultenpolat2005@gmail.com

¹ Dep. of Civil Engineering, Yeditepe Univ., 26 Ağustos Yer., Kayışdağı Cad. 34755, Istanbul, Turkey, ORCID 0000-0002-6956-7385

ÖZ

Simav bölgesinin sismik aktivitesi çok yüksektir, bu nedenle genellikle bu bölgede küme depremleri meydana gelir. Bu tür kümeler, kayma dalgası ayırma yöntemi kullanılarak kabuksal anizotropinin ölçülmesi için uygundur. Bu yüzden, bu deprem kümeleri, bu bölgenin altındaki kabuksal anizotropinin ölçülmesini mümkün kılmıştır. Ayrıca, sismik anizotropi ile sismik b değeri arasındaki olası bir ilişkinin olup olmadığını bulmak için depremlerin frekans-büyükölçüm ilişkisi mekânın bir fonksiyonu olarak kullanılarak sismik b değeri ve stres değerleri hesaplanmıştır. Sismik b-değeri için, 1 Ocak 2010 – 28 Şubat 2019 arasında 1,0'den büyük olan KOERI (Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme Merkezi) tarafından hazırlanan bir deprem kataloğu kullanılmıştır. Bu nedenle, analizlerden elde edilen bulguların güvenilirliği artırılmıştır çünkü bu bölge için 2010 öncesi depremlerin yer parametrelerinin doğru olarak belirlenmesi, sismik istasyon kapsamı eksikliği nedeniyle güvenilir değildir. Ayrımlanma analizi için bu bölgede 2016'dan 2017'ye kadar meydana gelen mikro depremler ilk olarak seçilmiştir. Kayma dalgası bölme analizinden elde edilen sonuçlar ayrımlanma parametrelerinde güçlü saçılma olduğunu göstermiştir. Bu gözlem deprem sürülerinin neden olduğu stres birikimi ile tutarlı görünmektedir. Ayrıca, stresteki farklılıklar nedeniyle, her istasyon için ortalama zaman gecikmesinde değişiklikler gözlenmiştir. Çalışmanın bir diğer önemli gözlemi, kayma dalgası polarizasyonlarının 90 °lik saçılımdır. Sismik olarak aktif fay düzlemlerinde dalgalı yüksek gözenekli sıvı basınçları, kayma dalgası bölme parametrelerinde saçılma modelinin en muhtemel nedenidir.

Anahtar Kelimeler: *Simav, sismik anizotropi, kayma dalgası ayrımlanması, stres, b değeri, sismik tehlike.*

Introduction

In recent years, shear wave splitting is widely used in seismological studies to reveal localized anisotropy within the Earth. Particularly, it efficiently provides a powerful diagnostic of mantle anisotropy (e.g., Silver and Chan, 1991; Savage, 1999; Lynner and Long, 2014; Agius and Lebedev, 2017). In addition, this method is used to investigate crustal anisotropy using micro earthquakes (e.g., Crampin, 1981; Nishizawa, 1982; Peacock and Hudson, 1990; Crampin et al., 2008; Polat et al., 2012). The studies indicated that the presence of preferably oriented structures in the crust such as layers, parallel aligned fractures, cracks, micro-cracks or the presence of minerals with a preferred orientation in rocks primarily cause seismic crustal anisotropy. Investigating seismic anisotropy provides to get information about the deformation, stress and faulting of the crust. Therefore, to measure seismic anisotropy within the earth, shear wave splitting is generally used as a common tool because it is a clear indicator of anisotropic structure of the earth and is generally unaffected by

isotropic wave speed heterogeneity (e.g., Silver, 1996; Savage, 1999; Long and Silver, 2009). The shear wave splitting parameters (fast polarization direction ϕ and delay time δt) give us valuable information about the orientation of the stress, crack geometry and crack density (e.g., Crampin, 1994). The widely observed shear-wave splitting (SWS) (seismic birefringence) in the Earth's crust, is caused by propagation through the anisotropic geometry of the stress-aligned fluid-saturated micro-cracks pervading most crustal rocks (Crampin, 1994; Crampin and Gao, 2013). The widespread SWS above swarms of small earthquakes in Iceland and elsewhere (Crampin, 1994; Crampin and Peacock, 2008; Crampin et al., 2008) indicate that micro-cracks are pervasive throughout the Earth's crust. Since micro-crack geometry is sensitive to variations in stress, changes in SWS can be interpreted in terms of variations of the in situ-stress in the rock mass surrounding the swarm. This allows stress-accumulation before earthquakes to be recognized and earthquakes stress-forecast (Crampin et al., 1999, 2008; Crampin and Gao, 2013). Note that for this particular application, it was preferred the term earthquake stress-forecast to earthquake prediction. Monitoring SWS above a persistent swarm in SW Iceland associated with transform zones of the Mid-Atlantic Ridge, where they run onshore in SW and N Iceland, allowed stress-accumulation before a $M=5$ earthquake to be recognized three days before it occurred and the earthquake successfully stress-forecast (Crampin et al., 1999, 2008). Similar effects have been seen retrospectively before some 15 other earthquakes worldwide (Crampin et al., 2015). This near universal SWS implies that most in situ rocks are so heavily micro-cracked that they verge on fracturing and are critical-systems leading to failure in earthquakes if there is any disturbance (Crampin and Gao, 2013). Monitoring such changes in SWS requires recording above persistent swarms of small earthquakes in the shear-wave window with angles of incidence less than $\sim 35^\circ$ (for typical Poisson's ratios) avoiding interference with S-to-P converted phases (Booth and Crampin, 1985).

Although such consistent earthquake swarms located in the Simav region seem consistent to detect crustal anisotropy beneath the study area, it is not easy to determine correctly starting and ending points of S phases on the waveforms of small earthquake because of the complexity of the shear-wave signal (Crampin and Gao, 2006). Before splitting analysis, in this study, seismic b-value and stress were investigated by using the frequency–magnitude relationship of earthquakes as a function of space. As a first in this study, the obtained results from these analyses were combined to find out whether there is a possible relationship between seismic anisotropy and seismic b-value (Changhui, et al., 2019).

Table 1. The dates, intensities and locations of the seismic events given in Table 1 were obtained from the AFAD (Republic of Turkey Prime Ministry Disaster and Emergency Management Authority Presidential of Earthquake Department) (Deprem, 2019 deprem.gov.tr). In addition to this, earthquakes from 1900 to present with magnitude greater than 5 were shown in Figure 2. During this period, 117 intermediate and devastating earthquakes occurred in the study area. This gives significant information about that it is possible for a hazardous earthquake to occur in this region. As listed in Table 1, the intensities of the unrecorded events were also very high. These earthquakes indicate that the Alaşehir-Simav Fault system causes devastating earthquakes due to the fact that it is an active tectonic zone. The largest event occurred in Dinar in 1875 according to the AFAD catalog. Prominently, the 1875 earthquake resulted in a death toll of 1300 in a region between Çivril and Dinar provinces (Oncel et al., 1998). A 20-km long rupture zone was observed (Pınar and Lahn, 1952; Ambraseys, 1975). This table also indicated that there are no earthquakes between 94-1766 years, possibly related to a seismic gap or quiescence of seismicity. Furthermore, in February 17, 2009 an earthquake with a $ML=5.0$ occurred in the region. Intermediate earthquakes can be expected for this region because it is seismically very active.

Table.1 Historical earthquakes occurred on the Alaşehir-Simav fault system (acquired from Deprem, 2019).

Çizelge 1. Alaşehir-Simav fay sisteminde meydana gelen tarihsel depremler (Deprem, 2019'dan alınmıştır).

Date	Location	Intensity
B.C.88	Dinar	Unknown
53	Dinar and its surroundings	VIII
94	Afyonkarahisar and its surroundings	VIII
1766	Şuhut	VIII
1795	Afyonkarahisar	VIII
1862	Afyonkarahisar and Şuhut	VIII
1873	Afyonkarahisar	VI
03.05.1875	Dinar and Çivril	IX
13.05.1876	Afyonkarahisar	VI

Also, the instrumental records indicated that the Emet earthquake with $M 6.2$ occurred in western Turkey in 1928. In addition to this event, on March 28, 1970, the Gediz earthquake with $M_w 7.2$ occurred in this region. The 1970 Çavdarhisar earthquake with $M 5.9$ can be considered as an other important event occurring in this region. In February 17, 2009 an earthquake with a $ML=5.0$ occurred in the region. Intermediate earthquakes can be expected for this region because it is seismically very active. Also, the instrumental records indicated

that, in March 28, 1970 Gediz earthquake with Mw 7.2 occurred in the region. In addition to this event, 1928 Emet earthquake M 6.2 and 1970 Çavdarhisar earthquake M5.9 can be considered as other important events occurring in this region (Oncel et al., 1998). To get information about the seismicity of the region, earthquakes with magnitude greater than 5 from 1900 to 28 February 2019 and greater than 1 from 1 January 2010 to 28 February 2019, were together indicated in Figure 2.

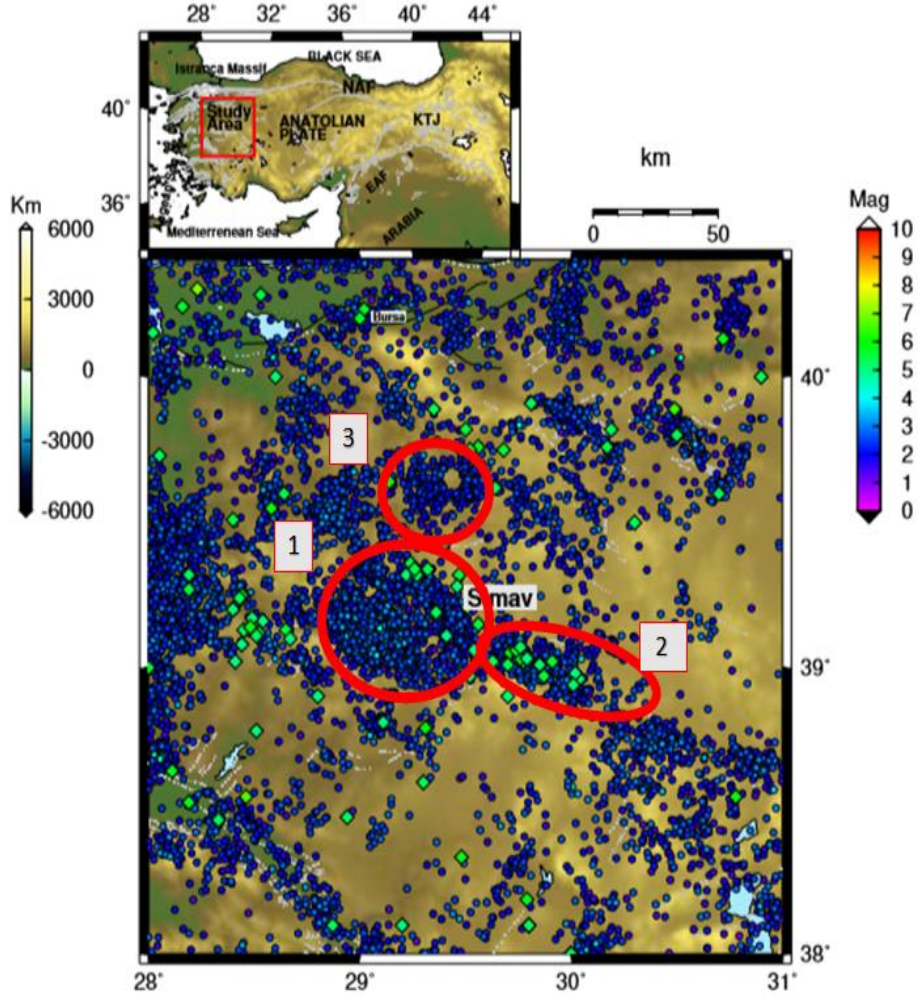


Figure 2. Tectonic map of the Simav region (dot gray faults from Saroglu, 1987). Inset: The location of the study area within Turkey is marked red. (KTJ) Karlova Triple Junction; (EAF) East Anatolian Fault and (NAF) North Anatolian Fault. Green circles show earthquakes with magnitude greater than 5 from 1900 to 2019 occurred in this study area. Earthquakes from 1 January 2010 to 28 February 2019 with magnitude greater than 1 from were colored according to event magnitude.

Şekil 2. Simav bölgesinin tektonik haritası (Gri faylar Saroğlu, 1987'den alınmıştır). İçindekiler: Çalışma alanının yeri Türkiye içinde kırmızı olarak işaretlenmiştir. (KTJ) Karlova Üçlü Kavşağı; (EAF) Doğu Anadolu Fayı ve (NAF) Kuzey Anadolu Fayı. Yeşil daireler bu çalışma alanında 1900'den 2019'a kadar 5'ten büyük depremler göstermektedir. 1 Ocak 2010 - 28 Şubat 2019 tarihleri arasında 1'den büyük depremler, deprem büyüklüğüne göre renklendirilmiştir.

Data and Methods

The earthquake catalog prepared by Boğaziçi University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute of Boğaziçi University, Kandilli (2019)) was used to calculate a-value, b-value and M_c (Magnitude of Completeness). A well-known empirical relation in earthquake seismology is the Gutenberg–Richter relation. The empirical relation represents the frequency of occurrence of earthquakes as a function of magnitude. The constants of the empirical relation are comprised of the a-value and b-value. The a-value is related to the seismic activity. The b-value (size distribution) is a measure for the relative abundance of the strong to the weak earthquakes. In other words, the b-value gives information about the earthquake occurrence probability (Godano et al., 2014). Therefore, the b-value can be said to be related to the tectonic regime of the investigated area.

The location of seismic stations is shown in Figure 3. The coverage of stations deployed in this region seems fine after 2010, but it is not enough to accurately determine the location parameters of micro earthquakes with magnitude less than 1 (more information about the installation dates of receivers installed in this region is available at <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/tr/>). The catalog consists of earthquakes occurred in this area between the latitudes of 38°- 40.4° and the longitudes of 28°- 31°. In this area, approximately 14757 micro earthquakes with magnitude equal or greater than 1 occurred between 2010 and 28 February 2019 were selected (Figure 2). Before 2010, the location parameters of the events are not reliable because of lack of coverage of seismic stations as seen in Figure 3. Before this time, the intermediate and destructive earthquakes occurred in this study area were not considered in this study. In addition, the catalog did not include events with magnitude less than 1. To check the earthquake catalog, the time dependent variation and compliance for sub-regions were also analyzed. To make a detailed comparison, the studied region was divided into three sub-regions shown in Figure 2 according to earthquake clusters and active faults located in this region (shown in Figure 1). To visualize the results of calculation of cumulative number and Frequency-Magnitude Distribution (FMD) of the seismic events, ZMAP software was used (Gutenberg and Richter, 1944; Wyss et al., 2001). The Gutenberg–Richter relation (Gutenberg and Richter, 1944), one of the well-known empirical relation between frequency and magnitude equation (eq. 3.1) is usually applied in the modeling of the seismic hazard, and is related to the earthquake precursors and probabilistic seismic risk assessments (Jarahi, 2017). This approach presents the frequency of occurrence of earthquakes as a function of magnitude (Eq. 3.1):

$$\log_{10}N = a - bM$$

(Eq. 3. 1)

In this equation, N represents the cumulative number of earthquakes with magnitude greater than M where a-value and b-value are constants to be determined. The a-value and b-value constants are related to seismic activity and distribution of magnitude size, respectively.

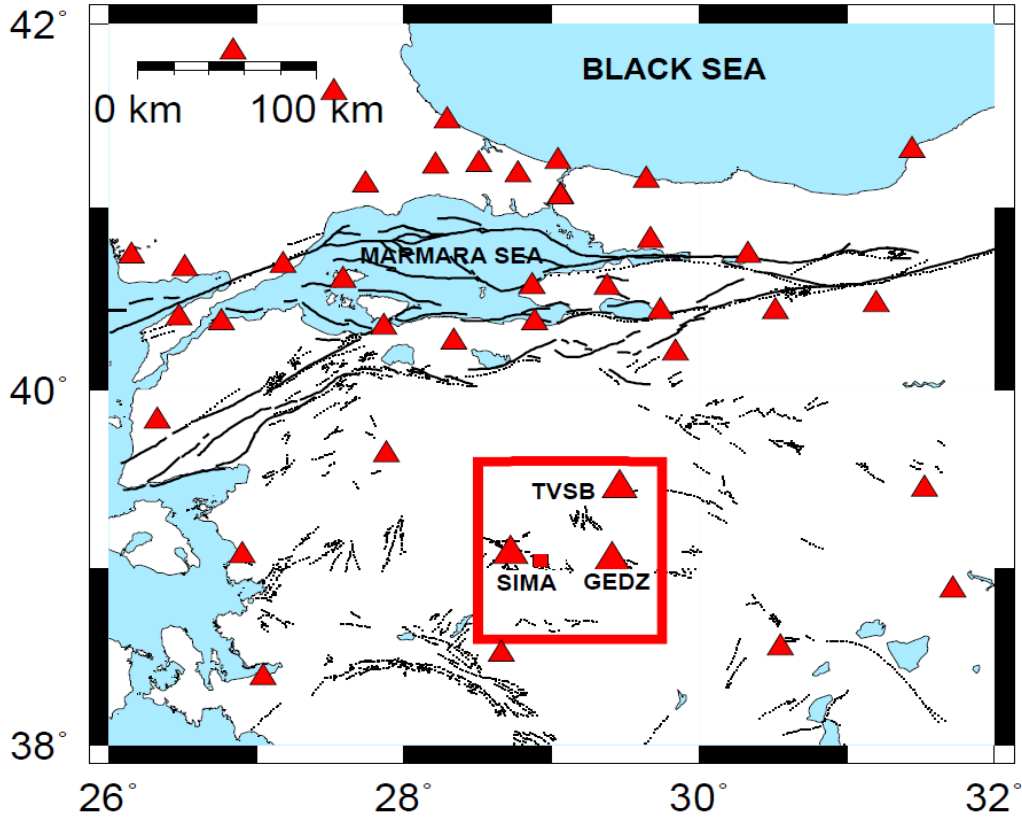


Figure 3. Distribution of seismic stations located in the study region.

Şekil 3. Çalışma bölgesinde bulunan sismik istasyonların dağılımı.

Several studies revealed spatial variations in the frequency-magnitude distribution in different tectonic regimes (Wyss et al., 1997; Wiemer and Wyss, 1997). There are some studies that spatial and temporal changes in b-values were detected prior to large earthquakes (Murase, 2004; Nakaya, 2006). Some studies (Mogi, 1962; Warren and Latham, 1970) indicated that changes in the b-values may be caused by material heterogeneity and thermal gradient. To explain the temporal and spatial earthquake activities in a region in different scales, this approach may be used.

Before using ZMAP software (Wiemer, 2001), to construct a homogenous catalog, the Md magnitude of the complete dataset was converted to ML magnitude by using the following equation (Kalafat, 2016):

$$ML=(0.9897*Md)+0.0978$$

(Eq.3.2)

In addition to this, to remove duplicated events in the used catalog, the catalog was declustered by Reasenberg (1985) and Gruenthal algorithm (detail information about this algorithm is available in Weimer (2001)). Before and after the declustering procedures, M_c (Magnitude of Completeness), b -value, a value and annual from the declustered data's analyses are .6, 1.51-/+0.03, 8.165, 7.663, 2.6, 1.88-/+0.03, 8.444 and 7.489, respectively (see the left and right sides of Figure 4). Before and after declustering the catalog, M_c does not change, but there is a noticeable change between b values. The study region was additionally divided into three sub-regions to compare b and M_c values for each region (Figure 2). M_c for region 1 and region 3 is 2.7. Although both regions have same M_c value, their b values are different from each other. Their b values for each region are 1.47-/+0.02 and 1.6-/+0.08, respectively. On the other hand, M_c value is 2.6 for region 2.

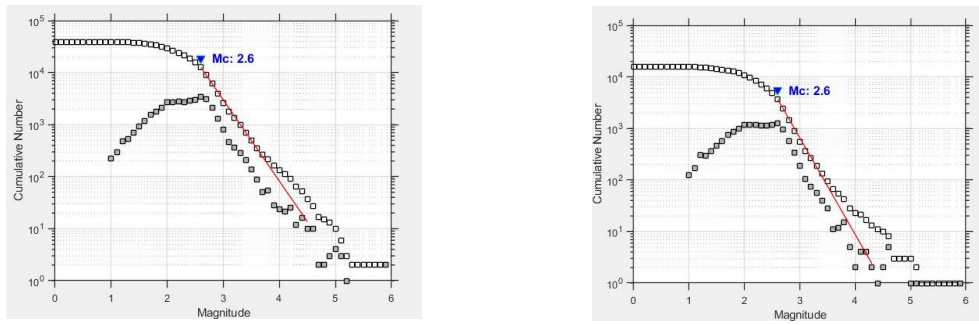


Figure 4. Frequency-Magnitude Distribution (FMD) from 2010 to 1 January 2019 earthquake catalog. The red thin line represented Gutenberg-Richter equation, $\log N = a - bM$. The left and right figures were produced from raw and declustered catalogs, respectively.

Şekil 4. 2010'dan 1 Ocak 2019'a kadar olan deprem kataloğundan Frekans-Büyükük Dağılımı (FMD). Kırmızı ince çizgi Gutenberg-Richter denklemini temsil etmektedir, $\log N = a - bM$. Sol ve sağ şekiller sırasıyla ham ve declustered kataloğlardan üretildi.

After calculation the M_c , a -value and b -value mentioned above, micro-earthquakes were prepared for SWS analysis. Initially, waveforms of micro-earthquakes from between 01 January 2015 to 05 May 2016 occurring in Simav and surrounding region recorded by seismic stations (Figure 3) operated by KOERI were collected. A total of 600 micro earthquakes (Figure 5) were relocated in study area by using zSacWin (Yılmaz, 2003). The zSacWin (Yılmaz, 2003) was developed as an earthquake processing software for KOERI. This earthquake processing software is based on HYPO71 (Lee and Lahr, 1975). During relocation process, each waveform of the events is visually picked. The data set was constrained by using the following three criteria: (1) the standard error of epicentre and depth is less than or equal to 1 km; (2) the number of phase readings is more than 9; and (3) the rms-value is less than 0.9 s. During analysis of the data, the criteria was certainly considered

to enhance reliability of splitting analysis. In addition, the quality of the recorded three-component waveforms were visually checked and those with bad channels rejected in order to provide good signal-to-noise ratio of the incoming wave and identify more clearly the impulsive nature of the shear-waves on the seismograms. In particular, the depths of the relocated events were expected to be equal or greater than the distance between the recorder and the source to restrict arrivals to the shear-wave window. Due to this, more than 250 events are discarded from the data set. Furthermore, before shear-wave splitting analysis, a Butterword band-pass filter is applied in range from 1 to 10 Hz to improve signal to noise. Also, Figure 5 indicates the approximate locations of earthquakes in a 100 km square around Simav. As seen in Figure 3, there are far too few seismic stations near the SIMAV Swarm either to accurately locate the swarm events or to monitor the behavior of shear-wave splitting within the shear-wave window of seismic station above the swarm events. To acquire primary splitting measurements, initially, incidence angles of events were checked because the waveforms of shear-waves outside an effective window of $\sim 45^\circ$ can be severely distorted from the polarisations of the incident wave by the effect of S-to-P conversions on shear-wave energy (Crampin and Gao, 2006).

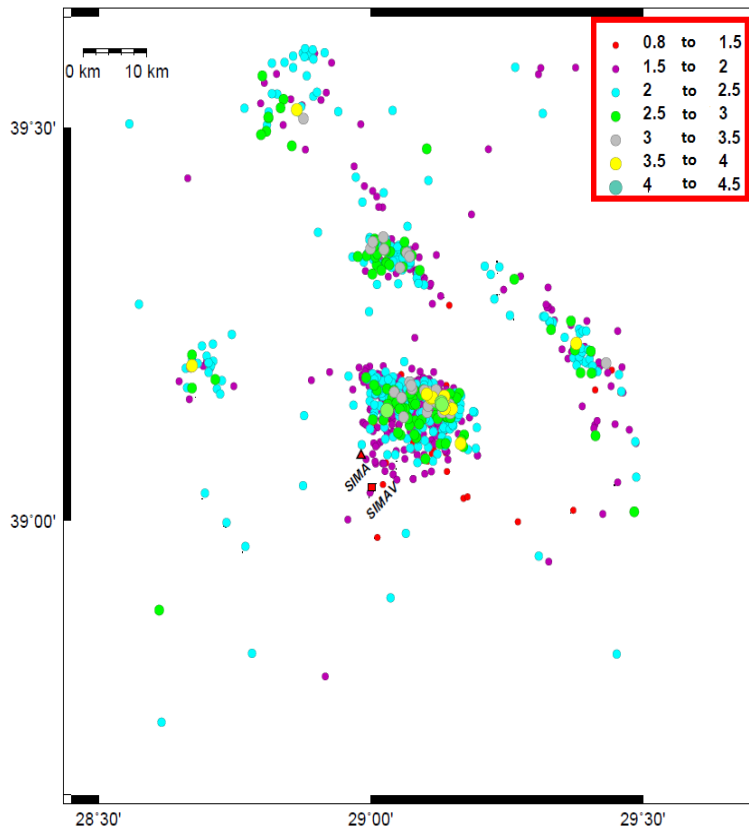


Figure 5. The locations of relocated events (01/01.2015 - 05/05.16) in a 100 km by 100 km square around Simav.

Şekil 5. Tekrar lokasyonu yapılan depremler (01/01.2015 - 05/05.16), Simav çevresinde 10^4 km^2 alan içerisinde yer almaktadır.

To get rid of such a problem, distribution of relocated events within the effective shear-wave window of incidence less than 45° was mapped in Figure 6. After all these preparation steps, the shear-wave phase on seismograms are initially visually checked and then shear wave window was manually determined. To determine splitting parameters, we used the shear wave splitting method based on the Shear-wave Birefringence Analysis (SHEBA) (Wuestefeld et. al., 2003) after Silver and Chan (1991) (Figure 7). In this method, the calculated splitting parameters (Φ - fast polarization direction, and δt - delay time) are sensitive to the choice of the manually selected shear-wave analysis window for the analysis. Time windows of different lengths are visually checked to determine an acceptable window length of the analyzed signals because reliable results, in general, are stable over a range of windows lengths.

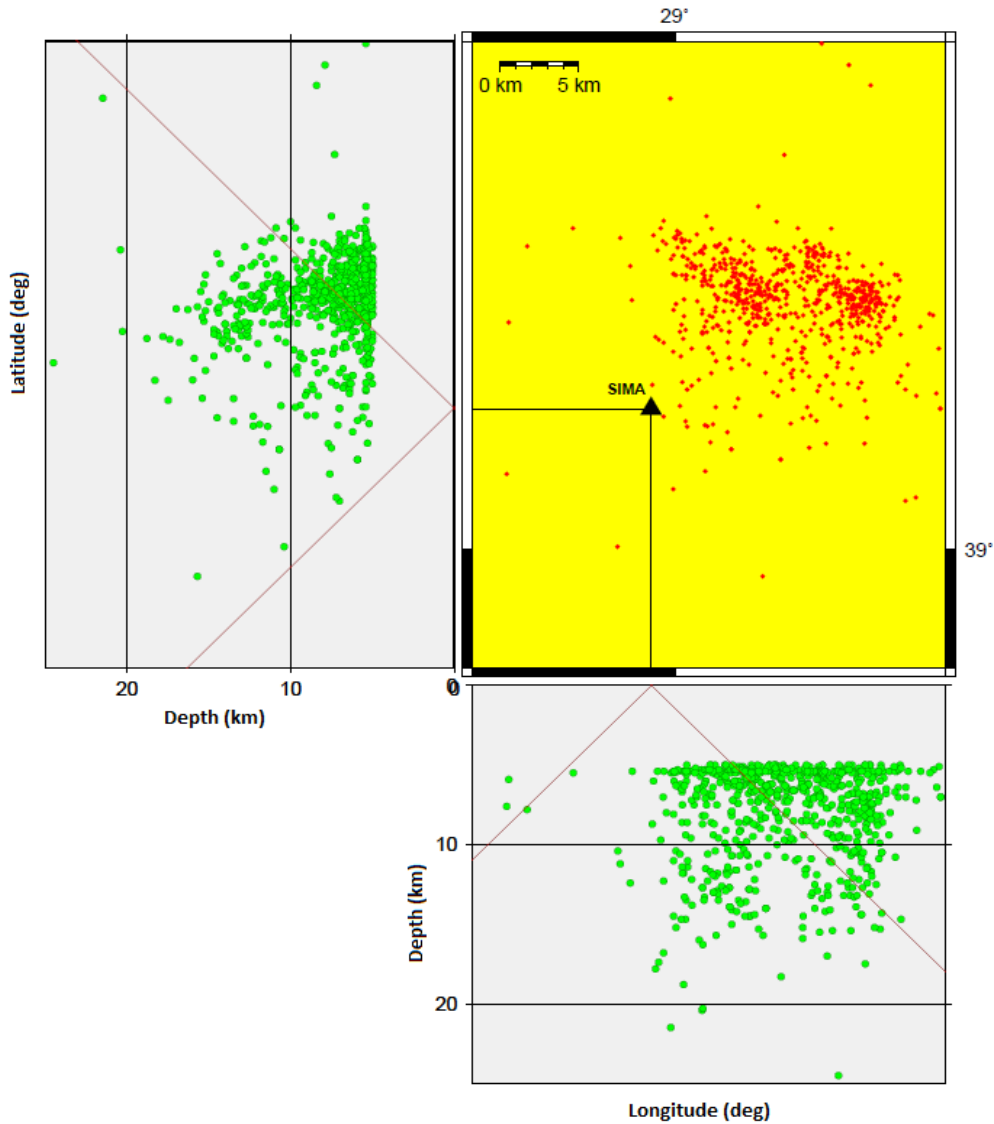


Figure 6. Distribution of relocated events within the effective shear-wave window of incidence less than 45° .

Şekil 6. 45° 'den az insidans açısının etkili kesme dalgası penceresi içerisinde kalan tekrar lokasyonu yapılan depremlerin dağılımı.

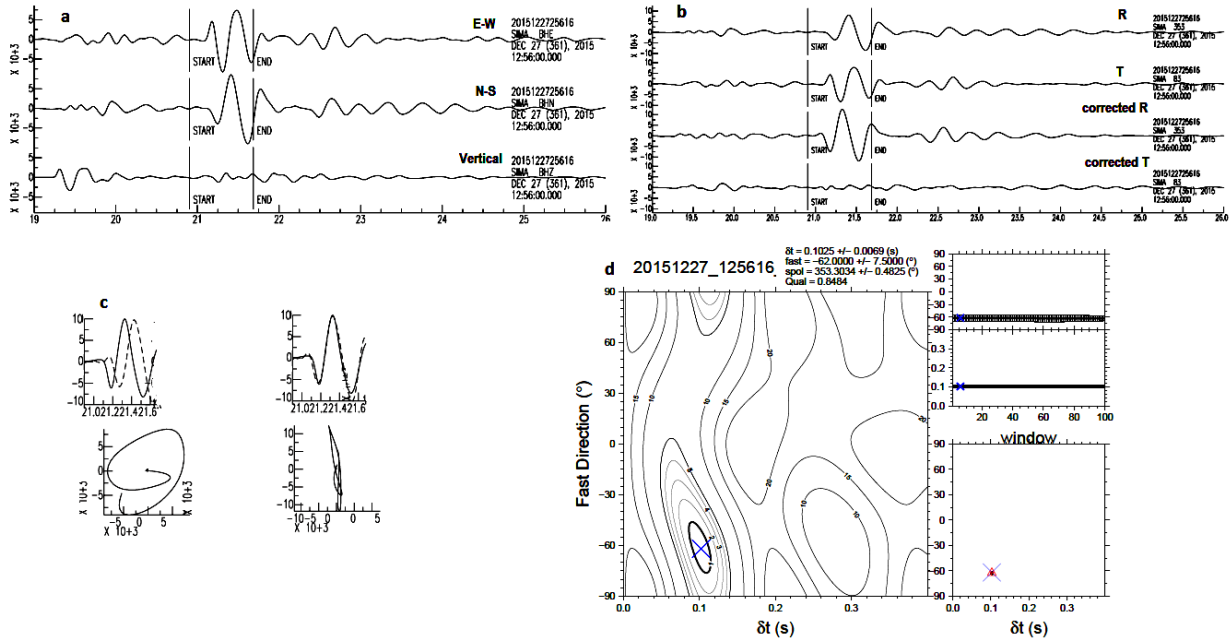


Figure 7. Illustration of SHEBA technique on microseismic data. (a) filtered data rotated into the frame of the ray such that E-W and N-S are perpendicular to the ray path and vertical is along the ray path. (b) Radial and transverse components are obtained. START and END are the beginning and end of the shear-wave analysis window. (d) A grid search over Φ and δt is performed to find the parameters that best linearize the particle motion. The cross shows the solution, and the thick contour is the 95% confidence interval. The labels next to the figure give delay time- δt , Φ -fast direction, and source polarization direction. (b) Radial and transverse components before and after the splitting correction. (c) Fast and slow shear waveforms (top) and particle motion (bottom) before (left) and after (right) the shear wave splitting correction. As seen, the fast and slow waves have similar waveforms, and the particle motion is also linearized after the splitting correction. For that, the energy should be minimized on the corrected transverse component in the shear-wave analysis window.

Şekil 7. Mikrosismik verilerde SHEBA tekniğinin gösterimi. (a) E-W ve N-S'nin ışın yoluna dik ve ışın yolu boyunca düşey olacak şekilde, ışın çerçevesi boyunca filtrelenmiş veriler döndürülmüştür. (b) Radyal ve enine bileşenler elde edilir. BAŞLAT ve SON, kayma dalgası analiz penceresinin başlangıcı ve bitişidir. (d) Parçacık hareketini en iyi şekilde lineer hale getiren parametreleri bulmak için Φ ve δt üzerinde bir ızgara araştırması yapılır. Çarpma işareti çözümü gösterir ve kalın kontur % 95 güven aralığındadır. Şeklin yanındaki etiketler gecikme zamanı δt , Φ hızlı yön ve kaynak polarizasyon yönünü gösterir. (b) Ayrılma düzeltmesinden önce ve sonra radyal ve enine bileşenler. (c) Hızlı ve yavaş kayma dalga formları (üstte) ve parçacık hareketi (altta) kayma dalgası bölme düzeltmesinden önce (solda) ve sonra (sağda). Görüldüğü gibi hızlı ve yavaş dalgalar benzer dalga formlarına sahiptir ve parçacık hareketi de ayrımlanma düzeltmesinden sonra doğrusallaşır. Bunun için, kayma dalgası analiz penceresindeki düzeltilmiş enine bileşende enerji en aza indirilmelidir.

The most reliable results are derived from the determined windows over which the splitting parameters remain stable. The rose diagrams in the roundels are SWS polarizations at monitored station SIMA (Figure 8). The premature polarizations at SIMA are NW-SE in the direction of regional tectonic stress throughout Simav region. The previous geologic and tectonic studies conducted by earth scientists ((e.g., Kocyigit, 1984: Akgun and Ozden, 2019) indicated that the WNW-ESE-trending oblique-slip normal faults strongly influence seismic activity of the region.

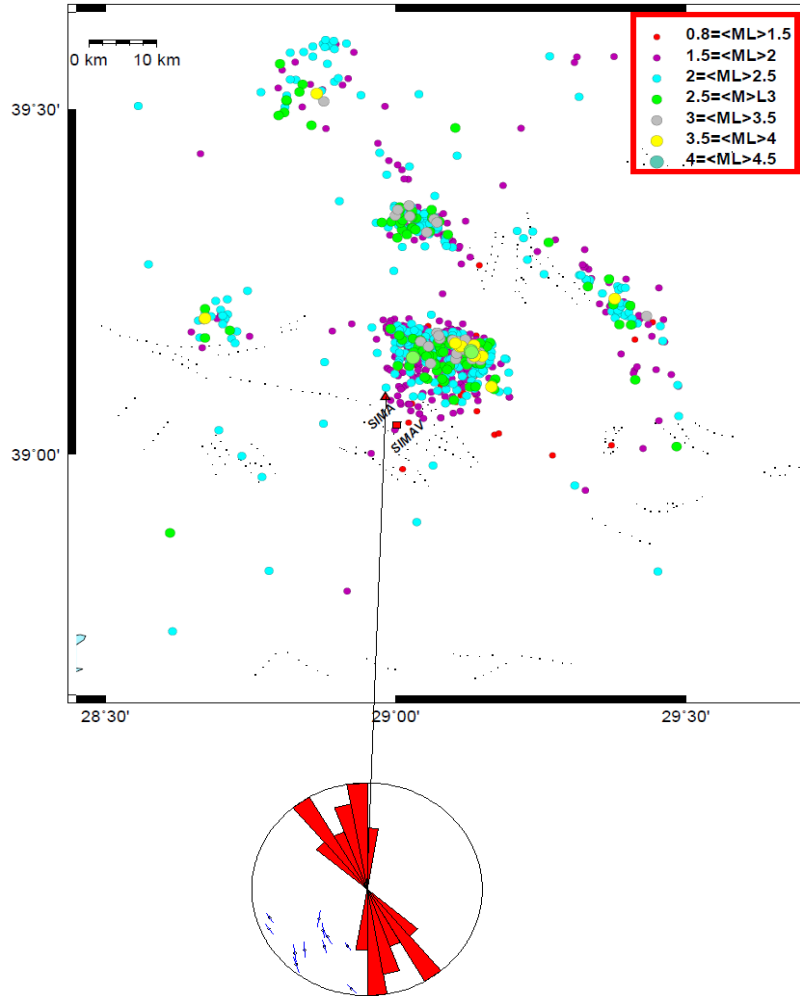


Figure 8. Seismicity map ($M \geq 1$) of the Simav region January 2015 to May 2016. The red triangle shows a station SIMA located in the above persistent swarms of small earthquakes associated with the extensional tectonic regime of western Turkey occurred. Roundels are equal-area rose-diagrams of SWS polarizations, obtained from micro-earthquakes from January 2016 to May 2016 occurred in the Simav region, superimposed on equal-area polarizations out to 45° of individual straight-line shear-wave arrivals with length proportional to time-delay.

Şekil 8. Ocak 2015 - Mayıs 2016 tarihleri arasında Simav bölgesindeki sismik harita ($M \geq 1$). Kırmızı üçgen, Türkiye'nin batıdaki genişlemeli tektonik rejimi ile ilişkili küçük deprem sürülerinde yer alan bölgedeki SIMA istasyonunu göstermektedir. Çemberler, SWS polarizasyonlarının eşit alanlı gül diyagramlarıdır: Ocak 2016-Mayıs 2016 arasında Simav bölgesinde meydana gelen mikro depremlerden elde edilen, uzunlukları gecikme süreleri ile orantılı olarak 45° dışındaki bireysel düz hattaki kesme dalgası varışlarının eşit alan polarizasyonlarına bindirilmiş halidir.

All seismically active faults are generally enveloped by critically high-pressure pore fluids that relieve stress perpendicular to the faults and allow faults to slip (Crampin et al., 1999, 2002, 2003; Volti Crampin, 2003a, 2003b). However, in our case, shear-wave polarizations are parallel to the strike of the fault (Crampin et al., 2002) because such critically-high pore-pressures cause 90° -flips in shear-wave polarizations (Angerer et al., 2002) for shear waves propagating close to the fault. In the next study, as a future work, the seismic data recorded by the rest of stations deployed in this region will be analyzed by using SWS method.

DISCUSSION

Crampin and Gao (2013) analyzed micro- earthquakes associated with transform zones of the Mid-Atlantic Ridge where they run onshore in SW and N Iceland to monitor variations in stress before and after impending strong earthquake with shear-wave splitting. These persistent swarms have been used as the source of shear-waves for monitoring changes in shear-wave splitting throughout the rock mass surrounding the swarms. Previously thought to be unique, another persistent swarm is here identified at Simav, ~250 km south of Istanbul in Western Turkey associated with a geothermal hotspot. Western Turkey is much more seismically active than Iceland and the Simav swarm is expected to respond to stress-accumulation before many more large earthquakes than the swarms in SW and N Iceland. However, as of April 2017, there are far too few seismic stations near the SIMAV Swarm either to accurately locate the swarm events or to monitor the behavior of shear-wave splitting within the shear wave window of seismic station above the swarm events. Further analysis must await improved station coverage. The seismicity of Western Turkey indicates a very active role for the Anatolia Plate related to the structure of grabens and basins. A strong persistent swarm has been identified immediately NE of Simav, ~250 km south of Istanbul in Western Turkey (Figure 2) associated with a geothermal hotspot. Western Turkey is much more seismically active than Iceland and the Simav Swarm is expected to respond to stress-accumulation before many more large earthquakes than the swarms in Iceland, and is likely to be a valuable source for studies of shear-waves and shear-wave splitting for stress-forecasting earthquakes in Western Turkey including any threatening Istanbul. Shear wave splitting results revealed a strong scattering in delay time in the 2016–2017 period and a significant variation in the fast shear wave polarization in this time period. Generally, all seismically active faults are enveloped by critically high-pressure pore fluids that relieve stress perpendicular to the faults and allow faults to slip (Crampin et al., 1999, 2003; Volti and Crampin, 2003a, 2003b). However, this study indicated that shear-wave polarizations are parallel to the strike of the fault (Crampin et al., 2002) because such critically-high pore-pressures cause 90°-flips in shear-wave polarizations (Angerer et al., 2002) for shear waves propagating close to the fault. These findings from the study was similar to the previous splitting study carried out in the Marmara region by Polat et al. (2012). This preliminary observation should be provided with more data analyzed by shear wave splitting method. The rose diagrams in the roundels are SWS polarizations at monitored only station SIMA (Figure 6). Rest of data of other stations and station SIMA will be analyzed again. The premature polarizations at SIMA are NW-SE in the direction of regional tectonic stress throughout Simav region. The WNW-ESE-trending oblique-slip normal faults strongly influence the seismic activity of the region (e.g., Kocuyigit, 1984; Akgun and Ozden, 2019).

In addition, the Simav graben produced by the latest products of North-South extensional tectonics began in the latest Oligocene-early Miocene times (Seyitoğlu, 1997) influence stress regime observed in the study area because above persistent swarms of small earthquakes associated with the extensional tectonic regime of western Turkey. Roundels are equal-area rose-diagrams of SWS polarizations superimposed on equal-area polarizations out to 45° of individual straight-line shear-wave arrivals with length proportional to time-delay. Due to the results of the ongoing study, finally it can be said that the observed NW-SE fast polarization direction is quite consistent with the neotectonic structure of the study area where is mainly characterized by the N-S extension and E-W trending graben-horst systems bounded by active normal faults. This study also indicated that M_c , b-value and a-value remarkably changes spatially. Although any strong relationship between b-value and seismic anisotropy is not yet revealed for this study, there was a relation between anisotropy and b-value that was revealed (e.g., Araragi et al., 2015; Pastori et al., 2019). In addition, to make a relation between b-value and splitting parameters and more information about the M_c , b-value and a-value, the catalog should be improved with a highly reliable dataset. This significantly implies that an improved and high-quality dataset is required to make possible to make a further and reliable interpretation of the region.

CONCLUSION

The seismic activity of the Simav region is very high so that swarm earthquakes usually occur in this region. Such swarms were usually convenient to measure crustal anisotropy by using shear wave splitting method. The swarms may thus make possible to measure crustal anisotropy beneath the area under consideration. As first, in this study, seismic b-value and stress were investigated by using the frequency–magnitude relationship of earthquakes as a function of space in order to find out whether a possible relation between seismic anisotropy and seismic b-value is or not. Results from shear wave splitting analysis indicated strong scattering in splitting parameters. This observation seems to be consistent with stress accumulation caused by the earthquake swarms. Additionally, due to variations in stresses, changes in the average time-delay for each station were observed. Another important observation of the study is that 90° -flips in shear-wave polarizations observed. Fluctuating high pore-fluid pressures on seismically active fault planes are the most likely cause of the scattering pattern in shear-wave splitting parameters. It was clearly observed that the b-values changed as a function of space because the b-value is very sensitive to large earthquakes and the spatial variation of the aftershocks (Jafari, 2008). Although these important findings from the study were acquired, a strong relationship between b-value and

seismic anisotropy is not observed in this study. This suggests that b-value and seismic anisotropy should be investigated as a function of time before devastating earthquakes, and after aftershocks in order to reveal a possible relationship between them.

ACKNOWLEDGEMENTS

I would like to thank all staffs from KOERI for providing data. Some figures in the paper were created using the GMT software package (Wessel et al., 2013).

REFERENCES

- Agius, M.R., Lebedev, S., 2017. Complex, multilayered azimuthal anisotropy beneath Tibet: evidence for co-existing channel flow and pure-shear crustal thickening. *Geophysical Journal International*, 210(3), 1823–1844.
- Akgün E., Özden S., 2019. Plio-Quaternary stress states along the Kütahya Fault and surroundings, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, vol.28, pp.671-686.
- Ambraseys, N. N., 1975. *Studies in historical seismicity and tectonics*. Geodynamics today, 7.
- Angerer E, Crampin S, Li X-Y, Davis TL., 2002. Processing, modelling, and predicting time-lapse effects of over pressured fluid-injection in a fractured reservoir. *Geophys. J. Int.*, 149, 267-280.
- Araragi, K. R., Savage, M. K., Ohminato, T., Aoki, Y., 2015. Seismic anisotropy of the upper crust around Mount Fuji, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 2739– 2751. <https://doi.org/10.1002/2014JB011554>.
- Booth, D. C., Crampin, S., 1985. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophysical Journal International*, 83(1), 31-45.
- Changhui Ju, Junmeng Zhao, Ning Huang, Qiang Xu, Hongbing Liu, 2019. Seismic anisotropy of the crust and upper mantle beneath western Tibet revealed by shear wave splitting measurements. *Geophysical Journal International*, Volume 216, Issue 1, January 2019, Pages 535–544, <https://doi.org/10.1093/gji/ggy448>.
- Crampin, S., 1981. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion* 3,343–391.
- Crampin S., 1994. The fracture criticality of crustal rocks, *Geophys. J. Int.*, 118, 428-438.
- Crampin S, Volti T, Stefánsson R., 1999. A successfully stress-forecast earthquake. *Geophys. J. Int.*, 138, F1-F5.
- Crampin S, Volti T, Chastin S, et al., 2002. Indication of high pore-fluid pressures in a seismically-active fault zone [J]. *Geophys J Int*, 151: F1-F2.

- Crampin, S., Chastin, S., Gao, Y., 2003. Shear-wave splitting in a critical crust: III. Preliminary report of multi-variable measurements in active tectonics. *Journal of Applied Geophysics*, 54(3-4), 265-277.
- Crampin, S., Gao, Y., 2006. A review of techniques for measuring shear-wave splitting above small earthquakes. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 159, 1-14.
- Crampin S, Gao Y, Peacock S., 2008. Stress-forecasting (not predicting) earthquakes: A paradigm shift ? *Geology*, 36, 427-430.
- Crampin S, Peacock S., 2008. A review of the current understanding of shear-wave splitting and common fallacies in interpretation. *Wave Motion*, 45, 675-722.
- Deprem, 2019. Earthquake database. AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı, (Prime Ministry Disaster and Emergency Management Presidency), Ankara. <https://deprem.afad.gov.tr/>. Accessed on November 2019.
- Hatzfeld, D., 2001. Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related internal deformation. *J. Geophys. Res.*, 106, 30 737-30 754.
- Godano, C., Lippiello, E., L. de Arcangelis, 2014. Variability of the b value in the Gutenberg–Richter distribution. *Geophysical Journal International*, Volume 199, Issue 3, December, Pages 1765 1771, <https://doi.org/10.1093/gji/ggu359>.
- Gutenberg R., Richter C.F., 1944. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 32:163–191
- Gündoğdu, E., Kurban, Y. C., YALÇINER, C. Ç., Özden, S. , 2017. Simav Fayındaki Düşey Yerdeğiştirmelerin, GPR (Yeraltı Radarı) Yöntemi ile Belirlenmesi. *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 3(2), 17-33.
- Jafari, M. A., 2008. The distribution of b-value in different seismic provinces of Iran. In 14th word conference on earthquake engineering (pp. 12-17).
- Jarahi, H., 2017. Delineate Location of the Last Earthquake Case Study NW of Iran. *American Journal of Geosciences*, 17(6).
- Kalafat D., 2016. Statistical Evaluation of Turkey Earthquake Data (1900-2015): A Case study. *Eastern Anatolian Journal of Science*. 2: 14-36
- Kandilli, 2019. Earthquake catalog, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>. Boğaziçi University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute of Boğaziçi University. Accessed on November 2019.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 27, 1-16.
- Lee, W. H. K., Lahr, J. C., 1975. Hypo71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion patten of local earthquakes. Open file report. US Geological Survey, 75.

- Lynner, C., Long, M. D., 2014. Testing models of sub-slab anisotropy using a global compilation of source-side shear wave splitting data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9), 7226-7244.
- Mogi, K., 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 40, 125-173.
- Murase, K., 2004. A characteristic change in fractal dimension prior to the 2003 Tokachi-oki earthquake (M J= 8.0), Hokkaido, Northern Japan. *Earth, planets and space*, 56(3), 401-405.
- Nakaya, S., 2006. Spatiotemporal variation in b value within the subducting slab prior to the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0), Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).
- Nishizawa, O., 1982. Seismic velocity anisotropy in a medium containing oriented cracks. *Journal of Physics of the Earth*, 30(4), 331-347.
- Öncel, A., Koral, H., Alptekin, O., 1998. The Dinar Earthquake (Mw = 6.2; October 1, 1995; Afyon-Turkey) and Earthquake Hazard of the Dinar-Çivril Fault, *Pure and Applied Geophysics*. 152. 91-105, 10.1007/s000240050143.
- Pastori, M., Baccheschi, P., Margheriti, L., 2019. Shear wave splitting evidence and relations with stress field and major faults from the “Amatrice-Visso-Norcia Seismic Sequence”. *Tectonics*.
- Peacock, S., Hudson, J. A., 1990. Seismic properties of rocks with distributions of small cracks. *Geophysical Journal International*, 102(2), 471-484.
- Pinar, N., Lahn, E., 1952. Turkish Earthquake Catalog with Descriptions. Technical Report, Turkey The Ministry of Public Works and Settlement, The General Directorate of Construction Affairs, Serial 6, no. 36.
- Polat, G., Ozel, N. M., Crampin, S., Ergintav, S., Tan, O., 2012. Shear wave splitting as a proxy for stress forecast of the case of the 2006 Manyas-Kus Golu (Mb= 5.3) earthquake. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(4), 1073-1084.
- Reasenber, P., 1985. Second-order moment of central California seismicity, 1969-82, *J. Geophys. Res.*, 90, 5479–5495.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.*, 37, 65-106.
- Seyitoğlu, G., 1997. The Simav Graben: An example of young E-W trending structure in the late Cenozoic Extensional system of western Turkey. *Trans. J. Earth Sci*, 6, 135-141.
- Silver, P.G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385–432.
- Silver, P.G., Chan, W. W., 1991, Shear wave splitting and sub-continental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, 96, 16429-16454.

- Long, M.D., Silver, P.G., 2009. Shear wave splitting and mantle anisotropy: measurements, interpretations, and new directions. *Surv. Geophys.*, 30, 407-461.
- Volti T, Crampin S., 2003a. A four-year study of shear-wave splitting in Iceland: 1. Background and preliminary analysis, in *New insights into structural interpretation and modelling.* ed. Nieuwland, D.A., *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 212, 117-133.
- Volti T, Crampin S., 2003b. A four-year study of shear-wave splitting in Iceland: 2. Temporal changes before earthquakes and volcanic eruptions, in *New insights into structural interpretation and modelling.* ed. Nieuwland, D.A., *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 212, 135-149.
- Warren, N. W., Latham, G. V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75(23), 4455-4464.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, F. Wobbe, 2013. *Generic Mapping Tools: Improved version released*, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410.
- Wiemer, S., Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15115-15128.
- Wuestefeld, A., Al-Harrasi, O., Verdon, J. P., Wookey, J., Kendall, J.- M., 2010. A strategy for automated analysis of passive microseismic data to image seismic anisotropy and fracture characteristics, *Geophysical Prospecting*, 58(5), 753–771, doi:10.1111/j.1365-2478.2010.00891.x.
- Wyss, M., Shimazaki, K., Wiemer, S., 1997. Mapping active magma chambers by b values beneath the off-Ito volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9), 20413-20422.
- Wyss, C., Giannella, C., Robertson, E., 2001, September. Fastfids: A heuristic-driven, depth-first algorithm for mining functional dependencies from relation instances extended abstract. In *International Conference on Data Warehousing and Knowledge Discovery* (pp. 101-110). Springer, Berlin, Heidelberg.
- WIEMER, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismol. Res. Lett.* 72, p.373– 382.
- Yilmazer, M., 2003. zSacWin (Kandilli Earthquake Processing Software) developed for KOERI. <http://www.koeri.boun.edu.tr/>.



Yerbilimleri, 2019, 40 (2), 253-267, DOI:10.17824/yerbilimleri.557605
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Yozgat Yöresi Tüflerinin Çimento Katkısı Olarak Kullanılabilirliğinin İncelenmesi

Investigation of Usability of Yozgat Region Tuffs as Cement Additives

ABDUL VAHAP KORKMAZ *¹

Afyon Kocatepe Üniversitesi, Endüstri Ürünleri Tasarımı Bölümü, 03200 Afyonkarahisar

Geliş (received): 24 Nisan (April) 2019

Kabul (accepted) : 5 Aralık (December) 2019

ÖZ

Puzolanik özelliklere sahip birçok yapay ve doğal madde, çok eski zamanlardan günümüze kadar inşaat yapım alanında ve beton üretiminde çeşitli amaçlarla kullanılmışlardır. Bu maddeler betonun fiziksel, mekanik ve dayanım (durabilite) özelliklerini iyileştirmek ve üretim maliyetini önemli ölçüde düşürmeleri nedeniyle de tercih edilmektedirler. Bu çalışmada Yozgat tüflerinin puzolanik çimentolarda değişik oranlarda ikameli olarak kullanılmasının beton performansına etkisi araştırılmıştır. Bu sayede Yozgat bölgesindeki bakir tuf sahalarının ekonomiye kazandırılıp bölge için önemli katkılar sağlanması düşünülmüştür. Yozgat yöresine ait 4 farklı sahadan alınan volkanik kayaç örnekleri ile üretilen puzolanik çimentolar kimyasal, fiziksel, mekanik testler ile hidrasyon ısı ve kızdırma kaybı analizlerine tabi tutulmuşlardır. Portland çimentosu klinkeri %20 ve %40 oranında sırası ile tuf örnekleri ile ikame edilmiştir. Kimyasal ve mineralojik analiz sonuçları malzemenin $SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3$ toplam içeriği % 77,97-82,25 arasında değişen volkanik kökenli porfirik trakiandezit olduğunu göstermiştir. Yozgat yöresi volkanik kayaç örneklerinin puzolanik aktiviteleri 6,3-10,7 MPa arasında değişen basınç dayanımları tespit edilmiş aynı zamanda bu değerlerin oksit oranlarıyla ilişkisi ortaya konulmuştur. Yozgat yöresine ait tuf örneklerinin reaktif silis ve puzolanik aktivite test sonuçları TS EN 197-1 ve TS 25'e göre tras kriterlerine uymaktadır. Puzolanik çimento üretiminde tras oranının %20'den % 40'a yükseltilmesi çimento örneklerinin erken yaştaki dayanımını azaltmış, 28 günlük dayanımları ise standartlar değerler arasında kalmıştır. Yozgat tüflerinin Cem IV/B puzolanik çimentolarda % 40'a kadar kullanılabilecekleri sonucuna varılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Katkılı çimento, tras, tuf, Yozgat, çimento dayanımı.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.557605>



Abdul Vahap KORKMAZ avkorkmaz@aku.edu.tr

¹ Afyon Kocatepe Üniversitesi, Endüstri Ürünleri Tasarımı Bölümü, 03200 Afyonkarahisar, ORCID 0000-0001-8691-1937

ABSTRACT

Many artificial and natural materials with pozzolanic characteristics have been used for many different purposes in construction field and in concrete production for many years. They are also preferred because they improve the physical, mechanical and durability properties of concrete and significantly reduce the cost of production. In this study, the effect of different proportions of Yozgat tuff on pozzolanic concrete and cement performance was investigated. In this way, it is thought that the untrodden tuff reserves in the Yozgat region will be added to the economy and important contributions will be made for the region. Chemical, physical, mechanical analyzes and hydration heat and ignition loss analyzes were performed with the pozzolanic cements produced from the volcanic rock samples taken from 4 different areas of the Yozgat region. Portland cement clinker is substituted with 20% and 40% of tuff samples respectively. The results of the analysis showed that the material was porous trachyandesite with a volcanic origin of $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ with a total content of 77,97-82,25%. The pozzolanic activities of the volcanic rock samples in the Yozgat region were determined to have compressive strengths ranging from 6.3-10.7 MPa. Increasing the ratio of trass from 20% to 40% in cement production decreased the early strength of cement samples and 28 days durations remained between the values. Reactive silica and pozzolanic activity test results of the tuff samples of the Yozgat region meet the trass criteria according to TS EN 197-1 and TS 25. It has been concluded that Yozgat tuffs can be used up to 40% in Cem IV /B pozzolanic cements.

Keywords: *Cement additive, trass, tuff, Yozgat, cement strength.*

GİRİŞ

Portland çimentosu klinkeri üretildikten sonra, hem çimento maliyetini düşürerek üretimi artırmak hem de değişik çimento cinsleri üretmek için klinkere belirli oranlarda katkı maddeleri katılmaktadır. Bu katkı maddeleri puzolanik aktiviteye sahip olan tras, uçucu kül, pomza ve yüksek fırın cürufu gibi doğal veya yapay malzemelerdir. Belirli oranlarda katkı maddeleri kullanılarak, üretilen çimentolar özelliklerinden bir şey kaybetmedikleri gibi kalitesinde de en ufak bir değişiklik meydana gelmemektedir. Hatta puzolanik katkılı çimentolar kullanım yerlerine göre, bazı üstün mekanik özellikler kazanmaktadırlar (Postacıoğlu vd., 1960).

Doğal puzolanlar, genellikle çimento yapısına uygun kimyasal ve mineralojik bileşimli volkanik kökenli malzemeler veya tortul kayalardır. Volkanik küllerin bünyesinde olduğu gibi içerisinde silis ve alümin bulunduran, söndürülmüş kireç ve su ile normal sıcaklıkta birleştiğinde, bağlayıcılık özelliği kazanan bütün maddelere genel bir isim verilerek 'Puzolan' ve bu özelliğe de 'Puzolanik aktivite' denilmektedir. Ülkemiz puzolanik özelliklere sahip oldukça zengin maden yataklarına sahiptir. Bunlara tras ve pomza örnek verilebilir. Tras silisli ve alüminli mineralleri içeren volkanik bir tüftür (Binici, 2002).

Puzolanik katkılı çimento üretiminde bir çeşit katkı kullanılabildiği gibi birden fazla katkı maddesi de kullanılabilir. Çimentolar, kullanılan katkı oranlarına ve bazen de katkı çeşitlerine göre de adlandırılırlar. Bazı ülke standartları Cem IV/B puzolanik katkılı çimentoda %36-55 arasında kalker ve puzolanik malzemelere izin verdiği gibi toplam katkı sınırını geçmemek kaydı ile %0-5 arasında minör ilave katkıya izin vermektedir (Kaya, 2010). Yüksek puzolanik özelliklere sahip traslar %40'tan % 90'a kadar SiO₂ içerebilirler. Puzolanik katkılı çimentolarda kireç (CaO) içeriği genelde çok düşük, fakat alkaliler (Na₂O, K₂O) dikkate değer miktarda bulunurlar (Korkmaz, 2017).

Puzolanik Kayaçların Çimento Performans Özellikleri

Yoğunluk, tane şekli, incelik ve gözeneklilik gibi kriterler puzolanik aktivite ile yakından ilişkilidir. Puzolanik özelliğe sahip malzemeler 2,3 ila 2,8 g/cm³ arasında değişen yoğunluklara sahiptir. Puzolanik malzemeler keskin köşeler, çok yüksek gözeneklilik, çok ince bir tane yapısına ve fazla su tutma yeteneğine sahiptirler. Bu fiziksel ve kimyasal özelliklerin tümü, sertleşmiş betonun farklı özelliklerini etkileyen en önemli faktörlerden olan uygulama olanaklarını ve tatlı su ihtiyacını etkilemektedir (Heikal vd., 2000). Puzolanik çimentolu betonlar, tekabül ettikleri Portland çimentolu betonlara göre, kimyasal maddelere karşı daha dayanıklıdır. Çünkü puzolanik çimentolu betonların porozite ve geçirgenlikleri daha az yani daha sıkı betonlardır. Ayrıca betonun içinde kimyasal madde ile reaksiyona girecek metal oksidi hemen hemen kalmamıştır, kalanlar ise katkının aktif silikatlarıyla bileşik oluşturmuştur. Bu da yerine göre betonun ömrünü arttırmaktadır (Hewlett, 1998).

Kavas ve Çelik (2001), Ayazini tüflerinin katkılı Portland çimentosu üretiminde (KPÇ) katkı maddesi olarak kullanılmasını araştırmış ve üretilen tuf katkılı çimento örneklerine yapılan basınç dayanımları 5,7-10,6 N/mm² arasında değişirken, eğilmede çekme dayanımları 1,4-2,5 N/mm² olarak bulmuştur. Yapılan testler sonucunda Ayazini bölgesinde bulunan tüflerin katkılı çimento üretiminde tras olarak kullanılabileceği görülmüştür.

Alp vd. (2004) Taşhane andezitik tüflerinin katkılı çimento üretiminde katkı malzemesi olarak kullanılabilirliğini araştırmıştır. Portland çimento klinkeri ile farklı oranlarda katkılı olarak yapılan puzolanik aktivite test sonuçları, Taşhane traslarının TS 197-1'de belirtilen traslı çimento özelliklerine uygun katkılı çimento üretiminde %27 oranına kadar katkı malzemesi olarak kullanılabileceğini göstermiştir. Taşhane trasları, TS 12143 standartlarına göre %20'den daha az oranlarda tras içeren PKÇ/A sınıfı 32,5R tipi veya %20-30 oranlarında tras içeren PKÇ/B sınıfı 32,5R tipi çimento üretimine uygun olduğu görülmüştür.

Kavas ve Çelik (2001), Ayazini tüfleri ile ilgili çalışmada 16 adet örnek ile çalışılmış olup Tüf örneklerinin tras standartlarına uygunlukları araştırılmıştır. Fakat Tüf örnekleri ile Puzolanik bir çimento üretilmemiş ve kalite standartları araştırılmamıştır.

Taşhane andezitik tüfleri ile ilgili çalışmada tek bir örnek üzerinden gidilerek % 35'e kadar katkı kullanılmıştır (Alp vd., 2004). En uygun tüf katkısının % 27 oranında olduğuna karar verilmiştir.

Yozgat tüfleri ile ilgili yapılan mevcut çalışmada yukarıda bahsedilen çalışmalardan farklı olarak Yozgat yöresine ait 4 farklı tüf örneği ile % 20 ve % 40 tüf katkısı ile 4 farklı puzolanik çimento üretilmiştir. Çimento dayanımı ve kalite standartları doğrultusunda karşılaştırmalar yapılmış ve Tüf1 ve Tüf4 için % 40 tüf katkısı ile Cem IV/B(P) 32,5R çimentosu üretilabileceği görülmüştür.

MATERYAL VE METOT

Materyal

Doğal puzolan örnekleri, Yozgat iline bağlı, Akdağ madeni, Çekerek, Kadışehri ve Saraykent ilçelerinde bulunan tras sahalarından alınmıştır. Çekerek ve Kadışehri formasyonlarında masif, koyu renkli, demirce zengin biyotit ve kısa kalın kristaller halinde bulunan koyu renkli piroksen mineralleri içeren andezitik kökenli tüf seviyelerine rastlanılmıştır. Masif tras tabakaları, ortalama 50-100 cm yükseklikte, volkanik kayaların eteklerinde 300-500 cm kalınlığına ulaşan, açık kahverengi çakıllı kil niteliğindeki molozlar ile yüzeyi örtülmüştür. Akdağ madeni ve Saraykent çalışma sahasında ise camsı faz miktarı yüksek albit, kristobalit ve alkali feldspat miktarı yüksek, kil mineralleri (montmorillonit) ise düşük, puzolanik özelliği yüksek tras formasyonları gözlenmiştir. Yozgat tüflerinin yüzeyi 60-80 cm kalınlığında çakıllı kil karışımı niteliğindeki kahve renkli toprak zemin ile örtülü olduğu görülmüştür.

Çalışma sahasında bulunan trasların bölgedeki tabakalı kaya dizimleri saptanarak konumları ve sınırları tespit edilmiş, renk ve homojenite gibi bir takım saha makroskopik özellikleri belirlenmiştir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (TR: Tras).
Figure 1. Location map of the study area (TR: Trass).

Yozgat tüflerinin kimyasal ve mineralojik olarak İncelenmesi

Yozgat iline bağlı 4 farklı lokasyondan alınan tuf örneklerine ait kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Puzolanik çimento (Cem II-IV/B) üretiminde kullanılacak tüflerin uygunluk kriterleri TS 25 ve TS 197-1' de belirtilmiştir. Puzolanik çimento üretimi için kullanılacak tuf örneklerinin TS 25'e göre kimyasal özelliklerinde bir takım sınırlamalar mevcuttur. Bu nedenle tüflerde istenen % içerikleri ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO ve SO_3) Çizelge 2' de verilmiştir. İlk olarak TS 25' e göre bir tuf örneğinin $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ toplam değerinin en az % 70 olması gerekmektedir (Mazzazza, 1989). Yozgat tuf örnekleri, TS 25'de açıklanan kimyasal bileşenler ile karşılaştırıldığında, her bir tras örneğinin standartta yer alan değerleri sağladığı görülmektedir (Çizelge 2). Yozgat yöresine ait 4 farklı tuf örneği harmanlanarak kompozit bir numune haline getirilmiş ve kalitatif faz analizi (XRD) Esan kalite kontrol laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Panalytical Empyrian XRD cihazı ile Cu X-Isını tüpü ($=1,5405$ angstrom) kullanılarak mineralojik analizi yapılmış ve analiz sonucunda, kompozit tuf örneğinde amorf yapı gösteren bileşikler saptanmıştır. Yozgat tufünde yapılan incelemeler neticesinde kuvars (SiO_2), feldspat, albit, az miktarda kristobalit (SiO_2) ve amorf yapı gösteren bileşiklerin olduğu görülmüştür.

Çizelge 1. Tüf örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.

Table 1. Chemical analysis results of tuff samples.

İçerik	TR1	TR2	TR3	TR4
	%	%	%	%
SiO ₂	68,38	66,1	64,41	66,81
Al ₂ O ₃	12,69	10,92	13,23	13,11
Fe ₂ O ₃	1,18	0,95	5,98	1,64
CaO	4,18	7,58	3,74	2,92
MgO	1,07	1,61	1,85	2,2
Na ₂ O	0,02	0,13	0,02	0,13
K ₂ O	3	2,58	2,27	2,87
SO ₃	0,19	0,09	0,15	0,06
TiO ₂	0,16	0,02	0,24	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,05	0,03
K.K	8,7	9,54	7,45	9,57
Toplam	99,59	99,55	99,42	99,43

Çizelge 2. TS 25' e göre tüf örneklerinin uygunluk kriterleri.

Table 2. Compliance criteria of tuff samples according to TS 25.

İçerik	TS 25	TR1	TR2	TR3	TR4
	%	%	%	%	%
SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃	≥70	82,25	77,97	83,62	81,56
MgO	≤5	1,07	1,61	1,85	2,2
SO ₃	≤3	0,19	0,09	0,15	0,06
Rutubet	≤10	5	6,5	8,2	6,2

Klinker örneği alınan çimento fabrikasında klinker üretimi için % 20,41 oranında çimento kili, %78,20 oranında kalker ve %1,39 oranında demir cevheri kullanılmaktadır. Entegre çimento üretiminde kullanılan ham maddelerin kimyasal bileşimleri Çizelge 3' te verilmiştir. Klinker örneği, Yozgat yöresine ait tüf örnekleri ve alçıtaşı ile farklı oranlarda karıştırıldıktan sonra laboratuvar ölçekli çelik bilyeli değirmende 35 dk öğütülmüştür. Karışım oranları ve miktarları Çizelge 4' te özetlenmiştir. Çimento karışımında kullanılan alçıtaşı %40,5 SO₃ ve %17,8 H₂O içermektedir. Öğütme sonrasında elde edilen farklı tüf içeriklerine sahip puzolanik çimentoların kimyasal analizleri Çizelge 5' de verilmiştir.

Çizelge 3. Çimento üretiminde kullanılan ham maddelerin kimyasal analiz sonuçları.

Table 3. Chemical analysis results of raw materials used in cement production.

İçerik	Klinker	Kalker	Kil taşı	Demir cevheri
	%	%	%	%
SiO ₂	21,00	0,24	58,83	21,6
Al ₂ O ₃	5,21	0,07	16,44	2,67
Fe ₂ O ₃	3,89	0,05	7,58	65,12
CaO	65,43	55,45	1,01	1,17
MgO	1,06	0,49	3,08	2,49
SO ₃	0,43	< 0,01	0,17	< 0,01
Na ₂ O	1,26	< 0,01	1,3	< 0,01
K ₂ O	0,97	0	3,46	0
TiO ₂	0,01	0	0,65	0
P ₂ O ₅	0,02	0	0,12	0
KK	0,28	43,68	6,84	6,68
Toplam	99,57	99,98	99,6	99,73

Çizelge 4. Puzolanik çimento üretiminde kullanılan tuf miktar ve oranları.

Table 4. Amount and rates of tuff used in pozzolanic cement production.

TR1	% 20 Tuf		% 40 Tuf		TR2	% 20 Tuf		% 40 Tuf	
	Miktar(g)	%	Miktar(g)	%		Miktar(g)	%	Miktar(g)	%
Klinker	3040	76	2240	56	Klinker	3040	76	2240	56
Tuf	800	20	1600	40	Tuf	800	20	1600	40
Alçı	160	4	160	4	Alçı	160	4	160	4
Toplam	4000	100	4000	100	Toplam	4000	100	4000	100
TR3	% 20 Tuf		% 40 Tuf		TR4	% 20 Tuf		% 40 Tuf	
	Miktar(g)	%	Miktar(g)	%		Miktar(g)	%	Miktar(g)	%
Klinker	3040	76	2240	56	Klinker	3040	76	2240	56
Tuf	800	20	1600	40	Tuf	800	20	1600	40
Alçı	160	4	160	4	Alçı	160	4	160	4
Toplam	4000	100	4000	100	Toplam	4000	100	4000	100

Çizelge 5. Hazırlanan puzolanik çimento örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.

Table 5. Chemical analysis results of prepared pozzolanic cement samples.

İçerik	Klinker	TR1		TR2		TR3		TR4		TS 197-1
		%20	%40	%20	%40	%20	%40	%20	%40	
Çözünmez Kalıntı		15,56	28,12	16,13	27,34	16,56	29,12	15,13	28,34	
SiO ₂	20,84	29,51	39,02	29,06	38,11	28,72	37,43	29,20	38,39	
Al ₂ O ₃	5,14	6,44	7,95	6,09	7,25	6,55	8,17	6,53	8,12	
Fe ₂ O ₃	3,82	3,14	2,61	3,09	2,52	4,10	4,53	3,23	2,80	
CaO	66,75	51,57	42,05	53,25	43,41	51,48	42,88	51,31	42,55	
MgO	1,32	1,22	1,17	1,33	1,38	1,65	1,48	1,44	1,62	≤5
SO ₃	0,62	0,51	0,42	0,49	0,38	0,50	0,41	0,48	0,37	≤3,5
Na ₂ O	0,38	0,29	0,22	0,31	0,26	0,29	0,22	0,31	0,26	
K ₂ O	0,76	1,18	1,63	1,09	1,46	1,30	1,33	1,15	1,57	
Kızdırma Kaybı	0,28	5,28	4,1	4,66	4,76	4,65	3,22	4,34	3,66	≤5
Toplam	99,91	99,14	99,18	99,37	99,54	99,24	99,67	98,01	99,35	
Serbest CaO	2,08	1,58	1,16	1,45	1,25	1,5	1,08	1,55	1,25	

Metot

Andezitik tüf örneklerinin yoğunlukları TS EN 197-1, 2012'ye göre ve özgül yüzey (blaine) TS EN 196-6, 2010' ya göre hesaplanmıştır. Andezitik tüflerin kimyasal bileşimini belirlemek için X-Işınları floresans (XRF) (Panalytical Axios) analizi yapılmıştır. Andezitik tüflerin puzolanik aktivitelerinin belirleme yöntemi, TS 25'e göre, kireç-puzolan harçların basınç dayanımları ile belirlenen mekanik deney yöntemidir. Normal kıvam suyu ihtiyacı, priz süresi ve hacim sabitliği testleri, farklı oranlarda (%20 ve %40) andezitik tüf içeren puzolanik çimentoların ve Portland çimentosunun normal kıvam su ihtiyacı ve priz süreleri vikat cihazı ile hacim genişmesi deneyleri ise Le Chatelier deney seti ile TS EN 196-3, 2017 standardına uygun olarak gerçekleştirilmiştir.

Puzolanik aktivite deneyleri ve numunelerin hazırlanışı

Herhangi bir malzemenin puzolanik özelliğe sahip olduğunu anlamak için puzolanik aktivite deneyinin yapılması gerekmektedir. Puzolanik aktivite deneyleri mekanik olarak puzolan – çimento harçları üzerinde yapılan eğilme ve basınç dayanımı deneyleridir. Bu çalışmada TS 25'e göre yapılan aktivite deneyleri için kütlece % 60-80 Portland çimentosu + % 20-40 puzolanik malzeme kullanılarak farklı tipte çimento örnekleri hazırlanmış, örnekler üzerinde deneyler yapılarak puzolanların aktivitesi belirlenmiştir.

TS 25'e göre hesaplanan malzeme miktarları ile puzolanlı harç numuneleri hazırlanmış ve harç numunelerine ait kalıpların üstü buharlaşmayı önleyecek şekilde temiz bir cam plaka ile kapatılmıştır. Puzolanlı harç numuneleri 24 saat $(23\pm 2)^{\circ}\text{C}$ ' lik oda sıcaklığında bekletildikten sonra numunelerin kalıpları sökülmeden $(55\pm 2)^{\circ}\text{C}$ sıcaklıktaki bir etüv içerisinde 6 gün daha bekletilmiştir. Puzolanlı harç numuneleri etüvden çıkartılarak oda sıcaklığına gelinceye kadar soğumaya bırakılmış ve TS EN 196-1, 2016'ya göre basınç dayanımı testlerine tabi tutulmuştur (Erdoğan, 2003).

Puzolanik aktivite, "aktivite indeksi" hesabı:

$$\text{Dayanım aktivite indeksi} = (A/B) \times 100 \quad (1)$$

A: Puzolanik harcın ortalama basınç dayanımı,

B: Kontrol harcın ortalama basınç dayanımı

Çimento deneyleri ve numunelerin hazırlanışı

Andezitik tüflerin farklı (%20 ve %40) oranlarda Portland çimentosu ile yer değiştirilerek elde edilen puzolanik çimento numuneleri üzerinde normal kıvam suyu ihtiyacı, çimento harcı priz başlangıç ve bitiş süreleri ve hacim genişmesi deneyleri TS EN 196-3, 2017 standardına uygun olarak gerçekleştirilmiştir.

Ham maddelerin kızdırma kaybı tayini

Sabit tartıma getirilmiş krozeeye, rutubeti alınmış çimento numunesinden 0,0001 hassasiyetle 1,00 g (m_1) alınmıştır. $975^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$ sıcaklıktaki fırında 15 dakika kızdırılmıştır. Desikatörde oda sıcaklığına kadar soğutulmuş ve tartılmıştır. Yeniden 5 dakika kızdırılarak oda sıcaklığına kadar soğutulup tekrar tartılmıştır. Bu işleme sabit tartıma (m_2) ulaşıncaya kadar devam edilmiştir (TS EN 196-2, 2014).

Hesaplama:

$$\text{Kızdırma kaybı} = \left[\frac{m_1 - m_2}{m_1} \right] \times 1000 \quad (2)$$

m_1 : Deney numunesi kütlesi (g)

m_2 : Kızdırılmış deney numunesinin sabit tartıma geldikten sonraki kütlesi (g)

BULGULAR VE TARTIŞMA

Tüf Örneklerinin Fiziksel Ve Mekanik Özellikleri

Puzolanik özelliğin tespiti için kullanılan mekanik testler, kireç veya çimentoyla karıştırılan puzolanlarla üretilen harç örneklerinin basınç ve eğilme dayanımları saptanarak

puzolanların aktif silise sahip olup olmadıkları belirlenir. Bu test metodu puzolanik özelliklerinin belirlenmesinde bir malzemenin reaksiyona girme ve bağlayıcı ürünler oluşturma gibi özelliklerin ortaya çıkarılmasında yaygın olarak başvurulan bir yöntemdir. Üretilen harç ve betonun kimyasal ortalama dayanıklılığı puzolanların aktif silis miktarına bağlı olarak yükselir. (Erdoğan vd., 1999). Fiziksel bulgular ve puzolanik aktivite deneyleri sonuçları dört farklı Yozgat tuf örneğinin TS 25'te açıklanan standart değerlere uygun olduğunu göstermiş olup örneklerin test sonuçları Çizelge 6' da verilmiştir. Puzolanik harç örneklerinin TS 25'de istenen minimum çekme ve basınç dayanımı değerlerini karşıladığı sırasıyla görülmektedir.

Çizelge 6. Fiziksel özellikler ve puzolanik aktivite test sonuçları (7 gün, TS 25).

Table 6. Physical properties and pozzolanic activity test results (7 days, TS 25).

Deneyle	Birim	TR1	TR2	TR3	TR4
Basınç dayanımı	(N/mm ²)	10,70	6,30	7,60	10,10
Çekme dayanımı	(N/mm ²)	3,40	2,70	2,40	3,0
Yoğunluk	(g/cm ³)	2,58	2,71	2,62	2,65
Özgül yüzey	(cm ² /gr)	4928	4865	4890	4924
45µm elek üstü	%	4,80	5,10	6,0	5,60
90 µm elek üstü	%	1,80	1,90	1,90	1,80
D.Y.K. özgül ağırlık		2,10	2,10	2,10	2,10
Kuru özgül ağırlık		1,90	1,90	1,90	1,90
Zahiri özgül ağırlık		2,37	2,37	2,37	2,37
Don dayanıksızlığı	%	2,93	2,93	2,93	2,93
Absorbsiyon nispeti	%	13,25	13,25	13,25	13,25
Birim hacim ağırlığı	g/cm ³	1,91	1,91	1,91	1,91
Aşınma nispeti	%	44	44	44	44

Puzolanik malzemenin yüzey alanının yüksek olması mevcut yüzey alanı ile yükselme eğiliminde olması nedeniyle puzolanik malzeme, puzolanik çimentonun tepkimesini kolaylaştıracak ve basınç dayanımını ise yükseltecektir (Erdoğan vd., 1999). Yapılan araştırmalar neticesinde mevcut kazanılan bulgular ile kıyaslandığında, Çolak (2003), doğal puzolanlar üzerine yaptığı bir araştırmada toplam SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃ (4564 cm²/g) miktarı % 80,6 olan bir malzemenin 28 ve 90 günlük kür süreleri için artarak azalan bir basınç dayanım sonuçlarına (sırasıyla, 4,45 ve 9,12 N/mm²) ulaşmıştır. Bu sonuç, araştırmacının kullandığı

doğal puzolanik malzemenin içerdiği Fe_2O_3 miktarının (%12,5) yüksek olmasından kaynaklandığı ön görülmektedir (Erdoğan vd., 1999).

Çalışmada kullanılan klinker ve hazırlanan tuf katkılı puzolanik çimento örneklerinin fiziksel özellikleri (incelik, blaine ve özgül ağırlık) ile basınç dayanım test sonuçları Çizelge 7' de gösterilmiştir.

Çizelge 7. Puzolanik çimento örneklerinin fiziksel ve mekanik özelliklerinin karşılaştırılması.

Table 7. Comparison of physical and mechanical properties of pozzolanic cement samples.

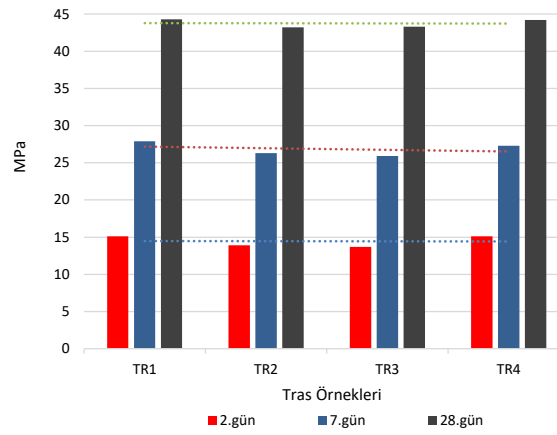
İçerik	Birim	Klinker	TR1		TR2		TR3		TR4		TS197-1
			%20	%40	%20	%40	%20	%40	%20	%40	
200 µm elek üstü	%	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	
90 µm elek üstü	%	1,6	0,3	0,6	0,3	0,7	0,4	0,7	0,2	0,5	
45 µm elek üstü	%	5,8	5,4	6,8	5,2	6,4	4,8	6,8	5,8	8,4	
Özgül yüzey,	cm ² /gr	3228	4167	4697	4232	4556	4140	4797	4524	4856	≥2800
Yoğunluk	gr/cm ³	3,07	2,88	2,65	2,78	2,60	2,75	2,65	2,78	2,66	
Hacim genişleme	mm	1	3	3	2	2	3	3	2	2	≤10
Priz başı-Priz sonu	dakika	135-220	160-290	175-290	185-300	190-305	160-290	175-290	185-300	190-305	≥75
2. gün dayanımı	N/mm ²	22,00	15,10	10,30	13,90	8,70	13,70	7,30	15,10	10,60	≥10
7. gün dayanımı	N/mm ²	36,30	27,90	20,00	26,30	18,60	25,90	15,60	27,30	21,90	≥21
28. gün dayanımı	N/mm ²	48,90	44,30	33,60	43,20	34,80	43,30	33,60	44,20	34,80	≥32,5

Puzolanik çimento örneklerinin basınç dayanım değerlerinin kullanılan tuf oranına ve kür zamanına bağlı olarak değişimleri sırası ile Şekil 3 ve Şekil 4'de verilmiştir. Çizelge 8'den de anlaşılacağı üzere değişik oranlarda kullanılan tuf (%20-%40) örnekleri ile üretilen puzolanik çimentoların kimyasal özellikleri TS EN 197-1, 2012'de açıklanan puzolanik çimento kriterlerine uymaktadır. 28 günlük kür süresi sonunda basınç dayanımları göz önüne alındığında Yozgat yöresi tuf örneklerinin, Cem II ve Cem IV/B puzolanik katkılı çimento üretiminde %40'a kadar kullanılabilir. Ancak ±%10 puzolanik aktivite değişimleri göz önüne alındığında çimentoya en uygun %15-40 oranında tuf olarak katılabileceğini söylenebilir (Şekil 3-4).

Çizelge 8. TS EN 197-1 :2012, Puzolanik çimento (Cem IV 32,5) özellikleri.

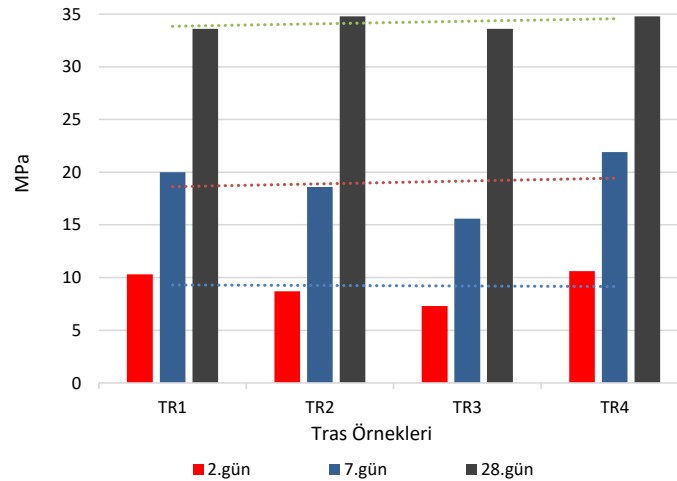
Table 8. TS EN 197-1: 2012, Properties of pozzolanic cement (Cem IV 32,5).

Ana Tipler	Bileşim (Kütlece % olarak)					Dayanım Sınıfı	Basınç Dayanımı (Mpa)			
	Ana Bileşenler				Erken Dayanım		Nihai Dayanım			
	Çimento Tipleri ve İşaretleri	Klinker	Puzolan	Minör İlave Bileşen			2 Günlük	7 Günlük	28 Günlük	
Cem II	Portlandlı Puzolanlı Çimento	Cem II/A-P	80-94	6-20	0-5	32,5 N		≥ 16,0		
		Cem II/B-P	65-79	21-35	0-5	32,5 R	≥ 10,0		≥ 32,5	≤ 52,5
Cem IV	Portlandlı Puzolanlı Çimento	Cem IV/A-P	65-89	11-35	0-5	42,5 N	≥ 10,0		≥ 42,5	≤ 62,5
		Cem IV/B-P	45-64	36-55	0-5	42,5 R	≥ 20,0		≥ 42,5	≤ 62,5



Şekil 3. Basınç dayanımının zamana bağlı olarak değişimi (%20 Tüf Katkılı).

Figure 3. Time-dependent change of compressive strength (20% tuff added).



Şekil 4. Basınç dayanımının zamana bağlı olarak değişimi (% 40 Tüf Katkılı).

Figure 4. Time-dependent change of compressive strength (40% tuff additive).

Puzolanik çimento harçlarının basınç dayanımı test sonuçları incelendiğinde puzolan ilavesi arttıkça erken dayanımın giderek düştüğü görülmektedir. Deney süresinin 28 günle

sınırlandırılmış olması ve doğal puzolanın henüz tamamen hidrate olmaması bu tür problemleri gündeme getirmektedir.

SONUÇLAR

Yozgat tüflerinin, volkanik orjinli bir porfirik traki-andezit olduğu ve toplam $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ içeriklerinin %77,97-%83,62 arasında olduğu görülmüştür. Yozgat tüf örneklerinin kimyasal analiz sonuçları ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ toplamı ≥ 70) ve kireç ile yapılan puzolanik aktivite test sonuçları (7.gün basınç dayanımları 6,30 -10,70 MPa ve eğilmeden çekme 2,4-3,4 N/mm²), malzemenin TS 25/2015'te belirtilen doğal puzolan (tüf) gerekler ve uygunluk kriterlerini sağladığını göstermiştir.

Yozgat tüfü kompozit numunesinde mineralojik analiz (XRD) sonucunda, kuvars, feldspat cinsi SiO_2 ve amorf yapı içeren bileşiklerin varlığı tespit edilmiştir. Örneklerin kısmen mikrolitik, çoğunlukla camsı olan hamur içinde albit ve kristobalit fenokristalleri içeren volkanik bir kayaç olduğu söylenebilir. Plajjoklast fenokristalleri genellikle andezin içeriklidirler ve zonlu yapıdadırlar. Yapılan mikroskopik incelemeler malzemenin hyalomikrolitik porfirik dokuya sahip trakiandezit olarak tanımlanabileceğini göstermektedir.

Yozgat tüfü ile üretilen puzolanik çimento örneklerinde %20 tüf katkısı ile her bir Yozgat tüf örneği için Cem II/B-P 32,5 R Portland puzolanik çimento ve Cem IV/B-P 32,5 R Portland puzolanik çimento kalite standartlarının üzerinde başarılı bir şekilde üretilmiştir. Üretilen %40 tüf katkılı puzolanik çimentolarda TR 2 ve TR 3 Cem II/B-P 32,5 R Portland puzolanik çimento ve Cem IV/B-P 32,5 R Portland puzolanik çimento erken dayanım (2. Gün) değerleri TSE standartlarının altında kalmıştır. TR 2 ve TR 3 katkılarına kalker ilavesi ile Cem II ve Cem IV kompozit çimento üretimlerinin başarılı şekilde üretilebileceği ve kalite standartlarını yakalayabileceği ön görülmektedir.

Yozgat yöresi tüf örneklerinin %40 ilavesiyle üretilen Puzolanik çimento örneklerinden TR1 ve TR4 ile Cem II/B-P 32,5 R Portland puzolanik çimento ve Cem IV/B-P 32,5 R Portland puzolanik çimento üretimleri başarılı bir şekilde gerçekleştirilmiştir. Puzolanik çimento erken ve geç dayanım değerleri TSE standartlarının üzerinde olduğu görülmüştür.

Yozgat yöresi doğal puzolan oranının %40 gibi yüksek bir kullanım oranına çıkarılmasına rağmen puzolanlı çimento harçlarının TS EN 196'da belirtilen en düşük dayanım özelliğinin (32.5 N/mm²) üzerinde sonuç vermiş olmaları vesöz konusu asgari kriterleri güvenli bir şekilde sağlamış olması bir avantaj olarak değerlendirilmiştir.

Yozgat'ta bulunan tuf ocakları, Yozgat çimento fabrikasına yaklaşık 55 km; Ankara'da bulunan çimento fabrikalarına yaklaşık 180 km ve komşu illerde bulunan çimento fabrikalarına ortalama 150 km uzaklığından dolayı getirdiği düşük nakliye masrafı açısından da avantajlı bir konuma ve stratejik öneme sahiptir.

KAYNAKLAR

Alp, İ., Deveci, H., Yılmaz, A. O., Kesimal, A., Yılmaz, E., 2004. Taşhane (Terme) Andezitik Tüflerinin Çimento Üretiminde Katkı Maddesi Olarak Kullanılabilirliğinin Araştırılması. In: Proc. 5th Industrial Minerals Symp (Pp. 48-55).

Binici, H., 2002. PÇ-GYFC-Pomza Üçlü Karışımlarının Özellikleri. Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Erdoğan, K., Tokyay, M., Türker, P., 1999. Traslara ve Traslı Çimentolar. Türkiye Çimento Müstahsilleri Birliği, Arge, Ankara, 63 s.

Heikal, M., El-Didamony, E., Morsy, M. S., 2000. Limestone-filled Pozzolanic Cement. Cement and Concrete Research, 1827-1834.

Hewlett, P.C., 1998. Lea's Chemistry of Cement and Concrete. John Wiley and Sons Inc., Fourth Edition, New York, USA.

Kavas, T., Çelik, M. Y., 2001. Ayazini (Afyon) Tüflerinin Çimento Sanayiinde Trasa Olarak Kullanılabilirliğinin İncelenmesi. Bilimsel Madencilik Dergisi, 40(4), 39-46.

Korkmaz, M., 1999. Terme Çamlıca Köyü Taşhane Mevkii Taş Ocağından Üretilen Malzemenin Çimento Hammaddesi Olarak Kullanılabilirliği. KTÜ, Maden Mühendisliği Bölümü, Bitirme Tezi, Trabzon, 102 s.

Massazza, F., 1989. Pozzolanas and Durability of Concrete. Cement and Concrete World, 4, 21, 15-32.

Mesci, L.B., Gürsoy, H., 2002, Çobansaray-Karakaya (Yıldızeli HB-Sivas) arasındaki Orta Anadolu Bindirme Kuşağının (Kuzey Neotetis Kenedi) Tektonostratigrafik ve yapısal özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi, 135-150.

Postacıoğlu, B., Çakıroğlu, N., Ortabası, N., 1960. Kayseri Puzolanları. İ.T.Ü Mimarlık Fakültesi, Yapı Araştırma Kurumu, Seri C, Sayı1, İstanbul.

Postacıoğlu, B., Uyan, M., Mazlum, F., 1987. Traslı Çimentoların Kullanma Alanları. İ.T.Ü İnşaat Fakültesi, İstanbul.

TS-25, 1975. Tras, Türk Standartları Enstitüsü, Ankara

TS-24, 1985. Çimentoların Fiziki ve Mekanik Deney Metotları. Türk Standartlar Enstitüsü, Ankara.

TS-819, 1988. Rilem- Cembureau Standart Kumu. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.

TS EN 197-1, 2012. Genel Çimentolar, Genel Çimentolar- Bileşim, Özellikler ve Uygunluk Kriterleri. Türk Standartları Enstitüsü.

TS EN 197-2, 2012. Çimento, Uygunluk Değerlendirmesi. Türk Standartları Enstitüsü.

TS EN 196-1, 2012. Çimento Deney Metotları, Dayanım Tayini. Türk Standartları Enstitüsü.

TS EN 196-2, 2012. Çimento Deney Metotları, Çimentonun Kimyasal Analizi. Türk Standartları Enstitüsü.

TS EN 196-3, 2012. Çimento Deney Metotları, Priz Süresi ve Genleşme Tayini. Türk Standartları Enstitüsü.

TS EN 196-5, 2012. Çimento Deney Metotları, Puzolanik Çimentolarda Puzolanik Özellik Tayini. Türk Standartları Enstitüsü.



Yerbilimleri, 2019, 40 (3), 268-292, DOI: 10.17824/yerbilimleri.605235
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Gözne (Mersin) Yöresinde Karaisalı Formasyonunun Bentik Foraminiferleri, Biyostratigrafisi ve Paleoeкологи

Palaeoecology, Biostratigraphy and Benthic Foraminifera of the Karaisalı Formation around Gözne (N Mersin)

ASLI ÜNAL¹, NURDAN İNAN^{2*}, KEMAL TASLI², SELİM İNAN²

¹Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Mersin

²Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin

Geliş (received): 13 Ağustos (August) 2019
Kabul (accepted) : 5 Aralık (December) 2019

ÖZ

Gözne (Mersin) güney ve güneydoğusunda yüzlek veren Karaisalı Formasyonu'nun bentik foraminifer içeriği, biyostratigrafisi ve paleoeкологиyle birlikte tanımına katkı koymayı amaçlayan bu çalışmada 12 bentik foraminifer cinsi ve 13 tür saptanmıştır. Bunlardan özellikle *Archaias cf. kirkukensis*, *Borelis melo*, *Operculina complanata* ve *Gypsina marianensis* türlerinin Türkiye'deki yaş konakları birlikte değerlendirilerek, Karaisalı Formasyonu'nun inceleme alanındaki çökeltme yaşının Akitaniyen (Erken Miyosen) olduğu belirlenmiştir.

Idalina sinjarica, *Asterigerina rotula*, *Rotalia perovalis*, *Rotalia trochidiformis*, *Gyroidinella manga* ve *Sphaerogypsina carteri* türlerinin yaş konağının Akitaniyen'e kadar ulaştığı görülmüştür.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.605235>



Nurdan İNAN <ninan@mersin.edu.tr>

¹Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Mersin

²Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 33342 Mersin, ORCID 0000-0002-7828-3106

²Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 33342 Mersin, ORCID 0000-0003-0160-6912

²Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 33342 Mersin, ORCID 0000-0002-1312-3419

Bu çalışmada alttan-üste doğru sırasıyla; (i) *Amphistegina lessonii* ara zonu, (ii) *Rotalia perovalis* ve *Sherbornina cf. atkinsoni* ortak menzil zonu, (iii) *Archaias cf. kirkukensis* ara zonu, (iv) *Gypsina marianensis* ve *Borelis melo* topluluk zonu olmak üzere 4 bentik foraminifer biyozonu tanımlanmış, bu biyozonlara esas olan foraminiferlerin sistematik tanımları yapılmıştır. *Globigerina-Rotalia* karışık topluluğu, *Amphistegina-Archaias* topluluğu, Miliolidae topluluğu ve Pelecypoda- Gastropoda topluluğu olarak çok belirgin 4 topluluk ayırtedilmiştir. Foraminifer topluluklarına göre Akitaniyen (Erken Miyosen) yaşlı Karaisalı Formasyonu'nun çökelme ortamı en fazla 30 m derinliğindeki karbonat şelfinden, lagüner ve kıyı ortamlarına kadar değişmektedir.

Anahtar kelimeler: Akitaniyen, bentik foraminifer, biyostratigrafi, Gözne, Karaisalı Formasyonu, Mersin, Miyosen.

ABSTRACT

In this study, 12 genera and 13 species of benthic foraminifera are determined to make a contribution for determination of benthic foraminiferal content, biostratigraphy, paleoecology and description of the Karaisalı Formation cropping out in the south and southeastern parts of Gözne (Mersin). In the study area, depositional age of the Karaisalı Formation is determined as Aquitanian (Early Miocene) by considering stratigraphic ranges in Turkey; Archaias cf. kirkukensis, Borelis melo, Operculina complanata ve Gypsina marianensis.

Moreover, it is determined that the stratigraphic ranges of Idalina sinjarica, Asterigerina rotula, Rotalia perovalis, Rotalia trochidiformis, Gyroidinella manga and Sphaerogypsina carteri extends to Aquitanian.

Four benthic foraminiferal zones are distinguished from bottom to top; (i) Amphistegina lessonii interval zone, (ii) Rotalia perovalis and Sherbornina cf. atkinsoni concurrent range zone, (iii) Archaias cf. kirkukensis interval zone and (iv) Gypsina marianensis and Borelis melo assemblage zone respectively.

The Globigerina-Rotalia mixed assemblage, the Amphistegina-Archaias assemblage, the Miliolidae assemblage and the Pelecypoda-Gastropoda assemblages have distinguished 4 distinct assemblages. The foraminiferal assemblages show that the depositional environment of the Karaisalı Formation (Early Miocene) varies from shallow carbonate shelf with depth up to 30 m to lagoon and lithoral environments.

Keywords: Aquitanian, benthic foraminifera, biostratigraphy, Gözne, Karaisalı Formation, Mersin, Miocene.

GİRİŞ

Adana Havzası, ülkemizin önemli Paleojen-Neojen havzalarından biri olması bakımından, değişik amaçlı pek çok jeolojik çalışmanın konusu olmuştur. Bu çalışmalardan bazıları genel jeoloji (Özer vd., 1974, Pampal,1984; Gürbüz ve Gökçen, 1985; Ünlügenç, 1986; Ünlügenç ve Demirkol, 1988; Ünlügenç vd., 1990; Yetiş vd., 1991; Ünlügenç, 1993; Şenol vd., 1998; Taraf ve Gürbüz, 2012; Taraf vd. 2013; Zabıdı, 2017; Ünlügenç vd., 2018a,b; Ostrakod paleontolojisi (Öğrünç vd., 2000) ve petrol (Schmidt, 1961; Büyükutku, 2003) alanlarında yapılmıştır.

Bu çalışma, Mersin ilinin kuzeyinde yer alan Gözne yaylası güneydoğusunda yaygın yüzlekler veren Karaisalı Formasyonu'nun bentik foraminifer içeriği ve biyostratigrafisinin tespit edilmesiyle formasyonun tanımına katkı koymayı amaçlamaktadır. Bu amaçla Orta Torosların doğusunda, Mersin ilinin 25 km kuzeyindeki Gözne beldesinin güney ve güneydoğu kesimlerini kapsayan, 1/25 000 ölçekli Mersin O33-a₁ paftasında yer alan (Şekil 1), çalışma alanından nokta ve seri olarak toplam 77 adet örnek derlenmiş, mikropaleontolojik veriler tespit edilmiş ve yorumlanmıştır.

STRATİGRAFI

Gözne ve yakın çevresinde temeli radyolarit, serpantinit, amfibolit, kireçtaşı blokları ve fliş litolojileriyle temsil edilen Geç Kretase yaşlı Fındıkpınarı Karışığı oluşturur. Fındıkpınarı Karışığı üzerinde, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltaşı, killi kireçtaşı, marn litolojilerinden oluşan Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı Gildirli Formasyonu açısız uyumsuzla yer alır. Gildirli Formasyonu üzerinde, çakıllı kumtaşı, marn ve kumlu kireçtaşı litolojileriyle temsil olunan Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı Kaplankaya Formasyonu bulunur (Ünlügenç, 1986; Ünlügenç ve Demirkol, 1988; Yetiş, 1988; Ünlügenç vd., 1990; Yaman, 1991; Şenol vd., 1998; Gül ve Koç, 2003). Yöredeki en genç birim, Kaplankaya Formasyonu üzerleyen Karaisalı Formasyonu'dur (Şekil 1). Kaplankaya ve Karaisalı formasyonları birbirleriyle yanal-dikey geçişli olup, Gildirli Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır.

KARAIŞALI FORMASYONU

Gözne (K Mersin) yakın yöresinde gerçekleştirilen bu çalışmayla elde edilen veriler dikkate alınarak Karaisalı Formasyonu'nun tanımı yapılmıştır.

Birimin Adı

İlk kez Schmidt (1961) tarafından Karaisalı kalkeri olarak tanımlanan birim, daha sonra Ergene (1972), Görür (1980), Yetiş ve Demirkol (1984), Ünlügenç (1986) tarafından Karaisalı kireçtaşı, İlker (1975), Yalçın ve Görür (1984), Yetiş ve Demirkol (1986), Ünlügenç vd., (1990) tarafından Karaisalı Formasyonu adı altında incelenmiştir. Formasyon adını en iyi yüzeylendiği yer olan Adana'ya bağlı Karaisalı ilçesinden alır ve Adana Havzası'nın kuzey kesimlerinde kuzeydoğu-güneybatı uzanımında geniş yüzlekler verir. Karaisalı Formasyonu, yanal ve dikey geçişleri nedeniyle dokanak ilişkileri ve yaşı bakımından havzanın farklı coğrafik yerlerinde farklı konumlarda bulunmaktadır (Taraf ve Gürbüz, 2012; Zabidi, 2017).

Litoloji Özellikleri

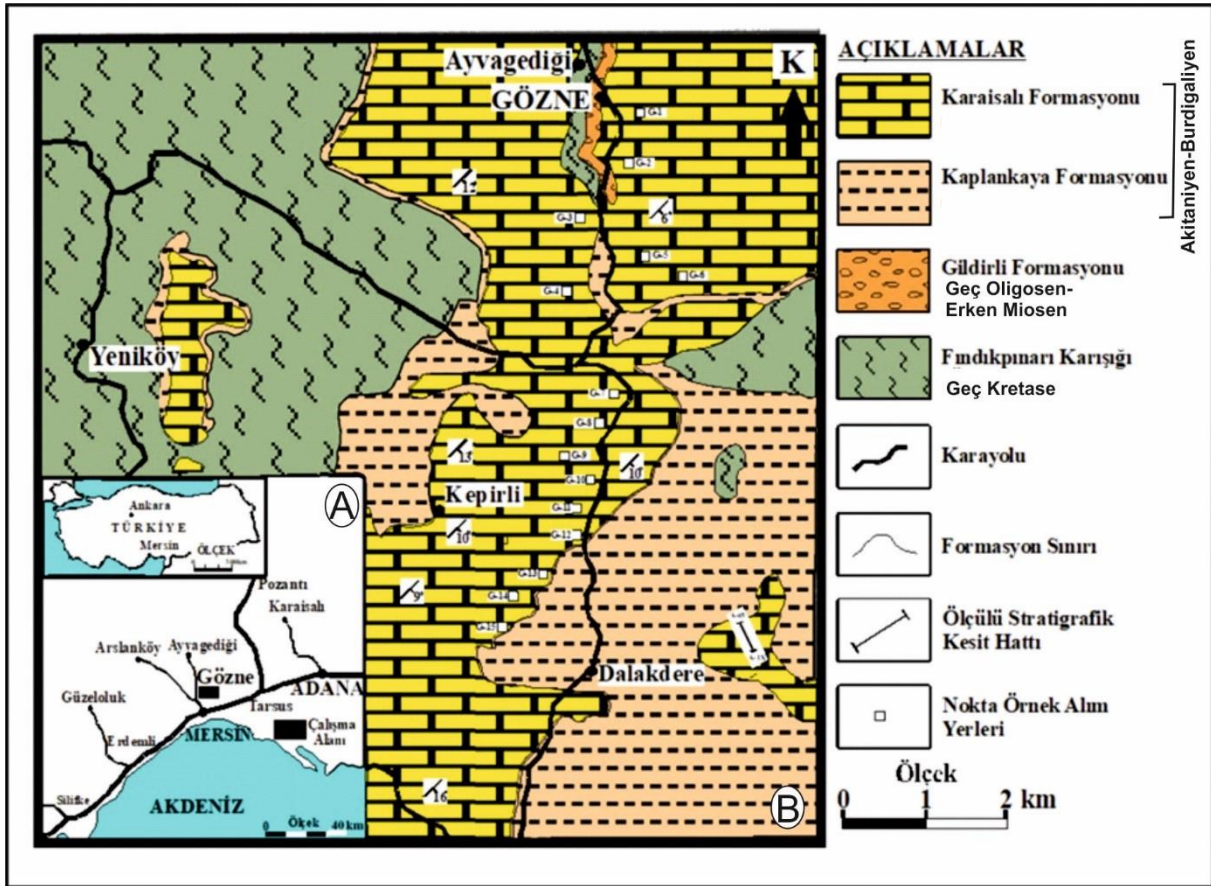
Formasyon, genellikle beyaz, açık gri, bej renkli, bazen belirgin orta-kalın katmanlı, bazen masif, sert, sağlam, keskin köşeli, kırıklı, yer yer killi, karstik erime boşluklu biyoklastik kireçtaşı ile ayrılmış yüzeyi koyu gri-siyah, taze kırık yüzeyi açık kahve sarımsı renkli, kristalen dokulu çok kalın katmanlı, sert sağlam resifal kireçtaşı litolojileriyle temsil edilmektedir.

Alt ve Üst Sınırlar

İnceleme alanında Karaisalı Formasyonu, Erken-Orta Miyosen yaşlı boz-gri renkli çakıllı kumtaşı, kumtaşı, marn, kumlu-çakıllı orta kalın tabakalı kireçtaşı litolojileriyle temsil edilen Kaplankaya Formasyonu (Schmidt, 1961; Ünlügenç, 1986; Yetiş vd., 1991; Öğrünç vd., 2000; Gül ve Koç, 2003) üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. Karaisalı Formasyonu'nun üst sınırı, inceleme alanının dışında güneybatıdaki Fındıkpınarı yöresinde gözlenmektedir. Adana Baseninde Karaisalı ve Kaplankaya Formasyonlarını Cingöz ve Güvenç formasyonları üzerler. Kuzgun Formasyonu da bunların üzerinde düşük açılı uyumsuzlukla yer almaktadır (Ünlügenç vd., 1990 ve 2018). Bu yörede, Geç Miyosen (Tortoniyen) yaşlı sarı renkli kumtaşı-çakıltaşı, çakıllı kireçtaşı, yeşilimsi gri şeyl litolojileriyle temsil edilen Kuzgun formasyonu (Schmidt, 1961; Özer vd., 1974; Gürbüz ve Gökçen, 1985; Yetiş vd., 1991; Öğrünç vd., 2000) Karaisalı Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerlemektedir.

Yumrudağı Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti (Gözne - K Mersin)

Bu çalışmada, Gözne (Mersin kuzeyi) yöresinde Karaisalı Formasyonu'nun alt sınırının en iyi gözlemlendiği yüzlek olan Yumrudağı Tepe'den ölçülü stratigrafi kesiti (ÖSK) alınmıştır (Şekil 1). Yumrudağı Tepe ölçülü stratigrafi kesiti, 1/25 000 ölçekli, Mersin O33-a₁ paftasında yer alan Dalakdere köyünün yaklaşık 1 km kuzeydoğusundan başlar. Kesitin başlangıcı 36° 56' 08" kuzey enlemleri ve 34° 32' 50" doğu boylamlarında, bitişi ise 36° 56' 30" kuzey enlemleri ve 34° 32' 32" doğu boylamlarındadır. Kesit güzergâhı K27°B doğrultusunda 790 metre devam etmektedir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanının A) Yer bulduru ve B) Jeolojik haritası (Gül ve Koç, 2003'ten değiştirilerek alınmıştır).

Figure 1. A) Location and B) Geological map of the study area (modified from Gül and Koç, 2003).

Toplam 62 örnek alınan ve 325 metre kalınlık saptanan bu kesitte, Karaisalı Formasyonu'nun üst sınırı gözlenememektedir. Yumrudağı Tepe ÖSK tabanda belirgin tabakalı, açık kahve, bej ve açık gri renklerde kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu seviyeyi yaklaşık 13 m kalınlığında, masif yapılı, açık kahve renkli kireçtaşları

takip eder. Kalınlığı 14 m civarında olan bej renkli ayrı bir masif bu birimin üzerine gelir. Kesit daha sonra yaklaşık aynı kalınlıkta bir diğer kireçtaşı masifiyle devam eder. Bu masifi çok kalın tabakalı bol rodolitli (kırmızı alg sarılımlı) düzeyler içeren 15 m kalınlığında kireçtaşları izler. Yine aynı kalınlıkta bir masif bu birimin üzerinde yer alır. Bu masife kırmızı alg yığılımlarının gözlendiği 10 m kalınlığında, bej, krem renkli yumrulu kireçtaşlarından oluşan bir diğer masif üzerler. Bu birimin üzerine gelen 10 m'lik kireçtaşı masifi ise daha az alg içermesiyle dikkati çekmektedir. Bu seviyenin üzerine tabaka kalınlıkları 7-10 cm arasında değişen belirgin tabakalı pembemsi-bej renkli kireçtaşları gelir. Bu seviyeden itibaren alt kesimlerde yatay olarak tanımlanan tabakaların üzerinde 7-8° eğim kazandıkları gözlenmektedir. Kesitin tavanına doğru gidildikçe önce yaklaşık 5-7 m kalınlıkta yumrulu, belirsiz tabakalı, kırmızı algli, bej renkli kireçtaşları, sonra 10 m kalınlığında beyaz renkli, masif yapıli kireçtaşları, daha sonra da yine belirsiz tabakalı, algal laminasyonlu, sarımtırak bej renkli kireçtaşları gelmektedir. 14 m kalınlığında bu seviyenin de üzerine 25 m boyunca kalın-çok kalın tabakalı masif yapıli kireçtaşları yer alır. Birim daha sonra daha çok oranda masif, yer yer de belirsiz tabakalı olarak devam ederek sona ermektedir (Şekil 1, 2).

Bentik foraminiferler ve mikrofosil topluluğu

Yumrudağı Tepe ÖSK ve çalışma alanından derlenen seri ve nokta örneklerin ince kesitlerinin incelemesiyle; *Idalina sinjarica* Grimsdale (Lv. 2, şek. 1,2), *Borelis melo* Fichtel ve Moll (Lv. 1, şek. 15,16), *Asterigerina rotula* (Kaufmann) (Lv. 2, şek. 8,9), *Rotalia perovalis* Terquem (Lv. 1, şek. 6,7), *Rotalia trochidiformis* (Lamarck) (Lv. 2, şek. 11,12), *Operculina complanata* Defrance (Lv. 2, şek. 16,17), *Amphistegina lessonii* d'Orbigny (Lv. 1, şek. 1-5), *Gypsina marianensis* Hanzawa (Lv. 1, şek. 14), *Sphaerogypsina carteri* Silvestri (Lv. 2, şek. 18), *Gyroidinella magna* Le Calvez (Lv. 2, şek. 19,20), *Archaias* cf. *kirkukensis* Henson (Lv. 1, şek. 13), *Sherbornina* cf. *atkinsoni* Chapman (Lv. 1, şek. 8-12), *Peneroplis pertusus* (Forskal) (Lv. 2, şek. 3-6) *Textularia* sp., (Lv. 1, şek. 17) *Valvulina* sp., *Spiroloculina* sp., *Quinqueloculina* sp. (Lv. 1, şek. 18), *Biloculina* sp. (Lv. 1, şek. 19), *Triloculina* sp. (Lv. 1, şek. 20), *Nodosaria* sp. (Lv. 2, şek. 7), *Anomalina* sp. (Lv. 2, şek. 10), *Elphidium* sp. (Lv. 2, şek. 15), *Eponides* sp., *Planorbulina* sp. (Lv. 2, şek. 13,14), *Mississippina* sp., Miliolidae bentik foraminiferleri, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinathea* sp., *Victoriella* sp. planktik foraminiferleri ile alglerden, *Archaeolithothamnium johnsoni* Mastroilli, *Lithophyllum preclichenoides* Lemoine, *Lithoporella melobesioides* Foslie, *Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., *Jania* sp., mercanlardan, *Litharaeopsis subepithe cata* (Oppenheim), annelidlerden *Ditrupea cornea* Linne, bryozoa, ekinit plakası-dikeni, pelesipod, gastropod kavkı ve krinoid parçalarıyla ostrakodlar saptanmıştır (Şekil 2).

Yaşı

Yumrudağı Tepe ÖSK fosil topluluğundan *Archaias* cf. *kirkukensis*, *Borelis melo*, *Operculina complanata* ve *Gypsina marianensis* bentik foraminifer türleri Karaisalı Formasyonu'nun yaşını belirlemede önemli rol oynar. Bunlardan *Archaias* cf. *kirkukensis*'in yaş konağı; Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986 çalışmasında Akitaniyen olarak gösterilmiş, Dizer, (1962 a); Çoruh vd., (1997), Sirel, (2003) gibi bazı çalışmalarda Rupeliyen-Burdigaliyen (Oligosen-Erken Miyosen), Sirel ve vd., (2013); çalışmasında Rupeliyen (Erken Oligosen), Gedik, (2015); Gedik, (2018) ve Hakyemez vd., (2016) çalışmalarında Rupeliyen-Erken Şattiyen (Oligosen) olarak SB 21-SB 22A,B olarak belirtilmiştir. *Borelis melo*'nun yaş konağı Dizer, (1962 b); Loeblich ve Tappan, (1988); Çoruh vd.,(1997); çalışmalarında Geç Eosen-Geç Miyosen, Taraf vd. (2013) çalışmasında Akitaniyen-Burdigaliyen olarak gösterilmiştir. *Operculina complanata*'nın Türkiye'deki yaş konağı Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986 çalışmasında Akitaniyen-Langiyen olarak, Meriç, (1983); Suata ve İnan, (1996); Sirel, (2003) çalışmalarında Lütisiyen-Miyosen, Özcan vd. (2009) çalışmasında Geç Akitaniyen, Özcan vd. (2010) çalışmasında Oligosen, Hakyemez vd. (2016) çalışmasında ise Akitaniyen (SB) 24 olarak gösterilmiştir. *Gypsina marianensis*'in yaş konağı Orta-Geç Eosen ve Akitaniyen (Türkiye Stratigrafi Komitesi, (1986); Özgen, (1997); Özgen, (2000); Robertson vd., (2013)) olarak belirtilmiştir.

Bu bentik foraminiferler ve dokanak ilişkileri beraber değerlendirildiğinde, *Operculina complanata* belirleyiciliğinde (SB 24) formasyonun inceleme alanındaki çökeltme yaşının Akitaniyen olması gerektiği sonucuna varılmıştır.

Biyostratigrafi ve bentik foraminifer biyozonları

Yumrudağı Tepe ÖSK bentik foraminiferlerinin dağılımına göre (Şekil 2), dört biyozon tespit edilmiştir. Bu biyozonlar alttan-üste doğru sırasıyla; (a) *Amphistegina lessonii* ara zonu, (b) *Rotalia perovalis* ve *Sherbornina* cf. *atkinsoni* ortak menzil zonu, (c) *Archaias* cf. *kirkukensis* ara zonu, (d) *Gypsina marianensis* ve *Borelis melo* topluluk zonlarıdır.

(a) *Amphistegina lessonii* zonu:

Tanım: *Sherbornina* cf. *atkinsoni*'nin ilk bulunuş verisiyle belirlenen ve *Amphistegina lessonii*'nin sık ve bol bulunuşuyla karakterize edilen süreç.

Kategorisi: Ara Zon

Yaş: Akitaniyen

Fosil Topluluğu: Foraminiferlerden, *Gypsina marianensis*, *Operculina complanata*, *Idalina sinjarica*, *Planorbulina* sp., *Textularia* sp., *Globigerinatheka* sp., alglerden, *Lithophyllum* sp., *Jania* sp., mercanlardan *Litharaeopsis subepithe cata*.

(b)*Rotalia perovalis* ve *Sherbornina* cf. *atkinsoni* zonu:

Tanım: Bu iki türün birlikte bulunuşuyla karakterize edilen ve üst sınırı bu taksonların son bulunuş verisiyle belirlenen süreç.

Kategorisi: Ortak Menzil Zonu

Yaş: Akitaniyen

Fosil Topluluğu: Forminiferlerden, *Amphistegina lessonii*, *Asterigerina rotula*, *Gypsina marianensis*, *Textularia* sp., alglerden, *Jania* sp.

(c)*Archaias* cf. *kirkukensis* zonu:

Tanım: *Archaias* cf. *kirkukensis* ve *Sphaerogypsina carteri* türlerinin son bulunuş verileriyle belirlenen süreç.

Kategorisi: Ara Zon

Yaş: Akitaniyen

Fosil Topluluğu: Foraminiferlerden, *Idalina sinjarica*, *Amphistegina lessonii*, *Gypsina marianensis*.

(d)*Gypsina marianensis* ve *Borelis melo* zonu:

Tanım: *Archaias* cf. *kirkukensis* ile *Sphaerogypsina carteri*'nin olmayışı ve *Gypsina marianensis*, *Borelis melo* türlerinin birlikte bulunuşuyla belirlenen süreç.

Kategorisi: Topluluk Zonu

Yaş: Akitaniyen

Fosil Topluluğu: Foraminiferlerden, *Operculina complanata*, *Amphistegina lessonii*, *Peneroplis pertusus*, *Anomalina* sp.

Paleoekoloji ve ortamsal yorum

Çalışma alanından derlenen örneklerin mikroskop incelemelerine göre; *Globigerina-Rotalia* karışık topluluğu, *Amphistegina-Archaias* topluluğu, Miliolidae topluluğu ve

pelesipod-gastropod topluluğu olarak çok belirgin 4 topluluk ayırt edilmiştir (Şekil 2, 3).

Globigerina ve *Rotalia* gibi foraminiferlerin egemen olduğu *Globigerina-Rotalia* karışık topluluğu; *Rotalia perovalis* Terquem, *Rotalia trochidiformis* (Lamarck), *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, *Gypsina marianensis* Hanzawa, *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Archaias* cf. *kirkukensis* Henson, *Borelis melo* Fichtel ve Moll, *Peneroplis pertusus* (Forskal), *Quinqueloculina* sp., *Textularia* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., alglerden, *Lithophyllum* sp. ve gastropod fosillerini içermektedir (Şekil 2).

Globigerina, *Globorotalia* planktik foraminifer cinslerinin diğer foraminiferlerle birlikte şelften-derin denize kadar (200 m. veya daha fazla) topluluk oluşturduğu ve *Rotalia*, *Amphistegina*, *Textularia* gibi bentik foraminiferlerle birlikte daha sığ denizlerde, resif önü görece derin karbonat şelfi ortamlarında da bulunduğu bilinmektedir. Bunlardan *Amphistegina lessonii* ve *Borelis melo* türleri ekolojik belirleyiciler olarak en fazla 30 metre derinlikte gösterilmişlerdir (Henson, 1950; Adams, 1989; Örcen, 1989; Cosovic vd., 2004, Daneshian ve Dana, 2007, Seyrafian vd. 2011, Abdulsamad ve Zanati, 2013, Asis ve Jasin, 2015, Prazeres vd., 2017). Ayrıca, porselen kalker kavkılı bentik foraminiferlerin düşük enerjili ortamların tipik formları olduğu (Grenier, 1969; Murray, 1973; Reiss ve Hottinger, 1984), *Borelis* gibi küresel alveolinidlerin ise genellikle yer yer denizle ilişkili lagün ortamını işaret ettiği (Lutherbacher, 1970) bilinmektedir.

Amphistegina-Archaias topluluğu (Şekil 2, 3); *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, *Archaias* cf. *kirkukensis* Henson, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Gypsina marianensis* Hanzawa, *Planorbulina* sp., *Mississippina* sp., Miliolidae, *Globigerinatheka* sp., alglerden, *Archaeolithothamnium johnsoni* Mastrorilli, *Lithophyllum preclichenoides* Lemoine, *Lithoporella melobesioides* Foslie, *Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., mercanlardan, *Litharaeopsis subepithe cata* (Oppenheim), ekinit diki ve ostracod fosilleri içermektedir.

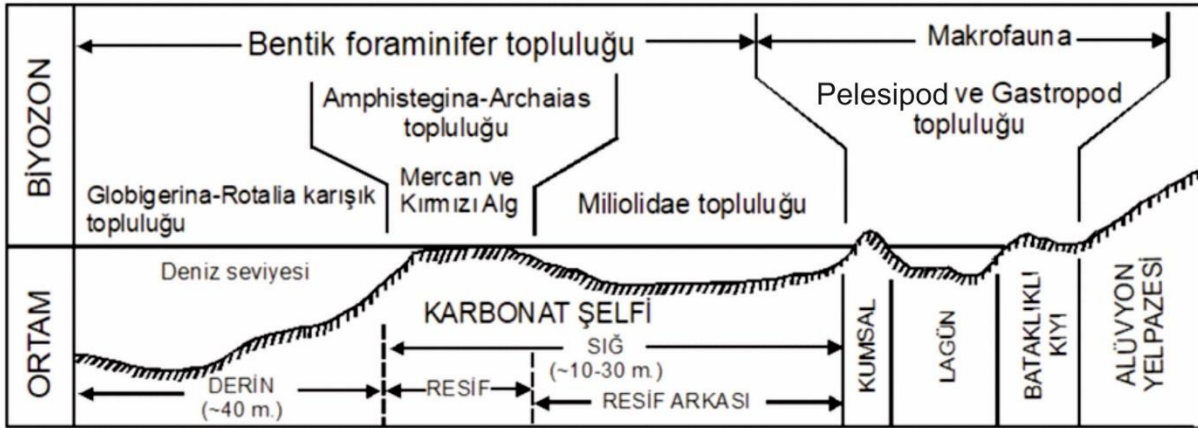
Bunlardan yalnız başlarına ekolojik bir önem taşımayan *Amphistegina* ve *Archaias* cinsleri küçük ve kalın duvarlı foraminiferler olup, normal deniz tuzluluğunda, sığ denizlerde bağlayıcı foraminiferler olan *Gypsina*, *Victoriella* ile birlikte karbonat şelfinin sığ kısmındaki resif ortamında, özellikle de resif bariyerinde, yer yer de resif gerisi ve resif önünde derinliği 30 metreden az olan sığıklarda görülmektedirler (Henson, 1950; Flügel, 1977; Adams, 1989; Örcen, 1989, Cosovic vd., 2004,

Daneshian ve Dana, 2007, Abdulsamad ve Zanati, 2013, Asis ve Jasin, 2015, Prazeres vd., 2017). Bu toplulukta yer alan mercan ve kırmızı algler ise, fazla ışıklı ve suların çalkantılı olduğu sığ kıyı şeritlerinde gelişirler ve sıcaklığın 20°C'nin altına inmediği, tuzluluk oranınının 35‰ olduğu ılıman denizlerde yaşamlarını sürdürürler (Flügel, 1977; Örçen, 1989).

Miliolidae topluluğu (Şekil 1); baskın olarak *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Quinqueloculina* sp., *Biloculina* sp., *Triloculina* sp. gibi miliolidler ve bunlara eşlik eden *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, *Operculina complanata* Defrance, *Sphaerogypsina carteri* Silvestri, *Gyroidinella magna* Le Calvez, *Peneroplis pertusus* (Forskal), *Mississippina* sp., *Textularia* sp., *Valvulina* sp., *Globorotalia* sp., alglerden, *Lithophyllum prelichenoides* Lemoine, *Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., *Jania* sp., mercanlardan *Litharæopsis subepithe cata* (Oppenheim), annelidlerden, *Ditrupa cornea* Linne, bryozoa, ekinit plakası-dikeni ve ostrakod fosillerinden oluşmaktadır (Şekil 2, 3) Miliolidae familyasındaki küçük ince kavkı duvarlı foraminiferler, genellikle en fazla 30 metre derinliğindeki sığ denizlerde, özellikle resif gerisi sığ karbonat şelfinde, normal ya da daha az tuzluluktaki denizlerde topluluk oluştururlar. Bu formlar deniz tuzluluğunun artması ile daha kalın kabuk oluşturmaya yönelirler tuzluluğun azalmasıyla da ince kabuklu formlar olarak lagüner koşullara uyum sağlarlar (Henson, 1950, Adams, 1989, Örçen, 1989, Daneshian ve Dana, 2007).

Pelesipod-gastropod topluluğu; *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Sphaerogypsina carteri* Silvestri, *Quinqueloculina* sp., *Planorbulina* sp., *Triloculina* sp., bryozoa, ekinit dikeni ve ostracod fosillerini içermektedir (Şekil 2, 3). Ana bileşenlerini pelesipod ve gastropod kavkı kırıklarının oluşturduğu bu topluluk; lagünden-sığ denize kadar değişik ortamları karakterize eder ve genellikle yer, yer denizle ilişkili lagüner ve bataklık kıyı ortamlarını belirler (Flügel, 1977; Örçen, 1989, Daneshian ve Dana, 2007, Abdulsamad ve Zanati, 2013, Asis ve Jasin, 2015).

Bu özelliklerine göre; inceleme alanında Karaisalı Formasyonu'nun, derinliği maksimum 30 metre olan sığ karbonat şelfinde, resif önü, resif bariyeri, resif gerisi ve yer yer denizle ilişkili lagüner, bataklık kıyı gibi deniz seviyesi değişimlerinin sık olduğu bir ortamda çökeldiği söylenebilir (Şekil 3).



Şekil 3. İnceleme alanındaki fosil topluluklarının paleoekolojik yorumu (Örçen, 1989'dan değiştirilerek alınmıştır).

Figure 3. Palaeoecological interpretation of fossil communities of the study area (modified from Örçen, 1989).

BENTİK FORAMİNİFERLERİN SİSTEMATİK TANIMLAMASI

Bu bölümde sadece Karaisalı Formasyonu'nda tespit edilen biyozonlara esas olan bentik foraminiferler Loeblich ve Tappan (1988) sistematik standartına göre sınıflandırılıp tanımlanmıştır.

Familiya: Amphisteginidae Cusman, 1957

Cins: *Amphistegina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, 1826

(Lv. 1, şek. 1-3)

1826 *Amphistegina quoyii* d'Orbigny, s. 304, Lv. XVII, şek. 1-4.

1984 *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, Pampal, Lv. II, şek. 3.

1993 *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, Hottinger vd., Pl. 184, şek. 8,9.

2011 *Amphistegina* sp., Seyrafian vd., Fig. 9 (k).

2013 *Amphistegina* cf. *lessonii* d'Orbigny, Abdulsamad and Zanati, Pl.3, şek.5

Kavkı alçak trokospiral, merceksi ve her iki taraf farklı derecede konveks şekilde olup duvar hyalin kalker yapıdadır. İlk loca çapı: 41,2-99 μm , İlk tur çapı: 0,123-0,528 mm, aksenal çap: 0,495-1,155 mm, merkezi kalınlık: 0,214-0,511 mm, ilk tur çapının aksenal çapa oranı 0,248-0,560 arasında ölçülmüştür.

Familiya: Rotaliidae Ehrenberg, 1839

Alt Familiya: Rotaliinae Ehrenberg, 1839

Cins: *Rotalia* Lamarck, 1804

Tür: *Rotalia perovalis* Terquem, 1882

(Lv. 1, Şekil 4).

1882 *Rotalia perovalis* Terquem, s. 1-193, Lv. 1-28.

1972 *Rotalia perovalis* (Terquem), Samuel vd., Pl. XXXVII, şek.. 1-4.

1992 *Rotalia* aff. *Perovalis* Terquem, İnan ve Temiz, Lv. I, şek. 15.

1993 *Rotalia perovalis* (Terquem), Özgen vd., Lv. I, şek. 5.

1996 *Rotalia perovalis* (Terquem), Akyazı, Lv. XV, şek. 4, 5.

1997 *Rotalia perovalis* Terquem, Özgen, s. 179, Lv. XIII, Şekil 10.

2017 *Rotalia perovalis* Terquem, Al-Dulaimi ve Al-Dulaimi, şek.. 5 (B)

Kavkı kutupları sivri, dorsal tarafı konveks, ventral tarafı düz, konik şekilli olup, lamelli hiyalin kalker yapıdadır. Sarılım trokospiraldir. İlk loca çapı: 16,2-57,7 µ, Kavkı tabanı genişliği: 0,110-0,544 mm, kavkı yüksekliği: 0,071-0,379 mm, ombilikal dolgu genişliği: 0,029-0,165 mm, ombilikal dolgu yüksekliği: 0,032-0,247 mm arasındadır.

Alt Familya: Chapmanininae Thalmann, 1938

Cins: *Sherbornina* Chapman, 1922

Tür: *Sherbornina* cf. *atkinsoni* Chapman, 1922

(Lv. 1, şek. 5-7).

1922 *Sherbornina atkinsoni* Chapman, s. 501.

1983 *Sherbornina atkinsoni* Chapman, Meriç, s.184, Lv. LXXXVIII, şek. 3,6.

1988 *Sherbornina atkinsoni* Chapman, Loeblich ve Tappan, s.669, Pl. DCCLXXVII, Fig. 1-7.

2002 *Sherbornina* cf. *atkinsoni* Chapman, Mastandrea, Pl. IX, şek. 3,4.

Kavkı diskoidal ve ince olup, çapı 2 mm'ye kadar ulaşır. Duvar kalkerli, kaba delikli, ışınsal ve lamelli bir yapıdadır. Sarılım erken safhada hemen hemen planspiraldir. Ard arda gelen locaların çıkıntıları kenarlarda dalgalı bir görünüm oluşturur. Yetişkin bireylerde septal kanalların iyi gelişmiş kanal sistemleri vardır. Eksenel çap: 0,195-0,591 mm, kalınlık: 0,110-0,364 mm arasında ölçülmüştür.

Familya: Soritidae Ehrenberg, 1839

Alt Familya: Archaiasinae Cushman, 1927

Cins: *Archaias* de Montfort, 1808

Tür: *Archaias* cf. *kirkukensis* Henson, 1950

(Lv. 1, şek. 8).

1950 *Archaias kirkukensis* Henson, s. 43, lv. VII, şek. 3,4,9; Lv. VIII, şek. 1-5.

1956 *Archaias kirkukensis* Henson, Van Bellen, s. 250, Fig. 1-2.

1958 *Archaias kirkukensis* Henson, Smout ve Eames, s. 218, Lv. XXXX, şek. 1-8, 12-14; lv. XXXXI, şek.. 12, 13, 16, 25, 30, 32-34.

1962 *Archaias kirkukensis* Henson, Dizer, Lv.III, şek. 4-6.

1997 *Archaias kirkukensis* Henson, Çoruh vd., s. 466, Lv. XCVI, şek. 6,

2003 *Archaias kirkukensis* Henson, Sirel, s. 295, Lv. XIII, şek. 1-18.

2011 *Archaias kirkukensis* Henson, Seyrafian vd., şek..10

2016 *Archaias kirkukensis* Henson, Hakyemez vd., şek. 9, şek. 14

Kavkı disk şeklinde, bikonkav, ilk spiral safhada şişkin ve involüt, kavkının diğer kısmı evolüt olup, duvar kalkerli porselen yapıdadır. Locaların arası sonlara doğru yaklaşık altılı sıra oluşturan pilyeler ve aralarında yanıl boşluklardan oluşmaktadır. Türün aksenal çapı: 1,534-2,871 mm, gençlik dönemi çapı: 0,165-0,330 mm arasındadır.

Famulya: Acervulinidae Schultze, 1854

Cins: *Gypsina* Carter, 1877

Tür: *Gypsina marianensis* Hanzawa, 1957

(Lv. 1, şek. 9).

1957 *Gypsina marianensis* n. Sp., Hanzawa, Lv. XXI, şek. 8; Lv. XXVII, şek. 1-8.

1962 *Gypsina marianensis* Hanzawa, Dizer, Lv. III, şek. 1-3, 5.

1997 *Gypsina marianensis* Hanzawa, Özgen, s. 166, Lv. X, şek. 1, 2.

2001 *Gypsina marianensis* Hanzawa, Özgen-Erdem, Lv.2, şek.3.

2006 *Gypsina marianensis* Hanzawa, Robertson vd., şek. 21b (j).

Kavkı planokonveks ya da konkavokonveks konik şekilli olup, karın, merkez ve sırt olmak üzere 3 bölgeden oluşur. Kavkı deliksiz ve lifli hiyalin kalker yapıdadır. Ventral tarafta derin bir dolgu mevcuttur. Karın tarafında localar basık ve dikdörtgenimsi şekilli olup, merkezi ve sırt bölgesinde locaların genişlik ve yükseklikleri artmaktadır.

Familiya: Alveolinidae Ehrenberg, 1839

Cins: *Borelis* (*Neoalveolina*) de Montfort, 1808

Tür: *Borelis melo* Fichtel ve Moll, 1798

(Lv. 1, şek. 10-12).

1798 *Nautilus melo* Fichtel ve Moll, s. 123.

1962 *Neoalveolina melo* Reichel, Dizer, Lv. V, şek. 1.

1981 *Borelis* sp. Sirel ve Gündüz, şek. 5.

1997 *Borelis melo* (Fichtel ve Moll), Çoruh vd., s. 468, Lv. XCVII, şek. 9,10.

2007 *Borelis melo* (Fichtel ve Moll) *curdica* (Reichel), Daneshian and Dana, şek.5, (4).

2011 *Borelis melo curdica*, Seyrafian vd., şek.10, (f).

2013 *Borelis melo* (Fichtel ve Moll), Abdulsamad and Zanati, Pl.1. (4).

Kavkı küresel, ilk turlar streptospiral sarılımlı olup dördüncü ya da beşinci turda düzenli sarılım başlar. Bölmeçiklerin sıralanımı devamlıdır. Aynı locanın locacıkları biri büyük ve diğeri küçük olmak üzere ardışıklı düzenlenmiş ve küçük olanlar dışa doğru biraz itilmiştir. Bu nedenle septula aksel kesitte “Y” şeklinde görünüm vermektedir. Postseptal kanal yoktur. Ekvatoryal çap: 0,208-0,825 mm, tur sayısı da 5-9 arasında değişmektedir.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Bu çalışmayla, Mersin ilinin kuzeyinde yer alan Gözne yaylası ve civarında geniş yüzlekler veren Karaisalı Formasyonu'nun bentik foraminifer topluluğu belirlenmiş ve *Archaias* cf. *kirkukensis*, *Borelis melo*, *Operculina complanata* ve *Gypsina marianensis* bentik foraminifer türleri esas alınarak formasyonun çökme yaşı Akitaniyen (Erken Miyosen) olarak belirlenmiştir.

Böylece, *Idalina sinjarica*, *Asterigerina rotula*, *Rotalia perovalis*, *Rotalia trochidiformis*, *Gyroidinella manga* ve *Sphaerogypsina carteri* bentik foraminifer türleri Akitaniyen yaşlı düzeylerde de tespit edilmiştir.

Alttan üste doğru sırasıyla *Amphistegina lessonii* ara zonu, *Rotalia perovalis* ve *Sherbornina* cf. *atkinsoni* ortak menzil zonu, *Archaias* cf. *kirkukensis* ara zonu, *Gypsina marianensis* ve *Borelis melo* topluluk zonları ayırt edilmiştir.

Globigerina-Rotalia karışık topluluğu, *Amphistegina-Archaias* topluluğu, Miliolidae

topluluğu ve pelesipoda- gastropod topluluğu olarak çok belirgin 4 topluluk ayırt edilmiş, bu topluluklar gösterge olarak kullanılarak paleoekolojik yorum gerçekleştirilmiş ve Karaisalı Formasyonu'nun bataklık kıyıda yer yer denizle ilişkili lagüne ve en fazla derinliği 30 metre olan sığ deniz ortamına kadar değişen karbonat şelfinde çökeldiği sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu makale, Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilen (Ünal, 2006) çalışmanın bir bölümünün yeniden değerlendirilmesi ile oluşturulmuştur. Yazarlar çalışmadaki katkılarından dolayı Muhsin EREN (Mersin Üniversitesi), Murat GÜL (Muğla Üniversitesi), Hayati KOÇ (Mersin Üniversitesi) ve Ayhan Başalan (Gaziosmanpaşa Üniversitesi)'a teşekkürlerini sunar.

KAYNAKLAR

- Abdulsamad, E.O., El Zanati, S.M., 2013. Miocene benthic foraminifera the Soluq area, NE Libya; Biostratigraphy and environmental significance. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 5, 245-256.
- Adams, C.O., 1989. Foraminifera as ecological indicators of geological events: *Proceedings of the Geologists Association*, 100 (3), 297-311.
- Akyazı, M., 1996. İlgaz yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının stratigrafisi ve paleontolojisi. Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 185 (Yayınlanmamış).
- Al-Dulaimi, E.K., Al-Dulaimi, S.I., 2017. A Study of Biostratigraphy of Sinjar Formation in selected sections from northern Iraq. *Iraqi Journal of Science*, 58/2B, 891-916.
- Asis, J., Jasin, B., 2015. Miocene Larger Benthic Foraminifera from the Kalumpang Formation in Tawau, Sabah. *Sains Malaysiana*, 44/10, 1397-1405.
- Büyüktoku, A., 2003. Adana Havzası KB'sında Miyosen Birimlerinin Ortamsal Analizi ve Petrol Jeolojisi Açısından İncelenmesi, Ankara Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projesi kesin raporu, Proje No. 20010705043, 53 sayfa Ankara.
- Chapman, F., 1922. *Sherbornina*: a new genus of the foraminifera from Table Cape, Tasmania. *Journal of the Linnean Society of London, Zoology*, 34, 501-503.

- Cosovic, V., Drobne, K., Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), *Facies*, 50, 61-75.
- Çoruh, T., Yakar, H., Ediger, V.Ş., 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton İstifinin Biyostratigrafi Atlası. T.P.A.O. Eğitim Yayınları No: 30, 52 sayfa Ankara.
- Daneshian, J., Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh namak, Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29 (5-6), p. 844-858.
- Dizer, A., 1962a. Denizli bölgesinin Eosen ve Oligosen foraminiferleri. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası. Seri B, 27(1-2).
- Dizer, A., 1962b. Sivas Bölgesinin Miosen Foraminiferleri. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, 27(1-2), 49-83.
- Ergene, T.M., 1972. Quantitative Environmental Analysis and Related Reservoir Properties of Karaisalı Limestone in Bulgurdağ Oil Field, Turkey. *Revue de la Faculte des sciences de L'universite D'Istanbul, Serie B*, 37 (3-4), 165-186.
- Fichtel, L., Moll, J.P.C., 1798. Testacea microscopica, aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus, ad naturan picta et descripta (Microscopische und andere klein Schalthiere aus den geschlechtern Argonaute und Schiffer), Vienna-Camesina, 123 s.
- Flügel, E., 1977. Fossil Algae. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, 375 s., 119 şek., 32 lv.
- Gedik, F., 2015, Benthic foraminiferal biostratigraphy of Malatya Oligo-Miocene succession (eastern Taurids, Eastern Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 150, 19-50
- Gedik, F., 2018, An example of evolutionary trends in the Miogypsinidae (Foraminiferida) from Turkey. *Historical Biology An International Journal of Paleobiology* · 1-23.
- Grenier, G.O.G., 1969. Recent benthic foraminifera, environmental factors controlling their deposition. *Nature*, 223, 168-170.
- Görür, N., 1980. Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Diyajenetik Evrimi. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, Z. Aksoy ve N. Pamir (ed.), Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Ankara, 123-128.
- Gül, M., Koç, H., 2003. Karaisalı Kireçtaşı Gözne Resifinin (Gözne-Mersin) Sedimantolojik Özellikleri. *Yerbilimleri*, 42, 53-59.
- Gürbüz, K., Gökçen, S., 1985. Karaömerli-Akkuyu-Balcalı Bölgesi (Kuzey Adana) Neojen İstifinin Sedimanter Jeolojik İncelemesi. *Yerbilimleri*, 1(2), 67-79.

- Hakyemez, A., Özgen-Erdem, Kangal, Ö., 2016. Planktonic and benthic foraminiferal biostratigraphy of the Middle Eocene-Lower Miocene successions from the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey). *Geologica Carpathica*, 67(1), 21-40.
- Hanzawa, S., 1957. Cenozoic foraminifera of Micronesia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 66, 1-66. New York.
- Henson, I.R.S., 1950. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in the Middle East. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 34, 215-238.
- Hottinger, L., Halicz, E., Reiss, Z., 1993. Recent Foraminiferida from the Gulf of Akaba, Red Sea. *Dela Sazu*, 33, 179 s., 230 lv., Ljubljana.
- İlker, S., 1975. Adana Baseni Kuzey-Batısının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO, 973, Ankara.
- İnan, N., Temiz, H., 1992. Niksar (Tokat) yöresinde Kretase/Tersiyer geçişinin litostatigrafik ve biyostratigrafik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35(1), 39-47.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and Their Classification. Van Nostrand Reinhold Company, 302 page New York.
- Lutherbacher, H.P., 1970. Environmental distribution of early Tertiary microfossils, Tresp Basin, Northeastern Spain. ESSO Production Research European Laboratories, 46p.
- Mastandrea, A., Muto, F., Neri, C., Papazzoni, C.A., Perri, E., Russo, F., 2002. Deep-Water Coral Banks: an Example from the Calcare di Mendicino (Upper Miocene, Northern Calabria, Italy). *Facies*, 47, 27-42.
- Murray, J.M. 1973. Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. New York, Crane, Russak and Co., 274 p.
- Meriç, E., 1983. Foraminiferler. M.T.A. Enstitüsü Matbaası, 280 s., Ankara.
- Orbigny, A.D'., 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles*, 7, 245-314.
- Öğrünç, G., Gürbüz, K., Nazik, A., 2000. Adana Baseni Üst Miyosen-Pliyosen İstifinde Messiniyen Tuzluluk Krizine Ait Bulgular. *Yerbilimleri*, 22, 183-192.
- Örçen, S., 1989. Munzur Dağları'nın Akitaniyen Paleoeolojisi ve Paleocoğrafyası. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1(3), 201-210.
- Özcan, E., Less, G., Báldi-Beke, M., Kollányi, K., Acar, F., 2009. Oligo-Miocene foraminiferal record (Miogypsinidae, Lepidocyclinidae and Nummulitidae) from the Western Taurides (SW Turkey): Biometry and implications for the regional geology. *Journal of Asian Earth Science*, 34, 740–760.

- Özcan, E., Less, G., Baldi-Beke, M., Kollanyi, K., 2010. Oligocene hyaline larger foraminifera from Keleşdere section (Muş, Eastern Turkey). *Micropaleontology*, 56/5, 465-493.
- Özer, B., Biju-Duval, B., Courrier, P., Letouzey, J., 1974. Antalya-Mut-Adana Neojen Havzaları Jeolojisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi, Ankara, 72-76.
- Özgen, N., 1997. Batı Pontid'lerde Paleosen/Eosen Yüzlekleri ve Bentik Foraminiferleri. Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas 144 sayfa (yayımlanmamış)
- Özgen, N., 2000. *Nurdanella boluensis* n. gen., n. sp., a Miliolid (Foraminifera) from the Lutetian of the Bolu Area (Northwestern Turkey). *Revue Paléobiologie*, 19(1), 79-85.
- Özgen-Erdem, N., 2001. *Chrysalidina* (Pfendericonus) kahleri Hottinger ve Drobne' in Bolu yöresi Lütesiyen'indeki varlığı. *Yerbilimleri*, 24, 35-42.
- Özgen, N., İnan, N. ve Akyazı, M., 1993. Harabekayış (Elazığ) formasyonunun stratigrafik tanımlaması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 8, 135-148.
- Pampal, S., 1984. Adana Havzası Kuzey Kesimlerinin Miyosen Stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 5, 67-74.
- Prazeres, M., Roberts, T. E., Pandolfi, J.M., 2017. Shifts in species abundance of large benthic foraminifera Amphistegina: the possible effects of Tropical Cyclone Ita. *Coral Reefs*, 36, 305-309.
- Reis, Z., Hottinger, L., 1984. *The Gulf of Aqaba, Ecological Micropaleontology*. Springer-Verlag, 354 p.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taslı, K., İnan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108-145.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç U.C., 2013. Geological development of Anatolia and the eastern most Mediterranean region. *Geological Society special publication* 372, 402 p.
- Samuel, O., Borza, K., Köhler, E., 1972. Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleocene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). *Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*.
- Schmidt, S., 1961. VII. Adana Petrol Bölgesinin Stratigrafik Nomenklatörü. *Petrol Dairesi Yayını*, 57-63, Ankara.

- Seyrafian, A., Moghadam, H.V., Arzani, N., Taheri, A., 2011. Facies analysis of the Asmari Formation in central Zagros Basin, southwest Iran: Biostratigraphy, Paleoecology and diagenesis. *Revista mexicana de Ciencias Geologicas*, 28(3), 439-458.
- Sirel, E., Gündüz, H., 1981. Description of new species of *Borelis* from the Hatay (S. Of Turkey) and Elazığ Regions (E. Of Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 92, 70-74.
- Sirel, E., 2003. Foraminiferal description and biostratigraphy of the Bartonian, Priabonian and Oligocene shallow-water sediments of the southern and eastern Turkey. *Revue Paléobiologie*, 22(1), 269-339.
- Sirel, E., Özgen-Erdem, N., Kangal, Ö., 2013. Systematics and biostratigraphy of Oligocene (Rupelian-Early Chattian) foraminifera from lagoonal-very shallow water limestone in the eastern Sivas Basin (central Turkey). *Geologia Croatica*. 66(2), 83-109.
- Smout, A., Eames, F.E., 1958. The genus *Archaias* (Foraminifera) its stratigraphical distribution. *Paleontology*, 1(3), 207-225.
- Suata, F., İnan, N., 1996. İşhan Köyü (Sivas GD'su) Yöresinin Stratigrafisi ve Paleontolojisi. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A Yerbilimleri*, 13(1), 101-116.
- Şenol, M., Şahin, Ş., Duman, T., Taşkın, Ş., 1998. Mersin-Tarsus Arasının Jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi, Ankara*, s.120 4-19.
- Taraf, F., Gürbüz, K., 2012. Karaisalı Formasyonu'nun (Adana Baseni-Türkiye) oluşumunu kontrol eden faktörler. 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı 2-6 Nisan, Bildiri Özleri, s. 554
- Taraf, F., Eren, M., Gürbüz, K., 2013. Karaisalı Formasyonu'nun (Adana Baseni-Türkiye) Fasiyes ve Mikrofasiyes Özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56(3),
- Terquem, O., 1882. Les foraminifères de l'Eocène des environs de Paris. *Soc. Geol. France*, 2(3), 1-193.
- Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986. Türkiye'de tanımlanmış fosillerin kronostratigrafik yayılımları. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, 116 s.
- Ünlügenç, U. C., 1986. Kızıldağ Yayla (Adana) Dolayının Jeoloji İncelemesi. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 77s., Adana.
- Ünlügenç, U.C., Demirkol, C., 1988, Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi, *Jeoloji Mühendisliği*, Sayı 32-33, s. 17-25, Ankara.

- Ünlügenç, U. C., Kelling, G., Demirkol, C., 1990, Aspects of Basin Evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey, International Earth Sciences Congress on Aegean Region 1-6 October, İzmir-Turkey, p. 353-369.
- Ünlügenç, U.C., 1993. Controls on Cenozoic sedimentation in the Adana Basin, Southern Turkey (Ph.D. Thesis), Keele University, UK. Two Volumes, pp. 229.
- Ünlügenç, U.C., Akıncı, A.C., Karakılçık, H., 2018a. Neojen Adana Havzası'nın Tektono-Sedimanter Evrimi. 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 23-27 Nisan, s. 123-124, Ankara.
- Ünlügenç, U.C., Akıncı, A.C., Karakılçık, H., 2018b. Tertiary Tectono-Sedimentary Development of the Çukurova Region (S. Turkey). 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 07th-11th May 2018, p.364-370, Antalya/Turkey.
- Ünal, A., 2006. Gözne (Mersin) güneydoğusundaki Miyosen yaşlı Karaisalı Formasyonu kireçtaşlarının bentik foraminiferleri. Yüksek Lisans tezi, Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,. Mersin (yayımlanmamış).
- Van Bellen, R.C., 1956. The Stratigraphy of the Main Limestone of the Kirkuk, Bai Hassan and Qarah Chaug Dagh Structures in North Iraq. J. Inst. Petrol., 42, 233-263.
- Yalçın, M.N., Görür, N., 1984. Sedimentological evolution of the Adana Basin. International Symposium Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (ed.), 165-172., M.T.A, Ankara,
- Yaman, S., 1991. Mersin Ofiyolitinin Jeolojisi ve Metallojenisi. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, 255-267, Adana.
- Yetiş, C.,1988. Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin, Southern Turkey. News Str., 20, 43-58.
- Yetiş, C., Demirkol, C., 1984. Adana Baseni Kuzey-Kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazı gözlemler, Ankara, 59-61.
- Yetiş, C., Demirkol, C., 1986. Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeoloji Etüdü. M.T.A., 8037, 86s Ankara.
- Yetiş, C., Demirkol, C., Lagap, H., Ünlügenç, U.C., 1991. Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi No: 36, Kozan K-20 Paftası. M.T.A Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi, 95 sAnkara.
- Zabıdı, R. H., 2017. Karaisalı Formasyonu (Adana Baseni Kuzey Batısı)'nun Stratigrafik Gelişimi ve Evrimi. Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi 89s, (yayımlanmamış).

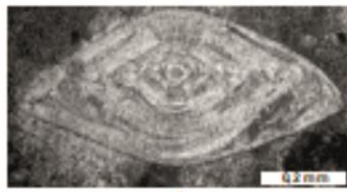
LEVHA 1

- Şekil 1-5.** *Amphistegina lessonii* d'Orbigny. Eksenel kesit, ekvatoryal kesit A-16b, eksenel kesit A-1E, yarı ekvatoryal kesit A-5 ve eksenel kesit A-4.
- Şekil 6,7.** *Rotalia perovalis* Terquem. Boyuna kesitler, A-3.
- Şekil 8-12.** *Sherbornina cf. atkinsoni* Chapman. Eksenel kesit A-25b, eksenel ve, eğik kesitler A-16a, eksenel kesitler G-5.
- Şekil 13.** *Archaias cf. Kirkukensis* Henson. Eksenel kesit, A-9a.
- Şekil 14.** *Gypsina marianensis* Hanzawa. Boyuna kesit, A-45.
- Şekil 15,16.** *Borelis melo* Fichtel ve Moll. Ekvatoryal kesit A-16b, eğik kesit G-7.
- Şekil 17.** *Textularia* sp. Boyuna kesit, A-5.
- Şekil 18.** *Quinqueloculina* sp. Enine kesit, A-1B.
- Şekil 19.** *Biloculina* sp. Eksenel kesit, A-4.
- Şekil 20.** *Triloculina* sp. Eksenel kesit, A-11a.

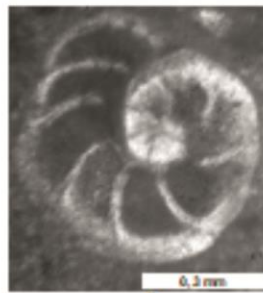
PLATE 1

- Figure 1-5.** *Amphistegina lessonii* d'Orbigny. Axial section, equatorial section A-16b, axial section A-1E, subequatorial section A-5 and axial section A-4,
- Şekil 6,7.** *Rotalia perovalis* Terquem. Vertical sections A-3.
- Şekil 8-12.** *Sherbornina cf. atkinsoni* Chapman. Axial section A-25b, axial and tangential sections A-16a, axial sections G-5.
- Şekil 13.** *Archaias cf. kirkukensis* Henson. Axial section, A-9a.
- Şekil 14.** *Gypsina marianensis* Hanzawa. Vertical section, A-45.
- Şekil 15,16.** *Borelis melo* Fichtel ve Moll. Equatorial section A-16b and tangential section G-7.
- Şekil 17.** *Textularia* sp. Vertical section A-5.
- Şekil 18.** *Quinqueloculina* sp. Transversal section A-1B.
- Şekil 19.** *Biloculina* sp. Axial section, A-4.
- Şekil 20.** *Triloculina* sp. Axial section A-11a.

LEVHA 1



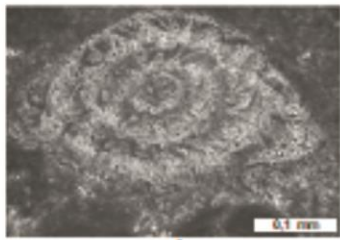
1



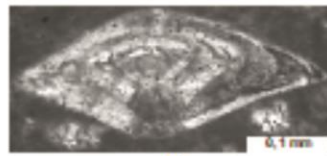
2



3



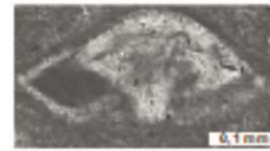
4



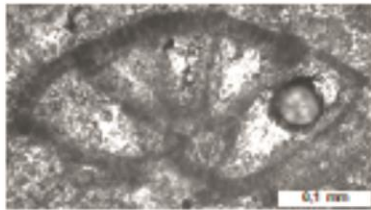
5



6



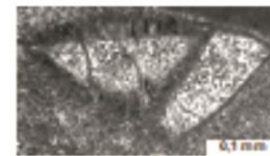
7



8



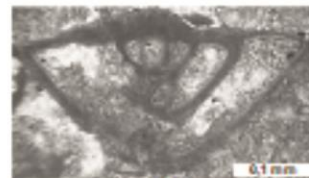
9



10



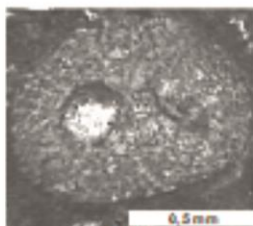
11



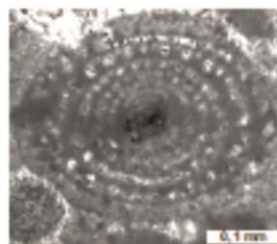
12



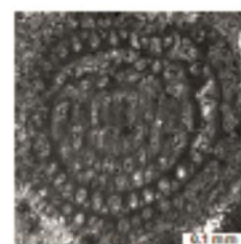
13



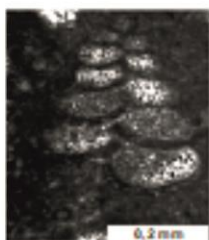
14



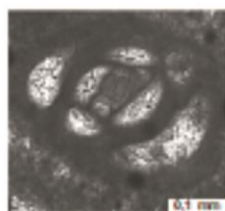
15



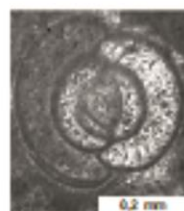
16



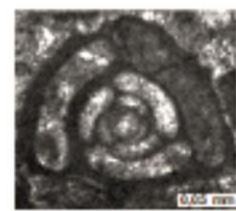
17



18



19



20

LEVHA 2

Şekil 1,2. *Idalina sinjarica* Grimsdale. Eksenel kesitler, A-11a, A-16.

Şekil 3-6. *Peneroplis pertusus* (Forskal). Eksenel kesitler, A-2, G-7, A-35.

Şekil 7. *Nodosaria* sp. Boyuna kesit, A-21.

Şekil 8,9. *Asterigerina rotula* (Kaufmann). Eksenel kesitler, A-15, A-16b.

Şekil 10. *Anomalina* sp. Ekvatoryal kesit, A-21.

Şekil 11,12. *Rotalia trochidiformis* (Lamarck). Boyuna kesitler, A-28a, A-2.

Şekil 13,14. *Planorbulina* sp. Eksenel kesitler, A-4, A-1B.

Şekil 15. *Elphidium* sp. Eksenel kesit, A-1F.

Şekil 16,17. *Operculina complanata* DeFrance. Eksenel kesit, A-33a ve eğik kesit A-1X.

Şekil 18. *Sphaerogypsina carteri* Silvestri. Eksenel kesit, A-42.

Şekil 19,20. *Gyroidinella magna* Le Calvez. Eksenel kesitler, A-16a.

PLATE 2

Şekil 1,2. *Idalina sinjarica* Grimsdale. Axial sections A-11a, A-16.

Şekil 3-6. *Peneroplis pertusus* (Forskal). Axial sections A-2, G-7, A-35.

Şekil 7. *Nodosaria* sp. Vertical section A-21.

Şekil 8,9. *Asterigerina rotula* (Kaufmann). Axial sections A-15, A-16b.

Şekil 10. *Anomalina* sp. Equatorial section A-21.

Şekil 11,12. *Rotalia trochidiformis* (Lamarck). Vertical sections A-28a, A-2.

Şekil 13,14. *Planorbulina* sp. Axial sections A-4, A-1B.

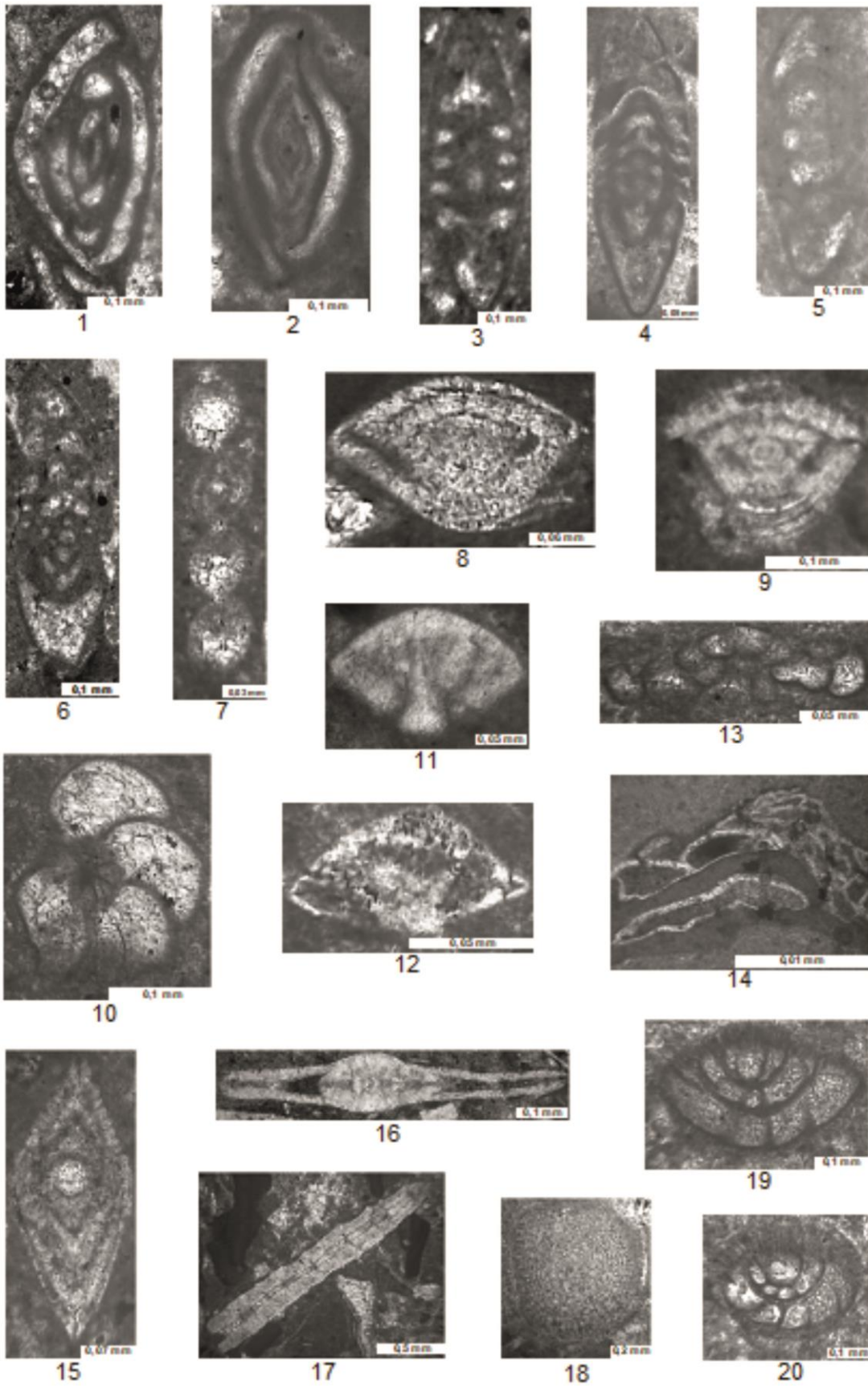
Şekil 15. *Elphidium* sp. Axial section A-1F.

Şekil 16,17. *Operculina complanata* DeFrance. Axial section A-33a and tangential section A-1X.

Şekil 18. *Sphaerogypsina carteri* Silvestri. Axial section A-42.

Şekil 19,20. *Gyroidinella magna* Le Calvez. Axial sections A-16a.

LEVHA 2





Yerbilimleri, 2019, 40 (3), 293-325, DOI:10.17824/yerbilimleri.633036
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Zigana Dağı (Gümüşhane, KD Türkiye) Dayklarının Jeokimyası ve Jeolojik Anlamı

Geochemistry of the Zigana Mountain (Gümüşhane, NE Turkey) Dykes and Their Geological Meaning

FERKAN SİPAHİ ^{*1}, MEHMET ALİ GÜCER ¹, MÜNÜR BURHAN SADIKLAR ²

1 Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29100 Gümüşhane

2 Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Geliş (received): 15 Ekim (October) 2019

Kabul (accepted) : 5 Aralık (December) 2019

ÖZ

Eski bir magmatik yay olan Doğu Karadeniz Bölgesi (Pontidler) Sakarya Zonu içinde yer alan andezit ve porfirik dasit daykları Geç Kretase yaşlı volkanitleri kesmektedir. Andezit ve porfirik dasit daykları porfirik doku sergilemektedir. Andezitler başlıca plajiyoklas ve ojit minerallerinden ibaret olup, plajiyoklaslar elek dokusu ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Ojit minerallerinin kenar kısımlarında opak mineral oluşumları yaygındır. Porfirik dasitler ise kuvars, plajiyoklas, amfibol ve biyotit minerallerinden oluşmakta olup, kuvars kristallerinin kenarları kısmen yenmiştir. Plajiyoklaslar yaygın olarak serizitleşmiş, daha az oranda kalsitleşmiştir. Amfiboller hidrotermal ayrışma sonucu klorit, karbonat (kalsit ve ankerit) ve opak minerallere, biyotitler ise genel olarak kloritlere dönüşmüştür. Ana oksit ve iz element değişim diyagramlarındaki düzgün yönsemeleri ve mineral ayrışma diyagramlarındaki

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.633036>

✉ Ferkan SİPAHİ ferkansipahi@gmail.com

1 Gümüşhane Üniv.Müh.ve Doğa Bil.Fak.Jeol.Müh.Böl. 29100 Gümüşhane ORCID 0000-0002-4072-4834

2 Gümüşhane Üniv.Müh.ve Doğa Bil.Fak.Jeol.Müh.Böl. 29100 Gümüşhane ORCID 0000-0002-9075-3350

3 Karadeniz Tek.Üniv. Müh.Fak., Jeoloji Müh.Böl. 61080 Trabzon ORCID 0000-0002-1231-1362

durumları, daykların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu göstermektedir. Plajiyoklas ve ojit ayrılaşmasının andezit daykların gelişiminde, hornblend ve plajiyoklas ayrılaşmasının ise porfirik dasitlerin gelişiminde etkili olduğu belirlenmiştir. Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltlara (Z-OOSB) göre normalleştirilmiş iz element diyagramında negatif Nb, P₂O₅ ve TiO₂ anomalileri olup, büyük iyon çaplı elementler (BİYE) yüksek çekim alanlı elementlere (YÇAE) nazaran daha fazla zenginleşmiştir. Düşük Nb/U ile yüksek La/Nb ve Th/Nb oranları, andezit ve porfirik dasit dayklarının kıtasal kabuk kirlenmesinden etkilendiğini belirtmektedir. Sonuç olarak, daykların yay ortamında, Geç Kretase sonlarına doğru benzer kökenli ve yitim ilişkili metasomatize olmuş bir manto kaynağından türemiş oldukları düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Dayk, Zigana (Gümüşhane), Geç Kretase, Jeokimya, KD-Türkiye

ABSTRACT

The andesite and porphyritic dacite dykes in the Sakarya Zone of the Eastern Black Sea Region (Pontides), an ancient magmatic arc, cut through the Late Cretaceous volcanic rocks. Andesite and porphyritic dacite dykes show porphyritic texture. Andesites consist mainly of plagioclase and augite minerals and plagioclases show sieve texture and polysynthetic twinning. Opaque mineral formations are common on the marginal parts of augite minerals. Porphyritic dacites consist of quartz, plagioclase, amphibole and biotite minerals and the edges of quartz crystals are partially corroded. Plagioclases are commonly sericitized and less calcitized. As a result of hydrothermal alteration, amphibole decomposed to chlorite, carbonate (calcite and ankerite) and opaque minerals, and biotite to chlorite. The uniform orientations in the main oxide and trace element exchange diagrams and the states in the mineral separation diagrams show that fractional crystallization is effective in the development of dykes. It was determined that plagioclase and augite differentiation was effective in the development of andesite dykes, and hornblende and plagioclase differentiation in the development of porphyritic dacites. In the normalized trace element diagram according to enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB), there are negative Nb, P₂O₅ and TiO₂ anomalies, and large ion-diameter elements (LILE) are more enriched than high-gravity elements (HFSE). LowNb/U and high La/Nb and Th/Nb ratios indicate that andesite and porphyritic dacite dykes are affected by continental crust contamination. As a result, it

is though that the dikes are derived from a metasomatized mantle source, a similar origin and related to subduction, towards the end of Late Cretaceous in the arc environment.

Keywords: *Dyke, Zigana (Gümüşhane), Late Cretaceous, geochemistry, NE-Turkey.*

GİRİŞ

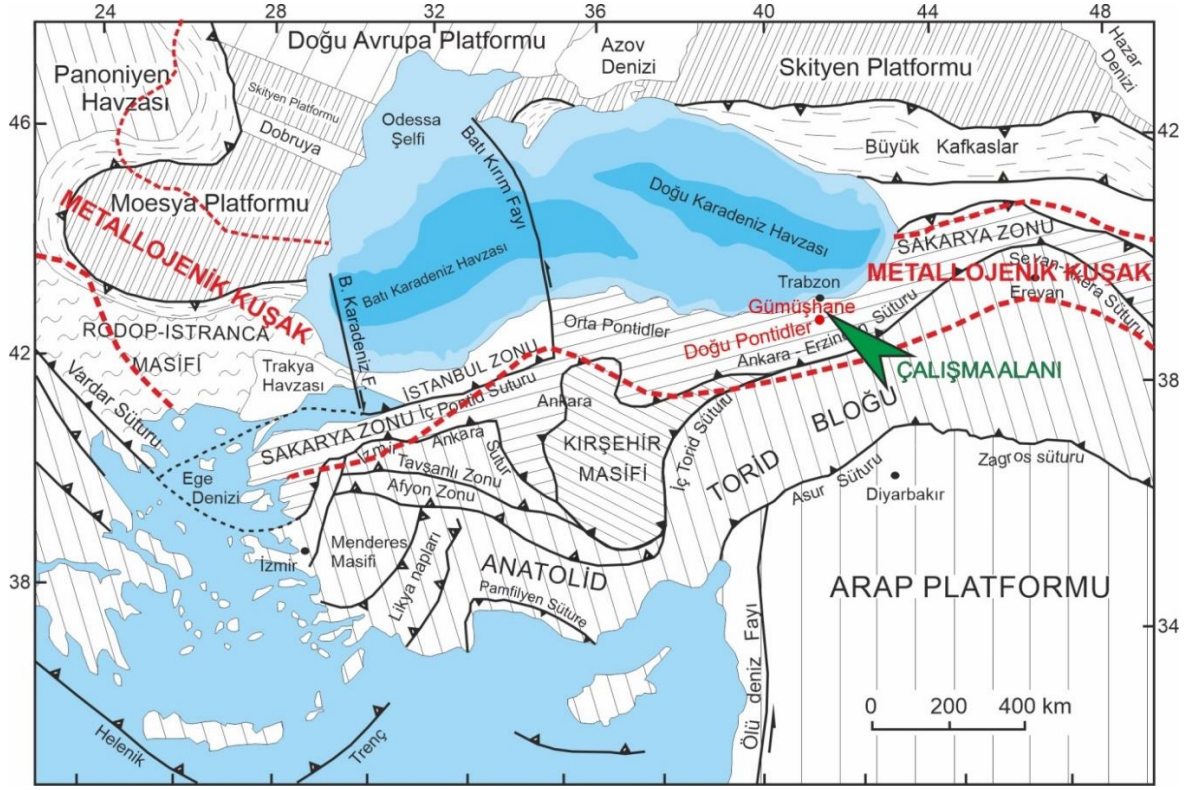
Zigana Dağı (Gümüşhane), Türkiye'nin kuzeydoğusunda, Alp-Himalaya Dağ silsilesinin üzerinde olan Doğu Karadeniz Dağları üzerinde bulunmaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesi (Doğu Pontidler) zengin maden yatakları içermesi, tektoniği ve jeolojisi açısından günümüze kadar bir çok araştırmacının (Adamia vd., 1977; Pejatoviç, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Özsayar vd., 1981; Akıncı, 1984; Bektaş vd., 1984; Dokuz, 2011; Sipahi, 2011, 2017, 2019; Sipahi ve Sadıklar, 2010, 2014 Saydam Eker vd., 2012; Sipahi vd., 2014, 2017, 2018; Kaygusuz vd., 2013, 2014, 2016; Aydınçakır, 2016; Gücer vd., 2017; vs.) ilgisini çekmiştir. Jura'dan Tersiyer'e kadar etkin denizaltı volkanizmasıyla karakterize bir ada yayı özelliği gösteren bölge, volkanizma eşlikli masif sülfid, porfiri bakır, epitermal damar ve skarn tipte maden yatakları içermektedir (Sipahi ve Sadıklar, 2010; Sipahi, 2011, 2019; Eyüboğlu vd., 2014; Akaryalı, 2016; Akbulut ve Akaryalı, 2016; Sipahi vd., 2017). Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Karbonifer'den Eosen'e kadar değişik seviyelerdeki magmatik kayalar kesen çok sayıda dayklar bulunmakla birlikte, bunlar şimdiye kadar sadece petrografik olarak incelenmiş olup jeokimyasal olarak ele alınmamıştır. Dolayısıyla bölgede bulunan daykların jeokimyasal anlamı ve önemi araştırılmamıştır.

Zigana Dağı ve civarında yüzlek veren Geç Kretase yaşlı volkanitler (bazalt, andezit, dasit-I ve dasit-II) çok sayıda dayk tarafından kesilmekte olup, genellikle dasit ve andezit bileşimlidir. Bu çalışma kapsamında, Geç Kretase yaşlı volkanitleri kesen dayklar, jeokimyasal olarak irdelenmiş ve bölgenin jeolojik evrimindeki yerinin araştırılması hedeflenmiştir.

BÖLGENİN VE ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

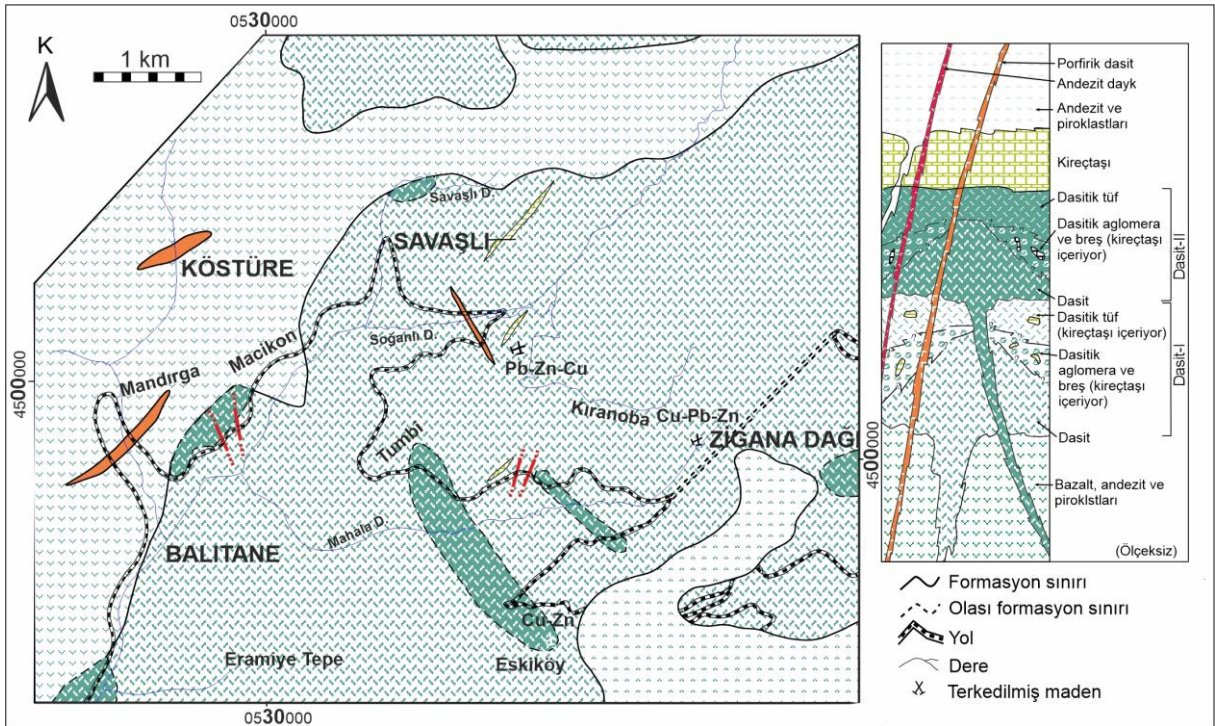
Eski bir magmatik yayı temsil eden Doğu Karadeniz Bölgesi (Pontidler), Sakarya Zonu içinde yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999). Pontidler, Jura öncesi temel birimlerdeki farklılıklara göre batı, orta ve doğu olmak üzere üç kısma ayrılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şekil 1). Alpin orojenezi süresince Torid-Anatolid ile Avrasya plakasının çarpışmasından etkilenmiş olan bölge, Neo-Tetisin kenarları boyunca gelişen magmatizmanın izlerini taşımaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Pontidler farklı magmatik, tektonik ve sedimentolojik evrim aşamalarına göre kuzeyden güneye doğru Kuzey, Güney ve Eksen zonları olmak üzere üç alt birliğe ayrılmıştır (Bektaş vd., 1995). Bölgede ilki Erken Jura'da başlayan ve bazik volkanitleri oluşturan üç ana volkanik evre ayırt edilmiştir (Arslan vd., 1997). Çalışma alanını da içine alan Kuzey zon genellikle Geç Kretase (Arslan vd., 1997; Sipahi, 2005, 2017; Kaygusuz vd., 2014; Sipahi ve Sadıklar, 2014; Sipahi vd., 2014, 2018), Eosen (Arslan vd., 1997; Temizel vd., 2012; Aydınçakır, 2014; Sipahi vd., 2017; Gücer vd., 2017) ve Neojen (Aydın vd., 2008) kayaları ile temsil edilmekle birlikte, bu zonun temel birimlerini, küçük mostralarda halinde yüzlek veren, Karbonifer yaşlı granitoidler oluşturulmaktadır (Kaygusuz vd., 2012, 2016). Liyas'dan Erken Kretase sonuna kadar devam eden bazik volkanizmanın ürünleri granitik kayalar tarafından kesilmektedir. Liyas yaşlı kayalar üzerinde, Geç Jura - Erken Kretase yaşlı karbonatlar (Berdiga Formasyonu) mercer ya da iri bloklar şeklinde bulunmaktadır. Doğu Karadeniz'in Kuzey ve Güney zonlarında, Kretase süresince stratigrafi ve magmatizma açısından bazı farklılıklar belirtilmekte olup, Kuzey zonda özellikle magmatitler yaygın iken, Güney zonda genellikle sedimanter kayalar egemenlik sunmaktadır (Bektaş vd., 1984).

Zigana Dağı civarında Geç Kretase yaşlı birimler genellikle bazalt, andezit ve dasitlerden oluşmaktadır. Bimodal karakterde ve volkanik yay ortamlarında gelişmiş dasitler dasit-I (illit: 78.7 ± 2.3 My) ve dasit-II (illit: 75.3 ± 2.4 My) olarak adlandırılmıştır (Sipahi, 2005; Sipahi ve Sadıklar, 2014). Geç Kretase sonlarına doğru volkanitler, iri kuvarslı porfirik dasit ve andezit daykları tarafından kesilmektedir (Şekil 2).



Şekil 1. Türkiye'nin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999) ve çalışma alanının konumu.

Figure 1. Tectonic map of Turkey (Okay and Tüysüz, 1999) and the location of the study area.



Şekil 2. İnceleme alanının detaylı jeoloji haritası ve stratigrafik kesiti (Sipahi, 2005).

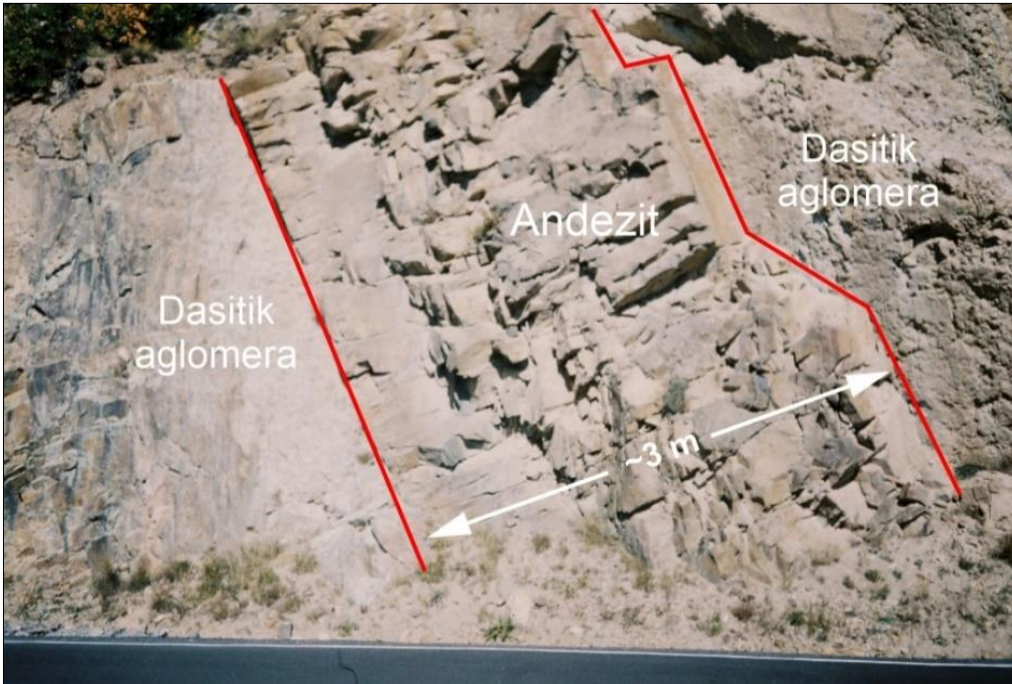
Figure 2. Detailed geological map and stratigraphic column of the study area (Sipahi, 2005).

BULGULAR

Petrografi

Andezit daykları

Andezitler Macikon ve Zigana Tüneli civarında mostra vermektedir (Şekil 2). Birim, arazide koyu yeşilimsi siyah renkleriyle tanınmakta ve dasitleri kesmekte olup, KB ve KD uzanımlı dayklar halinde görülmektedir (Şekil 3).



Şekil 3. Dasitik aglomeraları kesen andezit daykının arazideki görünümü.

Figure 3. Field photograph of an andesite dyke cutting through dacitic agglomerates.

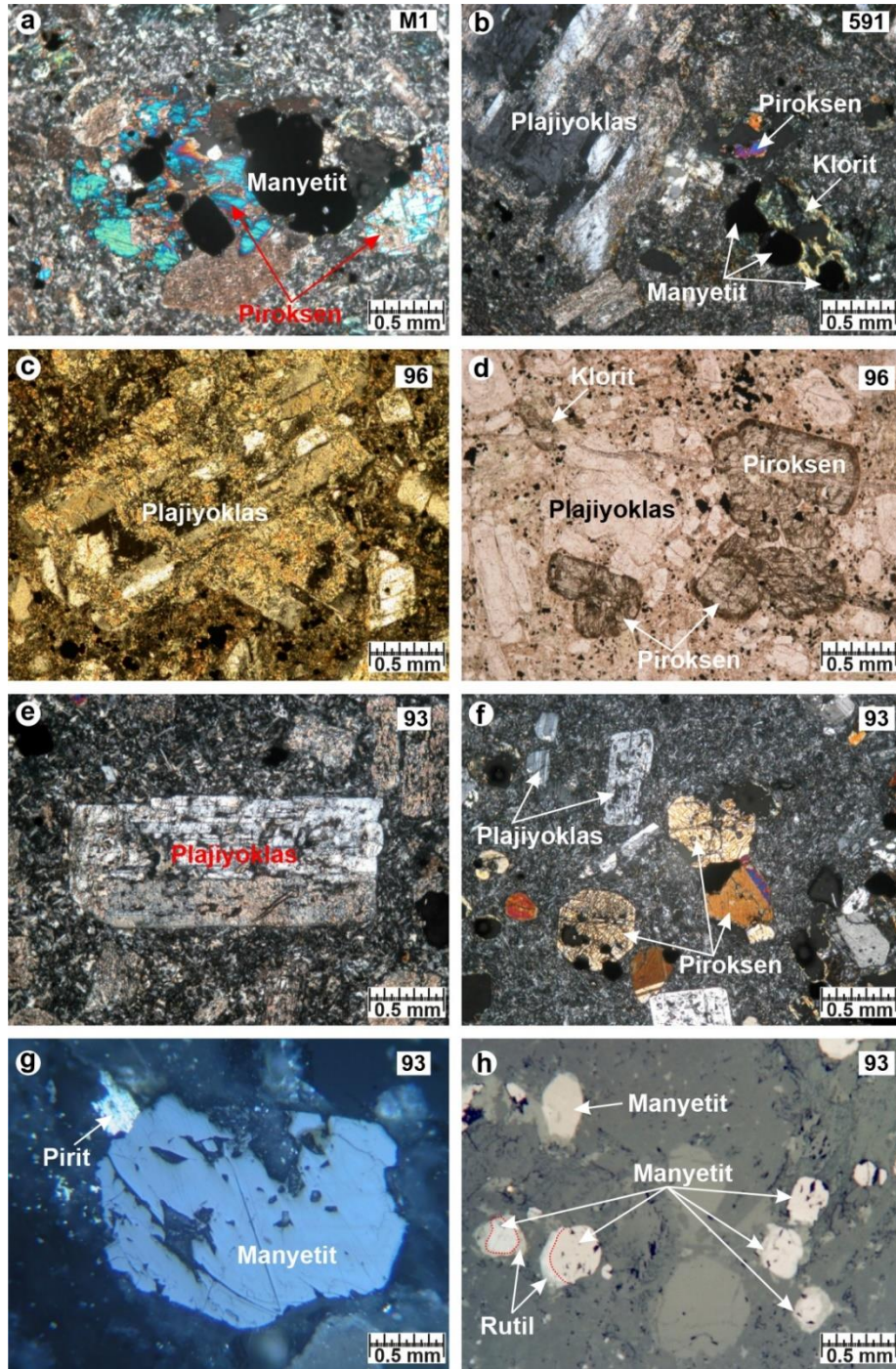
Küçük kristalli porfirik, camsı ve elek dokularla karakterize olan dayklar, plajiyoklas ve ojit minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4). İkincil ürün olarak muskovit ve kuvars mineralleri gözlenmektedir. Öz ve yarı öz şekilli plajiyoklaslar hem iri kristaller hem de hamurda mikrolitler şeklinde bulunmaktadır. İri plajiyoklas kristalleri, minerallerin % 50-65'ini oluşturmakta olup, yaygın olarak serizitleşmiş (Şekil 4c), silisleşmiş ve daha az oranda kalsitleşmiştir. Bazı plajiyoklas kristallerinde polisentetik ikizlenmeler belirlenmiştir (Şekil 4b). Ojit mineralleri iri, öz ve yarı öz şekilli olarak bulunmakta ve iri kristallerin % 30-40'nı oluşturmaktadır. Çoğunlukla kloritleşme ve kalsitleşme türünde

ayrışma gösteren ojitlerin bazılarının etrafında opak mineral oluşumları bulunmaktadır (Şekil 4d). Ojitlerde ayrışma daha çok kırıklar boyunca gelişmiştir. Manyetit, pirit ve rutil opak mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 4g ve 4h). Rutil, manyetitlerin kenar ve kırıkları boyunca gelişmiştir. Andezitlerde genel olarak killeşme, serizitleşme, silisleşme, kloritleşme, hematitleşme, limonitleşme şeklinde ayrışma belirlenmiştir. Hacimsel açıdan kayacın % 30-45'ini oluşturan hamur plajiyoklas, ojit ve opak minerallerden, bazen de volkan camından oluşmaktadır.

Porfirik dasit daykları

Porfirik dasitler, Balitane, Köstüre ve Savaşlı civarında mostra vermektedirler (bkz. Şekil 2). Hem bazalt ve andezitleri hem de dasitleri kesmekte olan bu dayklar, KB ve KD uzanımlı olup, kolonsu yapı gösterirler (Şekil 5). Porfirik dasitte ufak kristalli porfirik, camsı ve sferulitik dokular belirlenmiştir (Şekil 6). Mineral olarak en fazla kuvars ve plajiyoklas, daha az oranlarda amfibol, biyotit, muskovit ve pirit bulunmaktadır.

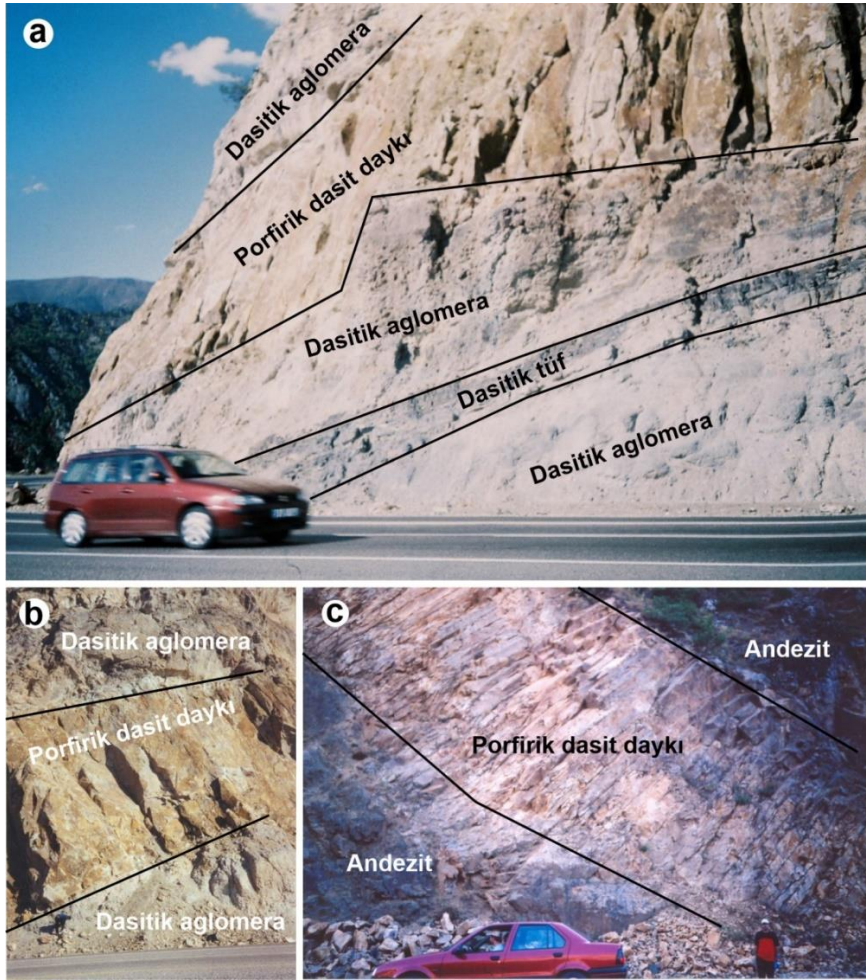
Kuvars, hem iri hem de hamurda küçük kristaller halinde, genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz olarak bulunmakta ve minerallerin % 50-55'ini oluşturmaktadır. İri kuvars kristallerinin kenarları hamur tarafından kısmen yenmiştir (Şekil 6b, 6e ve 6f). Plajiyoklas, hem iri kristaller hem de hamurda mikrolitler şeklinde bulunmakta olup, iri plajiyoklas kristalleri minerallerin % 45-50'sini meydana getirmektedir. Plajiyoklas minerallerinde yaygın olarak serizitleşme, daha az oranda kalsitleşme mevcuttur. Çoğunlukla iri, öz ve yarı öz şekilli olan amfiboller kloritleşmiş, karbonatlaşmış (kalsit ve ankerit) ve opaklaşmıştır (Şekil 6c). Biyotitlerde de amfibol minerallerinde olduğu gibi kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 6a). Ayrıca, kloritler boşluk dolgusu şeklinde



Şekil 4. Andezitik daykların mikroskop görünüşleri. a) ve f) Mikrolitik porfirik doku (ÇN). b) Kloritleşmiş piroksen ve ayrılmış plajiyoklas minerali (ÇN). c) Glomerokristal dokulu serizitleşmiş plajiyoklas (ÇN). d) Camsı porfirik (hipokristalin) dokulu andezit (TN). e) Elek dokulu plajiyoklas fenokristali (ÇN). g) Manyetit ve pirit mineralleri (parlatılmış ince kesit) ve h) Manyetit ve kenarlarında rutil oluşumları (parlatılmış ince kesit).

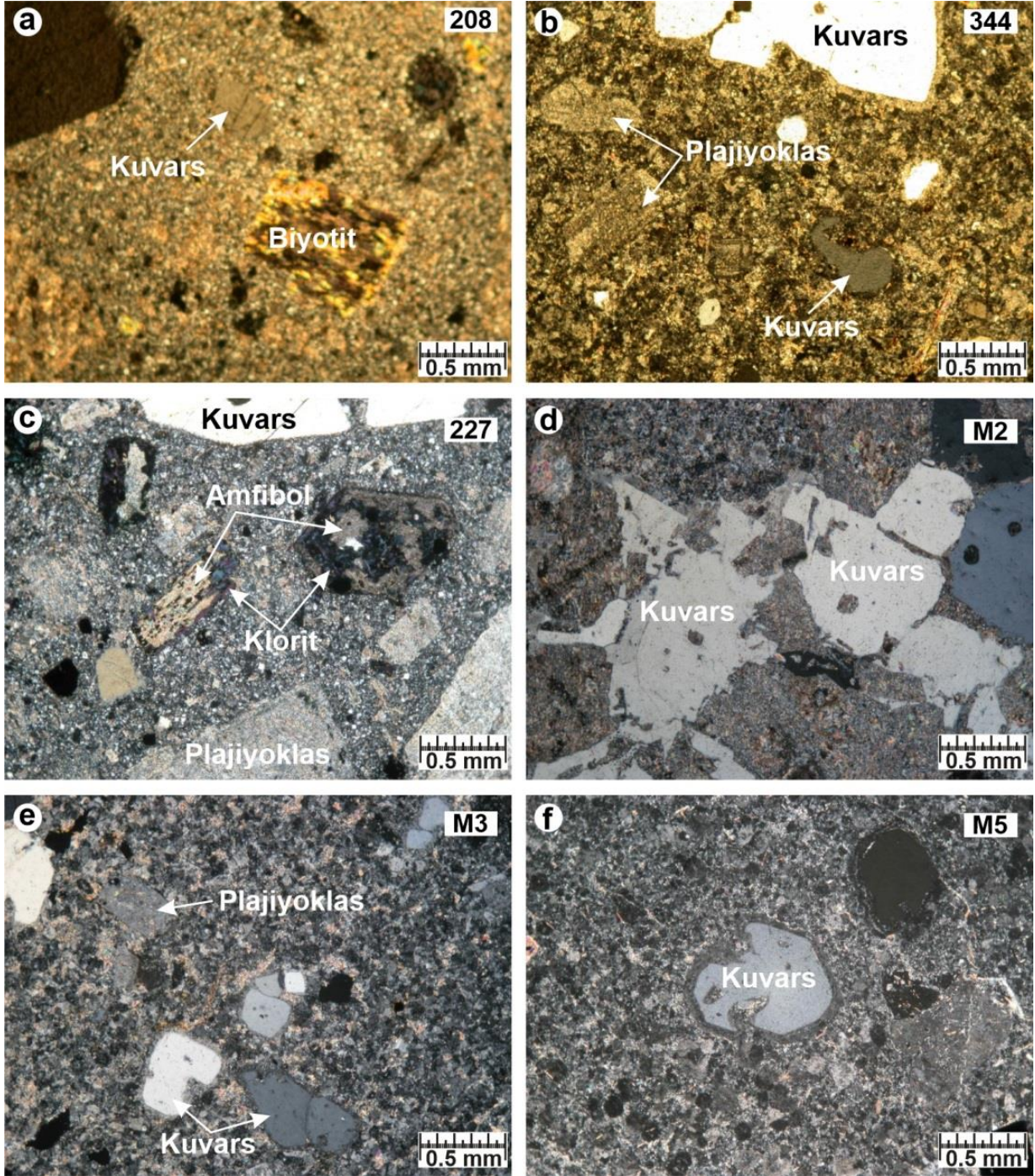
Figure 4. Microphotographs of andesitic dykes. a) and f) Microlithic porphyritic textures (XN). b) Chloritized pyroxene and altered plagioclase mineral (XN). c) Sericitized plagioclase with glomerocryst texture (XN). d) Glassy porphyritic (hypocrystalline) texture in andesite (PPL). e) Plagioclase phenocryst with sieve texture (XN). g) Magnetite and pyrite minerals (polished thin section), and h) Magnetite minerals and rutil formations around magnetite rims (polished thin section).

ikincil kuvarlarla birlikte bulunmaktadır. Morumsu mavi renkte ve paralel sönme gösteren klorit minerallerinin mikroskopik özelliklerine göre pennin oldukları belirlenmiştir. Opak mineral olarak pirit ve hematit gözlemlenmiştir. Piritler genellikle kırıklı ve çatlaklı olup, kataklastik deformasyonun izlerini işaret etmektedir. Porfirik dasitlerde genel olarak serizitleşme, kloritleşme, silisleşme ve karbonatlaşma (kalsit ve ankerit) gibi ayrışmalar yaygındır. Hamur, küçük kristalli kuvars, plajiyoklas ve opak minerallerden oluşmakta ve kayacın toplam bileşen oranının % 35-50'sini teşkil etmektedir.



Şekil 5. Çalışma alanında a-b) dasitleri ve c) andezitleri kesen KB ve KD uzanımlı porfirik dasitlerin arazideki görünüşleri.

Figure 5. Field photographs of porphyritic dacites extending in NW and NE directions, and cutting through (a-b) dacites and (c) andesites in the study area.

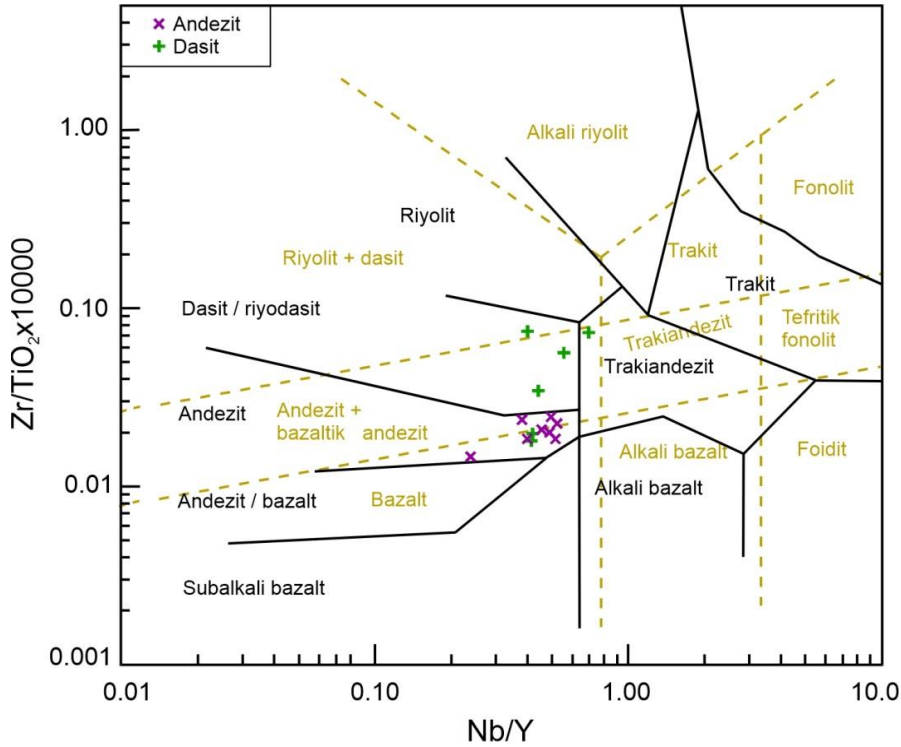


Şekil 6. Porfirik dasitlerin mikroskop görünüşleri. a) ve b) Küçük kristalli porfirik doku (TN). c) Serizitleşmiş plajiyoklas ve kloritleşmiş amfibol minerali (ÇN). d), e) ve f) Kenarları yenmiş kuvars mineralleri (ÇN). e) ve f) Sferolitik doku ve kuvars etrafındaki tepkime haleleri (ÇN).

Figure 6. Microphotographs of porphyritic dacites. a) and b) Porphyritic texture with relatively small crystals (PPL). c) Sericitized plagioclase and chloritized amphibole minerals (XN). d, e and f) The embayed quartz crystals (XN). e) and f) Spherulitic texture with reaction halos around the quartz crystals (XN).

Jeokimya

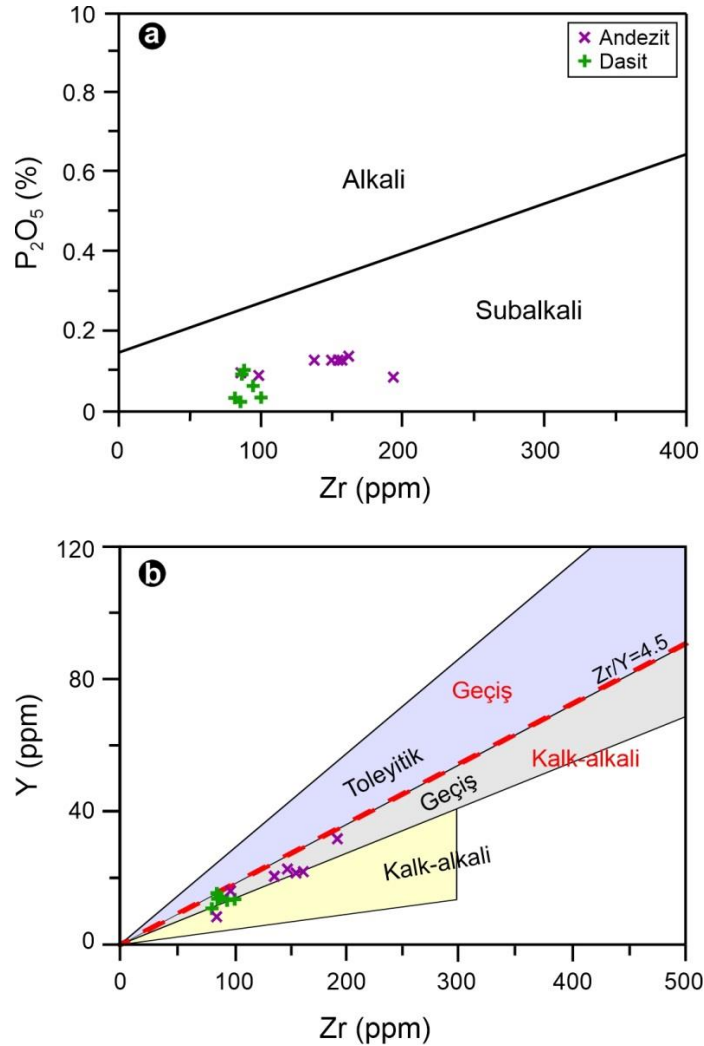
Andezit ve porfirik dasitlerden alınan örneklerin ana ve iz element analizleri gerçekleştirilmiş ve sonuçlar Çizelge 1’de verilmiştir. Andezit ve porfirik dasit dayklarının adlandırılmasında Nb/Y-Zr/TiO₂ diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977; Şekil 7) kullanılmış ve andezit dayklara ait tüm örnekler “andezit” alanında yer almıştır (Şekil 7). Porfirik dasit dayklarda ise, iki örnek andezit ve bir örnek trakiandezit alanına düşmüştür. Dayklardan alınan örneklerde, Huston (1993) tarafından geliştirilen İzokon Yöntemi kullanılarak yapılan kütle değişim hesaplamalarına (Sipahi, 2005) göre andezit alanına düşen örneklerde Zr azalması, trakiandezit alanında yer alan örnekte ise Nb, Zr ve Y zenginleşmesi mevcuttur. Nb’daki zenginleşme Y’un hemen hemen iki katı olduğundan, örnek trakiandezit alanında yer almıştır. Dolayısıyla, bu durum ilgili örneklerin aslında porfirik dasitlere ait olduğunu göstermektedir. Ayrıca mikroskop incelemeleri de bunların önemli miktarda kuvars içerdiğini ve porfirik dasit olarak adlandırılmasının daha uygun olacağını desteklemektedir.



Şekil 7. Andezit ve porfirik dasit dayklarının Nb/Y-Zr/TiO₂ sınıflama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977’den değiştirilerek) kullanılarak adlandırılması. Kesikli çizgilerin oluşturduğu alanlar ve adlandırılmaları Pearce (1996)’dan alınmıştır.

Figure 7. Nb/Y-Zr/TiO₂ classification diagram of the andesite and porphyritic dacite dykes (after Winchester and Floyd, 1977). The classification fields formed by dashed lines and rock names are according to Pearce (1996).

Andezitler jeokimyasal açıdan incelendiğinde, P_2O_5 'e karşı Zr diyagramında (Şekil 8a) subalkali; Y'a karşı Zr diyagramında (Şekil 8b) ise, bir örnek hariç, kalk-alkali geçiş alanında yer almaktadır. Porfirik dasitler ise P_2O_5 'e karşı Zr diyagramında (Şekil 8a) subalkali; Y'a karşı Zr diyagramında (Şekil 8b) ise kalk-alkali-geçiş alanına düşmektedir. Kütle değişim hesaplamalarına (Sipahi, 2005) göre, porfirik dasitler, iki örnek hariç, Y'ca zenginleşmiştir.



Şekil 8. Andezit ve porfirik dasit dayklarının jeokimyasal ayırtman diyagramları. a) Zr (ppm)'a karşı P_2O_5 (%) alkali-subalkali ayırtman diyagramı (Winchester ve Floyd, 1976'dan değiştirilerek). b) Zr-Y sınıflama diyagramı (Barret vd., 1993). Kırmızı renkli kesikli kalk-alkali-geçiş çizgisi Ross ve Bédard, 2009'dan alınmıştır.

Figure 8. Geochemical discrimination diagrams for the andesite and porphyritic dacite dykes. a) Zr (ppm) vs. P_2O_5 (%) plot distinguishing alkali from subalkali fields (after Winchester and Floyd, 1976). b) Zr vs. Y classification diagram of Barret et al. (1993). Red dashed line indicates the boundary between alkaline and calc-alkaline fields from Ross and Bédard (2009).

Çizelge 1. Andezit ve porfirik dasit dayklarının ana (% ağırlık), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analiz sonuçları.

Table 1. Results of major oxide (wt%), trace (ppm) and rare earth (ppm) element analyses of andesite and porphyritic dacite dykes.

Andezit dayk								
Element \ Örnek	591	DE1	M1	588	H	M4	93	96
Ana oksitler (%)								
SiO ₂	58.92	57.74	58.09	54.68	71.01	58.57	57.05	53.83
TiO ₂	0.57	0.61	0.63	1.02	0.38	0.66	0.61	0.66
Al ₂ O ₃	17.28	15.51	15.90	20.90	13.87	15.90	16.56	16.97
Fe ₂ O ₃	6.37	6.74	7.01	11.81	2.76	6.89	7.45	8.04
MnO	0.11	0.09	0.11	0.03	0.13	0.10	0.14	0.10
MgO	4.68	3.84	4.29	0.93	1.52	3.82	3.70	3.79
CaO	1.89	6.29	4.26	0.79	1.90	6.47	4.26	7.71
Na ₂ O	2.52	2.86	4.35	0.17	0.10	2.45	3.28	2.21
K ₂ O	4.05	3.19	2.98	5.82	3.94	2.67	3.56	1.78
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.13	0.09	0.10	0.12	0.13	0.09
CO ₂	0.02	0.38	0.12	0.02	a.e.	0.11	a.e.	a.e.
AK	3.06	2.24	1.73	3.41	3.93	1.70	2.46	4.78
Toplam	99.61	99.62	99.60	98.88	99.64	99.46	99.20	99.96
İz (ppm) ve nadir toprak (ppm) elementler								
As	4.44	31	5.79	0.6	2	20	41	12
Ba	771	763	561	1163	367	774	1058	419
Ce	64.13	55.58	58.05	76.2	52	56.04	54.8	35.5
Cl	a.s.a	a.s.a.	a.s.a.	a.s.a.	<10	a.s.a.	17	26
Co	17	16	14	13	<5	21	19	20
Cu	66	48	35	49	49	41	62	62
Cr	19	12	18	6	22	25	24	43
Cs	0.58	2.44	0.22	4.21	1.7	2	1.3	2.3
Ga	15	12	13	19	19	12	16	19
Hf	4.59	4.31	4.2	4.73	2.6	3.96	4.2	3
Nb	11.12	10.33	9.82	16.1	7	8.92	9	4
Ni	14	9	9	17	<5	12	11	16
Pb	26	19	16	6.27	16	24	24	78
Rb	91	71	55	120	123	66	93	56
S	671.6	362	585.7	152	899	795	185	1057
Sc	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	6	a.e.	16	25
Sb	0.15	0.6	a.s.a.	0.45	a.e.	0.55	a.e.	a.e.
Sn	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	3	a.e.	2	3
Sr	247	241	233	76	14	261	344	176
Ta	0.85	0.73	0.7	1.04	0.4	0.64	0.8	0.4

Th	18.1	11.9	12.5	10.7	13	13.84	15	7
Tl	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	0.7	a.e.	0.3	0.7
U	5.56	4.51	4.42	2.13	10	4.05	8	4
V	127	146	145	196	47	154	157	172
W	a.e.	a.e.	a.e.	a.e.	1	a.e.	3	1
Zn	163	40	45	47.39	119	435	68	65
Zr	131	123	130	181	131	119	156	99
Y	21.38	21.39	21.62	31.7	8.1	22.38	20.1	16
La	34.71	29.22	30.72	37.7	26	29.57	29	25
Ce	64.10	55.60	58.10	76.20	37.50	56.00	54.80	35.50
Pr	7.11	6.21	6.43	8.49	3.64	6.29	6.24	4.19
Nd	25.10	23.00	23.30	33.00	12.20	23.40	23.80	16.50
Sm	4.83	4.60	4.57	6.59	2.00	4.65	5.30	3.60
Eu	1.10	1.04	0.993	1.47	0.51	1.07	1.12	0.86
Gd	4.20	4.13	4.13	5.83	1.57	4.34	4.11	2.98
Tb	0.631	0.644	0.613	0.896	0.22	0.639	0.56	0.43
Dy	3.80	3.79	3.72	5.77	1.50	4.03	3.88	3.08
Ho	0.777	0.743	0.754	1.17	0.30	0.778	0.80	0.64
Er	2.29	2.32	2.31	3.46	0.97	2.36	2.30	1.97
Tm	0.322	0.330	0.327	0.495	0.15	0.331	0.32	0.25
Yb	2.32	2.23	2.25	3.34	1.21	2.29	2.25	1.77
Lu	0.349	0.352	0.339	0.512	0.17	0.34	0.34	0.26

Hesaplamalar

Mg [#]	74.42	69.29	70.82	23.73	68.56	68.71	66.30	65.10
KAl	59.11	44.19	46.75	72.26	63.74	45.97	49.34	46.41
Al	66.42	43.40	45.81	87.53	73.20	42.14	49.08	35.93
L _{Al}	1.68	1.75	1.54	2.12	1.05	2.08	1.62	2.94
(La/Lu) _N	10.33	8.62	9.41	7.64	12.95	9.03	8.76	6.91
(La/Sm) _N	4.52	4.00	4.23	3.60	6.67	4.01	3.41	3.02
(Gd/Lu) _N	1.50	1.46	1.52	1.42	1.15	1.59	1.51	1.43
(Sm+Gd) _N	34.65	33.38	33.30	47.59	13.79	34.29	36.38	25.32
Eu*	17.32	16.69	16.65	23.79	6.89	17.15	18.19	12.66
Eu _N	12.62	11.96	11.41	16.85	5.86	12.29	12.87	9.89
Eu	0.73	0.72	0.69	0.71	0.85	0.72	0.71	0.78
(Tb/Lu) _N	1.19	1.20	1.19	1.15	0.85	1.23	1.08	1.09

AK: Ateşte kayıp, Mg[#]: Mg numarası, KAl: Kimyasal ayrışma indeksi, Al: Ishikawa ayrışma indeksi, L_{Al}: Lentz'in ayrışma indeksi, a.s.a.: Analiz sınırlarının altında, a.e.: Analiz edilmedi, Eu*=(Sm_N+Gd_N)/2, Eu=Eu_N/Eu*

Porfirik dasit dayk						
Element / Örnek	M2	M3	M5	344	208	227
Ana oksitler (%)						
SiO ₂	63.26	72.45	70.07	77.51	60.33	63.74
TiO ₂	0.27	0.14	0.14	0.12	0.45	0.50
Al ₂ O ₃	16.92	17.56	16.04	13.31	17.50	16.74
Fe ₂ O ₃	2.75	1.21	1.49	1.24	4.30	4.60
MnO	0.08	0.02	0.04	a.s.a.	0.10	0.09
MgO	0.85	0.55	1.11	0.29	2.21	1.85
CaO	5.08	0.17	1.25	0.14	4.26	2.77
Na ₂ O	1.84	2.47	1.81	2.75	1.52	2.59
K ₂ O	3.97	3.82	4.45	3.48	3.63	3.86
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.03	0.03	0.09	0.10
CO ₂	0.89	0.02	0.50	a.e.	0.83	0.35
AK	3.73	1.54	2.41	1.30	4.47	2.74
Toplam	99.70	99.98	99.74	100.14	99.69	99.93
İz (ppm) ve nadir toprak (ppm) elementler						
As	1.2	5.43	1.3	18	0.6	0.4
Ba	470	306	1005	383	492	458
Ce	40.5	48.3	70.9	47	40.9	41.7
Cl	a.s.a.	a.s.a.	a.s.a.	a.s.a.	a.s.a.	a.s.a.
Co	3.7	0.7	0.5	5	7.8	8.3
Cu	6.47	8.62	2.67	5	13	15
Cr	2	7	1	8	34	17
Cs	1	0.92	3.12	0.9	1.53	1.85
Ga	12	11	12	10	15	15
Hf	0.24	2.77	2.82	3.3	2.11	2
Nb	5.75	5.74	10.15	6	5.6	5.87
Ni	2.2	3.7	0.5	a.s.a.	6.8	6.7
Pb	7.02	16.91	5.36	25	18	41
Rb	108	97	89	123	92	103
S	1800	330	1340	300	870	240
Sc	a.e.	a.e.	a.e.	3	a.e.	a.e.
Sb	a.s.a.	a.s.a.	0.05	a.e.	0.35	0.25
Sr	58	50	66	72	38	82
Ta	0.52	0.73	0.97	0.9	0.56	0.56
Th	10.7	19.8	20.9	22	13.7	11.5

Tl	a.e.	a.e.	a.e.	0.4	a.e.	a.e.
U	4.36	5.6	5.33	10	4.22	3.22
V	29	a.s.a.	a.s.a.	12	76	71
Zn	49.75	36.95	24.27	20	64	64
Zr	95	82	101	86	87	89
Y	13.13	10.28	13.6	15	13.35	14.19
La	23.76	27.15	39.4	23	22.4	23.48
Ce	58.10	48.30	70.90	54.50	40.90	41.70
Pr	6.43	4.63	7.07	5.34	4.26	4.45
Nd	23.30	14.60	22.10	17.10	15.10	15.70
Sm	4.57	2.38	3.38	2.70	2.90	3.10
Eu	0.993	0.296	0.464	0.40	0.694	0.729
Gd	4.13	1.76	2.46	2.15	2.54	2.71
Tb	0.613	0.252	0.361	0.31	0.383	0.403
Dy	3.72	1.61	2.25	2.05	2.39	2.48
Ho	0.754	0.348	0.46	0.42	0.483	0.504
Er	2.31	1.18	1.45	1.38	1.44	1.55
Tm	0.327	0.195	0.227	0.22	0.206	0.225
Yb	2.25	1.48	1.69	1.61	1.45	1.46
Lu	0.339	0.235	0.255	0.27	0.22	0.225
Hesaplamalar						
Mg [#]	55.04	64.29	74.86	47.69	67.06	61.43
KAl	50.52	67.38	61.45	60.87	55.25	55.40
Al	41.06	62.35	64.46	56.28	50.28	51.53
L _{Al}	0.61	0.28	0.41	0.24	1.26	1.00
(La/Lu) _N	10.45	11.99	16.01	11.65	10.58	10.86
(La/Sm) _N	6.37	7.19	7.33	7.06	4.87	4.77
(Gd/Lu) _N	1.08	0.93	1.20	0.99	1.44	1.50
(Sm+Gd) _N	16.86	16.04	22.67	18.71	20.84	22.27
Eu*	8.43	8.02	11.34	9.36	10.42	11.14
Eu _N	6.69	3.40	5.34	4.60	7.97	8.37
Eu	0.79	0.42	0.47	0.49	0.76	0.75
(Tb/Lu) _N	0.90	0.70	0.93	0.75	1.14	1.18

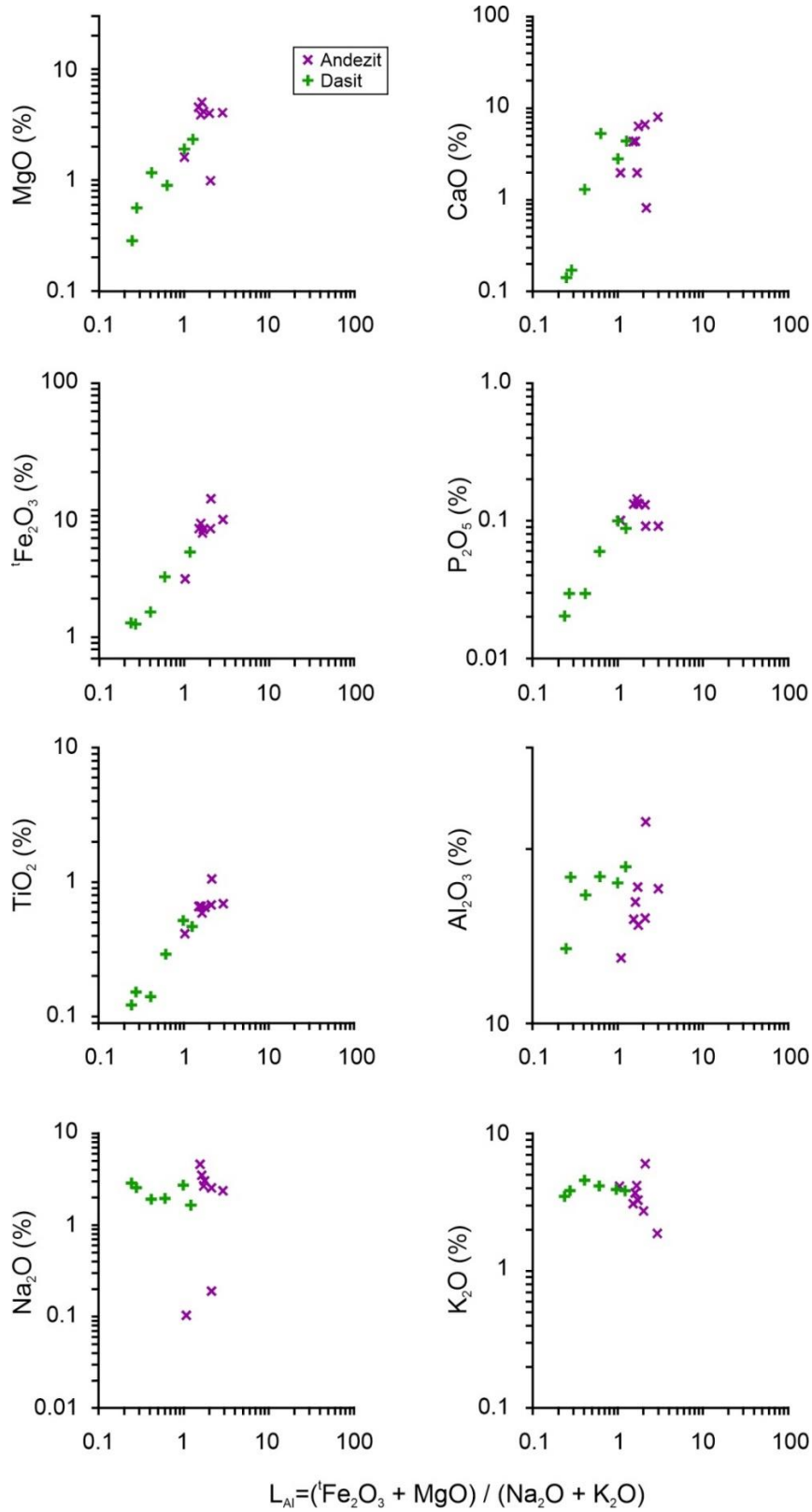
AK: Ateşte kayıp, Mg[#]: Mg numarası, KAl: Kimyasal ayrışma indeksi, Al: Ishikawa ayrışma indeksi, L_{Al}: Lentz'in ayrışma indeksi, a.s.a.: Analiz sınırlarının altında, a.e.: Analiz edilmedi, Eu*=(Sm_N+Gd_N)/2, Eu=Eu_N/Eu*

Andezitlerin ve porfirik dasitlerin Harker (değişim) diyagramları oluşturulurken, ana ve iz elementler, L_{Al} [(Fe₂O₃+MgO)/(Na₂O+K₂O)] (Lentz,1996, 1999)'a karşı korele

edilmiştir (Şekil 9 ve 10). Bunun nedeni, daykların az veya çok oranda ayrıışmış ve bu ayrıışmanın silisleşme, serizitleşme, kloritleşme ve kaolinleşme şeklinde gelişmiş olmasıdır. Dolayısıyla, değişim diyagramları ayrıışmanın etkisini en aza indirmek için L_{Al} indeksine göre oluşturulmuştur.

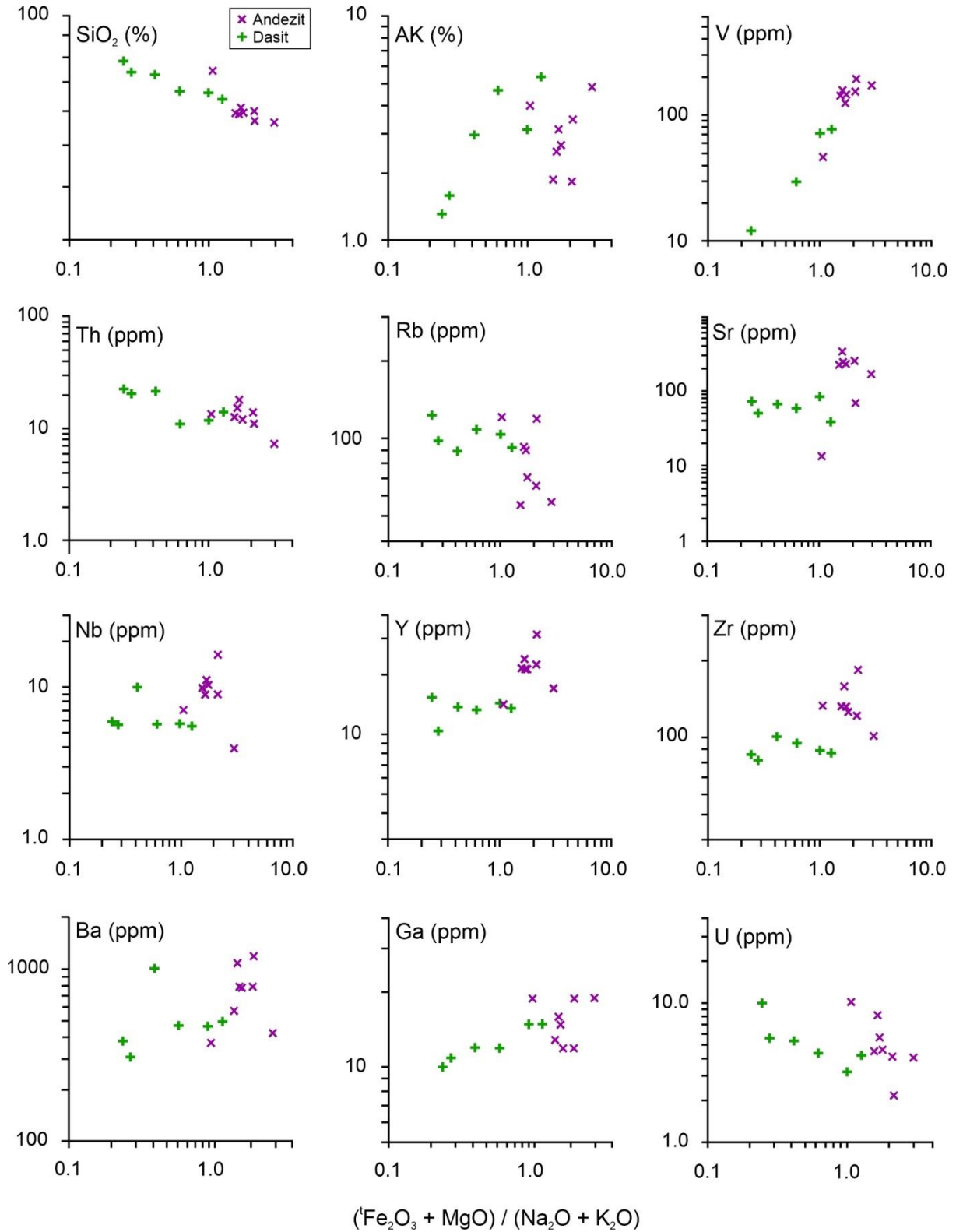
Ana element değişim çizgisellemelerinde L_{Al} 'ya karşı 1Fe_2O_3 , TiO_2 ve Al_2O_3 'da pozitif; MgO , CaO , P_2O_5 , Na_2O ve K_2O 'de ise düzensiz bir ilişki görülmektedir (Şekil 9). L_{Al} 'ya karşı İz element değişim diyagramlarında ise, Zr ve Th negatif, V, Sr ve Cs pozitif bir ilişki, diğerlerinde ise düzensiz bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 10). Rb'un L_{Al} 'ne karşı gösterdiği ilişki K_2O ile uyumludur. L_{Al} değerinin artmasına karşılık CaO 'ın düzensiz dağılımı, ayrıışmanın etkisini göstermektedir. Andezitlerde, ince kesitte, ojit minerali tespit edilmiş olup, bu mineral 1Fe_2O_3 ve MgO artışını işaret etmektedir. Oysa andezitlerde L_{Al} 'ne karşı oluşturulan MgO diyagramı incelendiğinde, az da olsa düzenli bir ilişki, 1Fe_2O_3 'de ise pozitif bir ilişki mevcuttur. MgO 'deki bu düzensiz değişim, bazı örneklerde piroksen mineralinin kloritleşmesi ile ilişkilidir. Sr'un pozitif korelasyonu ise CaO 'inki ile uyumludur. Porfirik dasitlerde L_{Al} 'ne karşı oluşturulan ana element değişim diyagramlarında MgO , CaO , 1Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 , Al_2O_3 ve AK pozitif; K_2O hemen hemen sabit, Na_2O ve SiO_2 'de ise negatif bir ilişki görülmektedir (Şekil 9). İz element değişim diyagramlarında ise Th, Rb ve U'da negatif; V ve Ga'da pozitif; Sr, Nb, Y ve Zr'da hemen hemen sabit ve Ba'da ise düzensiz bir ilişki belirlenmiştir (Şekil 10). Porfirik dasitlerde L_{Al} 'nin artmasıyla K_2O 'da bir değişiklik olmaması, bu kayalarda ayrıışma ürünü olarak illit ve kaolinit mineralleri bulunduğunu ve dolayısıyla ayrıışmanın etkisini işaret etmektedir.

Andezit dayklardaki mineral ayrılaşmasını denetleyen faktörler için Y-Cr ve Zr- TiO_2 değişimleri incelenmiştir (Şekil 11). Andezitlere ait Y ve Cr arasında negatif, Zr ve TiO_2 arasında ise örneklerin çoğunda Zr artışına karşın TiO_2 değişmezken, bazı örneklerde pozitif (Şekil 11b) bir ilişki mevcuttur. Porfirik dasitlerde ise Y-Cr ve Zr- TiO_2 arasındaki ilişki incelendiğinde, Cr artarken Y'un ve TiO_2 artarken Zr'un sabit kaldığı görülmektedir.



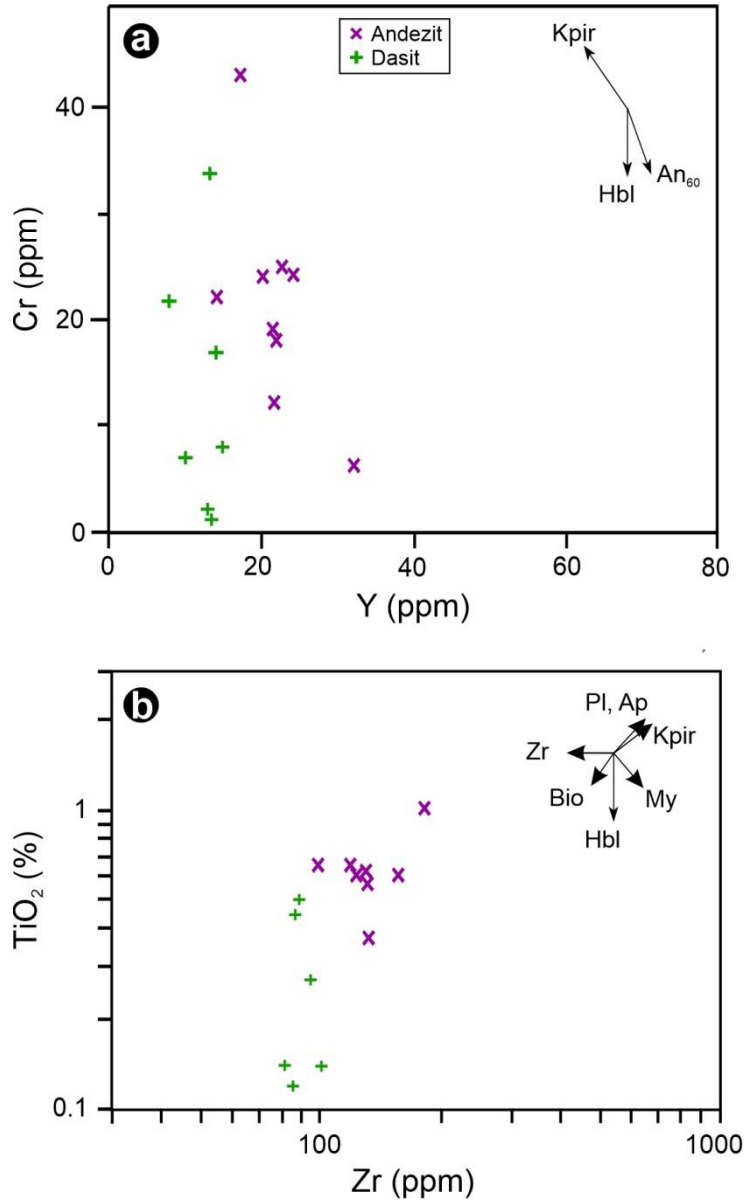
Şekil 9. Andezit ve porfirik dasit dayklarında bazı ana oksitlerin (%), $L_{Al}(Fe_2O_3+MgO)/(Na_2O+K_2O)$ oranına karşı değişim diyagramları.

Figure 9. Some major oxides (%) vs $L_{Al}(Fe_2O_3+MgO)/(Na_2O+K_2O)$ variation diagrams for the andesite and porphyritic dacite dykes.



Şekil 10. Andezit ve porfirik dasit dayklarında bazı iz elementlerinin (ppm) $L_{AI}({}^t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ oranına karşı değişim diyagramları.

Figure 10. Some trace elements (ppm) vs $L_{AI}({}^t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ variation diagrams for the andesite and porphyritic dacite dykes.

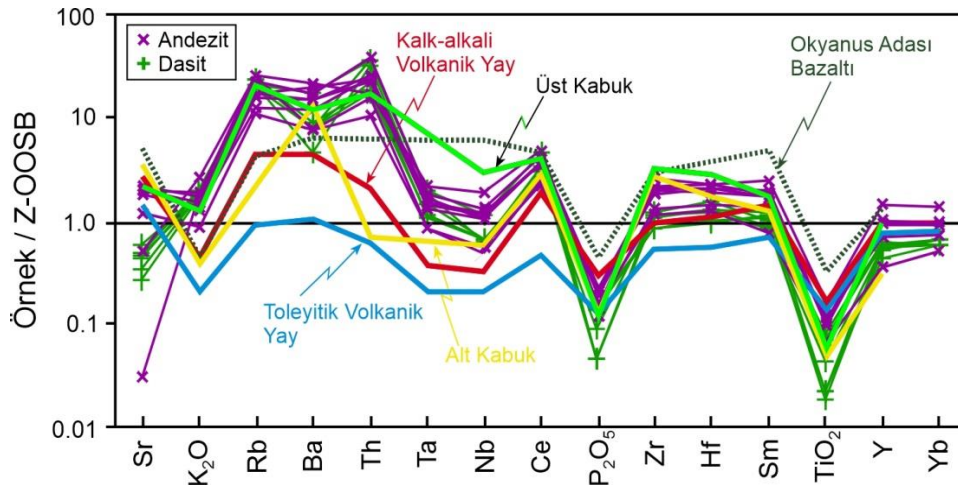


Şekil 11. Andezit ve porfirik dasit dayklarının mineral ayırma diyagramları. a) Y (ppm)'a karşı Cr (ppm) ve b) Zr (ppm)'a karşı TiO₂ (%) diyagramları. Mineral ayırma gidişatları Pearce ve Norry (1979)'dan alınmıştır.

Figure 11. Mineral discrimination diagrams for the andesite and porphyritic dacite dykes. a) Y (ppm) vs Cr (ppm) and, b) Zr (ppm) vs TiO₂ (%) diagrams. Mineral differentiation trends are according to Pearce and Norry (1979).

Andezit ve porfirik dasit dayklarının iz ve nadir toprak element analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiş olup, bu kayaçlar Z-OOSB göre normalleştirilmiş ve uyumsuz element çizgisellemeleri oluşturulmuştur (Şekil 12). Andezit dayklarda, Z-OOSB'a göre BİYE'lerce zenginleşme ve YÇAE'lerce fakirleşme söz konusudur. BİYE'lerden (Sr, K, Rb, Ba ve Th) özellikle Th'da, bazalt ve andezitlerde olduğu gibi, zenginleşme en

yüksek değere ulaşmakta olup, Sr ve K₂O'de ise diğerlerine nazaran azalma görülmektedir. Sr'daki bu azalmanın plajiyoklas ayrılaşmasından kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir. Z-OOSB'a göre genel olarak paralel bir dağılım sunan YÇAE (Ta'dan Yb'a kadar olan) çok az tüketilmiştir. Andezit dayklarda normalleştirme sonucu YÇAE'den Ce'da pozitif anomali; Ta, Nb, P ve Ti'da negatif anomali gözlenmektedir. Ayrıca Ta, Nb, Zr, Hf, Sm, Y ve Yb'un Z-OOSB çizgisine yaklaşık düz bir çizgi halinde paralellik gösterirken, Sr, K, Rb, Ba, Th ve Ce'da zenginleşme söz konusudur. Andezit dayklar yüksek BİYE ve nispeten düşük YÇAE içeriklere sahip olup, yüksek BİYE/YÇAE oranları ile yitim ilişkili kayaçların tipik karakterlerini yansıtır. Andezit daykların BİYE zenginleşmesi ve gösterdikleri anomali değerleri ada yayı toleyitik volkanitlerinden fazla ve genel olarak KVK (kalk-alkali volkanik) yayların BİYE değişimlerine benzemektedir.



Şekil 12. Andezit ve porfirik dasit dayklarının Z-OOSB (zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı; Sun ve McDonough, 1989)'ye göre normalize edilmiş uyumsuz element paternleri.

Figure 12. E-MORB (enriched mid-ocean ridge basalts; Sun ve McDonough, 1989) normalized immobile element patterns for the andesite and porphyritic dacite dykes.

Porfirik dasitler, Z-OOSB'ne göre normalleştirildiğinde BİYE'ce zenginleşme ve YÇAE'ce fakirleşme görülmesi söz konusudur (Şekil 12). BİYE (K, Rb, Ba ve Th)'lerden özellikle Rb ve Th'da zenginleşme en yüksek değere ulaşmaktadır. YÇAE (Ta'dan Yb'a kadar olan), Ce, P₂O₅ ve TiO₂ hariç, OOSB'na göre genel olarak paralel bir dağılım sunmakta ve buna göre çok az miktarda tüketilmiş olabileceğini göstermektedir. Porfirik dasitler yüksek BİYE ve düşük YÇAE içerikleri ve yüksek BİYE/YÇAE oranları ile yitim ilişkili kayaçların karakteristik özelliklerini yansıtmaktadır. Bu kayaçlarda BİYE

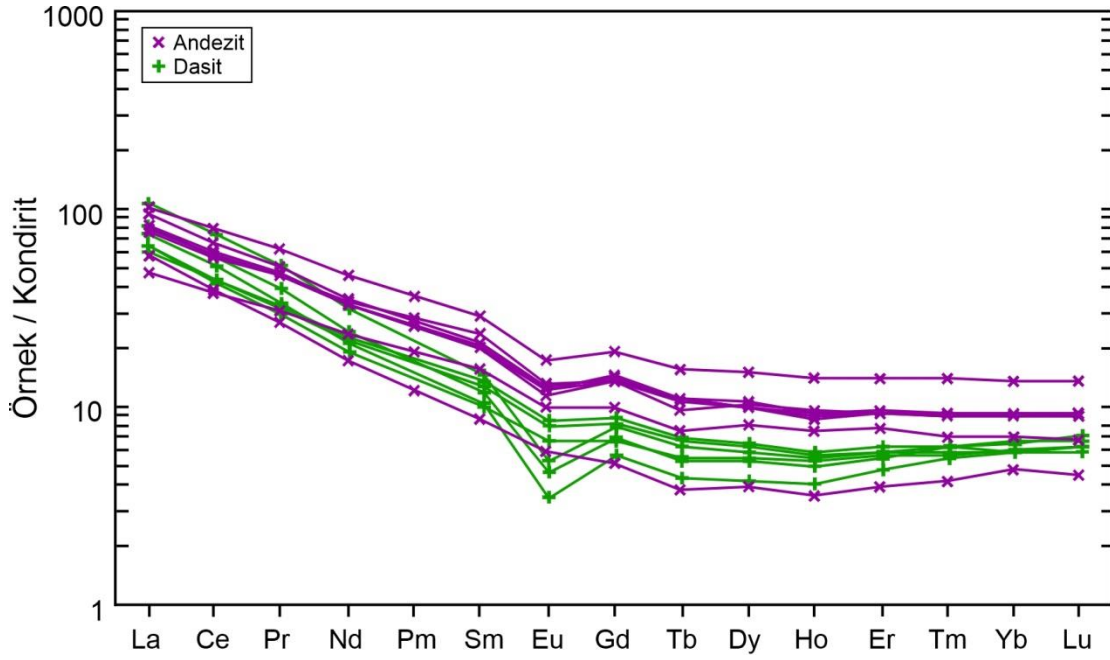
zenginleşmesi ve gösterdikleri anomali değerleri, ada yayı toleyitik ve kalk-alkali volkanitlerinden fazla, fakat dağılım şekli genel olarak kalk-alkali volkanik yaylardakine benzemektedir. Fakat kalk-alkali volkanik yaylardan daha fazla BİYE, Ta, Nb ve Ce zenginleşmesi göstermektedirler.

Andezit daykların nadir toprak elementleri (NTE) kondirite göre normalleştirilmiştir (Şekil 13). Andezit dayklar, La_N/Lu_N (7.64-12.95) oranlarına göre, az farklılaşmış ve az da olsa negatif Eu anomalisi göstermektedir. Ayrıca ağır nadir toprak element (ANTE) bakımından yataya yakın bir dağılım sunarlar (Şekil 13). Hafif nadir toprak element (HNTE) içeriği 45-100 x kondirit, ANTE içeriği 5-15 x kondirit arasında değişmektedir. Bu kayalarda ortalama Eu anomalisi 0.73'dür. Porfirik dasitlerin nadir toprak elementleri (NTE) kondirite göre normalleştirilerek değişimleri verilmiştir (Şekil 13). Bu kayalarda La_N/Lu_N oranları 10.45-16.01 arasında değişmektedir. Ayrıca ağır NTE bakımından dasit porfirler yataya yakın bir dağılım sunmaktadır (Şekil 13). Hafif NTE içerikleri 61-107 x kondirit, ağır NTE içerikleri ise yaklaşık 6-7 x kondirit arasında değişmektedir.

TARTIŞMA

Fraksiyonel Kristallenme

Çalışma alanındaki andezit dayklarda TiO_2 ve 4Fe_2O_3 'in artması, manyetit ve rutil ayrılaşmasını belirtirken (Şekil 9), Na_2O ise daha çok ayrışmanın etkisini göstermektedir. La_{Al} 'ne göre Y ve Co'nun artması andezitlerin bünyesindeki ojitlerin varlığı ile desteklenmektedir (Şekil 10). Andezit dayklarda Cr'un artmasına karşılık Y'un azalması, klinopiroksen ve plajiyoklas ayrılaşmasını işaret etmektedir (Şekil 11a). Zr ve TiO_2 arasında pozitif ilişki (Şekil 11b), mineral vektörlerinden de anlaşılacağı gibi plajiyoklas, klinopiroksen, biyotit ve apatit ayrılaşmalarına dikkat çekmektedir.



Şekil 13. Andezit ve porfirik dasit dayklarının kondirite (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalleştirilmiş NTE dağılımları.

Figure 13. Chondrite (Taylor and McLennan, 1985) normalized REE diagram for the andesite and porphyritic dacite dykes.

Andezit dayklarda Sr, K, Rb, Ba, Th ve Ce gibi elementlerdeki zenginleşme, elementlerin yitim kökenli bir kaynaktan türediğini belirlemektedir. Andezit dayklardaki negatif Nb anomalisi, kıtasal kabuğun Nb bakımından fakir olması nedeniyle, kabuksal kirlenmeden kaynaklanabilir. Çünkü negatif Nb anomalisi kıtasal kabuğun bir karakteristiğidir (Rollinson, 1993). Andezit dayklarda görülen negatif Eu anomalisi, düşük basınç (≤ 10 kb) plajiyoklas ayrılaşmasının ürünü olduğunu gösterebilir (Briggs ve McDonough, 1990). Andezit dayklar kondirite göre normalleştirildiğinde, HNTE değerlerinin artmakta, ANTE değerlerinin ise kondirit çizgisine paralel olduğu görülmektedir (Şekil 13). Bu dağılım, andezit daykların gelişiminde klinopiroksen ayrılaşmasının etkili olduğuna işaret etmektedir (Nicholls ve Harris, 1980).

Porfirik dasit dayklarda CaO'un artması plajiyoklas, MgO ve ${}^1\text{Fe}_2\text{O}_3$ 'ün artması amfibol ve biyotit, TiO_2 ve ${}^1\text{Fe}_2\text{O}_3$ 'ün artması rutil, P_2O_5 'in artması ise apatit ayrılaşmasını göstermektedir (Şekil 9). La_1 indeksi arttıkça Ba'un düzensiz bir ilişki göstermesi ve Rb'un azalması porfirik dasitlerin bünyesinde K'lu feldispatların varlığı ve ayrışması ile

desteklenmektedir (Şekil 10). L_{AI} 'ne göre Th ve U'daki negatif (veya SiO_2 ile pozitif) ilişki bunların magmanın kristallenmesi esnasında ayrılaştığını ve asitik kayaçlarda ve özellikle porfirik dasitlerde biriktiğini göstermektedir. Porfirik dasit dayklarda, L_{AI} arttıkça Sr, Nb, Y ve Zr oranlarının sabit kalması, tamamen ayrışmadan kaynaklanmaktadır. Ayrıca, Cr-Y ve TiO_2 -Zr arasındaki ilişki hornblend ayrılaşmasını desteklemektedir (Şekil 11). Y, amfibol minerallerinin bünyesinde bulunmakta ve hareketsiz olarak bilinmektedir. Ancak Y'un kloritleşmiş ortamlarda hareketli olduğu da bilinmektedir (MacLean ve Kranidoitis, 1987; MacLean, 1990; Barrett ve MacLean, 1991; Barrett vd., 1992; Shriver ve MacLean, 1993; Barrett vd., 1993). Dolayısıyla, porfirik dasitlerde Y'un L_{AI} arttıkça sabit kalması, amfibollerin bozuşması sonucu oluşan klorit+kuvars birlikteliğinin ve ayrışmaya bağlı olarak kayaçların kütlelerinin artmasının veya azalmasının bir sonucudur.

Porfiri dasit dayklarda görülen negatif Nb anomalisi, kayaçların gelişiminde yitimin ve yitim zonu üzerindeki metazomatizmadan etkilenmiş manto kamasının önemli bir rol oynadığını gösterir (Pearce, 1982). Dolayısıyla, negatif Nb anomalisi yitim zonu ortamını yansıtmaktadır. YÇAE'in bir kısmında görülen zenginleşme, porfiri dasit daykların gelişiminde yitim ve yitim zonu üzerindeki metazomatizmadan etkilenmiş manto kamasının etkisini göstermektedir. Porfirik dasitlerde negatif Eu anomalisi gözlenmekte olup, ortalama Eu anomalisi 0.61'dir. Negatif Eu anomalisi, düşük basınç (≤ 10 kb) plajiyoklas ayrılaşmasının ürünü olabilir (Briggs ve McDonough, 1990). Kondirite göre normalleştirilme sonucu, bu kayaçların hafif NTE (La, Ce Pr ve Nd) değerlerinin artması, orta (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy ve Ho) ve ağır NTE (Er, Tm, Yb ve Lu) değerlerine göre daha fazladır. NTE'nin dağılım şekli (Şekil 13), bu kayaçların gelişiminde hornblend ile plajiyoklas ayrılaşmasının etkili olduğunu belirtmektedir.

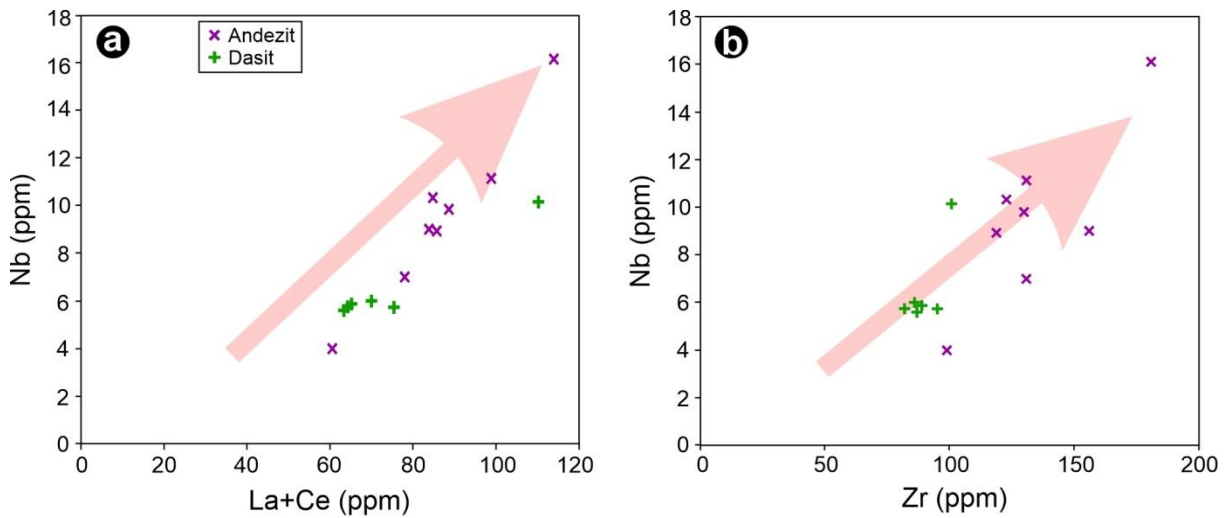
Kabuk Kirlenmesi

Nb/U, La/Nb ve Th/Nb gibi iz element oranları, kıtasal kabuk materyalleri ve manto kökenli mafik magmaların güçlü zıt bileşimlerinden dolayı kabuk kirlenmesinin rolünü belirlemek için yaygın olarak kullanılmaktadır. Kıtasal kabuk düşük Nb/U (4.4-25) ile yüksek La/Nb (1.6-2.6) ve Th/Nb (0.24-0.88) oranlarına sahiptir (Rudnick ve Gao,

2003). Okyanus adası bazaltı (OAB) ve okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB) ise yüksek Nb/U (>45) ile düşük La/Nb (0.8–1.1) ve Th/Nb (<0.1) oranlarına sahiptir (Sun ve McDonough, 1989; Hollanda vd., 2006). Çalışma alanındaki andezit daykının, düşük Nb/U (0.70-7.56) ile yüksek La/Nb (2.34-6.25) ve Th/Nb (0.66-1.86) oranlarına; porfirik dasit daykının düşük Nb/U (0.60-1.90) ile yüksek La/Nb (3.83-4.73) ve Th/Nb (1.86-3.67) oranlarına sahip olmaları kıtasal kabuk kirlenmesini işaret etmektedir.

Olası Kaynak

Çalışma alanındaki andezit ve porfirik dasit daykları Nb'a karşı La+Ce ve Zr diyagramlarına aktarıldığında porfirik dasit daykı ile başlayan ve andezit daykı ile devam eden pozitif ilişki görülmektedir (Şekil 14a, 14b). Bu daykların element çiftleri arasında korelasyon ilişkisini gösteren çizginin yaklaşık olarak orijinden geçmesi, daykların benzer kökenli bir kaynaktan türediklerini işaret edebilir (Şekil 14a, 14b).

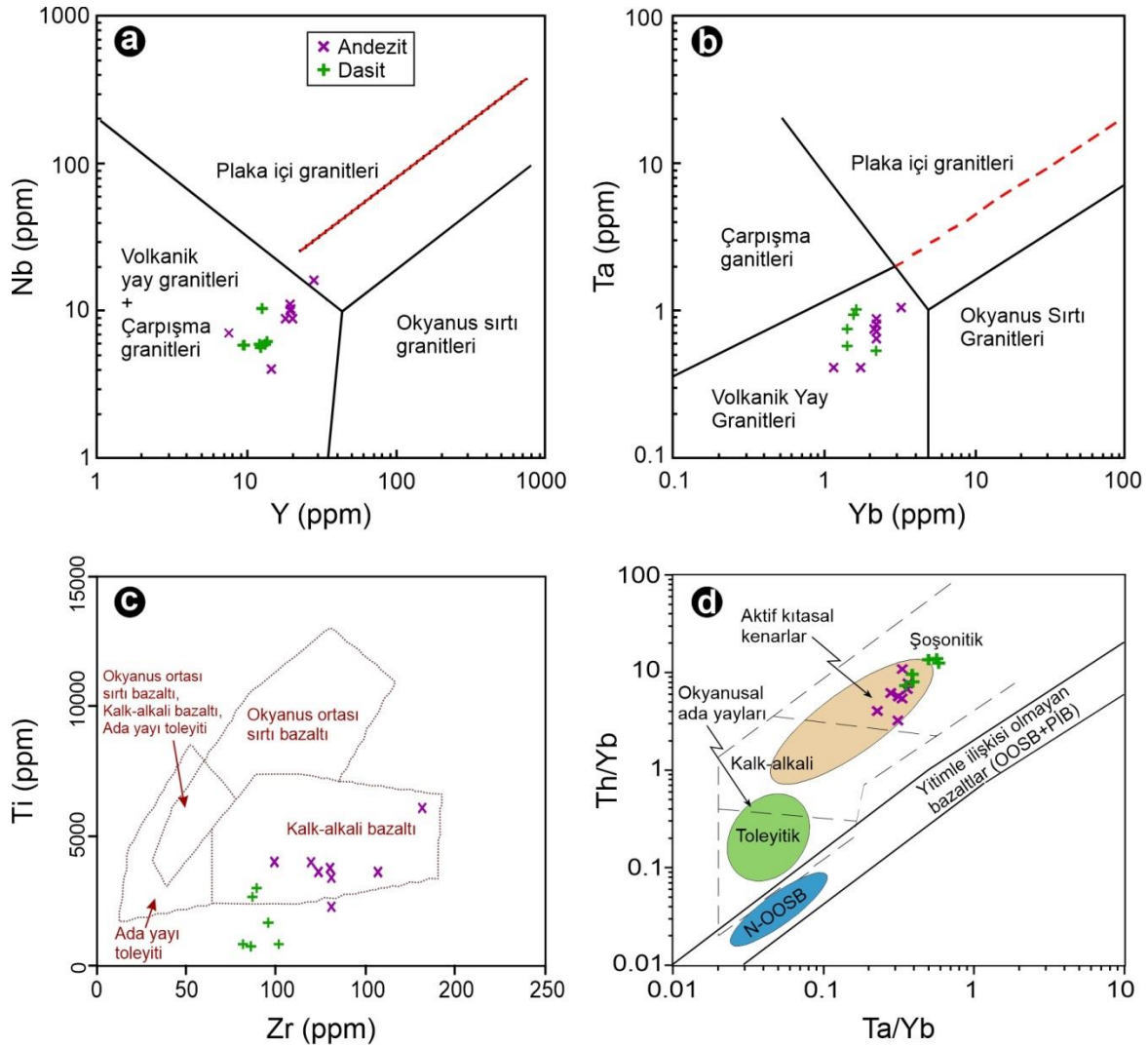


Şekil 14. Andezit ve porfirik dasit dayklarının a) La+Ce (ppm)'a karşı Nb (ppm) ve b) Zr (ppm)'a karşı Nb (ppm) değişim diyagramlarındaki dağılımları.

Figure 14. a) La+Ce (ppm) vs Nb (ppm) and, b) Zr (ppm) vs Nb (ppm) diagrams for the andesite and porphyritic dacite dykes.

Andezit ve porfirik dasit daykları çeşitli tektonik ortam diyagramlarına aktarıldığında, volkanik yay granitoyidi (VYG) alanında yer aldıkları belirlenmiştir (Şekil 15a ve 15b). Çalışma alanındaki andezit dayklar, Zr'a karşı Ti (Pearce ve Cann, 1973) diyagramında kalk-alkali bazalt (KAB) alanına düşerken, porfirik dasit dayklar KAB

alanında ve yakınında yer almaktadır (Şekil 15c). İnceleme alanındaki dayklar, Th/Yb karşı Ta/Yb diyagramında aktif kıta kenarları alanına denk gelmektedir (Şekil 15d).



Şekil 15. Andezit ve porfirik dasit dayklarının çeşitli tektonik yerleşim diyagramlarındaki dağılımları.

Figure 15. Different tectonic discrimination diagrams for the andesite and porphyritic dacite dykes.

Çalışma alanındaki dayklardan andezitlerde Zr/Nb (11.24–24.75), Zr/Y (5.32-16.17), Nb/Yb (2.26–5.79) ve Ti/V (38.37–80.85) oranları Kıtasal Kabuk (Rudnick ve Gao, 2003) Zr/Nb (16.08–16.50), Zr/Y (6.95-9.19), Nb/Yb (4.21–6) ve Ti/V (50.40-65.98) oranlarına benzemektedir. Benzer şekilde, porfirik dasit daykının Zr/Nb (9.95-16.52), Zr/Y (5.73-7.98), Nb/Yb (2.56–6.01) ve Ti/V (59.21-100) oranları da kıtasal kabuk ve zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltına (Sun ve McDonough, 1989) benzemektedir. Hareketsiz uyumsuz element oranları, çalışma alanındaki daykların yitim ilişkili volkanik yay ortamından kaynaklandığını ileri sürmektedir. BİYE

zenginleşmesi, zenginleşmiş alt kıtasal manto kaynağını göstermektedir. Ağır nadir toprak elementlere göre hafif nadir toprak element zenginleşmesi, BİYE'lerce zenginleşme ve negatif Nb anomalisi yitim ilişkili ortamların karakteristik özelliğidir (Rocha-Junior vd., 2013). Ayrıca, sadece ayırılma olayının değişmeyen uyumsuz element oranını koruyabildiği bilinmektedir (Innocenti vd., 1980). Çalışma alanındaki dayklarda yüksek Th ve U değerleri (andezitinde Th 7-18.1 ppm arasında ve U 2.13-10 ppm arasında, porfirik dasitte Th 10.7-22 ppm arasında ve U 3.22-10 ppm), bunların yiten kabuk malzemesinin karışmasıyla zenginleşmiş bir manto kaynağından türediklerini ifade etmektedir (Faure ve Mensing, 2005). Daykların ANTE dağılımlarında görülen yatay yönseme, kayaçları oluşturan olası ana magmanın muhtemelen spinel lerzolitik (< 50 km derinlik) bir manto kaynağından kaynaklanabileceğini ifade etmektedir. Dolayısıyla, çalışma alanındaki dayklar için Kretase yitim süresince metasomatize olmuş bir manto kaynağı olası olarak görülmektedir.

SONUÇLAR

Geç Kretase yaşlı volkanitleri kesen andezit ve porfirik dasit daykları porfirik doku sergilemekte olup, andezitler başlıca plajiyoklas ve ojit, porfirik dasitler ise kuvars, plajiyoklas, amfibol ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Andezitlerdeki plajiyoklaslar elek dokusu ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Ojit minerallerinin kenar kısımlarında opak mineral oluşumları yaygındır. Porfirik dasitlerde, iri kuvars kristallerinin kenarları kısmen yenmiş; plajiyoklaslar yaygın olarak serizitleşmiş, daha az oranda kalsitleşmiş, amfiboller kloritleşmiş, karbonatlaşmış (kalsit ve ankerit) ve opaklaşmış, biyotitler ise genel olarak kloritleşmiştir.

Daykların ana oksit ve iz element değişim diyagramlarındaki düzgün yönsemeleri ve mineral ayırılma diyagramları, kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu işaret etmektedir. Daykların kondrite göre normalleştirilmiş NTE dağılımlarının belirgin negatif Eu anomali göstermesi, kayaçların gelişiminde plajiyoklas ayırılmasının etkili olduğunu belirtmektedir. Andezit daykların gelişiminde plajiyoklas ve ojit, porfirik dasitlerin gelişiminde ise hornblend ve plajiyoklas ayırılmasının etkili olduğu anlaşılmaktadır. Andezit daykının, düşük Nb/U ile yüksek La/Nb ve Th/Nb oranlarına; porfirik dasit daykının düşük Nb/U ile yüksek La/Nb ve

Th/Nb oranlarına sahip olmaları, kıtasal kabuk kirlenmesini dikkat çekmektedir. Dayklardaki negatif Ta ve Nb anomalisi olası ana magma gelişiminde yitimin varlığını belirtmektedir.

Sonuç olarak, elde edilen tüm verilere göre daykların, yay ortamında, Geç Kretase sonlarına doğru benzer kökenli ve yitim ilişkili metasomatize olmuş bir manto kaynağından itibaren türemiş oldukları düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Birinci sıradaki yazarın doktora çalışmasının bir bölümünü kapsayan bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Fonu (BAP) tarafından 2001.112.005.1 nolu proje ile desteklenmiştir. Makalenin inceleme ve değerlendirme aşamasında yapmış oldukları katkılardan dolayı Baş Editör Prof. Dr. Mehmet Tekin YÜRÜR, Teknik Editör Dr. Gülbanu TEKBULUT ve hakemlere teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-199.
- Akaryalı, E., Akbulut, K., 2016. Constraints of C-O-S isotope compositions and the origin of the Ünlüpinar volcanic-hosted epithermal Pb-Zn±Au deposit, Gümüşhane, NE Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 117, 119-134.
- Akaryalı, E., 2016. Geochemical, fluid inclusion and isotopic (O, H and S) constraints on the origin of Pb-Zn±Au vein-type mineralizations in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey). *Ore Geology Reviews*, 74, 1-14.
- Akıncı, Ö.T., 1984. The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publications, 17, 415-428.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Kurt, H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of the eastern pontide volcanic rocks, Northeast Turkey. *Chemie der Erde/Geochemistry*, 57, 157-187.

- Aydın, F., Karlı, O., Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 104, 249-266.
- Aydınçakır, E., 2014. The petrogenesis of Early Eocene non-adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on the geodynamic implications. *Lithos*, 208-209, 361-377.
- Aydınçakır, E., 2016. Subduction-related Late Cretaceous high-K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: Constraints on geodynamic implications, *Geodinamica Acta*, 28(4), 379-411.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H., 1991. Chemical, mass, and oxygen isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 86 (2), 406-414.
- Barrett, T.J., Cattalani, S., MacLean, W.H., 1993. Volcanic lithogeochemistry and alteration at the Delbridge massive sulfide deposit, Noranda, Quebec. *Journal of Geochemical Exploration*, 48 (2), 135-173.
- Barrett, T.J., Cattalani, S., Hoy, L., Riopel, J., Lafleur, P.-J., 1992. Massive sulfide deposits of the Noranda area, Quebec. IV. The Mobrún mine. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1349-1374.
- Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu. *TJK Ketin Sempozyumu*, pp. 175-188.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): The formation of carbonates, breccias and turbidites as evidences of a drowned platform. *Geologia*, 57, 1-2, 233-244.
- Briggs, R.M., McDonough, W.F., 1990. Contemporaneous Convergent Margin and Intraplate Magmatism, North Island, New Zealand. *Journal of Petrology*, 3 (14), 813-851.
- Dokuz, A., 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Köse composite pluton. *Gondwana Research*, 19, 926-944.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Dudas, F.O., Akaryalı, E., Bektaş, O., 2014. The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 59, 29-54.

- Faure, G., Mensing, T.M., 2005. *Isotope Principle and Applications*. 3rd Edition, John Wiley & Sons, Hoboken.
- Gücer, M.A., Aydınçakır, E., Yücel, C., Akaryalı, E., 2017. Tersiyer Yaşlı Altınpınar Hornblendli Andezitlerinin (Torul-Gümüşhane) Petrografisi, Mineral Kimyası ve P-T Kristalleşme Koşulları. *Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 7 (2), 236-267.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliveira, D.C., de Sá, E.F.J., 2006. Lithosphere-aesthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*, 86 (1-2), 34-49.
- Huston, D.L., 1993. The Effect Of Alteration and Metamorphism on Wall Rock to the Balcooma and Dry River South Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits, Queensland, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 277-307.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquaré, G., Serri, G., Villari, L., 1980. Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey). *Geologische Rundschau*, 69, 292-322.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 54, 1776-1800.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N., Temizel, İ., 2014. La-Icp Ms zircon dating and whole-rock Sr-Nd-Pb-O isotope geochemistry of the Camiboğazı Pluton, eastern Pontides, NE Turkey: Petrogenesis and Tectonic Implications of Arc-Related I-Type Magmatism. *Lithos*, 192-195, 271-290.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Sipahi, F., Temizel, İ., 2016. U-Pb zircon chronology and petrogenesis of carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: Constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution. *Gondwana Research*, 39, 327-346.
- Kaygusuz, A., Sipahi, F., İlbeyli, N., Arslan, M., Chen, B., Aydınçakır, E., 2013. Petrogenesis of the Late Cretaceous Turnagöl intrusion in the eastern Pontides: implications for magma genesis in the arc setting. *Geoscience Frontiers*, 4, 423-438.
- Lentz, D.R., 1996. Trace-element systematics of felsic volcanic rocks associated with massive-sulphide deposits in the Bathurst Mining Camp: petrogenetic, tectonic and chemostratigraphic implications for VMS deposits. In: D.A. Wyman (ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, pp. 359-402.

- Lentz, D.R., 1999. Petrology, geochemistry, and oxygen isotope interpretation of felsic volcanic rocks and related rocks hosting the Brunswick No. 6 and No. 12 massive sulfide deposits, Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada. *Economic Geology*, 94, 57-86.
- MacLean, W.H., Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 951-962.
- MacLean, W.H., 1990. Mass changes in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25, 44-49.
- Nicholls, I.A., Harris, K.L., 1980. Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44 (2), 287-308.
- Okay, A.İ., Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey. The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase: KTÜ Yerbilimleri Dergisi, 1, 2, 65-114.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites, Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley and Sons, Chichester, 525-548.
- Pearce, J.A., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman, D.A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79-113.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pejatoviç, S., 1979. Metallogeny of the pontid-type massive sulphide deposits, mineral geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick horizon, bathurst mining camp, New Brunswick, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 252-283.

- Rocha-Júnior, E.R.V., Marques, L.S., Babinski, M., Nardy, A.J.R., Figueiredo, A.M.G., Machado, F.B., 2013. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná continental flood basalts (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 9-25.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley & Sons, New York, 352 p.
- Ross, P.-S., Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46 (11), 823-839.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (ed.), *The crust. Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64.
- Saydam Eker, Ç., Sipahi, F., Kaygusuz, A., 2012. Trace and Rare Earth Elements as Indicators of Provenance and Depositional Environments of Lias Cherts in Gumushane NE Turkey. *Chemie der Erde*, 72, 167-177.
- Shriver, N.A., MacLean, W.H., 1993. Mass, volume and chemical changes in the alteration zone at the Norbec mine, Noranda, Quebec. *Mineralium Deposita*, 28 (3), 157-166.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B., 2010. The alteration mineralogy and mass change of the Zigana(Gümüşhane) volcanics of NE Turkey. *Geological Bulletin of Turkey*, 53, 122-155.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B., 2014. Geochemistry of dacitic volcanics in the eastern Pontides (NE Turkey). *Geochemistry International*, 4, 329-349.
- Sipahi, F., 2005. Zigana dağı (Torul-Gümüşhane) volkanitlerindeki hidrotermal ayrışmaların mineraloji ve jeokimyası, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Sipahi, F., 2011. Formation of skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). *Neues Jahrb Mineral Abh (J. Min. Geochem.)*, 188, 169-190.
- Sipahi, F., 2017. Kalınçam (Tonya-Trabzon, KD Türkiye) yöresi Geç Kretase yaşlı volkanitlerin jeokimyası ve petrojenezi. *GÜFBED/GUSTIJ*, 7 (2), 102-127.
- Sipahi, F., 2019. Nature of the Tourmaline in Q-Porphyry from Eastern Pontide (NE Turkey): An U-Pb zircon Age, Geochemistry and Isotopic Approach. *Periodico di Mineralogica*, 88, Doi: 10.2451/2019PM859.

- Sipahi, F., Akpınar, İ., Saydam Eker, Ç., Kaygusuz, A., Vural, A., Yılmaz, M., 2017. Formation of the Eğrikar (Gümüşhane) Fe-Cu skarn type mineralization in NE Turkey: U-Pb zircon age, litho-geochemistry, mineral chemistry, fluid inclusion, and O-H-C-S isotopic compositions. *Journal of Geochemical Exploration*, 182, Part A, 32-52.
- Sipahi, F., Kaygusuz, A., Saydam Eker, Ç., Vural, A., Akpınar, İ., 2018. Late Cretaceous Arc Igneous Activity: The Eğrikar Monzogranite Example. *International Geology Review*, 60, 382-400.
- Sipahi, F., Sadıklar, M.B., Şen, C., 2014. The geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of Murgul (Artvin) volcanics in the Eastern Black Sea Region (NE Turkey). *Chemie der Erde/Geochemistry*, 74, 331-342.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Blackwell, Oxford, U.K., 312 p.
- Temizel, İ., Arslan, M., Ruffet, G., Peucat, J.J., 2012. Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: implications for extension-related origin and mantle source characteristics. *Lithos*, 128-131, 126-147.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 459-469.



Sismotektoniğe ve sismik boşluğa DInSAR yaklaşımı: Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan havzası kesimi (doğu Türkiye)

DInSAR approach to seismotectonics and seismic gap: Erzincan basin section of the North Anatolian Fault Zone (eastern Turkey)

ONUR KÖSE^{*1}, MEHMET TEKİN YÜRÜR², JEAN CHOROWICZ³

1 Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kampüs, Tuşba 65040 Van

2 Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06800, Beytepe, Ankara

3 Sorbonne Universités, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Institut des sciences de la Terre de Paris (ISTeP) - UMR 7193 Tectonics, 4 place Jussieu 75005 Paris FRANCE

Geliş (received): 25 Aralık (December) 2019

Kabul (accepted) : 28 Aralık (December) 2019

ÖZ

InSAR (İnterferometrik Sentez Açılımlı Radar) ve GNSS (Küresel Navigasyon Uydu Sistemi) gibi uzay jeodezisi tekniklerinin sağladığı verilerle üst kabuk ve litosferin diğer katmanlarının fiziksel özellikleri ve reolojisine yönelik çok sayıda model geliştirilmiştir. Bu modeller yine deprem tahminlerine yaklaşımda bulunmak üzere intersismik döneme yönelik InSAR çalışmalarında kullanılmaktadır. Ancak herhangi bir fay segmentinde gerilimleri boşaltan büyük depremler, birkaç yüz ile birkaç bin yıllık bir süre aralığında meydana gelirken, genellikle en çok on yıllık bir zaman aralığını kapsayan deformasyon gözlemleri tam bir deprem çevriminde oldukça küçük bir zaman aralığını temsil ederler. Bu kısa süreli deformasyon gözlemlerini sismik tehlikede kullanmak için, fay zonlarının uzayda ve zamanda nasıl deforme olduğuna dair daha iyi modellere ihtiyaç duyulur. Dolayısıyla, tektonik havzalar ve fay zonlarındaki ana segmentler ile diğer yapısal unsurlar etrafındaki deformasyonlara odaklanan ve aynı zamanda gözlemlenen deformasyonlar ile bu yapısal unsurların arasındaki ilişkiyi de ele alan InSAR çalışmaları, deprem tahminleri açısından oldukça önem arz edebilir. Bu bağlamda makalemizde, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) üzerinde bulunan Erzincan havzasının tektonik özelliklerini,

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.664918>



Onur KÖSE onurkose@yyu.edu.tr

1 Van Yüzüncü Yıl Üniv. Müh. Fak., Jeoloji Müh.Böl. Kampüs, Tuşba 65040 Van ORCID 0000-0003-3470-7488

2 Hacettepe Üniv. Müh. Fak., Jeoloji Müh. Böl, 06800, Beytepe, Ankara ORCID 0000-0002-3077-8249

3 Sorbonne Univ. UPMC (Paris VI), Institut des sciences de la Terre (ISTeP) - UMR 7193 4 place Jussieu 75005 Paris FRANCE

InSAR ile belirlenmiş deformasyon alanları ile birlikte ele alarak değerlendirmeyi düşündük. Buna yönelik olarak, InSAR tekniğinin çok büyük alanları ve yüzlerce interferogram analizini kapsayan modern kullanımı yerine, havza içine odaklanmış az sayıda interferogramla belirlenen deformasyon alanlarının yapısal jeoloji açısından değerlendirildiği başlangıçtaki eski usül kullanımını tercih ettik.

Erzincan tektonik çökme havzasında son yüzyılda iki yıkıcı deprem meydana gelmiştir (1939, M: 7.8 - 8.2 ve 1992, M:6.8). Önceki çalışmalar, havzanın KAF zonu boyunca çek-ayır tipinde bir açılmanın sonucu olarak oluştuğunu göstermektedir. Ovacık fayı (OF) aktivitesi havzayı genişletmektedir. Havzanın doğusunda KAF boyunca en az 75 km uzanan bir sismik boşluk zonu bulunmaktadır. Bu sismik boşluk hattının, batıda yaklaşık 22 km uzunluğundaki Sansa ve doğuda yaklaşık 53 km uzunluğundaki Yedisu olmak üzere, iki ana segmentten meydana geldiği düşünülmektedir.

Çalışmamızda, 13 Mart 1992 tarihindeki Erzincan depremi (M = 6.8) sonrasındaki yaklaşık 2.5 yıllık postsismik bir dönem (1993-1995) için, ERS-1 uydusunun SAR verilerinden Farksal İnterferometrik SAR (DInSAR) tekniği ile üretilen bir interferogramda belirlenen deformasyon alanlarını, havzanın yapısal jeoloji unsurlarıyla karşılaştırdık. İnterferometrik deformasyon bulguları Erzincan ovasının kenarlarına yakın tektonik hatlar üzerinde belirginleşmişlerdir. Dikey yön bileşenlerinde çökmeye karşılık gelen yerdeğiştirme miktarları, havzanın kuzey kenarı çevresinde, güney kenarındakilerden daha yüksektir. Havzanın kuzey kenarı ve KAF zonu boyunca, Erzincan kent merkezinin kuzeybatısı ve kuzeyinde gelişen deformasyonlar, doğusu ve kuzeydoğusunda gelişen deformasyonlara göreyle daha düşük hız ve seviyelerdedir. Bu, her iki alanın birlikte çökerlerken, göreyle daha yavaş çöken kuzeybatı kesiminde transpresif zonların ve push-up yapılarının gelişmesine ışık tutmaktadır. İnterferogramda, Erzincan ovasının yaklaşık doğu çıkışından itibaren deformasyon gelişimi gözlenmemektedir. Bu nedenle havzanın doğusuna doğru ilerlerken sismik boşluk zonuna yaklaştıkça, KAF segmentinin daha düşük kayma miktarlarına sahip olan bir davranış sergilediği düşünülmüştür.

Çalışmamızda ayrıca, 1939 Erzincan depreminin (M: 8.0) Ekşisu (Erzincan) - Bahçe Köyü (Koyulhisar, Sivas) arasında 185 km uzunluğundaki yüzey kırığı haritalamasını içeren, oldukça zor şartlar altında üretilmiş hayranlık ve saygı uyandıran bilim-antik özellikteki eski bir saha raporuna (Stchepinsky vd., 1940) kısaca yer verilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Aktif tektonik, radar, SAR, interferometri, InSAR, deprem tahmini.

ABSTRACT

With the help of space geodesy techniques such as InSAR (Interferometric synthetic aperture radar) and GNSS (Global navigation satellite system), a number of models have been developed for the physical properties and rheology of upper crust and other layers of the lithosphere. These models are also used in InSAR studies for interseismic period in order to approach earthquake predictions. However, large earthquakes that release total strains in any fault segment occur over a period of several hundred to several thousand years, while deformation observations, which usually span a maximum period about ten years, represent a very small time interval in a complete earthquake cycle. To use these short-term deformation observations in seismic hazards, better models of how the fault zones deform in space and time are needed. Consequently, InSAR studies focusing on the deformations around the main segments and other structural elements in the tectonic basins and fault zones, also addressing the relationship between the observed deformations and the behavior of these structural elements, may be very important in terms of earthquake predictions. In this respect, we aimed in our paper to associate the tectonic characteristics of the Erzincan basin, a part of the North Anatolian Fault (NAF) zone, with the deformation clusters determined by the InSAR technique. To do this, instead of modern usage of InSAR technique in which hundreds of interferograms are calculated, we preferred its old-school usage which allows us to evaluate deformation areas in terms of structural geology by a few interferograms focused into the basin.

In the last century, two destructive earthquakes happened in the Erzincan tectonic subsidence basin (1939, M: 7.8 - 8.2 and 1992, M:6.8). Previous studies suggest that the basin forms as a result of pull-apart type opening along the NAF zone. The Ovacık Fault (OF) activity widens the basin. In the east of the basin, there is a seismic gap zone extending for at least 75 km along the NAF. This seismic gap is thought to be made up of two main segments which are the nearly 22 km long Sansa in the west and the 53 km long Yedisu in the east.

In our study we compared the deformation areas, observed on the interferogram generated by Differential SAR interferometry (DInSAR) technique from the ERS-1 satellite SAR data, acquired in the postseismic period of 2.5 years between 1993-1995 following the March 13 1992 earthquake in Erzincan (M: 6.8), with the structural aspects of the basin. Interferometric deformation findings were observed on tectonic zones near the boundaries of Erzincan plain. The amounts of displacements corresponding subsidence in vertical components of direction are higher around the northern boundary of the basin than those on the southern boundary. Along the northern boundary of the basin and the NAF zone, the deformations that occur in the northwest and north of Erzincan city have lower slip rates relative to deformations in the east and northeast. This sheds light on the development of

transpressive zones and push-up structures in the relatively slower northwestern part while both areas collapse together. On the interferogram, deformation clusters are not observed in the eastern part of the Erzincan basin. Therefore, as it approaches the seismic gap zone towards the east of the basin, the NAF segment is thought to exhibit a behavior with lower slip rates.

We have also shortly mentioned a quaint and venerable, a so said science-antique, field report (Stchepinsky et al., 1940) established under very harsh conditions that comprises 185 km long surface rupture mapping of the 1939 Erzincan earthquake (M: 8.0) between Ekşisu (Erzincan) and Bahçe village (Koyulhisar, Sivas).

Keywords: Active tectonics, radar, SAR, interferometry, InSAR, earthquake prediction.

GİRİŞ

Bir depremin sergilediği yüzey deformasyonları ilk kez ABD'nin batısındaki Landers depremi (M = 7.3) için, Massonnet vd. (1993) tarafından, ERS-1 uydusu verileri kullanılarak radar interferometrisi tekniğiyle haritalanmıştır.

Bir uzay jeodezisi yöntemi olan İnterferometrik Sentez Açılımlı Radar (InSAR) tekniği başlangıçta, genellikle kısıtlı boyutlardaki alanlara yönelik olarak sayılı interferogramların üretilebildiği çalışmalar için, NASA ve CNES gibi belirli kuruluşlara bağlı özel amaçlı laboratuvarlarda dönemin en hızlı bilgisayarları olan iş istasyonları üzerinde hayata geçirilmiştir. Çeşitli jeolojik aktivitelere bağlı olarak yer yüzeyinde gelişen deformasyonlarının belirlenmesi ve buna yönelik kantitatif değerlendirmeler için kullanılan InSAR tekniğinin kullanımı, günümüzde oldukça yaygınlaşmıştır. Dizüstü ve kişisel bilgisayarların iş yapma kapasitelerinin ve hızlarının çok yüksek seviyelere taşınmış olması, günümüzde tekniğin daha çok sayıda araştırmacı tarafından kullanılmasında ve geliştirilmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Bu metodolojinin fiziği ve ana uygulamaları birçok makalede ele alınmıştır (örneğin, Zebker ve Goldstein, 1986; Goldstein vd., 1993; Massonnet ve Rabaute, 1993; Rossi, 1996; Hansen, 2001).

Tekniğin erken evre çalışmaları az sayıda interferogram üretilmesini esas alıyorken, dünyanın çeşitli bölgelerinde intersismik dönemlere ilişkin InSAR çalışmaları artık, genellikle yüzlerce kilometre uzunluğundaki binili komşu yörünge şerit görüntülerinin bölgesel boyutta entegre edilerek büyük bütünler halinde işlenebildiği (örneğin, Jolivet vd., 2012; Wang ve Wright, 2012; Kaneko vd., 2013; Tong vd., 2013; Cavalié ve Jónsson, 2014) yüzlerce interferogram analizini kapsamaktadır (Walters vd., 2014).

Üst kabuk ve diğer litosferik katmanların elastik ve/veya viskoelastik davranışlarını esas alarak fiziksel özelliklerine, reolojisine ve deformasyonlarına ilişkin, 1970'li yıllardan günümüze kadar yapılan çok sayıdaki model (örneğin, Savage ve Burford, 1973; Savage ve Prescott 1978; Prescott ve Nur, 1981; Thatcher, 1983; Savage, 2000; Johnson vd., 2007; Hearn vd. 2009; Lapusta ve Liu, 2009; Barbot vd., 2012; Christopher vd., 2012; Yamasaki ve Houseman, 2012) ile bunları geliştirmeye yönelik benzer araştırmalara (örneğin, Scholz, 1988; Marone, 1998; Hearn vd., 2002; Pollitz, 2005; Hetland ve Hager, 2006; Vaghri ve Hearn, 2012), GPS (Küresel Konuşlandırma Sistemi), GNSS (Küresel Navigasyon Uydu Sistemi) ve InSAR gibi uzay jeodezisi tekniklerinin verileriyle yapılan çalışmalar (örneğin, Peltzer vd., 1996; Kenner ve Segall, 2000; Bürgmann vd., 2002; Ergintav vd., 2009) büyük katkılar sağlamıştır. Bu modeller, fay zonları üzerinde ve çevresinde deprem eşlikli (kosismik), depremler arası (intersismik) ve deprem sonrası (postsismik) dönemlere ilişkin yatayda ve düşeyde meydana gelen kabuk davranışlarına, zaman içerisindeki yerdeğiştirme miktarları ve hızlarına yönelik çok sayıda çalışmaya temel oluşturmaktadır. Fay zonlarındaki intersismik dönem deformasyonlarının bu modeller aracılığıyla InSAR tekniğinde değerlendirmeye alınmasının, depremlerin öngörülmesi çalışmalarına önemli bir ivme ve katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

Bununla birlikte, herhangi bir fay segmentinde ana-şok depremler tipik olarak birkaç yüz yıldan birkaç bin yıla uzanabilen bir süre aralığında meydana gelir ve deformasyon gözlemleri genellikle sadece bir on yıl veya daha kısa süreli zaman periyotlarını kapsar (Wright, 2016). Bu nedenle, modern cihazlarla tek bir fay segmenti için tam bir deprem döngüsünü kapsayan deformasyon gözlemleri yapılmamaktadır (Meade vd., 2013; Hussain, 2016). Mevcut modellerin çoğunu ayırt edebilmek için, intersismik dönemde farklı zamanlarda yapılacak daha çok sayıda yüzey deformasyonu gözlemleri yapılması gerekir (Hussain, 2016). Bu kısa süreli deformasyon gözlemlerini sismik riskte kullanmak için fay zonlarının uzayda ve zamanda nasıl deforme olduğuna dair daha iyi modellere ihtiyaç duyulmaktadır (Wright, 2016). Dolayısıyla, fay zonlarındaki ana segmentler ile tektonik havzalardaki yapısal unsurlar çevresinde gelişen deformasyonlara odaklanan ve belirlenen deformasyonların bu yapısal unsurların davranışlarıyla ilişkilendirilmesini ele alan çalışmalar ayrıca bir önem arz edebilir.

Bu bağlamda makale çalışmamızda, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) üzerinde bulunan Erzincan havzasının (Şekil 1) tektonik unsurlarının aktivitelerini, InSAR ile belirlenmiş deformasyon alanları ile birlikte ele alarak değerlendirmeyi düşündük. Bu çalışmada havzanın yapısal jeolojisi ile yerdeğiştirme ortamlarına ilişkin deformasyon verilerinin morfo-tektonik olarak karşılaştırılması hedeflenmiştir. Buna yönelik olarak, InSAR tekniğinin yüzlerce km genişlikte alanların hareket hızı dağılımlarını yansıtan modern kullanımı yerine, havza içine odaklanmış az sayıda interferogramla belirlenen deformasyon alanlarının dağılımının değerlendirildiği başlangıçtaki eski usül kullanımını

tercih ettik. Bu vesileyle, Farksal İnterferometrik SAR (DInSAR) tekniği ile Fransız Uzay Araştırmaları Merkezi (CNES) tarafından üretilmiş, eski bir veri setinden Türkiye üzerine oluşturulan ilk interferogramları burada tanıtmayı ve bu interferogramlardaki deformasyon bulgularını Erzincan ovasındaki tektonik yapıların davranışlarıyla ilişkilendirmeyi hedefledik.

Erzincan havzasının tektonik yapısı esas olarak Barka ve Gülen (1989) ile Koçyiğit ve Rojay (1992a, b) çalışmalarında ele alınmıştır. Bu çalışmalar, KAF ile bu havzanın doğu kesiminde oblik olarak kesen bir başka doğrultu atımlı fay olan Ovacık fayının (OF) her ikisinin de havzanın gelişiminden sorumlu oldukları sonucuna varmışlardır.



Şekil 1. İnceleme sahasının konum haritası (yapısal hatlar ve tarihler Barka,1996'dan alınmıştır). Kalın çizgiler, 1939, 1949, 1966 ve 1992 depremleri sırasında Kuzey Anadolu fayının kırılma bölgelerine karşılık gelir. 1992 ve 1949 kırıkları arasındaki sismik boşluğa dikkat ediniz. KAF: Kuzey Anadolu fayı; DAF: Doğu Anadolu fayı; OF: Ovacık Fayı.

Figure 1. Location map of the study area (structural lines and dates are from Barka, 1996). Heavy lines denote the North Anatolian Fault ruptures during the 1939, 1949, 1966 and 1992 earthquakes. Note the seismic gap between 1992 and 1949 segments. KAF: North Anatolian Fault; DAF: East Anatolian Fault; OF: Ovacık Fault.

İnterferogramın yapısal yorumu, özellikle NAF-OF kesişim bölgesi hakkında daha ayrıntılı veriler gerektirdiğinden, SAR görüntü işleme çalışmaları sonrasında bir dizi saha çalışması gerçekleştirdik ve yüksek çözünürlükteki optik uydu görüntülerinin (SPOT Pankromatik band: 10 m ve Landsat TM: ~30 m) tektonik amaçlı stereoskopik analizlerini yaptık. Bunlara ilişkin ayrıntılı bilgiler bir akademik tez çalışmasında sunulmuş (Köse, 2000) ancak yayınlanmamıştır. Bu çalışmanın amacı, Türkiye’de büyüklüğü ve yarattığı hasarı en fazla olan depremi yaşamış Erzincan bölgemizle ilgili ilk interferogram çalışmalarını sunmak ve interferogram üzerinde belirlenmiş olan deformasyon alanlarını, önceki yapısal jeoloji çalışmaları ışığında tartışmaktır.

Erzincan Havzasının Genel Sismotektonik Özellikleri

Erzincan havzası, Türkiye'nin doğusunda KAF ve OF kesişimine yakın bir tektonik çökme alanıdır. Önceki çalışmalar (Barka ve Gülen, 1989; Koçyiğit ve Rojay, 1992b; Köse, 2000), havzanın KAF zonu boyunca çek-ayır tipinde bir açılmanın sonucu olarak oluştuğunu göstermektedir. OF aktivitesi havzayı genişletmektedir.

Erzincan tektonik çökme havzası içerisinde son yüzyılda iki yıkıcı deprem meydana gelmiştir (1939, M: 7.8-8.2 ve 1992, M:6.8). Çalışmamızda havzanın tektonik yapıları ve interferometrik bulgularıyla birlikte değerlendirilen bu depremlerin çeşitli kaynaklarda verilen farklı merkez üstü bilgileri Çizelge1’de sunulmuştur.

Türkiye’de aletli dönemde meydana gelen depremlerin en büyüğü en yıkıcısı olan 1939 Erzincan depremi (Mw: 7.8, Uluslararası Sismisite Merkezi - ISC; Di Giacomo vd., 2015; 2018), yerel zaman ile 27 Aralık 1939 tarihinde saat 01:57’de çok sert bir kış gecesinde meydana gelmiştir. Depremde 32962 kişi hayatını kaybetmiş, sadece Erzincan kent merkezinde yaklaşık rakamlarıyla 8000 kişi yaşamını yitirirken kent nüfusu 20000’den 12000’e düşmüştür. Yeri gelmişken, bu depremin önemli gördüğümüz bazı bilgilerini, oldukça zor şartlarda saha incelemesiyle üretilmiş hayranlık ve saygı uyandıran eski bir saha raporunu (Stchepinsky vd., 1940) çalışanlarını saygıyla anarak birincil kaynağından aktarmak ve araştırmacıları bu rapor hakkında kısaca bilgilendirmek istiyoruz.

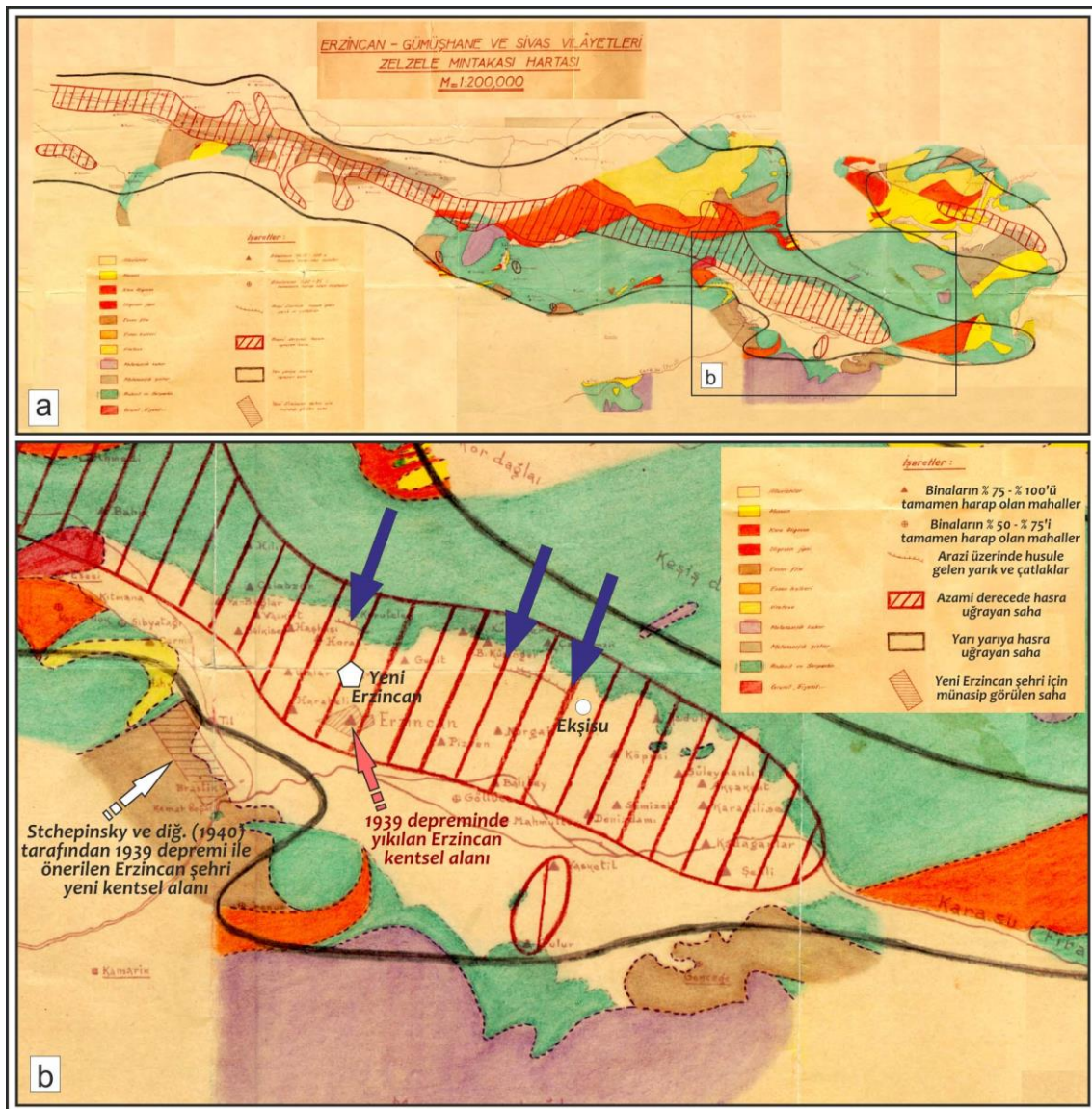
Söz konusu rapor çalışması, depremlerle birlikte 27 Aralık 1939 tarihinde MTA (o dönemdeki eski adıyla Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, yeni adıyla Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) tarafından görevlendirilen bir araştırma ekibiyle yerinde saha çalışmasıyla gerçekleştirilmiştir (Stchepinsky vd., 1940).

Çizelge 1. 1939 ve 1992 Erzincan depremlerinin (çizelgede ve haritalarda kısaca ve sırasıyla 39 ve 92 olarak verilmiştir) merkez üstleri. Kaynaklar: 1. Dewey (1976); 2. Soysal vd. (1981); Sipahioğlu (1983), 3. Fuenzalida vd. (1997).

Table 1. Epicenters of the 1939 and 1992 earthquakes (years are simplified in tables and figures as 39 and 92, respectively) according to 1. Dewey (1996) 2. Soysal et al. (1981); Sipahioğlu (1983) and 3. Fuenzalida et al. (1997).

Deprem Ana Şoku	Tarih –Saat (gün.ay.yıl – saat:dakika)	Merkez Üstü (enlem, boylam)	Kaynak
39A	27.12.1939 –01:57(yerel)	39.80°N, 39.38°E	1
39B	27.12.1939 –01:57(yerel)	39.80°N, 39.50°E	2
92	13.03.1992 – 20:18 (yerel)	39.71°N, 39.63°E	3

Yaklaşık 4-5 ay sonra, 1940 Mayıs ayında raporlandırılan çalışmada, Erzincan şehrinin hemen doğusundaki Ekşisu yerleşkesi ile Sivas'ın Koyulhisar ilçesindeki Bahçe Köyü arasında, KAF zonu üzerinde çoğunluğu Kelkit vadisi boyunca BKB yönünde uzanan 185 km uzunluğundaki yüzey kırığı haritalaması ayrıntılı bir şekilde sunulmuştur (Şekil 2). Raporda, 1939 yılında depremlerle tamamen yıkılan Erzincan kent merkezi için, 8 km kadar BGB yönünde Köhnem Dağı'nın doğu eteklerinde Erzincan ovasına bakan düşük eğimli bir saha, yeni yerleşim alanı olarak önerilmiştir (Stchepinsky vd., 1940). Kemah boğazının girişinin kuzeybatısında, günümüzdeki Bahçeliköy ve Söğütözü (o dönemki isimleri sırasıyla, Hah ve Brastik; Stchepinsky vd., 1940) arasında bulunan bu saha önerisine karşın, Erzincan'ın yeni kent merkezi yıkılan kent merkezinin 3 km kadar kuzeyine, bugün bulunduğu yere taşınarak KAF zonuna daha çok yaklaştırılmıştır. Açıkçası, 1992 Erzincan depreminde yaşanan ağır yıkım ve can kaybının önemli bir kısmının temel nedeni, 1939 depreminden sonra bilim insanları ve araştırmacıların yapmış oldukları çalışma ve önerilerin bir şekilde göz ardı edilmiş olmasıdır.



Şekil 2. a. 1939 Erzincan depremi için hazırlanmış deprem inceleme ve etki haritası (Stchepinsky vd., 1940'den aynen alınmıştır). Çizgili taranmış alanlar: deprem ile birinci derecede etkilenmiş bölgeler; Kalın siyah çizgi ile sınırlandırılmış alanlar depremin ikinci derecede etkilediği bölgeler. **b-** Aynı haritadan yakınlaştırılmış Erzincan havzası kesimi; tarafımızca yerleştirilmiş mavi oklar, havzada gelişmiş yüzey kırıklarına işaret etmektedir.

Figure 2. a. Original earthquake investigation and damage map prepared by Stchepinsky et al. (1940). Red striped areas: areas affected by first degree damages; Areas limited by heavy black lines: areas with second degree damages. **b.** Erzincan basin area zoomed from map in inset (a), with blue arrows showing the earthquake surface ruptures.

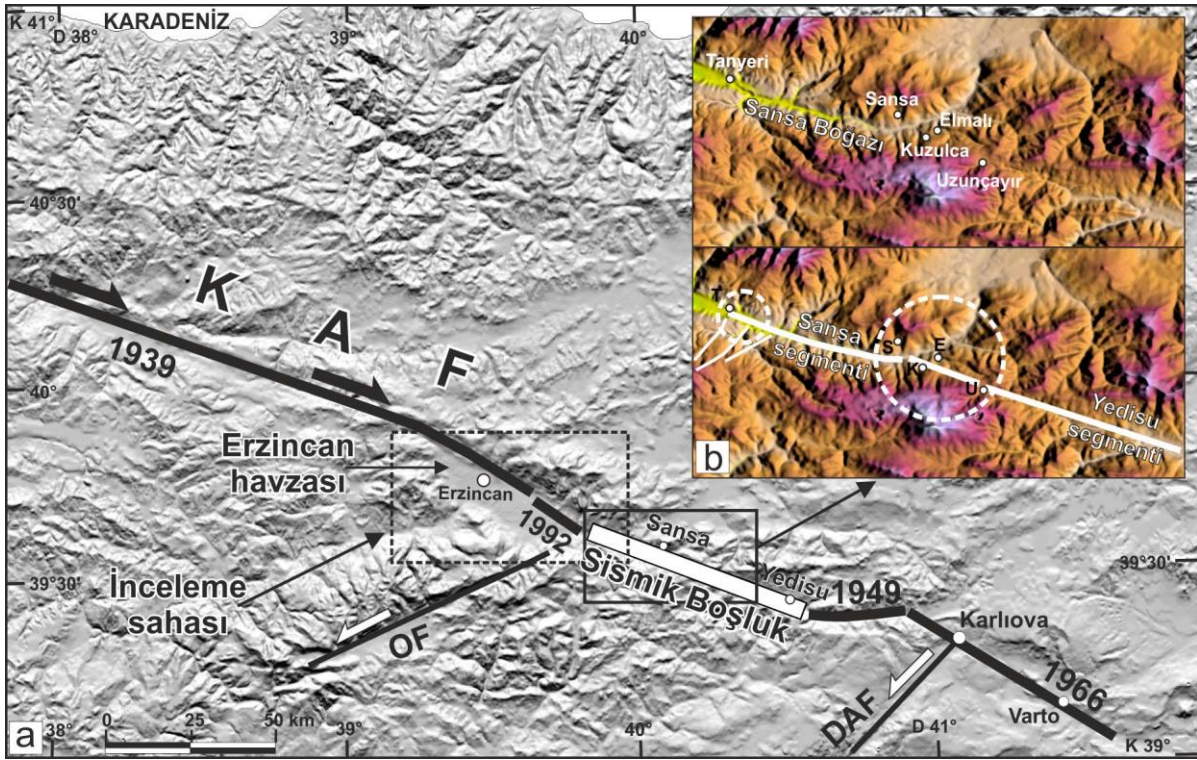
Erzincan havzasının bir diğer ilgi çekici noktası ise, KAF boyunca fay kırığı incelemesiyle öne sürülen (Barka, 1992; Barka, 1996) bir sismik boşluğun varlığıdır (Şekil 3). Bu boşluk, 1992 Erzincan depremi fay kırığının en doğusundan başlayarak, KAF'nın Türkiye'nin doğusunda neotektonik bir ana kırık zonu olan (örneğin Arpat ve Şaroğlu, 1972) Doğu Anadolu Fayı (DAF) ile kesiştiği Karlıova eklemine

batısında meydana gelen 1949 depremi fay kırığının en batısına doğru, doğu yönünde uzanır (Şekil 3a). Bu hat, Erzincan havzasının doğu çıkışındaki Tanyeri ile Sansa arasında Sansa boğazı boyunca 22 km (Sansa Segmenti) ve Sansa ile Yedisu (Bingöl) arasında 53 km (Yedisu Segmenti) olmak üzere, BKB - DGD doğrultusunda uzanan toplam 75 km uzunluğunda iki ana fay segmentine karşılık gelmektedir (Şekil 3b). Batıdan doğuya doğru gidiş sırasıyla Yedisu segmentinin Sansa ile Uzunçayır arasında Kuzluca köyü yakınından geçen ilk 12 km'lik kısmı (Kuzluca alt segmenti), sismik boşluk hattının bütünü üzerinde önem arz eden olası bir kilitleme alanı gibi görünmektedir. Sismik boşluk hattı en son 1784'te kırılmıştır (Ambraseys, 1975). Bu sismik boşluk zonu üzerinde yaklaşık 2 metrelik ötelenmenin sağlanacağı bir gerilme, o zamandan bu yana birikmiş olabilir (Barka, 1992). Coğrafi olarak, sismik boşluk hattının batı kesimini oluşturan Sansa segmenti Erzincan havzasının doğu kısımlarına karşılık gelmektedir ve çalışma alanımızın içine düşmektedir. Sansa segmentinin Tanyeri yakınındaki batı ucu, OF segmentlerinin KAF ile eklem yaptığı bir bölgede bulunmaktadır. Burası yine sismik boşluk hattının başladığı yer olarak olası bir kilitleme morfolojisi sunmaktadır. Mevcut verileri, ayrıca bu bölgedeki deprem tahmin çalışmaları için yararlı olabilecek bir şekilde ele alacağız.

1992 Erzincan depremi ise (Mw: 6.65, ISC; Di Giacomo vd., 2015; 2018), yerel zaman ile 13 Mart 1992 tarihinde saat 19:18'de meydana gelmiş ve depremde 653 kişi hayatını kaybetmiştir. Çalışmamızda, DInSAR metodolojisini, bu yıkıcı deprem sonrasındaki 2.5 yıllık postsismik dönemde devam eden yerdeğiştirmeleri incelemek için kullandık. Deprem merkez üssü (Fuenzalida vd., 1997), havzanın KAF'na paralel bir fay segmenti boyunca, KAF ana izinin güneyinde, lokal bir çek-ayır yapısının kuzey sınırında (Şekil 4b) yer almaktadır (Köse, 2000). Deprem fayının transtansiyonel karakteri (Fuenzalida vd., 1997) uydu görüntüsü analizleri ile de uyumludur. Artçı şoklar, havzanın doğu kısımlarına, KAF'nin OF ile eklem yaptığı yerin yakınlarına doğru göç etmiştir.

ERZİNCAN HAVZASININ DInSAR ANALİZLERİ

Bu çalışma, Erzincan havzasında 1993-1995 yılları arasındaki post-sismik dönemi kapsamaktadır ve bu süre zarfında incelenen alanda göz önünde bulundurulacak büyüklükte herhangi bir deprem kaydedilmemiştir. ERS-1 uydusunun, biri yörünge çıkış yönüne ve diğeri iniş yönüne karşılık gelen iki SAR görüntü çifti, Fransa Uzay Araştırmaları Merkezi (CNES) radar bölümünde, Farksal İnterferometrik SAR (DInSAR) tekniği kullanılarak işlenmiş ve iki adet farksal SAR interferogramı üretilmiştir. 1/25000 ölçekli 25 adet topografik harita paftasının sayısallaştırılmasıyla Hacettepe Üniversitesi'nde üretilmiş olan yüksek çözünürlüklü bir sayısal yükseklik modeli (DEM; Şekil 4a), ERS-1 uydusunun Sentez Açılımlı Radar (SAR) görüntülerinin işlenmesindeki çeşitli aşamalarda ve



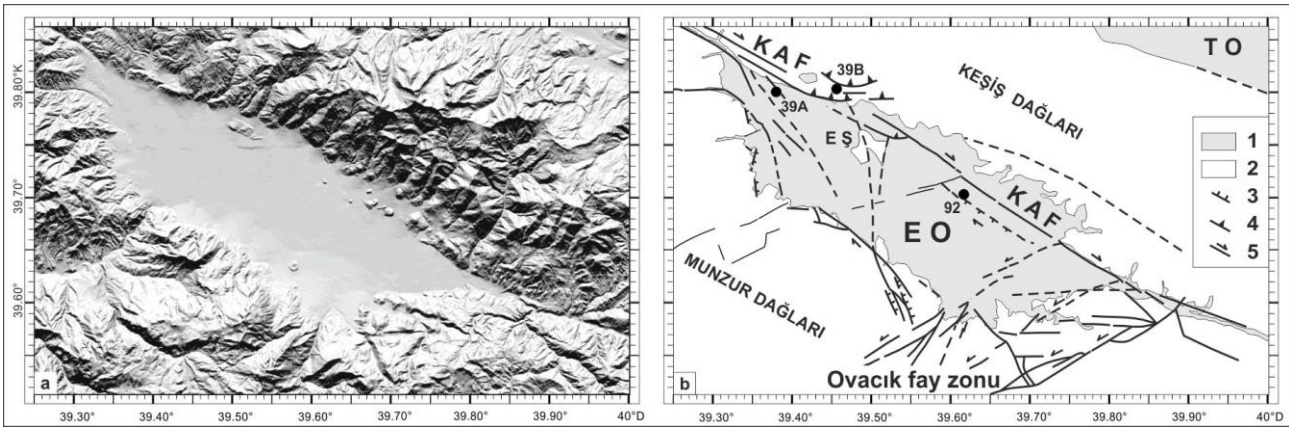
Şekil 3. a. Çalışma bölgesinin çevresinde son yüzyıldaki depremlerle KAF segmentleri üzerinde gelişen yüzey kırıklarını (siyah kalın çizgiler) gösteren harita (Stchepinsky vd., 1940, Koçyiğit ve Rojay 1992b, Barka 1996'dan derlenmiştir). KAF: Kuzey Anadolu fayı; DAF: Doğu Anadolu fayı; OF: Ovacık fayı. **b.** İnceleme alanının doğu kesiminde sismik boşluk zonundaki Sansa ve Yedisu segmentleri. Kesik çizgili daireler sismik boşluk zonundaki olası kilitleme bölgelerini göstermektedir.

Figure 3. a. Map showing the earthquakes and surface ruptures in and near the study area during the last century along the North Anatolian Fault (compiled from Stchepinsky et al., 1940; Koçyiğit and Rojay 1992b and Barka 1996). KAF: North Anatolian Fault; DAF: East Anatolian Fault; OF: Ovacık Fault. **b.** Sansa and Yedisu segments in the seismic gap at the east of the study area. Dashed lines circles are probable locking zones in the seismic gap.

üretilen interferogramlardan topografik katılımların giderilmesinde kullanılmıştır. Her iki interferogramın atmosferik, topografik, yörüngesel ve benzeri dış katılımlardan arındırılma aşamaları CNES'te gerçekleştirilen çalışmalarla yapılmıştır.

İnterferometrik Verilerin Tanıtımı

Sentez açılımlı radar (SAR) tekniğinin yörüngelendirilmiş radar uyduları ile düzenli olarak sağlanan verilerden itibaren yeryüzündeki deformasyonlara yönelik kullanımının hayata henüz geçirildiği bir dönemde, bir depremin sergilediği yüzey deformasyonları, ilk kez Massonnet vd. (1993) tarafından, ABD'nin batısındaki Landers depremi (M = 7.3) için ERS-1 uydusu verileri kullanılarak radar



Şekil 4. a. İnceleme alanının yüksek çözünürlüklü sayısal arazi modelinin yapay ışıklandırma rölyef görüntüsü (Köse, 2000). **b.** Çalışma alanının yapısal jeolojisi (Barka ve Gülen,1989; Koçyiğit ve Rojay,1992b; Köse, 2000'den derlenmiştir). İri siyah noktalar Çizelge 1'de verilen deprem merkez üssü konumlarını göstermektedir. Lejant anahtarı: 1) Kuvaterner kayaçlar, 2) Temel kayaçlar, 3) Normal fay, 4) Bindirme fayı, 5) Doğrultu atımlı fay. EO: Erzincan ovası; EŞ: Erzincan şehri; KAF: Kuzey Anadolu fayı; TO: Tercan ovası.

Figure 4. a. Artificially illuminated high-resolution digital elevation model prepared from digitized 1/25.000scale topographic maps of the study area (Köse, 2000). **b.** Structural geology map of the study area (compiled from Barka and Gülen, 1989; Koçyiğit and Rojay, 1992b; Köse, 2000). Big black dots correspond to epicenters with locations given in Table 1. Legend key: 1) Quaternary rocks; 2) Basement rocks; 3) Normal fault; 4) Thrust fault; 5) Strike-slip fault. EO: Erzincan Basin; EŞ: Erzincan City; KAF: North Anatolian Fault and TO: Tercan Plain.

interferometrisi tekniğiyle haritalanmıştır. Bununla birlikte, bir uzay jeodezisi tekniği olarak jeolojik uygulamalar alanında yeni bir çığır açan metodolojinin bu ilk uygulamaya geçtiği dönemde, dünya genelinde kullanılan bilgisayarların işlem kapasitesi günümüze göreyle oldukça yetersizdi. “Hesap yapma bazında SAR tekniği, 300 milyar civarında matematiksel işlem gereksinimiyle oldukça üst düzeydedir. ...Yeryüzünde 100 km x 100 km boyutlarında bir alana karşılık gelen bir radar görüntüsü, tipik iş istasyonları kullanılarak 1990’lı yılların ortalarında (sentez açılımıyla) yaklaşık bir saatte oluşturulmaktaydı” (Massonnet ve Feigl, 1998). Bu nedenle 1990’lı yılların ortalarında teknik, genellikle CNES ve NASA gibi başlıca ileri araştırma kuruluşlarınca uygulanmaktaydı.

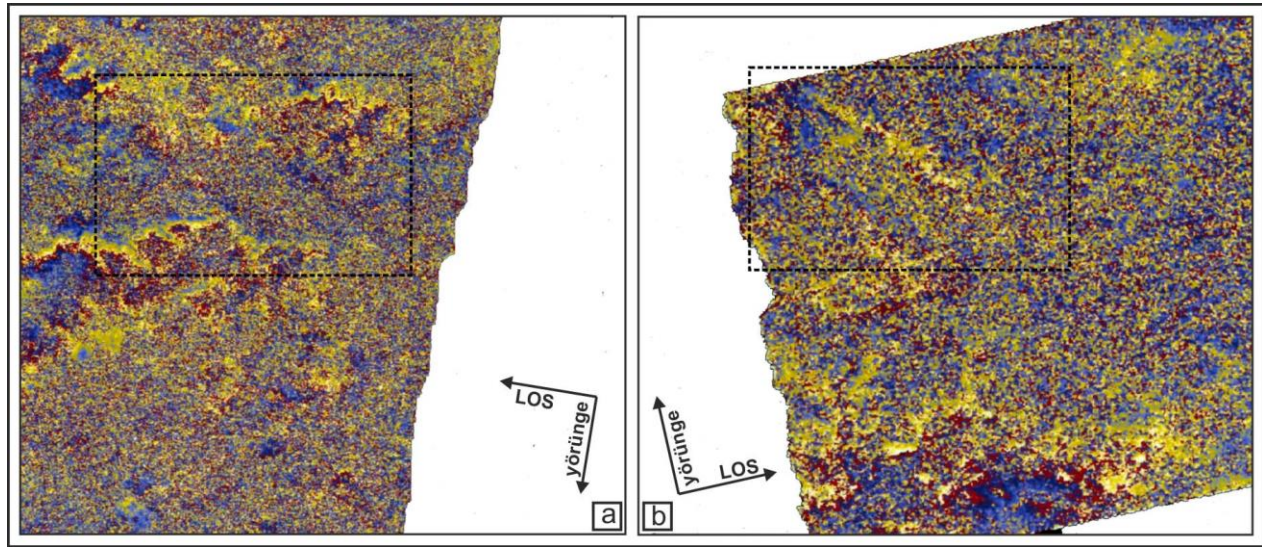
Massonnet vd. (1993) tarafından yayınlanan çalışmanın hemen ardından CNES ile temasa geçerek, 1992 depreminin henüz atlatmış olan Erzincan havzası için farksal interferogram oluşturulması talebinde bulunduk. Kuruluşun kendi çalışmaları dışında, çeşitli kurumların benzer taleplerindeki yoğunluk nedeniyle üç yıl kadar bir beklemenin ardından, uydusal verilerden aşağıda sunmuş olduğumuz Türkiye üzerine DInSAR tekniğiyle üretilmiş ilk interferogramlar 1996 yılında tarafımıza sağlanmıştır. Üretilen iki adet farksal interferogram, iki çift ERS-1 radar görüntüsünden DIAPASON işlem yazılımı zinciri kullanılarak oluşturulmuştur (Çizelge 2). 9 Haziran 1993 (9928 yörünge no) ile

15 Eylül 1995 (21795 yörünge no) arasındaki dönemi içeren ilk interferogram, 5376.47 m düzeyinde oldukça iyi bir eşlem yüksekliği değeriyle iniş yönlü görüntü çiftinden hesaplanmıştır (Şekil 5a). 25 Nisan 1993 (9291 yörünge no) ile 10 Ekim 1995 (22661 yörünge no) arasındaki dönemi içeren ikinci interferogram, -12845.12 m olan mükemmel bir eşlem yüksekliği değeriyle çıkış yönlü görüntü çiftinden hesaplanmıştır (Şekil 5b).

Çizelge 2. Erzincan havzası farksal interferometri çalışmalarında kullanılan ERS-1 SAR görüntüleri.

Table 2. ERS-1 SAR images used in differential interferometric research of the Erzincan Basin.

Görüntü çifti	görece yüksekliği	yörünge kayıt no	kayıt tarihi	yörünge yönü
1. çift	5376.47 m	9928	9 Haziran 1993	iniş
		21795	15 Eylül 1995	iniş
2. çift	-12845.12 m	9291	25 Nisan 1993	çıkış
		22661	10 Ekim 1995	çıkış



Şekil 5. Türkiye üzerine üretilmiş ilk farksal interferogramlar (siyah kesik çizgili dikdörtgenler inceleme alanını göstermektedir). **a.** 9928 ve 21795 yörünge kayıtlı (09.06.1993 - 15.09.1995) ERS-1 SAR görüntü çiftinden üretilen farksal interferogram. **b.** 9291 ve 22661 yörünge kayıtlı (25.04.1993 - 10.10.1995) ERS-1 SAR görüntü çiftinden üretilen farksal interferogram.

Figure 5. The first differential interferograms prepared for Turkey (black dotted lined rectangles denote the study area). **a.** Differential interferogram produced using the two ERS-1 SAR images (9928 and 21795 orbit recorded, 09.06.1993 and 15.09.1995); **b.** Differential interferogram produced using the two ERS-1 SAR images (9291 and 22661 orbit recorded, 25.04.1993 and 10.10.1995).

Eşlem yüksekliği ve yapılan düzeltmeler göz önüne alındığında, diferansiyel interferogramlarda kalıntı topografik artefakt yoktur. Faz farklarına olan dış katılımların giderilmesine yönelik çalışmalarda her iki interferogramda da aynı DEM verisi kullanılmıştır. Buna karşın iniş yönlü görüntü çiftine ilişkin interferogramda, birçok örge yapısı belirmiştir (Şekil 5a). Bunlar topografyayı takip ediyor olmakla birlikte, atmosferik olaylarla bağlantılı oldukları kesindir; çünkü çıkış yönlü görüntü çiftinden oluşturulan interferogramda bulunmamaktadırlar (Şekil 5b). Çok iyi eşlem yükseklik değerlerine ve yüksek çözünürlüklü bir sayısal arazi modeline rağmen, hesaplanan interferogram görüntülerinde görüntü mevcuttur; özellikle interferogramlardan birinde (9928 – 21975 yörünge eşleminde) belirli bir tutarlılık eksikliği göze çarpmaktadır. Bunun, 9928 – 21975 yörüngelerinin interferometrik eşlemindeki iki SAR görüntülemesinin nispeten uzak zaman aralıklarında yapılmış olmasından (2 yıl ve 2,5 yıl) kaynaklandığı düşünülmüştür. Olasılıkla bu farklı zamanlardaki iki görüntülemenin, lokal meteorolojik koşullar ve/veya yüzey ve toprak özelliklerinin (bitki örtüsü, nem, kar vb.) birbirine göreyle üst düzey farklılıklar gösterdiği bir zamanlamaya denk gelmiş olmaları yüksek bir ihtimaldir. Çok gürültülü interferogramlarda artefaktlar ile gerçek deformasyonlar arasında ayırım yapmak zordur (Massonnet vd, 1995). Bu nedenle, üzerinde giderilemeyen atmosferik katılımlara ilişkin kalıntı artefaktların oluştuğu söz konusu farksal interferogramın (9928 – 21975 yörünge eşlemi) çalışmada değerlendirmeye alınmamasına karar verilmiştir.

Diğer interferogramda (9291 – 22661 yörünge eşlemi) ise tamamlanmış bir örge dizilimi oluşmamakla birlikte, bir örge'nin alt mertebelerinde yerdeğiştirmeleri yansıtan deformasyon alanlarının geliştiği belirlenmiştir. Deformasyonların küçük olduğu bir interferogramda örgeler kısmidir (dalga boyunun yarısından az). Bu nedenle yerdeğiştirmelerin gradyanının anlaşılması zordur. Gürültülü farksal interferogramlarda bu zorluk artar. Analiz eden kişinin, olayı görsel olarak yorumlamasını sağlayan bir renk paleti kullanabilmek önemlidir. Bu renk paletinde her faz verisi için özel bir renk tonu atanır. Faz sıçramalarının belirli bir renkle işaretlendiği ve ara fazlanmaların yakın renk aralıklarına yerleştirildiği renk ölçeğindeki diferansiyel interferogramların renkli ifadeleri genellikle daha iyi bir görsel yorum yapılmasını sağlamaktadır.

İnterferometrik Bulguların Morfolojik Değerlendirilmesi

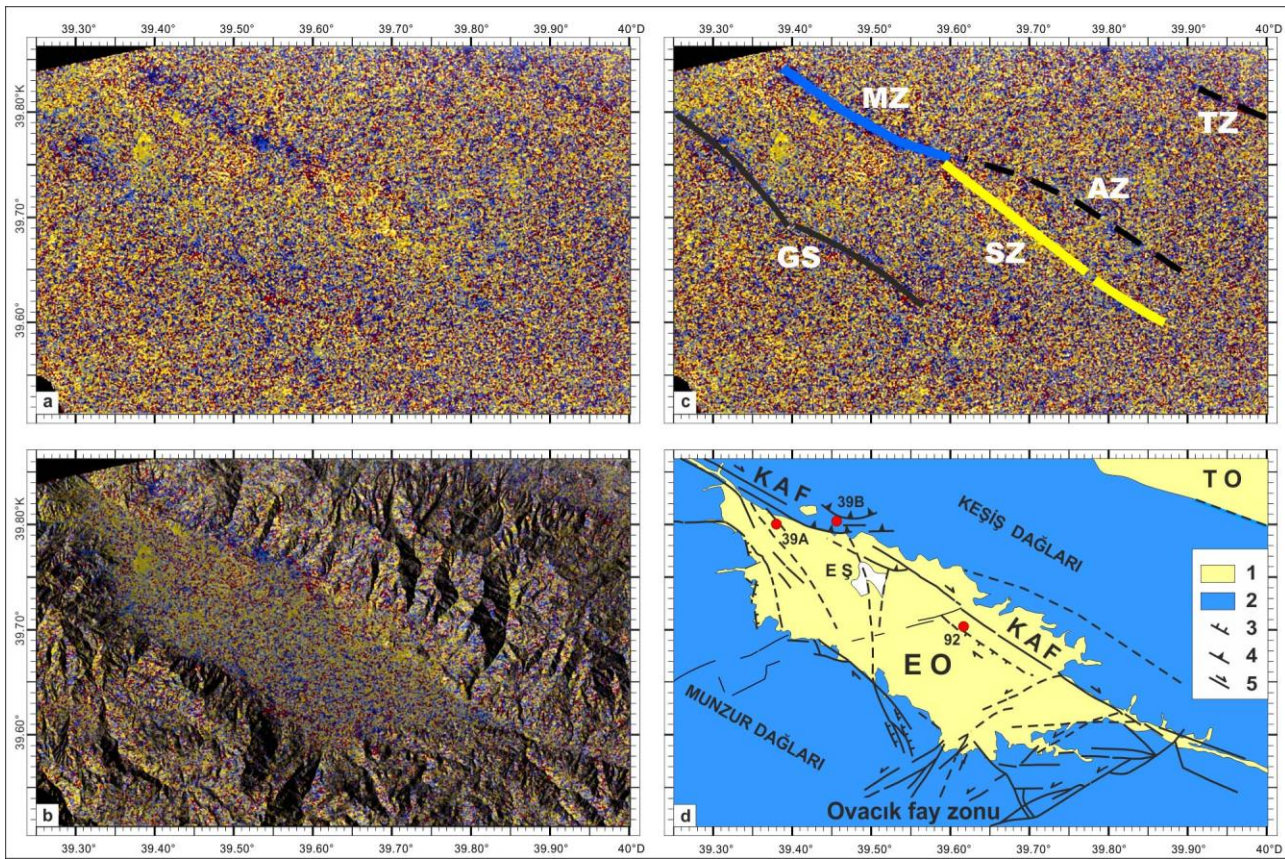
Büyüklüğü $M=7.3$ olan bir depremle açığa çıkan enerjinin meydana getirdiği deformasyonları haritalayan Massonnet vd. (1993) tarafından gözlenen çok sayıdaki örge yapısının, tahmin edildiği üzere postsismik kısa bir dönem için üretilen bu interferogramlarda gözlenmesi beklenemezdi. Bununla birlikte, interferogramlardan birinde, tamamlanmamış bir örge'nin alt seviyeleri açıkça takip edilebilmektedir (Şekil 6a). ERS-1 kaynaklı interferogramlarda bütünsel bir örge yapısının, uydunun yere bakış doğrultusunda (LOS) 28 mm (ERS radar sinyalinin dalga boyu yarı uzunluğu)

büyükliğünde zemin deformasyonlarına karşılık geliyor olması nedeniyle, çalışmamızda bir örgenin alt seviyelerinde deformasyonların belirlenmiş olması durumu, araştırma döneminde toplam deformasyon miktarının 28 mm'ye ulaşmadığı anlamına gelmektedir. Bu deformasyon alanlarının (Şekil 6a) havzanın DEM rölyef görüntüsüyle (Şekil 4a) ilişkilendirilmesi (Şekil 6b), bunların havza (Erzincan ovası) sınırlarında gelişmiş olduklarını ortaya koymaktadır. Bir interferogramın doğrudan yorumlanması ancak bütünsel örgelerle yapılabilir. Çok gürültülü bir interferogram üzerinde kısmi bir örgenin yorumlanması için, bilginin morfolojiyi yansıtan bir rölyef üzerinde tartışılması gerekir.

Erzincan ovası ve yakın çevresini kapsayan inceleme alanına yönelik olarak, çıkış yönlü interferogram (Şekil 6a), DEM ile rölyeflendirilmiş interferogram (Şekil 6b), gelişen deformasyonların çizildiği interferogram (Şekil 6c) ve yapısal jeoloji haritası (Şekil 6d) Şekil 6'de sunulmaktadır. İlk aşamada, interferogramın (Şekil 6a) ve havza topografyasının (Şekil 6b) karşılaştırılması, havza şeklinin interferogramda neredeyse bir bütün olarak görüldüğünü ortaya koymaktadır (Şekil 6c). Havzanın kuzey sınırında, kuzey batıdan güneydoğuya doğru geçiş sırasıyla, ağırlıklı olarak mavi renkli piksel kümelenme bölgesi ile (Şekil 6c'de MZ) ağırlıklı olarak sarı renkli piksel bölgesi (Şekil 6c'de SZ) deformasyona karşılık gelen alanlar olarak işaretlenmiştir (Şekil 6c). Daha az belirginlikteki AZ bölgesi, MZ bölgesini daha doğuda sürdürüyor gibi görünmektedir. Bu bölgeler (AZ ve MZ), inceleme döneminde benzer yerdeğiştirme oranlarıyla hareket eden yer pikselleri ile temsil edilmektedir. Yapısal jeolojiyle olan ilişkilerine bir sonraki bölümde değineceğiz.

Güney sınırı daha dar ve nispeten daha homojen ve ağırlıklı olarak mavi renkli bir piksel bölgesi boyunca açığa çıkmıştır (Şekil 6c'de GS). Her iki sınırla ilişkili deformasyon alanları, havzanın doğu kısımlarında kaybolur ve doğuda daha fazla gözlenmez. Doğrultu ve interferometrik yapılanma olarak GS'na benzer bir başka bölge, interferogramın kuzey-doğusunda belirgindir (Şekil 6c'de TZ). Bu yapı, Kuvaterner Tercan Ovası'nın güney kenarını sınırlandırmaktadır (Şekil 6d'de TB).

Çıkış yönlü interferogramın kısmi örgelerine karşılık gelen homojen piksel kümeleşmeleri, bölgenin genel faz değişimine kıyasla artan bir faz farkını gösterir. Bununla birlikte, tamamlanmış örge yapısının olmaması, yerdeğiştirme gradyanının belirlenmesini mümkün kılmamaktadır. Dolayısıyla, LOS doğrultusundaki hareketin hangi yöne olduğuna yönelik bir bilgi interferogramın mevcut haliyle önerilemez. Bununla birlikte, sahada ayrıntı veren önceki çalışmaların verileri dikkate alınarak (Barka ve Gülen, 1989; Tatar vd., 1993; Pınar vd., 1994; Chorowicz vd., 1995; Nalbant vd., 1996; Fuenzalida vd., 1997, Köse, 2000), belirlenen hareketlerin bir çökmeye karşılık geldiği söylenebilir.



Şekil 6. a. Erzincan havzasının 25 Nisan 1993 ve 10 Ekim 1995 tarihli iki ERS-1 radar görüntüsünden elde edilen interferogramı. b. İnterferometrik piksel kümelenmelerinin DEM rölyef görüntüsü ile havza morfolojisi üzerinde görünümü. c. Metinde tartışılan ve AZ, GS, MZ, SZ, and TZ olarak kodlanan piksel kümelenmelerini gösteren harita. d. (b) ve (c) haritalarında gözlemlenen piksel küme hatlarının yapısal hatlarla karşılaştırılması için Şekil 4.b'de verilen yapısal jeoloji haritası eklenmiştir. Kırmızı noktalar Çizelge 1'de verilen deprem merkez üstlerini göstermektedir. Şekil 7'de interferometrik hatların yapısal hatlarla ilişkisi daha geniş bir haritada gösterilmiştir.

Figure 6. a) Interferogram of the Erzincan basin, produced from ERS-1 radar pair acquired in 25 April 1993 and 10 October 1995. b) Composite image of the interferogram and DEM showing interferometric pixel clusters on the morphology of the basin. c) Composite image of the interferogram and the map showing the clustered pixel alignment zones, denoted by AZ, GS, MZ, SZ, and TZ, discussed in text. d) Structural geology of the study area, as in Figure 4b, to compare interferometric data with structural data. Key to legend is the same as in Figure 4b. A larger map is given in Figure 7.

İnterferogram ve Havzanın Yapısal Jeolojisi

Burada, interferogramda ortaya çıkan deformasyon alanlarını, havzanın daha önceki çalışmalarda (Barka ve Gülen, 1989; Koçyiğit ve Rojay, 1992b; Köse, 2000) ayrıntıları verilmiş olan yapısal jeolojisi

ile bağlantılı olarak ele almaktayız. Aşağıda, interferometri bulgularını bu araştırmacıların ortaya koydukları yapısal düşüncelerle ilişkilendiriyoruz:

a) Transpresyonel bir bölge, havzanın kuzeybatı kısımlarında etkinlik göstermektedir. Bu bölge, interferogramda MZ ile gösterilen deformasyon bölgesine karşılık gelmektedir. MZ bölgesi, KAF segmentlerinin jeolojik haritalamasında (örneğin, Koçyiğit ve Rojay, 1992b) olduğu gibi, Erzincan şehrinin hemen kuzeyinde, transpresyonu öneren bir fay izi geometrisi sunmaktadır. Burası büyük bir olasılıkla yıkıcı 1939 depreminin ($M = 8.0$, Barka, 1996) meydana geldiği bölgedir (Şekil 6d).

b) Bu bölge, daha doğuda, SZ ile gösterilen deformasyon alanına geçiş yapmaktadır. 1992 depreminin ($M: 6.8$) merkez üssü bu bölgenin yakınında bulunmaktadır (Şekil 6d). Bu depremin odak mekanizması, merkez üssünün doğusundaki bir KAF segmenti boyunca kinematik göstergelerin saha incelemeleri, KAF uzanımlı riyolitik domların varlığı ve uydu görüntüsü analizleri, KAF'nın bu lokal kesimi boyunca transtansiyonel fay hareketleri olduğunu önermektedir (Fuenzalida vd., 1997; Köse, 2000).

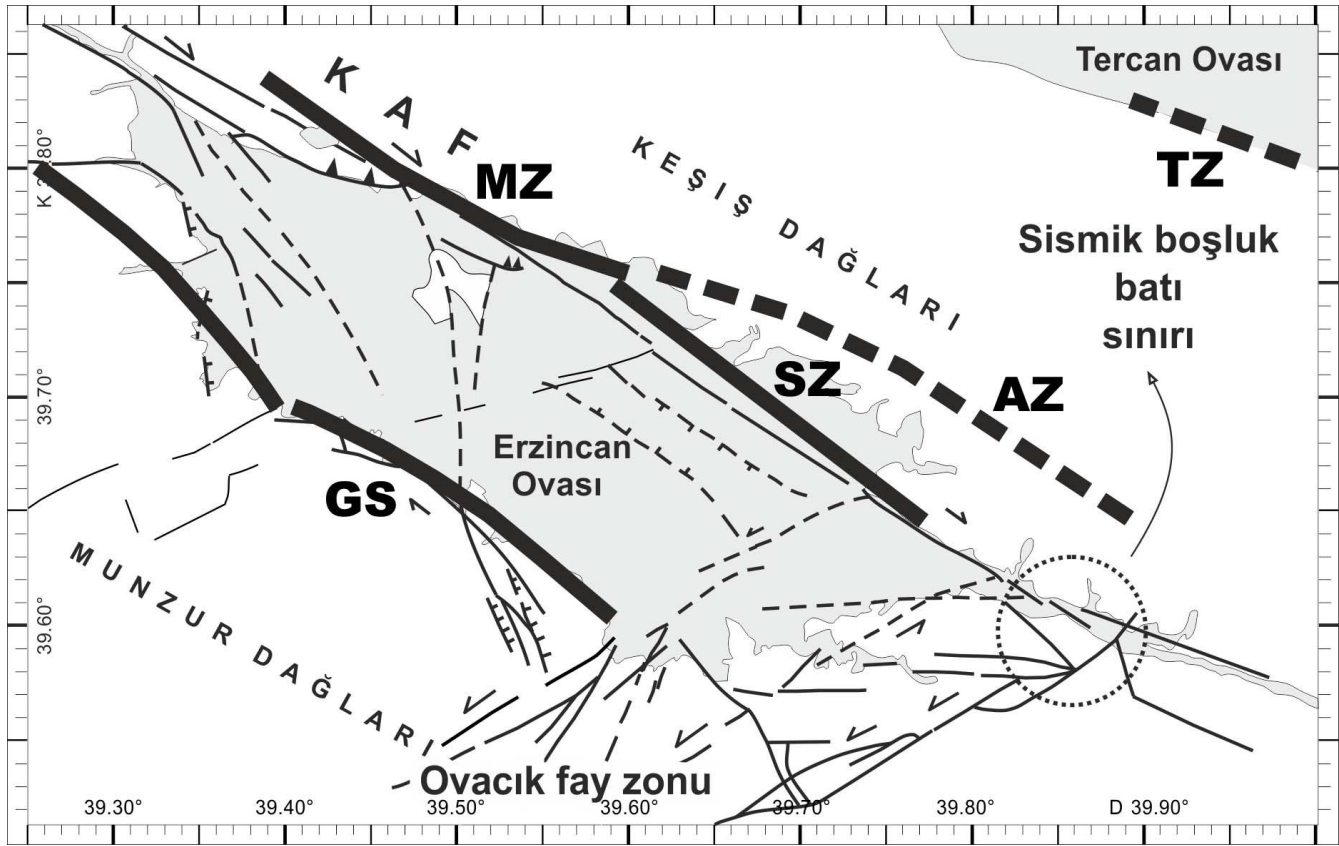
c) Havzanın kuzey ve güney sınırlarının morfolojik özellikleri üzerine yapılan önceki çalışmalarda, güney sınırın tektonik olarak daha az aktif olduğu öne sürülmektedir (Barka ve Gülen, 1989; Köse, 2000). Güney sınırının göreceyle daha zayıf olan interferometrik işareti bu görüşleri desteklemektedir.

d) İnterferogramda havza sınırları çevresinde izlenen deformasyon alanları, havza sınırlarının OF zonu ile kesişme bölgesinin yakınında gözden kaybolmaktadır. Bu, büyük olasılıkla sismik boşluk zonuna yaklaştıkça KAF segmenti boyunca gelişen kinematik değişimin bir sonucu olmalıdır. Bu kinematik değişim, KAF/OF eklemının yakınında sismik boşluğun batı ucuna yaklaşırken KAF boyunca kayma hızlarının düşmesiyle ilişkili olabilir (Şekil 7).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

1. Erzincan havzası için hazırlanan interferogram, tamamlanmamış bir örgenin bir miktar alt seviyelerindeki büyüklüklerde deformasyonları içermektedir ve bunlar nispeten homojen renkli piksel kümeleri ile belirginleşmiştir. Basitçe bir özetle, interferogramların hazırlanmasında kullanılan metodolojiye göre, aynı kümelenme kuşağı üzerinde aynı piksel değeri veya renk tonuyla temsil edilen noktalar, uydu doğrultusunda aynı yönde ve aynı miktarda yerdeğiştirmeye ilişkin benzer hareketler gösterirler. İnterferogramın yapısal jeoloji haritası ile karşılaştırılması, interferogramda

ortaya çıkan deformasyon alanlarının aynı zamanda havzanın yapısal zonlarına karşılık geldiğini kanıtlamaktadır.



Şekil 7. Kalın çizgilerle gösterilen interferometrik zonlarla yapısal hatların (bakınız Şekil 4b) ilişkisini gösteren harita. Kuzey Anadolu Fay (KAF) segmentlerinin interferometrik uzanımları, KAF zonunun Ovacık Fay Zonuyla olan kesişme zonunun doğusunda gözlenmemektedir. Sismik boşluk dolayısıyla kesik çizgili daire ile gösterilen bu eklem zonunun doğusuna doğru uzanmaktadır.

Figure 7. The interferometric zones, drawn in heavier lines, superimposed to the structural map of Fig. 4b. Movements of the NAF segments are not observed east of their junction with the Ovacık fault zone. The seismic gap therefore extends eastwards from this junction, represented by a dashed circle.

2. İnterferogram görüntüsünün bütününe bakıldığında, özellikle kuzey kesimdeki KAF'na paralel sınırlar için daha belirgin olmak üzere, havzanın şekli kolayca ayırt edilebilmektedir. Bu, inceleme dönemi içerisindeki havza evriminde KAF'na paralel hareketlerin egemen olduğunu göstermektedir. OF zonunun hareketleri, muhtemelen bu kırık boyunca çok daha küçük olan kayma hızları nedeniyle, interferometrik analizlerde dolaylı olarak izlenim vermemektedir.

3. Havzanın kuzey sınırı ile karşılaştırıldığında, güney sınırı, interferogramda daha dar bir piksel bölgesi ile temsil edilmektedir. Bu, güney sınırının tektonik olarak kuzey emsalinden daha az aktif olduğu sonucunu veren önceki morfo-tektonik çalışmalarla uyumludur.

4. Havzadaki yer hareketlerinin, sismik açıdan sessiz olan bir dönem içinde tespit edilmiş olması ilginç bir noktadır. Fay zonundaki yerdeğıştirmeler, asismik bir deformasyonla ve/veya sismik ancak büyüklüğü küçük olan depremlerle sağlanmış olmalıdır.

5. KAF hareketlerinin KAF-OF eklemının doğusunda devam etmediğinin gözlenmesi, sismik boşluğun batı kısmında olasılıkla KAF'nın kayma hızındaki bir düşüşü yansıtmaktadır. Bu eklem bölgesi, kırık zonu boyunca bir 'kilitlenme noktasına' karşılık gelebilir. Burada veya daha doğuda ve sismik boşluk içerisinde biriken gerilme, gelecekte depremler tarafından serbest bırakılacaktır.

6. İnterferometri çalışması, önemli bir deprenselliğın yaşanmadığı postsismik bir dönemde, aktif tektonik ortamında ilginç sonuçlar vermiştir. Çalışmada aktif fay segmentleri tespit edilmiş ve segmentlerdeki hareket farklılaşmasına bağlı olarak farklı kabuk davranışları önerilmiştir. Ayrıca, havzanın doğu kesiminde KAF boyunca fay hareketlerinin farklılaşması (hızların ve yerdeğıştirmelerin sönümlenmesi), bir fay segmentinin kaymaların engellendiğı bir sismik boşluk zonuna yaklaştığında beklenenlerle uyumludur. İnterferometri, böyle bir olayı deprem tahmin alanında incelemek için etkili bir tamamlayıcı araç olabilir.

7. Bu çalışmada kullanılan ilk radar görüntüsünün alınma zamanından (1993) bu yana 25 yılın üzerinde bir süre geçmiştir. Yaklaşık 20 mm.y^{-1} hızla kabuk yerdeğıştirmelerinin yaşandığı bir alanda (GPS ölçümleri, Reilinger vd., 1997), intersismik dönem boyunca interferometrik örgelerin gözlemlenmesi büyük bir olasılıktır (Farksal SAR interferogramlarında, uydu bakış doğrultusundaki zemin yerdeğıştirmeleri kullanılan dalga boyunun yarısına ulaştığında - ERS uyduları için $\lambda/2 = 28 \text{ mm}$ - tamamlanmış bir örge oluşur). Son 25 yıl içerisinde farklı dalga boylarında veri kaydeden çok sayıda radar uydusu yörüngelendirilmiştir. Bunların veri arşivlerinden dünyanın birçok yerinde olduğu gibi KAF zonu üzerinde de çok sayıda InSAR çalışması yapılmıştır (örneğin, Wright vd., 2001; Walters vd., 2011; Cakir vd., 2014; Cavalié ve Jónsson, 2014; Walters vd., 2014; Hussain vd., 2016a; Hussain vd., 2016b; Hussain vd., 2018). KAF üzerinde yapılan bu son dönem InSAR çalışmalarının çoğı, genellikle yüzlerce km uzunlukta binili komşu yörünge verilerinin entegre edildiğı yüzlerce km genişlikteki alanlar için yine yüzlerce interferogram yığını ile, ağırlıklı olarak bölgesel ölçekteki hız ve gerilim alanlarına yönelik gerçekleştirilmiştir. Faaliyetini tamamlamış ve faaliyetine devam eden radar uydularının görüntü arşivlerinden yapılacak büyük ölçekli (lokal veya havza odaklı) InSAR

çalışmalarının, farklı ölçekteki fayların davranışlarının belirlenmesine önemli katkılar sağlayacağını düşünmekteyiz. Özellikle KAF'nın Sansa ve Yedisu segmentleri gibi sismik boşluk özelliği gösteren fay segmentlerine yakın odaklanmış InSAR gözlemleri, bu zonlar üzerinde zaman olarak yaklaşan olası çok yıkıcı depremlerin öngörülmesinde ve sergileyecekleri zararların en aza indirgenmesinde eşsiz bir öneme sahip olabilecektir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma kısmen TUBITAK/CNRS-243 sayılı Türkiye-Fransa Bilimsel İşbirliği projesi ile desteklenmiştir. Yazarlar, çalışmada kullanılan interferogramları ilgili dönemde hazırlayan ve işleyen Hélène Vadon ile CNES radar bölümüne şükranlarını sunar. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi'nden sayın Zühre Şentürk çalışmanın yayına hazırlanmasında itici güç olmuştur, kendisine teşekkür ederiz. İki hakemimiz çok verimli bir şekilde katkıda bulunmuşlardır, kendilerine müteşekkirimiz. Son olarak, arazi çalışmalarımız sırasında tanıma şerefine ulaştığımız, deprem konusuna olan merakını takdir etmiş olduğumuz, müstesna şahsiyeti ile unutulmayacak valimiz, müteveffa Recep Yazıcıoğlu beyefendiyi saygı ve sevgi ile anıyoruz.

KAYNAKLAR

- Ambraseys, N.N., 1975. Studies in historical seismicity and tectonics. In: Geodynamics of today, The Royal Soc. London, 7-16.
- Arpat, E. and Şaroğlu, F., 1972. The East Anatolian fault system: Thoughts on its development (in Turkish). Maden Tetkik Arama Ens. Derg., 78, 33-39.
- Barbot, S., Lapusta, N. and Avouac, J.-P., 2012. Under the hood of the earthquake machine: Toward predictive modeling of the seismic cycle. Science, 336 (6082), 707-710.
- Barka, A., 1992. The North Anatolian fault zone. Annales Tectonicae, spec. issue, suppl. to vol. VI, 164-195.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, 1996. Bull. Seism.Soc. Am., vol. 86, no. 5, pp. 1238-1254.
- Barka, A.A. and Gülen, L., 1989. Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey). J. Struct. Geol., Vol. 11, No. 3: 275-283.

- Dewey, J.W., 1976. 1976. Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 843-868.
- Bürgmann, R., Ergintav, S., Segall, P., Hearn, E.H., McClusky, S., Reilinger, R.E., Woith, H. and Zschau, J., 2002. Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1), 126-137.
- Cakir, Z., Ergintav, S., Akoğlu, A.M., Çakmak, R., Tatar, O. and Meghraoui, M., 2014. InSAR velocity field across the North Anatolian Fault (eastern Turkey): Implications for the loading and release of interseismic strain accumulation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 7934–7943, doi:10.1002/2014JB011360.
- Cavalié, O., and Jónsson, S., 2014. Block-like plate movements in Eastern Anatolia observed by InSAR. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 26–31, doi:10.1002/2013GL058170.
- Chorowicz J., Luxey P., Rudant J.-P., Lyberis N., Yürür T., Gündoğdu M.N., 1995, Slip-motion estimation along the Ovacık fault near Erzincan (Turkey) using ERS-1 Radar Image: evidence of important deformation inside the Turkish Plate. *Remote Sensing Environment*, 52 (1), 66-70.
- Christopher, S., Takeuchi, C.S. and Fialko, Y., 2012. Dynamic models of interseismic deformation and stress transfer from plate motion to continental transform faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117 (B05403), 1-16, doi:10.1029/2011JB009056.
- Di Giacomo, D., Bondár, I., Storchak, D.A., Engdahl, E.R., Bormann, P. and Harris, J., 2015. ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment, *Phys. Earth Planet. Int.*, 239, 33-47, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.005.
- Di Giacomo, D., Engdahl, E.R. and Storchak, D.A., 2018. The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project, *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 1877-1899, doi: 10.5194/essd-10-1877.
- Ergintav, S., McClusky, S., Hearn, E., Reilinger, R., Cakmak, R., Herring, T., Ozener, H., Lenk, O. and Tari, E., 2009. Seven years of postseismic deformation following the 1999, M = 7.4 and M = 7.2, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 114, B07403, 1-19, doi:10.1029/2008JB006021.

- Fuenzalida, H., Dorbath, L., Cisternas, A., Eyidoğan, H., Barka, A., Rivera, L., Haessler, H., Philip, H and Lyberis, N., 1997. Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks, tectonics of the Erzincan basin and decoupling on the North Anatolian fault. *Geophys. Int. J.*, 129, 1-28, 1997.
- Gencoğlu, S., İnan, E. and Güler, H., 1990. The earthquake hazard in Turkey, *Publ. Cham. Geophys. Eng.*, Ankara, 701 p.
- Goldstein, R.M., Engelhardt, H., Kamb, B. and Frolich, R.M., 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, vol. 262, no. 23, pp. 1525-1530.
- Hanssen, R.F., 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Hearn, E., McClusky, S., Ergintav, S. and Reilinger, R., 2009. Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114 (B08405), 1-21, doi:10.1029/2008JB006026.
- Hearn, E.H., Bürgmann, R. and Reilinger, R.E., 2002. Dynamics of Izmit earthquake postseismic deformation and loading of the Duzce earthquake hypocenter. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1), 172-193.
- Hetland, E. and Hager, B., 2006. The effects of rheological layering on post-seismic deformation. *Geophysical Journal International*, 166 (1), 277-292.
- Hussain, E., 2016. Mapping and modelling the spatial variation in strain accumulation along the North Anatolian Fault. Ph.D. thesis, University of Leeds, UK.
- Hussain, E., Wright, T.J., Walters, R.J., Bekaert, D., Hooper, A. and Houseman, G.A., 2016a. Geodetic observations of postseismic creep in the decade after the 1999 Izmit earthquake, Turkey: Implications for a shallow slip deficit. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 2980–3001, doi:10.1002/2015JB012737.
- Hussain, E., Hooper, A., Wright, T.J., Walters, R.J. and Bekaert, D.P., 2016b. Interseismic strain accumulation across the central North Anatolian Fault from iteratively unwrapped insar measurements. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 9000–9019

- Hussain, E., Wright, T.J., Walters, R.J., Bekaert, D.P.S., Lloyd, R. and Hooper, A., 2018. Constant strain accumulation rate between major earthquakes on the North Anatolian Fault. *Nature Communications*, 9, 1392 (2018) doi:10.1038/s41467-018-03739-2 .
- Johnson, K.M., Hilley, G.E. and Bürgmann, R., 2007. Influence of lithosphere viscosity structure on estimates of fault slip rate in the Mojave region of the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B07408), 1-15.
- Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Guillaso, S., Peltzer, G., Dailu, R., Sun, J., Shen, Z.-K. and Xu, X., 2012. Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu, China) revealed by SAR Interferometry. *J. Geophys. Res.*, 117, B06401, doi:10.1029/2011JB008732.
- Kaneko, Y., Fialko, Y., Sandwell, D.T., Tong, X., and Furuya, M., 2013. Interseismic deformation and creep along the central section of the North Anatolian fault (Turkey): InSAR observations and implications for rate-and-state friction properties. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 316–331, doi:10.1029/2012JB009661.
- Kenner, S.J. and Segall, P., 2000. Postseismic deformation following the 1906 San Francisco earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (B6), 13195-13209.
- Koçyiğit, A. and Rojay, B., 1992a. Erzincan basin and 1992/3/13-15 earthquakes: an active composite pull-apart basin on the North Anatolian fault zone, Türkiye, Abstract presented in International Workshop: Work in progress on the geology of Türkiye, Keele, April 9-10, 1992. Univ. Keele, Dep. Geology.
- Koçyiğit, A. and Rojay, B., 1992b. A preliminary neotectonic report on the Erzincan earthquake, 1992, 13 March, TUBITAK, Ankara.
- Köse, O., 2000. Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nda tektonik gerilim birikim noktalarının uzaktan algılama teknikleri ile belirlenmesi. Hacettepe Üniv., Fen Bil. Enst., Ankara.
- Lapusta, N. and Liu, Y., 2009. Three-dimensional boundary integral modeling of spontaneous earthquake sequences and aseismic slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114 (B09303), 1-25, doi:10.1029/2008JB005934.
- Marone, C., 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26 (1), 643-696.

- Massonnet, D. and Feigl, K.L., 1995. Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms, *Geophysical Research Letters*, 22 (12): 1537–1540.
- Massonnet D. and Feigl K.L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36, 4, 441-400.
- Massonnet, D. and Rabaute, T., 1993. Radar interferometry: Limits and Potential. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 31, no. 2, pp. 455-464.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peitzer, G., Feigl, K. and Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, vol. 364, No. 6433.
- Meade, B.J., Klinger, Y., and Hetland, E.A., 2013. Inference of multiple earthquake cycle relaxation timescales from irregular geodetic sampling of interseismic deformation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (5), 2824-2835.
- Nalbant, S., Barka, A. and Alptekin, Ö., 1996. Failure stress change caused by the 1992 Erzincan Earthquake (Ms=6.8). *Geophysical Research Letters*, 23 (13), 1561-1564, doi:10.1029/96GL01323.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. and Hudnut, K., 1996. Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow. *Science*, 273 (5279), 1202-1204, DOI: 10.1126/science.273.5279.1202.
- Pinar, A., Honkura, Y. and Kikuchi, M., 1994. Rupture process of the 1992 Erzincan Earthquake and its implication for seismotectonics in eastern Turkey. *Geophysical Research Letters*, 21 (18), 1971-1974, doi:10.1029/94GL01712.
- Pollitz, F.F., 2005. Transient rheology of the upper mantle beneath central Alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 Denali earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110 (B08407), 1-16, doi:10.1029/2005JB003672.
- Prescott, W.H. and Nur, A., 1981. The accommodation of relative motion at depth on the San Andreas Fault System in California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86 (B2), 999-1004.
- Reilinger, R.E, McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, İ., Lenk, O. and Şanlı, İ., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements

in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, No. B5:9983-9999.

Rossi, M., 1996. Giving an Operational Status to ERS Interferometric Applications. *Proceedings of the Second ERS Applications Workshop*, London, UK, 6-8 December 1995 (ESA SP-383 February 1996).

Savage, J.C. and Burford, R.O., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 78, 832-845, doi:10.1029/JB078i005p00832.

Savage, J.C. and Prescott, W., 1978. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83 (B7), 3369-3376.

Savage, J.C., 2000. Viscoelastic-coupling model for the earthquake cycle driven from below. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B11), 25525-25532.

Scholz, C.H., 1988. The critical slip distance for seismic faulting. *Nature*, 336, 761-763.

Sipahioğlu, Ő., 1983. An evaluation on characteristics of earthquake activity of the Horasan-Narman region before the 30 October 1983 earthquake (in Turkish). *Yeryuvarı ve İnsan (Türkiye Jeoloji Kurumu)*, 8, 3. pp. 12-15.

Soysal, H., Sipahioğlu, Ő., Kolçak, D. and Altınok, Y., 1981. Catalogue of historical earthquakes of Turkey (in Turkish). TUBİTAK Project No. TBAG 341, 86 pp.

Stchepinsky, V., Fırat, H., Uluşan, C. and Pamir, H.N., 1940. Report on the observations in the Erzincan-Kelkit earthquake area (in Turkish). Unpublished MTA report, no. 1097, 23 pages, Ankara.

Tatar, O., Temiz, H., Tutkun, S.Z., Park, R.G. and Stimpson, I.G., 1993. Surface deformation and tectonic setting of the 13 March 1992 Erzincan earthquake, Eastern Turkey. *Geol. J.*, 28: 327-333. doi:10.1002/gj.3350280311.

Thatcher, W., 1983. Nonlinear strain buildup and the earthquake cycle. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5893-5902.

- Tong, X., Sandwell, D.T., and Smith-Konter, B., 2013. High-resolution interseismic velocity data along the San Andreas Fault from GPS and InSAR, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 369–389, doi:10.1029/2012JB009442.
- Vaghri, A. and Hearn, E.H., 2012. Can lateral viscosity contrasts explain asymmetric interseismic deformation around strike-slip faults? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102 (2), 490-503.
- Walters, R.J., Holley, R.J., Parsons, B. and Wright, T.J., 2011. Interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault from Envisat InSAR measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L05303, doi:10.1029/2010GL046443.
- Walters, R.J., Parsons, B. and Wright, T.J., 2014. Constraining crustal velocity fields with InSAR for Eastern Turkey: Limits to the block-like behaviour of Eastern Anatolia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 5215–5234, doi:10.1002/2013JB010909.
- Wang, H., and Wright, T.J., 2012. Satellite geodetic imaging reveals internal deformation of western Tibet. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L07303, doi:10.1029/2012GL051222.
- Wright, T.J., Parsons, B. and Fielding, E., 2001. Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2117–2120, doi:10.1029/2000GL012850.
- Wright, T., 2016. The earthquake deformation cycle. *AG: News & Reviews in Astronomy & Geophysics*, 57, (4), 20-27
- Yamasaki, T. and Houseman, G.A., 2012. The signature of depth-dependent viscosity structure in post-seismic deformation. *Geophysical Journal International*, 190 (2), 769-784.
- Zebker, H.A. and Goldstein, R.M., 1986. Topographic mapping from interferometric SAR observations. *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, no. B5, pp. 4993-4999.